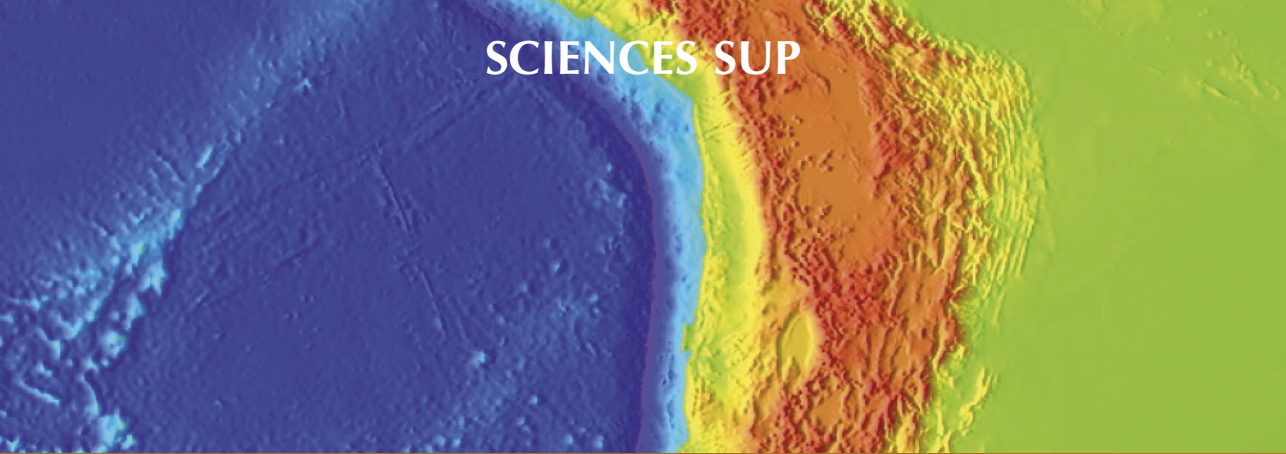




SCIENCES SUP

Cours

Master • CAPES • Agrégation

LES GRANDES STRUCTURES GÉOLOGIQUES

5^e édition

***Jacques Debelmas
Georges Mascle
Christophe Basile***

DUNOD

LES GRANDES STRUCTURES GÉOLOGIQUES

Consultez nos parutions sur dunod.com

The screenshot shows the Dunod website interface. At the top, there's a navigation bar with the Dunod logo and links to 'Éditions', 'ETSF', 'InterEditions', and 'Microsoft Press'. Below this is a search bar and a 'Recherche' button. The main content area is divided into several sections:

- Interviews:** Features interviews with Gilles Verrier and Thierry de Montbrail.
- Événements:** Promotes the 'Profession dirigeant' book.
- En librairie ce mois-ci:** Highlights the 'Python' book by Tarek Ziade.
- Sciences et Techniques:** Lists books like 'Bacchus 2008' and 'Profession dirigeant'.
- Informatique:** Features the 'Python' book.
- Gestion et Management:** Lists books like 'Profession dirigeant' and '150 petites expériences de psychologie du sport'.
- Sciences Humaines:** Features the '150 petites expériences de psychologie du sport' book.
- LES BIBLIOTHÈQUES DES MÉTIERS:** Lists various professional libraries like 'Bibliothèque du DSI', 'Gestion industrielle', etc.
- LES NEWSLETTERS:** Lists various newsletters like 'Action sociale', 'Psychologie', etc.

The footer contains links to 'bibliothèques des métiers', 'newsletters', 'Microsoft Press', 'ediscience.net', 'expert-sup.com', and a 'Notice légale' link.

LES GRANDES STRUCTURES GÉOLOGIQUES

Jacques Debelmas

Professeur honoraire
de l'université Joseph-Fourier de Grenoble

Georges Mascle

Professeur honoraire de l'université Joseph-Fourier de Grenoble
Chargé de cours à l'École normale supérieure de Lyon

Christophe Basile

Professeur à l'observatoire des Sciences de l'Univers
de l'université Joseph-Fourier de Grenoble

5^e édition

DUNOD

Illustration de couverture :

Modèle numérique de terrain (MNT) à la latitude des Andes centrales (*cf. fig. 8.1*).

Il montre :

- la croûte océanique du Pacifique Sud-Est (plaque de Nazca) avec la ride asismique de Nazca (*cf. fig. 2.5*) et la fosse de subduction du Pérou-Chili ;
- la marge active andine (*cf. fig. 8.8*) avec la Cordillère volcanique occidentale, l'Altiplano de Bolivie, la Cordillère orientale et le Subandin de Bolivie ;
- le bassin flexural amazonien et le bouclier brésilien (*cf. fig. 8.8*).

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage. Le Code de la propriété intellectuelle du 1^{er} juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements	d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée. Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).
	

© Dunod, Paris, 2008

© Dunod, Paris, 2000 pour la précédente édition

© Masson, Paris, 1991, 1997

ISBN 978-2-10-053572-9

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

Table des matières

Avant-propos de la 5^e édition	XI
INTRODUCTION • NOTIONS SUR LA CROÛTE TERRESTRE ET LA LITHOSPHERE	1
La croûte continentale	2
Propriétés rhéologiques de la croûte et du manteau supérieur	3
La croûte océanique	4
Zones océaniques stables (= plaines abyssales)	4
Dorsales océaniques	5
Lithosphère et plaques lithosphériques	6
Lithosphère et isostasie	6

Partie 1 LES STRUCTURES OCÉANIQUES

CHAPITRE 1 • RELIEFS OCÉANIQUES SISMIQUEMENT ACTIFS	11
1.1 Les dorsales	11
1.1.1 Morphologie	11
1.1.2 Signification des dorsales et accréation océanique	14
1.1.3 Les roches des dorsales	16
1.1.4 L'âge des dorsales	19
1.1.5 L'expansion océanique	19
1.1.6 Les failles transformantes	22

1.2	Les arcs insulaires intraocéaniques	25
1.2.1	Arcs du type Tonga-Kermadec ou Mariannes	26
1.2.2	Arcs du type Japon-Insulinde	34

CHAPITRE 2 • RELIEFS OCÉANIQUES SISMIQUEMENT INACTIFS 35

2.1	Reliefs volcaniques	35
2.1.1	Les volcans océaniques isolés	35
2.1.2	Les volcans océaniques alignés	36
2.1.3	Les plateaux océaniques	40
2.2	Reliefs non volcaniques	41

Partie 2

LES STRUCTURES CONTINENTALES DE DISTENSION

CHAPITRE 3 • LES BASSINS SÉDIMENTAIRES 45

3.1	Les fossés d'effondrement (rifts)	48
3.1.1	Morphostructure	50
3.1.2	Sédimentation	52
3.1.3	Volcanisme	52
3.1.4	Tectonique	53
3.1.5	Données géophysiques	54
3.1.6	Mécanisme de formation du fossé	56
3.1.7	Autres exemples	57
3.2	Les bassins sur décrochement	66
3.2.1	Les rifts en « pull-apart »	66
3.2.2	Bassins décrochants	70
3.3	Plateaux de distension tardi-orogénique, type « basin and range »	78
3.3.1	Données géophysiques	79
3.3.2	Âge de la distension	80
3.3.3	Mécanisme de la distension	80
3.3.4	Cadre structural de la distension	83
3.4	Les bassins proprement dits (bassins cratoniques)	84
3.4.1	Cas simples	84
3.4.2	Bassins complexes	88
3.5	Les bassins d'avant-chaîne	89
3.5.1	Le bassin molassique péri-alpin	89
3.5.2	Le bassin du Pô (bassin padan)	93

CHAPITRE 4 • LES MARGES CONTINENTALES DIVERGENTES (OU PASSIVES)	97
4.1 L'ensemble Mer Rouge – Afars – Golfe d'Aden : un exemple de marge volcanisée	99
4.1.1 La mer Rouge	99
4.1.2 L'Afar	102
4.1.3 Le golfe d'Aden	104
4.2 Marges sans volcanisme	106
4.2.1 La marge armoricaine	106
4.2.2 Le golfe de Gascogne	110
4.2.3 La sédimentation sur les marges passives	114
4.3 Marges de faille coulissante (marges transformantes)	116
4.3.1 Exemple : le golfe de Californie	116
4.3.2 Autres exemples	117
4.4 Synthèse	118
4.4.1 Stade rift	118
4.4.2 Stade du début de l'accrétion océanique	120
4.4.3 Stade de l'expansion océanique	120
 CHAPITRE 5 • LES MARGES CONTINENTALES CONVERGENTES ET LES ARCS INSULAIRES DÉRIVÉS	 123
5.1 Données géophysiques sur les marges actives	124
5.2 La fosse de subduction	126
5.3 Le prisme d'accrétion (arc sédimentaire)	127
5.4 L'arc volcanique	131
5.4.1 Le volcanisme	133
5.4.2 Genèse des magmas	135
5.4.3 Structure tectonique de l'arc volcanique	136
5.5 Le bassin avant-arc ou frontal (= fore-arc basin)	137
5.6 Les structures situées en arrière de l'arc volcanique	139
 CHAPITRE 6 • LES BASSINS ARRIÈRE-ARC	 141
6.1 Bassins arrière-arc sur croûte continentale amincie	141
6.2 Bassins d'arrière-arc océanisés	146
6.2.1 Le bassin Tyrrhénien au cœur de l'arc de Calabre	146
6.2.2 Le bassin Liguro-Provençal	148
6.2.3 Les bassins d'arrière-arc de l'W-Pacifique	152

Partie 3

LES STRUCTURES CONTINENTALES DE COMPRESSION

CHAPITRE 7 • LES CHAÎNES INTRACONTINENTALES	161
7.1 Chaînes résultant d'un bombement de leur socle	162
7.1.1 Cas simples	162
7.1.2 Cas complexe : les Pyrénées	171
7.2 Chaînes résultant d'un clivage intracrustal	178
7.2.1 Les chaînes catalanes et ibériques	178
7.2.2 Le Jura	180
7.2.3 Les Montagnes Rocheuses canadiennes	183
 CHAPITRE 8 • LES CHAÎNES DE SUBDUCTION	 187
8.1 La chaîne des Andes actuelle	188
8.2 Les Andes du Pérou	191
8.3 Les Andes de Bolivie, du Sud Pérou et du Nord Chili	195
8.4 Les Andes du Chili central et d'Argentine centrale	198
8.5 Évolution orogénique	198
 CHAPITRE 9 • LES CHAÎNES D'OBDUCTION	 205
9.1 L'Oman	205
9.2 La Nouvelle-Calédonie	208
9.3 La Nouvelle-Guinée	211
9.4 Le mécanisme de l'obduction	212
9.5 L'évolution du Pacifique SW	214
 CHAPITRE 10 • LES CHAÎNES DE COLLISION	 215
10.1 Chaînes liminaires	216
10.1.1 Collision de plateaux océaniques : les Andes d'Équateur et de Colombie	216
10.1.2 Collision avec un arc océanique : l'île de Taiwan	220
10.1.3 Collisions répétées d'arcs océaniques : les chaînes pacifiques de l'Ouest américain	224
10.2 Chaînes de collision intercontinentale	230
10.3 Le Zagros	233
10.4 L'Himalaya	234
10.4.1 Les unités constitutives	238
10.4.2 L'histoire tectonique	243

10.4.3 Structure profonde de la chaîne himalayenne	247
10.4.4 Les effets de la collision sur le continent asiatique	248
10.4.5 Incidences globales	251
10.5 La chaîne hercynienne (= varisque) d'Europe	251
10.5.1 Traits structuraux majeurs	253
10.5.2 Évolution structurale	261
10.6 Les Alpes	263
10.6.1 La structure actuelle	266
10.6.2 Structure profonde de la chaîne alpine	275
10.6.3 L'évolution structurale de la chaîne alpine	277
10.6.4 Distensions syntectoniques tardives dans les Alpes	285
10.7 Distension et étalement terminal des orogènes : bilan et synthèse	288
 CHAPITRE 11 • LES COLLAGES	 293
11.1 Le bloc de Wrangellia	294
11.2 Le bloc de Yakutat	296
 Échelle stratigraphique	 299
 Bibliographie	 303
 Index alphabétique général	 317

Avant-propos de la 5^e édition

Cet ouvrage traite des grandes structures géologiques, c'est-à-dire des structures à l'échelle de la croûte terrestre telles que les bassins sédimentaires, les marges continentales ou les chaînes de montagnes.

Les éditions successives de ce livre ont montré qu'un tel propos répondait à un besoin exprimé par les étudiants, surtout ceux engagés dans la préparation aux concours de recrutement, ainsi que par les professeurs du Secondaire.

Il ne s'agit pas d'un traité exhaustif mais d'une présentation aussi simple que possible des grandes structures de notre globe et de leur évolution dynamique. Dans cette présentation, nous avons supposé connues les notions de base (terminologie stratigraphique, tectonique ou pétrographique, vocabulaire et concepts de la tectonique de plaques) et nous n'abordons pas non plus l'aspect purement géophysique des recherches dans ce domaine.

La simplicité et la concision voulue de notre rédaction, ainsi que le public auquel il s'adresse, entraînent bien évidemment une schématisation. Il y a toujours un danger dans une telle démarche et nous n'échappons pas au dilemme déjà exprimé par Paul Valéry : rester simple en sachant que l'on n'est pas tout à fait exact, entrer dans le détail pour être plus vrai mais en devenant difficilement lisible. Il nous est apparu que la première attitude permettait une vision plus globale des phénomènes et plus adaptée à ce que les lecteurs peuvent désirer y trouver.

Cette 5^e édition correspond à une refonte assez profonde de l'ouvrage rendue nécessaire par les progrès des connaissances sur la dynamique crustale et mantellique, progrès qui ont profondément marqué la dernière décennie.

Introduction

Notions sur la croûte terrestre et la lithosphère

L'étude de la propagation des ondes sismiques, en particulier des ondes P (longitudinales) a permis, depuis longtemps, de distinguer, à la partie superficielle de notre globe, deux ensembles superposés :

- une croûte ou écorce terrestre (en moyenne 30 km d'épaisseur sous les continents, moins de 10 km sous les océans);
- un manteau sous-jacent, séparé de la précédente par une surface de discontinuité au niveau de laquelle les vitesses des ondes sismiques varient brusquement (discontinuité de Mohorovicic, dite plus simplement Moho).

L'écorce a un comportement assez passif : le moteur des phénomènes tectoniques est situé dans le manteau et dans un manteau déjà assez profond. On constate en effet, toujours à l'aide des ondes sismiques, que la surface de notre globe est rigide (à l'échelle du temps des séismes) sur une épaisseur de l'ordre de 100 à 200 km, dite *lithosphère* (écorce et sommet du manteau supérieur).

Au-dessous, vient l'*asthénosphère* où les vitesses sismiques diminuent, au moins dans sa partie supérieure. Cette zone à faible vitesse correspond à un matériel susceptible de se déformer facilement et qui est probablement le niveau auquel s'effectuent les réajustements isostatiques ainsi que le bouclage supérieur des mouvements de convection que l'on pense être le moteur de bien des phénomènes orogéniques.

En surface, la lithosphère peut porter deux types de croûte, continentale ou océanique.

LA CROÛTE CONTINENTALE

Au niveau des zones continentales stables, c'est-à-dire des grands boucliers et plates-formes, comme celle de l'Afrique ou de la Russie qui n'ont pas subi de déformations depuis plusieurs centaines de millions d'années, on distingue :

- la croûte supérieure (10 à 15 km), $d = 2,7$, $V_p = 6$ km/s ;
- la croûte inférieure (10 à 15 km), $d = 2,8$ à $2,9$, $V_p = 7$ km/s.

Entre les deux, existe parfois une zone où les vitesses sismiques des ondes P varient de 6 à 5,5 km/s : cette couche à faible vitesse est un niveau possible de clivage ou de glissement, dont l'origine est encore discutée. On a parlé de fusion commençante, mais, à 15 km de profondeur, la température n'est que de 400 à 500 °C, c'est-à-dire qu'on est encore en dessous du point de fusion des roches habituelles de la croûte dont on va parler.

La croûte supérieure est facile à interpréter : sous une épaisseur variable de sédiment, elle montre toujours des gneiss plus ou moins granitisés, d'où son nom de *couche granito-gneissique* (ou sialique). Cette croûte supérieure affleure en effet largement dans les grands boucliers et se retrouve, parfois visible sur toute son épaisseur, dans les chaînes de montagnes, anciennes et actuelles.

La croûte inférieure est plus difficile à interpréter, car inaccessible au niveau des grands boucliers. Une simple croissance de vitesse des ondes P avec la pression due à la profondeur, ne suffit pas pour expliquer l'accélération observée. Une différence de composition lithologique doit intervenir. La densité du milieu (2,8 à 2,9) est celle du basalte, d'où le nom de couche basaltique qu'on lui donnait parfois. On est obligé d'aller chercher la réponse dans les zones orogéniques où l'on peut espérer trouver les affleurements de cette croûte inférieure.

Ils sont en fait assez rares, ce qui suggère qu'au moment du plissement de ces chaînes, il y a pu y avoir clivage entre les deux croûtes (au niveau de la couche à moindre vitesse ?) et seule la croûte supérieure, clivée et écaillée, affleure en général. Néanmoins, quelques coupes existent et montrent :

- un ensemble supérieur où alternent roches sédimentaires diverses (gneiss, marbres, quartzites) et des sills de roches volcaniques (amphibolitisées), le tout métamorphisé sous faciès amphibolite à granulite ou éclogite. Citons à titre d'exemple l'ensemble « kinzigitique » de la zone d'Ivrée des Alpes, ou l'ensemble « leptyno-amphibolique » du Massif central ;
- un ensemble inférieur, plus massif, fait de roches basiques (où s'alimentent les sills que l'on vient d'évoquer), et où dominent les gabbros et les péridotites litées, à texture de cumulats. Les équilibres minéralogiques de ce complexe basal indiquent une pression de 7 à 9 Kbar et une température de 1 150 °C environ.

En somme, la croûte inférieure serait constituée d'intrusions de matériel mantellique, basique à ultrabasique, au sein d'une série d'origine sédimentaire métamorphisée, comme on l'a dit, sous faciès éclogite à amphibolite.

Sous la croûte inférieure, on atteint des *péridotites rubanées à texture de tectonites* (textures porphyroblastique à mylonitique) qui représentent le *manteau supérieur*, ce qui correspond bien aux observations géophysiques ($V_p = 8$ km/s, $d = 3,3$).

L'ancien Moho n'est jamais net sur le terrain car la zone en question n'affleure que dans les régions plissées et elle y correspond toujours à un plan de décollement ou de glissement jalonné de mylonites et de brèches péridotitiques.

Ajoutons que, sur les profils sismiques ECORS, la croûte inférieure révèle souvent une disposition litée qui s'oppose à la transparence de la croûte supérieure (fig. i-1). Elle traduit l'existence de nombreux réflecteurs subparallèles dont l'origine est encore discutée. La tendance est d'y voir des niveaux de clivages satellites du Moho qui constituerait le principal d'entre eux.

Dans les zones orogéniques, l'épaisseur de la croûte continentale augmente (le Moho s'enfonce), ce qui donne une « racine » qui peut doubler l'épaisseur de la croûte (60 à 70 km).

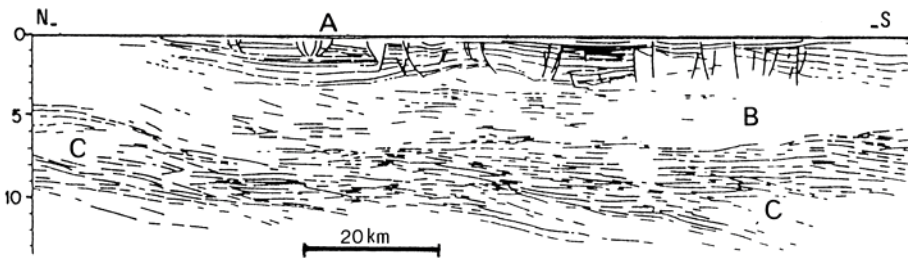


Fig. i-1 Profil ECORS SWAT n° 8 en Manche occidentale, entre Plymouth et l'Île d'Ouessant (ECORS inform. n° 3, 1985).

Sous une couverture sédimentaire assez épaisse (A), vient une croûte supérieure pauvre en réflecteurs (B) et une croûte inférieure litée (C).

Propriétés rhéologiques de la croûte et du manteau supérieur

Les études sismiques ont montré que la croûte était, à ce point de vue, faite de deux ensembles superposés : une croûte supérieure *rigide* ou *fragile*, et une croûte inférieure où les déformations se font surtout par étirement ductile (*croûte ductile*).

Le comportement différent de ces deux ensembles peut entraîner leur désolidarisation. Nous en verrons un exemple avec le banc de Galice, dans l'Atlantique, au large de l'Espagne NW (p. 109) : la croûte ductile s'y étire jusqu'à disparaître, si bien que le manteau supérieur vient directement en contact avec la croûte supérieure.

Pour ce qui est du manteau supérieur, on pourrait penser qu'en raison de la pression et de la température qui y règnent, le régime ductile s'y affirmerait. Ce n'est pas le cas. On y distingue un ensemble supérieur rigide et un ensemble inférieur ductile, comme dans la croûte, si bien que dans les zones d'étirement, le premier peut lui aussi se fragmenter ou se boudiner.

LA CROÛTE OCÉANIQUE

Elle forme le fond des grands océans et diffère essentiellement de la précédente par sa minceur et l'absence de couche granito-gneissique.

Zones océaniques stables (= plaines abyssales)

Sous une épaisseur variable de sédiments viennent :

- *La croûte océanique supérieure*, seule atteinte et en partie traversée par les forages (le forage le plus profond l'a traversée sur 2 km environ, près des îles Galapagos, sous 275 m de sédiments pliocènes). Épaisseur 2 km environ, $d = 2,5$ à $2,7$, $V_p = 5$ km/s. Elle montre des coulées basaltiques contenant quelques niveaux sédimentaires consolidés.
- *La croûte océanique inférieure*. Épaisseur 5 km, $d = 2,8$ à $2,9$, $V_p = 7$ km/s. Sa nature est discutée puisque les forages ne l'ont pas atteinte. Les dragages et les observations en submersible (banc de Goringe au SW du Portugal, *fig. 4.10*) sur les escarpements de failles océaniques ouvertes ont donné des basaltes, des gabbros métamorphisés, des amphibolites et des péridotites serpentinisées.

Pendant longtemps on a cru que cette couche se plaçait dans le prolongement de la couche « basaltique » sous-continentale. En fait, les choses sont différentes.

En effet, les *ophiolites des zones orogéniques*, qui représentent des fragments d'ancienne croûte océanique détachés par la tectonique, permettent d'observer une coupe complète de celle-ci. On y retrouve *la croûte océanique supérieure* (alternance de sédiments et de coulées basaltiques) et *la croûte océanique inférieure*. Or celle-ci montre, de haut en bas (*fig. i-2*) :

- *une couche doléritique* massive, faite d'un essaim serré de dykes basaltiques, ayant manifestement alimenté le volcanisme sus-jacent;
- *un ensemble gabbroïque*, à texture de cumulats¹;
- *des cumulats ultrabasiques* rubanés (péridotites plus ou moins serpentinisées) qui forment la base de la croûte océanique, car au-dessous viennent les *péridotites du manteau supérieur*, bien différentes des précédentes par leur texture de tectonites.

Le paléo-Moho, comme sur les continents, est souvent difficile à observer car toutes ces péridotites sont fortement serpentinisées et correspondent à une zone de glissements différentiels entre croûte et manteau.

Par ailleurs, toutes les ophiolites des chaînes du cycle alpin ne montrent pas la succession idéale précédente. Dans les Alpes, par exemple (*fig. i-2*), ce sont le plus souvent des péridotites serpentinisées, recoupées de façon irrégulière par des gabbros et des filons de diabases. Les coulées volcaniques supérieures peuvent manquer complètement. Les recherches océanographiques ont montré que ce dispositif est fréquent sur les dorsales lentes (atlantique par exemple) où des péridotites serpentinisées apparaissent souvent à l'affleurement.

1. Roches résultant de l'accumulation différentielle de cristaux au sein d'un magma. Elles sont souvent litées.

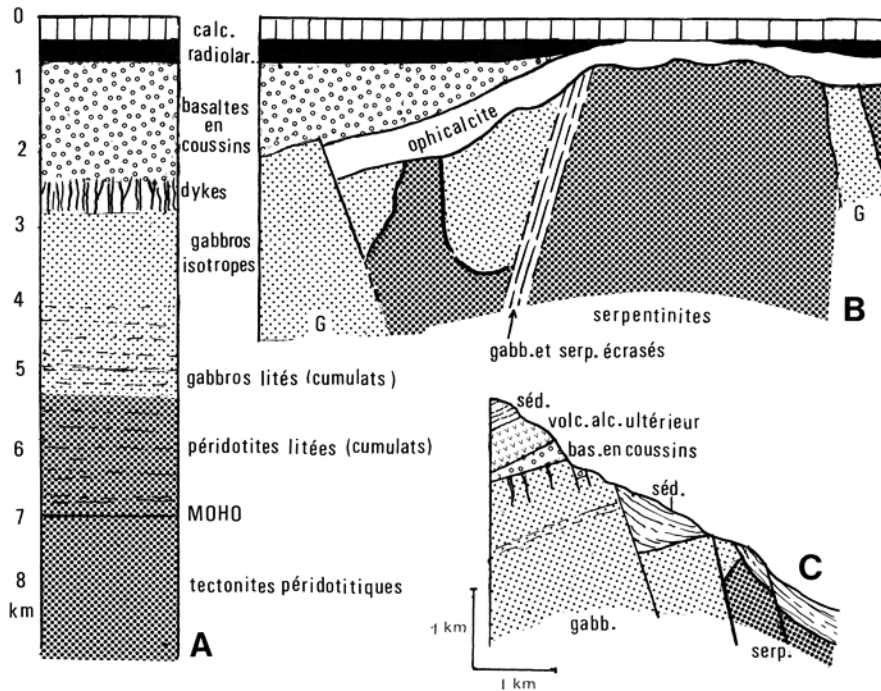


Fig. i-2 Croûte océanique et ophiolites.

A. Coupe d'une séquence ophiolitique classique. C'est en général à de telles séries que l'on compare la croûte océanique. Les épaisseurs sont données à titre indicatif et peuvent être variables. Quand elles sont très fortes, il s'agit probablement de séquences mises en place au niveau de points chauds (voir p. 37).

B. Ensemble ophiolitique atypique observé dans certains secteurs des Alpes franco-italiennes. Il se caractérise par l'extrême réduction des basaltes en coussins et des gabbros (les péridotites serpentinisées formant alors le fond océanique) et l'apparition de brèches serpentineuses à ciment de calcite blanche (ophicalcites) dont l'origine (sédimentaire ou hydrothermale) reste discutée. Épaisseur de la coupe = 1 km environ.

C. Le banc de Goringe, au large du Portugal (voir fig. 4.10). Il s'agit d'un panneau de lithosphère océanique basculé de 20° environ, situé au voisinage de la fracture Açores-Gibraltar. Il a permis, par l'observation directe en submersible, de reconstituer une coupe de la croûte océanique atlantique. Les volcanites alcalines du sommet de la coupe ont été mises en place ultérieurement et n'ont rien à voir avec la croûte océanique elle-même.

Dorsales océaniques

Ce sont des reliefs sous-océaniques volcaniques en forme de longues crêtes émoussées qui courent tout au long des grands océans. À leur axe, *il n'y a plus de sédiments ni de croûte océanique inférieure* (fig. i-3). Par contre, on voit se développer, sous la croûte supérieure, une sorte de loupe de matériaux où les vitesses sismiques atteignent 7,5 km/s. On l'interprète comme un réservoir magmatique alimentant le volcanisme toujours intense du faîte de la dorsale. Il s'agirait donc d'un manteau supérieur anormal, plus ou moins envahi de produits de fusion partielle, d'où *la*

baisse des vitesses sismiques et le haut flux thermique (contrastant avec le faible flux des plaines abyssales).

LITHOSPHERE ET PLAQUES LITHOSPHERIQUES

La lithosphère ne forme pas une carapace inerte et immobile.

L'idée de la mobilité de la surface du globe a été progressivement argumentée depuis le début du XX^e siècle. Les premiers arguments étaient géométriques (emboîtement des contours continentaux) ou paléontologiques (identités de flores ou de faunes aujourd'hui séparées), puis géophysiques (paléopôles magnétiques)

La mesure des anomalies magnétiques des fonds océaniques et leur interprétation comme des marqueurs de l'expansion océanique, ont permis de reconstituer ces déplacements au cours des temps géologiques, en particulier pour les dernières dizaines de millions d'années. Plus récemment, le développement de la géodésie spatiale et en particulier du GPS (*Global Positioning System*) a permis de mesurer des déplacements à l'échelle de quelques années. Toutes ces observations montrent que la surface du globe terrestre est découpée en un nombre limité de plaques rigides qui se déplacent les unes par rapport aux autres.

En fonction de leur déplacement relatif, on définit trois types de limites de plaques lithosphériques : si les plaques s'écartent (plaques divergentes), les limites sont des marges de type « atlantique » (car fréquentes sur les bordures de cet océan). Elles sont inertes (asismiques et non volcaniques). La croûte continentale s'amincit progressivement vers l'océan (*fig. i-3A*), en acquérant d'ailleurs des caractères sismologiques intermédiaires entre ces deux milieux ($V_p = 6,5$). D'où son nom de *croûte intermédiaire*. En raison de l'étirement qui provoque l'amincissement, la croûte inférieure disparaît et la croûte granito-gneissique peut être envahie de « sills » de produits basiques locaux d'origine mantellique.

Si les plaques coulisent l'une contre l'autre, les marges sont les lèvres de la faille correspondante (marges de décrochement et de coulissement). Les croûtes en contact gardent leur épaisseur et leurs caractéristiques.

Si les plaques se rapprochent (plaques convergentes), l'une des deux marges plonge sous l'autre suivant une surface dite de Bénioff ou zone de subduction. Ces marges sont dites « pacifiques » car elles sont fréquentes sur les bordures de cet océan. Le contact plongeant est jalonné par des séismes à partir de – 20 km jusque vers – 700 km (*fig. i-3B*). Pendant longtemps on a pensé que les foyers sismiques jalonnaient la surface de frottement. En fait, ils se situent au sein de la lithosphère plongeante et manifestent les tensions internes à celle-ci entre – 60 et – 300 km. Au-delà, c'est au contraire un régime compressif qui domine.

LITHOSPHERE ET ISOSTASIE

En même temps que les géophysiciens établissaient l'existence d'une croûte et d'un manteau, ils constataient qu'en dehors de quelques points du globe en cours d'évolution rapide par effondrement ou plissement, le champ de la pesanteur était

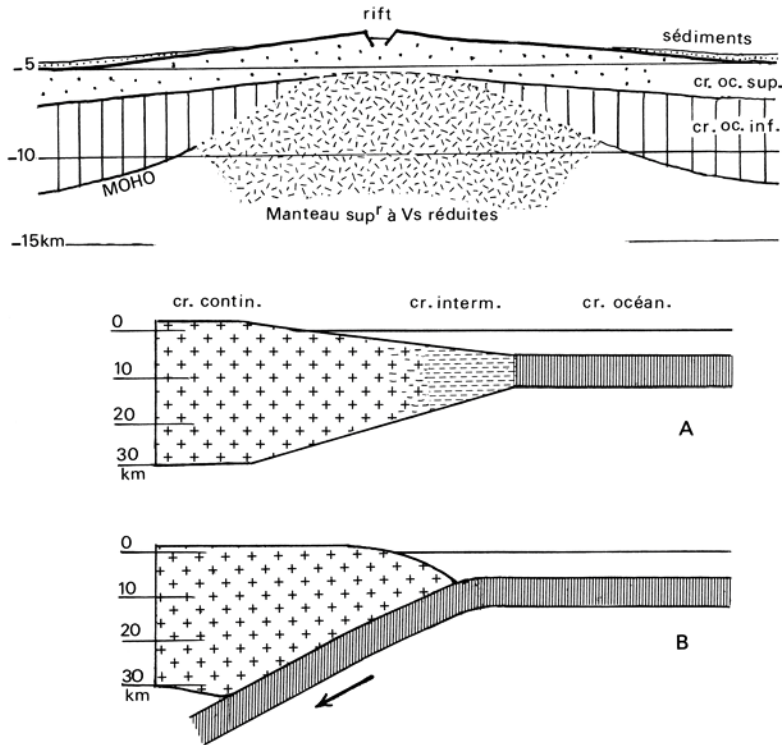


Fig. i-3 La croûte océanique.

En haut : structure au niveau d'une dorsale rapide.

En bas : ses rapports avec les marges continentales.

A. Juxtaposition : marge passive (il s'agit d'une coupe géophysique. Comparer avec la fig. 4.9 où sont introduites les données sur la structure géologique de ces marges).

B. Subduction : marge active.

grossièrement le même au-dessus des continents et des océans et que par conséquent, il existait un mécanisme régulateur des irrégularités de répartition ou de nature de la croûte au-dessus du manteau.

On admet maintenant que ce mécanisme est de type hydrostatique, c'est-à-dire que la croûte « flotte » sur le manteau, donc que tout relief de croûte continentale est compensé par une « racine » de cette même croûte s'enfonçant dans le manteau, exactement comme le montre un iceberg dans la mer. Cette comparaison est d'autant plus justifiée que le rapport des densités des deux milieux en présence est du même ordre de grandeur dans les deux cas. Cet équilibre hydrostatique est dit *isostasie*.

Les études sismologiques ont confirmé l'existence de ces racines qui peuvent atteindre 70 km d'épaisseur et donc doubler l'épaisseur de la croûte normale sous certaines chaînes de montagne. Quant à la croûte océanique, elle n'est épaisse que de 7 km et compenserait ainsi la faible densité de l'eau sus-jacente.

Un tel mécanisme régulateur implique qu'il y ait, en profondeur, un milieu fluide, même si ce fluide est extrêmement visqueux. Pendant longtemps, on a cru qu'il s'agissait du manteau supérieur. On sait maintenant qu'il s'agit de l'asthénosphère.

Ce milieu est de même composition chimique que la base de la lithosphère et ce sont seulement ses propriétés physiques qui l'en distinguent. La limite correspond à peu près à l'isotherme 1 300 °C. Elle est évidemment progressive et floue, et traduit en fait une fusion partielle très faible du matériel mantellique.

Les phénomènes isostatiques doivent donc être examinés à l'échelle de la lithosphère et non plus de la seule croûte. Or, de ce point de vue, on constate qu'il existe deux types de compensation isostatique.

- *Si la lithosphère est épaisse et rigide*, elle réagira, à la surcharge d'un objet suffisamment volumineux, d'une façon élastique en se déformant sur une vaste surface qui déborde largement celle de la surcharge en question, autour de laquelle apparaîtra donc un anneau déprimé. La compensation est dite *régionale*. Un bon exemple est donné par l'énorme complexe volcanique des îles Hawaï. On a là des émissions basaltiques bien rassemblées émergeant d'un fond océanique de – 5 000 m et culminant à + 4 000 m, soit un édifice volcanique de plus de 9 000 m de hauteur. Son poids a fait fléchir la croûte océanique jusqu'à une distance de 1 000 km du centre éruptif. De plus, fait significatif, il existe un bourrelet saillant autour de la zone déprimée, témoignant de l'élasticité de la lithosphère incurvée. Pour comprendre et visualiser ce phénomène, on peut, par exemple, plier une règle en plexiglass sur le bord d'une table : la règle se décolle de la table et dessine un léger bombement au niveau de son incurvation.

L'Himalaya, formé de grandes lames de croûtes gneissiques empilées sur la lithosphère épaisse et rigide de l'Inde, en est un autre exemple. De fait, à la limite Inde-Himalaya, existe une dépression de 4 à 5 km de creux, remplie de sédiments, le bassin des Siwaliks, large de 200 à 300 km. La compensation s'exerçant sur une vaste surface, la racine de telles chaînes peut être relativement modeste (50 km seulement dans le cas particulier). C'est, en définitive, le cas de toutes les chaînes de montagnes élevées associées à des bassins d'avant-chaîne.

- *Si la lithosphère est moins rigide*, pour des raisons pétrographiques, structurales ou thermiques, la compensation régionale sera évidemment beaucoup plus faible. Un relief montagneux, par exemple, ne sera compensé que par sa racine, mais celle-ci sera beaucoup plus importante que pour une chaîne édifiée sur une lithosphère épaisse et rigide. Autrement dit, le poids du relief n'est contrebalancé que par la poussée d'Archimède s'exerçant sur sa racine. Par ailleurs, cet équilibre est précaire et ne durera qu'autant que les conditions qui sont à son origine, une compression par exemple, persistent. Si la compression cesse, le relief s'étalera beaucoup plus vite par gravité et la racine s'effacera rapidement¹.

Le plateau du Tibet est un bon exemple de ce deuxième type de compensation. Son altitude et sa racine de 70 km ne sont dues qu'à la pression qu'exerce la lithosphère indienne contre celle de l'Asie (voir p. 248).

1. À ce sujet, voir aussi p. 84 et 288.

PARTIE 1

LES STRUCTURES OCÉANIQUES

La plus grande partie du fond des océans est faite des *plaines abyssales*, à – 5 000 m en moyenne. Ce sont d'immenses surfaces presque planes dont la géophysique montre qu'elles représentent le toit de la croûte océanique non perturbée, ensevelie sous une couche de sédiments pélagiques en général peu épaisse. Les reliefs qui accidentent ces plaines sont le plus souvent d'origine volcanique mais se divisent en deux groupes suivant qu'ils sont sismiquement actifs ou non.

Chapitre 1

Reliefs océaniques sismiquement actifs

1.1 LES DORSALES

1.1.1 Morphologie

La plus célèbre et la mieux connue est celle de l'Atlantique (*fig. 1.1, 1.2, 1.4, 1.6*), large de 1 000 à 2 000 km, s'élevant de fonds de 4 000 à 2 500 m. Quelques sommets atteignent la surface donnant ainsi des îles volcaniques, faites de basaltes tholéitiques (Jan Mayen, Islande, Açores, Ascension)¹.

La disposition médiane de la ride au sein de l'océan est très remarquable mais elle ne peut pas être généralisée à toutes les dorsales. Celle de l'océan Indien, par exemple, bien que de morphologie très proche, n'est médiane que dans sa partie sud. Vers le N, elle pénètre dans le golfe d'Aden puis se poursuit par la mer Rouge (voir p. 21).

Dans ces deux cas, le faite de la dorsale est marqué par un fossé d'effondrement très continu, le « rift », profond en moyenne de 1 000 m, large de 10 à 50 km. Il est bordé de failles de distension vivantes (séismes), jalonnées d'épanchements volcaniques, failles qui en découpent les lèvres suivant une mosaïque assez compliquée. De plus, il est tronçonné, comme la dorsale qui le porte, par de nombreuses fractures transversales qui le décalent en autant de tronçons, fractures qui sont également le siège de séismes (voir p. 23). En fait, c'est seulement cet axe qui représente le relief sismiquement actif

1. Mais ces édifices correspondent en fait à des « points chauds » coïncidant avec la dorsale (voir p. 37 et *fig. 2.1*).

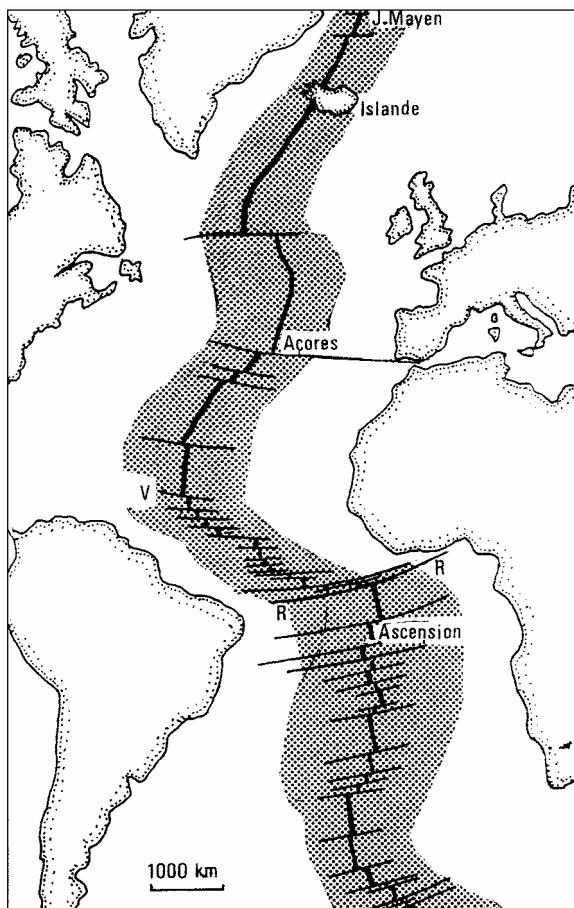


Fig. 1.1 Dorsale atlantique.

Dorsale en grisé, rift en trait gras, RR, faille de la Romanche, V, faille Vema.

La dorsale Sud-Pacifique s'étend, comme son nom l'indique dans la partie S du Pacifique, puis remonte vers le NE et se rapproche ainsi du continent américain qu'elle atteint au sud de la Californie. Décalée par une importante faille de décrochement (faille de San Francisco ou faille de San Andreas), elle est ensuite rejetée le long de la côte canadienne (dorsales de Gorda et Juan de Fuca) et disparaît vers le N (pour les modalités de cette disparition, voir fig. 1.10 et 11.2).

Cette ride pacifique diffère de celles de l'Atlantique et de l'océan Indien par l'absence de rift et un relief beaucoup plus lisse. Il s'en détache en outre deux branches EW, l'une vers le Chili (dorsale chilienne), l'autre vers l'Amérique centrale par les îles Galapagos et Cocos (dorsale des Galapagos, avec rift).

Les édifices volcaniques jalonnant le faite des dorsales montrent rarement des cônes et, en tout cas, pas de cratères classiques, tant que le volcanisme reste sous-marin. Tout au plus l'axe du rift est-il marqué dans certaines dorsales par des sortes

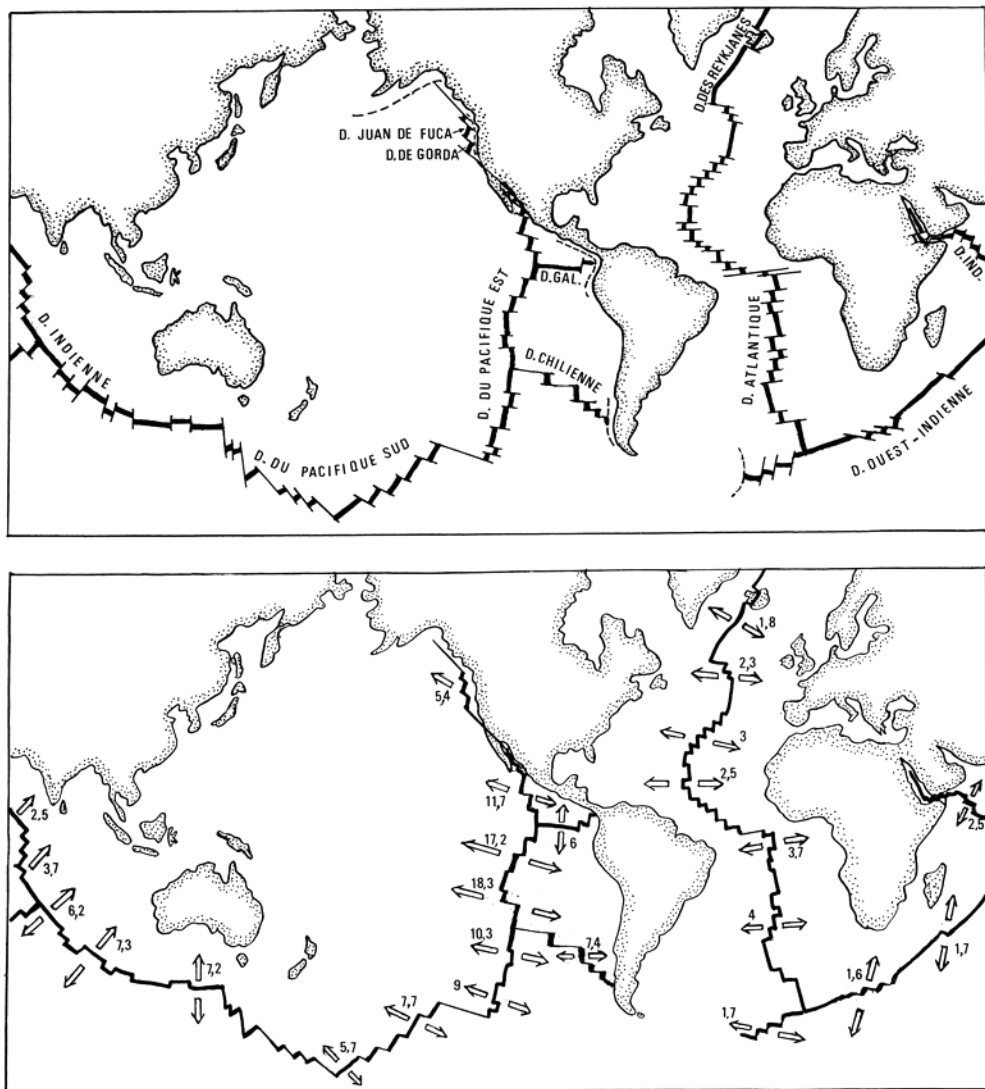


Fig. 1.2 Les axes des dorsales océaniques et l'accrétion correspondante (direction et vitesse en cm/an).

On remarquera les différences de vitesse entre l'Atlantique (expansion lente) et le Pacifique (expansion rapide), ainsi que la variation progressive des vitesses le long de certaines dorsales (dorsale indienne par exemple, d'W en E) qui exprime la position des points de mesure par rapport au pôle de rotation (pôle eulérien).

de monticules isolés, ne dépassant guère 300 m de hauteur. Les émissions sont surtout fissurales, donnant des bourrelets plus ou moins digités ou en coussins (hernies de laves empilées les unes sur les autres). Il n'y a pas d'explosions ni de projections, la phase gazeuse restant dissoute dans le magma à cause de l'énorme pression (200 à 300 fois la pression atmosphérique) qui s'exerce sur la lave.

Dans certaines dorsales, on trouve cependant des coulées basaltiques normales, planes, pouvant couvrir de grandes surfaces et ennoyant les creux topographiques.

L'*activité hydrothermale* de certaines dorsales a été l'une des grandes découvertes des années 1980. Le plancher du rift y montre en effet de véritables geysers d'eau chaude (350 °C dans le rift des Galapagos) chargés de sulfures métalliques divers (Fe, Cu, Zn). Il peut ainsi s'édifier des sortes de colonnes ou de bourrelets irréguliers, de plusieurs mètres de hauteur, tapissés de cristaux, autour desquels s'installe souvent une faune variée.

Ces sources sont alimentées par l'eau de mer infiltrée dans les fissures de la jeune croûte océanique, descendue jusqu'au voisinage des chambres magmatiques où elle se réchauffe et se met en pression. Elle remonte rapidement par d'autres fissures, en se chargeant au passage, par dissolution, de métaux et de soufre contenus à l'état de traces dans les basaltes déjà consolidés.

Volcanisme et hydrothermalisme soulignent l'important flux de chaleur qui se dissipe au niveau de l'axe des dorsales alors que les plaines abyssales sont des milieux à très faible flux.

1.1.2 Signification des dorsales et accréation océanique

Les deux flancs d'une dorsale sont caractérisés par des anomalies magnétiques alternativement normales et inverses, parallèles et symétriques par rapport au rift. Elles sont d'âge de plus en plus ancien au fur et à mesure que l'on s'en éloigne, comme le montrent les datations obtenues par le paléomagnétisme, la radiométrie et les méthodes stratigraphiques classiques (âge des sédiments associés) (*fig. 1.3*).

Les anomalies magnétiques sont engendrées par les basaltes épanchés dans l'axe du rift. L'apport de basalte compenserait l'écartement des plaques litosphériques. Mais celui-ci étant incessant, la bande basaltique mise en place est, à son tour, fendue longitudinalement et ses deux moitiés s'écartent à une vitesse pouvant varier de 1 à 20 cm/an. C'est le phénomène de l'*accréation océanique*, grâce auquel la croûte océanique se forme sans cesse. À ce titre, les axes des dorsales constituent l'une des trois limites fondamentales des plaques (*fig. 1.4*), les deux autres étant les zones de subduction et les failles transformantes dont on parlera plus loin.

En multipliant le taux moyen d'expansion par la longueur du réseau des dorsales actuelles, on obtient un chiffre de l'ordre de 2 à 3 km² de surface océanique formée annuellement. Comme la surface des océans est de 310 millions de km², on peut en déduire qu'elle s'est formée en une centaine de millions d'années (c'est-à-dire, en gros, depuis le Crétacé moyen).

La vitesse d'accréation n'est pas constante le long d'une dorsale. Elle varie en fonction de l'éloignement du pôle de rotation des plaques.

On peut définir une vitesse moyenne d'accréation pour chaque segment de dorsale. L'accréation est *lente* au dessous de 4 cm/an et, dans ce cas, on constate que la dorsale montre un rift (Atlantique, océan Indien), dont l'axe est jalonné de petits cônes volcaniques isolés. L'accréation est *rapide* au-dessus de 4 cm/an et, dans ce cas, la dorsale ne montre pas de rift (Pacifique sud).

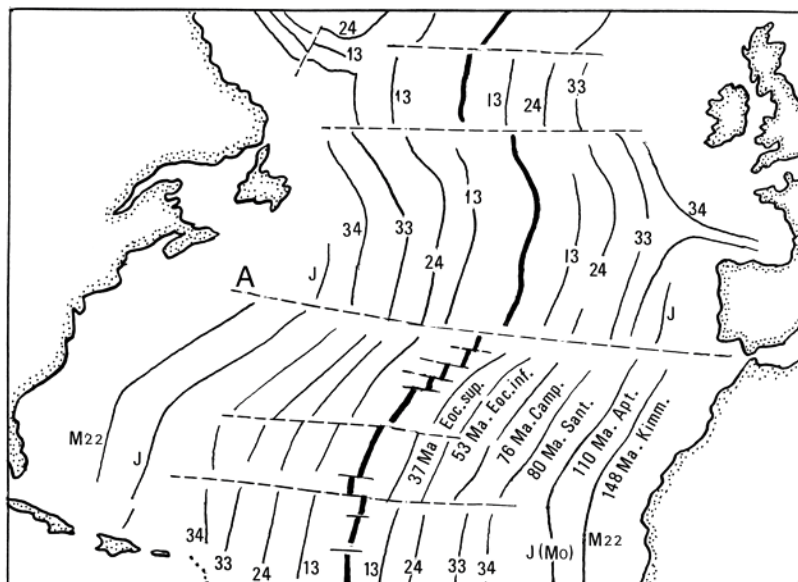


Fig. 1.3 Anomalies magnétiques de l'Atlantique central
Numéro et âge, A. transformante Açores-Gibraltar.

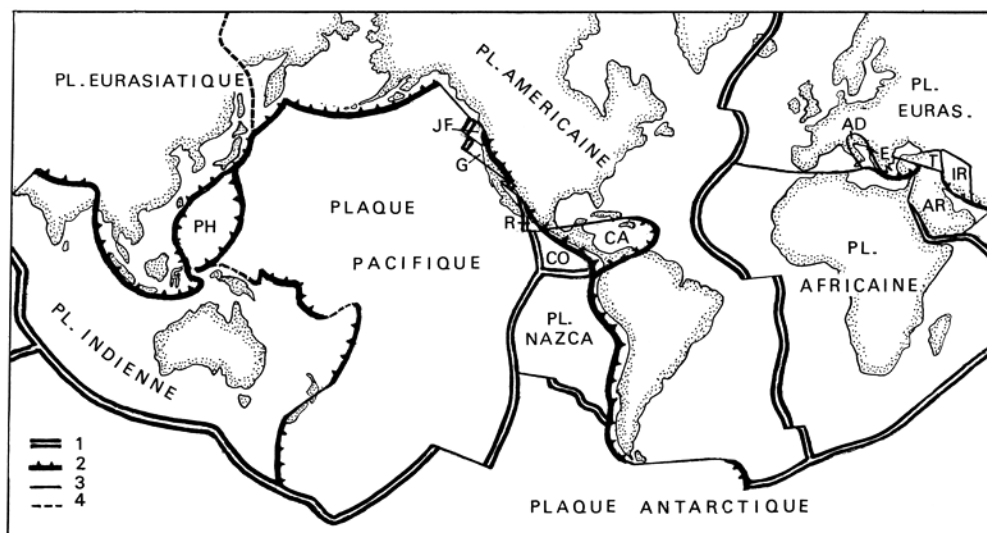


Fig. 1.4 Axes d'accrétion océanique (1), zones de convergence (2) et transformantes (3) en tant que limites de plaques, limites peu nettes ou discutées (4).

AD. plaque adriatique, AR. plaque arabe, CA. plaque caraïbe, CO. plaque Cocos, E. plaque égéenne, JF. Plaque Juan de Fuca, G. plaque de Gorda, IR. Plaque iranienne, PH. Plaque philippine, T. plaque turque (anatolienne).

Les dorsales lentes donnent des basaltes à structure porphyrique fréquente, c'est-à-dire à phénocristaux bien visibles, ce qui indique que ceux-ci ont eu le temps de s'individualiser dans les réservoirs magmatiques situés sous la dorsale. Les basaltes des dorsales rapides sont pauvres en phénocristaux (les laves fluides des lacs de lave en sont même complètement dépourvues), ce qui indique un temps de passage très bref, voire nul, dans la chambre magmatique.

De même, l'activité hydrothermale est plus faible dans le rift des dorsales lentes et importante dans les dorsales où l'accrétion dépasse 6 cm/an.

1.1.3 Les roches des dorsales

Ce sont essentiellement des basaltes tholéitiques qui définissent le type MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts), à 50 % de silice et faible teneur en potasse. Ces laves sont issues du manteau supérieur par décompression rapide et fusion partielle liées à sa remontée rapide.

Il peut aussi exister des laves différentes là où une chambre magmatique suffisamment vaste permet une différenciation poussée (par exemple les rhyolites d'Islande, et de Tristan da Cunha¹).

Le problème est de savoir ce qu'il y a sous cette couche de basaltes tholéitiques, épaisse de 1 à 2 km d'après les données sismiques, car les forages n'ont guère dépassé 2 100 m (2 111 m, en 1994, dans le rift des Galapagos). On a certes dragué des gabbros, des serpentines et des amphibolites mais leurs relations ne peuvent être observées au niveau des dorsales. Il faut s'en éloigner pour trouver certaines dispositions qui peuvent apporter une réponse. C'est notamment le cas de la zone de fracture Vema (*fig. 1.1*) ou du banc de Goringe, dans l'Atlantique, au large du Portugal (*fig. i-2*). Ce panneau de croûte océanique a été récemment soulevé et basculé vers l'E. Il est à fleur d'eau (– 25 m) et son inclinaison permet d'observer plusieurs kilomètres de sa tranche en dépit d'une couche assez épaisse de sédiments. Sous les basaltes en coussins viennent :

- un ensemble de *filons basaltiques verticaux*, se recoupant mutuellement. Ce sont les conduits du volcanisme superficiel ;
- des *gabbros*, très épais (4 km), souvent étirés ductilement, d'aspect gneissique, (« flaser-gabbros ») et métamorphisés en amphibolites ;
- des *péridotites serpentinisées*, au sein desquelles passait probablement l'ancien Moho.

Cette succession se retrouve dans la plupart des « ophiolites » des zones orogéniques, que l'on interprète comme des panneaux de croûte océanique écaillés, soulevés et incorporés à un édifice tectonique lors de son plissement. Elles montrent parfois

1. La présence de ces vastes chambres magmatiques traduit en général la présence d'un « point chaud » (voir p. 37). Mais celui-ci pourrait provoquer aussi la fusion partielle de la croûte océanique, autre origine possible des produits acides évoqués (Sigmarson *et al.*, 1991, *Geology*, 19, 621-624).

des coupes épaisses de plus de 10 km, ce qui permet d’affirmer qu’il y a là non seulement la croûte océanique (6-7 km) mais une partie du manteau.

La plupart des ophiolites appartiennent au cycle alpin (leur âge va de 180 à 60 Ma), mais on en connaît de plus anciennes, notamment dans les Appalaches, le Massif central ou le socle alpin (Chamrousse, près de Grenoble) où elles sont paléozoïque inférieur, ainsi qu’au Maroc où elles sont précambriennes.

Comme la croûte des océans actuels n’est jamais plus vieille que 150 Ma, ces ophiolites anciennes, témoins d’une croûte océanique disparue, sont donc particulièrement précieuses.

Ces ophiolites permettent de se faire une idée des processus magmatiques qui sont à l’origine de la croûte océanique au niveau de l’axe des dorsales (fig. 1.5).

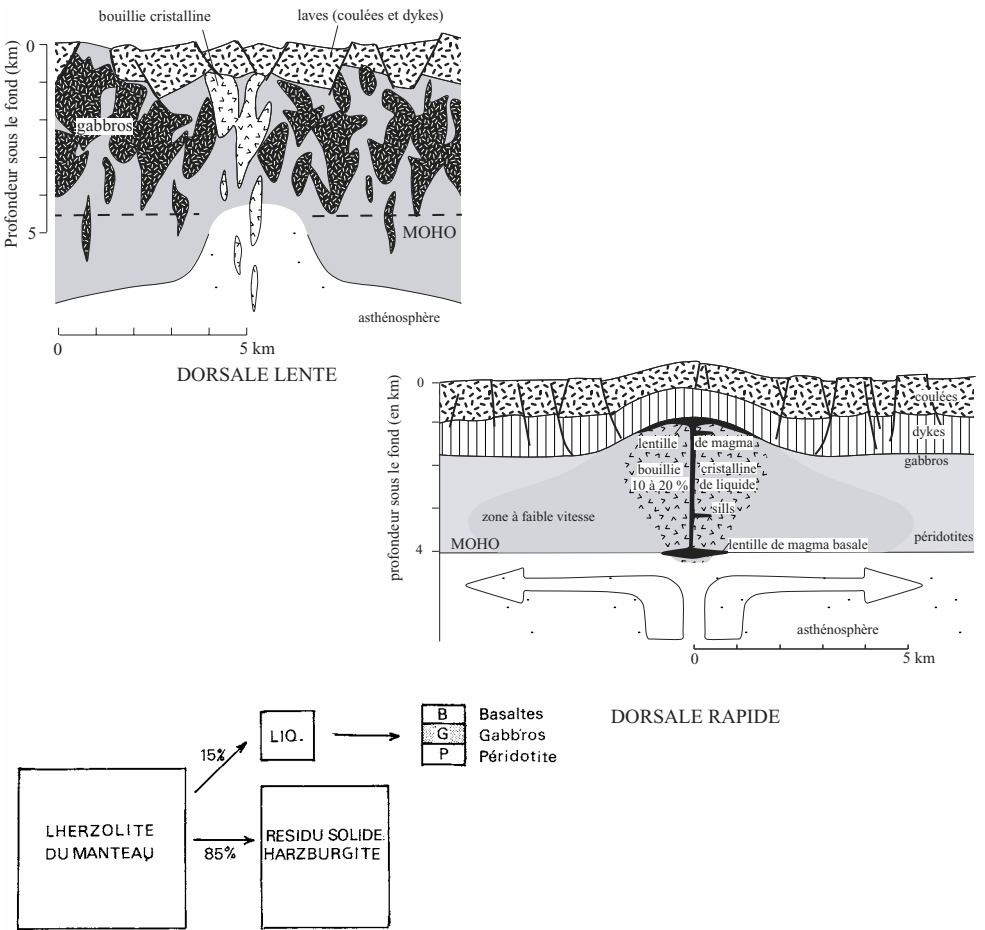


Fig. 1.5 Modèles de structure profonde des dorsales et des différenciations magmatiques correspondantes.

Dorsale lente : exemple de la dorsale E-Indienne (d’après M. Cannat, 1993).

Dorsale rapide : exemple de la dorsale S-Pacifique (d’après Y. Lagabrielle et S. Leroy, 2006).

L'écartement des plaques lithosphériques est compensé par l'ascension de l'asthénosphère, provoquant un abaissement de pression. La partie la moins réfractaire du matériel péridotitique (clinopyroxène et, accessoirement, plagioclase) entre en fusion. Ce liquide, qui correspond à 5-20 % du volume total de la roche mantellique, s'élève et s'accumule dans des zones de distension en un ou plusieurs réservoirs magmatiques tandis que le reste du matériel mantellique est déformé et donne les tectonites. Selon le taux de fusion partielle, elles seront représentées par des dunites (taux élevé), des harzburgites (taux modéré) ou des lherzolites (taux faible).

Quelques données sismiques, à vrai dire assez rares, suggèrent que cette fusion partielle commence vers 60-80 km de profondeur et que l'apparition de masses magmatiques individualisées se ferait vers – 20 km, alimentant directement les réservoirs superficiels.

Dans ces réservoirs, il peut y avoir séparation différentielle des minéraux ferromagnésiens, denses (olivine et pyroxènes), qui donnent naissance, sur le fond, à des péridotites de type cumulat, riches en olivine et, accessoirement, à clinopyroxène et plagioclase. Au-dessus, le liquide magmatique donne des gabbros cumulatifs puis des basaltes. Ces derniers atteignent la surface grâce aux nombreuses failles de distension du rift (dykes). Latéralement, par refroidissement, ces différentes couches vont donner celles de la croûte océanique. Mais leur disposition varie suivant les dorsales.

Dans les *dorsales lentes*, comme celle de l'Atlantique, on constate que les ondes S ne sont pas ralenties et, par ailleurs, on observe en surface des coulées basaltiques discontinues, ce qui montre que l'activité volcanique peut s'interrompre pendant de longues périodes. Les basaltes sont pétrographiquement peu différenciés, ce qui fait penser à des chambres magmatiques de petite taille où le fractionnement cristallin est modeste, voire nul. Il y a peu de dykes, toujours très localisés. Les cumulats gabbroïques sous-jacents aux basaltes sont irrégulièrement disposés au sein de péridotites mantelliques plus ou moins serpentinisées qui peuvent donc affleurer directement au fond du rift et sur les murs des horsts qui en accidentent le fond.

Dans les *dorsales rapides* comme celle du Pacifique, il y a ralentissement des ondes S à leur verticale et, en surface, une couche de basaltes plus régulière et plus épaisse, avec des faciès plus évolués, plus étroitement imbriqués. On pense donc à une chambre magmatique unique, plus vaste, constamment alimentée par du liquide mantellique. Le fractionnement cristallin y est plus facile si bien que la zone des cumulats péridotitiques et celle des gabbros sont plus épaisses, plus homogènes, avec des produits souvent lités. Les dykes forment aussi une couche épaisse et continue.

Les taux d'accrétion rapide sont liés à la traction exercée par les plaques en subduction (V. notamment l'exemple de la dorsale Est-Pacifique)

Les deux types de croûte océanique ainsi obtenus se retrouvent dans les complexes ophiolitiques des chaînes de montage. La divergence des plaques lithosphériques au niveau de l'axe de la dorsale étant compensée par la remontée de l'asthénosphère sous-jacente, la vitesse d'accrétion contrôle la vitesse de remontée, et donc le taux de fusion partielle (faible pour les dorsales lentes, élevée pour les dorsales rapides). Pour les dorsales rapides, l'apport continu de magma permet de compenser l'écartement des plaques. La croûte est alors épaisse, formée uniquement de produits magmatiques,

et lisse en surface. Pour les dorsales lentes, la quantité de magma produite étant insuffisante, l'écartement est compensé à la fois par le magmatisme et par l'étirement de la lithosphère, formant un rift. Les failles normales fracturant le manteau lithosphérique permettent sa serpentinitisation. La croûte est alors mince, formée pour l'essentiel de péridotites serpentinisées dans lesquelles se trouvent quelques corps ou épanchements magmatiques, et avec un relief accidenté par de nombreuses failles normales.

1.1.4 L'âge des dorsales

Une réorganisation importante du réseau des dorsales s'est produite au début du Crétacé supérieur. Elle laisse cependant persister des traces d'accrétion plus ancienne (Crétacé inférieur et même Jurassique) dans l'Atlantique central (fig. 1.6), le canal de Mozambique, l'océan indien N et le Pacifique W.

1.1.5 L'expansion océanique

Tous les fonds océaniques, même ceux des plaines abyssales, sont le résultat d'une accrétion.

Les forages sous-marins des programmes successifs JOIDES (*Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sounding*), IPODE (*International Program of Oceanic Drilling Exploration*) et ODP (*Ocean Drilling Program*) ont permis de connaître l'âge des planchers océaniques par celui des sédiments superposés. On trouve effectivement les sédiments les plus âgés au voisinage des marges continentales mais ils n'existent que par places et non tout au long des océans. Par ailleurs, on ne trouve jamais de sédiments plus anciens que le Jurassique (fig. 1.6, 1.7, 1.8). Tout ceci montre que :

- 1. L'ouverture des grands océans (ou plutôt le renouvellement de leur fond) est relativement récente et, en tout cas, ne débute pas plus tôt que le Jurassique.
- 2. Les océans s'ouvrent par tronçons successifs. Ainsi, dans l'Atlantique (fig. 1.6), les sédiments jurassiques n'existent que dans la partie centrale, au large de l'Afrique de l'W et des USA, ce qui s'explique dans la mesure où ce tronçon est un fragment de l'ancienne Mésogée (ou Téthys) qui s'ouvrait d'E en W. Au début du Crétacé, l'ouverture de l'Atlantique Sud, puis de l'Atlantique Nord, se fait suivant une direction subméridienne, perpendiculaire à l'axe mésogéen. Elle se développera ensuite jusqu'à nos jours, repoussant les sédiments jurassique supérieur et crétacé inférieur vers les seules côtes du Maroc et du Mexique.

Subsidence thermique. Une autre conséquence de l'expansion océanique est qu'il y a une liaison entre la profondeur et l'âge du plancher océanique. Sur les flancs des dorsales, la lithosphère océanique s'approfondit en même temps qu'elle s'éloigne de l'axe d'accrétion, c'est-à-dire qu'elle devient plus âgée. Cet approfondissement s'explique par un refroidissement du manteau. Le manteau lithosphérique s'épaissit au détriment de la partie supérieure de l'asthénosphère. Cet épaississement de la lithosphère océanique, combiné à l'alourdissement par contraction thermique, est

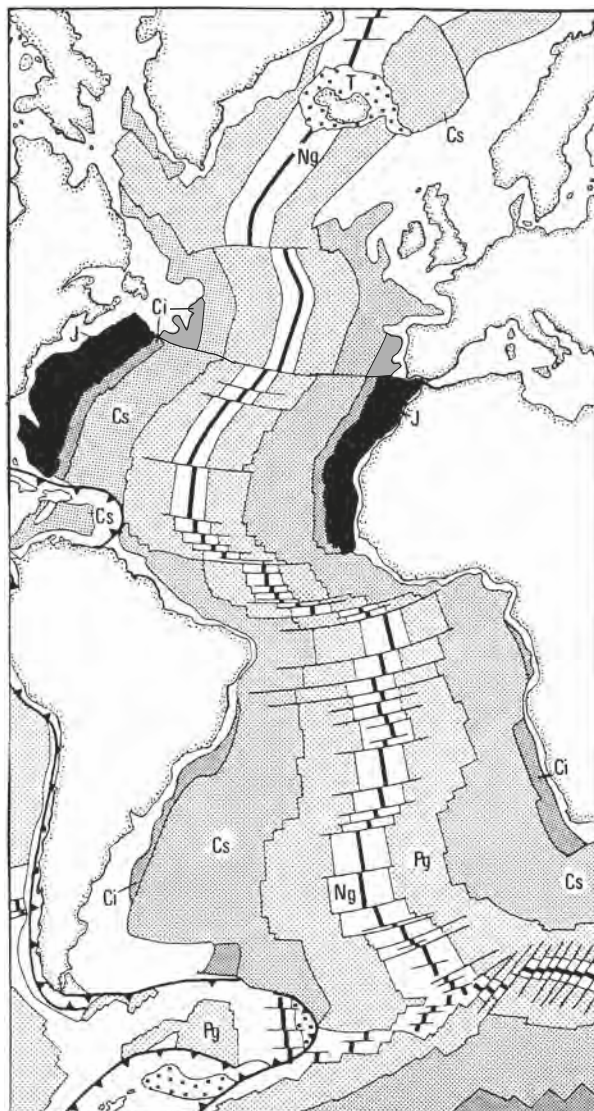


Fig. 1.6 Carte géologique simplifiée de l'Atlantique.

T. Tertiaire indifférencié, Ng. Néogène, Pg. Paléogène, Cs. Crétacé supérieur, Ci. Crétacé inférieur, J. Jurassique.

Le Jurassique ne se trouve qu'au niveau de l'Atlantique central et jalonne le trajet EW de l'ancienne Téthys, partout ailleurs disparue.

compensé isostatiquement par son approfondissement (subsidence thermique). Alors que l'axe des dorsales présente des structures associées à la formation de la croûte océanique, la morphologie de leurs flancs correspond à l'épaississement du manteau lithosphérique.

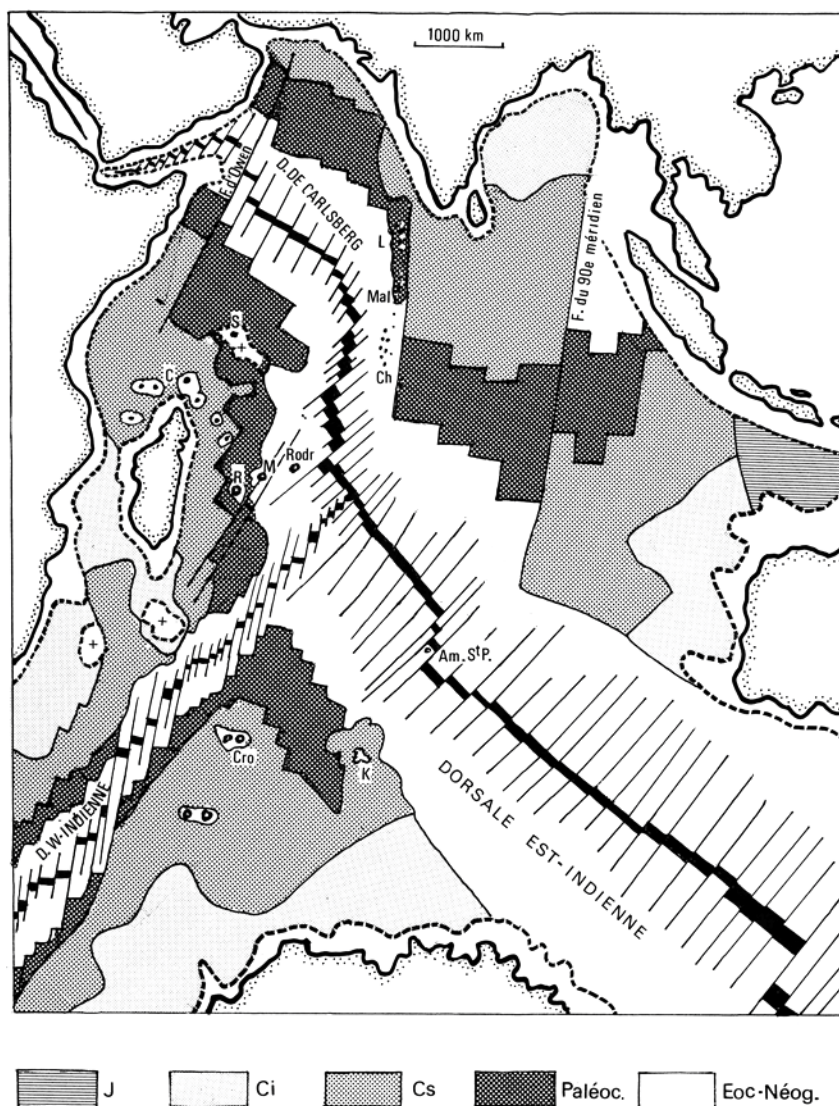


Fig. 1.7 Carte géologique simplifiée de l'océan Indien (d'après l'atlas géologique du Monde au 29 000 000^e).

Les rapports entre les dorsales et la croûte sous-marine d'âge différent suivant les points, montrant que la dorsale W indienne a sensiblement conservé la même position depuis le début du Crétacé, celle de Carlsberg depuis le Crétacé supérieur, tandis que la dorsale est-indienne (ou dorsale indienne proprement dite) s'installe à l'Éocène obliquement aux structures antérieures.

AmStP. Amsterdam St-Paul, C. Comores, Ch. Chagos, Cro. Crozet, K. Kerguelen, L. Laquedives, M. Maurice, Mal. Maldives, R. Réunion, Rodr. Rodrigues, S. Seychelles.

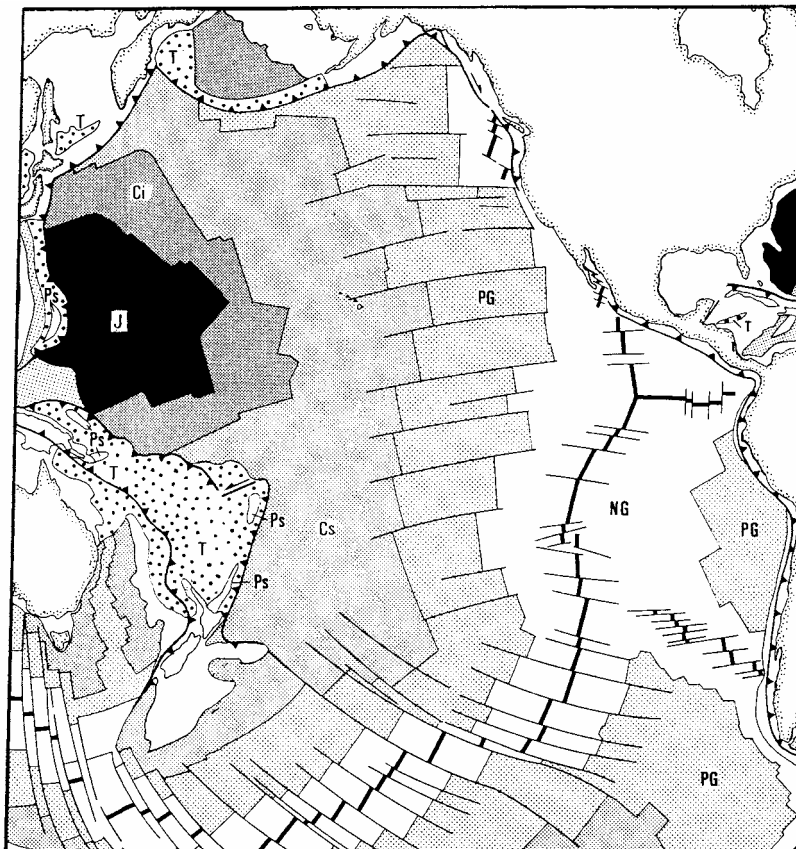


Fig. 1.8 Carte géologique simplifiée du Pacifique.

J. Jurassique, Ci. Crétacé inférieur, Cs. Crétacé supérieur, PG. Paléogène, NG. Néogène, Ps. Pléistocène, T. Tertiaire indifférencié.

Il existe une relation entre la profondeur de cette lithosphère et son âge, relation qui peut servir d'élément de datation :

$$Z \text{ (prof. en mètres)} = 2\,500 + 350 \sqrt{t} \text{ (} t \text{ en millions d'années).}$$

Ce calcul approximatif n'est valable que jusqu'à 70 Ma, comme le montrent les données de l'Atlantique N et du Pacifique S. Au-delà de 70 Ma, la lithosphère étant suffisamment refroidie, atteint un équilibre thermique qui s'exprime dans la topographie (plaines abyssales).

1.1.6 Les failles transformantes

Le profil en long d'une dorsale ne montre pas une profondeur constante. Les dorsales sont constituées de tronçons bombés, longs de 50 à 100 km, séparés par des failles transversales, ou par juxtaposition des centres d'expansions (OSC : *Overlapping*

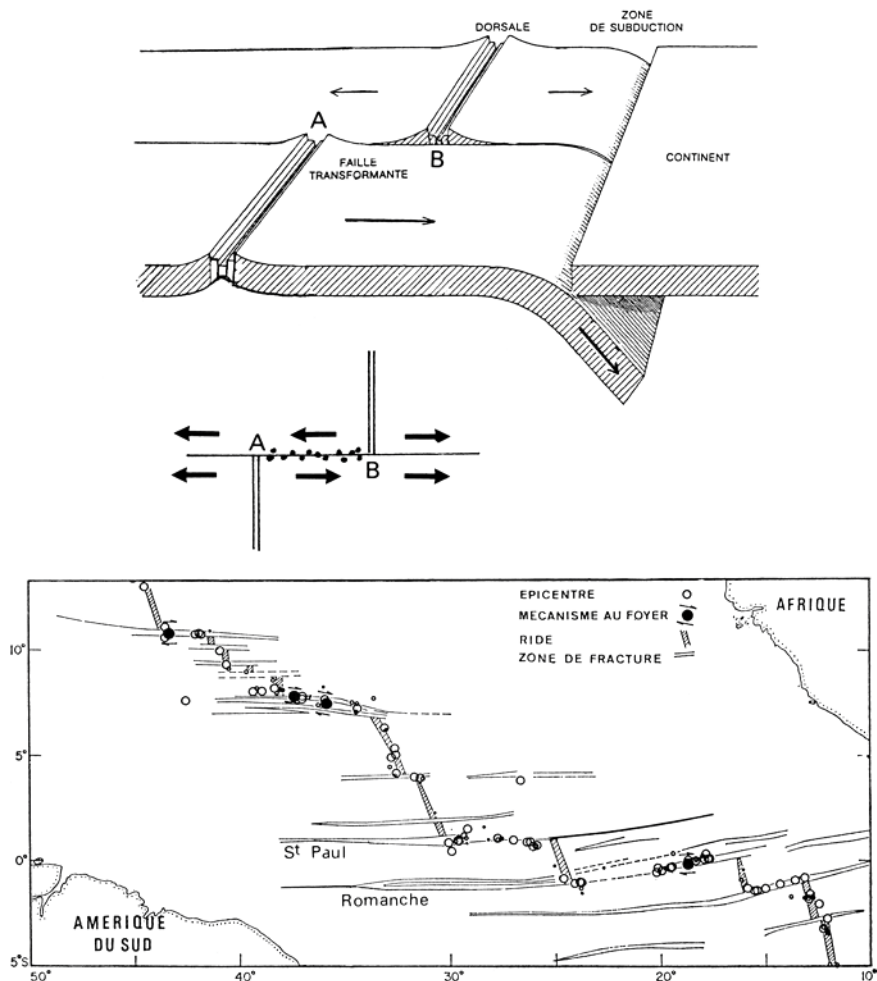


Fig. 1.9 Failles transformantes.

Le long d'une dorsale, entre les points A et B, l'expansion océanique travaille en sens contraire de part et d'autre de la faille, d'où la fréquence des séismes dans ce secteur. C'est ce que confirme l'exemple choisi, sur la dorsale atlantique, dans la région équatoriale (d'après Sykes, 1967).

Spreading Center)¹. Il représente en fait une image de la fissure à partir de laquelle s'est ouvert l'océan correspondant. Son irrégularité est liée aux discontinuités de la croûte originelle, notamment au réseau des fractures préexistantes.

1. La découverte de vastes structures circulaires (10-15 km de diamètre) dans les grands massifs ophiolitiques a fait supposer que la remontée de l'asthénosphère pourrait se faire sous la forme de « diapirs » mantelliques de type OSC juxtaposés. Certains auteurs attribuent à ce phénomène la segmentation des dorsales.

Comme c'est de part et d'autre de cette fissure que se produit l'accrétion océanique, son tracé, avec ses décalages successifs, restera stable. C'est en cela que de telles failles se distinguent des décrochements classiques puisque le décalage entre les deux segments de dorsale ne varie pas (*fig. 1.9*). Le seul mouvement que l'on y observe est celui de l'accrétion océanique, c'est-à-dire le mouvement de tapis roulant des planchers océaniques juxtaposés.

C'est seulement dans le segment séparant les deux tronçons de la dorsale (segment AB de la *fig. 1.9*) que les déplacements se font en sens contraire et qu'on observe donc des foyers sismiques. Au-delà, c'est-à-dire de part et d'autre de A et B, les déplacements se font dans le même sens si bien que l'activité sismique redevient faible ou nulle.

Ces accidents transverses sont marqués morphologiquement, tout d'abord par une dénivellation causée par la différence d'enfoncement des deux compartiments de croûte océanique en contact, puisqu'ils sont d'âge différent (donc de température et de densité différentes), ensuite par le fait qu'ils correspondent à des sillons étroits et profonds. Par exemple, la faille de la Romanche¹, dans l'Atlantique central, est une crevasse de plus de 7 km de profondeur qui pourrait fournir une coupe naturelle de la croûte océanique.

Ces failles, si différentes des décrochements classiques, sont dites *transformantes* (terme dû à Wilson, 1965), parce que certaines d'entre elles aboutissent à une zone de subduction. Elles limitent donc un panneau de lithosphère océanique qui se fabrique à l'une de leurs extrémités et disparaît à l'autre. Autrement dit, en suivant ces failles, on assiste à la *transformation* d'un processus d'accrétion en processus de subduction.

Mais le terme a été élargi à toutes les failles lithosphériques verticales à composante horizontale résultant de l'expansion océanique, si bien qu'il recouvre trois groupes d'accidents :

- Les failles décalant simplement le rift de la dorsale (*failles de rift à rift*), comme la faille de la Romanche, déjà évoquée, ou celle de St-Paul dans l'Atlantique central (*fig. 1.9, 4.18*), les failles d'Owen et de St-Paul-Amsterdam dans l'océan Indien (*fig. 1.7*), la faille San Andreas (*fig. 1.10 et 4.17*).
- *Les failles de rift à fosse de subduction*, dont nous venons de dire qu'elles sont à l'origine du terme de « transformante ». Exemple : la faille de Juan Fernandez, limitant au S la plaque de Nazca, au large du Chili (*fig. 1.10*).
- *Les failles de fosse à fosse*, plus rares. La faille joignant la Patagonie aux îles Sandwich du S, en lisière méridionale du plateau continental sous-marin des Falklands (*fig. 1.10*), est un bon exemple. Citons aussi la zone transformante nord-caraïbe (ou faille de l'Orient) qui longe la côte S de Cuba, entre les fosses des petites Antilles et de l'Amérique centrale. Ce système offre une morphologie complexe. Il est en effet jalonné de bassins et de rides et montre un espace océanique très petit : la fosse Cayman dont le prolongement oriental permet d'observer, suivant les points, des failles de distension ou des plis obliques en

1. Du nom d'un navire océanographique.

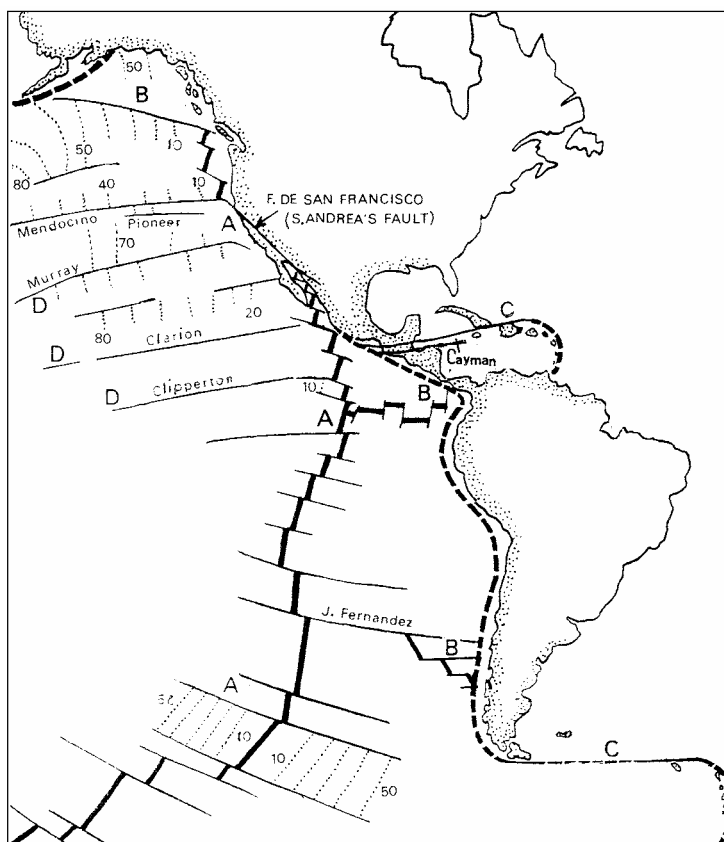


Fig. 1.10 Failles transformantes du Pacifique oriental.

- A. Transformante de rift à rift.
- B. Transformante de rift à fosse de subduction.
- C. Transformante de fosse à fosse.
- D. Anciennes transformantes contemporaines d'une direction d'expansion fonctionnelle jusqu'à - 10 Ma environ.

échelons (fig. 1.11). L'ensemble de ces structures a été ultérieurement comprimé et déversé au S. La structure est donc beaucoup plus variée que dans les failles transformantes affectant seulement des dorsales.

1.2 LES ARCS INSULAIRES INTRAOCÉANIQUES

Un autre type de reliefs océaniques sismiquement actifs est constitué par des alignements d'îles volcaniques qui diffèrent du type précédent par deux caractères : un volcanisme dont les produits principaux sont *tholéitiques* (tholéites dites d'arc) à *calco-alcalins* et leur association avec une grande fosse sous-marine, parallèle à

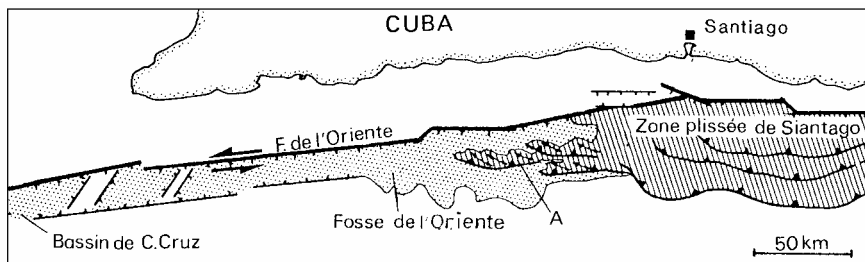


Fig. 1.11 Fosses sous-marines et structures diverses jalonnant la transformante nord-caraïbe (faille de l'Orient) sur la côte S de Cuba (d'après Calais et al., 1990, simplifié).

Suivant les points, ce sont des failles de distension ou des plis en échelons (A). Au S de Santiago, le contenu de ces fosses offre même une structure plissée à vergence S répondant à une contraction récente.

l'alignement des îles, où les profondeurs peuvent dépasser 10 000 m (« trench » des auteurs anglo-saxons). Ces grandes fosses représentent le départ d'une zone de subduction, donc une limite convergente.

1.2.1 Arcs du type Tonga-Kermadec ou Mariannes

Ils apparaissent en un point quelconque du domaine océanique pour des raisons probablement variées mais surtout gravitaires. En effet, en s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique s'alourdit par refroidissement. Elle devient alors plus dense que l'asthénosphère sous-jacente, de même composition chimique mais plus chaude. L'équilibre devient instable et il suffit d'une simple cassure pour que l'une des lèvres bascule et plonge dans le manteau auquel elle s'incorporera progressivement (voir fig. 1.13).

Sa descente dans un milieu plus chaud provoque, comme nous le verrons (p. 133), des phénomènes de fusion partielle dans le manteau sus-jacent à la surface de subduction, fusions qui donnent naissance à des magmas plus acides, plus légers. Lorsque ces magmas remontent à la surface, ils édifient un arc insulaire volcanique (tholéïtes d'arc)¹, cependant qu'en profondeur se mettent en place des plutons granodioritiques.

L'archipel des Tonga-Kermadec, au NE de la Nouvelle Zélande (fig. 1.12) est constitué de volcans tholéïtiques et andésitiques, plus rarement rhyolitiques, associés à des sédiments volcano-détritiques et des calcaires récifaux éocènes à quaternaires. Une tectonique récente de distension a basculé les terrasses quaternaires.

Les îles Mariannes, entre le Japon et la Nouvelle-Guinée (fig. 1.12, 1.14) comptent une quinzaine d'îles analogues aux précédentes. Leur intérêt réside surtout dans le

1. À plus forte teneur en éléments incompatibles, y compris Ti et P, ainsi qu'en K₂O, que les MORB.

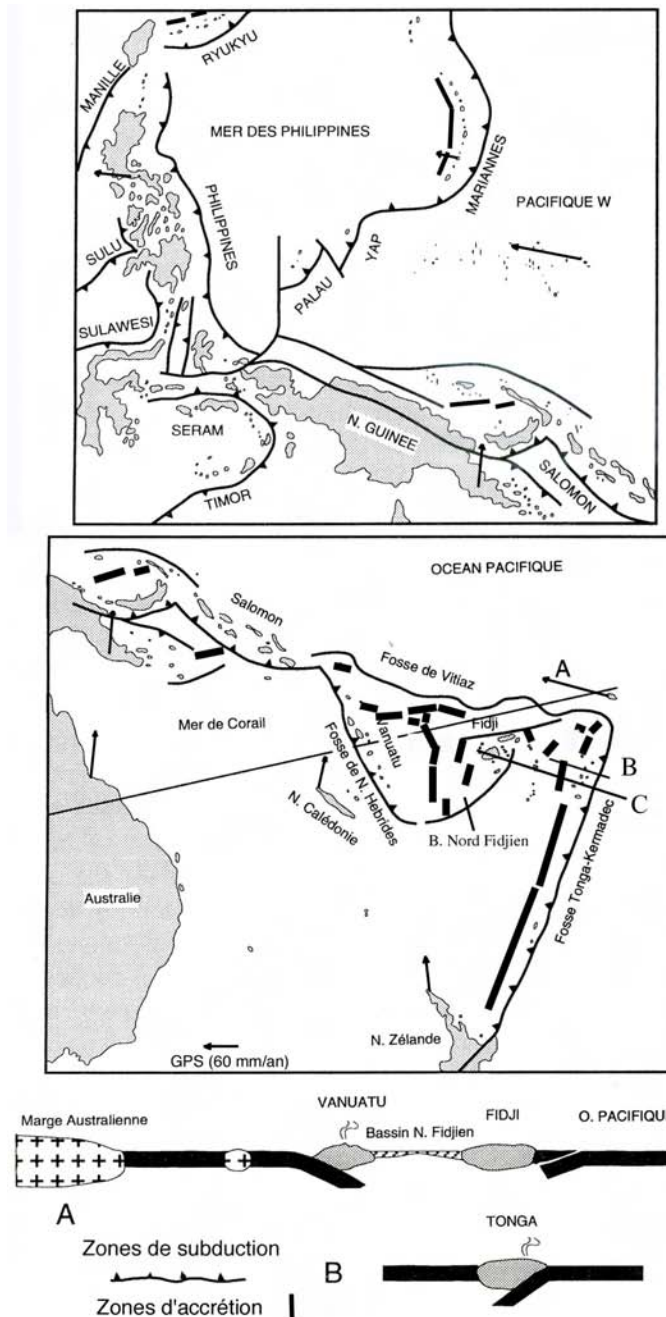


Fig. 1.12 Arcs intraocéaniques et bassins arrière-arc du Pacifique W.

En haut : région de la mer des Philippines. **Au centre :** région Corail-Fidji-Tonga. **C :** trace du profil tomographique de la fig. 1.13. **En bas :** coupes A et B (d'après Y. Lagabrielle, 1987). Vecteurs GPS (par rapport à l'Eurasie), d'après N. Chamot et P. Rabaute, 2006.

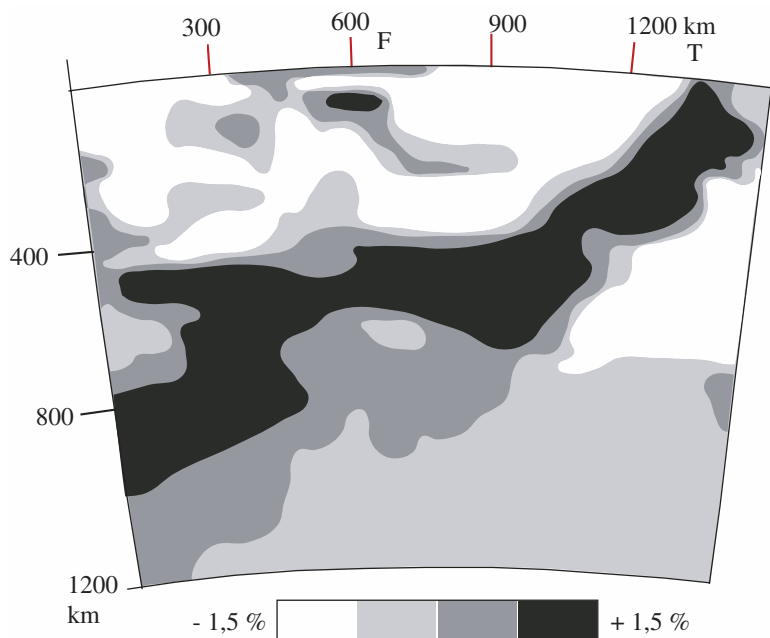


Fig. 1.13 Coupe tomographique Tonga (T)-Fidji (F), d'après Bijward et al, 1997).

Les coupes tomographiques sont basées sur l'analyse d'un très grand nombre de séismes. Pour chaque cas considéré, on compare les temps d'arrivée réels avec ceux prévus par le calcul pour un modèle homogène. On peut ainsi distinguer des zones où les ondes sont en retard (ralenties) ou en avance (accélérées) parce qu'elles traversent respectivement un milieu chaud ou froid par rapport à la normale. Elles permettent donc de visualiser des zones froides (foncées) et chaudes (claires).

Ici, la coupe montre un élément froid (noir), interprété comme la lithosphère pacifique qui s'enfonce avec un assez fort pendage puis s'horizontalise au niveau de la discontinuité des 600 km.

fossé océanique (trench), largement ouvert, qui montre de nombreuses failles d'extension. La sédimentation y est réduite, si bien que les roches volcaniques de l'arc contigu à la fosse y affleurent largement. Il s'agit typiquement d'un dispositif en extension.

Les archipels du Vanuatu (Nouvelles-Hébrides) et des Fidji (fig. 1.12) offrent une disposition et une histoire un peu plus compliquées comprenant plusieurs stades successifs.

À l'*Éocène*, on avait là un seul arc dont les restes sont connus aux îles Fidji seulement, sous la forme de laves tholéitiques ou andésitiques et de sédiments volcano-détritiques déformés et métamorphisés en faciès schiste vert. Ce premier ensemble est également traversé par des plutons granodioritiques et gabbroïques éocènes.

Au *Miocène supérieur*, une nouvelle période d'activité met en place des laves plus différenciées et plus acides (andésites, dacites, rhyolites), discordantes sur l'ensemble précédent. Cette deuxième phase est interrompue par une nouvelle crise compressive donnant des structures plissées.

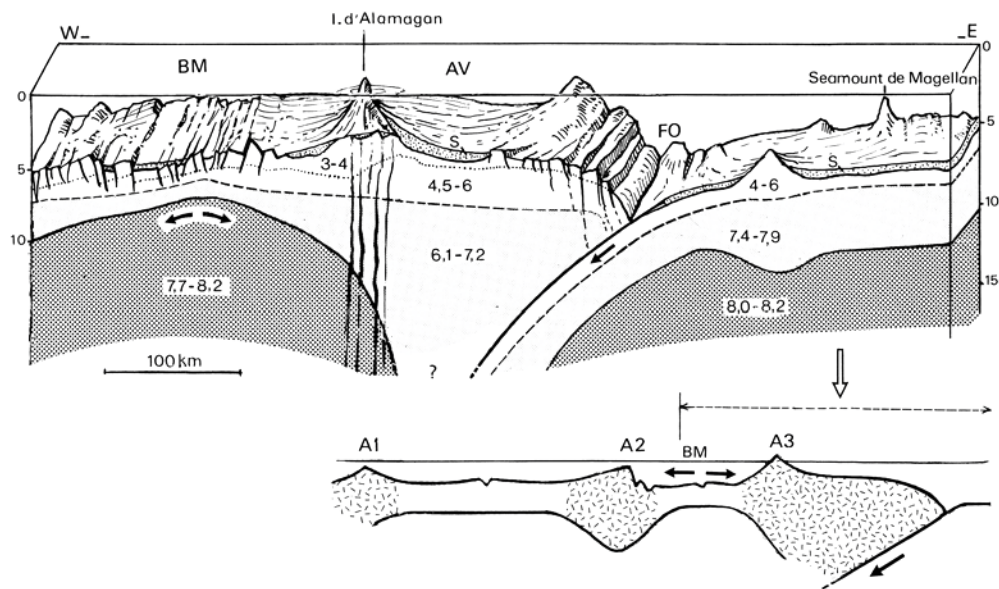


Fig. 1.14 Arc volcanique intraocéanique des Mariannes (Pacifique W)
(inspiré de Hussong et Uyeda, 1981, simplifié).

FO. fosse de subduction, AV. arc volcanique actuel (découpé en deux rides, dont l'une inactive, par un petit bassin intra-arc. On n'a pas détaillé, faute de données, la structure profonde de cet arc où doivent exister des plutons granodioritiques).

BM. bassin arrière-arc des Mariannes, peut-être en extension si l'on en croit un flux de chaleur légèrement supérieur à la normale et quelques venues de basaltes tholéitiques frais.

Croûte océanique inférieure en gris clair, manteau supérieur en gris foncé. Les chiffres sont ceux des vitesses sismiques (en km/sec.).

La coupe schématique placée en annexe, montre la position de l'arc actuel (A3) par rapport aux deux arcs rémanents (ou résiduels) que sont la ride ouest-Mariannes, néogène (A2), et celle de Palau-Kyu Shu, néocrétacée-paléogène (A1). Ces arcs, actuellement inactifs, sont dus à un phénomène d'émiettement qui affecte souvent les rides intraocéaniques par développement de bassins « intra-arcs ».

Au *Pliocène*, le phénomène distensif reprend et édifie un bassin intra-arc (bassin nord-fidjien) séparant les Fidji de Vanuatu (fig. 1.12, coupe A). Toute activité volcanique cesse dans les premières qui deviennent ainsi un arc résiduel (ou « rémanent »). Ce stade distensif est intéressant et nous le retrouverons dans d'autres archipels où il est fréquemment à l'origine de tels arcs résiduels (p. 30). Il souligne que la genèse et l'évolution de ces arcs intra-océaniques se fait en *régime distensif*.

Au *Quaternaire*, le creusement de la fosse du Vitiaz, au N du bassin nord-fidjien, est peut-être l'amorce d'une nouvelle subduction intra-océanique, de vergence inverse de la précédente, subduction qui pourrait expliquer le nouveau et léger volcanisme basaltique qui se manifeste dans les Fidji. Une néotectonique active soulève et bascule les surfaces d'érosion dans les deux archipels.

Les Petites Antilles, comme la **Guadeloupe** et la **Martinique**, représentent un arc volcanique dont l'activité débute, là encore, avec l'Éocène, puis migre peu à peu vers l'W, en s'éloignant donc de la fosse de subduction, processus fréquent à la verticale des surfaces de subduction¹. Le substrat sur lequel s'installe le volcanisme n'est pas connu mais il est probablement océanique.

L'intérêt de tous ces archipels volcaniques est qu'ils montrent la *genèse de magmas relativement acides à partir de la subduction d'une croûte océanique basique*. Peut-être amorce-t-on ainsi l'édification d'une nouvelle croûte continentale. On peut donc se demander si la destinée de celle-ci n'est pas de grandir sans cesse aux dépens du manteau. Ce fut certainement le cas au Précambrien. Actuellement, le bilan semble plutôt stationnaire. En effet, les traceurs isotopiques montrent qu'une partie de la croûte continentale rejoint le manteau supérieur, entraînée par le phénomène de subduction, tandis qu'une autre, la plus profonde, est peu à peu « mantellisée » par digestion et intrusion de produits basiques.

Les arcs volcaniques intra-océaniques sont souvent associés à des rides surtout sous-marines, qui leur sont parallèles et qui sont soit des accumulations de produits sédimentaires, soit des arcs résiduels comme celui des Fidji, déjà évoqué.

Les arcs sédimentaires sont produits par l'accumulation, au point de départ de la zone de subduction, des sédiments qu'apporte sans cesse la lithosphère océanique plongeante. C'est le prisme d'accrétion des auteurs.

Un bon exemple de cette disposition est donné par les *Petites Antilles*. L'arc volcanique (Guadeloupe, Martinique, Saint-Vincent, etc.) est doublé à l'E par un prisme d'accrétion important, particulièrement bien étudié (sismique, forages, bathymétrie). Il est fait d'une série de lames empilées, disposées en un éventail irrégulier (fig. 1.15 et 1.16), comme si les matériaux apportés de l'océan s'enfonçaient sous les matériaux antérieurs en les soulevant peu à peu.

Une particularité du prisme de la Barbade est que ses lames ne comprennent que du Néogène alors que la couverture sédimentaire du fond atlantique va du Quaternaire au Crétacé supérieur. Cette particularité est due au clivage de la couverture en question dans les argiles du Miocène moyen. Seuls les niveaux sus-jacents, décollés, passent dans le prisme. Les niveaux sous-jacents (Miocène inférieur à Campanien) restent en profondeur mais on ne sait pas s'ils entrent totalement en subduction ou « s'accrètent » plus loin. Les données géophysiques et la découverte récente de l'Éocène-Oligocène dans le prisme semblent en faveur de cette deuxième interprétation qui est celle de la fig. 1.15.

Une remarque supplémentaire à propos de ce clivage et que, dans son plan, on a pu mesurer une surpression de fluides (25 kg/cm²), ce qui est intéressant car de telles surpressions ont été souvent invoquées pour expliquer le déplacement horizontal de certaines nappes de charriage, mais rarement mises en évidence dans les plans eux-mêmes.

Les arcs rémanents ou résiduels. Ce sont des rides sous-marines, inactives, qui se trouvent en arrière d'un arc insulaire actif dont elles sont séparées par un petit bassin à croûte océanique. Comme l'âge et la nature de leur matériel constitutif sont ceux

1. La genèse des produits volcaniques correspondants sera détaillée à propos des arcs insulaires dérivant de l'évolution d'une marge continentale active (p. 133).

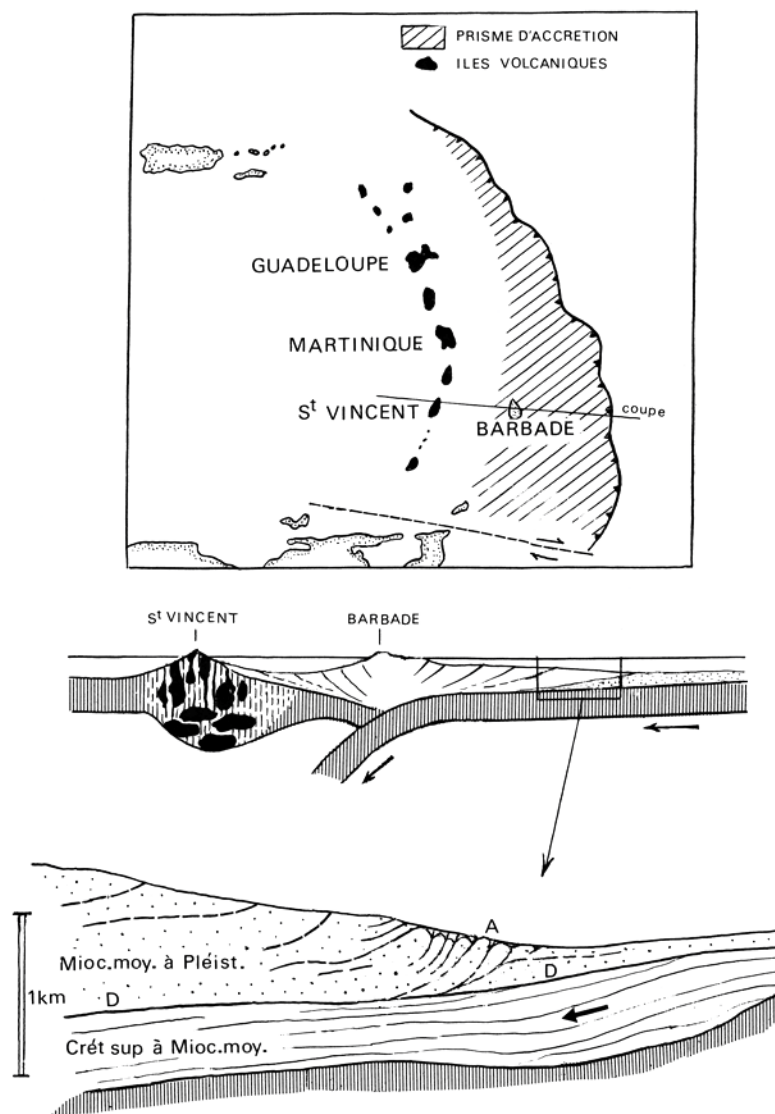


Fig. 1.15 L'arc intraocéanique des Petites Antilles.

Dans le prisme d'accrétion, la déformation se produit, soit le long de surfaces de décollement subhorizontales (D), soit par empilement de petits anticlinaux séparés par des failles chevauchantes (A).

de l'arc actif voisin, on pense qu'il s'agit de lanières de ces arcs détachées par rifting, c'est-à-dire par l'apparition et le développement d'un bassin « intra-arc ».

On peut citer comme exemple la ride d'Aves à l'W de l'arc des Petites Antilles (*fig. 1.17B*) ou les arcs résiduels du Pacifique W (*fig. 1.17A*), beaucoup plus spectaculaires.

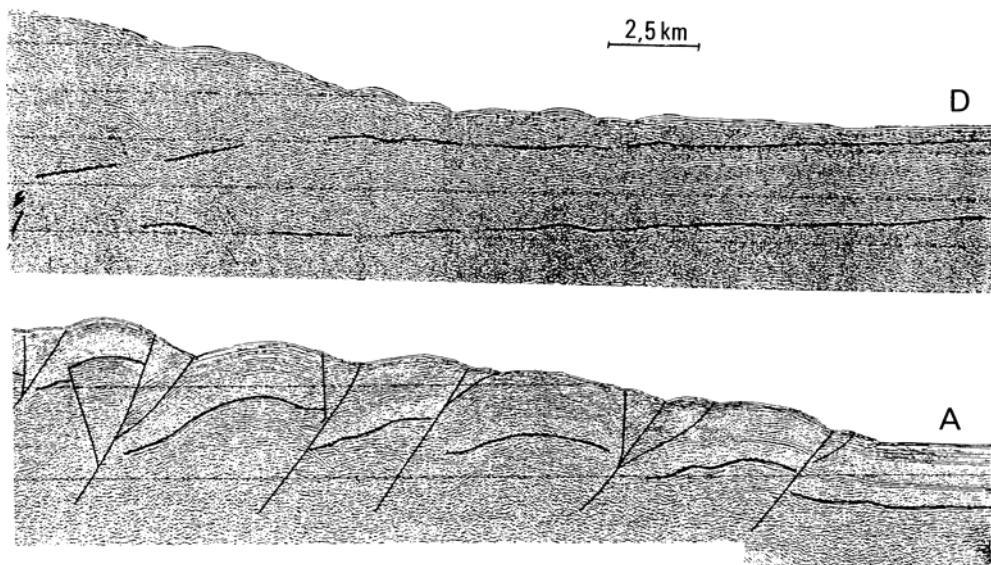


Fig. 1.16 Profils de sismique-réflexion dans le prisme d'accrétion de la Barbade (d'après Bijou-Duval *et al.*, Tectonophysics, 1982).

Ils illustrent la tectonique de décollement subhorizontale (D) ou l'empilement de petits anticlinaux faillés et chevauchants (A).

Dans la mer des Philippines (fig. 1.17), et détachés de l'arc des Mariannes, viennent d'E en W, la ride Ouest-Mariannes (1 500 m de profondeur, d'âge néogène d'après les forages DSDP), puis celle de Palau-Kyu Shu (– 3 000 m, néocrétacée à paléogène) (fig. 1.14).

Entre Philippines et Bornéo, l'arc actif allant des Célèbes aux Philippines (arc de Sangihe) a donné naissance, du S au N, aux arcs rémanents de Sulu et de Palawan, respectivement séparés par les bassins des Célèbes (Éocène moyen) et de Sulu (Miocène).

L'arc rémanent des Fidji, déjà évoqué, est séparé des Nouvelles-Hébrides par le bassin nord-fidjien et pourrait se raccorder à l'arc rémanent de Lau en arrière de l'arc actif Tonga-Kermadec.

Par contre, l'arc résiduel ouest-mélanésien est isolé et représente un arc actif en train de mourir.

La disposition de ces arcs peut localement être plus complexe. Par exemple, entre la Nouvelle-Guinée et les îles Salomon, il existe trois arcs emboîtés, à convexité S (fig. 1.17, 1.18) : Nouvelle-Bretagne, Woodlark et Pocklington, tous trois à même substrat éocène. Il s'agit donc bien d'un arc dissocié dont l'élément frontal a été jusqu'à une époque récente le plus méridional d'entre eux, c'est-à-dire l'arc de Pocklington qui montre effectivement une fosse, sans activité sismique. La fosse active du système se trouve maintenant au pied de la ride de Nouvelle-Bretagne,

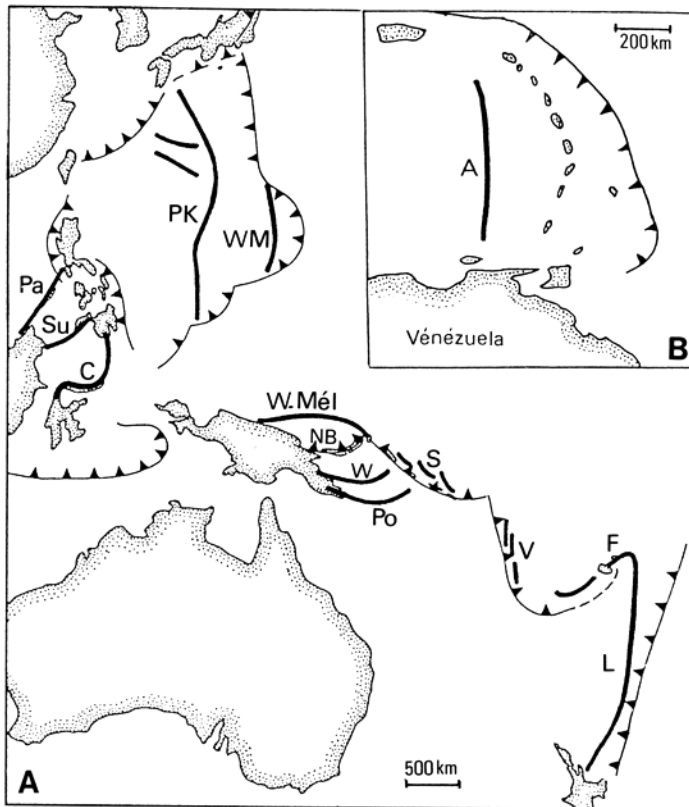


Fig. 1.17 Quelques exemples d'arcs rémanents.

A. Pacifique SW (d'après Karig, simplifié, 1972) :

Système des Mariannes : WM. Ouest-Mariannes, PK. Palau-Kyu Shu

Système des Philippines : Pa. Palawan, Su. Sulu, C. Célèbes

Système W-mélanésien (WMél) : NB. New Britain, W. Woodlark, PO. Pocklington, S. Salomon

Système des Hébrides : V. Vanuatu, F. Fidji

Système de Tonga-Kermadec : L. Lau.

B. Caraïbes : arc d'Avès (A) à l'W des Petites Antilles.

dans le prolongement des fosses des Salomon et de Trobriand. Ce système s'est donc récemment substitué, en tant que zone active, à l'arc ouest-mélanésien, moribond.

Tout ceci traduit une réorganisation complexe du champ de contrainte régional, probablement liée aux modalités de la collision du plateau d'Ontong Java, porté par la plaque pacifique, avec la plaque australienne.

En tout cas, les fosses de Nouvelle-Bretagne et de Trobriand vont peu à peu engloutir le petit bassin océanique des Salomon, si bien qu'il y aura alors collision entre l'arc de Nouvelle-Bretagne et celui de Woodlark. Nous retrouverons de tels phénomènes dans le chapitre consacré aux phénomènes compressifs.

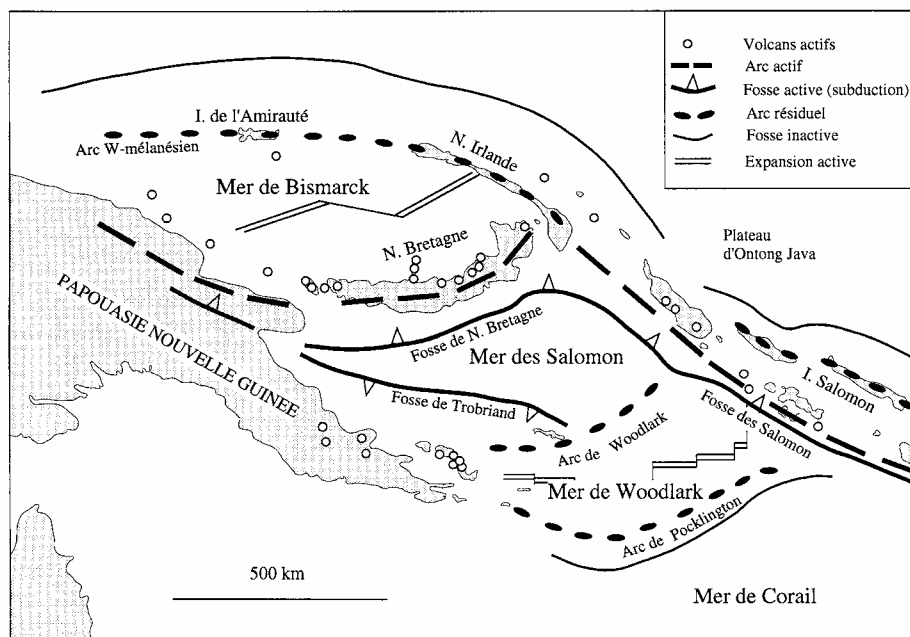


Fig. 1.18 Schéma structural des archipels ouest-mélanésiens (modifié d'après Karig, 1972).

1.2.2 Arcs du type Japon-Insulinde

Plus proches des continents que les précédentes, ils ont une origine plus complexe et différente. Ils montrent en effet un substratum granito-gneissique analogue à celui du continent voisin car ils résultent d'une évolution particulière de la bordure de ce dernier et seront donc étudiés avec les marges continentales actives qui leur ont donné naissance (p. 152).

En revanche, il faut parler ici de l'espace océanique qui les sépare du continent et qu'on appelle « mer marginale ». Leur origine est liée à une distension très poussée de la bordure continentale, distension qui entraîne son morcellement et l'apparition d'une croûte nouvelle, de type océanique. De telles mers sont fréquentes, pour ne pas dire la règle, sur la marge asiatique du Pacifique (fig. 1.10) : mer de Tasmanie (entre Australie et Nouvelle-Zélande), mer de Chine orientale (au N de l'île de Taiwan), mer du Japon, mer d'Okhotsk (bassin des Kouriles), etc. Le mécanisme correspondant est étudié au chapitre 6.

Chapitre 2

Reliefs océaniques sismiquement inactifs

2.1 RELIEFS VOLCANIQUES

2.1.1 Les volcans océaniques isolés

Si certains sont émergés comme les Bermudes, les îles du Cap Vert, les Canaries, Madère, dans l'Atlantique (*fig. 2.1*), Tahiti dans le Pacifique, la Réunion ou l'île Maurice dans l'océan Indien (*fig. 2.2*), les îles Cocos dans le Pacifique W, la plupart sont restés sous-marins.

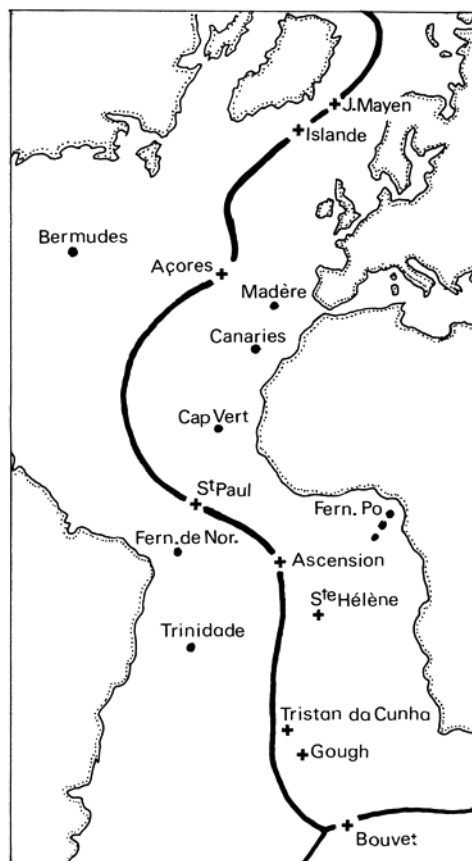
Leur origine est variable.

Certains sont nés sur l'axe d'une dorsale et ont ensuite été écartés par le jeu de l'expansion océanique, perdant alors ou non leur activité suivant le jeu des fractures de la dorsale. C'est le cas des îles de Sainte-Hélène (inactive) et de Tristan da Cunha (active) dans l'Atlantique Sud, des Bermudes (inactives) dans l'Atlantique Nord (*fig. 2.1*).

D'autres, au contraire, n'ont rien à voir avec une dorsale et jalonnent des fractures banales de la lithosphère océanique. Leurs produits sont d'ailleurs franchement *alcalins* et non plus tholéitiques (Canaries, Tahiti, Réunion etc.).

La forme de ces volcans sous-marins est conique ou tronconique : dans ce dernier cas, on parle de *guyot* ou de *seamount*. Leur sommet plat souvent surmonté de carbonates de plate-forme, témoigne de leur ancienne émergence, suivie d'érosion et du développement d'un atoll, avant que la subsidence thermique de la lithosphère océanique sous-jacente ne les entraîne sous le niveau de la mer.

Fig. 2.1 Îles volcaniques de l'Atlantique.



Toutes correspondent à des points chauds, mais certaines sont situées ou sont nées sur la dorsale et montrent donc un volcanisme p.p. tholéitique (croix), d'autres sont franchement océaniques et leur volcanisme est alcalin (points noirs).

2.1.2 Les volcans océaniques alignés

Même si certains appareils volcaniques sont proéminents, voire émergés, ils appartiennent presque tous soit à des alignements de volcans, soit à des rides asismiques¹. Dans les deux cas, seule une extrémité de l'alignement ou de la ride montre des volcans actifs. C'est le cas de Tristan da Cunha à l'extrémité de la ride de Walvis dans l'océan atlantique (fig. 2.2), des îles Hawaï ou des Touamotou-Pitcairn dans le Pacifique (fig. 2.4). Mais beaucoup de ces alignements sont actuellement éteints, comme la ride, entièrement sous-marine, du 90° méridien dans l'océan Indien (fig. 2.2).

Les roches correspondantes sont des basaltes alcalins (OIB, *Ocean Island Basalt*), différents de ceux des dorsales (MORB) et traduisant, par leur composition minéralogique, une fusion plus profonde.

1. Exception faite, évidemment, des petits séismes liés au déplacement des masses magmatiques.

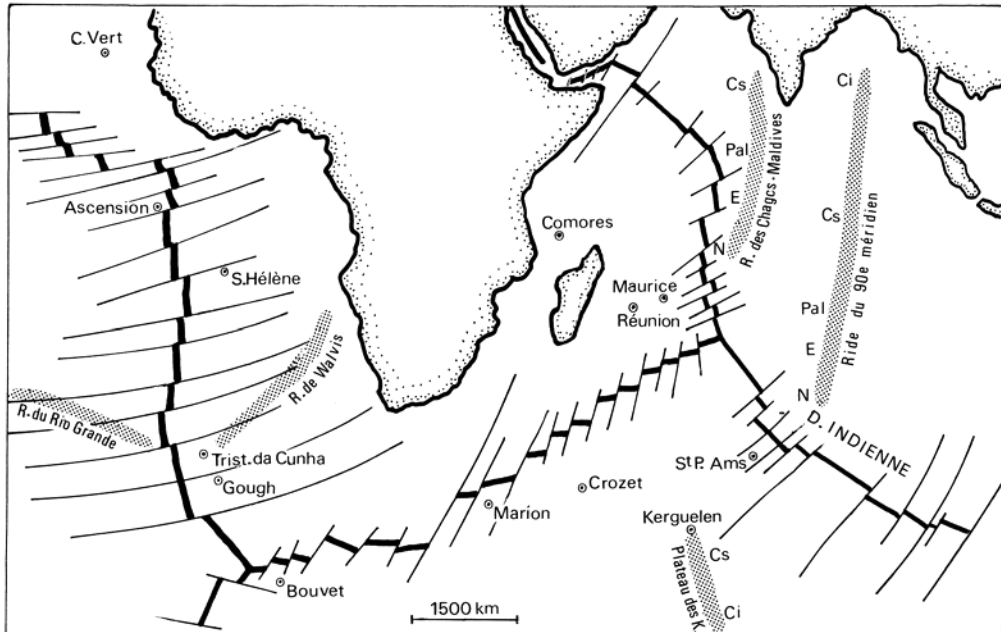


Fig. 2.2 Rides sous-marines liées à des points chauds dans l'Atlantique Sud et l'océan Indien.

Comme pour les îles Hawaiï, elles indiquent le sens de déplacement de la lithosphère océanique qui les porte. Les plus curieuses sont celles des Chagos-Maldives et du 90° méridien dans l'océan Indien. Elles traduisent la migration vers le N de la plaque indienne qui a abouti à la collision himalayenne. Ces deux rides ont été certainement émises par les points chauds de la Réunion-Maurice, d'une part, St-Paul-Amsterdam d'autre part, mais en ont été séparées par l'apparition tardive de la ride indienne (voir fig. 1.7).

Dans l'Atlantique S, les deux rides plus ou moins symétriques de Walvis et Rio Grande ont été émises par un point chaud coïncidant avec la dorsale. La ride de Walvis souligne la remontée de la lithosphère africaine vers le N, qui aboutira à la collision des chaînes méditerranéennes.

On a indiqué, quand c'était possible, l'âge de la croûte océanique portant les rides sous-marines (Ci. Cs. Crétacé inférieur, supérieur, Pal. Paléocène, E. Éocène, N. Néogène).

Leur origine est expliquée par la théorie des « points chauds » (*hot spots*). Ils traduisent la remontée, dans le manteau, de colonnes de matériaux chauds, à l'image d'un panache de fumée dans l'air. Ces instabilités thermiques prendraient naissance à la base du manteau, au contact du noyau et remonteraient jusque dans l'asthénosphère. Cette remontée rapide provoque une décompression et une fusion partielle relativement importante dont les produits vont traverser la lithosphère pour donner les appareils volcaniques en surface. L'Islande (fig. 2.3) est un exemple typique de point chaud superposé à l'axe de la dorsale Nord-Atlantique. Les alignements de volcans traduisent donc le déplacement de la lithosphère par rapport au point chaud et en donnent même le sens.

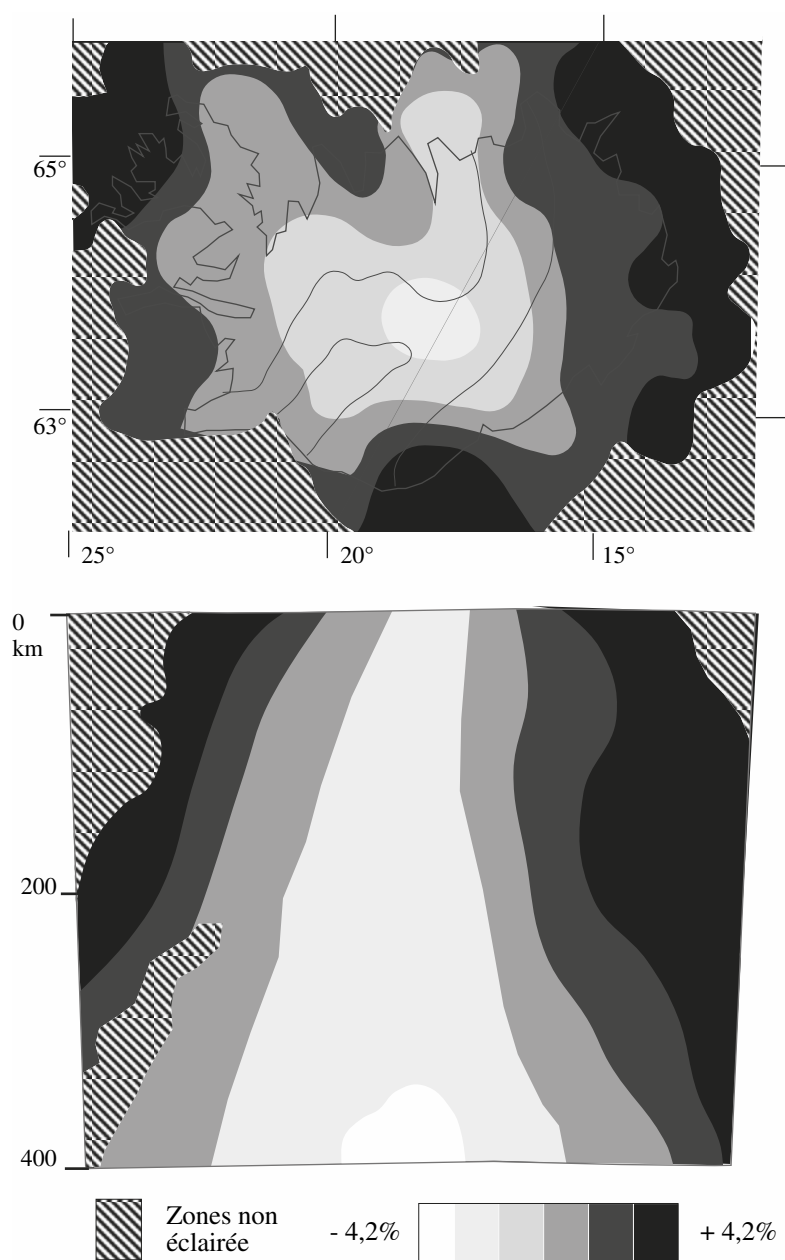


Fig. 2.3 Point chaud de l'Islande.

Carte d'anomalie en surface (en haut) et coupe tomographique (en bas). Le profil tomographique NE-SW montre un ralentissement des ondes sismiques S, atteignant 4 % à 400 km (d'après C. Wolfe et *al.*, 1997).

L'exemple classique est celui des îles Hawaï (*fig. 2.4*). Alors que les volcans de ces îles sont encore actifs à l'extrémité SE de la ride, ceux situés plus au NW sont éteints. Ils sont âgés de 40 Ma au coude de la ride, et de 70 Ma à l'extrémité nord de celle-ci, aux abords du fossé des Aléoutiennes où la ride s'engloutit.

On constate que ce coude se manifeste aussi dans d'autres archipels du Pacifique comme ceux des îles de la Ligne et des Touamotou, ou ceux des îles Marshall, Gilbert et Australes (*fig. 2.4*). Cette disposition traduit un changement de direction de déplacement de la plaque pacifique à la suite d'une réorganisation du système des dorsales il y a 40 Ma. C'est donc une bonne confirmation du fait que ces alignements volcaniques sont liés à un mouvement d'ensemble de la lithosphère car tous ces archipels appartiennent à cette plaque pacifique.

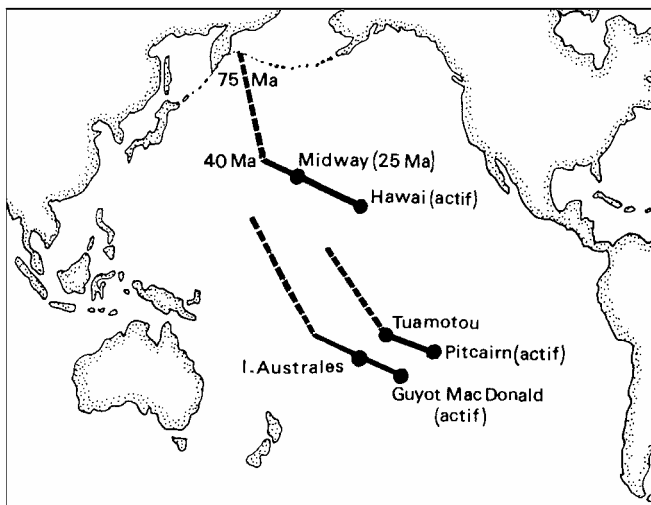


Fig. 2.4 L'archipel des îles Hawaï et les principaux points chauds du Pacifique.

Si le point chaud se trouve sous l'axe d'une dorsale, le panache de magma vient s'y confondre avec le volcanisme propre de la dorsale et en augmente le volume. C'est le cas de tous les édifices émergés de la dorsale (Islande, Açores, etc.) car ils montrent toujours une association de produits tholéitiques et alcalins. Si la dorsale ne se déplace pas par rapport au point chaud, les produits du panache seront rejetés de part et d'autre de la dorsale, donnant ainsi naissance à des bourrelets plus ou moins symétriquement disposés (rides de Walvis et du Rio Grande, dans l'Atlantique Sud, *fig. 2.2*).

Plus complexe est le cas des rides fossiles des Chagos-Maldives et du 90^e méridien (*fig. 2.2*). La première a été certainement en liaison avec les points chauds de la Réunion et de l'île Maurice, la deuxième avec celui des îles St-Paul et Amsterdam. Mais toutes deux ont été séparées de leur point d'origine par l'indivi-

dualisation tardive de la dorsale indienne. Le parallélisme de ces deux rides souligne la trajectoire vers le Nord de la plaque indienne, à l'origine de la collision himalayenne.

La théorie des points chauds explique aussi le fait que, bien souvent, dans les grands édifices intra-océaniques, *les premières émissions sont essentiellement tholéitiques et ne deviennent alcalines qu'ultérieurement*. Les îles Hawaï en sont un exemple classique. Le flux thermique lié au panache provoquerait, aux approches de la surface, une fusion partielle de l'asthénosphère sous les axes d'accrétion des dorsales par simple distension. Les premiers produits émis seraient donc tholéitiques. Les magmas alcalins issus du manteau profond arriveraient avec un certain décalage dans le temps.

Le nombre des points chauds inventoriés est discuté, de 50 à 100 suivant les auteurs. Certains semblent bien avoir été actifs depuis plusieurs dizaines de millions d'années (Réunion). On en trouve sous toutes les plaques, que la surface de celles-ci soit continentale ou océanique. .

Leurs effets ne sont pas que volcaniques mais parfois aussi morphologiques à cause de la masse de matière chaude et peu dense qu'apportent les panaches vers 100 km de profondeur. C'est ainsi que se sont formés les bombements topographiques d'environ 1 000 km de diamètre et de 1 à 2 km de hauteur qui entourent les îles Hawaï, du Cap Vert, des Bermudes, ou qui sont à l'origine du massif du Hoggar, coiffé de ses pitons phonolitiques, en milieu continental.

Ces points chauds paraissent relativement fixes les uns par rapport aux autres et pourraient ainsi constituer un système de référence précieux pour juger des déplacements absolus de la lithosphère.

2.1.3 Les plateaux océaniques

Ils représentent l'expression purement océanique des Grandes Provinces Volcaniques (ou LIP : *Large Igneous Provinces*). Les plateaux d'Ontong Java (plus de 1,8 million de km²) et des Kerguelen (environ 800 000 km²) sont les plus vastes (fig. 2.5). Ces régions possèdent une croûte de type océanique parfois très épaisse (10 à 20 km) et montrent de ce fait une moindre profondeur. Elles sont constituées principalement de basaltes magnésiens (OIB : *Ocean Island Basalt*) mis en place au cours d'épisodes magmatiques très rapides. Sous cette croûte, existe une zone de matériel dense à vitesse de propagation sismique élevée (7,2 à 7,5 km/s) interprétée comme du matériel magmatique (gabbro) « sous-plaqué », c'est-à-dire plaquée sous la base de la croûte. Ces structures sont interprétées comme l'arrivée, sous la lithosphère, de panaches géants (superplumes) prenant naissance dans un manteau très profond. Un de ces épisodes se situerait au milieu du Crétacé, en correspondance avec la grande période magnétique normale et serait responsable de la mise en place des grands plateaux d'Ontong Java, Nauru, Kerguelen, Caraïbe et des trapps du Parana.

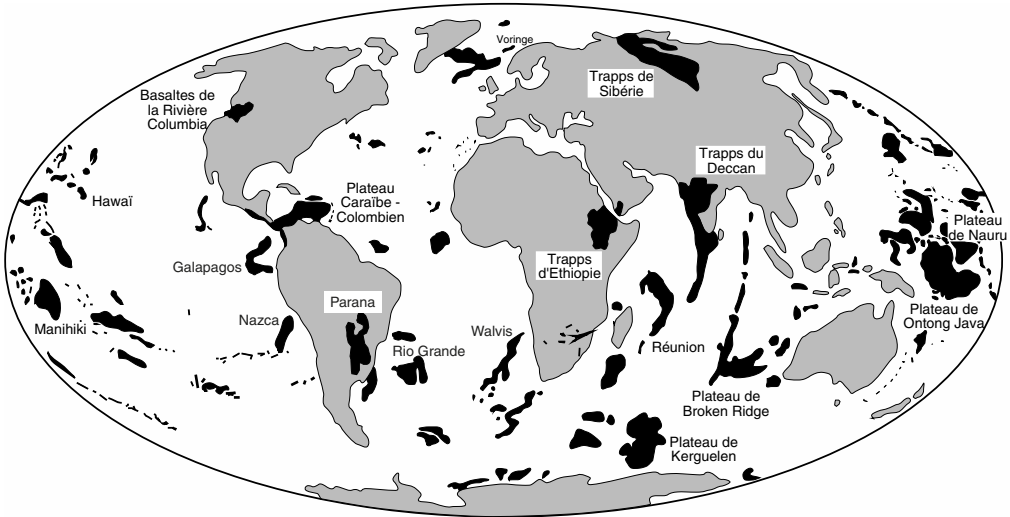


Fig. 2.5 Distribution globale des Grandes Provinces Magmatiques (LIP), incluant les basaltes continentaux (trapps), les marges passives volcaniques, les plateaux océaniques, les rides sous-marines, les basaltes de bassins océaniques, et les volcans sous-marins (d'après Coffin et Eldholm. *Rev. geophys.*, 1994, 32, 1.36).

2.2 RELIEFS NON VOLCANIQUES

Nous nous limiterons à un exemple, celui des *rides tectoniques du fond de l'océan Indien*¹.

Cette déformation intraplaque de la lithosphère océanique se manifeste dans le nord de l'océan Indien, au sud du golfe de Bengale (sud du Sri Lanka), à l'ouest de la ride du 90° E. Elle se traduit par de larges ondulations d'axe E-W, espacées de 100 à 300 km et de 1 à 3 km d'amplitude verticale, qui accidentent le fond de la plaine abyssale.

Les profils de sismique-réflexion continue (*fig. 2.6*) montrent la déformation progressive des sédiments et leur piégeage dans les creux séparant les antiformes. Des chevauchements actifs ont même été caractérisés grâce à des mécanismes au foyer en compression, disposition intéressante car elle pourrait être à l'origine d'arcs intra-océaniques.

La gravimétrie permet d'assurer que toute la croûte est concernée et que le Moho lui-même est ondulé.

1. Cochran J.R., Stow D.A.V. *et al.*, 1988. Site 717 (Distal Bengal Fan. Proc. ODP, Init. Repts 116, Texas A.M. University, p. 42-48 et 197-210).

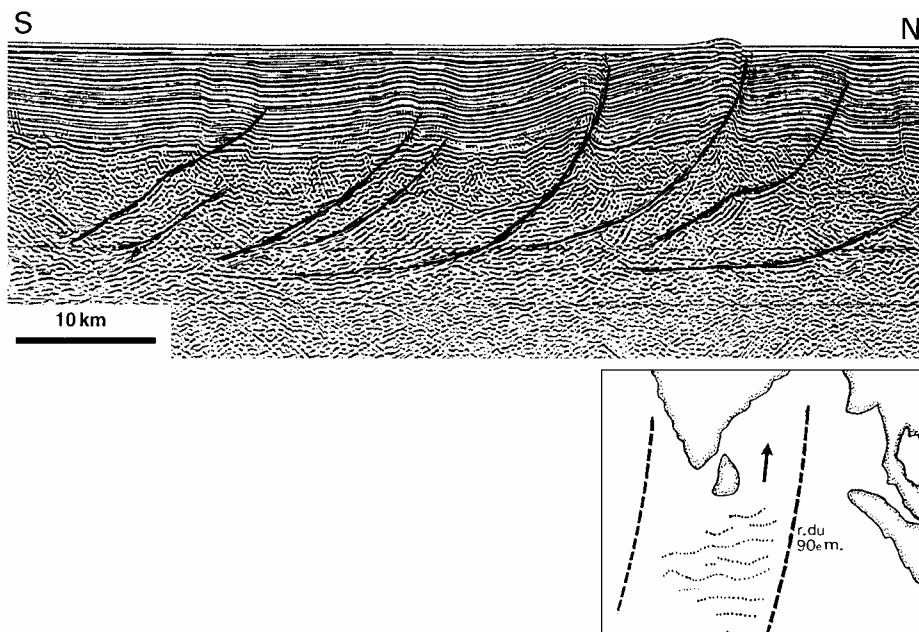


Fig. 2.6 Profil de sismique-réflexion dans les rides asismiques du N de l'océan Indien (d'après Jestin, thèse, Paris, 1994).

Dans le carton de situation, la flèche noire indique la direction du raccourcissement affectant ici la plaque indienne.

Le raccourcissement est orienté presque N-S, c'est-à-dire perpendiculairement aux axes des ondulations et aux chevauchements, ce qui s'accorde bien avec le cadre tectonique général de la collision himalayenne (voir p. 250).

La région montre également un flux de chaleur anormalement élevé.

PARTIE 2

LES STRUCTURES CONTINENTALES DE DISTENSION

Chapitre 3

Les bassins sédimentaires

Ils impliquent un affaissement superficiel de la croûte continentale que l'on désigne sous le nom général de *subsidence*.

À l'origine, ce terme a été créé pour désigner le mouvement d'affaissement du fond des bassins houillers. La sédimentation de ces bassins voit en effet se répéter, sur des milliers de mètres, couches de houille et bancs stériles. Elle correspond donc à un affaissement lent, plus ou moins saccadé, étalé sur de longues périodes et accompagné de l'accumulation de sédiments épais qui gardent un faciès d'eau peu profonde pendant toute la durée du phénomène.

Cet équilibre paraît surprenant au premier abord car il est évident que s'il n'y avait pas eu affaissement progressif, le bassin aurait été rapidement comblé et, inversement, si l'affaissement avait été trop rapide, on aurait observé des faciès d'eau profonde. On a donc pensé que c'était le poids des sédiments qui déterminait l'affaissement de la croûte sous-jacente et assurait ainsi la régularité du phénomène. En fait, un calcul faisant intervenir les densités des milieux en présence (*fig. 3.1*) montre que le dépôt de 1 000 m de sédiments dans un bassin existant correspond à un affaissement supplémentaire de 400 à 600 m seulement. Il faut donc qu'intervienne aussi un processus d'origine profonde qui déclenche puis entretienne l'état d'affaissement chronique du secteur considéré, la surcharge sédimentaire ne faisant qu'amplifier la subsidence.

Actuellement, le terme de subsidence tend à être employé dans un sens beaucoup plus large désignant l'enfoncement progressif d'un bassin sédimentaire. Le terme n'est lié ni à la vitesse ni au rythme du creusement, pas plus qu'à la profondeur de dépôt. C'est ainsi qu'il est aussi utilisé pour désigner l'enfoncement progressif de la croûte océanique par refroidissement (subsidence thermique) (p. 19).

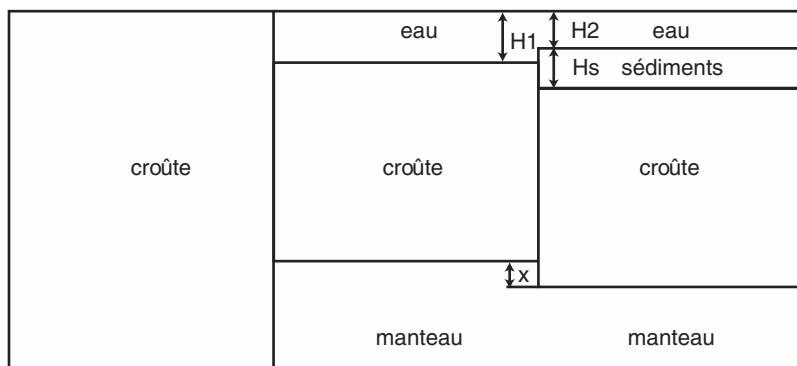


Fig. 3.1 Equilibre isostatique de type Airy : réponse de la lithosphère à une surcharge locale ou à un amincissement crustal (d'après Chorowicz, 1970).

A droite : compensation isostatique d'un dépôt sédimentaire

H1 et H2 : tranche d'eau (densité arrondie à 1)

Hs : tranche de sédiments déposée (densité supposée : 2,5)

x : déplacement à mesurer (densité du manteau : 3,3)

Géométriquement on peut écrire :

$$(1) H2 + Hs = H1 + x$$

Pour ce qui est de l'équilibre isostatique (égalité des masses des différentes colonnes de roche), on peut écrire :

$$(2) (1 \times H2) + 2,5 Hs = (1 \times H1) + 3,3 x$$

$$(1) \text{ devient : } H2 - H1 = x - Hs$$

$$(2) \text{ devient } (H2 - H1) + 2,5 Hs = 3,3 x$$

$$\text{d'où : } (x - Hs) + 2,5 Hs = 3,3 x$$

$x = 1,7 Hs / 2,3 = 0,65 Hs$, c'est à dire que 1 000 m de sédiments provoquent un affaissement de 650 m.

En effectuant le même type de calcul, l'amincissement d'un facteur y d'une croûte de 30 km d'épaisseur, se traduit par l'approfondissement de son sommet d'un facteur 7,8-7,8/y. Un amincissement d'un facteur 2 (de 30 à 15 km d'épaisseur) se traduit par un approfondissement de 3,9 km.

La subsidence ainsi définie a des causes multiples dont les principales sont les suivantes :

- l'amincissement de la croûte, qui est compensé isostatiquement par approfondissement (*fig. 3.1*) (subsidence tectonique initiale) ;
- le refroidissement de la lithosphère, qui augmente sa densité et l'épaisseur du manteau lithosphérique, est également compensé isostatiquement par son approfondissement (on l'a traité dans le cas particulier de la lithosphère océanique, p. 19 (subsidence thermique) ;
- la flexion de la lithosphère vers le bas et son enfoncement forcé en périphérie d'une charge localisée (calotte glaciaire, volcan, empilement de nappes, etc.) (subsidence flexurale), par exemple bassins d'avant-chaîne (p. 89) ;
- dans tous les cas, la pile de couches sédimentaires dans les bassins ainsi formés induit également une surcharge qui amplifie la subsidence.

Ces différents types de subsidence peuvent être exprimés graphiquement en fonction du temps par les courbes de la *figure 3.2*. Ces courbes sont construites à partir de forages ayant traversé la série sédimentaire remplissant chaque bassin. On reconstitue la profondeur du fond du bassin à une période donnée en supprimant l'épaisseur de sédiments qui s'est déposée depuis cette période, et en remontant d'autant le fond du bassin. Les bassins molassiques A1 et A2 correspondent à des subsidences flexurales. La subsidence initiale et rapide de la marge atlantique et du bassin de Vienne correspond à une subsidence tectonique initiale liée à l'amincissement crustal ; leur subsidence tardive et plus lente correspond à une subsidence thermique.

On peut donc diviser les bassins sédimentaires en trois grandes catégories :

1. Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par l'*amincissement lithosphérique (bassins d'étirement)*. Ce sont les fossés d'effondrement, quel que soit le mode d'étirement de la lithosphère (rifts, bassins en pull-apart et bassins des couloirs de décrochement).

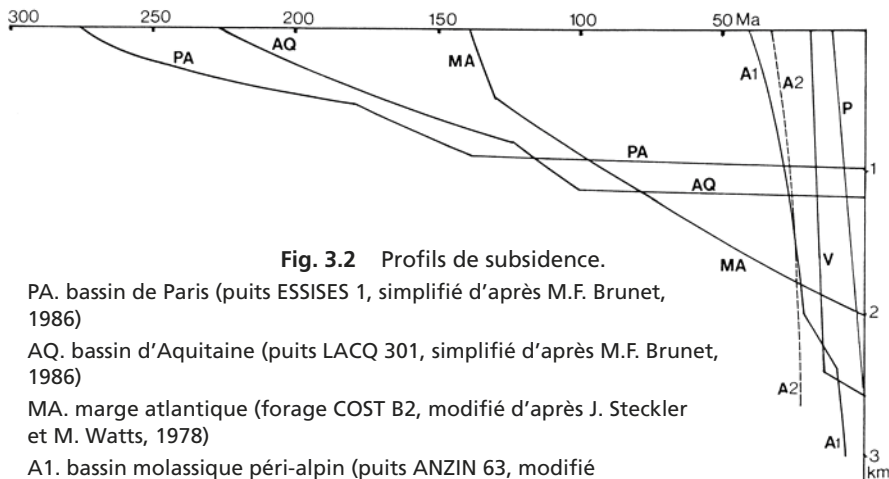


Fig. 3.2 Profils de subsidence.

PA. bassin de Paris (puits ESSISES 1, simplifié d'après M.F. Brunet, 1986)

AQ. bassin d'Aquitaine (puits LACQ 301, simplifié d'après M.F. Brunet, 1986)

MA. marge atlantique (forage COST B2, modifié d'après J. Steckler et M. Watts, 1978)

A1. bassin molassique péri-alpin (puits ANZIN 63, modifié d'après P. Allen et al, 1986)

A2. id. (puits SERVION1, modifié d'après P. Allen et al, 1986)

P. bassin pannonique central (modifié d'après J. Sclater et al., 1980)

V. bassin de Vienne (Autriche) (modifié d'après J. Sclater et al., 1980)

Ces profils montrent l'évolution de la profondeur du substratum du bassin au cours du temps, déduction faite de l'effet du poids des sédiments. Ils montrent donc la subsidence tectonique réelle. À cause de la charge sédimentaire, le substratum est, en réalité, à une profondeur plus grande, en général supérieure au double.

On notera que la marge atlantique (MA) montre un profil typique avec forte subsidence initiale, puis une plus faible (subsidence thermique). Le bassin de Vienne (V) montre un profil comparable mais avec une subsidence initiale beaucoup plus importante. Les bassins intracratoniques (PA, AQ) montrent des profils plus doux traduisant une subsidence lente, parfois accélérée au cours des périodes de distension. Les bassins molassiques (A1, A2) montrent un profil à pente forte, généralement croissante, interrompue lors de la tectonisation du bassin. Quant au bassin pannonique central (P), sa subsidence initiale est encore en cours.

2. Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par le *refroidissement de la lithosphère*, que celle-ci soit continentale (bassins intracontinentaux proprements dits), océanique (plaines abyssales), ou de la transition continent-océan (marges divergentes).
3. Les bassins dont l'évolution est principalement contrôlée par la *flexion de la lithosphère (bassins flexuraux)*, que celle-ci soit océanique (subduction) ou continentale (bassins d'avant-chaîne).

Dans la réalité, l'évolution d'un bassin donné procède le plus souvent d'une combinaison ou d'une succession de ces facteurs, par exemple étirement et refroidissement. Compte tenu de ce facteur de complication, nous utiliserons une classification plus descriptive qu'interprétative, en distinguant :

1. Les *fossés d'effondrement*, où l'affaissement est rapide et cassant, dans un contexte de divergence.
2. Les *bassins sur décrochement*, où l'affaissement très rapide est associé à des failles coulissantes.
3. Les *bassins tardi-orogéniques, du type « Basin and Range »*, où l'affaissement traduit l'amincissement d'une chaîne de montagnes et son retour à une épaisseur crustale normale.
4. Les *bassins cratoniques*, où l'enfoncement est lent et progressif.
5. Les *bassins d'avant-chaîne*, liés à une flexion lithosphérique.

Les bassins sédimentaires des marges continentales, actives et passives, seront traités dans le chapitre consacré à ces marges.

3.1 LES FOSSÉS D'EFFONDREMENT

Il s'agit de structures étroites et allongées, limitées par des failles normales conjuguées, de sens de rejet opposé (failles antithétiques) (*fig. 3.5*). Grâce à ces fractures, les fossés d'effondrement montrent presque toujours un volcanisme de type alcalin.

Ces structures sont également désignées sous le nom de *grabens*. Elles peuvent être découpées en grabens secondaires par des compartiments restés en saillie ou *horsts*, auquel cas on parle de style *germanotype* parce qu'on l'observe de façon particulièrement typique dans la basse vallée du Rhin. Les *demi-grabens* et les *demi-horsts* sont limités par des failles de même sens de rejet (failles dites *synthétiques*), ce qui entraîne le basculement du compartiment (*blocs basculés*).

Les fossés d'effondrement peuvent être des structures superficielles, de faible importance (dimensions de l'ordre du kilomètre et rejets maximum d'une centaine de mètres). C'est, par exemple, le cas des fossés du champ de fracture de Banon, dans les Alpes externes méridionales.

Dès que les fossés d'effondrement deviennent d'échelle continentale, c'est-à-dire offrent une longueur de 100 à plusieurs centaines ou milliers de kilomètres et une largeur de plusieurs dizaines de kilomètres, on constate toujours qu'à leur verticale se

produisent des modifications de la croûte et du manteau supérieur. Dans ce cas, on parle de *rifts* qui sont évidemment les structures d'effondrement les plus intéressantes.

Nous prendrons comme exemple type le **fossé rhénan** (fig. 3.3 à 3.7).

Cette structure, longue de 300 km, large de 35 à 40, se place avec la Bresse, la Limagne et d'autres, sur un axe de distension qui, au Tertiaire, traversait l'Europe, de l'Allemagne à la basse vallée du Rhône (fig. 3.3). La structure profonde est connue grâce aux mines de potasse de Mulhouse, aux forages pétroliers (pétrole de Pechelbronn) et aux prospections géophysiques.

Sa genèse est manifestement synchrone de celle des Alpes, bien que la nature de leur liaison reste discutée.

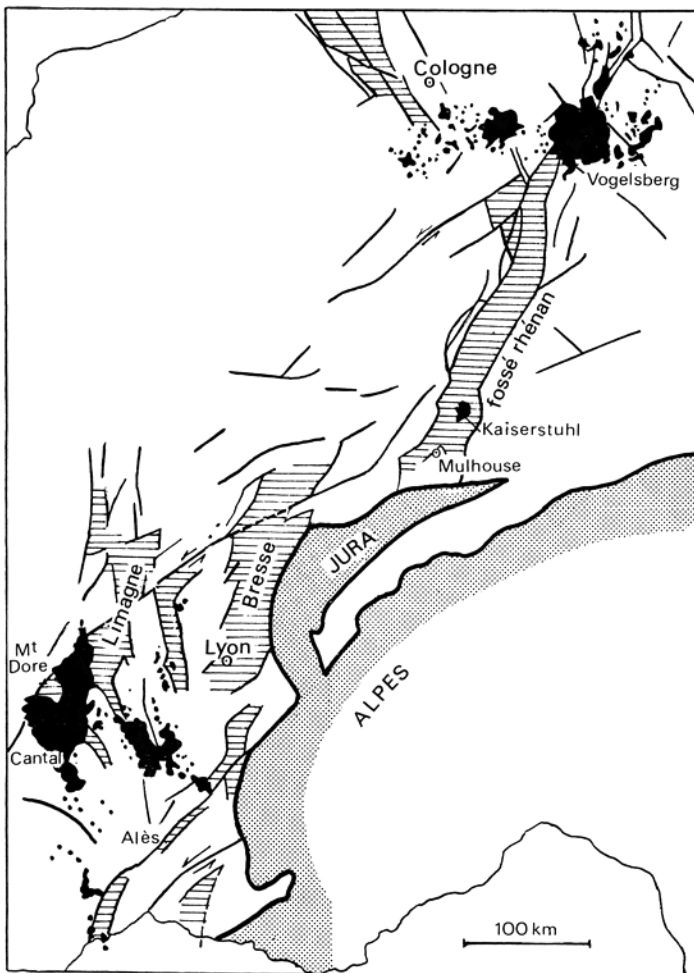


Fig. 3.3 Fossés paléogènes de l'Europe occidentale (en noir, les édifices volcaniques néogènes).

3.1.1 Morphostructure (fig. 3.4)

Au S, le fossé rhénan s'intercale entre les deux massifs cristallins des Vosges à l'W et de la Forêt-Noire à l'E. Ces massifs correspondent à des demi-horsts (épaules du rift), basculés vers l'extérieur du fossé. Ils sont séparés de ce dernier par des failles

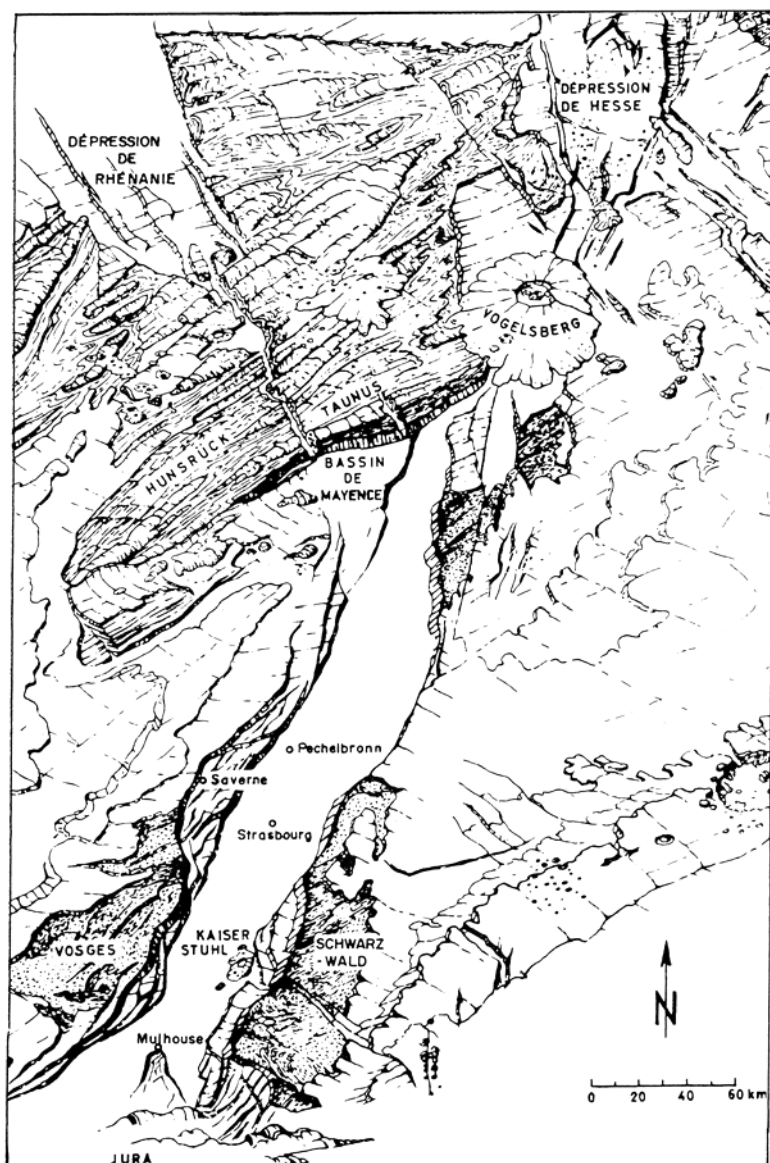


Fig. 3.4 Vue cavalière du fossé rhénan (d'après H. Cloos, 1955).

Les massifs anciens apparaissent en gris. À l'Oligocène, le fossé se prolongeait vers la Hesse. Depuis le Néogène, il est en relation avec le fossé du Bas-Rhin (ou dépression de Rhénanie).

majeures (faille « vosgienne » côté français), de type normal et synthétique, dont le tracé est souvent en baïonnette.

Au pied de ces grandes failles, vient une zone de collines où affleurent les terrains d'âge secondaire, fortement faillés (*fig. 3.5*). C'est la zone « des champs de fractures », de largeur variable, maximale dans la région de Saverne. La zone des collines est séparée de la plaine rhénane par de nouvelles failles, dites « rhénanes », toujours synthétiques, à fort rejet, mais peu visibles dans la topographie (*fig. 3.5*).

Le fossé proprement dit, à remplissage tertiaire, montre lui-même un ensemble de petits horsts et grabens, repérés par la géophysique. Le socle est à une profondeur de 1 200 à 3 500 m (« fosse » de Mannheim).

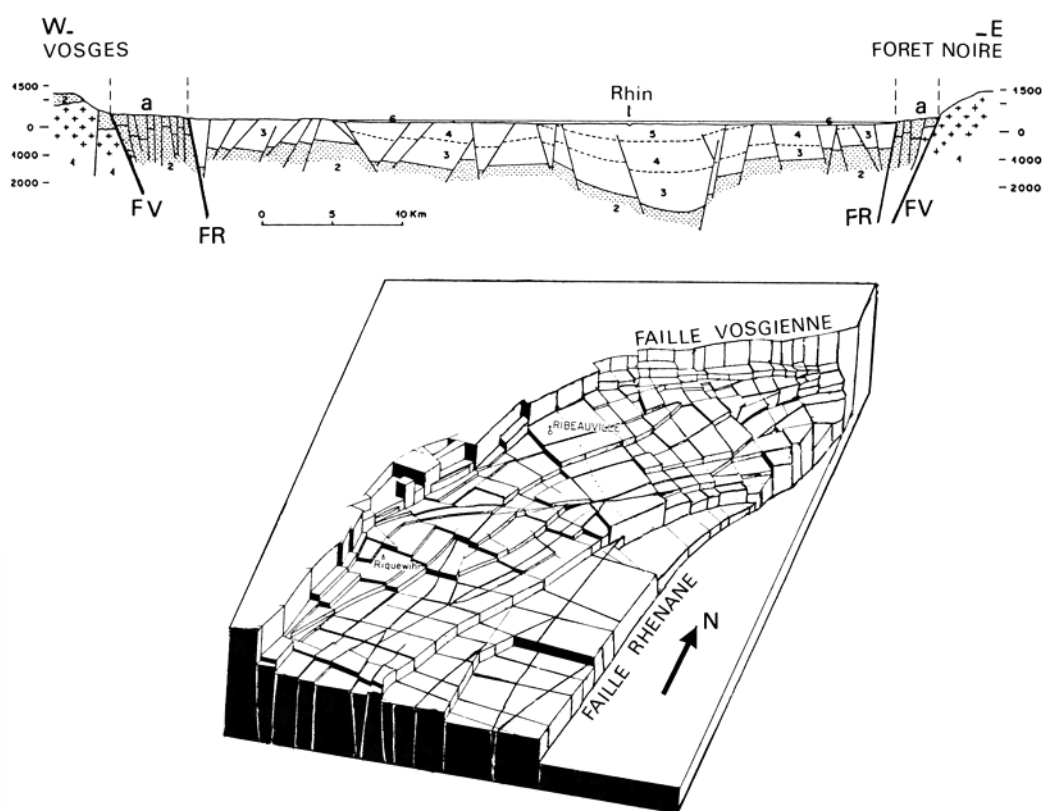


Fig. 3.5 Le fossé rhénan (d'après Sitler, 1974).

En haut : coupe transversale (a. zone des champs de fracture, FR. faille rhénane, FV. faille vosgienne, l. socle, 2. Mésozoïque, 3. Oligocène inférieur, 4. Oligocène moyen, 5. Oligocène supérieur, 6. Plio-Quaternaire).

En bas : bloc-diagramme de la partie N du champ de fracture de Ribeauvillé. Entre la faille vosgienne et la faille rhénane, se développe un réseau complexe de failles longitudinales de direction N10 à N45, recoupées par des failles transversales de réajustement orientées N90 à N150.

La direction du fossé rhénan, subméridienne, est oblique par rapport aux structures hercyniennes SW-NE (orientation dite « varisque ») (fig. 3.3) et aux ondulations qui ont affecté la région à la fin du Crétacé en se calquant sur les précédentes.

3.1.2 Sédimentation

Au Secondaire, la sédimentation est relativement uniforme sur l'ensemble du bloc rhénan et épaisse d'environ 1 500 m. Rien n'indique la présence du futur fossé. Les zones de faciès sont parallèles aux structures hercyniennes.

À la fin du Crétacé, le contrecoup du début de la convergence alpine édifie des rides, toujours de direction varisque, aussitôt attaquées par l'érosion.

Au début du Tertiaire, la pénéplanation s'achève, accompagnée d'un volcanisme alcalin (Éocène inférieur) qui peut traduire le début d'une mise en distension. Celle-ci s'affirme dès la fin de l'Éocène, par l'apparition de sédiments lacustres assez épais, et surtout au début de l'Oligocène où il y a effondrement de la partie S du fossé, envahie par la mer longeant les Alpes. Se déposent alors des marnes, parfois gréseuses, contenant du sel gemme et des sels de potasse exploités à Mulhouse, ainsi que la roche-mère du pétrole de Pechelbronn.

Dès la fin de l'Oligocène, se produit une régression générale marquée par le retour des sédiments lacustres. Elle traduit un mouvement de soulèvement, probablement lié à celui des Alpes car il s'atténue progressivement vers le N. Il va durer pendant tout le Miocène si bien qu'à la fin de cette période, la partie S du fossé est même érodée.

Une deuxième phase de distension intervient à la fin du Miocène, contemporaine d'une nouvelle crise tectonique alpine, dans un champ de contrainte différent. Il en résulte un jeu décrochant sénestre des bordures du fossé pendant que ce dernier s'effondre à nouveau mais cette fois dans sa partie N, surtout, où se trouve, comme on l'a dit, le maximum de la subsidence (« fosse de Mannheim »). La sédimentation reste partout fluvatile. En somme il y a eu mouvement de bascule du S vers le N puisque l'effondrement débute au S au Paléogène et se poursuit au N au Néogène.

L'étude des produits détritiques descendus des massifs cristallins du S montre que la remontée des bordures du fossé s'est faite irrégulièrement, principalement au début de l'Oligocène puis au Plio-Quaternaire, c'est-à-dire immédiatement après chacune des grandes crises distensives.

Il n'y a donc pas eu effondrement de la clef de voûte d'un dôme originel mais soulèvement d'épaules de rift déjà individualisées.

3.1.3 Volcanisme

L'histoire du fossé rhénan s'accompagne d'un volcanisme fissural alcalin. Les laves dominantes sont des essexites (téphrites, limburgites, théralites, néphélinites) et des phonolites. Ce volcanisme montre des caractères chimiques particuliers; il est en effet riche en Na et CaCO_3 (au point qu'il existe des laves faites de ce carbonate ou carbonatites).

On a dit qu'il débutait à l'Éocène inférieur mais c'est surtout au Miocène supérieur qu'il se développe. En territoire français, les appareils sont minuscules et pratiquement

réduits à des dykes (Riquewahr, Reichshoffen, etc.). En territoire allemand, ils sont beaucoup plus importants : Kaiserstuhl, au S, célèbre par ses carbonatites, et Vogelsberg au N (fig. 3.4). C'est au niveau du premier que se situe la plus forte remontée du Moho (24 km) (fig. 3.6).

3.1.4 Tectonique

Les dislocations responsables de l'effondrement du fossé rhénan sont des failles normales de direction rhénane (NNE) et varisque (NE). Sur la bordure du fossé, les failles vosgiennes (ou externes) sont de type synthétique, avec un pendage de 40 à 60° E, généralement inférieur à celui des failles rhénanes (ou internes), 70 à 80°. Le rejet des premières (de l'ordre de 800 m au maximum) est, dans l'ensemble, inférieur à celui

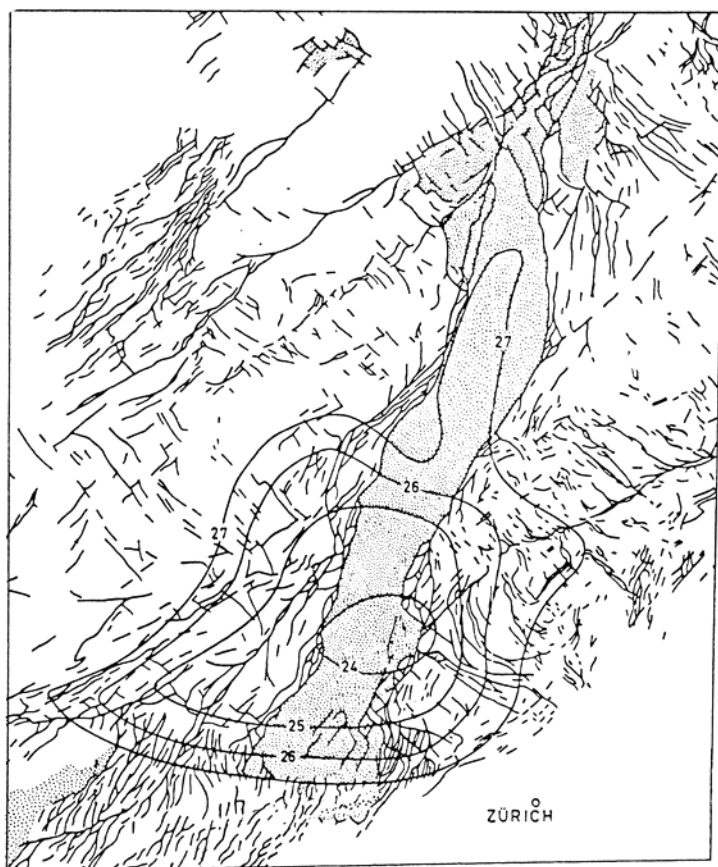


Fig. 3.6 La fracturation sur les marges du fossé rhénan (d'après Illies, 1974, simplifié).

Elle reprend d'anciens accidents hercyniens (NE-SW) que le fossé recoupe obliquement selon une direction NNE-SSW. Il s'y ajoute de nombreuses fissures de tension NW-SE matérialisant le champ de contrainte néogène à actuel.

On a superposé au schéma les isobathes (en km) du toit du manteau supérieur (Moho). Sa remontée est très nette dans la partie S du fossé.

des secondes (1 500 à 1 800 m). La sismique réflexion perd ces failles vers 7 km de profondeur (passage à la croûte ductile). Dans le centre du fossé, les failles sont fréquemment NW à NNW disposées en échelons (*fig. 3.7*), ce qui est en général interprété comme le résultat d'un jeu sénestre des deux bordures du fossé.

Cartographiquement, la fracturation apparaît symétrique de part et d'autre du fossé. Cependant les dépôcentres sédimentaires sont nettement décalés, vers l'E dans la partie N, vers l'W dans la partie S, donnant aux coupes d'échelle crustale une allure en demi-grabens (*fig. 3.7*). La sismique profonde (profils ECORS) suggère que ces demi-grabens sont limités par des cisaillements qui traversent l'ensemble de la croûte et décalent le Moho, expliquant à la fois l'asymétrie du bassin sédimentaire et de la remontée du Moho par rapport à l'axe du fossé.

Le mécanisme de déformation est complexe, avec deux crises :

a) Une crise éocène-oligocène

L'analyse structurale des déformations traduit d'abord l'effet d'une compression méridienne, Éocène supérieur, grossièrement contemporaine du plissement alpin. Elle produit des systèmes de décrochements conjugués dextres NW-SE et sénestres NE-SW. Les fentes de tension témoignent aussi de cette compression subméridienne. Mais dès l'Oligocène, le raccourcissement devient vertical (stries verticales superposées aux stries horizontales de l'événement précédent) et provoque la création de failles normales dans un champ distensif E-W. Toutefois l'héritage structural laisse au fossé une direction N 20 légèrement oblique par rapport à la direction d'extension. La réactivation des décrochements antérieurs en faille normales et l'obliquité du fossé expliquent l'allure en zig-zag des bordures.

b) Une crise néogène

Le champ de contrainte s'est modifié; la compression devient NW-SE. Le fossé joue alors en couloir de décrochement sénestre (alors qu'à la même époque, le fossé du Bas-Rhin s'individualise parallèlement à ce nouvel axe de raccourcissement, *fig. 3.7*).

Si l'on remet en place les divers blocs effondrés, il reste un espace disponible de 4 à 5 km qui doit représenter la valeur de la distension tertiaire. Le rapport des largeurs successives (avant et après étirement), désigné par la lettre grecque β est de 6/5, soit 1,20, c'est-à-dire qu'il y a eu un amincissement crustal de 15 à 20 %.

Ajoutons qu'une extension de 5 km en 50 Ma donne une moyenne de 0,1 mm par an : on est donc loin des chiffres de l'expansion océanique, ce qui nous amène à discuter de la terminaison S du fossé rhénan. En effet, aux approches du Jura, le fossé cesse mais est relayé plus à l'W par celui de la Bresse (*fig. 3.3, 3.6*). Il y a là une zone transformante entre les deux, exactement comme pour les décalages de rifts océaniques. En surface, cette zone montre un champ de fractures en échelons, ce qui traduit un faible taux d'expansion.

3.1.5 Données géophysiques

Les faits importants sont les suivants.

1. Anomalie gravimétrique de Bouguer négative à l'aplomb du fossé, liée à l'épaisseur du remplissage sédimentaire. Les massifs cristallins des Vosges et de la Forêt Noire

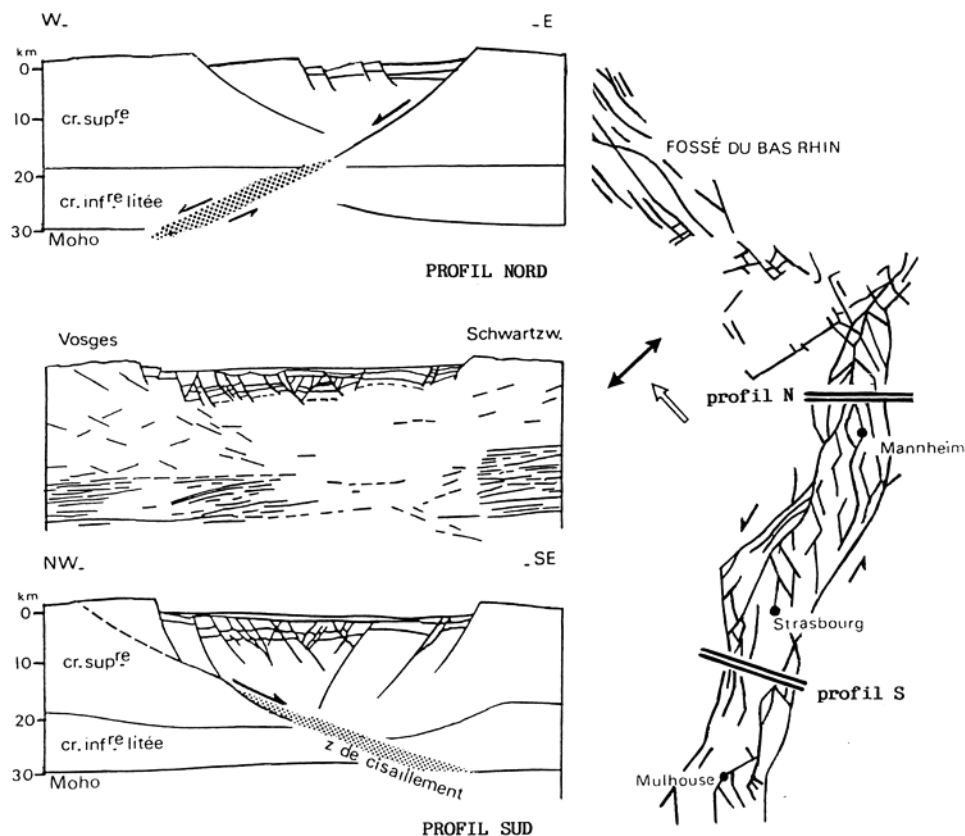


Fig. 3.7 La fracturation du fossé rhénan.

En plan, la direction de raccourcissement apparue au Néogène (flèche blanche) a fait jouer les bordures du fossé en failles de décrochement sénestres, provoquant ainsi l'apparition de failles de Riedel disposées en échelon. La distension correspondante (flèche noire) ouvre le fossé du Bas-Rhin.

En coupe (d'après le profil ECORS), apparaît une zone de cisaillement oblique qui conditionne l'extension (voir à ce sujet p. 121), mais elle est à pendage W au nord et à pendage SE au sud. On remarquera qu'elle ne s'exprime pas par des failles visibles dans la croûte inférieure mais par une zone de clivage cisailant ductile (simplifié d'après J.-P. Brun et al. 1992).

sont caractérisés par des anomalies de Bouguer négatives qui indiquent que ces reliefs ne sont pas compensés en profondeur par des racines crustales.

2. *L'épaisseur de la croûte déduite de la cartographie du Moho (fig. 3.6) confirme cette absence de racine crustale sous les épaules du rift, ce qui indique que le fossé rhénan et son remplissage sédimentaire se superposent à une croûte fortement amincie, le toit du manteau supérieur remontant d'une dizaine de kilomètres dans la partie sud du fossé. On observe également une légère asymétrie, l'amincissement maximum étant décalé à l'E de l'axe du fossé dans sa partie sud, alors qu'il l'est vers l'W dans sa partie nord.*

3. *Haut flux thermique*, connu depuis longtemps par la chaleur qui règne dans les mines de potasse (le degré géothermique est de 50 à 100°/km au lieu de 30°/km habituels), ce qui permet d'envisager une exploitation d'énergie géothermique (forage de Soultz-sous-Forêt).

4. *L'affaissement actuel* du fossé, d'après des mesures géodésiques précises, serait de l'ordre de 0,2 à 0,7 mm/an.

5. *C'est une région fortement sismique*, surtout dans sa partie N où semble se concentrer l'activité actuelle. L'étude sismique montre d'abord qu'à côté des mouvements verticaux subsistent des déplacements horizontaux sénestres (5 cm/1 000 ans?), dans un champ de compression NNW-SSE. Par ailleurs, les ondes sismiques montrent que la structure profonde de la croûte est anormale sous le fossé. Il y a, sur toute sa largeur et celle des massifs cristallins bordiers, surrection d'un manteau supérieur où la vitesse des ondes sismiques est légèrement plus faible que la normale, avec un Moho peu net.

On observe aussi, sous le fossé, un amincissement de la croûte profonde et l'existence d'une zone à faible vitesse (5,5 km/s au lieu de 6,5), entre 10 et 20 km de profondeur.

3.1.6 Mécanisme de formation du fossé

Sous l'effet d'une distension, la croûte supérieure casse suivant un système de failles normales conjuguées définissant un fossé allongé et étroit, tandis qu'en profondeur la croûte ductile s'amincit en se cisillant de manière asymétrique. Cette asymétrie définit deux sous-bassins (demi-grabens) d'une centaine de kilomètres de long (parties N et S du fossé) et à vergence opposée. La poursuite de la distension connecte ces différents bassins en un fossé unique, légèrement coudé dans la zone de transfert.

L'amincissement est compensé en surface par une subsidence qui permet le dépôt rapide d'une épaisse série sédimentaire. En profondeur, il provoque la remontée du manteau et sa fusion partielle. Contrairement aux rifts océaniques, cette remontée est cependant lente et le taux de fusion partielle très faible, produisant des appareils volcaniques ponctuels et de petite taille. La remontée du manteau et surtout les intrusions magmatiques dans le socle du bassin sont responsables du flux thermique important, en particulier lorsque des circulations hydrothermales utilisent les champs de failles bordant le fossé.

L'amincissement de la croûte dans l'axe du fossé allège de manière considérable la lithosphère. En réponse, les bordures se soulèvent de manière flexurale en produisant les épaules du rift (Vosges et Forêt Noire), non compensées isostatiquement par des racines crustales.

Si les conséquences de la distension lithosphérique sont bien comprises, son origine reste discutée mais doit être placée dans le cadre des fossés ouest-européens contemporains (fig. 3.3). Comme elle est synchrone et voisine de la convergence alpine, on peut proposer l'évolution suivante :

À l'*Eocène*, la convergence alpine vers le N poinçonne le continent européen et induit sur la bordure occidentale du fossé une tectonique en décrochement sénestre.

À l'Oligocène, la cinématique des plaques se réorganise dans le domaine alpin, avec une rotation de la direction de convergence (de N-S à NW-SE) accompagnant la formation d'un rift dans le golfe de Gênes (voir p. 148). Le rift ouest-européen, dont le fossé rhénan, correspond à la propagation à travers le continent de cette déchirure initiée dans le domaine méditerranéen.

Au Néogène, il y a remobilisation des structures créées précédemment : le sud du fossé rhénan est soulevé au Miocène à l'extérieur du bassin molassique alpin, les bordures du fossé rejouent en décrochement dextre, et le fossé du Bas-Rhin s'ouvre sous l'effet de la contraction alpine.

3.1.7 Autres exemples

a) Le golfe de Suez (fig. 3.8 à 3.10)

D'orientation NW-SE, il s'est ouvert au Miocène au sein du craton arabo-africain, dans le cadre de la rotation antihoraire de l'Arabie par rapport à l'Afrique. Il est encore marin mais sa profondeur ne dépasse pas 80 m.

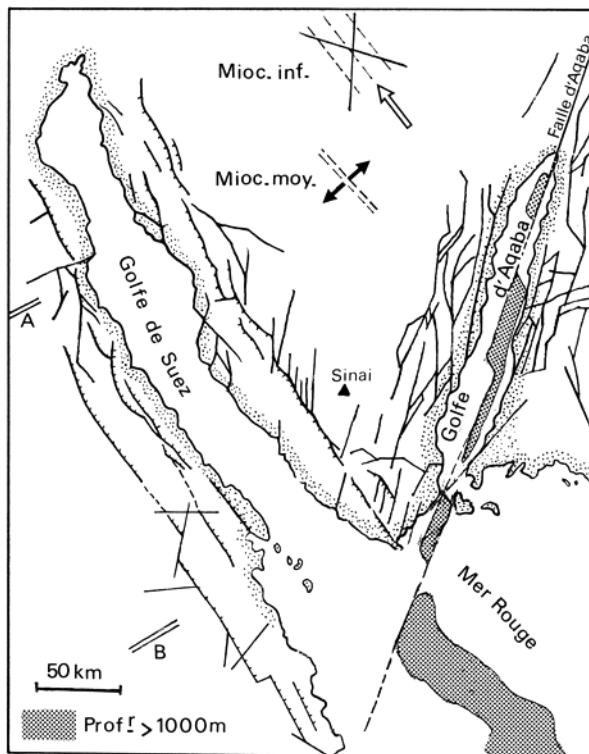


Fig. 3.8 Schéma structural des golfes de Suez et d'Aqaba.

Les zones en grisé (profondeurs supérieures à 1000 m) représentent des secteurs à croûte continentale amincie, A et B trace des coupes fig. 3.9 ; (d'après P. Ott d'Estevou *et al.*, 1987 ; J. Chorowicz *et al.*, 1987).

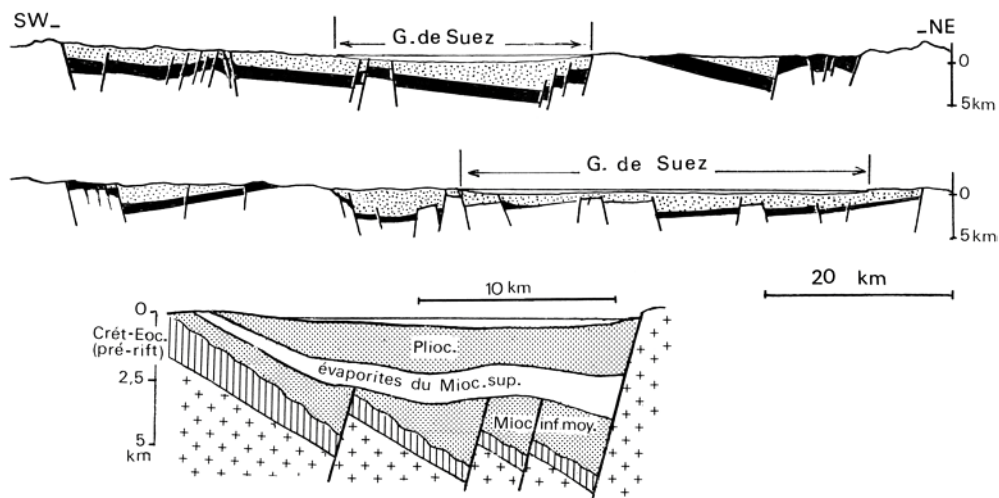


Fig. 3.9 Coupes transversales du rift de Suez.

En haut : style tectonique, coupes localisées sur la fig. 3.8 ; en blanc, le socle ancien ; en noir, Mésozoïque ; en grisé, Cénozoïque ; (d'après P. Ott d'Estevou *et al.*, 1987).

En bas : relation avec le remplissage sédimentaire (d'après A. Perrodon, 1983).

► Stratigraphie de son remplissage

On peut y distinguer quatre groupes de sédiments discordants les uns sur les autres :

- *Groupe A. Miocène inférieur*. Dépôts détritiques versicolores, lacustres ou continentaux, parfois évaporitiques, pouvant déborder sur les côtés du rift. Celui-ci n'était donc pas encore individualisé. Nombreux dykes et coulées basaltiques.
- *Groupe B. Miocène moyen*. Marnes pélagiques et calcaires récifaux (le fossé se forme et est envahi par la mer).
- *Groupe C. Miocène supérieur*. Séries évaporitiques, traduisant un milieu confiné.
- *Groupe D. Plio-Pleistocène*. Calcaires algaires ou récifaux (la mer a réenvahi le fossé) coupés, sur les bordures, d'épandages continentaux (surrection des bordures).

► Structure tectonique

Le graben est délimité par des failles normales NW-SE, délimitant des panneaux basculés. Mais la structure est toujours dissymétrique, l'une des bordures étant généralement contrôlée par une faille majeure alors que le substrat remonte en pente douce sur la bordure opposée (fig. 3.9), définissant des demi-grabens (blocs basculés).

Le réseau de ces failles principales est compliqué par des décrochements NNE-SSW (parallèles au golfe d'Aqaba et à la grande faille qui le borde) et WNW-ESE (direction dite Duwi). La genèse de ces failles obéit à une logique d'évolution :

- les failles de type Aqaba et Duwi sont des décrochements conjugués correspondant à une compression NW-SE. Des fentes de tension parallèles à σ_1

apparaissent aussi. Tous ces accidents sont précoces car scellés par les dépôts du Miocène inférieur;

- les failles NW-SE sont des failles normales classiques permettant l'ouverture du fossé dans un champ de distension NE-SW (σ_1 vertical), d'abord simple (blocs basculés), puis plus diffus qui se traduit par une fragmentation des blocs en une série de horsts-grabens.

► Histoire du fossé

De ce qui précède, on peut déduire l'évolution suivante (fig. 3.10) :

1. *Au début du Miocène* et en régime continental, des mouvements de compression orientés vers le NW (liés au plissement des chaînes mésogéennes) entraînent la formation d'un réseau de décrochements conjugués (failles Aqaba et Duwi) et de failles de tension NW-SE livrant passage à des basaltes alcalins. L'ensemble est faiblement subsident. Aucun soulèvement n'est perceptible.
2. *Au Miocène moyen*, la distension franche s'installe et provoque l'effondrement du fossé qui est envahi par la mer. La structuration en blocs basculés se fait suivant des failles normales NW-SE, souvent décalées par les anciens décrochements Aqaba et Duwi qui rejouent, d'où une structure en zig-zag. Les changements de sens de basculement des blocs s'opèrent de part et d'autre des discontinuités transverses en donnant un rift très dissymétrique. Puis le basculement des blocs

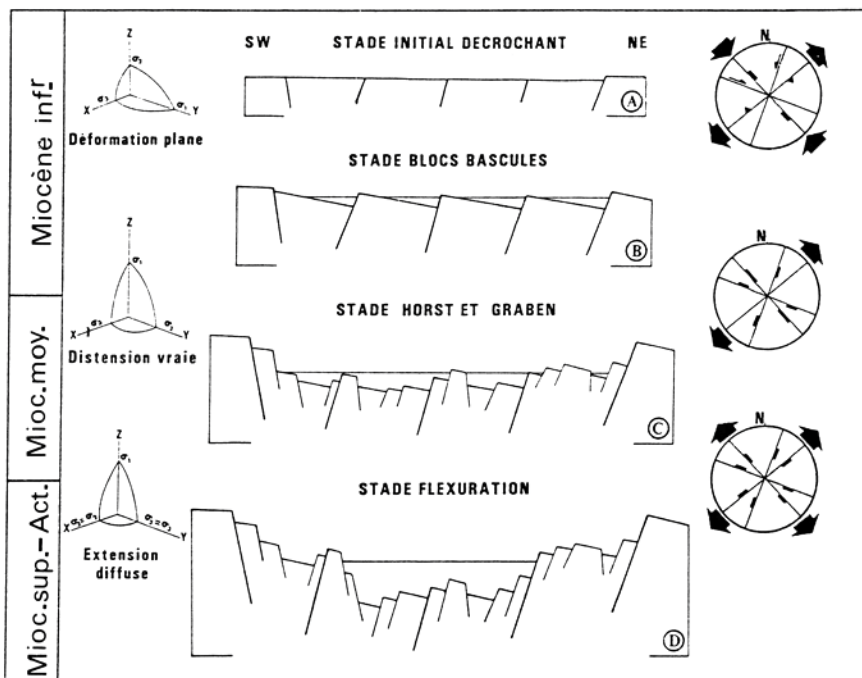


Fig. 3.10 Évolution de la fracturation dans le golfe de Suez (d'après Ott d'Estévoü, 1987).

cesse, ce qui laisse penser que la phase majeure d'étirement crustal est achevée. Les mouvements sont remplacés par des jeux verticaux importants en horsts-grabens, accompagnant le soulèvement des marges, ce que confirme l'étude des inclusions fluides des apatites du granite du Sinaï, étude qui indique une remontée de 3 000 m dans les derniers 9 Ma. La largeur de la zone impliquée atteint 400 km. Toutes ces structures sont scellées par la sédimentation marine du groupe B.

3. *Au Miocène supérieur*, les jeux de faille s'atténuent dans un contexte régressif où dominent les évaporites.
4. *Au Plio-Pléistocène*, il y a réactivation de la mobilité tectonique. Le soulèvement des marges s'accélère, une partie des banquettes intermédiaires émerge, la subsidence de la fosse centrale, envahie par la mer, augmente. La faille d'Aqaba fonctionne alors en grand décrochement (qui n'est autre que l'extrémité S de la faille du Jourdain, voir p. 67), « découplant » l'évolution du golfe de Suez (qui reste un rift intra-continental) de celle de la mer Rouge qui va évoluer en fissure océanique (voir p. 98).

Le soulèvement des bordures donne des reliefs atteignant 1 750 m à l'W, plus de 2 500 m à l'E (massif du Sinaï). Le rejet total des failles normales est de l'ordre de 5 000 à 6 000 m.

La largeur actuelle du fossé (80 km) comparée à sa largeur primitive telle qu'on peut la reconstituer à partir des blocs (55 km environ) donne environ 50 % d'extension ($\beta = 1,45$).

b) Le fossé des grands lacs de l'Est africain (fig. 3.11 à 3.14)

Il court du Zambèze au S, à la mer Rouge au N, soit 6 000 km, sur 40 à 60 km de largeur moyenne, mais il est divisé en deux branches, E et W, reliées l'une à l'autre par un linéament (faille transformante intracontinentale?) qui apparaît bien sur les images spatiales, le linéament d'Assoua. La branche W montre aussi un tracé en baïonnette dû au couloir décrochant Tanganyika-Malawi, couloir de transtension dextre, parallèle au linéament d'Assoua. Tous ces linéaments se calquent sur d'anciennes fractures précambriennes.

La branche orientale se termine curieusement au S : elle n'est pas brusquement interrompue par le linéament d'Assoua mais s'étale en une « patte d'oie » de failles rayonnantes, sismiquement actives (fig. 3.11), traduisant que l'extension n'est pas totalement rejetée à l'W par le linéament décrochant en question.

Le fossé s'est ouvert au Miocène et son remplissage est resté continental ou lacustre. Les dépôts peuvent y atteindre jusqu'à 8 000 m d'épaisseur (fig. 3.12) et les discontinuités que l'on y observe sont d'origine climatique ou tectonique (bascullements et rejeux de blocs).

► Volcanisme

Le rift est-africain montre le volcanisme habituel de ce genre de structure, surtout au niveau de la branche orientale, ce qui peut indiquer que la distension y est plus importante comme on pouvait s'y attendre en raison de ses liens avec l'Afar.

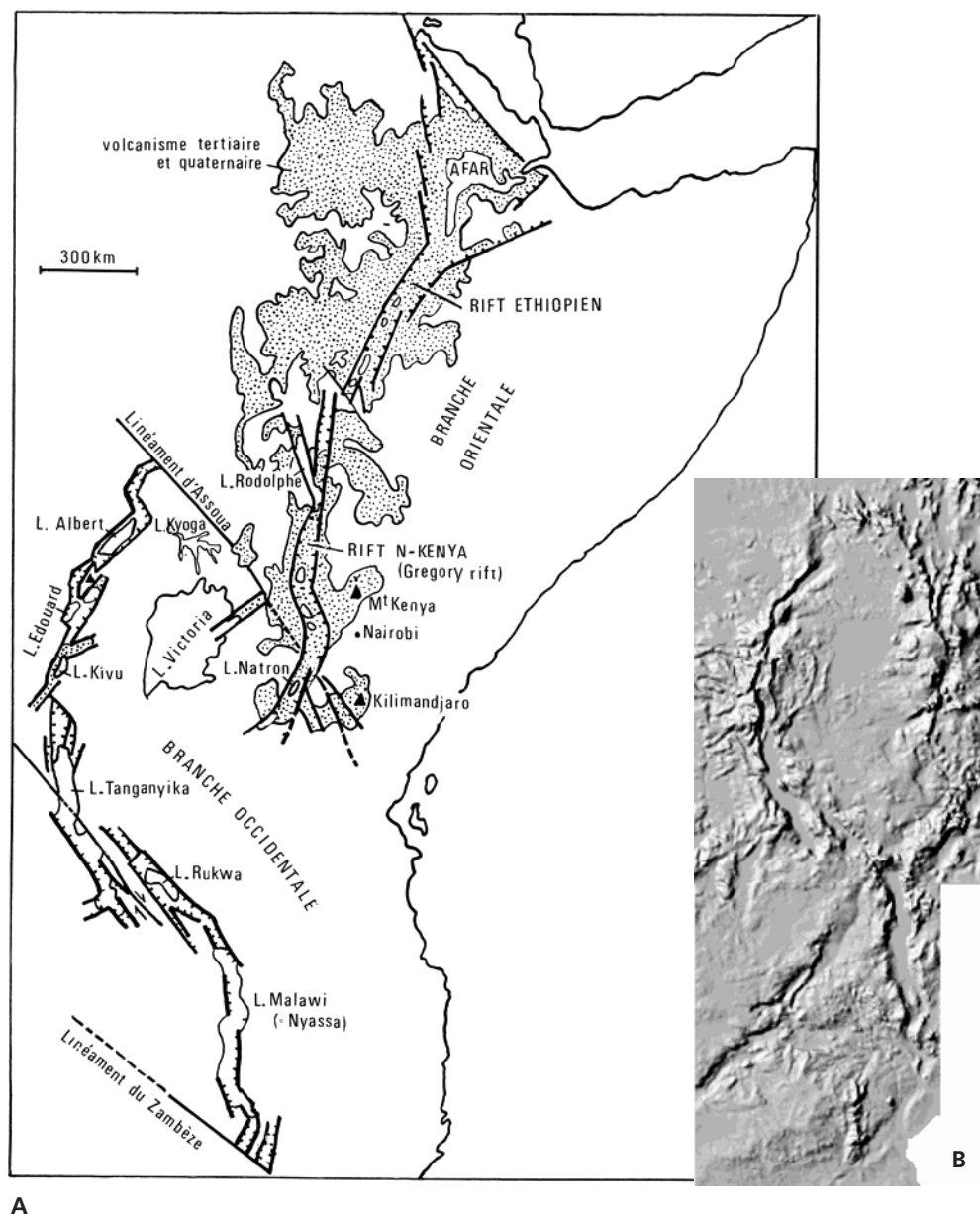


Fig. 3.11 Carte structurale simplifiée du rift Est-Africain.

Ce rift est formé de deux branches qui se relaient de part et d'autres du linéament d'Assoua. Dans cette zone de relais, le lac Victoria, peu profond et à faible taux de sédimentation, sépare les deux branches et contraste avec les lacs qui jalonnent celles-ci. Son origine est liée aux soulèvements bordiers des deux branches du rift, à l'W, qui déterminent une cuvette intermédiaire (d'après J. Chorowicz, 1983). MNT (GTOPO).

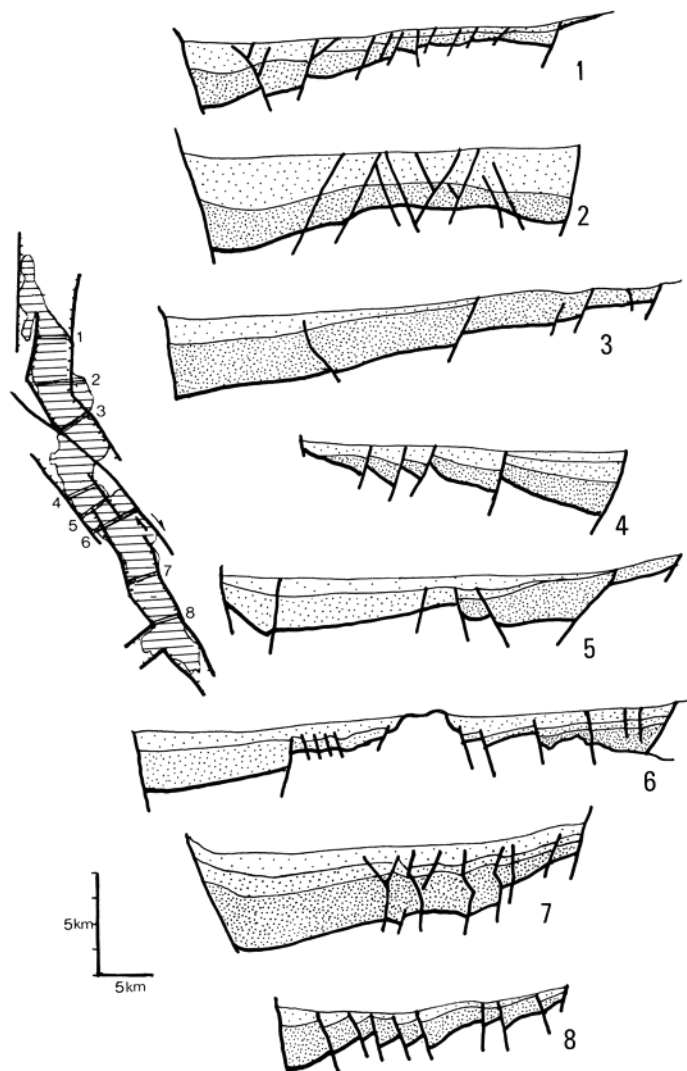


Fig. 3.12 Structure du rift est-africain au niveau du lac Tanganyika (inspiré de Sander et Rosendahl, 1989).

En pointillé, le remplissage mio-pliocène.

C'est au carrefour de cette branche orientale et du linéament d'Assoua que se trouvent les plus grands volcans (Kenya et Kilimandjaro).

Ce volcanisme est de type alcalin, avec une certaine richesse en sodium, comme pour tous les rifts. Cette abondance de soude est à l'origine du nom du lac Natron (branche E, au SW de Nairobi, *fig. 3.11*). Le natron est un carbonate naturel de sodium (CO_3Na , $10 \text{ H}_2\text{O}$) qui servait aux anciens égyptiens à la préparation des momies.

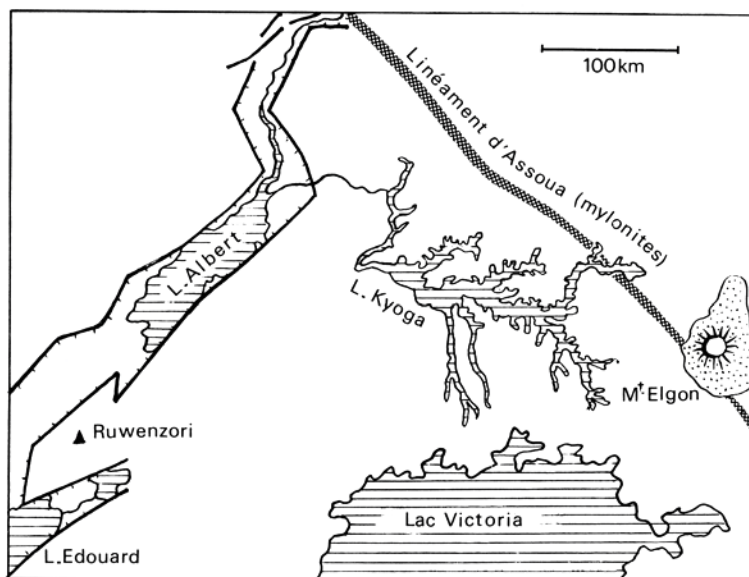


Fig. 3.13 Le lac Kyoga et ses rapports avec le rift est-africain.

Il s'agit de l'ancien réseau supérieur de la rivière Kafou, affluent du lac Albert, séparé de ce dernier par le soulèvement récent de la rive orientale du rift. Ce soulèvement a provoqué une inversion du sens de circulation des eaux.

► Soulèvement des bordures

Il s'observe également ici, les lacs étant situés entre deux bourrelets montagneux très réguliers dont l'altitude moyenne est de 2 000 à 2 500 m, sauf dans le rift éthiopien où elle dépasse fréquemment 3 000 m.

On a parfois attribué à de tels soulèvements celui du Ruwenzori, bloc précambrien de 120 km de long sur 40 de large, soulevé à plus de 5 000 m (5 119 m), entre les lacs Albert et Édouard (*fig. 3.13*). En fait la cause de ce soulèvement n'est pas très claire car le bloc paraît bien être intérieur au fossé et non sur sa bordure. De plus, on a là des foyers sismiques anormalement profonds pour une zone de rift (27 à 40 km, *fig. 3.14*).

En tout cas, ces soulèvements se poursuivent actuellement dans bien des cas et probablement par saccades comme le montre, par exemple, une curieuse inversion du réseau hydrographique de la rivière Kafou (au N du lac Victoria) : son réseau supérieur est devenu un lac à contours digités, le lac Kyoga (*fig. 44*), lorsque l'épaulement le séparant du lac Albert s'est soulevé.

► Séismicité

La carte des épicentres de 26 grands séismes survenus en Afrique orientale de 1963 à 1970 (*fig. 3.14*) confirme que les séismes sont liés aux fossés mais peuvent aussi les déborder (voir notamment l'importante séismicité de la « patte d'oie » tanzanienne). C'est en fait l'ensemble du continent est-africain qui est distendu.

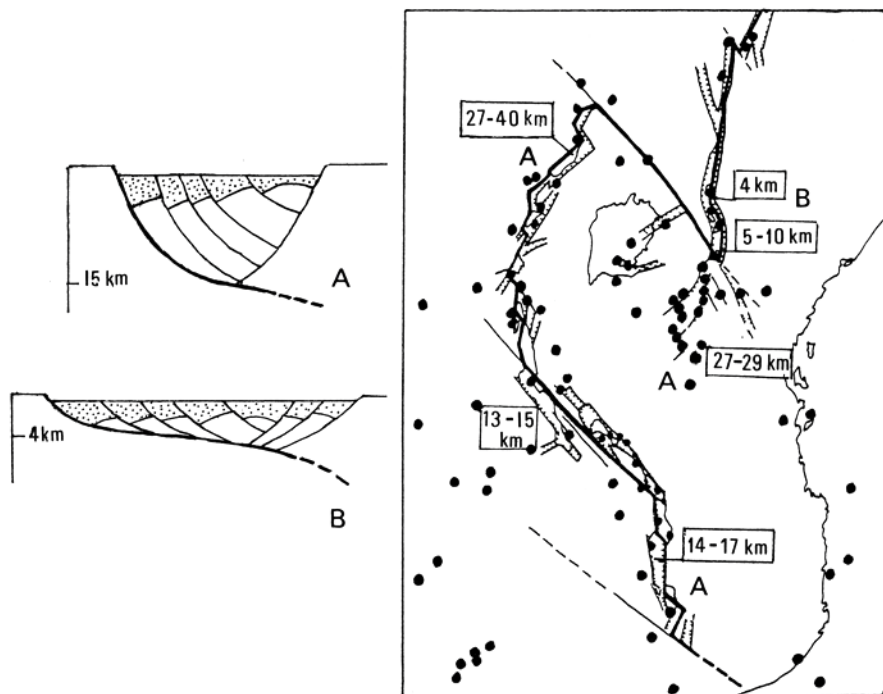


Fig. 3.14 Séismicité dans le rift est-africain entre 1963 et 1970 (inspiré de Chorowicz, 1983, et de Morley, 1989).

À droite, répartition et profondeur des foyers sismiques.

À gauche, coupes interprétatives des fossés à foyers profonds (type A) et peu profonds (type B).

Elles font intervenir une « faille de détachement », peu inclinée.

Pour en revenir aux séismes liés aux fossés, on remarque que la profondeur moyenne des foyers sismiques est plus élevée dans la branche W (12 à 15 km) que dans la branche E (4 à 10 km), en liaison avec le pendage des failles bordières, pendage d'autant plus faible que le foyer est moins profond. D'où l'idée que la distension de ces fossés est-africains pourrait être due à une faille listrique majeure, s'aplatissant dissymétriquement sous le fossé (*fig. 3.14A-B*). Nous retrouverons une explication analogue pour d'autres structures distensives (p. 65, 67, 81, 102, 121).

c) Le rift du lac Baïkal (*fig. 3.15*)

À la différence des structures précédentes, il offre la particularité de montrer une extension sur croûte épaisse (45 à 50 km). Il se trouve au S de la plate-forme sibérienne et constitue une dépression de 2 500 km de long, dont la forme est due à l'héritage des structures antérieures, précambriennes et paléozoïques. Le lac lui-même, long de 670 km, est profond de 1 200 m et entouré de reliefs de 1 000 à 3 000 m, le socle cristallin étant à 5 000 m sous le lac.

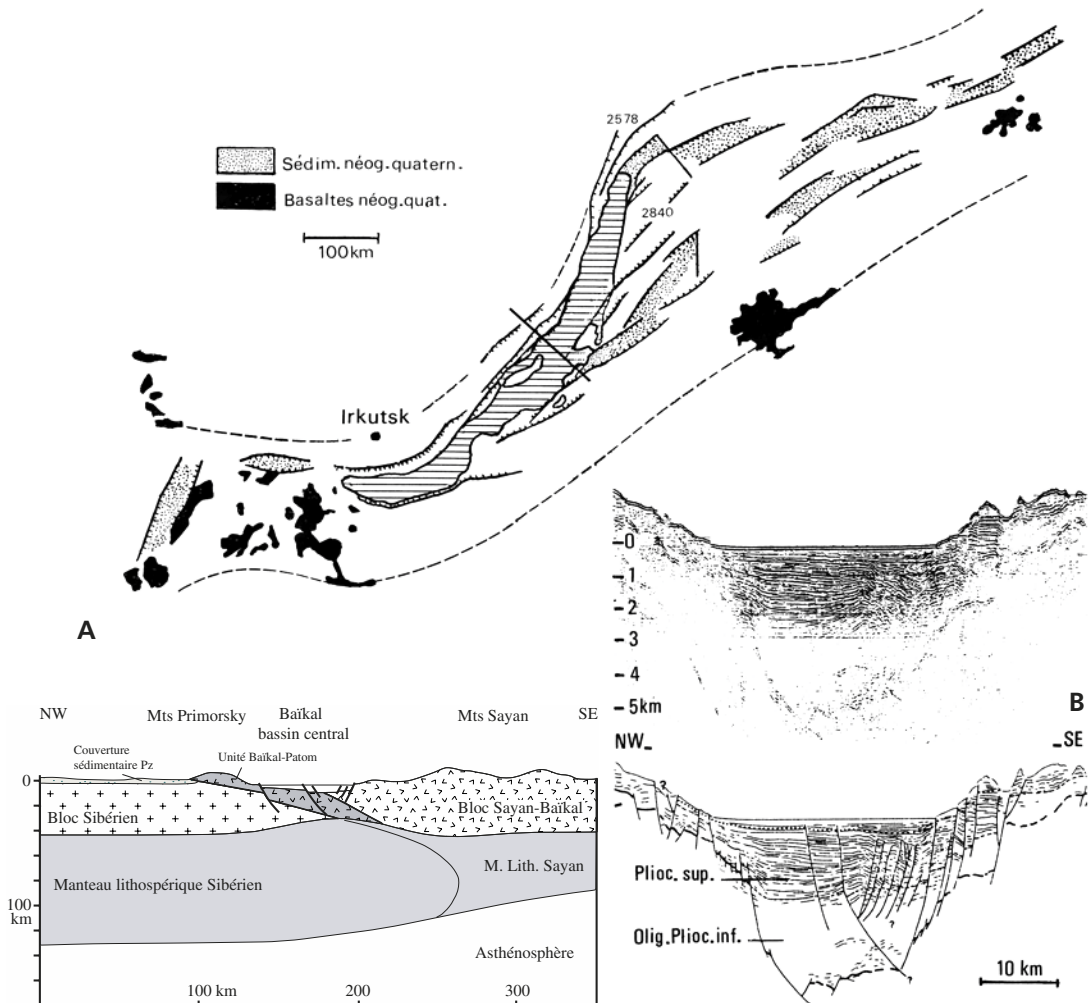


Fig. 3.15 Schéma structural et coupes du rift du lac Baïkal.

Le tireté indique les limites du rift. A et B trace des coupes.

A. coupe de la lithosphère sous le lac Baïkal ; la topographie est exagérée ($\times 10$) (modifié d'après C. Petit & J. Deverchère, 2006).

B. profil de sismique réflexion et interprétation (simplifié d'après R. Hutchinson *et al.*, *Geology*, 20).

La section du fossé est dissymétrique (plus forts rejets au NW), ainsi que la localisation du volcanisme connexe, alcalin, situé seulement sur sa lèvre SE.

Le remplissage sédimentaire traduit l'existence de deux périodes successives :

- De l'Oligocène au Pliocène inférieur (34-4 Ma), se déposent des grès fins, des silts et des argiles surtout lacustres, c'est-à-dire des sédiments à faible granulométrie

qui traduisent des reliefs nourriciers très faibles. Par ailleurs, ces dépôts débordent plus ou moins largement les limites du fossé actuel qui était donc encore mal individualisé. L'épaisseur des dépôts varie de 2 000 à 4 000 m, ce qui, en 30 Ma, donne un taux de subsidence faible (0,07 à 0,15 mm/an).

- *Du Pliocène supérieur à l'actuel* (3 Ma), les sédiments, strictement limités au fossé, sont plus grossiers, torrentiels à fluviaux, surtout sur les bordures du rift où les conglomérats à galets locaux traduisent un soulèvement énergétique des bordures. L'épaisseur des sédiments est de l'ordre de 1 000 m, soit 0,35 mm/an, soit un taux de subsidence de 0,66 mm/an, c'est-à-dire qu'il est multiplié par 4 à 9 par rapport au stade précédent.

Ces deux stades traduisent, comme pour les exemples précédents, le contrecoup de phases compressives néogènes, ici celles de l'Himalaya (voir p. 248).

Les *données géophysiques* montrent que le Moho est à 30-40 km sous le rift, contre 45 à 50 sous les plates-formes voisines (surépaisseur crustale d'origine orogénique) et qu'il existe, sous la zone étirée, un dôme de manteau supérieur anormal.

On retrouve aussi dans le rift du Baïkal un flux thermique élevé et une anomalie gravimétrique négative due à la forte épaisseur de sédiments qu'il contient. La sismicité est forte, surtout concentrée sur les failles bordières.

3.2 LES BASSINS SUR DÉCROCHEMENT

3.2.1 Les rifts en « pull-apart »

Ce sont des bassins qui s'ouvrent dans la zone en distension séparant deux failles décrochantes parallèles (*fig. 3.16*), la fracture primitive étant souvent en ligne brisée. Le coulisement sur chacune des failles bordières étire la croûte suivant un bloc losangique qui s'amincit et s'effondre. On remarquera que le régime distensif est seulement local, la déformation générale étant décrochante.

L'exemple le plus classique est celui de la **mer Morte** le long de la faille décrochante du Jourdain (*fig. 3.16, 3.17*).

Bien que cet alignement de fossés semble être précédé par une dépression allongée au Crétacé supérieur, c'est seulement avec l'Oligocène supérieur-Miocène que les indices de rifting se manifestent, mais les premiers sédiments synrift sont du Miocène supérieur et, à partir du Pliocène, les dépôts des bassins sont franchement différents de ceux des plates-formes voisines. Cette observation est à mettre en parallèle avec le volcanisme alcalin associé à ces structures, qui débute vers – 10 Ma et connaît son maximum entre 9 et 7 Ma.

Les données géophysiques indiquent que, sous la mer Morte, la croûte est toujours continentale mais amincie de 5 à 8 km par rapport à une croûte normale. La transition au manteau supérieur se fait par une croûte de type intermédiaire, épaisse de 4 à 5 km (croûte continentale injectée de produits basiques?).

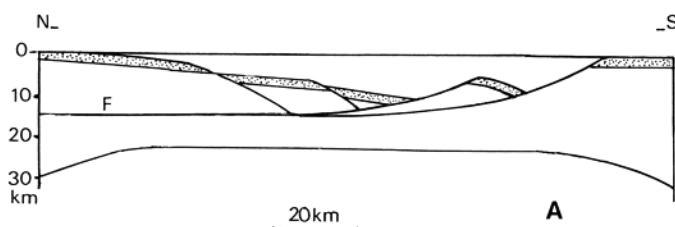
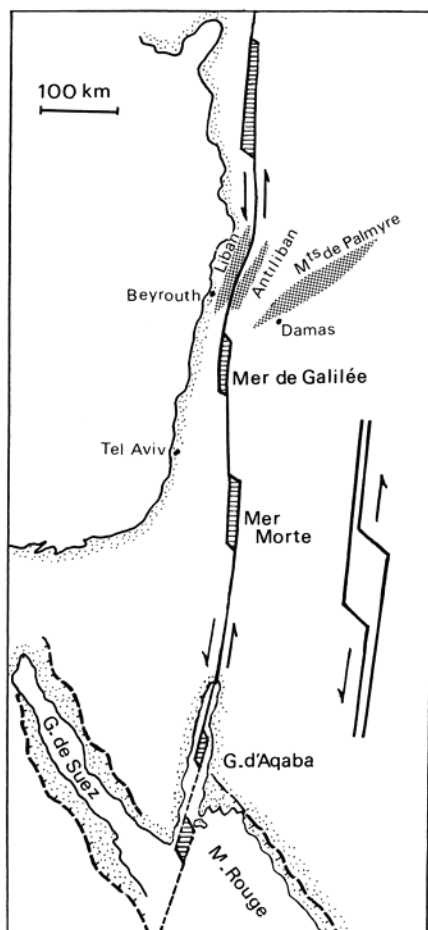


Fig. 3.16 Bassins en pull-apart le long de la faille du Jourdain.

Pour le golfe d'Aqaba et la mer Morte, voir aussi les fig. 3.8 et 7.4.

En A, coupe de la mer Morte, montrant l'existence d'une grande surface de clivage dite « faille de détachement » (F) le long de laquelle s'effectue, de façon dissymétrique, le processus de distension. Sédiments en pointillé.

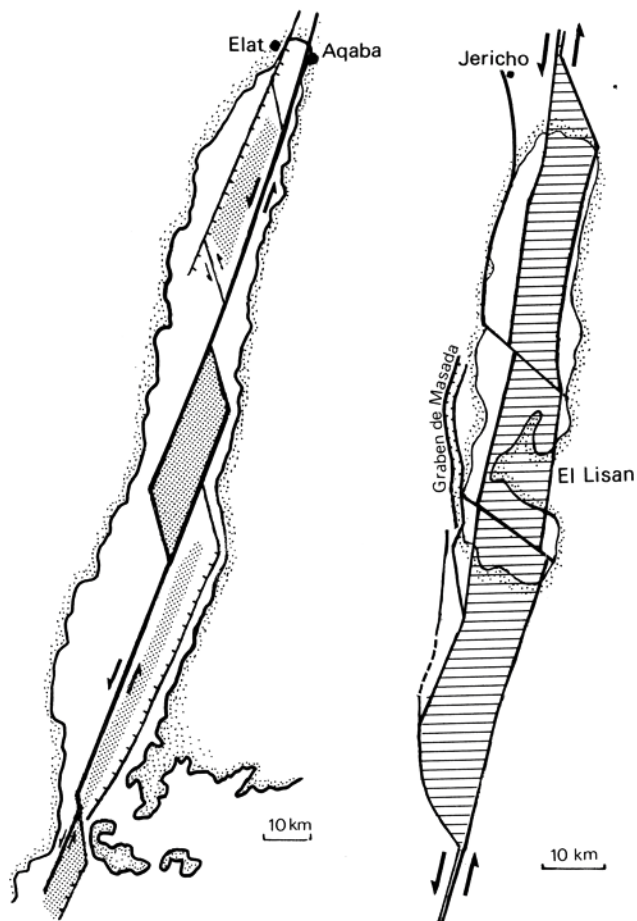


Fig. 3.17 Structures en pull-apart du golfe d'Aqaba et de la mer Morte (d'après Ten Brink et Ben Avraham, 1989, très simplifié).

Dans le golfe d'Aqaba, le grisé indique les fosses sous-marines d'effondrement (profondeurs de l'ordre de 1 000 à 1 500 m).

Pour le bassin de la mer Morte, la structure en pull-apart est indiquée par des hachures horizontales. Cette structure déborde la mer Morte proprement dite.

Les données géophysiques ont également montré que la disposition des deux extrémités, N et S, du bassin n'est pas symétrique. Au S, on a quelques grandes failles listriques très plates, à regard N, tandis que la pente N est plus régulière et non concave. On a donc pensé que les premières se relieraient en profondeur à une grande surface de clivage (« faille de détachement » des auteurs anglo-saxons) s'étendant sous toute la dépression (fig. 3.16). Nous retrouverons une disposition analogue dans beaucoup d'autres fossés d'effondrement.

Un autre exemple est celui de la **dépression de Salton sea**, près de Los Angeles, le long de la faille de San Andreas (fig. 3.18).

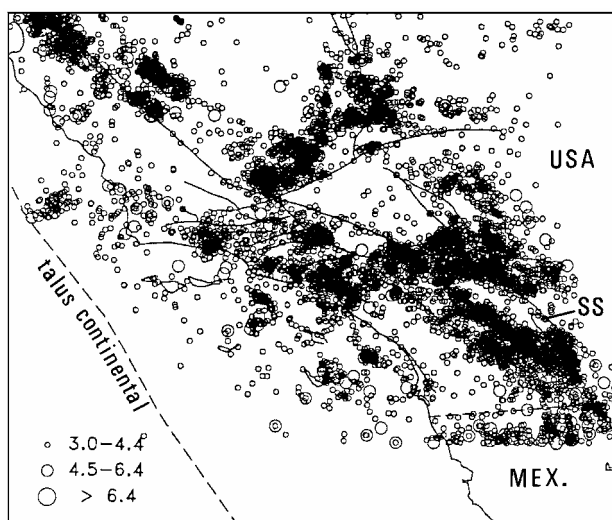
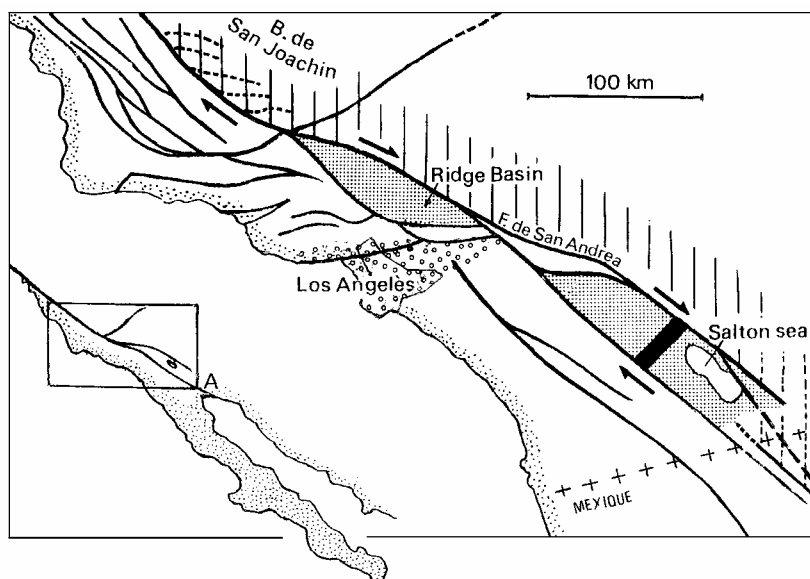


Fig. 3.18 Bassin de Salton Sea (Californie, USA).

En haut : carte structurale ; le remplissage du bassin de Los Angeles est constitué par l'ancien delta du Colorado, décalé de 300 km par rapport à l'embouchure actuelle au fond du golfe de Californie (A sur le schéma géographique et carte p. 117) (d'après R. Howard, 1996).

En bas, on a également ajouté un schéma de la sismicité de la Californie méridionale (tiré de Chen *et al.*, *Tectonics*, 1991, 10, 577-586). L'activité du réseau de failles apparaît nettement, surtout autour du bassin de Salton Sea (SS).

3.2.2 Bassins décrochants

Plus larges que les précédents, ils apparaissent par distension entre des failles de coulissement et traduisent une sorte de « joint » souple au sein d'une masse continentale si bien qu'ils peuvent aussi enregistrer les périodes de compression que subit la masse en question en contrecoup du jeu des grandes plaques lithosphériques.

Un cas curieux de bassin décrochant est celui d'**Andaman**, dans l'Insulinde (fig.3.19) et sa structure « en fleur » (*flower structure*).

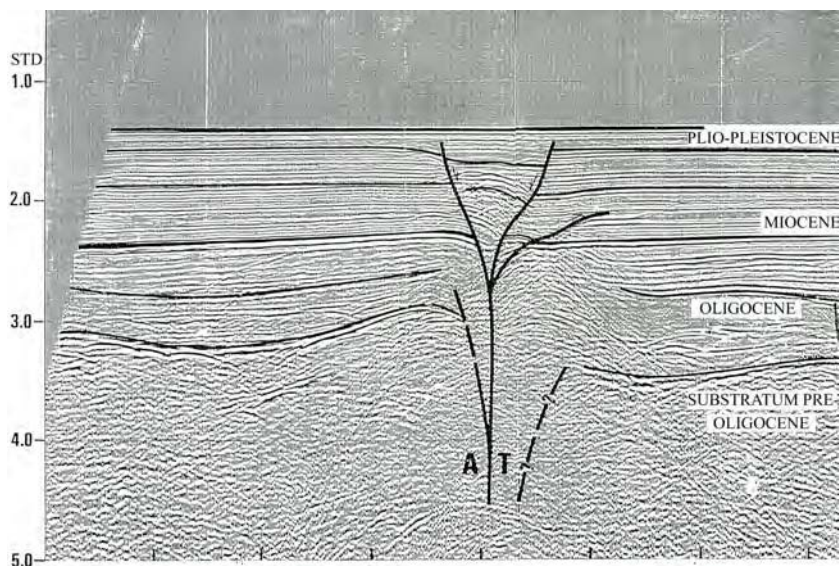


Fig. 3.19 Structure en fleur du bassin d'Andaman

(tiré de A.W.Bally, Seismic expression of structures, *Am. Ass. Petr. Geol.* 1985)

L'examen de ce profil de sismique-réflexion montre qu'au Plio-Pleistocène, la « fleur » a fonctionné comme bassin extensif. Au Miocène, elle a joué en compression (les sédiments y sont plissés et plus minces que de part et d'autre de l'accident). L'Oligocène est également différent sur les deux lèvres indiquant ainsi un jeu de blocs à cette époque.

Il s'agit du bassin médian de Sumatra à son débouché dans la mer d'Andaman. Le bassin s'évase vers le haut entre ses failles bordières en donnant une structure à contenu plissé. La fig. 3.19 en donne l'explication.

En France, de tels fossés, fossiles, existent au sein des structures hercyniennes et ont été partiellement refermés par les dernières phases de contraction de cette orogénèse. Dans le Massif armoricain, ils en jalonnent les grands coulissements (fig. 3.20). Ce sont les bassins de Chateaulin, Laval, Ancenis, etc., d'âge carbonifère inférieur (viséen). Tous montrent une évolution en deux phases :

- Une période d'ouverture où la sédimentation est instable et troublée par des mouvements synsédimentaires incessants, par l'arrivée d'apports détritiques grossiers

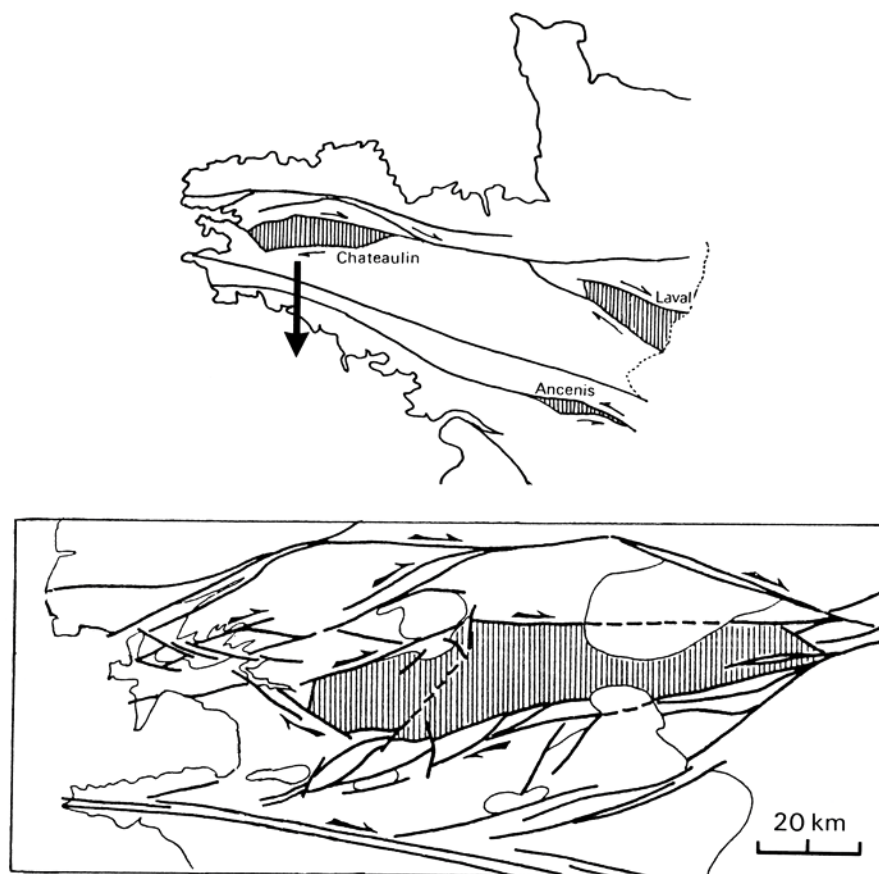


Fig. 3.20 Bassins décrochants dans le Massif Armoricain (bassins dinantiens de Chateaulin, Laval et Ancenis) (d'après Rolet, 1984, simplifié).

(«débris-flows») et même de véritables klippes sédimentaires descendues des bordures en coulissement dextre. Un volcanisme synsédimentaire se manifeste aussi, souvent acide (quartz-kératophyres), mais avec quelques coulées de basaltes d'affinités tholéitiques.

- Une période de comblement, à fort taux de sédimentation et discordance progressive des termes les plus jeunes sur les plus anciens.

Les bassins sont ensuite plissés, étirés et granitisés au Namuro-Westphalien (phase sudète).

Contrairement aux rifts classiques, ces bassins montrent des anomalies gravimétriques positives que l'on explique par l'existence probable de réservoirs magmatiques proches de la surface.

Dans le Massif central, des bassins jalonnent également de grands couloirs de décrochement, notamment le «Grand Sillon Houiller», subméri dien (avec, par

exemple, le bassin de Commentry), ou ceux, EW, de la région de Rodez (avec, par exemple, le bassin de Decazeville) (fig. 3.21).

Mais la structure actuelle de ces bassins est compliquée par le fait que la direction de raccourcissement a varié à la fin de l'orogénèse hercynienne en remobilisant les structures initialement décrochantes.

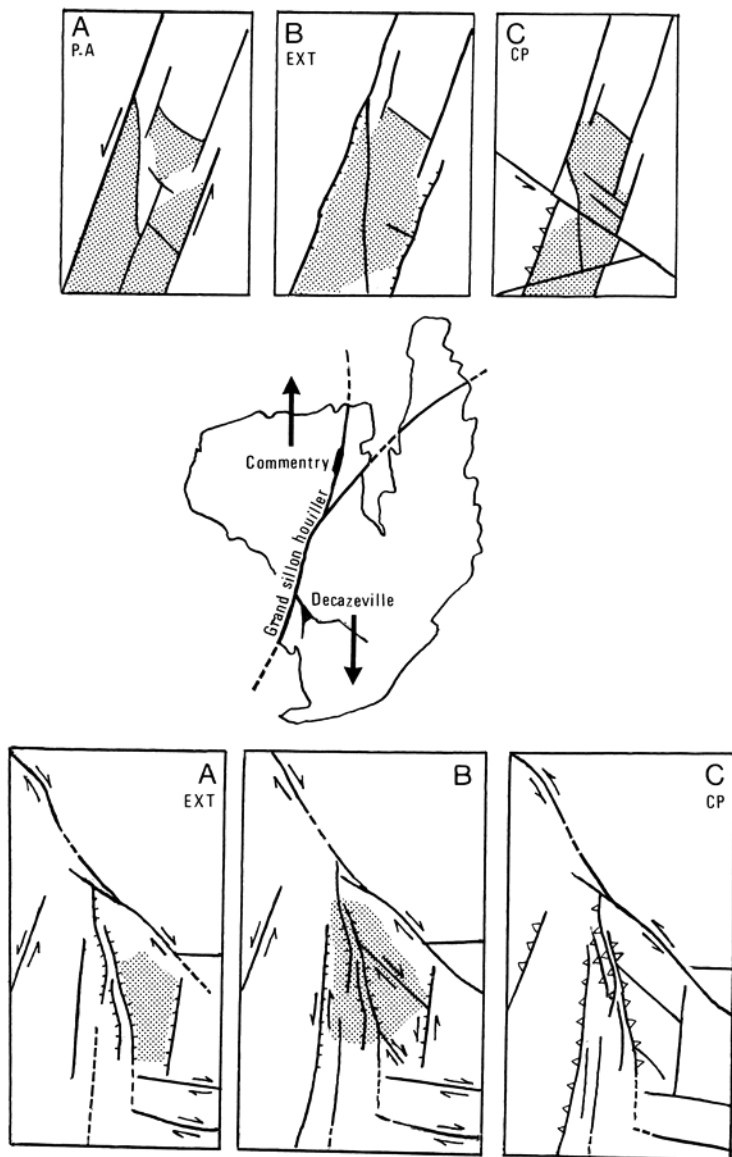


Fig. 3.21 Évolution des bassins houillers de Commentry et Decazeville (Massif Central).

P.A. : pull-apart, EXT : extension, CP : compression.

Bassins sur décrochement complexes. Ils montrent toujours un bassin sédimentaire s'installant sur une structure décrochante distensive mais pouvant cette fois la déborder largement. L'ensemble représente, comme on l'a dit, une sorte de joint souple au sein d'un craton, joint qui enregistre aussi, sous forme de plissements locaux, les mises en compression temporaires de ce dernier. Distension et compression peuvent donc s'y succéder ou alterner.

Le bassin de la Bénoué (Nigéria) (fig. 3.22 et 3.23)

Long de 1 000 km, large de 50 à 100, il s'étend du golfe de Guinée au S du lac Tchad où il se termine en Y de part et d'autre du plateau volcanique de Biu. Ce bassin, à remplissage crétacé, est directement incrusté dans le socle cristallin et montre une série sédimentaire épaisse de 1 000 à 5 000 m suivant les points. Elle est essentiellement continentale à lacustre sauf au Turonien où la grande et classique transgression marine l'envahit, joignant l'Atlantique à la Téthys au travers du Sahara.

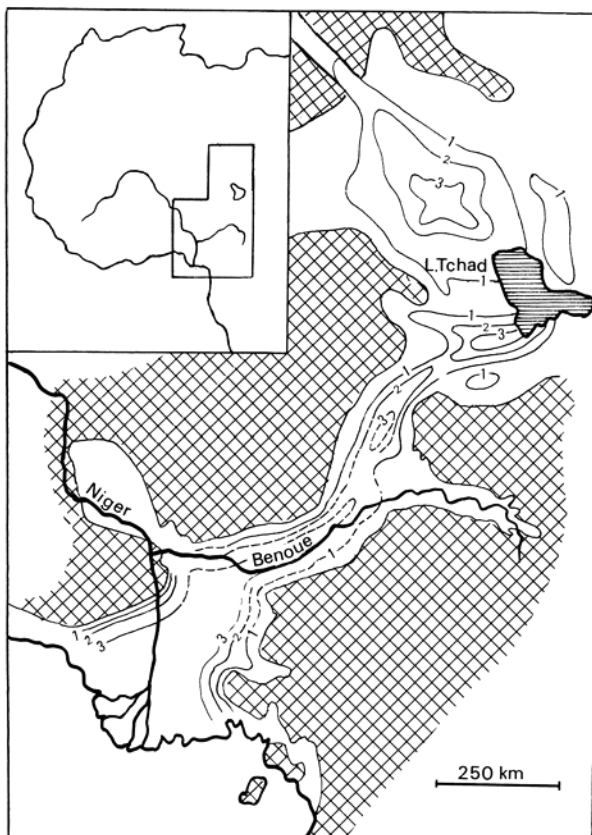


Fig. 3.22 Le bassin de la Bénoué (Nigéria) et ses rapports avec le bassin du Tchad. Isobathes du toit du socle en km (d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique au 5 000 000^e, 1968).

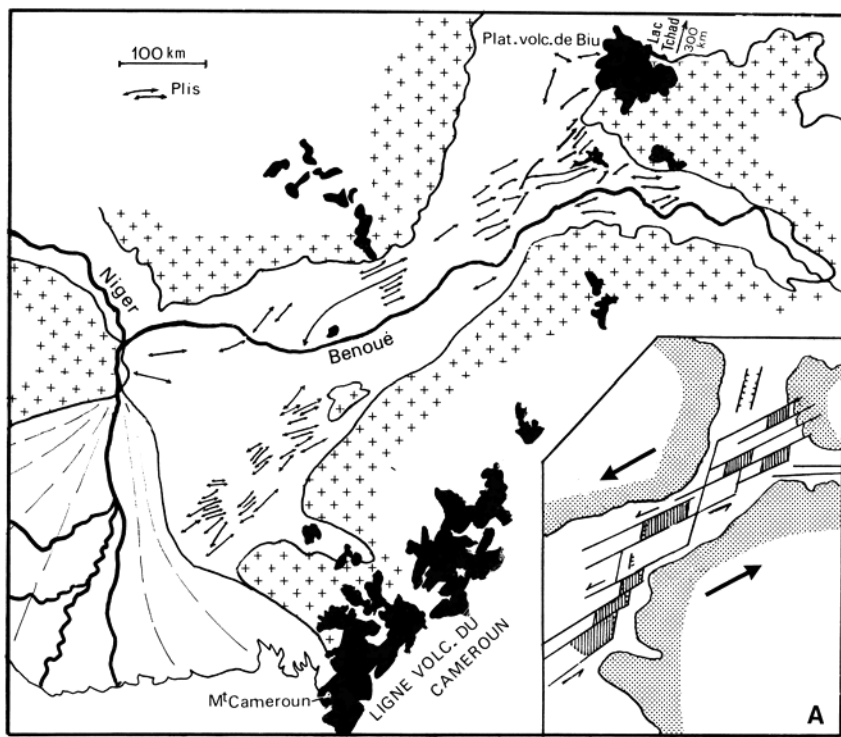


Fig. 3.23 Schéma structural simplifié du bassin de la Benoué (adapté d'après Benkhelil, 1986).
A. Mécanisme de formation en pull-apart des bassins sédimentaires albo-aptiens.

La subsidence débute à l'Aptien dans un contexte transtensif lié à l'ouverture de l'Atlantique. Elle dure jusqu'à la fin du Sénonien (Eocène localement ?), interrompue par deux phases de plissement, l'une au Santonien, l'autre à la fin du Crétacé qui correspondent à des périodes de réorganisation globale dans le jeu des plaques mondiales. Ces phases donnent des plis allongés, parallèles à l'axe du bassin et de vergence NW, mais font aussi rejouer en décrochements sénestres les failles longitudinales existantes. Quelques émissions de basaltes alcalins succèdent à la deuxième phase et persistent au Tertiaire et au Quaternaire dans le N du bassin.

La carte des anomalies de Bouguer montre que la région est dans son ensemble isostatiquement équilibrée. Il y a cependant une légère anomalie positive sur l'axe du bassin, négative quand on s'en éloigne. On l'interprète comme liée à l'amincissement de la croûte sous l'axe du bassin, amincissement accompagné d'intrusions magmatiques, tandis que la sédimentation s'épaissit dans les sillons bordiers où elle peut atteindre localement 4 000 à 6 000 m.

D'autres données géophysiques suggèrent que le fond du bassin de la Bénoué est faillé sous sa couverture crétacée. On en déduit que ce bassin a commencé comme un rift mais que la zone en distension s'est élargie par la suite, avec ralentissement de la subsidence, avant d'être interrompue par le plissement accompagné du rejou des fractures.

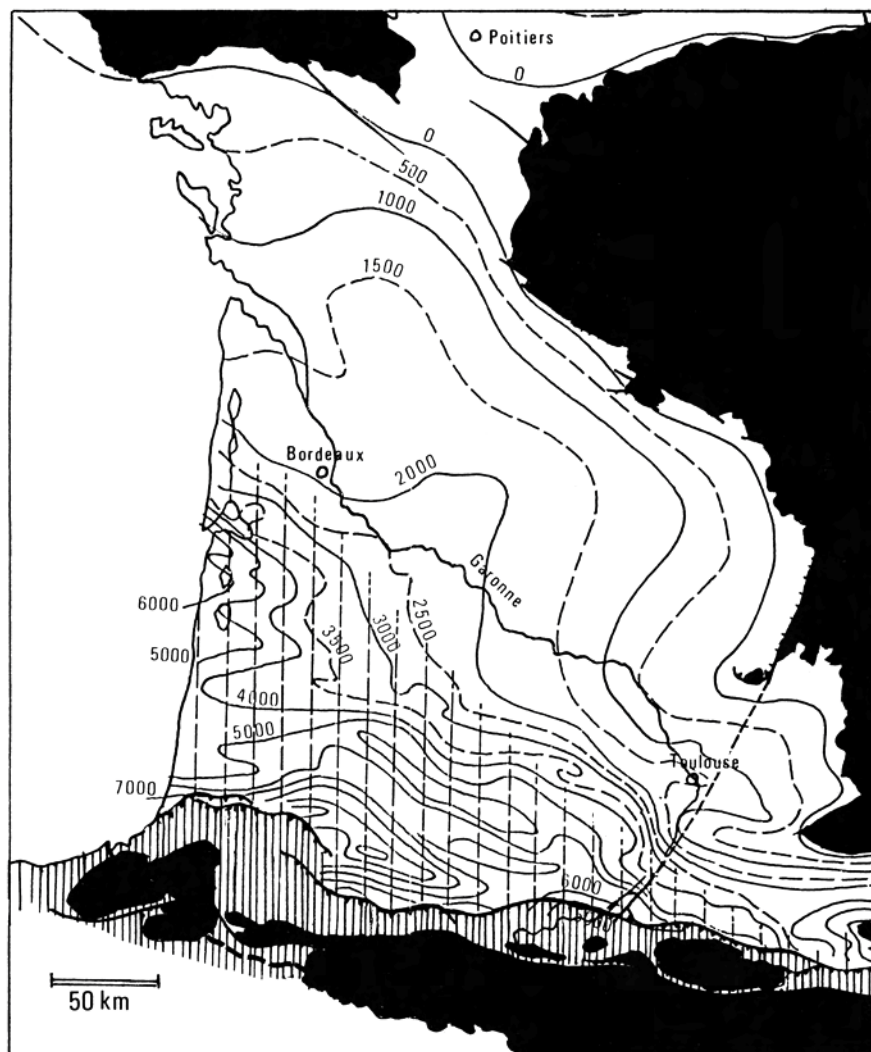


Fig. 3.24 Le bassin d'Aquitaine et ses rapports avec le golfe de Gascogne. Isopaques du remplissage sédimentaire (en m) ; la zone en hachure lâche correspond au domaine modérément affecté par la déformation pyrénéenne, et celle en hachuré serré à la zone nord-pyrénéenne.

Le bassin sud-Aquitain au Crétacé (fig. 3.24).

Ce bassin apparaît au Trias sous forme d'un large fossé d'effondrement limité au N par une zone de flexure (flexure Arcachon-Toulouse) et au S par une série de grandes failles d'origine hercynienne, parallèles à la future chaîne pyrénéenne, failles dont la plus importante est la faille nord-pyrénéenne (voir fig. 7.9 et 7.10). Au Jurassique, ce régime se poursuit avec une sédimentation d'eau peu profonde (évaporites, calcaires dolomitiques) et cesse avec l'émergence de la fin du Jurassique et du début du Crétacé.

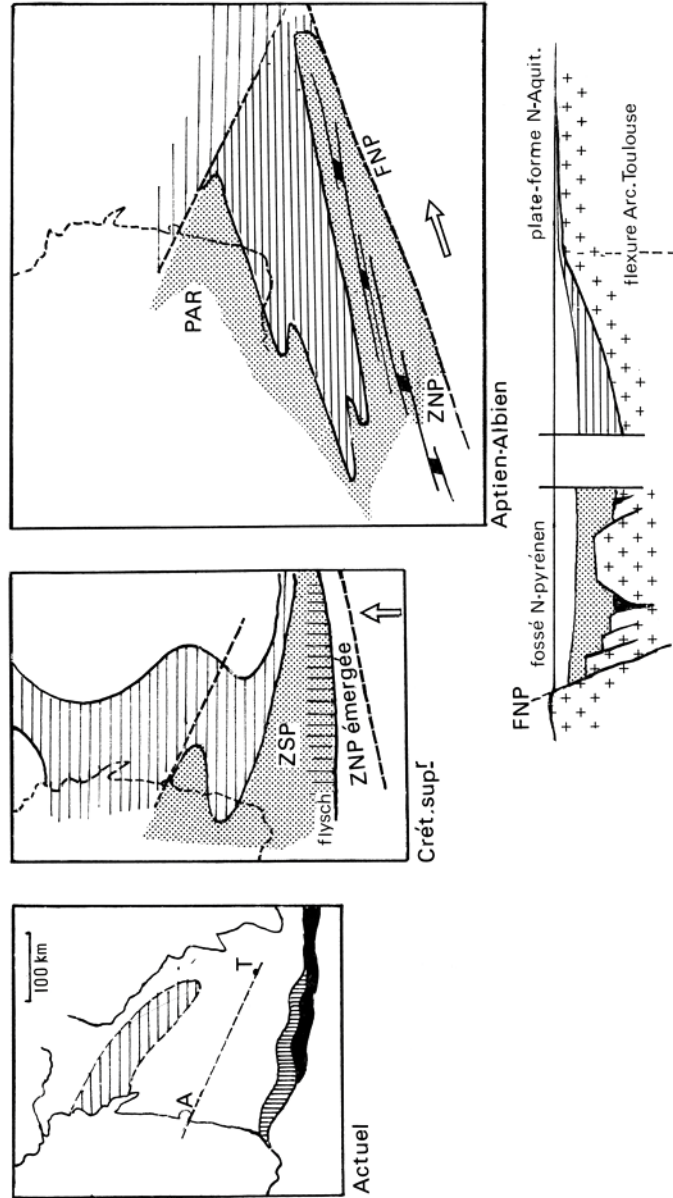


Fig. 3.25 Reconstitution palinspatique du bassin d'Aquitaine au Crétacé montrant son fonctionnement.
AT. Flexure Arcachon-Toulouse limitant au N le bassin des évaporites triasiques, FNP. Faille nord-pyrénéenne, ZNP. Zone nord-pyrénéenne, ZSP. Zone sous-pyrénéenne, PAR. Bassin de Parentis.

À partir de l'Albien et par suite de l'ouverture du golfe de Gascogne, le bassin sud-aquitain s'ouvre vers l'W, vers ce golfe naissant. En même temps, au sein de la plaque eurasiatique, le bloc ibérique commence sa translation vers l'E. Entre lui et le socle aquitain se forme un couloir de décrochement, axé sur la zone nord-pyrénéenne (avec peut-être de petits bassins en pull-apart, *fig. 3.25*, auxquels on attribue la mise à jour des lherzolites mantelliques). La sédimentation y devient abondante mais la déborde largement. Le caractère distensif de ce couloir se manifeste par quelques venues magmatiques alcalines.

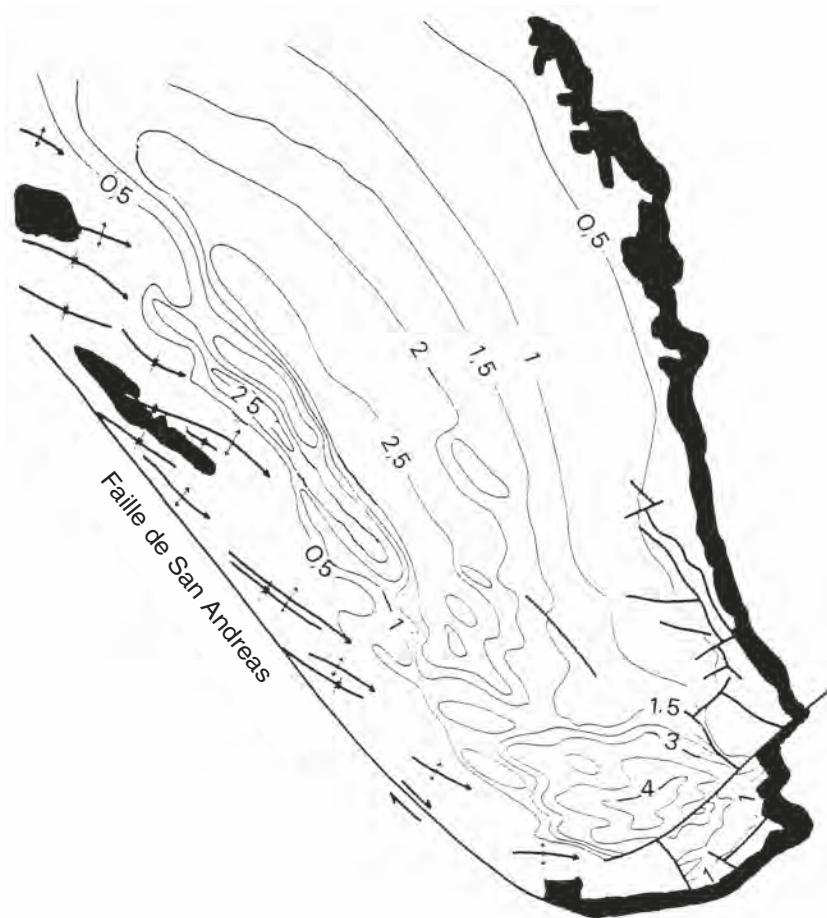


Fig. 3.26 Le bassin de San Joaquin, au N de Los Angeles; exemple de bassin en transpression (d'après Wilcox et al., 1973).

En noir, affleurement de socle. Isobathes en km. Les plis en échelons sont indiqués par des flèches (synclinaux et anticlinaux distingués par les symboles habituels).

L'hypothèse de la transpression à l'origine des plis est cependant discutée. Certains auteurs (cf. Van S. Mount & J. Suppe, *Geology*, 1987, 1143-1146) estiment en effet que le jeu de la faille est sans effet sur ses lèvres et que ces plis sont comparables à ceux des Transverse Ranges qui se développent au S de la faille de San Andreas (voir p. 168 et *fig. 7.6*).

Comme on pouvait s'y attendre, le bassin est localement plissé à l'Albien, au Crétacé supérieur et à l'Eocène, c'est-à-dire aux périodes de compression traduisant le rapprochement des deux blocs bordiers.

Ainsi le bassin sud-aquitain et celui de la Bénoué représentent-ils des bassins installés sur un couloir de coulissement distensif, bien manifesté par des structures telles que des alignements de petits fossés en pull-apart. On parle de *bassins en transtension*.

Les figures compressives y sont modestes, sauf exceptions auquel cas on parle de *bassin en transpression*. Un exemple spectaculaire de tel bassin est celui de **San Joaquin** (Californie, au NW de Los Angeles) (*fig. 3.26*). Il est situé en bordure de la faille de San Andreas au contact de laquelle apparaît un train de plis en échelons.

3.3 PLATEAUX DE DISTENSION TARDI-OROGÉNIQUE, TYPE « *BASIN AND RANGE* »

La « Basin and Range Province » est située dans l'W des États-Unis, entre la Sierra Nevada à l'W, les Wasatch Mountains et le plateau du Colorado à l'E, le grand plateau volcanique de la Snake River au N. vers le S, la région se prolonge au Mexique de part et d'autre de la Sierra Madre occidentale (*fig. 3.27*). Sur toute cette immense surface, d'altitude moyenne de 1 600 m, apparaît une succession régulière de rides montagneuses culminant entre 2 000 et 3 000 m, et de bassins longitudinaux comblés de produits alluviaux épais de 2 000 à 3 000 m (*fig. 3.28*). Ces reliefs, de longueur variable mais larges d'une trentaine de kilomètres, correspondent parfois à des horsts et des grabens classiques mais le plus souvent il s'agit de demi-horsts et de demi-grabens c'est-à-dire, en définitive, de blocs basculés, la dénivellation entre eux atteignant 5 000 à 6 000 m. Ces blocs sont délimités par des failles normales typiques, de type listrique (concaves vers le haut). L'extension qu'ils traduisent a été estimée à une valeur située entre 10 et 35 % de la largeur originelle, localement 100 %.

Par ailleurs ces blocs basculés sont posés à plat sur un socle précambrien appartenant certainement à la croûte moyenne ou inférieure (faciès amphibolite).

Les blocs sus-jacents, appartenant à la croûte supérieure, peuvent comporter du Précambrien métamorphique, du Paléozoïque, du Mésozoïque et un important matériel volcanique d'âge tertiaire. Ces différents termes sont tronqués par une faille plate qui les sépare du socle (*fig. 3.29 et 3.30*) et qui est associée à une certaine épaisseur de mylonites. Cette faille est manifestement un niveau de décollement subhorizontal mais qui coupe les failles listriques séparant les blocs. Elle représente le trait le plus remarquable de la région, surtout en raison de son extension (jusqu'à 10 000 km²) et de l'ampleur du déplacement (40 km en Arizona W).

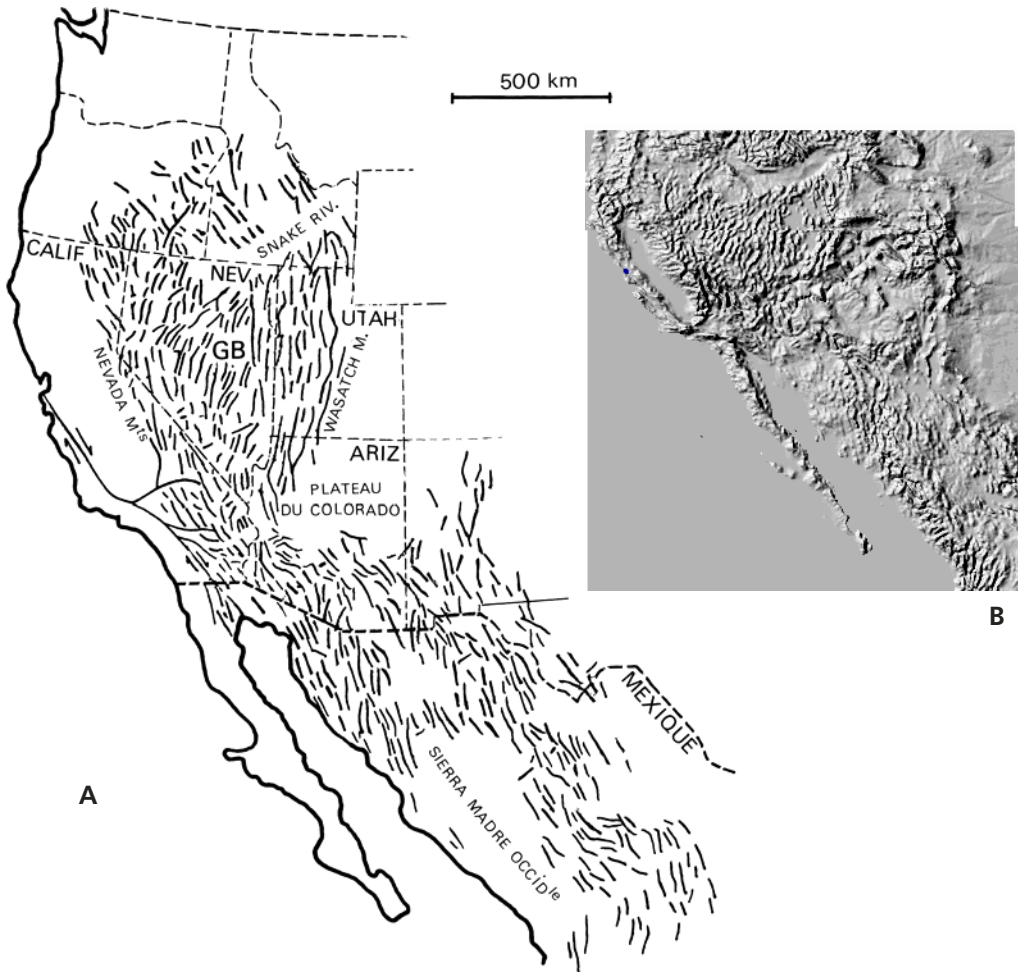


Fig. 3.27 Le domaine affecté par les structures de type *Basin and Range*.

A. GB. Great Basin.

B. MNT GTOPO.

3.3.1 Données géophysiques

La croûte de cette zone montagneuse a été fortement amincie pour ne plus mesurer que 25 km d'épaisseur, chiffre légèrement inférieur à l'épaisseur normale de 30 km. Comme cette croûte se trouve à l'équilibre isostatique, son épaisseur réduite et l'altitude moyenne de la province impliquent qu'elle repose sur un manteau supérieur anormalement léger. Dans ce dernier, les vitesses sismiques sont de 7,9 km/s. Il y a donc probabilité de fusion partielle, ce qui est compatible avec un flux de chaleur double de la normale ($2 \text{ microcal/cm}^2/\text{s}$) et les épanchements volcaniques tertiaires. On retrouve toutes les caractéristiques des zones en distension.

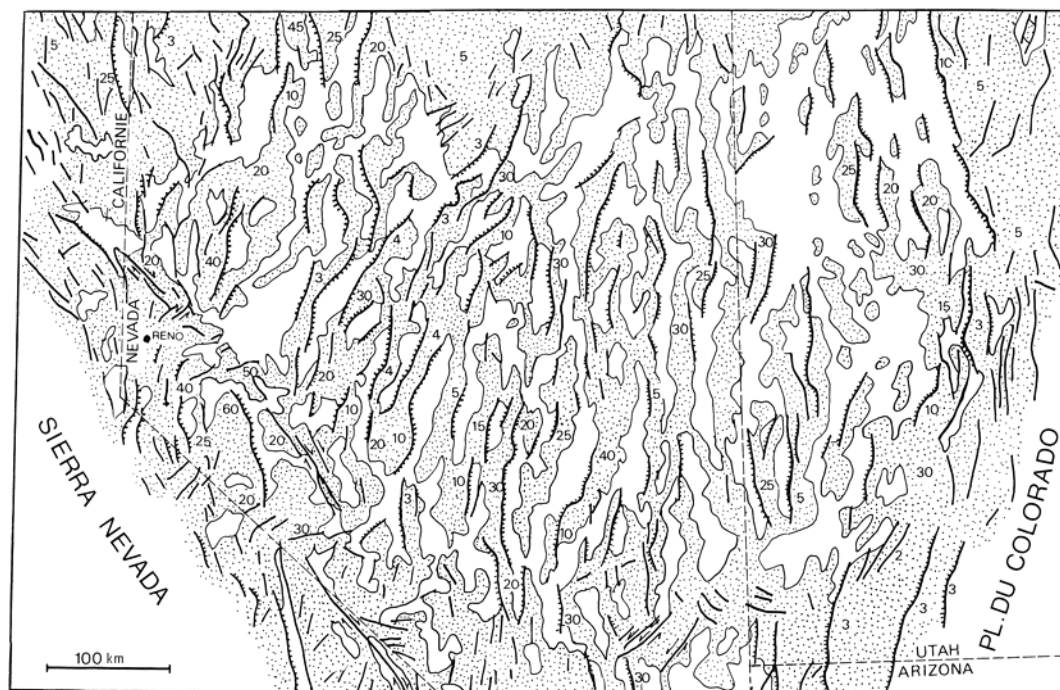


Fig. 3.28 Structure du Great Basin (*Basin and Range province*).

Situation sur la fig. 3.27 ; massifs montagneux en grisé, bassins en blanc ; les traits noirs barbulés figurent les failles normales ; les chiffres indiquent le pendage moyen des blocs basculés (modifié d'après J. Stewart, 1978).

3.3.2 Âge de la distension

Bien que l'état distensif règne depuis le début du Tertiaire, date d'apparition du volcanisme, la structure actuelle s'est mise en place au Miocène, début du remplissage sédimentaire des bassins. À cette époque, se produit aussi un changement de nature du volcanisme. Jusqu'alors calco-alcalin (influence de la subduction pacifique), il devient alcalin.

3.3.3 Mécanisme de la distension

Il a été beaucoup discuté, au point qu'on a même supposé que ces énigmatiques failles plates étaient d'anciens plans de chevauchement laramiens jouant en failles normales. On a ensuite pensé à la seule distension, celle-ci entraînant un étirement extrême de la croûte au cours duquel sa partie supérieure aurait joué de façon cassante tandis que sa partie inférieure aurait eu un jeu plus plastique (ductile). Le résultat aurait donc été la rupture complète de la croûte supérieure en blocs basculés qui seraient ainsi venus reposer par leur tranche sur la faille plate évoquée, jalonnée des mylonites témoignant du clivage intracrustal profond.

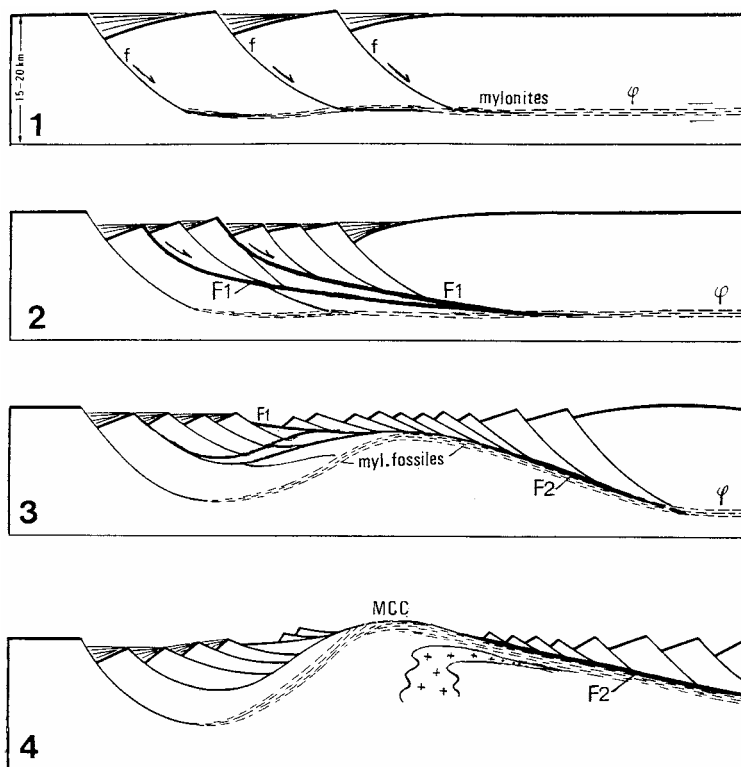


Fig. 3.29 Modèle de formation des structures « Basin and Range ». MCC : Metamorphic Core Complex ; simplifié d'après Lister et Davis, 1989.

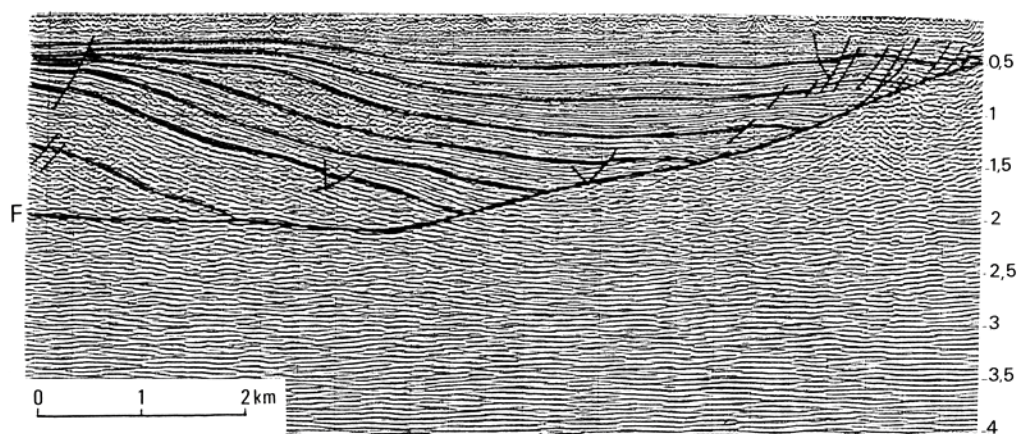


Fig. 3.30 Faille de détachement dans un profil de sismique réflexion sous un bassin de la « Basin and Range Province ».

(Marys River valley, N du Nevada, SW du plateau de la Snake River) (d'après A.W. Bally, *Seismic expression of Structural Style*, Am. Ass. Petr. Geol., 1983, § 2-2-2, 16).

Échelle des hauteurs : secondes de temps double.

Les données structurales montrent que les deux parties de croûte superposées n'ont pas été déformées en même temps, la croûte supérieure l'ayant été après la croûte inférieure. Le mécanisme est donc plus complexe et la spectaculaire faille plate n'est sans doute pas le niveau de décollement primitif. On aboutit donc au modèle de la *fig. 3.29* qui fait intervenir des surfaces de cisaillement distensives recoupant plus ou moins obliquement la croûte, surfaces dites « failles de détachement » dont on a déjà évoqué la possibilité dans une autre structure distensive (*fig. 3.16*, p. 67). Les avis diffèrent suivant que ces failles se poursuivent en profondeur au travers de toute la lithosphère (modèle de Wernicke que nous retrouverons à propos des marges continentales, p. 121) ou passent horizontalement dans les milieux ductiles de la croûte moyenne (modèle de Lister et Davis qui inspire la *fig. 3.29*). De toute façon, pour le problème de surface qui nous occupe, le mécanisme reste pratiquement le même et permet de concilier la présence de mylonites indiquant un milieu ductile, profond, sous des blocs basculés témoignant d'une tectonique superficielle et cassante. Le processus peut être le suivant :

- Dans un premier stade (*fig. 3.29.1*), un plan de cisaillement ductile, ϕ , jalonné de mylonites, se formerait plus ou moins horizontalement au sein de la croûte, peut-être entre croûte supérieure et croûte inférieure. Viennent s'y raccorder les failles normales listriques (f) séparant les premiers blocs basculés par distension.
- Ultérieurement, et sous l'effet de la distension persistante, des failles listriques plus plates et plus proches de la surface (« failles de détachement » F1) apparaissent et compliquent le découpage des blocs basculés (stade 2).
- Au stade 3, la distension finit par provoquer un amincissement de la croûte suffisant pour déclencher la remontée d'un manteau supérieur, donc de la croûte inférieure amincie. Les failles de détachement F1 sont gauchies et rapprochées de la surface avec les mylonites du stade 1, mylonites nées dans un milieu ductile mais qui sont désormais fossiles. Ce phénomène va entraîner le glissement des blocs de croûte superficielle sus-jacents. C'est-à-dire qu'à partir d'un certain stade (stade 4) une nouvelle faille de détachement (F2) se met à fonctionner en séparant ces blocs superficiels du socle sous-jacent toujours coiffé de ses anciennes mylonites, « inactives » (on est alors en régime trop superficiel pour que de nouvelles se forment). La faille plate, caractéristique des structures actuelles de type Basin and Range (F2) prend ainsi son aspect définitif tandis que le vieux socle métamorphique arrive à l'affleurement (« metamorphic core complex », MCC).

Le comportement en profondeur du cisaillement prolongeant F2 (mais hérité de ϕ) est hors des limites de la figure et reste beaucoup plus conjectural.

Le phénomène distensif provoque une diminution importante de la pression qui peut aboutir à des fusions crustales et donc à la mise en place de granites syntectoniques dont la faible densité contribue aussi au soulèvement du socle. Leur caractère syntectonique se manifeste par le cisaillement distensif qui les affecte au voisinage de la faille de détachement.

Ce dispositif aboutit à réamincir une croûte jadis épaisse.

3.3.4 Cadre structural de la distension

Il n'est pas encore très clair et plusieurs explications ont été avancées.

1. La première hypothèse implique une distension liée au mouvement de coulissement de la faille de San Andreas (*fig. 3.31*). Cette explication s'accorde bien avec le fait que la formation du Basin and Range Province — ou Great Basin — est contemporaine de la mise en jeu de cette faille et que son extension géographique est exactement celle de la faille. De fait, grâce à une analyse stratigraphique et tectonique précise des blocs de la région de Las Vegas, Wernicke et al. ont pu calculer qu'entre la Sierra Nevada et le plateau du Colorado, il y avait eu environ 247 ± 56 km d'extension pendant les derniers 15 Ma, soit en gros 2 cm/an. Or pendant le même temps, le déplacement dextre de la faille de San Andreas a été de 214 ± 48 km, chiffre du même ordre de grandeur que le précédent. L'explication s'accorde moins bien avec la forme circulaire du Great Basin qui moule l'arc volcanique de la Sierra Nevada et des Cascadia Mountains.

2. D'où l'idée que le Great Basin pourrait aussi être un *bassin arrière-arc* (voir p. 141), structure de distension classique sur les marges actives, immédiatement en

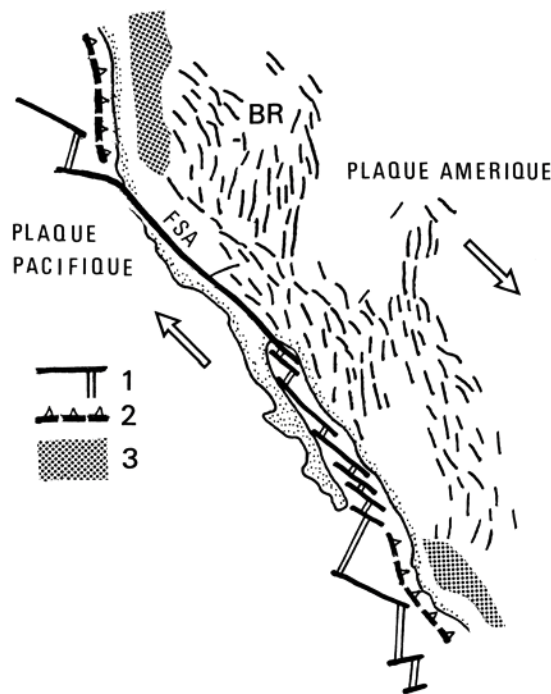


Fig. 3.31 Cadre structural des structures de type Basin and Range (d'après Stewart, 1978).

On peut y voir :

- soit la conséquence du jeu de la faille de San Andreas, FSA (dont ces structures sont contemporaines et qu'elles jalonnent),
- soit une conséquence du jeu de la subduction nord-américaine (distension d'un bassin arrière-arc).

1. Transformante et dorsale, 2. Zone de subduction, 3. Volcanisme calco-alcalin néogène.

arrière de l'arc volcanique. Cette seconde explication s'accorde bien avec le caractère calco-alcalin du volcanisme, au moins à ses débuts, le flux de chaleur important, l'amincissement crustal et le caractère anormal du manteau supérieur soulevé. La difficulté est d'ordre chronologique : la distension du Great Basin commence en effet au moment où cesse le fonctionnement de la zone de subduction évoquée.

3. Une troisième explication, la plus probable (Molnar et Ménéard, *Nature*, 1988, 334), est un «étalement distensif», par gravité, d'un édifice orogénique antérieur (ici laramien) après que la contraction ait cessé. Nous verrons, en effet (p. 290-291), que la plupart des grandes chaînes de compression s'accompagnent d'une croûte épaissie.

Celle-ci ne peut maintenir cette épaisseur que si elle reste comprimée, cas presque réalisé au Tibet comme nous le verrons (p. 289). Si la compression baisse, elle tend à fluer sous l'effet de la gravité. C'est ce qui s'est passé ici quand la compression aux limites a été remplacée par le jeu décrochant et distensif de la faille de San Andreas et de ses annexes.

Les structures du type Basin and Range représenteraient le terme ultime de cet étalement d'un ancien plateau, étalement dans lequel les failles de détachement ont joué le rôle essentiel (*fig. 10.56, p. 290*).

3.4 LES BASSINS PROPREMENT DITS (bassins cratoniques)

3.4.1 Cas simples

Ce sont des dépressions ovales ou arrondies où les sédiments prolongent en continuité ceux des plates-formes voisines, beaucoup plus minces et lacunaires. Le maximum d'épaississement reste au voisinage du même axe pendant toute l'évolution. Le rapport profondeur/diamètre est de l'ordre de 1/100 à 1/50.

a) Exemple : le bassin de Paris (*fig. 3.32 à 3.34*)

Il contient environ 2 500 m de couches secondaires et tertiaires en son centre (contre quelques centaines de mètres pour ces mêmes terrains à sa périphérie). Cette épaisseur correspond à un taux de sédimentation moyen de 1/10 mm/an, ce qui est très faible comparé aux taux de subsidence des autres types de bassin (voir *fig. 3.5*). En fait, ce chiffre ne signifie pas grand chose car l'évolution du bassin a dû se faire selon un rythme assez irrégulier, avec même quelques oscillations positives (l'une à la fin du Jurassique, l'autre à la fin du Crétacé pour ne citer que les deux principales), oscillations qui se traduisent par des régressions et une émergence plus ou moins générale. Ces soulèvements (parfois qualifiés d'épirogénèse positive, la subsidence étant une épirogénèse négative) ne représentent pas une tectonique aussi propre au bassin que la subsidence : ils sont en effet contemporains de grandes crises tectoniques mondiales au cours desquelles les plaques ont été mises, localement au moins, en compression et ont pu réagir par des voûtures.

Le pôle de subsidence se déplace légèrement au cours du Secondaire (*fig. 3.33*), plus fortement au Tertiaire sous l'influence évidente des déformations alpines et du soulèvement des épaules du rift ouest-européen à l'E et au SE du bassin de Paris.

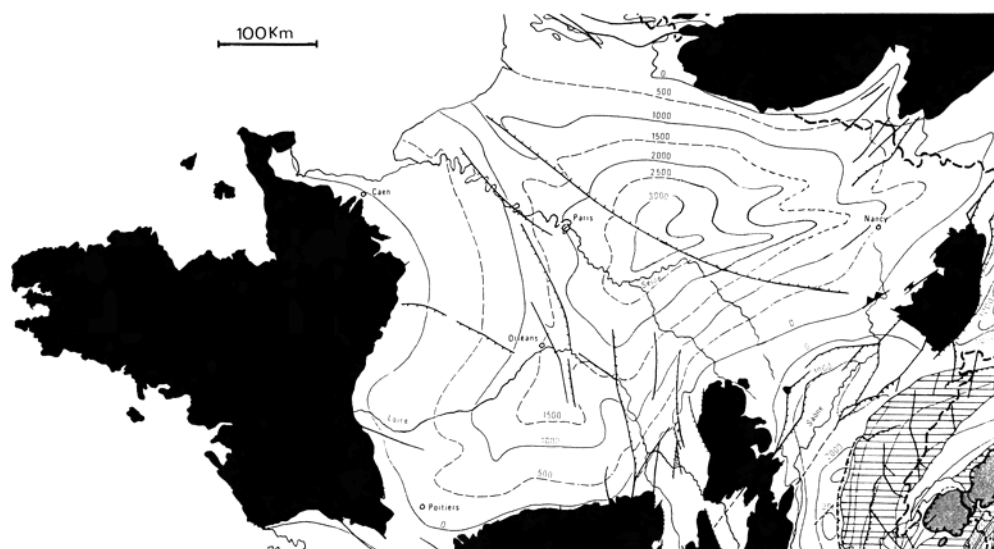


Fig. 3.32 Isopaques du remplissage sédimentaire du bassin de Paris.

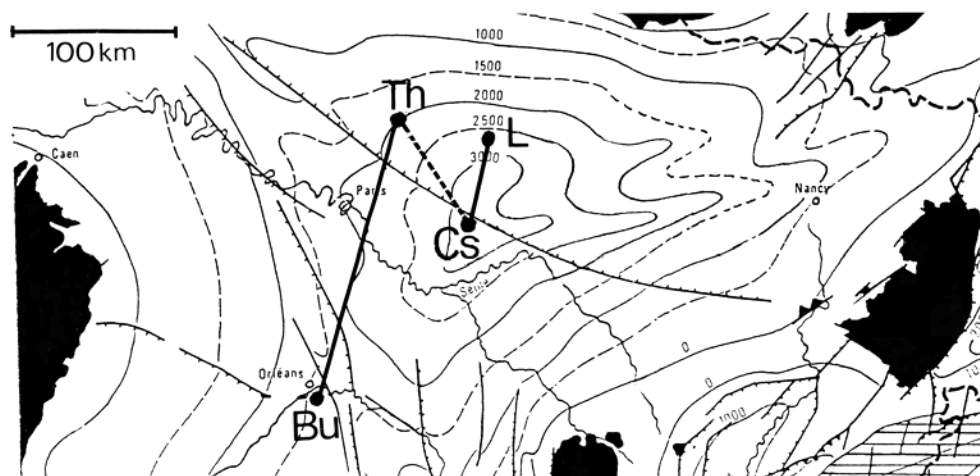


Fig. 3.33 Migration du pôle de subsidence du bassin de Paris.

Entre le Lias (L) et le Crétacé supérieur (Cs), soit 50 km, puis entre le Thanétien (Th) et le Burdigalien (Bu), soit 150 km. On remarquera que le contrecoup du premier plissement alpin a brutalement reporté la subsidence maximum de 70 km vers le NW (inspiré de Pomerol, 1980).

Ajoutons aussi que toutes les transgressions n'ont pas été dues à des affaissements du substratum. Il faut aussi tenir compte des *variations eustatiques* du niveau des mers. Par exemple, la transgression du Crétacé supérieur a été provoquée par une élévation de 400 m du niveau des mers dans le monde entier.

Modèle explicatif de la subsidence : il met évidemment en jeu un phénomène distensif, mais il faut expliquer le *début* du phénomène et son *entretien*.

L'origine du processus apparaît nettement quand on superpose la carte des zones de subsidence permienues et celle du bassin actuel (fig. 3.34). En effet, au Permien, alors que débute la dislocation de la Pangée, la pénéplaine post-hercynienne est soumise à une distension intense qui donne naissance à deux fossés d'effondrement

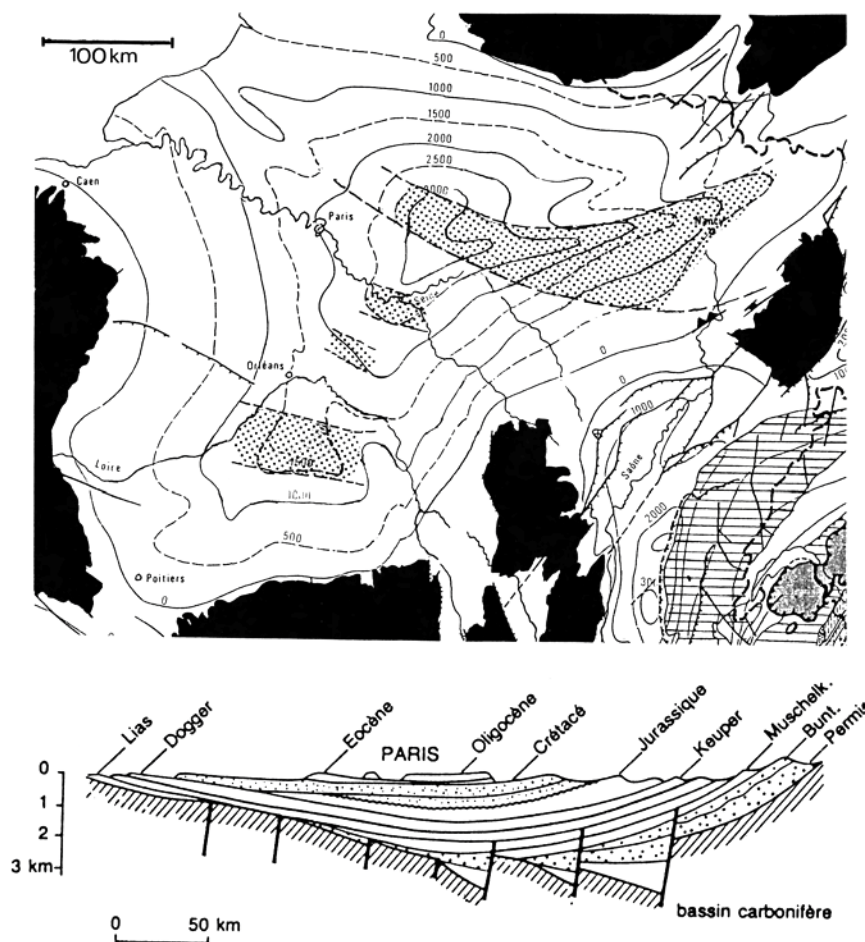


Fig. 3.34 Fossés permienus sous le bassin de Paris (reconstitués d'après les résultats des forages profonds).

On remarquera leur coïncidence avec les zones de subsidence maximum du bassin ultérieur.

allongés suivant les directions hercyniennes et où se déposent 500 à 1 000 m de sédiments permien. Or la subsidence maximale du bassin de Paris se calque sur le dessin de ces fossés qu'elle déborde largement. C'est donc qu'après la distension permienne, il y a eu *subsidence thermique* et que celle-ci a individualisé une zone déprimée plus vaste dans laquelle s'installera la subsidence mésozoïque. Le déclenchement du phénomène de subsidence est donc une distension appliquée à une croûte fragilisée par d'anciennes structures, elles-mêmes distensives. On le vérifie facilement sur d'autres exemples : le *bassin de la mer du Nord* succède à un rifting permo-triasique (fig. 3.35).

Cette interprétation ne peut expliquer que la formation initiale du bassin parisien, la subsidence thermique diminuant rapidement au cours du temps. Les accélérations ultérieures de la subsidence au cours du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire ont une autre origine. Elles sont synchrones d'événements affectant des régions beaucoup plus étendues. Ainsi, l'accélération de la subsidence au Jurassique et au Crétacé apparaît comme une conséquence de l'ouverture respective des domaines océaniques de la Téthys alpine au SE et du golfe de Gascogne au SW. Au Tertiaire, la formation du rift ouest-européen se traduit par le prolongement des fossés du N du Massif Central dans le bassin parisien, ainsi que par le soulèvement de sa bordure occidentale sous l'effet de la surrection des Vosges.

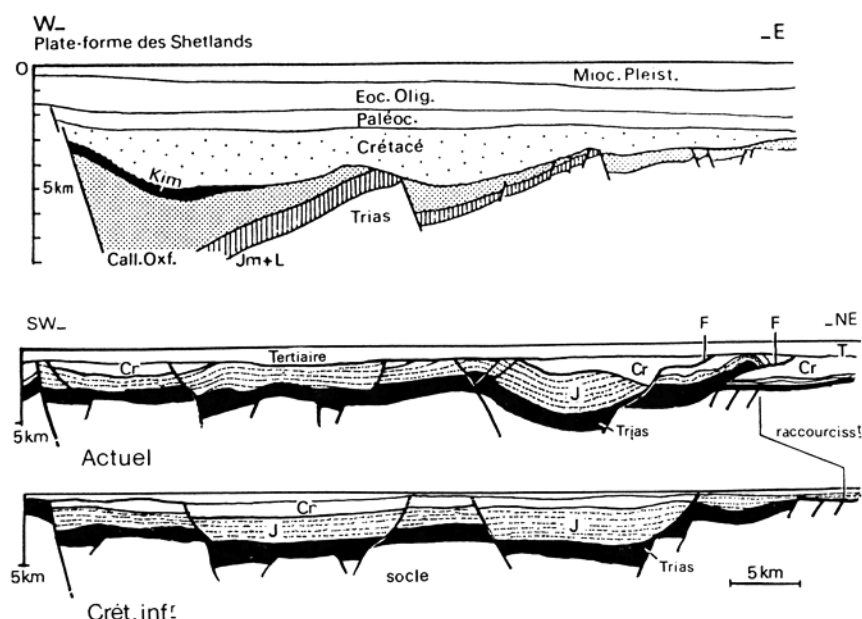


Fig. 3.35 Coupes du bassin de la mer du Nord.

En haut, entre les îles Shetland et la Norvège (d'après Perrodon, 1983).

En bas, entre l'Angleterre et la Hollande (d'après P. Huyghe, 1992). À la fin du Crétacé, une phase de contraction affecte le bassin, fait rejouer les failles normales en failles inverses (F) et donne quelques plis. La distension reprend au Tertiaire.

Finalement les bassins cratoniques apparaissent comme des structures initialement fragilisées et ultérieurement remobilisées à chaque réorganisation de la cinématique ou du champ de contrainte de la plaque lithosphérique. Ces remobilisations se traduisent par des mouvements verticaux de faible ampleur qui se combinent aux variations eustatiques pour contrôler les épaisseurs et les faciès sédimentaires du bassin.

b) Autres exemples

Bassins paléozoïques de la plate-forme russe, du Michigan, de l'Illinois, de l'Oklahoma, en Amérique du N, de Tindouf et du Karroo en Afrique, ou ceux, mésozoïques à tertiaires du Tchad (fig. 3.22), du Fezzan, du Sud-Lybie en Afrique, d'Arabie, de Chine, de l'Orénoque, etc.

3.4.2 Bassins complexes

Des complications de structure interviennent parfois, notamment :

1. *Quand la superficie du bassin est très grande et que son histoire est longue* car il se divise alors en bassins secondaires dans lesquels l'onde de subsidence maximum se déplace, d'où des bassins basculés et emboîtés les uns dans les autres. C'est le cas du bassin du Sahara (fig. 3.36).

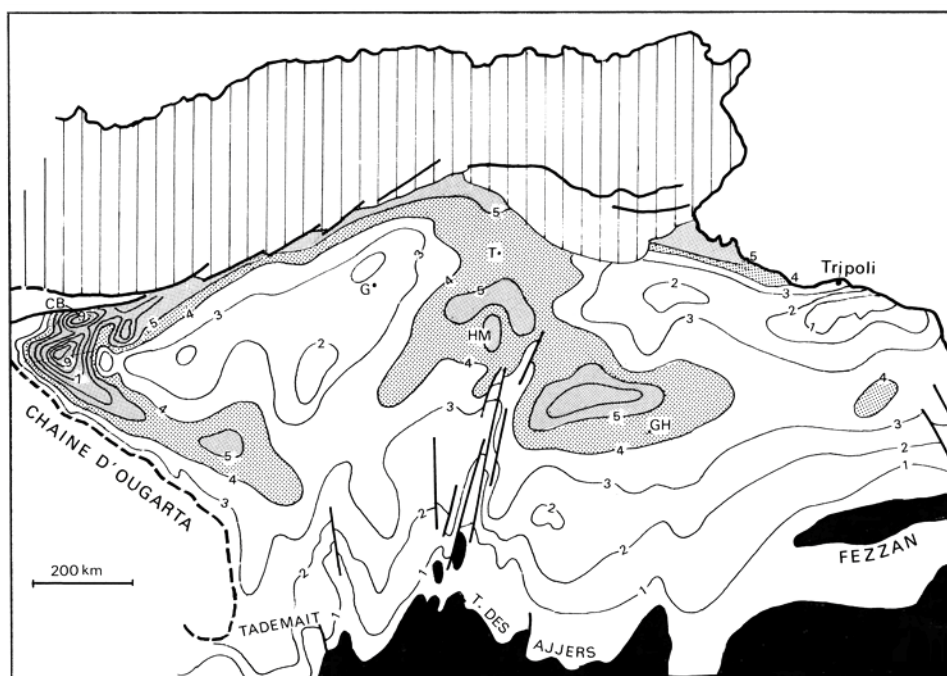


Fig. 3.36 Le bassin du Sahara (d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique au 5 000 000^e, 1968).

Isobathes du toit du socle en km. CB. Colomb-Bechar, G. Ghardaia, GH. Ghadamès, HM. Hassi Messaoud, T. Touggourt.

2. *Quand la subsidence s'accompagne localement d'effondrements* suivis de brèves périodes de plissement. Ainsi apparaît un régime en horsts-grabens dont les failles bordières peuvent même être chevauchantes. Ex. les bassins de la mer du Nord (fig. 3.35).
3. *Quand ils contiennent des couches d'évaporites* car il peut s'y développer une tectonique salifère se manifestant par des dômes de sel ou des plis diapirs (bassin d'Aquitaine, bassin germano-polonais, golfe du Mexique, etc.), soit par des glissements synsédimentaires en nappes (bassin germano-polonais).
4. *Quand l'épaisseur des sédiments devient très grande*, atteignant la dizaine de kilomètres voire davantage, ce qui implique un amincissement ou des ruptures locales de la croûte. Un cas extrême, d'interprétation difficile, est celui de la *dépression précaspique*, à l'W de la mer Caspienne. Dans sa partie centrale, elle montre une série Ordovicien-Néogène épaisse de 18 à 25 km, peu ou pas plissée. Une telle disposition implique un amincissement considérable voire la disparition de la croûte continentale sous-jacente, mais le mécanisme reste obscur : fluage latéral, érosion subcrustale par des courants asthénosphériques ? digestion par des magmas mantelliques ? ou simple étirement extrême s'accompagnant d'un découplage croûte-manteau ?

3.5 LES BASSINS D'AVANT-CHAÎNE

On appelle ainsi des bassins situés au front des chaînes de montagnes et qui en reçoivent les produits d'érosion ou *molasses*, d'où le nom aussi utilisé de *bassins molassiques*.

Ils s'installent au front d'une chaîne en cours de plissement, parallèlement à sa direction et ses structures tectoniques sur une lithosphère qui fléchit sous la charge que représente la chaîne, d'où le nom de bassins « flexuraux » qu'on leur donne parfois. Les exemples abondent : le bassin molassique suisse au front des Alpes, le bassin carpatique au front des Carpates, le bassin padan au front de l'Apennin. L'Adriatique peut être considérée comme un bassin de ce type, encore actuel, au front des chaînes dinariques.

Exemples :

3.5.1 Le bassin molassique péri-alpin (fig. 3.37 à 3.41)

Né dans le Bas-Dauphiné, au pied des chaînes subalpines, il se développe largement en Suisse. De Lausanne à Zurich, son extension correspond exactement au front des grandes nappes des Alpes suisses (nappes préalpines et helvétiques). Au-delà du lac de Constance, il passe au bassin bavarois puis au bassin de Vienne, au front des Alpes orientales faites des nappes austro-alpines.

Le bassin est dissymétrique en ce sens que les plus grandes épaisseurs de sédiments sont au voisinage de la chaîne. Par ailleurs, il y a contemporanéité des crises de subsidence avec les périodes de mise en place des nappes.

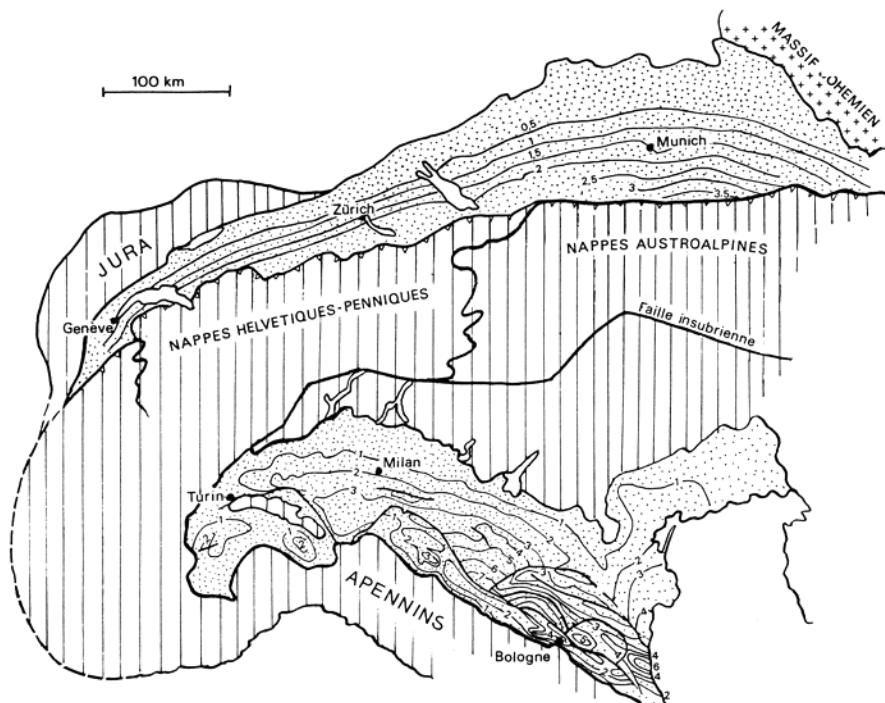


Fig. 3.37 Les bassins molassiques suisse et padan au front des Alpes et de l'Apennin.

Ces deux bassins ne sont pas synchrones, le premier étant miocène, le deuxième plio-quadernaire. On remarquera que, dans les deux cas, la subsidence est maximum là où l'épaisseur des nappes voisines est la plus forte (nappes austroalpines et nappes de l'Apennin toscan et ligure).

Isobathes en km de la série miocène en haut, de la série pliocène en bas.

La carte des isobathes du bassin (fig. 3.38) montre deux périodes de subsidence bien distinctes :

- une *période oligocène* qui accompagne et succède à la première mise en place des nappes helvétiques et penniques, c'est-à-dire une masse épaisse de 10 à 12 km d'après les études du métamorphisme (Frey, 1978) et en prenant 30 °C/km comme gradient géothermique (voir aussi Steck, 1984);

- une *période miocène* qui correspond au début de la grande crise néoalpine qui va affecter surtout le domaine helvétique et aboutira à son chevauchement sur le bassin molassique à la fin du Miocène (ainsi qu'à des chevauchements intramolassiques, fig. 3.39).

La subsidence correspondante à cette période est bien distincte de la précédente comme le montre le dessin des isobathes (fig. 3.38), par ailleurs devenus parallèles à l'alignement des massifs cristallins externes dont la mise en place est en effet de cette époque.

Ces faits permettent d'interpréter l'enfoncement du bassin comme le résultat d'une *flexion de la lithosphère européenne*, épaisse et froide, donc rigide, sous la

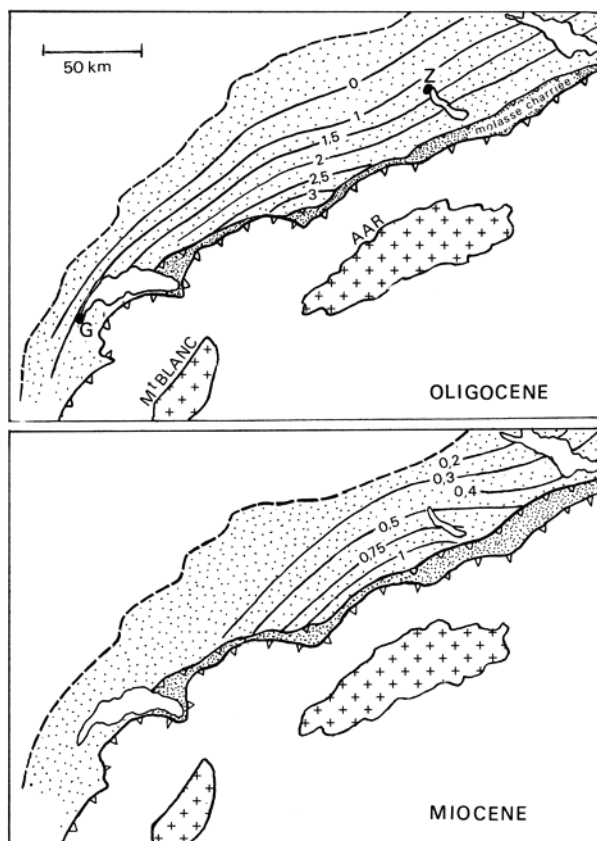


Fig. 3.38 Épaisseur (en km) et répartition des dépôts dans le bassin molassique suisse à l'Oligocène et au Miocène (d'après G. Ménard, 1988, simplifié).

surcharge qu'elle subit du fait de l'empilement des nappes (Karner *et al.*, 1983)¹. Ce bassin est dit « flexural ». De fait, le processus migre vers le N au cours du temps : l'axe de subsidence maximum se déplace de 70 km vers le N entre le début de l'Oligocène et la fin du Miocène, soit donc 2 à 3 mm/an. La courbure de la lithosphère est accompagnée de failles normales, synsédimentaires, qui provoquent des changements brusques de faciès et d'épaisseurs, voire la disparition brutale de certaines unités stratigraphiques (fig. 3.39).

Compte tenu de l'épaisseur et de la rigidité de la lithosphère européenne, sa flexion élastique aurait dû provoquer, à sa limite NW ou N, un bombement formant le rivage correspondant du bassin molassique. Il n'apparaît pas nettement dans la paléogéographie tertiaire. Certains auteurs ont pensé qu'il était fragmenté par des

1. G. KARNER et A. WATTS, 1983. *Gravity anomalies and flexure of the lithosphere*. *J. Geoph. Res.* BB, B 12, p. 10449-10477.

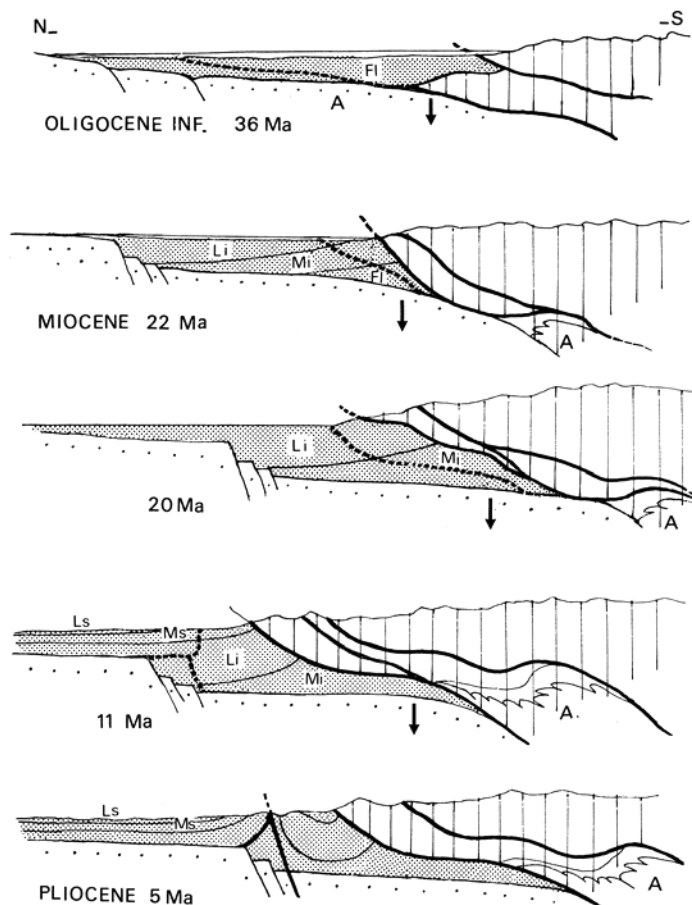


Fig. 3.39 Évolution du bassin molassique suisse (d'après Pfiffner, 1986, très simplifié).

Fl. Mi. *Flysch puis molasse marine inférieure* (Oligocène inférieur) actuellement incorporé au domaine plissé alpin (grès de Taveyannaz et du Val d'Illiez).

Li. *Molasse d'eau douce inférieure* (Oligocène supérieur), correspondant à une régression générale, avec mise en place de grands cônes alluviaux conglomératiques dans une ambiance lacustre (mont Pélerin, par ex.). C'est le niveau le plus épais de la série (4 km).

Ms. *Molasse marine supérieure* (Miocène), gréseuse, marquant l'envahissement du bassin par la mer venant de la future vallée du Rhône.

Ls. *Molasse d'eau douce supérieure* (Miocène supérieur), représentant la fin du régime marin et l'arrivée de nouveaux conglomérats. Il est intéressant de remarquer qu'à l'E de Munich (fig. 3.37) ce terme reste marin : ce bassin molassique bavarois et autrichien, fortement subsident, est lié à la mise en place des nappes austroalpines.

A. massif de l'Aar, servant de repère. Il montre la progression des nappes alpines vers le N. On constate l'affaissement corrélatif du fond du bassin (flèche) par flexion au S (bassin flexural) et failles normales au N.

Le pointillé gras indique, pour chaque stade, la trace du clivage qui donnera la structure charriée du stade suivant.

structures d'extension et qu'il pourrait ainsi être remplacé par des fossés d'effondrement comme celui de la Bresse, mais cette interprétation est discutable, ce fossé relevant d'un autre processus.

En effet, ce fossé et le bassin du Bas-Dauphiné, tout en ayant la situation de bassins molassiques d'avant-chaîne, obéissent à une logique différente car ils jalonnent un axe de distension Allemagne-Provence. Cet axe est fait d'une série de rifts mis en place à l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur. Par la suite, c'est-à-dire au Néogène, celles de ces structures en creux qui étaient les plus proches de l'axe alpin ont été affectées par un processus d'affaissement par flexion, certainement moins net qu'en Suisse mais suffisant pour que, dans chacun, l'aire de subsidence déborde les limites du graben paléogène primitif. Ce processus rappellerait donc en plus petit celui que nous avons évoqué à l'origine du bassin parisien. Il a contribué à dessiner, du Bas-Dauphiné à la Méditerranée, une sorte de gouttière subsidente faite d'ombilics successifs (Valence, Valreas, Digne, Bas-Rhône), gouttière qui a permis à la transgression miocène d'atteindre le bassin suisse.

3.5.2 Le bassin du Pô (bassin padan) (fig. 3.40 à 3.42)

Son histoire et son organisation sont beaucoup plus complexes que celles du bassin molassique suisse car il subit les influences successives des Alpes et de l'Apennin, influences qui s'exercent dans deux zones de subsidence différentes.

L'influence alpine s'exerce à l'Oligocène et au début du Miocène (Aquitarien). On trouve en effet, sur la bordure W et NW du bassin, une série sédimentaire de cet âge qui s'épaissit en direction des Alpes et parallèlement à elles (fig. 3.40). Ces sédiments affleurent dans la région de Côme.

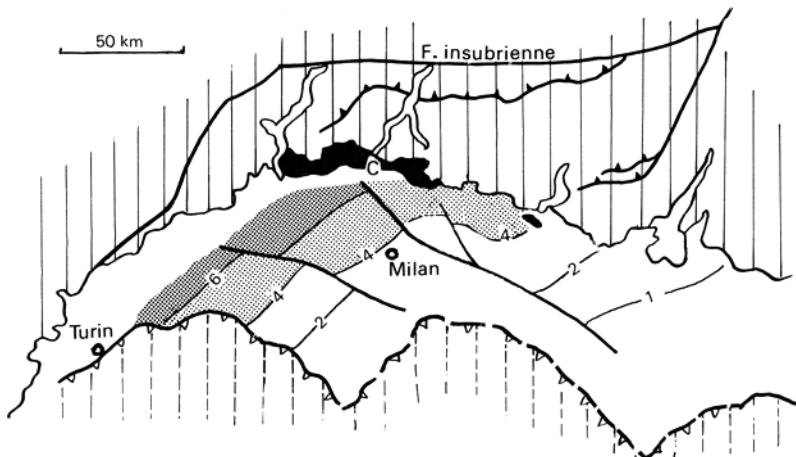


Fig. 3.40 Subsidence oligo-aquitanaise dans le bassin du Pô (d'après Ménard, 1988, simplifié).

Elle est directement en rapport avec l'évolution alpine et pas encore avec celle de l'Apennin. On remarquera le parallélisme grossier qui existe entre les isobathes (en km) et la faille insubrienne.

En noir, affleurements actuels de l'Oligo-Aquitarien dans la région de Côme (C).

Cette série oligo-aquitaniennne succède immédiatement à la phase de plissement des zones internes alpines dont certaines unités ont une vergence padane (p. 270, 275). Les molasses de Côte représentent donc le remplissage d'un banal bassin de flexion.

Au Miocène supérieur, une nouvelle phase affecte surtout la zone externe alpine et achève la mise en place des grandes nappes penniques et austroalpines sur le versant W et N des Alpes, déclenchant alors la subsidence du bassin molassique suisse évoqué précédemment, qui prend ainsi le relais de celui du Pô sur l'autre versant de la chaîne.

L'influence apenninique s'exerce surtout à partir du Miocène moyen-supérieur¹. La nouvelle subsidence qui se manifeste alors dans toute la partie orientale du bassin padan est liée, chronologiquement et géométriquement, à la mise en place des nappes apenniniques.

Chronologiquement, car la subsidence ne devient active qu'après le Tortonien, à partir duquel les dépôts padans contiennent des olistolites des nappes les plus élevées de l'édifice apennin (nappes ligures) (fig. 3.41). Ce régime se prolonge et s'active pendant le Pliocène dont les sédiments sont, par ailleurs, discordants sur les structures antérieures (phase finimiocène).

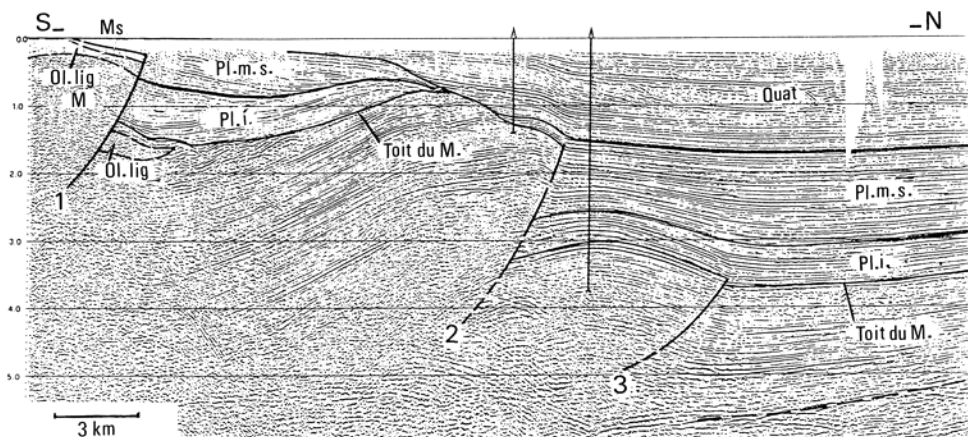


Fig. 3.41 Profil de sismique-réflexion dans le S de la plaine du Pô, en bordure de l'Apennin (d'après A.W. Bally, *Seismic express. of Structur. Style*, Am. Ass. Petr. Geol., 1983, § 3-4-1, 15).

La subsidence post-tortonienne se lit dans l'épaisseur des dépôts visibles à droite de la figure. Elle est accompagnée de mouvements chevauchants de l'Apennin qui déforment le Néogène.

Remarquer les olistolites des nappes les plus élevées de l'Apennin (ou nappes ligures) dans le Miocène supérieur, et la migration des dépôts (Pliocène inférieur, au front de la faille 1. Pliocène moyen-supérieur, au front des chevauchements, 2 et 3. Quaternaire, au N des précédents).

Pl i, m, s. Pliocène inférieur, moyen, supérieur, M. Miocène, Ol. lig. Olistolites de matériel ligure.

Échelle des hauteurs en secondes temps double.

1. Les sédiments antérieurs sont déjà incorporés aux plis frontaux apenniniques.

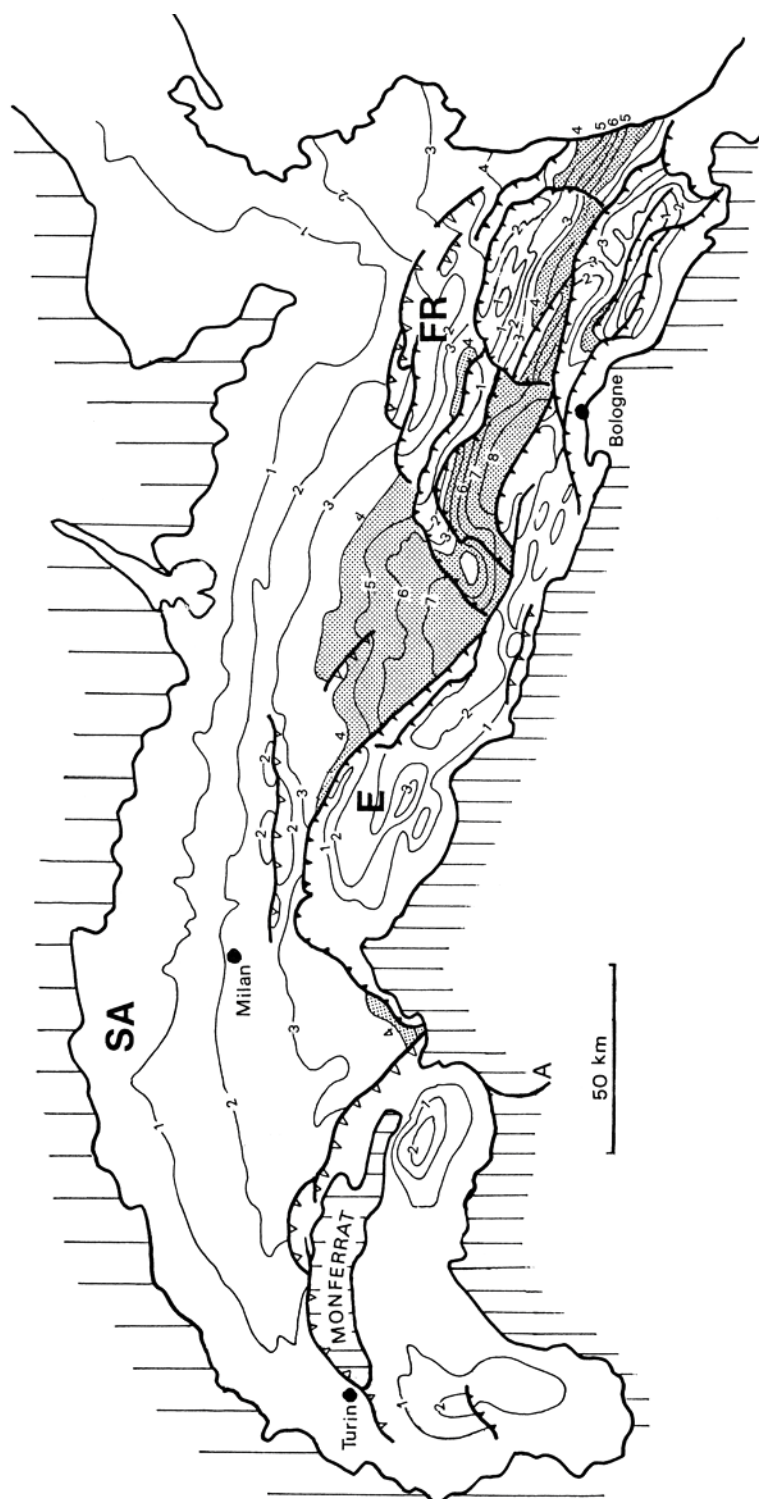


Fig. 3.42 Le bassin padan plio-quaternaire et ses structures (adapté de Pieri et Groppi, 1981, Castellarin et Vai, 1986).

Les isobathes (en km) sont ceux de la base de la série pliocène.

Le bassin est fait de deux parties : au N, le « monoclinale sudalpin » (SA), qui s'enfonce régulièrement vers le S jusqu'à des profondeurs de 12 km pour le socle, 7 à 8 km pour la base de la série plio-quaternaire.

Au S, le front des nappes apenniniques, masqué par le remplissage sédimentaire du bassin. Ce front est plissé : plis du Monferrat, d'Émilie (E) et de l'arc Ferrare-Romagne (FR) et les bassins correspondants sont dits « transportés ».

Géométriquement, car la subsidence est maximum (7 à 8 km pour le seul Plio-Quaternaire) là où les nappes apenniniques sont les plus épaisses et le mieux représentées, c'est-à-dire dans l'Émilie et la Toscane (fig. 3.42).

Ainsi, depuis le Pliocène, le bassin padan comprend-il deux parties (fig. 3.42) :

- *une partie nord*, le « monoclinal sudalpin », qui s'enfonce régulièrement vers le S jusqu'à des profondeurs de 12 km pour le socle ;
- *une partie sud*, où les sédiments masquent le front des nappes apenniniques, plissées en arcs successifs (arcs du Monferrat, d'Émilie et de Ferrare-Romagne), à vergence N et correspondant à autant de larges écailles empilées. C'est précisément là où cet empilement est maximum que l'affaissement du fond du bassin est le plus fort.

Dans la partie extérieure au front apenninique, l'affaissement s'accompagne de failles normales qui se retrouvent sur la bordure alpine ceinturant le bassin et qui sont peut-être encore actives (« arc piémontais » des séismes alpins).

Ce bassin padan a également l'intérêt de donner des exemples de bassins « transportés », car une partie du complexe sédimentaire se développe sur le dos de chevauchements actifs (FR, fig. 3.42, ou bassin situé entre les failles 1 et 2 de la fig. 3.41) (bassins dits en « *piggy back* »).

Chapitre 4

Les marges continentales divergentes (ou passives)

On sait que les continents se prolongent sous la mer par le « *plateau continental* », profond de 200 m au maximum, sous lequel le Moho est à 25-30 km de profondeur, puis on passe au *talus continental* (bien que la pente n'y dépasse guère 3 à 5° en général) au niveau duquel l'épaisseur de la croûte diminue rapidement. En une centaine de kilomètres on passe ainsi aux plaines abyssales à croûte océanique.

Les marges continentales correspondent à cette zone de transition entre lithosphère continentale et océanique. Elles résultent de la fracturation d'une croûte continentale jadis continue, fracturation suivie de l'évolution distensive de la fissure originelle, c'est-à-dire d'un rift. Dans ce processus, les deux marges apparues s'éloignent progressivement l'une de l'autre (marges « divergentes »), et ceci de façon passive (marges « passives »). Elles ne montrent donc aucune activité sismique. En revanche, le régime distensif peut être cause d'un volcanisme abondant.

On peut en distinguer plusieurs types en fonction du magmatisme contemporain de leur formation, de l'orientation des structures et de l'environnement géodynamique dans lequel elles apparaissent.

Nous partirons des marges encadrant la mer Rouge, les Afars et le golfe d'Aden, parce qu'on y voit les stades progressifs de l'ouverture d'un continent depuis le stade de simple « fissure crustale » (rift à fond océanique) jusqu'à celui de « golfe océanique ». La fissuration originelle y a été également accompagnée d'un volcanisme suffisamment abondant pour qu'on parle de « marge volcanisée »

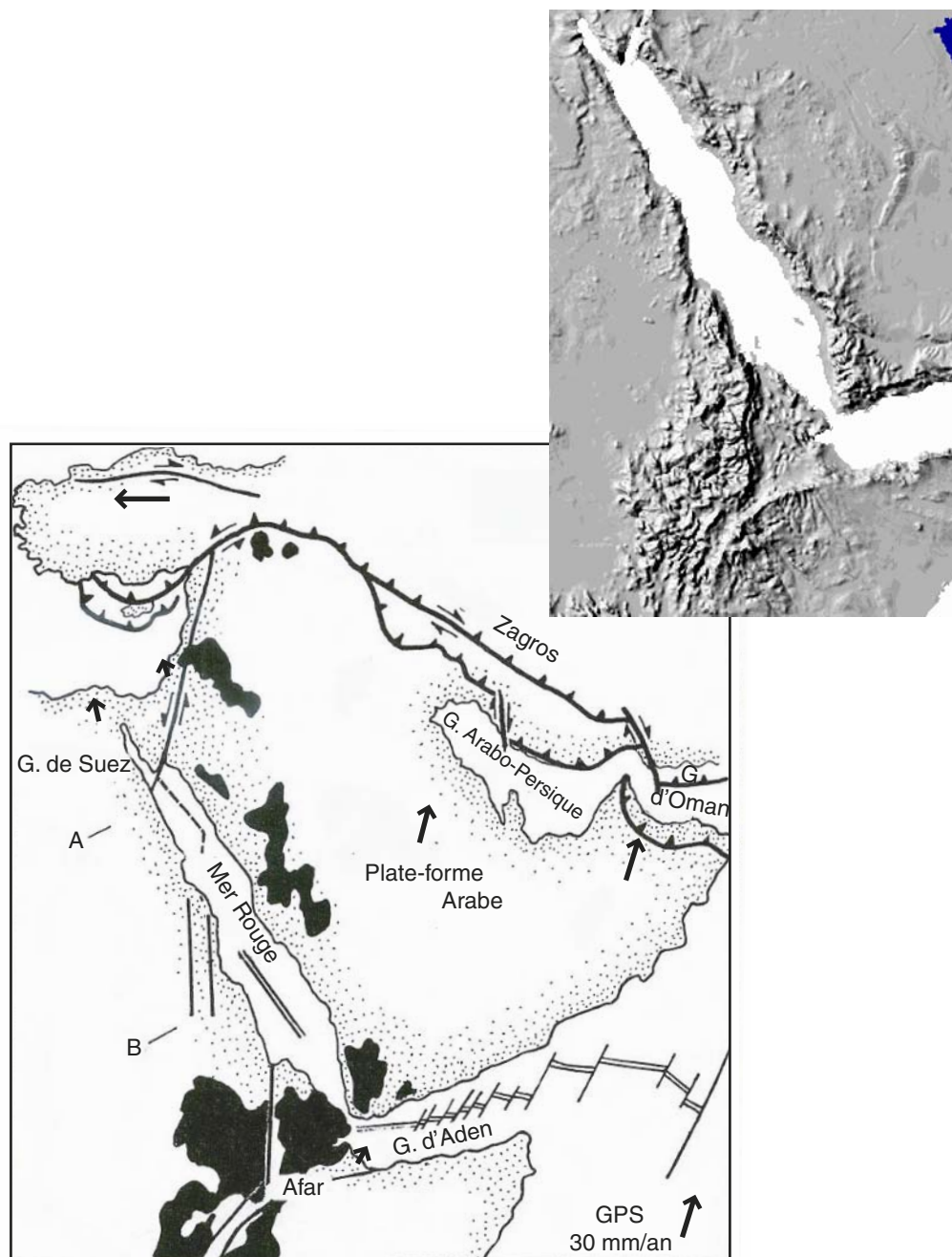


Fig. 4.1 La mer Rouge, les Afars et le golfe d'Aden dans le cadre structural du bloc arabe (inspiré d'Ott d'Estéveu, 1987).

Noir : volcanisme, flèches : sens de déplacement du bloc arabe mesuré par GPS, A, B : traces des coupes de la figure 4.3. MNT GTOPO.

4.1 L'ENSEMBLE MER ROUGE – AFARS – GOLFE D'ADEN : UN EXEMPLE DE MARGE VOLCANISÉE (fig. 4.1)

4.1.1 La mer Rouge

Elle prolonge au S le golfe de Suez mais également le golfe d'Aqaba, c'est-à-dire la zone transformante du Jourdain dont on verra plus loin l'influence structurale. Vers le S, la structure de la mer Rouge s'interrompt et, décalée vers l'W (disposition en échelon), se retrouve dans le territoire des Afars.

a) L'évolution structurale

Les premiers sédiments syn-rift de ses bordures sont, localement, de l'Oligocène, ailleurs, du Miocène inférieur ou moyen. L'ouverture oligocène a été accompagnée de la mise en place de nombreux dykes de basaltes et de gabbros parallèles à l'allongement général du fossé (fig. 4.2) et, dans la partie S de celui-ci, de masses importantes de rhyolites, avec même de petits corps granitiques, qui indiquent que la croûte était toujours continentale.

Ce volcanisme correspond à l'expression superficielle d'un point chaud initialement centré sur l'Éthiopie, responsable de l'épanchement des trapps formant les plateaux d'Éthiopie et du Yémen (fig. 4.2). La présence de ce volcanisme sur la seule rive arabe suggère que la distension permettant la remontée du manteau supérieur était un processus dissymétrique de celui ouvrant le rift originel.

À l'Oligocène, le soulèvement des bordures était encore faible à nul car tous les sédiments sont alors à grain fin.

Vient ensuite une période de quiescence de 10 Ma, c'est-à-dire jusqu'à la fin du Miocène qui connaît le même épisode évaporitique que le golfe de Suez. Jusque-là, donc, l'histoire de la mer Rouge se confond avec celle de ce golfe.

Au début du Pliocène, l'ouverture s'effectue au sud du golfe d'Aqaba (liée au coulisement sénestre de la faille du Jourdain) et dans la mer Rouge, tandis que le golfe de Suez y échappe (p. 60). Cette étape de distension plio-pléistocène est bien marquée par de nombreuses discordances dans les séries sédimentaires correspondantes, puis par le soulèvement des bordures du fossé à des altitudes de 2 000 à 3 000 m et par un puissant volcanisme (basaltes alcalins à olivine et enclaves de roches crustales, datés de 0,3 à 0,9 Ma), volcanisme toujours limité à la bordure orientale du fossé (fig. 4.2). La microséismicité indique que l'extension est toujours active le long de l'axe de la mer Rouge.

b) La structure actuelle

Dans la partie S de la mer Rouge seulement, il y a apparition d'une néocroûte de type océanique, large de 5 à 6 km, bien repérable par sa minceur (10 km) et ses bandes d'anomalies magnétiques (fig. 4.3). L'apparition de cette croûte est contemporaine de la crise plio-pléistocène. Entre cet axe néo-océanique et les bordures franchement continentales, existe un domaine large de 50 à 100 km, masqué en grande partie par la mer, des sédiments détritiques ou des constructions récifales.

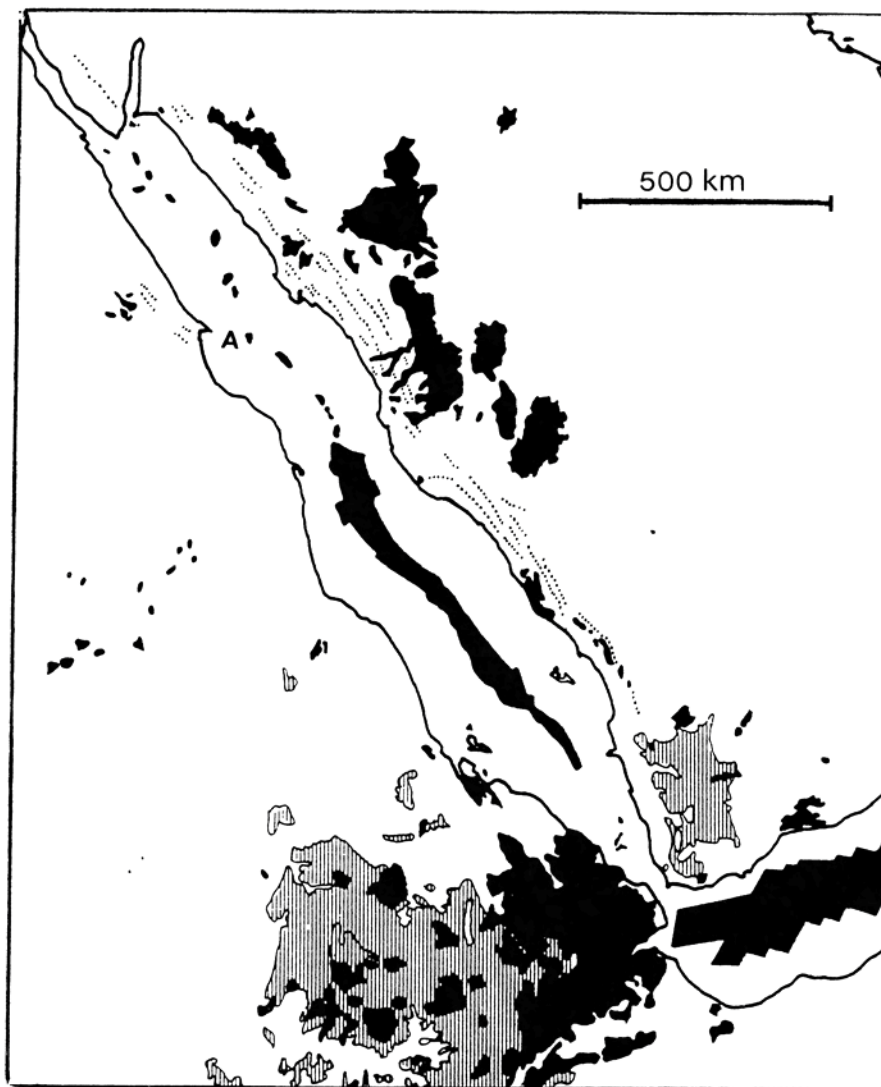


Fig. 4.2 Le volcanisme de l'ensemble mer Rouge-Afars-golfe d'Aden (d'après Bayer *et al.*, 1989, complété et simplifié).

En hachuré vertical : volcanisme alcalin contemporain de l'ouverture du rift initial (30-10 Ma). Le long de la mer Rouge, il est surtout constitué d'essaims de dykes basaltiques et gabbroïques datés de 22 Ma (en pointillés).

En noir : volcanisme contemporain de l'ouverture de la mer Rouge (alcalin à tholéitique) (5 Ma - actuel).

A. Ile de Zabargad.

La croûte y a une épaisseur croissant de 10 à 20 km quand on s'éloigne de l'axe de la mer Rouge. Sa nature est discutée. Il s'agit probablement d'une croûte continentale profonde. Les rares affleurements (comme celui de l'île de Zabargad) montrent

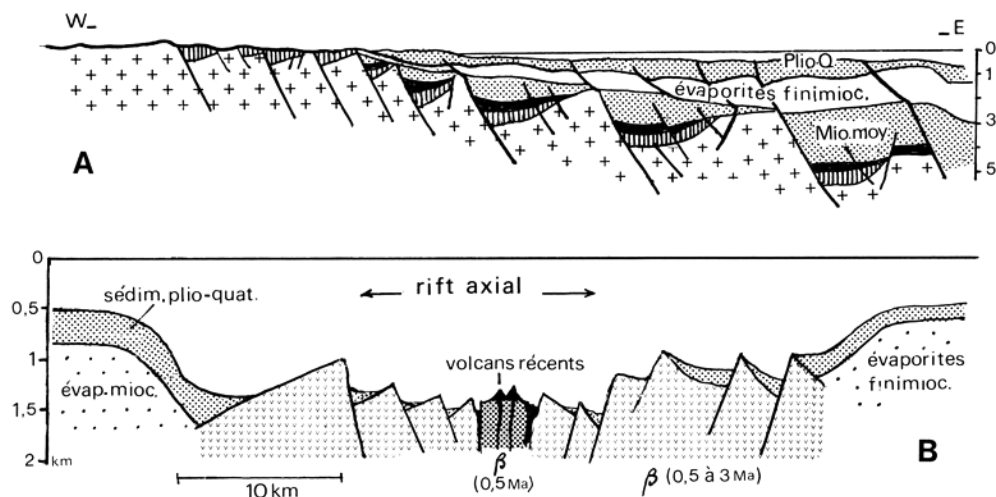


Fig. 4.3 Structure de la mer Rouge.

A. Coupe du bord W du fossé, dans la région de Safaja (A de la fig. 4.1) (d'après Ott d'Estéveu *et al.*, 1987, simplifié).

On y retrouve le style tectonique et les formations sédimentaires du golfe de Suez (comparer avec la fig. 3.9). En noir, l'Oligocène. En hachurés, les sédiments anté-oligocènes.

B. Coupe du fossé axial vers le 19° parallèle (B de la fig. 4.1) (d'après T. Juteau, simplifié).

Ce fossé est limité par deux gradins implantés sur une puissante masse d'évacorites miocènes recouvertes de 200 à 300 m de sédiments plio-quaternaire. Leur socle est inconnu.

Le fossé lui-même est fait de blocs basculés plus ou moins symétriques, limités par de grands plans de faille atteignant jusqu'à 600 m de hauteur, inclinés de 60° vers l'axe, plans sur lesquels on a pu draguer des basaltes tholéitiques.

Dans l'axe du fossé, on peut observer une bande de basaltes récents (âge inférieur à 500 ans), large de 4 à 5 km, séparée des gradins voisins par des fosses linéaires profondes. En fait, tout le fossé est haché de failles de distension, plus ou moins ouvertes, parallèles à son allongement, et de failles transverses.

Au centre, la zone d'extension elle-même, large de 0,5 à 1 km, est jalonnée de petits volcans récents montrant un empilement de pillow-lavas en tubes allongés.

Toute la zone axiale montre des anomalies magnétiques grossièrement symétriques remontant jusqu'à 1,5 à 2 Ma. Après quoi, elles sont absentes sous les sédiments et les évaporites. Elles permettent de calculer que l'expansion moyenne a été de 1,6 cm par an pour les deux derniers millions d'années, comme pour la dorsale atlantique (dorsale lente). Cette analogie permet de comparer le fossé axial de la mer Rouge avec le rift de la dorsale atlantique.

des péridotites mantelliques à filons de diabase et de gabbro, injectées dans des gneiss à faciès granulite et des amphibolites qui représentent la base de la croûte continentale amincie par distension. Cette « océanisation » d'une croûte continentale pourrait avoir débuté vers – 13 Ma, alors que le phénomène distensif débute, comme on l'a dit, à l'Oligocène supérieur (25 Ma).

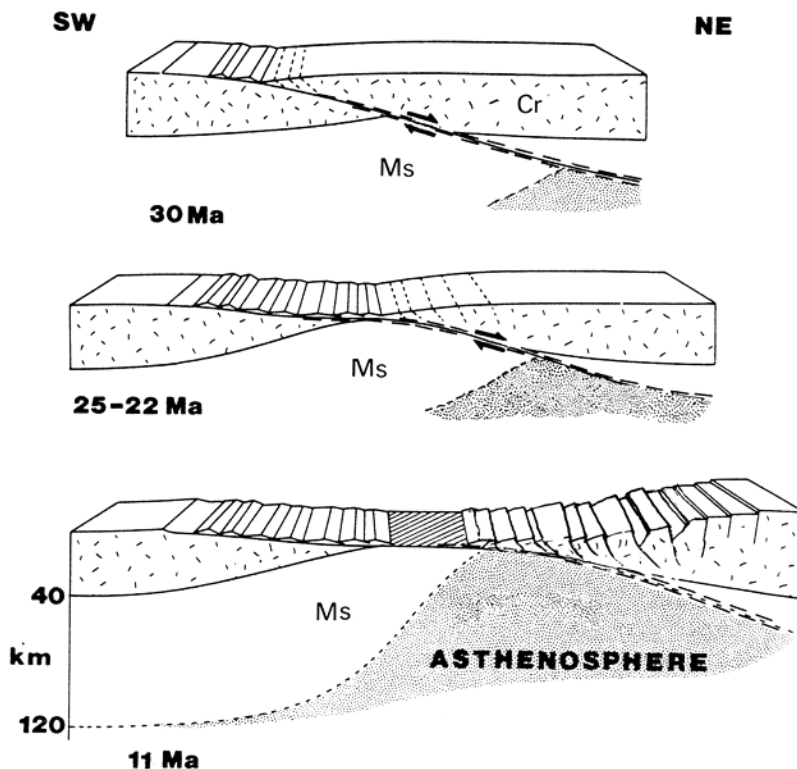


Fig. 4.4 Ouverture de la mer Rouge, entre l'Oligocène et le Miocène moyen, par amincissement crustal dissymétrique.

La remontée du manteau supérieur (MS) sous la marge NE explique la concentration du volcanisme qu'on y observe.

Sur les marges, la structure est celle de blocs délimités par des failles normales. Leur disposition est symétrique dans la partie N de la mer Rouge, mais devient franchement asymétrique vers le S, avec des blocs étroits tous basculés dans le même sens (*fig. 4.4*).

À cette asymétrie de structure, s'ajoute celle qui résulte de la répartition du volcanisme (à l'E seulement) et du soulèvement des bordures (un peu plus net à l'E). Dans ces conditions, les interprétations actuelles retiennent un modèle de distension par surface de cisaillement à faible pendage (*fig. 4.4*).

4.1.2 L'Afar

L'Afar est un domaine complexe où l'ouverture océanique se superpose à un point chaud.

La fissure crustale de la mer Rouge disparaît vers le 14^e parallèle mais elle est relayée vers l'W par une fissure en échelon de même orientation, l'*Afar N*, qui se développe entre le plateau éthiopien, à l'W, et un plateau moins élevé, à l'E, dit « horst » danakil (*fig. 4.5*).

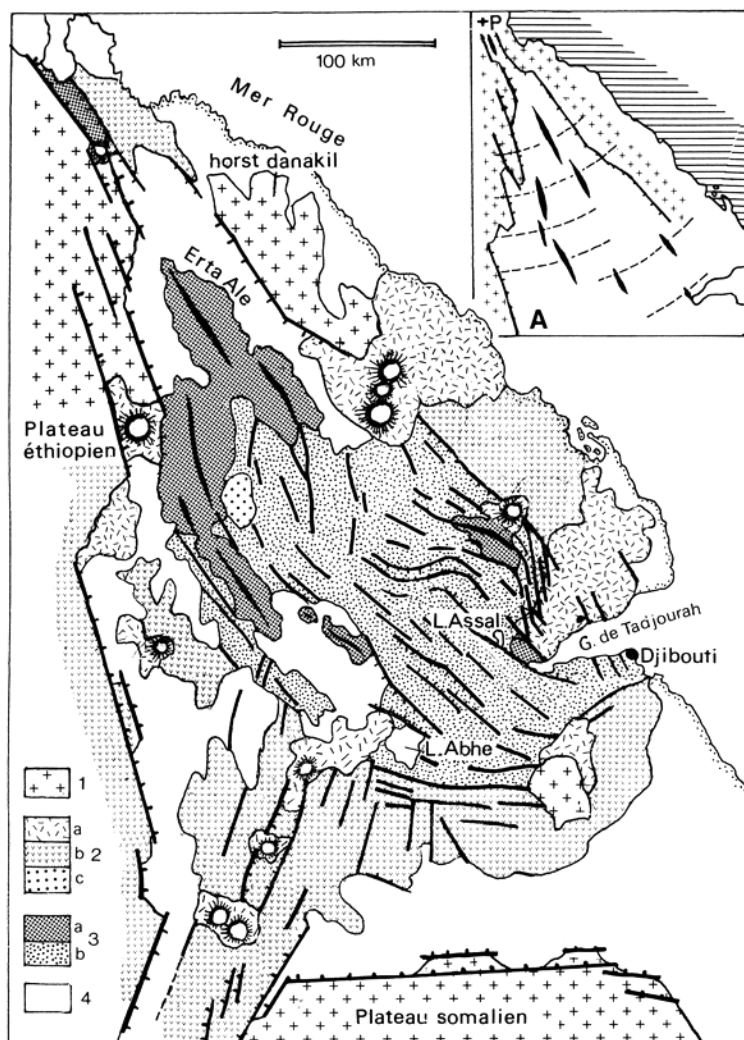


Fig. 4.5 Schéma structural du territoire des Afars (inspiré de J. Varet, 1975, simplifié et modifié).

1. Substrat précambrien.
2. Volcanisme alcalin des plateaux et des bordures du fossé (a. acide, b. basique, c. granite miocène).
3. Volcanisme à tendance tholéitique (a. principaux massifs axés sur des fissures, b. volcanisme tabulaire, en général sans appareils bien nets).
4. Sédiments secondaires, tertiaires et quaternaires.

En A, figure montrant que l'orientation des principaux massifs volcaniques du fossé des Afars est commandée par une ouverture se faisant autour du même pôle de rotation (P) que le horst Danakil.

Le rifting et l'affaissement du fossé danakil commencent, comme pour la mer Rouge, à l'Oligocène supérieur, vers – 25 Ma, âge des laves mises alors en place. Ce

sont des basaltes alcalins très fluides (trapps), souvent subaquatiques, qui affleurent sur les bords du fossé. Ils sont associés à des sédiments continentaux, lacustres, marins ou évaporitiques, mais aussi à un volcanisme rhyolitique alcalin, abondant (trachytes, rhyolites, ignimbrites, et même granite), témoignant de l'existence d'une croûte continentale et du fonctionnement d'un point chaud.

Après une certaine phase de quiescence, une nouvelle distension reprend à une époque récente, encore mal précisée. La croûte continentale se déchire en donnant une fissure axiale à croûte de type océanique décelée par la géophysique (importante anomalie magnétique et vitesses sismiques). Cette croûte n'est pas visible, coiffée par l'important massif volcanique de l'Erta Ale, toujours actif, qui paraît prendre naissance vers 1,2 Ma, mais peut cacher du matériel volcanique plus ancien. Les produits de ce volcan fissural font transition entre basaltes alcalins et tholéitiques, avec des produits de différenciation acides (trachytes et rhyolites) : ils peuvent donner une idée du passage d'un magma continental à un magma de dorsale.

Entre cette fissure axiale « océanique » et le rebord du plateau éthiopien ou danakil, à croûte continentale, existe un domaine large de 75 à 100 km où les données géophysiques indiquent, comme en mer Rouge, une croûte continentale amincie mais ce domaine est ici enfoui sous les formations volcaniques récentes. En effet, le volcanisme axial n'empêche pas l'activité de centres plus latéraux où coexistent toujours basaltes et rhyolites.

Le soulèvement des bordures est intense (4 000 m en Ethiopie, 3 000 m au Yemen).

Le sud de l'Afar est une région plus complexe où la distension est plus diffuse. La zone axiale océanique de l'Afar N est relayée par de nouveaux sillons en échelon, tant vers l'W que vers l'E, toujours couronnés d'édifices volcaniques actuels à récents et de chimisme à tendance océanique, fonctionnant parallèlement à des centres latéraux alcalins (basaltes et rhyolites).

La structure tectonique, commandée par d'innombrables failles de distension (*fig. 4.6*), se complique aussi en donnant une série de rifts emboîtés (« rifts en rifts »), mais on voit leurs orientations s'incurver et devenir EW dans le golfe de Tadjura, passant ainsi aux structures du golfe d'Aden. Il y a donc continuité structurale entre l'Afar et ce golfe et pas du tout avec le rift est-africain qui est recoupé par les structures EW dans la région du lac Abhe (*fig. 4.5*). Toutefois sa présence est certainement responsable de l'étalement et de l'émiettement de la fissure crustale de l'Afar N dans l'Afar S.

4.1.3 Le golfe d'Aden

C'est un golfe océanique où la croûte océanique affleure de plus en plus largement vers l'E et où apparaît finalement la dorsale de Carlsberg (dorsale de l'océan Indien). L'ouverture du golfe d'Aden est plus ancienne que les structures précédentes, car la croûte océanique y apparaît déjà au Miocène (– 10 Ma).

Dans le golfe de Tadjura, les leviers bathymétriques, magnétiques et gravimétriques permettent d'identifier plusieurs sillons étroits, à caractères océaniques, décalés par des failles transformantes de direction NE (dont les plus occidentales ont été sismiques en 1973) (*fig. 4.6*). On peut y voir les premières ébauches du rift d'une dorsale.

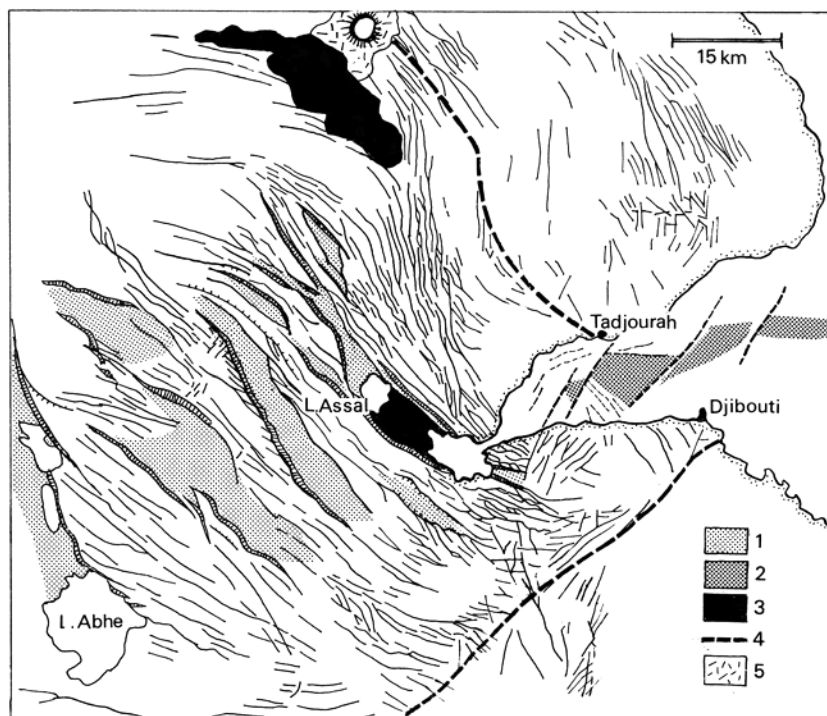


Fig. 4.6 Schéma structural des environs de Djibouti (passage de la fissure crustale des Afars au golfe océanique d'Aden) (d'après Boucarut *et al.*, 1980, simplifié).

1. grabens, 2. croûte océanique du golfe d'Aden, 3. massifs volcaniques à tendance tholéitique, 4. bordure du fossé des Afars, 5. volcanisme alcalin acide des bordures.

À terre, et décalé dans le même sens, se trouve le rift « axial » du lac Assal, jalonné de volcans très récents, qui constitue une des dernières manifestations, vers le SE, des fissures crustales des Afars. On a donc là, sous l'effet d'une série de transformantes, le passage au golfe océanique d'Aden.

L'ensemble du rift Est-Africain – mer Rouge – golfe d'Aden correspond donc à trois limites de plaques divergentes, limites disposées en étoile à partir d'un point triple localisé dans l'Afar, dans le secteur du point chaud éthiopien. De plus, les premières traces du rifting sont contemporaines de l'apparition de ce point chaud, ce qui a incité de nombreux auteurs à y proposer une relation de cause à effet, la remontée du matériel mantellique dans le panache chaud provoquant la divergence lithosphérique¹

1. Dans les océans plus anciens, et en particulier l'océan atlantique, on retrouve également une association entre points chauds et formation des marges continentales divergentes. Ainsi l'Atlantique sud s'est ouvert au Crétacé inférieur à la suite de l'apparition du point chaud du Parana (*fig. 2.5*), l'Atlantique nord au Tertiaire à la suite de l'apparition du point chaud actuellement centré sur l'Islande. L'Atlantique central, pour sa part, s'est formé au début du Jurassique (200 Ma) à la suite de la mise en place d'un réseau filonien gigantesque que l'on suit depuis l'Amazonie jusqu'au Canada, et du golfe de Guinée à l'Espagne.

(rifting dit actif par opposition au rifting dit passif où c'est l'écartement des lèvres lithosphériques qui provoque la remontée du manteau).

Le volcanisme lié au point chaud ne s'exprime pas de la même manière dans les différentes parties de cet ensemble. Dans les Afars, où le volcanisme est le plus volumineux, le point chaud produit une croûte de nature océanique mais beaucoup plus épaisse, à la manière de l'Islande sur la dorsale Nord-Atlantique. Par contre, le long de la mer Rouge, le volcanisme s'exprime essentiellement par un réseau filonien.

Quand la marge continentale s'est formée à proximité immédiate du panache du point chaud, elle a présenté des caractéristiques particulières qui définissent les marges passives volcaniques et qui seront probablement, plus tard, celle du secteur de l'Afar. En particulier, on y observe, en surface, des empilements de coulées volcaniques inclinées vers l'océan (en anglais : SDR, *Seaward Dipping Reflector*) qui correspondent à des blocs basculés vers l'océan naissant comme le montre le plateau de Voringe en Norvège (fig. 4.7). En profondeur, ces marges volcaniques sont caractérisées par un sous-placage important d'intrusions magmatiques, ce qui s'exprime par une croûte inférieure épaisse et à vitesse sismique élevée (entre 7,5 et 8 km/s) dans la zone de transition continent océan.

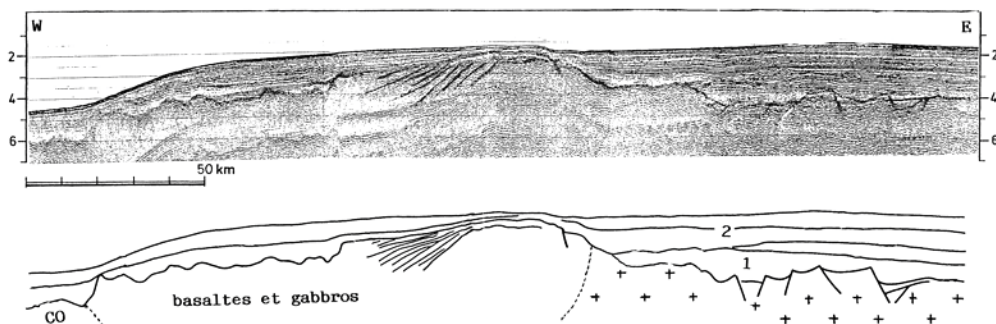


Fig. 4.7 Un exemple de marge passive volcanique, le plateau de Voringe (Norvège) (d'après Eldhom et *al.*, Proc. of the Oc. Drill. Program. Sc. Results, 1989, 104, simplifié).

La transition continent-océan est marquée par une épaisse série basaltique et gabbroïque (10 à 15 km) montrant des réflecteurs inclinés vers l'océan (SDR).

CO. croûte océanique, 1. sédiments syn-rift, 2. sédiments post-rift.

4.2 MARGES SANS VOLCANISME

4.2.1 La marge armoricaine

Nous prendrons l'exemple de la **marge armoricaine** et, en particulier, de son extrémité NW dite « des **Entrées de la Manche** ».

La figure 4.8 en donne la localisation, la structure en plan et la coupe.

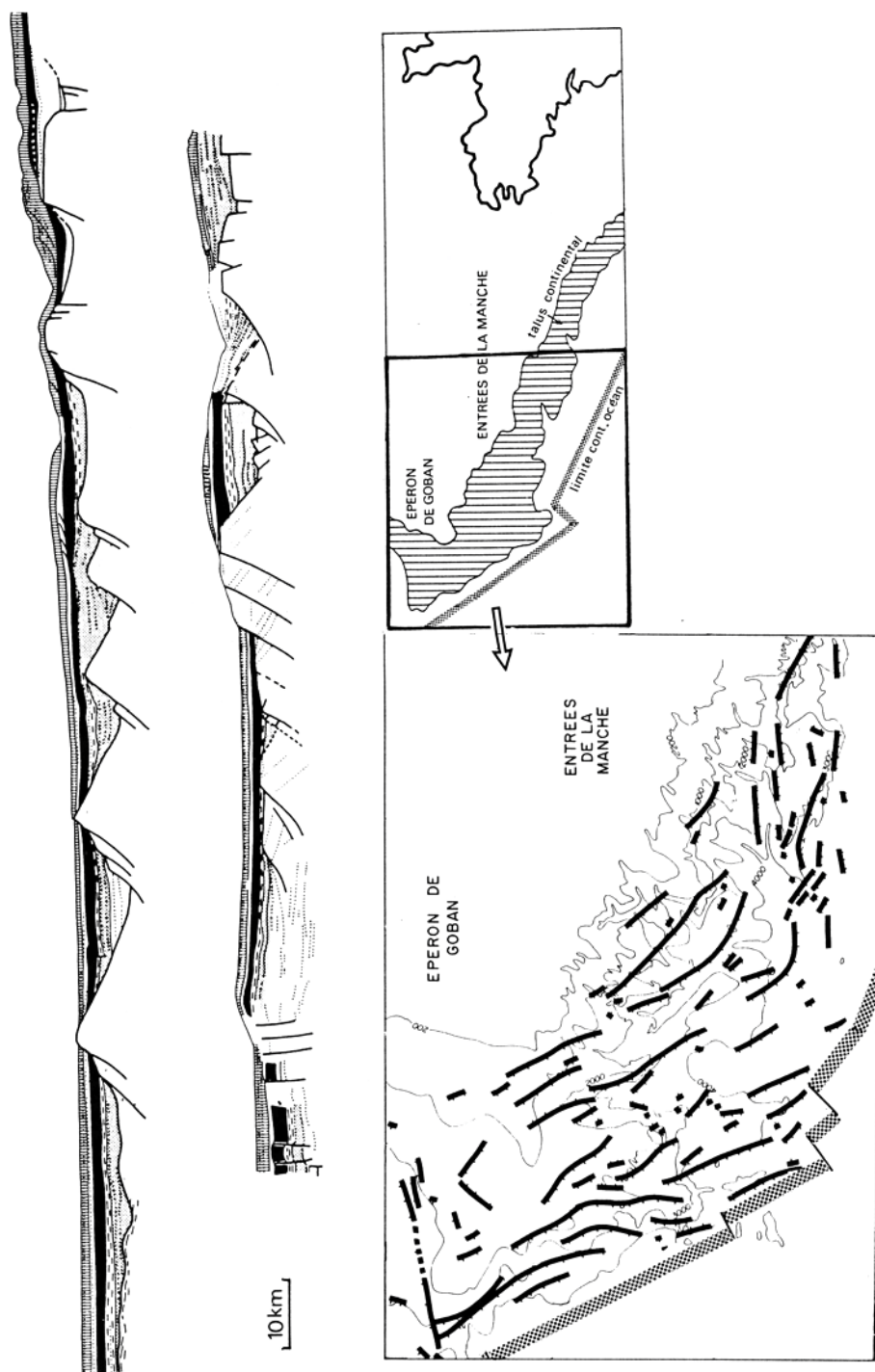


Fig. 4.8 La marge de l'Éperon de Goban et des Entrées de la Manche (d'après Montadert *et al.*, 1979, simplifié, in Boillot *et al.*, 1984).

Sur la coupe, les sédiments syn-rift (Crétacé inférieur) sont en gris. Les couches sus-jacentes vont de l'Aptien supérieur à l'actuel. Sur la carte, les failles normales (d'âge crétacé inférieur) sont indiquées par un trait gras barbulé vers le plan de faille. La bande grise est la limite probable continent-océan.

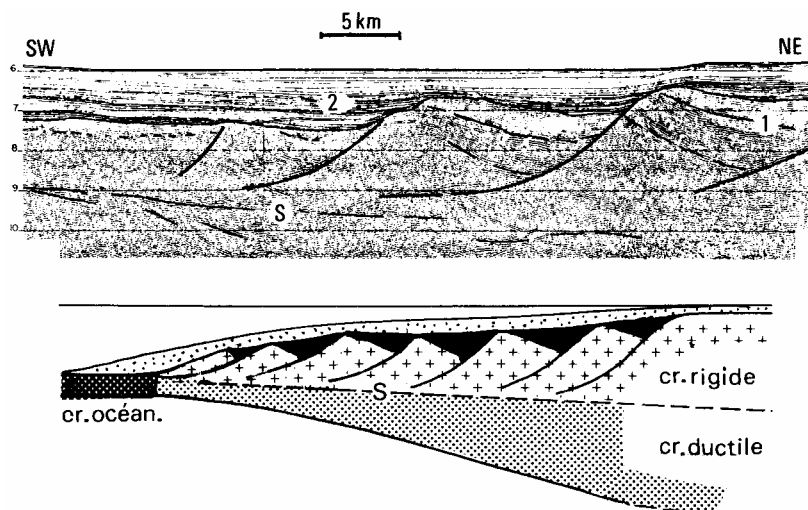


Fig. 4.9 Les marges continentales passives.

En haut : profil de sismique réflexion à travers une marge passive montrant la structure en blocs basculés et surface S (Entrées de la Manche, 300 km à l'W de la pointe du Finistère) (d'après L. Montadert, simplifié, in Boillot *et al.*, 1984).

1. sédiments anté-rift, 2. sédiments post-rift - Aptien supérieur-Eocène). Entre les deux, sédiments synrift.

Échelle des hauteurs en secondes de temps double.

A. Mécanisme d'amincissement de la marge par étirement de la croûte ductile (S. limite croûte rigide-croûte ductile).

La croûte est fragmentée en blocs séparés par des failles normales que les profils géophysiques révèlent très bien, même sous une certaine épaisseur de sédiments (fig. 4.9), mais seulement dans leur partie ou leur trajet supérieur. Dès que l'on s'enfonce dans l'épaisseur de la croûte, ces failles deviennent moins nettes. Leur trajet semble cependant devenir concave vers la surface (failles dites « listriques »), auquel cas le mouvement des blocs qu'elles délimitent est une rotation, ce qui n'exclut pas une fracturation annexe suivant des failles conjuguées.

La rotation le long des failles listriques crée les blocs basculés typiques de ces marges passives. Leur remplissage sédimentaire acquiert une disposition en éventail au fur et à mesure du basculement, ce qui définit la série sédimentaire « syn-rift ». Ces sédiments contiennent souvent des olistolites issus des reliefs de failles. Par opposition, les sédiments antérieurs au rifting (« pré-rift ») sont basculés de manière uniforme et les sédiments postérieurs au rifting (« post-rift ») scellent les failles normales (discordance post-rift).

Sur la marge armoricaine, de nombreux forages scientifiques ont montré que la discordance post-rift, donc l'arrêt de l'amincissement de la lithosphère continentale, est synchrone du début de l'accrétion océanique. À partir de ce moment, la marge continue à s'approfondir sous le seul effet de la subsidence thermique.

Un problème mal résolu est celui de la terminaison de ces failles listriques en profondeur. On pense qu'elles viennent se disposer tangentiellement à la limite entre croûte rigide et croûte ductile (niveau S) (fig. 4.9A).

Mais des dispositions plus complexes encore peuvent intervenir localement. Par exemple, les travaux menés sur le banc de Galice, au large de la côte ouest-espagnole (fig. 4.10) ont montré que, sous les blocs de croûte continentale plus ou moins basculés, existait une assez épaisse couche de péridotites serpentinisées sur lesquelles venaient mourir les failles listriques. Mais le Moho « sismique » est plus bas. Cette disposition est interprétée comme résultant d'une disparition complète de la croûte inférieure ductile, par étirement ou cisaillement, au moment de la naissance de la marge. Cet étirement entraînerait la mise à nu du manteau dans l'axe de la fissure crustale primitive et son contact direct avec la croûte supérieure de part et d'autre de la fissure.

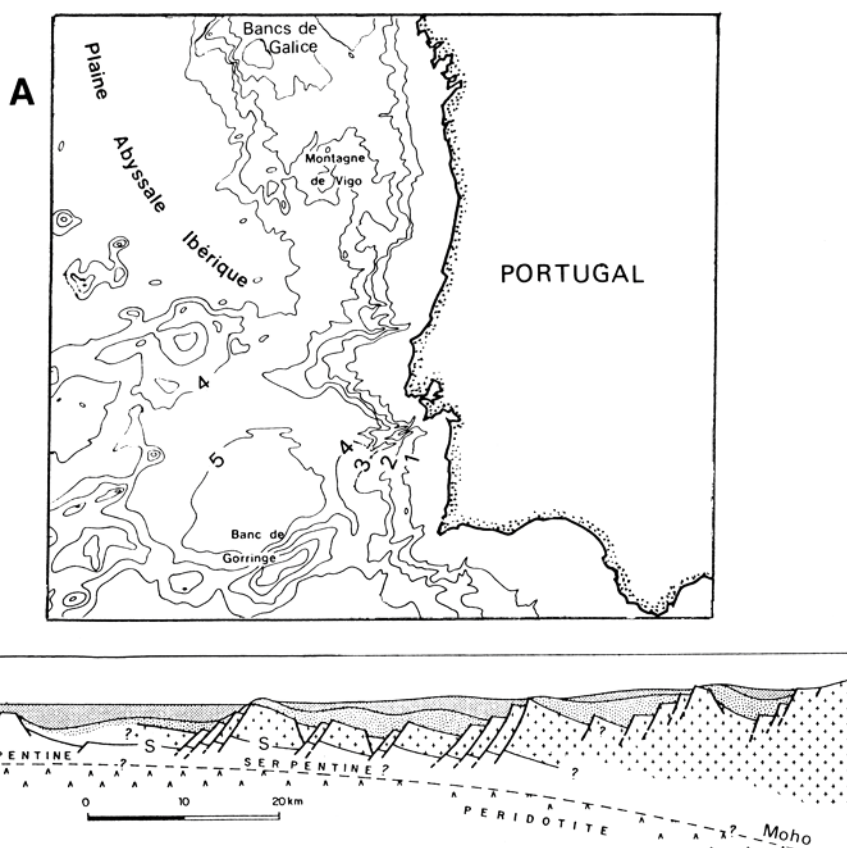


Fig. 4.10 Le banc de Galice (W du Portugal) (d'après Boillot, 1989, simplifié).

A. Schéma de position (isobathes en kilomètres)

B. Coupe de la marge continentale portugaise au niveau du banc de Galice (S. réflecteur sismique supposé être le contact entre la croûte continentale étirée et un épais niveau de serpentinites ayant remplacé la croûte inférieure. Ce réflecteur a été faillé dans les derniers stades du rifting).

De plus, on pense que l'amincissement et la fracturation de la marge continentale étaient suffisants pour qu'il y ait altération hydrothermale *per descensum* du manteau supérieur, ce qui lui conférerait des vitesses sismiques de 6,7 à 6,8 km/sec qui sont celles d'une croûte continentale. Le Moho « sismique » est donc situé plus bas ce qui signifie qu'il passe en fait à l'intérieur du manteau supérieur pétrologique.

En surface, le réseau des failles normales est discontinu et irrégulier (fig. 4.8). On est loin des belles marches d'escalier que suggèrent les coupes. Cette disposition est d'ailleurs à rapprocher de ce que l'on voit sur les bordures de rift (voir fig. 3.5, p. 51).

Par ailleurs, le « regard » des failles listriques n'est pas toujours tourné du côté de l'océan. Grâce à la présence de failles conjuguées, les blocs de la marge peuvent aussi être des horsts plus ou moins symétriques délimitant des grabens, voire des rifts intramarges (fig. 4.15).

Enfin, quand il y a des niveaux d'évaporites antérieurs à la fracturation, ils peuvent servir de niveaux d'amortissement pour les failles listriques et faciliter la rotation ou le basculement des blocs, compliquant ainsi l'interprétation des diagrammes.

Comme il existe toujours une sédimentation post-rift, on en déduit que la fracturation et la rotation des blocs cessent après un certain temps. On considère en général que cet arrêt des mouvements se situe au début de l'accrétion océanique, c'est-à-dire au moment où il y a refroidissement de la marge et détumescence thermique.

4.2.2 Le golfe de Gascogne (fig. 4.11)

La marge armoricaine que nous venons d'examiner limite ce golfe à l'W. Entre cette marge et celle de la côte nord-espagnole, s'étend un bassin triangulaire profond, la plaine abyssale de Biscaye, à croûte océanique caractérisée par l'épaisseur moindre de la croûte et la présence de bandes d'anomalies magnétiques. Ses bordures sont très dissymétriques. La marge armoricaine est large, avec de nombreuses marches d'escalier (marge passive typique), la marge cantabrique est étroite car elle a été affectée de failles chevauchantes contemporaines du plissement de la chaîne pyrénéenne.

La forme triangulaire du golfe de Gascogne témoigne de son ouverture par rotation autour d'un pôle géographiquement proche que l'on précisera plus loin. Pour l'instant, nous allons examiner ses conditions d'ouverture.

Les données de forages sous-marins, jointes aux profils de sismique-réflexion, indiquent que le remplissage sédimentaire a commencé à la fin du Crétacé inférieur (que l'on trouve seulement au NW du golfe). Le golfe était achevé au Crétacé supérieur dont on trouve les sédiments partout.

Ces faits s'accordent bien avec la paléogéographie du bassin d'Aquitaine. En effet, après la grande régression de la fin du Jurassique et du début du Crétacé, la mer revient, à l'Aptien, à partir de l'Atlantique naissant, en dessinant deux golfes (Parentis et Adour) qui s'ouvrent de plus en plus largement vers l'W (fig. 3.25).

On a donc pensé que le bloc ibérique aurait tourné de 30 à 35° par rapport au reste de l'Europe. Cette hypothèse s'accorde aussi avec le fait que les zones structurales hercyniennes du massif armoricain se prolongent en Espagne sans hiatus, de part et

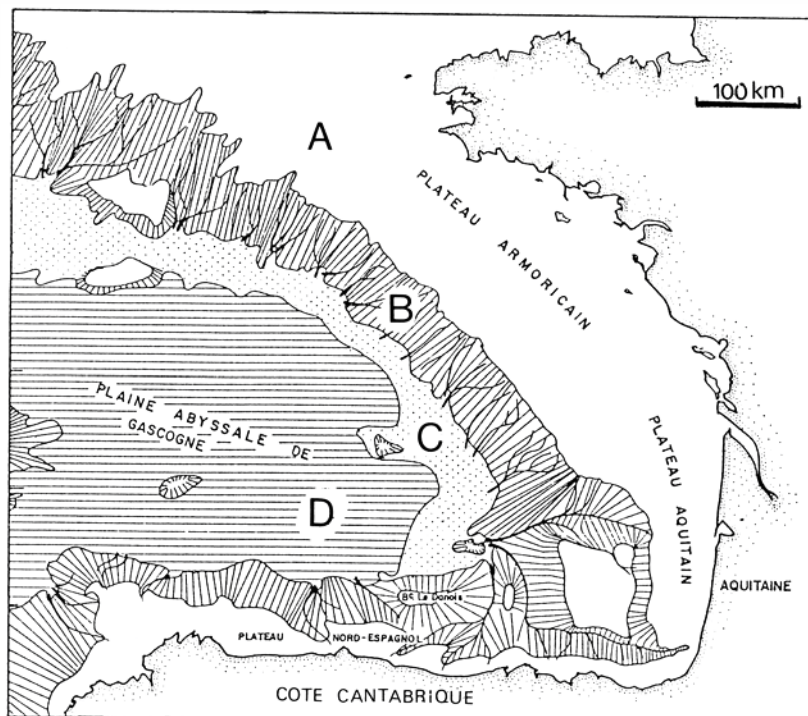


Fig. 4.11 Morphologie du golfe de Gascogne (d'après Rehault, in Boillot, 1984).
A. plateau continental, B. talus continental, C. glacis sédimentaire masquant le contact croûte continentale-croûte océanique, D. croûte océanique (plaine abyssale).



Fig. 4.12 La virgation hercynienne ibéro-armoricaine reconstituée après fermeture du golfe de Gascogne et coulisement de l'Espagne par rapport à la France.

En pointillé, les marges continentales ibérique et armoricaine. Les différents *figurés* représentent les zones structurales hercyniennes. Leur détail est sans intérêt ici.

d'autre du golfe de Gascogne qui n'existait pas alors (virgation ibéro-armoricaine) (fig. 4.12).

L'hypothèse s'appuie aussi sur les *données paléomagnétiques*. Les laves carbonifères et permienes d'Espagne, d'une part, celles du Massif armoricain d'autre part, montrent des déclinaisons magnétiques décalées de 35° suivant une rotation sénestre (anti-horaire). Au contraire, celles du Crétacé supérieur et de l'Éocène donnent des chiffres identiques dans les deux cas. Il y a donc bien eu rotation entre le Permien et le Crétacé.

L'explication repose sur les reconstitutions de la paléogéographie de l'Atlantique à partir des bandes d'anomalies magnétiques (fig. 4.13).

Dans le golfe lui-même, une seule paire pénètre, la 34 (Santonien, 80 Ma). La suivante (33, Campanien, 75 Ma) n'y pénètre pas, ce qui montre que l'accrétion y était terminée.

Pour reconstituer la forme du golfe à cette époque, il suffit de faire coïncider sur une carte les anomalies 33 des deux côtés de l'Atlantique (elles sont actuellement séparées de 1 800 km). En d'autres termes, on reconstitue la dorsale de cette époque, ce qui remet les continents à leur place palinspastique, au Campanien. On constate alors qu'à cette époque, l'Espagne était à 100 km au SSE de l'Europe. C'est le plissement pyrénéen qui, au Tertiaire, refermera ces 100 km.

Pour connaître la place de l'Espagne avant l'ouverture du golfe au Crétacé, on utilise l'anomalie J (= Mo) qui se trouve au large de l'Espagne et qui est de 110 Ma (Aptien supérieur), donc immédiatement antérieure à l'ouverture. En refaisant la même opération que précédemment, on constate que l'Espagne était située à 200 km plus au NW.

Autrement dit, le mouvement de l'Espagne a été double :

- un coulisement sénestre vers le SE de 200 km (Albien-Campanien);
- une migration vers le N de 100 km, post-campanienne.

La première est contemporaine de l'ouverture du golfe : le coulisement de l'Espagne s'est donc fait sur une faille transformante, obligatoirement courbe. Le pôle de rotation était d'abord situé dans le N de la France, *puis se déplaçait peu à peu vers le S, seule façon d'ouvrir le golfe en triangle* (fig. 4.14).

La faille, ou plutôt la zone transformante en question, se retrouverait, très déformée par les actions tectoniques ultérieures, dans la « zone nord-pyrénéenne », effectivement très complexe comme nous le verrons (p. 171).

La seconde, contemporaine du plissement des Pyrénées, fait disparaître toute la partie S du golfe de Gascogne par compression et subduction sous la marge cantabrique. On explique facilement ainsi le style très particulier de cette marge, bien différent de celui de la marge sud-armoricaine. Les deux côtés du golfe de Gascogne sont donc très dissymétriques.

Le mode d'ouverture du bassin triangulaire de Gascogne se retrouve dans un certain nombre d'autres exemples, notamment dans celui du golfe de Gênes (voir p. 148). Ce type de bassin est parfois désigné sous le nom de « sphénochasme ».

Les deux branches de l'anomalie 34 permettent de définir l'ancien axe de symétrie du golfe. Or elles sont plus proches de la côte espagnole : 70 km de croûte océanique manquent au Sud. C'est la partie subductée sous la marge cantabrique. Elle est trop courte pour l'avoir transformée en marge active, avec volcanisme développé.

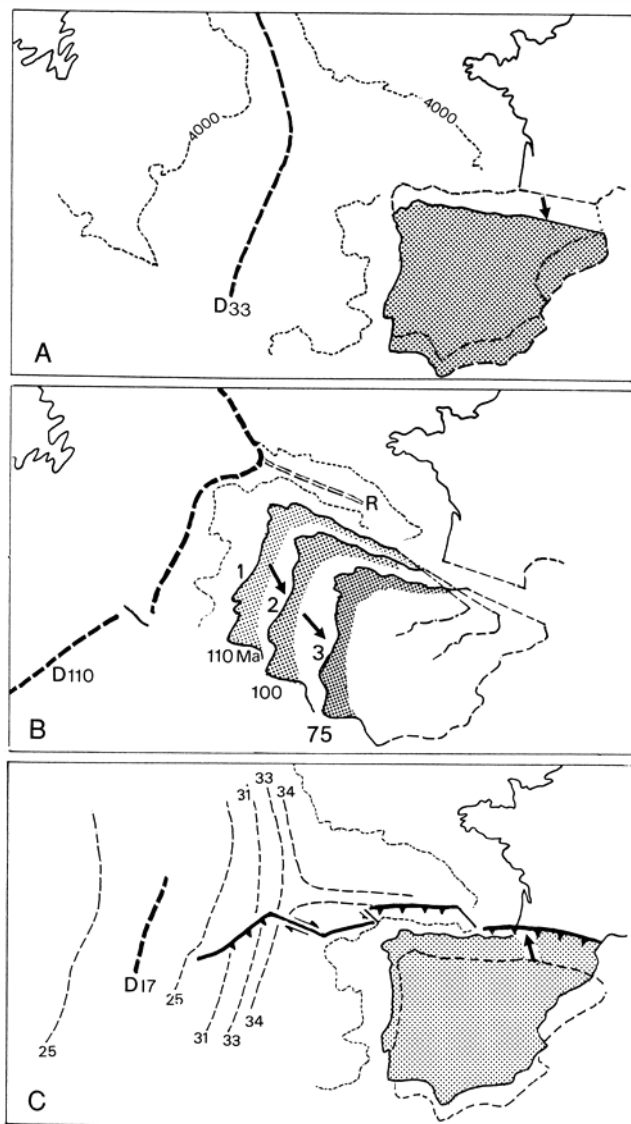


Fig. 4.13 Les mouvements relatifs du bloc ibérique par rapport à l'Europe (d'après Boillot, 1984, simplifié).

A. Reconstitution de l'Atlantique au temps de l'anomalie 33 (75 Ma, Campanien). Pour cela on a fait coïncider les anomalies 33 situées de part et d'autre de la dorsale actuelle. On retrouve ainsi la dorsale campanienne (D33). L'Espagne est déplacée de 100 km vers le S.

B. Reconstitution de l'Atlantique au temps de l'anomalie J (110 Ma, Aptien). Comme précédemment, on a reconstitué la dorsale de l'époque (D110) ce qui amène l'Espagne en position 1. Le trajet de 1 à 3 (200 km environ) sera parcouru entre l'Aptien et le Campanien. En R, le rift intracontinental probable précédant l'ouverture océanique du golfe de Gascogne.

C. Reconstitution de l'Atlantique au temps de l'anomalie 17 (40 Ma, Éocène supérieur). Entre le Campanien et l'Éocène, le bloc ibérique est remonté de 100 km vers le NNW, provoquant ainsi le plissement pyrénéen.

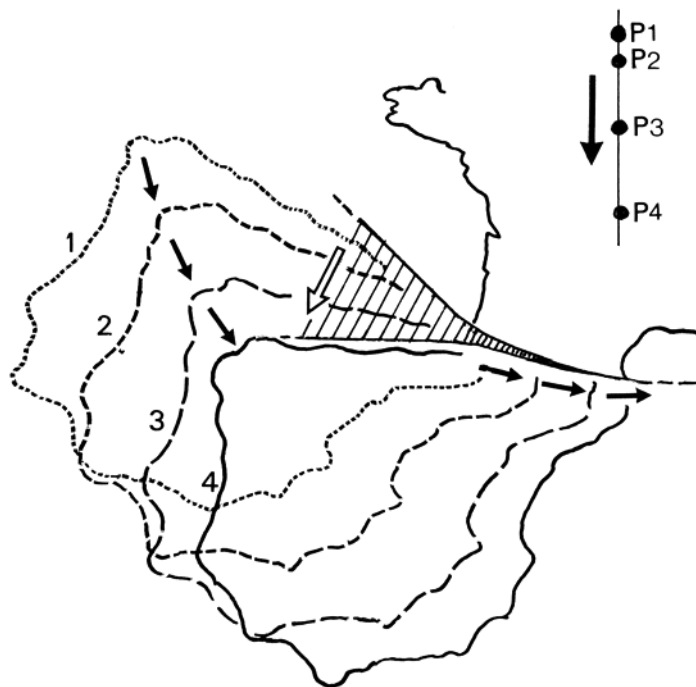


Fig. 4.14 Ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé supérieur par rotation antihoraire du bloc ibérique (d'après Choukroune *et al.*, 1973).

Le pôle de rotation est situé dans le N de la France et se déplace peu à peu vers le S au cours du Crétacé supérieur (P1, P2, P3). Le bloc ibérique coulisse par rapport à l'Europe en même temps qu'il tourne (flèches noires), ce qui ouvre le golfe (flèche blanche). Ce modèle s'accorde également avec les positions du bloc ibérique au Crétacé supérieur (fig. 4.13). La zone de coulissement est, en fait, une faille transformante.

4.2.3 La sédimentation sur les marges passives

Suivant l'abondance de la sédimentation, on distingue des marges *maigres* (2 à 4 km de sédiments) et des marges *nourries* (au-dessus de 4 km).

Les marges continentales maigres ont une topographie variée car leur structure en blocs basculés ou décalés reste visible. Un bon exemple est celui de la marge armoricaine du golfe de Gascogne (fig. 4.8). Ces marges montrent une succession de rides et de plateaux séparant de petits bassins où la sédimentation est de plus en plus maigre vers le large puisque les rides font barrage aux apports continentaux. En cas d'abaissement du niveau de la mer, ces bassins peuvent évoluer en lagunes à évaporites.

Les marges nourries ont une topographie superficielle plus monotone qui est celle du dos de la chape sédimentaire ayant noyé les blocs. L'accumulation des sédiments peut avoir des causes variées telles qu'un barrage par des récifs coralliens (Blake

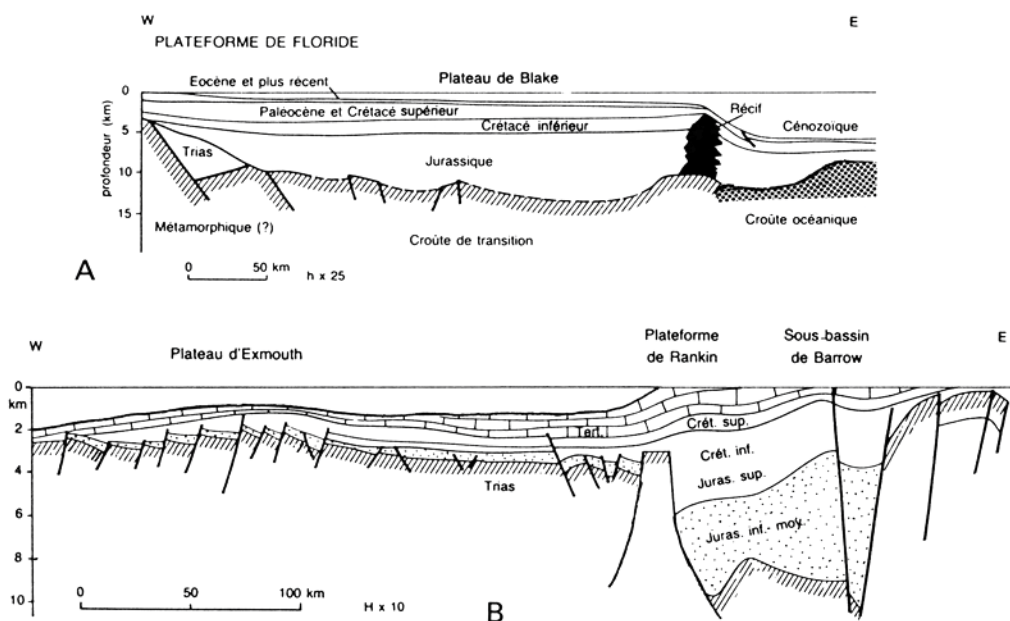


Fig. 4.15 Bassins de marge passive.

A. par barrage récifal (Plateau de Blake, E des États-Unis)

B. par graben (plateau d'Exmouth, Australie W)

(d'après Perrodon, 1988, légèrement modifié).

Plateau, sur la côte orientale des États-Unis, fig. 4.15A) ou un graben (plateau d'Exmouth, à l'W de l'Australie, fig. 4.15B). Au-delà de ces obstacles, l'épaisseur des sédiments diminue rapidement à moins que l'on n'ait affaire à une *marge progradante* où les sédiments débordent du plateau continental et s'avancent sur la croûte océanique en un talus de progradation qui masque sa limite avec le domaine continental (fig. 4.16).

La structure interne de tels talus est rendue parfois complexe par le jeu des oscillations tectoniques ou eustatiques qui provoquent la superposition ou l'emboîtement de talus successifs, ou par des glissements gravitaires, des coulées boueuses ou turbides qui arrivent à se produire sur de très faibles pentes (2° dans le cas du delta sous-marin du Niger).

Une marge maigre peut naturellement devenir une marge nourrie. Une telle évolution est favorable à la genèse de bassins pétroliers. En effet, au premier stade, il peut y avoir formation de bassins confinés à forte charge organique, ultérieurement scellés sous une chape sédimentaire protectrice suffisamment épaisse. C'est le cas des bassins des côtes atlantiques de l'Afrique : Congo, Gabon, Cameroun, Angola.

La figure 4.16 donne quelques exemples de ces bassins de marges passives actuelles où se superposent les éléments de complication décrits plus haut.

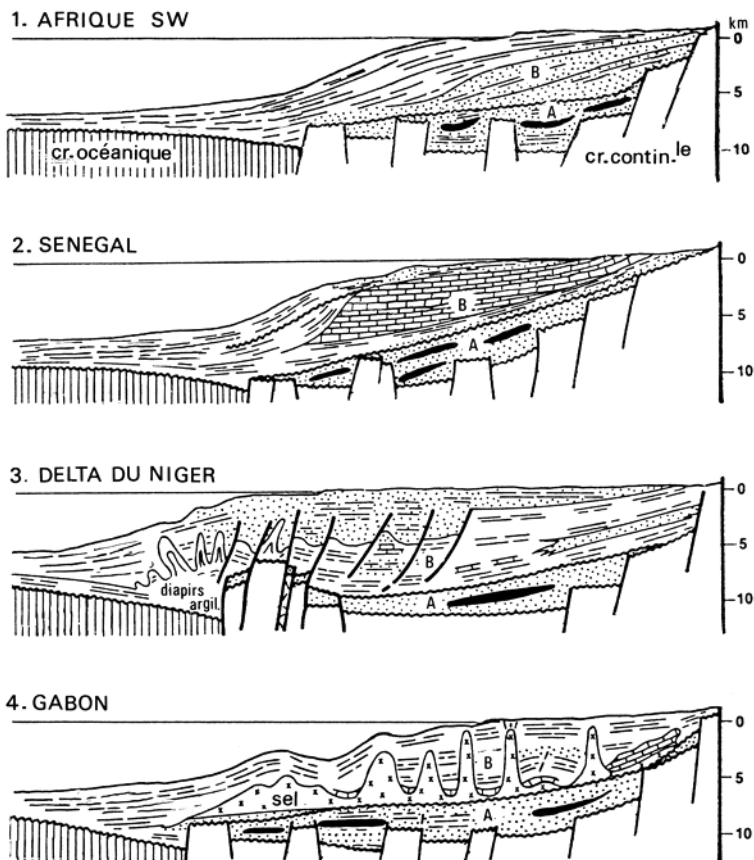


Fig. 4.16 Quelques exemples de marges nourries et progradantes (Afrique W)
(d'après Kingston *et al.*, 1983 simplifié).

En 1, sédimentation détritique dominante. En 2, s. calcaire dominant. En 3, s. deltaïque. En 4, sédimentation argilo-évaporitique (avec diapirs)

A. sédiments anté-rift, B. sédiments post-rift.

4.3 MARGES DE FAILLE COULISSANTE (MARGES TRANSFORMANTES)

4.3.1 Exemple : le golfe de Californie (fig. 4.17)

À la différence de la mer Rouge, le golfe de Californie ne correspond pas au rift d'une dorsale. Il lui est même fortement oblique car il est produit par le glissement d'un fragment de la plaque nord-américaine, à matériel continental, le long des failles transformantes de la ride est-pacifique qui vient ici toucher le continent américain.

Il y a donc décrochement dextre de la péninsule par rapport au continent le long de la célèbre faille de San Francisco (ou de San Andreas), que l'on peut considérer comme l'élément le plus nord-oriental de ce faisceau de failles transformantes.

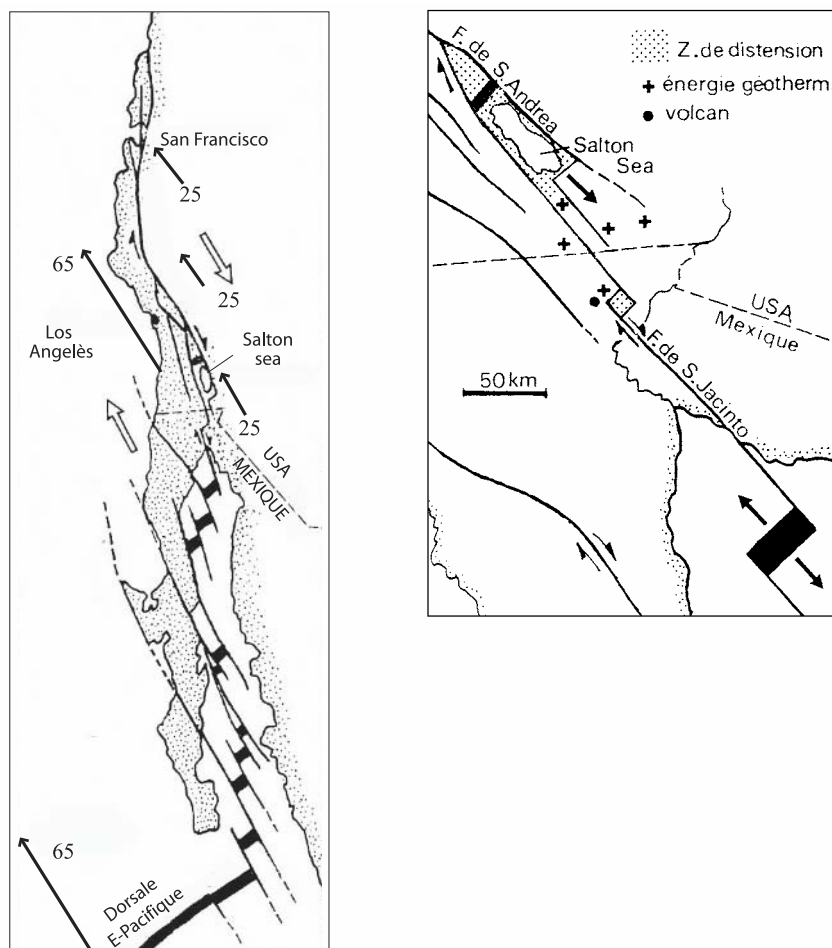


Fig. 4.17 Le Golfe de Californie.

Les flèches noires chiffrées (mm/an) représentent des vecteurs GPS par rapport à l'Amérique du Nord stable (d'après L. Flesch, 2007), les flèches blanches représentent le cisaillement global du système et les demi-flèches noires le cisaillement le long des failles.

Le golfe de Californie correspond aux premiers stades de l'ouverture d'une marge transformante. Dans ce type de marge, on n'observe plus l'amincissement caractéristique ni la juxtaposition de blocs plus ou moins basculés.

4.3.2 Autres exemples

a) La côte N du golfe de Guinée (fig. 4.18)

Elle est tronquée par les failles transformantes de l'Atlantique équatorial. La figure en donne la genèse. Les marges de ce type se reconnaissent au fait que les anomalies magnétiques de l'océan voisin sont perpendiculaires à la marge au lieu de lui être parallèles.

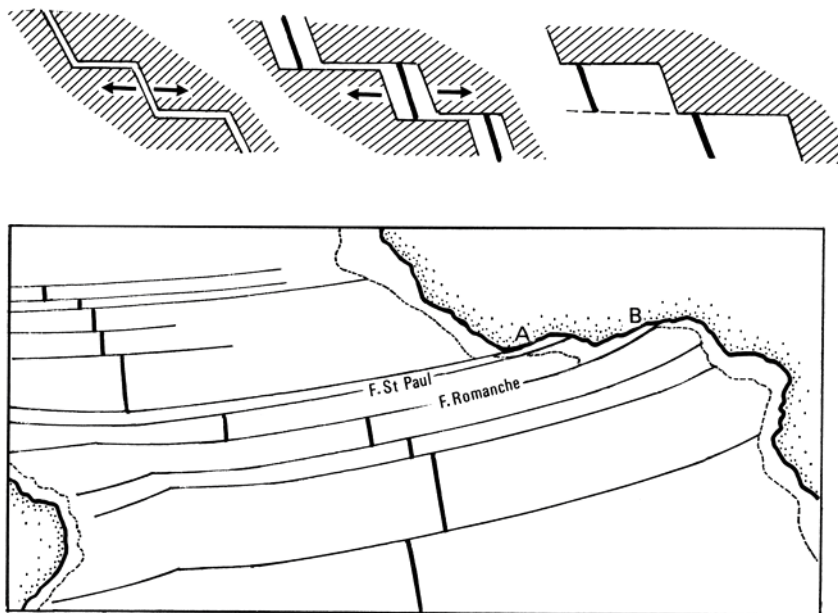


Fig. 4.18 Marges transformantes en Afrique équatoriale.
A. Côte d'Ivoire, B. Ghana. En haut, mécanisme de leur genèse.

b) La côte SW du Spitzberg (fig. 4.19)

Le Spitzberg n'est en effet que la partie émergée de la marge européenne en bordure de l'Atlantique N et du détroit, également océanique, qui le fait communiquer avec l'océan Glacial Arctique.

La côte SW du Spitzberg est rectiligne, limitée par des failles coulissantes entre lesquelles existent des structures en pull-apart qui ont donné naissance à de petits bassins subsidents éocènes contenant parfois du charbon. L'Éocène est en effet l'époque d'ouverture de l'Atlantique N dans l'océan Glacial Arctique. Une coupe au travers de cette marge donne évidemment une série de blocs juxtaposés, mais ils ne manifestent ni amincissement ni basculement orientés.

4.4 SYNTHÈSE

Si l'on juxtapose tous les types de structures distensives décrits dans les chapitres 3 et 4, on obtient un schéma évolutif cohérent (fig. 4.20).

4.4.1 Stade rift

Sous l'effet de la distension, la croûte supérieure se brise en blocs basculés séparés par des failles normales listriques qui déterminent un fossé d'effondrement. En profondeur, la croûte est étirée ductilement. L'étirement de l'ensemble de la croûte l'amincit, ce qui est compensé isostatiquement à la fois par la subsidence en surface

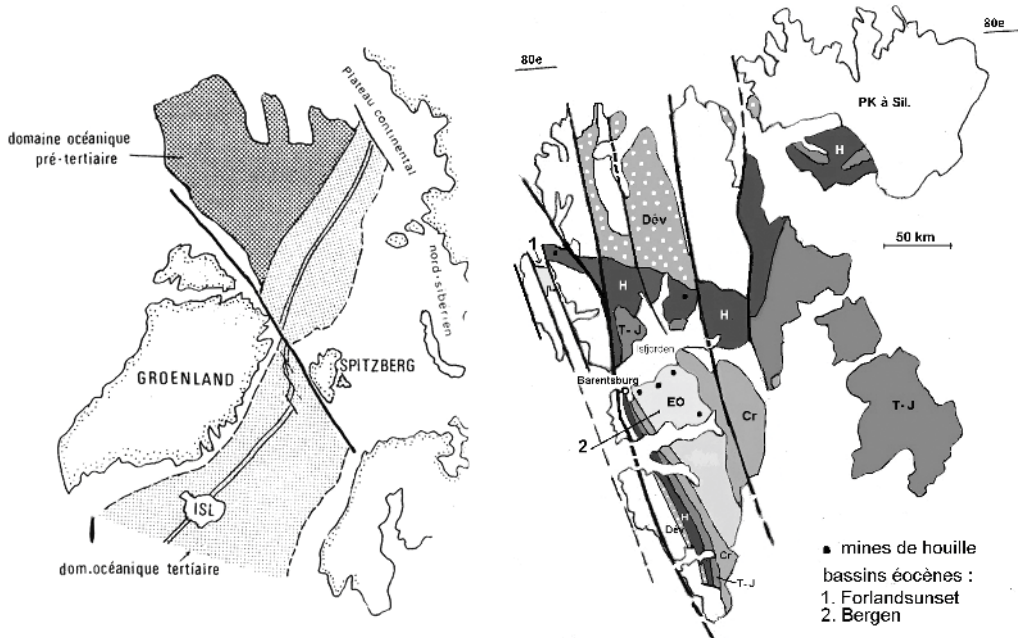


Fig. 4.19 Le Spitzberg : une marge de décrochement

A gauche : position du Spitzberg dans le cadre structural de l'Atlantique nord. Sa côte SW est déterminée par une zone transformante importante le séparant du Groenland (inspiré de Lepvrier et Geyssant, 1985).

A droite : structure du Spitzberg. Les failles de décrochement recoupent des sédiments paléozoïques et mésozoïques qui prolongeaient ceux de la couverture groenlandaise avant la séparation du Spitzberg. Seuls, les dépôts de l'Éocène se font entre des failles coulissantes, c'est-à-dire dans des bassins sur décrochement (inspiré de W.B. Hartland, in *Encycl. of Europ. and Asian Regional Geology*, Chapman & Hill, 1992).

Dév. Dévonien (Vieux Grès Rouges), H. Carbonifère, T-J. Trias-Jurassique, Cr. Crétacé, EO. Éocène-Oligocène. En blanc, toutes les formations antérieures au Dévonien (PK à Sil : Précambrien à Silurien).

(subsidence initiale) et par la remontée rapide du manteau en profondeur. L'allègement de la lithosphère à l'axe du rift est compensé par sa remontée flexurale sur ses bordures, ce qui donne les épaules du rift.

Un volcanisme alcalin se manifeste, alimenté non plus par le sommet du manteau supérieur comme on pourrait le penser au premier abord, mais par un manteau plus profond (au moins 100 km).

La durée de ce stade est de l'ordre de 10 à 15 Ma.

Le rôle des points chauds à l'origine du rifting est encore discuté. Qu'ils soient ou non le moteur initial de la divergence lithosphérique, ils provoquent un affaiblissement considérable de la lithosphère continentale, le manteau lithosphérique étant fortement aminci par le transfert de chaleur (d'où les grands bombements associés aux points chauds). Cet affaiblissement localise ultérieurement le rifting et la rupture continentale, avec souvent plusieurs rifts divergents (point triple).

4.4.2 Stade du début de l'accrétion océanique

Si l'étirement continue, la croûte continentale, de plus en plus amincie, est injectée de produits basiques issus du manteau supérieur, proche de la surface, cette fois, appartenant à la lignée tholéitique. Ainsi se forme une croûte de type océanique dans l'axe du rift. À ce stade, la mer envahit définitivement le fossé (mer Rouge).

Ce stade est enregistré dans la sédimentation par la discordance post-rift qui scelle les failles normales du rift précédent. Ces structures du rift, qui deviennent inactives, constituent alors une marge passive (sans activité sismique), la divergence lithosphérique se localisant sur l'axe d'accrétion, où la lithosphère est extrêmement mince, plutôt que dans la marge où la lithosphère reste nettement plus épaisse.

4.4.3 Stade de l'expansion océanique

Si le processus persiste, la fissure crustale s'élargit en un golfe océanique, triangulaire ou non, ce qui implique une accrétion océanique avec dorsale. À ce stade, les lèvres de la fissure sont suffisamment éloignées de l'axe thermique pour se refroidir, donc s'affaisser (stade de la *subsidence thermique*). Ce stade est beaucoup plus long, de l'ordre de 100 Ma.

La subsidence tectonique initiale (syn-rift), comme la subsidence thermique, libèrent un espace considérable où peuvent s'accumuler les sédiments.

Le golfe océanique peut devenir ensuite un océan entre ses *marges continentales*.

La figure 4.20 suppose un écartement et des structures symétriques des deux marges opposées. En fait, ces dernières ne présentent que rarement cette symétrie, tant pour ce qui est de leur structure que de leur évolution. Par ailleurs, la géophysique a montré que, dans quelques cas, la remontée du Moho et la zone d'amincissement

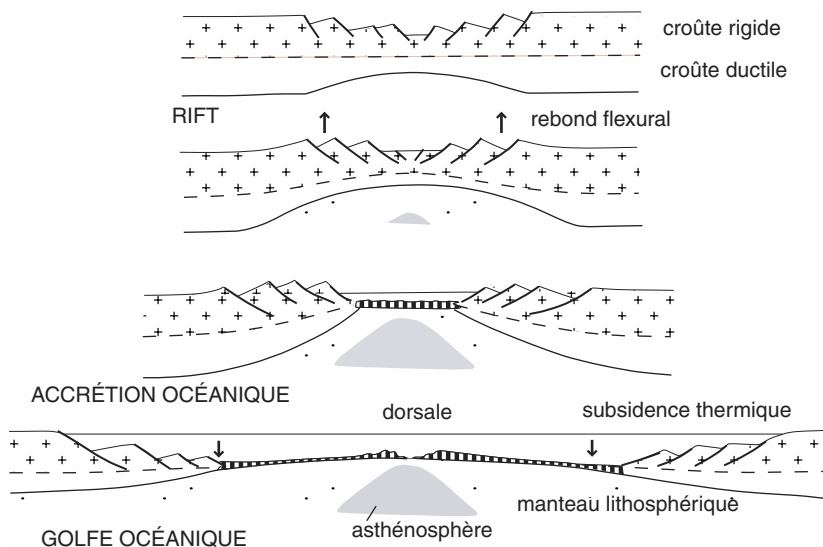


Fig. 4.20 Evolution d'un rift vers un golfe océanique.

maximum de la croûte ne coïncidaient pas. Enfin des forages sous-marins ont révélé que, même au sein d'une marge passive, le manteau pouvait affleurer directement sous les sédiments, ce qui indique un étirement irrégulier et discontinu.

On peut évidemment penser que de telles dispositions sont le résultat du hasard, la rupture de la croûte continentale ne se produisant pas forcément dans l'axe de symétrie du système en distension. La fragmentation des blocs peut également faire intervenir l'héritage des structures antérieures. Mais il est plus probable qu'un autre mécanisme intervienne, à savoir que l'étirement déclenchant le rifting soit lui-même un processus dissymétrique.

Pour les mécaniciens, ces évolutions symétriques ou dissymétriques correspondent en fait à deux processus différents, le cisaillement pur et le cisaillement simple (fig. 4.21). Le premier se fait par étirement homogène des couches, le deuxième par basculement, rotation et étirement des blocs juxtaposés au-dessus d'une faille dite « de détachement » que nous allons définir.

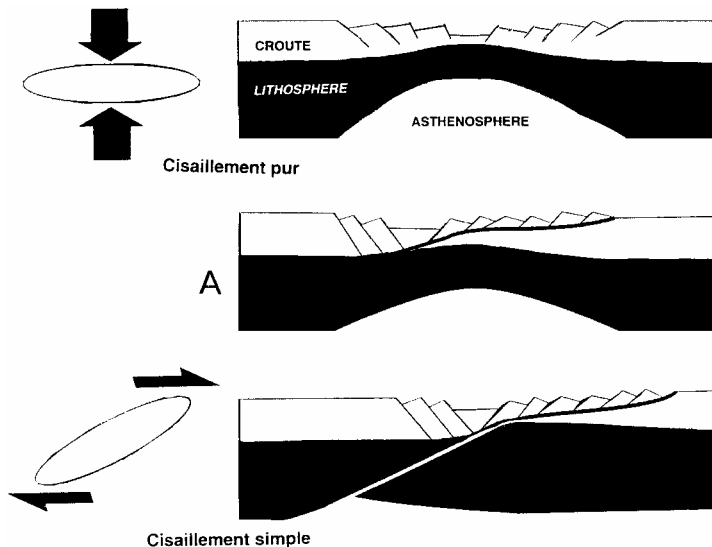


Fig. 4.21 Distension symétrique ou dissymétrique en fonction du type de cisaillement de la croûte (inspiré de Jolivet, 1995).

A. Cas intermédiaire.

Le modèle de Wernicke (cf. *Nature*, 291, 1898) (fig. 4.22A) utilise en effet, pour cet étirement dissymétrique, une zone de cisaillement à faible pendage, dite faille de détachement (7 à 15°) traversant toute la lithosphère¹. L'amincissement résulterait du glissement de l'un des deux compartiments sur cette faille, glissement entraînant

1. Ce modèle n'a pas été conçu, à l'origine, pour expliquer les marges continentales dissymétriques, mais la structure des *Basin and Ranges* de l'Ouest américain

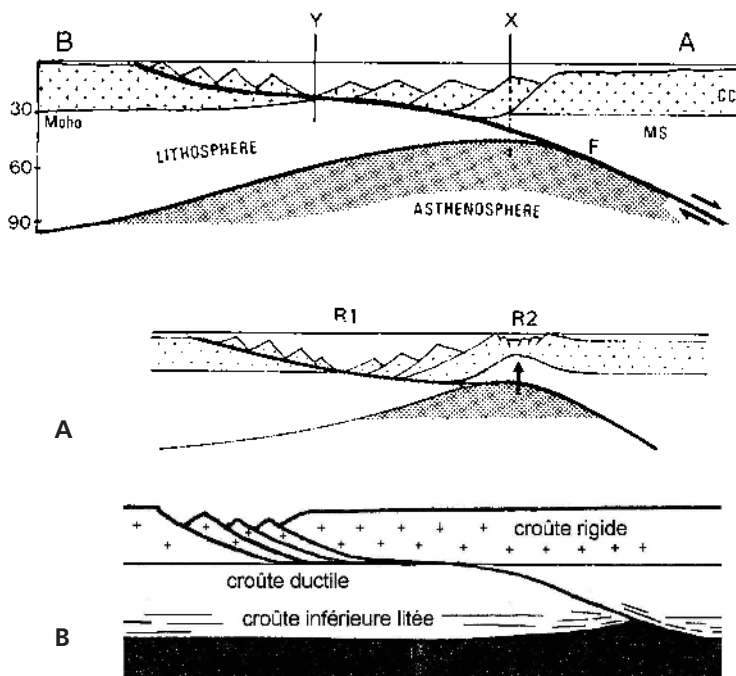


Fig. 4.22 A. Modèle de Wernicke pour la distension dissymétrique des marges continentales (x : axe de la remontée asthénosphérique, Y : axe du rift).

B. Modèle de Lister et *al.*,

son éloignement. La *figure 4.22A* montre qu'on obtient en effet un décalage important entre la zone d'amincissement maximum de la lithosphère (X) et celle de la croûte (Y). Par ailleurs, la disposition des blocs sur les marges A et B n'est pas symétrique. Dans le compartiment A, les blocs basculés reposent sur le manteau, dans le compartiment B sur des zones profondes de la croûte continentale.

Ce modèle permet aussi d'obtenir une « dénudation tectonique » du manteau supérieur dans l'axe du rift avant le début de l'accrétion océanique, ainsi qu'un dôme thermique, donc le soulèvement d'une des bordures seulement (et même, éventuellement, apparition d'un rift subsidiaire excentré par rapport au premier sur cette marge bombée). Il explique enfin la répartition dissymétrique du volcanisme sur les marges du rift primitif.

Un modèle dérivé du précédent (Lister et *al.*, 1986) propose que la faille de détachement ne traverserait pas la totalité de l'asthénosphère mais seulement la croûte jusqu'à sa base, litée, dans laquelle elle passerait à l'horizontale et se perdrait (*fig. 4.22B*).

L'origine de ces failles de détachement très plates s'explique probablement par la structure litée de la croûte inférieure et la modification progressive de sa composition minéralogique. Il en résulte que les milieux superposés ne réagissent pas de la même façon à une distension, si bien que des différences de comportement se manifestent de part et d'autre de plans de cisaillement horizontaux ou peu inclinés.

Chapitre 5

Les marges continentales convergentes et les arcs insulaires dérivés

Ces marges sont situées à la verticale d'une zone de subduction¹ et montrent, de ce fait, une activité sismique et volcanique chronique (marges « actives »), cette dernière exprimée par l'existence d'un *arc volcanique* (ou *magmatique*).

Nous verrons toutefois que cette proposition doit être nuancée car il existe des marges actives sans volcanisme : elles sont associées à des zones de subduction à faible pendage. Ces marges montrent également un régime tectonique compressif. Nous en reparlerons donc à propos des chaînes de subduction.

Les marges actives sont soumises à d'incessantes actions tectoniques car elles constituent des limites de plaques. Certaines sont caractérisées par un régime compressif dominant, d'autres par un régime distensif dominant pouvant aboutir à l'émiettement de la marge qui passe alors à un *arc insulaire* séparé du continent par un *bassin arrière-arc*, voire une *mer marginale*, à croûte océanique (voir p. 141). Il y aura donc deux types de marges actives, celles bordant effectivement un continent, d'une part, et les arcs insulaires à substrat de croûte continentale, d'autre part.

Les deux côtés, E et W, du Pacifique illustrent bien cette distinction. La raison d'une opposition aussi nette est l'ancienneté, c'est-à-dire le poids de la croûte océanique impliquée. En effet, du côté est-asiatique, on a affaire avec une croûte ancienne

1. Dite parfois « plan de Bénioff ou de Wadati-Benioff ».

(jurassique supérieur-crétacée), dense, s'enfonçant facilement, tandis que, du côté américain, on a des croûtes récentes (tertiaires), plus légères.

Que l'on ait une véritable marge continentale ou une guirlande insulaire, on trouve toujours deux éléments fondamentaux, une *fosse sous-marine* (« trench » des auteurs anglo-saxons), point de départ de la zone de subduction, et un *arc volcanique*. Ces deux éléments sont parfois séparés par un prisme d'accrétion (= *arc sédimentaire*) et un *bassin avant-arc*. En arrière de l'arc volcanique, les structures observables dépendent du régime distensif (ou compressif) auquel est soumise la marge en question (*fig. 5.1*).

5.1 DONNÉES GÉOPHYSIQUES SUR LES MARGES ACTIVES

Données sismiques

Elles concernent surtout la zone de subduction, jalonnée de séismes parfois jusque vers 700 km de profondeur. On peut ainsi constater que l'inclinaison de ces surfaces est très variable, parfois très faible (et dans ce cas le volcanisme disparaît), parfois même coudée (peu inclinée d'abord puis forte).

Les mécanismes au foyer montrent un régime compressif au niveau du prisme d'accrétion, distensif au-delà, au sein de la lithosphère descendante. Ils peuvent cependant être compressifs au contact même des deux lithosphères en jeu.

Données gravimétriques

Il existe une *forte anomalie à l'air libre négative* sur la fosse océanique et l'arc sédimentaire (quand il existe), anomalie évidemment liée à l'épaisseur des sédiments et à la subduction qui éloigne de la surface le matériel dense du manteau océanique.

Quand la subduction cesse, l'isostasie fait donc émerger la ride sédimentaire, « découplant » (c'est-à-dire désolidarisant) celle-ci de l'arc volcanique le long d'un faisceau d'accidents.

Il existe une *anomalie gravimétrique positive* sur l'arc volcanique, liée à la présence des réservoirs granodioritiques. Si la subduction cesse, l'arc volcanique s'affaissera.

Ainsi une marge active est-elle une région soumise à de forts déséquilibres isostasiques tant que dure la subduction. Le ralentissement ou l'arrêt de celle-ci implique des mouvements verticaux importants.

Données géothermiques

Il existe un flux thermique faible sur l'arc sédimentaire, élevé sur l'arc volcanique. Le premier est dû à la présence, sous le prisme, d'une lithosphère océanique froide, le second est évidemment lié à la montée des masses magmatiques.

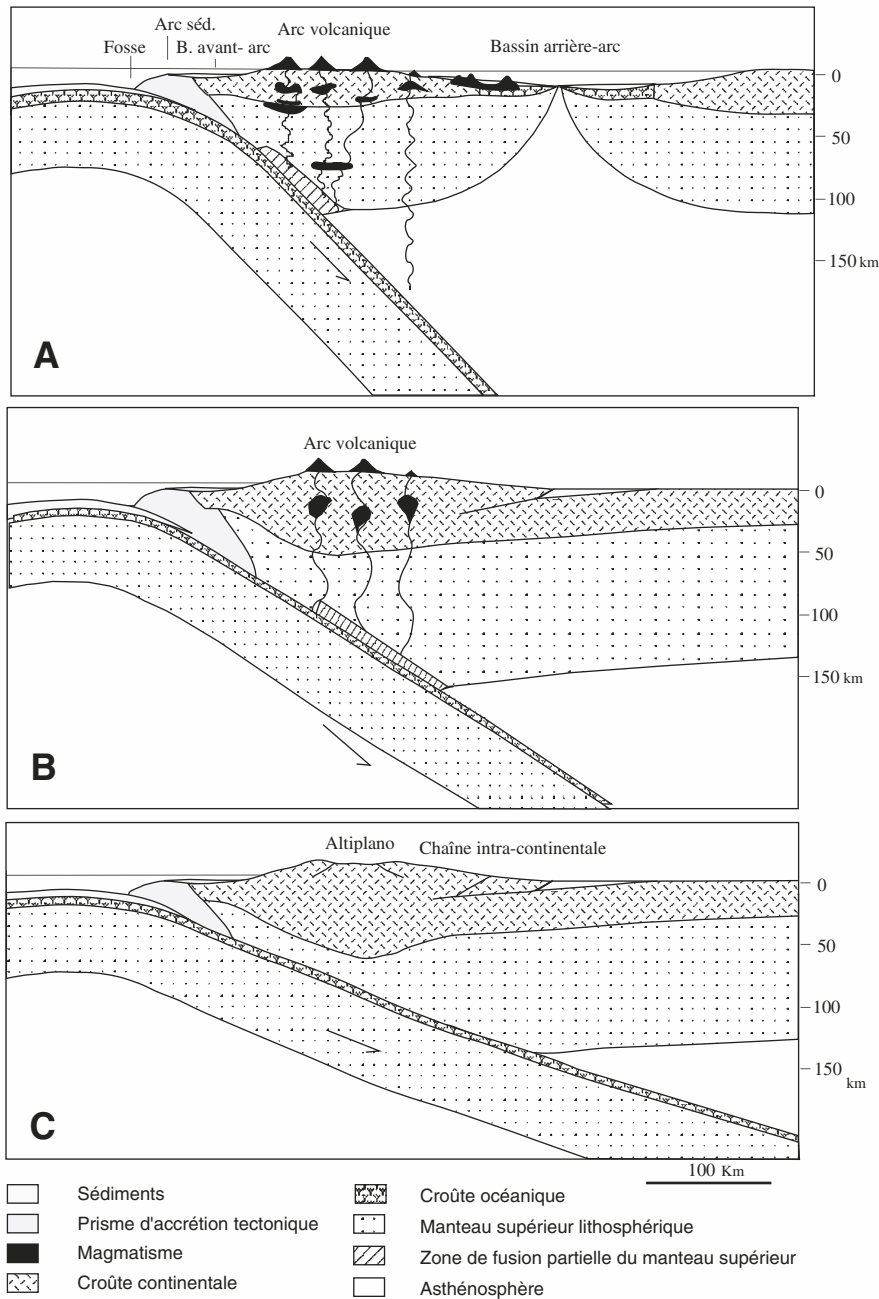


Fig. 5.1 Coupe théorique d'une marge active.

En haut, en régime de distension (marge de *type est-asiatique*). Coupe inspirée de l'arc indonésien.

Au milieu et en bas, en régime de compression (marge de *type ouest-américain*). Coupes inspirées des Andes du Sud Pérou-Chili-Bolivie (B) et du Pérou central-Bolivie (C).

5.2 LA FOSSE DE SUBDUCTION

Étroite et allongée, elle offre les plus grandes profondeurs océaniques connues, supérieures à 10 000 m.

Sa pente externe (côté océan)

Elle est douce (2 à 5°), mais dessine par flexion de la lithosphère, une sorte de vous-sure qui la raccorde à la plaine abyssale voisine (pour son explication, voir p. 8), voussure accidentée de failles de distension pouvant faire apparaître la croûte océanique sous une couche plus ou moins épaisse de sédiments abyssaux. Ces failles ont été observées en de nombreux points (Japon, Pérou-Chili, Amérique centrale, Puerto-Rico, Timor, etc.). Elles peuvent aussi manquer (Aléoutiennes E) mais, dans ce cas, on observe la présence d'un très gros prisme d'accrétion.

En dehors des escarpements produits par ces failles normales, la pente externe de la fosse peut être accidentée, comme n'importe quel espace de croûte océanique, par des reliefs variés tels que des volcans sous-marins isolés, parfois même une dorsale, active ou non.

Ces reliefs seront, soit totalement engloutis dans la zone de subduction, soit décapités, la partie ainsi isolée étant alors incorporée aux structures de la pente interne de la fosse (prisme d'accrétion). De toute façon, l'absorption de ces reliefs crée des perturbations de la morphologie de cette pente. Un exemple classique se situe dans la fosse du Japon, près de son passage à celle des Kouriles (*fig. 5.2*).

Le fond de la fosse

C'est là que la croûte océanique, plus ou moins revêtue de sédiments, vient s'engloutir dans la zone de subduction. Ce fond est plat, le plus souvent vide, parfois rempli de turbidites sur une épaisseur variable.

Dans la fosse du Guatemala, on a pu mesurer la pression des fluides interstitiels dans la surface de subduction, sous la fosse. Les chiffres obtenus (40 kg/cm²) sont du même ordre que ceux de la pression lithostatique.

Pour le prisme de la Barbade, les fluides sont chauds (80 à 120°). Ils s'échappent en formant des volcans de boue associés à une activité biologique intense.

La pente interne (côté continent)

Son exploration a permis de voir que deux cas peuvent se présenter :

La pente en question est la bordure du substrat de l'arc volcanique, c'est-à-dire de la croûte continentale avec ses structures anciennes. C'est le cas de la fosse d'Amérique centrale au large du Guatemala. L'existence de failles en distension y est à peu près générale. De telles marges actives sont dites extensives (fig. 5.2). Les sédiments apportés à la fosse sont totalement engloutis avec la lithosphère océanique plongeante.

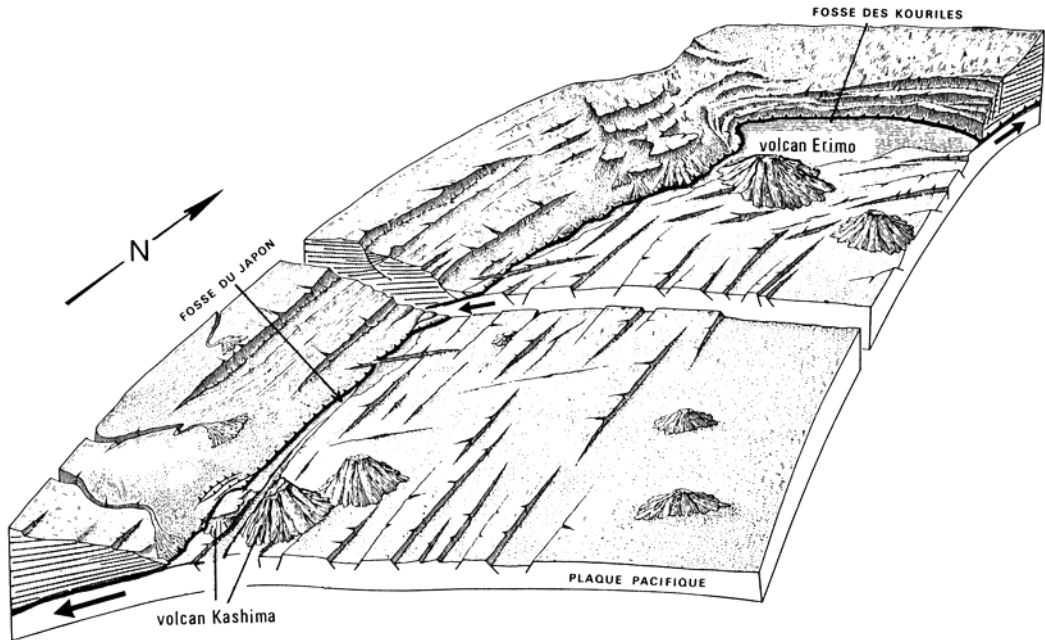


Fig. 5.2 Fosse océanique du Japon (d'après Cadet, 1987, simplifié).

Observer surtout les failles de distension affectant la croûte océanique aux abords de la fosse.

Cette croûte supporte aussi quelques volcans sous-marins dont le volcan Kashima, au premier plan, fendu en deux parties par les failles en question et dont la moitié W s'enfonce peu à peu dans la zone de subduction.

*La pente interne de la fosse montre un empilement complexe de lames faites de sédiments abyssaux d'origine océanique, avec même un peu de matériel crustal océanique, le tout recouvert par une pellicule de sédiments piégés dans les irrégularités de la pente. Ici, donc, les matériaux apportés par la lithosphère océanique plongeante ne s'enfoncent pas dans la zone de subduction, du moins pas en totalité, et sont empilés en lames successives sous les apports plus anciens. De telles marges sont dites *compressives* (Java, Aléoutiennes). L'édifice en question est un *prisme d'accrétion tectonique*, tout à fait analogue à celui décrit pour l'île de la Barbade dans un contexte d'arc intra-océanique.*

5.3 LE PRISME D'ACCRÉTION (ARC SÉDIMENTAIRE)

Quand il existe, ce qui est le cas dans 56 % des marges actives, il se développe entre la fosse et l'arc volcanique. Là où sa structure est connue, elle montre des plis et des écailles chevauchantes, à vergence océanique (fig. 5.3, 5.4). Mais cette disposition est souvent masquée, sous la mer, par les glissements superficiels ou les coulées boueuses.

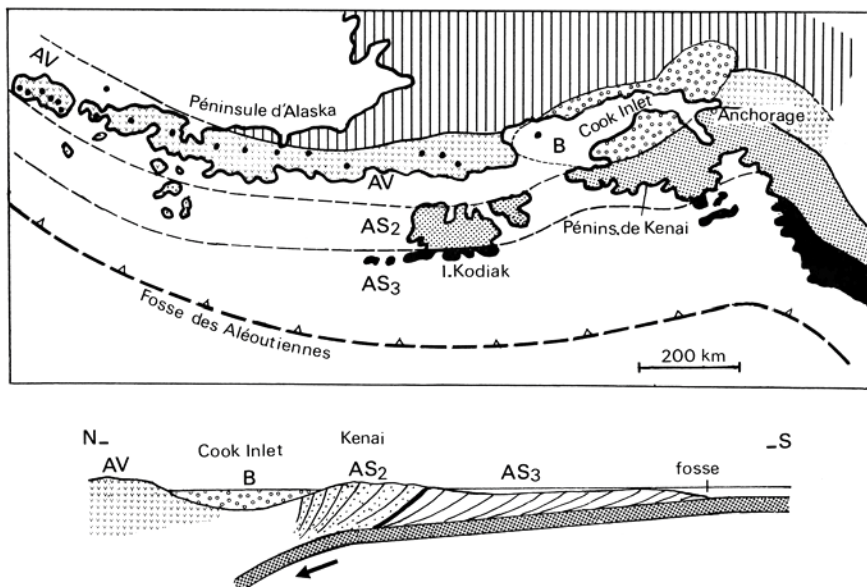


Fig. 5.3 Une marge active semi-immergée : la péninsule d'Alaska (adapté de Dickinson et Seely, 1979).

AV. arc volcanique (les principaux volcans sont indiqués)

B. bassin frontal (« fore-arc basin »)

AS2. prisme d'accrétion mésozoïque

AS3. prisme d'accrétion tertiaire.

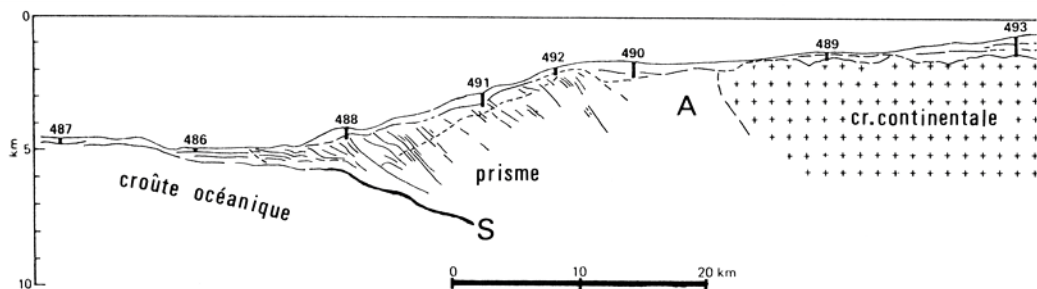


Fig. 5.4 Coupe de la fosse centre-américaine au SE d'Acapulco (d'après Casey Moore *et al.*, 1982, simplifié).

Le prisme néogène est fait de sédiments sablo-argileux d'eau profonde. Il se met en place contre une marge continentale tronquée. Compte tenu de son âge, de son volume et de l'épaisseur moyenne des sédiments océaniques apportés à la fosse, on estime qu'un tiers des sédiments s'enfoncent dans la zone de subduction S et ne participe pas à la formation du prisme.

Le secteur A, sans réflecteurs, paraît être une zone de découplage tectonique entre prisme et croûte continentale. Les numéros sont ceux des forages sous-marins.

Au point de vue sédimentologique, ces prismes se caractérisent surtout par la présence de « mélanges » dus à l'action conjuguée d'une bréchification tectonique et d'une désorganisation des sédiments par glissement sous-marin. Pour beaucoup de géologues européens, ces mélanges ne seraient que des olistostromes plus ou moins tectonisés.

On y voit, côte à côte, des ophiolites (basaltes, gabbros, ultramafites) c'est-à-dire des copeaux de croûte océanique, des basaltes alcalins provenant du volcanisme sous-océanique banal, des sédiments océaniques (radiolarites, argiles brunes, carbonates pélagiques) et des sédiments venant de l'arc volcanique (turbidites, sédiments volcano-détritiques ou grauwwacks, calcaires récifaux, etc.).

Ce qui est surtout important, c'est l'intrication de tous ces faciès, qui contraste avec l'organisation régulière des séries du bassin frontal sus-jacent quand il existe.

Certains auteurs (Scholl *et al.*, 1977) ont cependant estimé que ce processus de formation du prisme d'accrétion par « offscraping » avait été trop systématiquement appliqué à tous les cas et que ces prismes pourraient être aussi le résultat du plissement tectonique banal des séries sédimentaires déposées sur la marge continentale plus ou moins amincie. Les sédiments océaniques seraient, quant à eux, presque

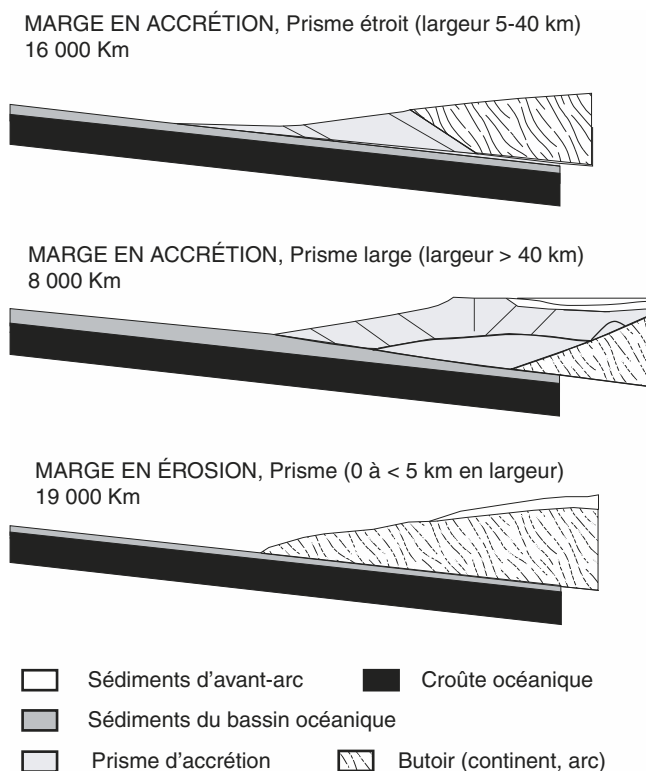


Fig. 5.5 Différents types de marges (d'après Von Huene et Scholl, 1991, Rev. Geophys. 29, 279-316).

entièrement absorbés dans la zone de subduction (ce qui est obligatoire : en effet, un « offscraping » total, appliqué pendant 100 Ma, à une croûte océanique portant une tranche de sédiments de quelques centaines de mètres d'épaisseur, aurait donné des prismes d'un volume énorme que l'on n'observe évidemment pas).

Ces auteurs estiment qu'on a surestimé le volume et la proportion des sédiments océaniques entrant dans la composition des prismes d'accrétion.

L'« accrétion tectonique » correspond à un écaillage qui enlève du matériel à la surface de la plaque plongeante pour l'« accréter » à la base du prisme et épaissir ainsi la plaque chevauchante. Au contraire, l'érosion tectonique écaille la base du prisme chevauchant, amincissant la plaque chevauchante (qui s'approfondit en surface) et accrétant le matériel à la plaque plongeante.

Le fait que 44 % des marges actives soient dépourvues de prisme d'accrétion a conduit les auteurs à séparer les marges à accrétion tectonique des marges à érosion tectonique (fig. 5.5, 5.6). Toutefois, cette érosion est un phénomène quasi général, comme on vient de le voir, si bien que la nature de la marge résulte en fait de son efficacité. On peut donc distinguer les marges à prisme typique où un grand volume de matériel est accrété, les marges à petit prisme où l'essentiel du matériel est subduit et les marges sans accrétion où tout est subduit (fig. 5.5 et 5.6).

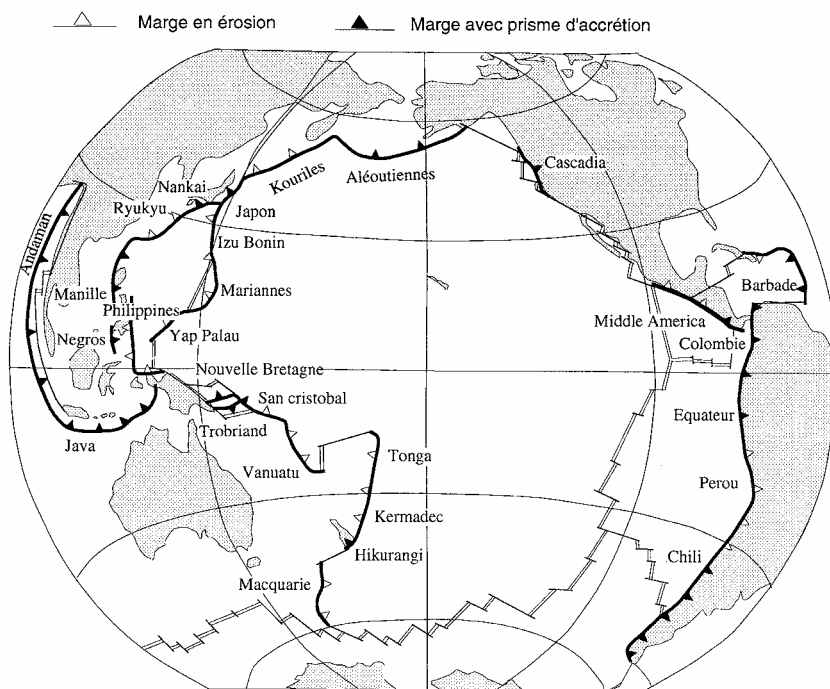


Fig. 5.6 Nature des marges convergentes (Pacifique, océan Indien oriental et Caraïbes).

Cette projection ne permet pas de représenter les marges méditerranéennes (Égée, Calabre) non plus que le Makran et les Sandwich du Sud (d'après Von Huene & Scholl, 1991, *Rev. Geophys.*, 29, 279-316).

Les facteurs qui déterminent le caractère érosif ou non de la marge paraissent être la vitesse de convergence (vitesse plus faible pour les marges en accréation), le volume de matériel arrivant à la fosse (un fort apport de sédiments sous-compactés favorise la formation d'un prisme), la présence d'aspérités (entraînant l'érosion du bas de la plaque supérieure), l'abondance des fluides (entraînant une fracturation hydraulique de la plaque supérieure).

Au point de vue morphologique, le prisme d'accréation peut apparaître soit comme un simple ressaut au flanc de l'arc volcanique, soit comme une ride sous-marine franche, parfois émergée. On parle alors d'*arc sédimentaire*.

C'est le cas des îles Mentawai, face à Sumatra, de la branche orientale des Célèbes (fig. 5.7), de la presqu'île de Kenai avec l'île Kodiak, dans les Aléoutiennes orientales (fig. 5.3). Rappelons aussi l'arc de la Barbade (fig. 1.15, 1.16).

Des équivalents de prismes d'accréation fossiles s'observent dans l'île de Taïwan (voir p. 220), le Makran (Iran méridional, p. 208, fig. 10.12 p. 231), les écaïles sud d'Hispaniola dans les Grandes Antilles.

5.4 L'ARC VOLCANIQUE

Il est parfois dit aussi *arc magmatique* car il existe en profondeur des plutons surtout granodioritiques que l'on voit affleurer dans les arcs anciens, plissés, soulevés et érodés.

Comme on l'a dit, l'arc volcanique est l'un des deux éléments morphologiques essentiels des marges actives. Depuis longtemps on a décrit la « ceinture de feu » du Pacifique (Nouvelle-Zélande¹, Philippines, Japon, Kouriles, Aléoutiennes, Cordillères pacifiques nord-américaines, Amérique centrale, Andes, Péninsule antarctique). Mais l'arc des Petites Antilles ou des îles Sandwich du sud dans l'Atlantique, celui de l'Indonésie (Sumatra, Java, Bali, Florès, Célèbes W) dans l'océan Indien, sont des exemples aussi typiques.

Les arcs volcaniques peuvent se présenter de trois façons :

- les arcs situés sur une marge continentale proprement dite, c'est-à-dire ceux qui s'installent sur la bordure émergée d'un continent (Andes);
- les arcs insulaires à substrat continental, séparés du continent voisin par une mer marginale (Japon, Nouvelle-Zélande);
- les arcs intermédiaires entre les deux types précédents, c'est-à-dire ceux des péninsules continentales actives émergées (Kamtchatka, Aléoutiennes orientales et Alaska W) ou ceux d'une véritable bordure continentale mais immergée (Indonésie).

1. Les îles Tonga-Kermadec et les archipels ouest-mélanésien font également partie de cette « ceinture de feu » sur le plan géographique, mais représentent des arcs intra-océaniques et non le terme ultime de l'évolution d'une marge continentale.

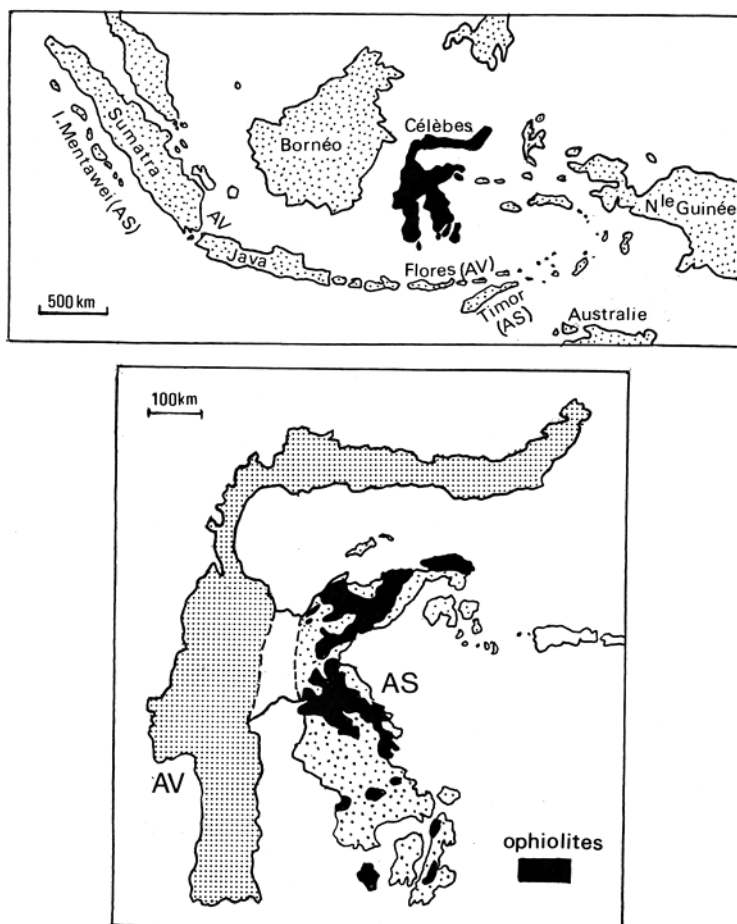


Fig. 5.7 L'arc insulaire des Célèbes et son cadre indonésien.
AS. arc sédimentaire, AV. arc volcanique.

Ces trois types ont en commun un substrat de roches continentales, parfois aminci (croûte de type « intermédiaire »). C'est ce qui les distingue des arcs volcaniques intra-océaniques, pourtant liés à une subduction mais où aucune lithosphère continentale n'intervient.

Les arcs de marge active sont relativement étroits (largeur inférieure à 50 km pour la moitié d'entre eux). Le volcanisme n'y apparaît qu'à une certaine distance de la fosse, jamais inférieure à 100 km car il faut, pour le déclencher, que la lithosphère descendante atteigne une certaine profondeur (100 à 150 km là où sa profondeur a pu être déterminée par les études sismiques, *fig. 5.8*).

Pour un pendage de 45° , la longueur subductée doit donc être de 140 km. Compte tenu de la vitesse de subduction (5 à 10 cm/an), il faut 1,5 à 3 Ma pour que le volcanisme apparaisse après la mise en route d'un processus de subduction.

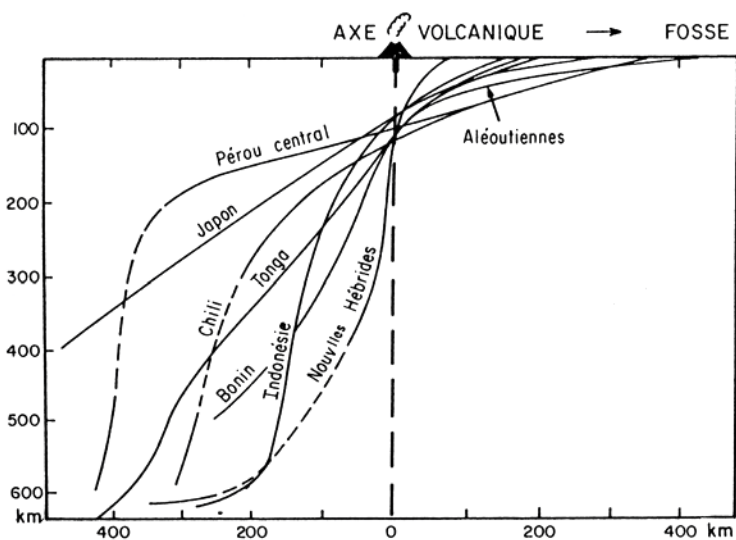


Fig. 5.8 Profondeur de la surface de subduction sous les arcs volcaniques de quelques marges actives (d'après Maury, 1984).

Le problème inverse, c'est-à-dire le temps qui s'écoule entre l'arrêt de ce dernier et celui du volcanisme est mal résolu, faute, en général, de pouvoir préciser le moment de cet arrêt ou le temps pendant lequel des morceaux de lithosphère subductée peuvent subsister au sein du manteau. On a avancé des chiffres de l'ordre de 5 Ma, mais peut-être sont-ils beaucoup plus élevés dans quelques cas très particuliers — et d'ailleurs fort discutés — comme celui des Cascadia Mountains aux États-Unis. Bien que située sur une marge continentale globalement active, cette région volcanique n'est cependant pas en bordure d'une fosse et aucune zone de subduction n'est repérable, sismiquement parlant, à sa verticale. Toute subduction semble y avoir cessé depuis une vingtaine de millions d'années.

La difficulté de résoudre ce problème est due aussi à ce que les marges actives de bordure de continent sont soumises à une alternance de périodes de distension et de périodes de compression. Lors de ces dernières, la croûte est épaissie et le volcanisme « orogénique » correspondant n'est pas facile à séparer de celui de la subduction antérieure.

5.4.1 Le volcanisme

Les laves de ces arcs sont, en règle générale, saturées ou sursaturées en silice et varient depuis des basaltes (surtout fréquents dans les arcs intraocéaniques) jusqu'à des rhyolites par l'intermédiaire d'andésites et de dacites. Suivant la proportion de SiO_2 et de K_2O , on peut distinguer quatre types de séries volcaniques passant progressivement les unes aux autres :

- les « tholéïtes d'arc », peu potassiques ;

- les séries calco-alcalines (basaltes calco-alcalins, andésites et dacites);
- les séries calco-alcalines potassiques dont les termes dacitiques, les plus fréquents, sont appelés latites;
- les séries shoshonitiques, dont les termes les plus acides sont les liparites.

D'une façon générale, la richesse en Ca et alumine, la pauvreté en Ti sont typiques de ces séries d'arc.

Ces différents types de laves peuvent coexister et, dans ce cas, on observe généralement une certaine zonation, en ce sens que la teneur en K semble augmenter au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la fosse. L'explication n'est pas encore très claire. On a pensé à une contamination croissante des magmas liée à un trajet de plus en plus long dans la lithosphère ou bien à la diminution progressive du taux de fusion partielle en raison de la déshydratation de plus en plus marquée de la plaque plongeante.

La nature du manteau sus-jacent à la zone de subduction semble jouer un rôle prépondérant dans les caractéristiques géochimiques des laves. De plus, l'influence de la croûte sus-jacente à la surface de subduction, c'est-à-dire le substratum de l'arc volcanique, paraît évidente en ce sens que plus la croûte continentale est épaisse plus les laves émises sont riches en Si et K. Les arcs insulaires donnent des andésites et des dacites et les arcs de marge continentale proprement dite montrent des rhyolites (à l'origine desquelles peuvent intervenir des phénomènes d'anatexie de la croûte continentale épaissie) (fig. 5.9).

Si cette liaison est évidente, la raison en est discutée. Il peut y avoir contamination des magmas par la croûte continentale ou bien celle-ci, plus épaisse, permettrait simplement

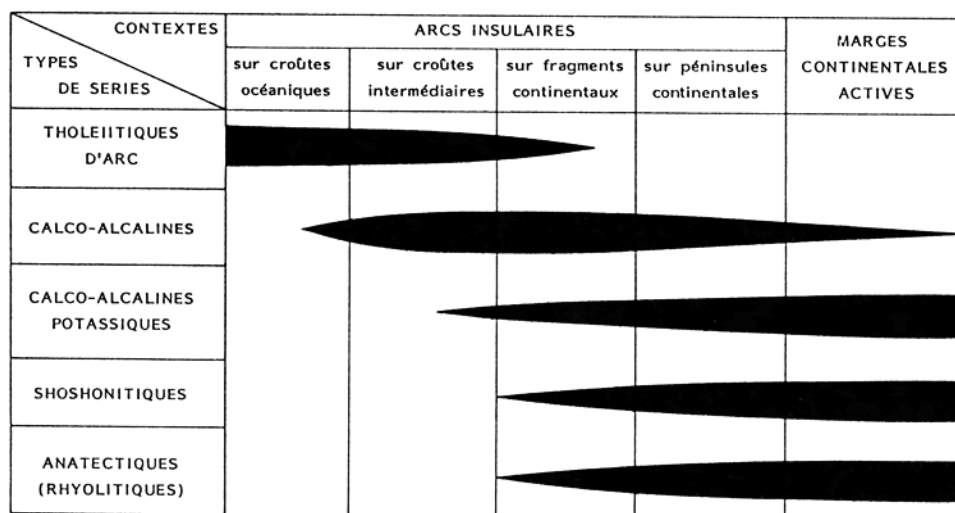


Fig. 5.9 Répartition des séries volcaniques dans les marges actives et les arcs insulaires (d'après Maury, 1984).

l'établissement plus facile de réservoirs magmatiques où la différenciation de magmas acides devient possible.

Les volcans d'arc ont des styles éruptifs extrêmement variés mais, en raison de la richesse en fluides des magmas, la plupart des éruptions sont de type péleén à explosif. C'est parmi eux que se trouvent les volcans les plus dangereux : Montagne Pelée (Martinique), Mt Saint Helens (Cascade Range), Méréapi (Indonésie), Krakatoa (Indonésie), Santorin (mer Égée), etc. Les produits émis sont surtout des pyroclastites allant des produits stromboliens aux ignimbrites.

5.4.2 Genèse des magmas

Elle est discutée, mais toutes les hypothèses doivent se plier aux contraintes suivantes :

- 1. La profondeur de formation est de l'ordre de 100 km au moins, soit 30 Kbar.
- 2. Le liquide magmatique ne peut provenir que des péridotites du manteau et des produits basiques d'une croûte océanique métamorphisée (éclogites).
- 3. Il faut de l'eau dans la zone de fusion partielle pour pouvoir faire fondre des matériaux péridotitiques ou éclogitiques sous 30 Kbar de pression et à des températures de l'ordre de 1 000 à 1 100 °C, températures compatibles avec le flux de chaleur observé dans les zones de subduction.

Dès lors, un certain consensus s'est établi pour privilégier le processus suivant (*fig. 5.10*) :

- 1. La croûte océanique subductée subit un métamorphisme qui l'amène dans le faciès des amphibolites puis celui des éclogites, cette dernière transformation s'accompagnant d'une déshydratation. Il y a donc libération d'un fluide aqueux qui, à haute pression, doit transporter une certaine quantité de silice et de quelques autres éléments.
- 2. Ce fluide passe dans le manteau sus-jacent à la lithosphère descendante et y provoque la fusion partielle des péridotites, ce qui donne un liquide basique relativement hydraté, basaltique ou andésitique, peut-être même des liquides acides. Tous remontent au sein du manteau puis de la croûte sus-jacente.
- 3. Au cours de cette montée, ils subissent des modifications pouvant avoir trois causes : des interactions avec l'encaissant (assimilation, transfert de fluides et des éléments transportés), surtout quand cet encaissant est continental, des différenciations par cristallisation fractionnée dans des réservoirs magmatiques, des mélanges éventuels avec d'autres magmas, soit profonds, soit superficiels (anatexie de la croûte continentale). Ces magmas anatectiques sialiques doivent certainement arriver aussi en surface indépendamment des précédents en donnant naissance à des rhyolites ignimbritiques.

Au terme de cette évolution complexe, les magmas sont stockés dans des réservoirs superficiels où ils alimentent les volcans par le jeu des failles qui s'ouvrent ou se ferment suivant le contexte orogénique. Ils peuvent aussi se figer en profondeur sous forme de massifs plus ou moins bien circonscrits.

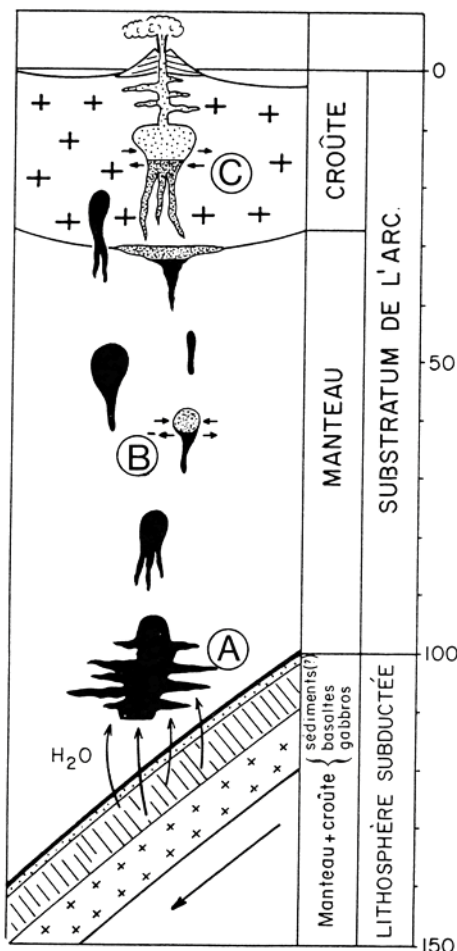


Fig. 5.10 Schéma de l'évolution des magmas calco-alcalins dans les zones de subduction (d'après Maury, 1984).

- A. Par apport d'eau, fusion partielle du manteau sus-jacent à la lithosphère en subduction.
- B. Remontée diapirique du magma dans le manteau, pouvant s'accompagner de différenciations et d'interactions magma-manteau.
- C. Arrivée du magma dans la croûte; séjour et différenciation dans des réservoirs magmatiques; interactions possibles croûte-magma.

L'utilisation des marqueurs géochimiques (isotopes cosmogéniques en particulier) a permis de montrer que les éléments subduits participent également à la genèse de ces magmas, confirmant ainsi une hypothèse formulée par Westercamp (1988) pour expliquer certaines particularités du magmatisme antillais.

5.4.3 Structure tectonique de l'arc volcanique

Elle reflète le fait que les marges actives sont soumises à un régime tantôt distensif, tantôt compressif. On y trouvera donc :

- soit des *structures de distension*, telles que bassins sédimentaires, fossés d’effondrement sous-marins ou lacustres, remplis de sédiments à dominante volcano-détritique¹;
- soit des *structures de compression* sous forme de plis et de failles chevauchantes. Nous y reviendrons à propos des « chaînes de subduction », p. 187.

5.5 LE BASSIN AVANT-ARC OU FRONTAL (= FORE-ARC BASIN)

Il correspond à l’espace sous-marin en creux situé entre l’arc volcanique et l’arc sédimentaire quand ce dernier est suffisamment saillant. Il est en général difficile de connaître la nature de la croûte sous-jacente à ce bassin en raison de la couverture sédimentaire. Les rares indications dont nous disposons montrent tantôt une croûte continentale amincie (donc une croûte de type « intermédiaire »), tantôt une croûte océanique, ce qui impliquerait alors que la zone de subduction se soit installée au sein de cette croûte océanique, à une certaine distance de la marge continentale.

La morphologie de ces bassins est très variable suivant la quantité de sédiments qu’ils reçoivent et la saillie de l’arc sédimentaire. Les principales dispositions sont les suivantes (fig. 5.11) :

1. *L’arc sédimentaire est peu saillant*, reste à grande profondeur et reçoit peu de sédiments. Il forme donc une sorte de terrasse sous forte épaisseur d’eau au pied de l’arc volcanique (« terraced fore-arc »). Exemple : arc des Aléoutiennes ouest, arc de Luzon (Philippines), arc de Kermadec dans le cas des arcs intra-océaniques (fig. 5.11A).

2. *L’arc sédimentaire est plus saillant* et arrive presque à la surface. Mais, suivant le volume de l’apport sédimentaire :

- le bassin se remplit à peine, restant donc en creux, sous une forte épaisseur d’eau. Exemple : le bassin entre Sumatra et les îles Mentawai, bassin des Petites Antilles entre la Barbade et St-Vincent-Grenade pour un arc intraocéanique (fig. 5.11B);
- le bassin se remplit presque complètement, si bien que sa surface forme une sorte de plateau continental séparant l’arc volcanique de l’arc sédimentaire, ce dernier pouvant rester visible par une mince arête ou être totalement masqué par la sédimentation du bassin frontal (« shelved fore-arc »). Exemple : plateau sous-marin séparant la fosse centre-américaine du Guatemala-Nicaragua (fig. 5.11C).

Il ne faut pas confondre une telle disposition avec les véritables plateaux continentaux plus ou moins faillés qui prolongent parfois le substrat de l’arc volcanique sous la mer (exemple : côte nord-péruvienne, fig. 5.11D).

3. *L’arc sédimentaire émerge largement*. Le bassin frontal forme alors un détroit ou une anse de profondeur variable (« ridged fore-arc »). Exemple : baie de Cook

1. Ou *greywackes* des auteurs anglo-saxons.

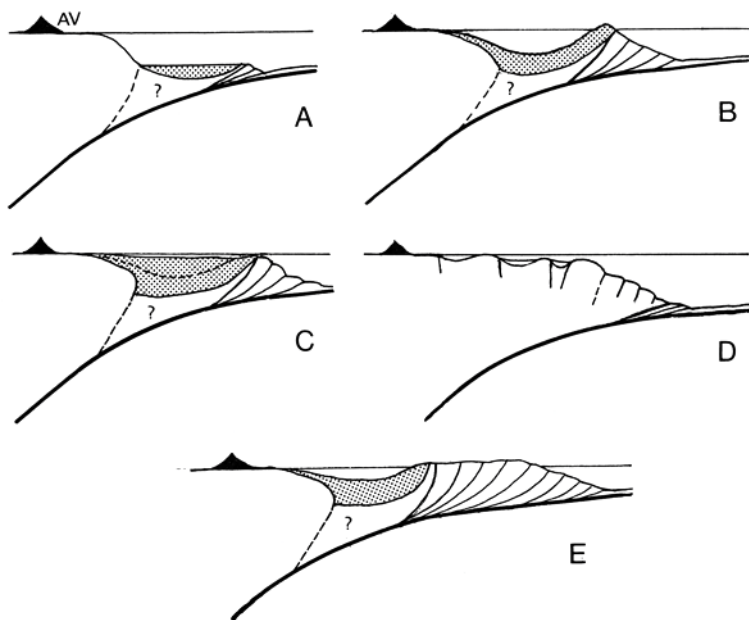


Fig. 5.11 Différents types de bassins frontaux d'arc volcanique (AV)
(inspiré de Dickinson et Seely, 1979).

A. Arc sédimentaire peu saillant, bassin frontal profond et peu subsident (arc des Aléoutiennes W., de Luzon, de Kermadec).

B. Arc sédimentaire arrivant à la surface mais bassin peu rempli, donc en eau profonde (bassin entre Sumatra et les îles Mentawai, entre la Barbade et St-Vincent dans les Petites Antilles).

C. Arc sédimentaire arrivant en surface et bassin pratiquement comblé, donnant un faux plateau continental (plateau sous-marin au large du Guatemala et du Nicaragua).

D. Plateau continental sans bassin frontal, avec lequel on pourrait confondre le type C (Pérou).

E. Arc sédimentaire largement émergé, bassin frontal peu profond (baie de Cook = Cook Inlet, Alaska).

La nature de la croûte sous-jacente au bassin frontal n'est en général pas connue.

entre l'extrémité E des Aléoutiennes et la péninsule de Kenai puis l'île de Kodiak (fig. 5.11E).

Le remplissage sédimentaire des bassins frontaux est surtout fait de produits détritiques, parfois turbiditiques, provenant de l'arc volcanique ou de son substratum granito-gneissique, parfois de l'arc sédimentaire s'il est suffisamment saillant. La connaissance de leur existence s'appuie sur les quelques forages qui y ont été effectués mais surtout sur l'étude des bassins frontaux fossiles émergés. La baie de Cook, à l'extrémité E des Aléoutiennes (arc volcanique) est un bon exemple car une partie du bassin est émergée dans le N de la péninsule de Kenai. On a là des sédiments détritiques et volcanodétritiques allant des faciès abyssaux au Mésozoïque jusqu'à des faciès de faible profondeur au Néogène.

L'arc sédimentaire peut même être presque complètement émergé comme au Makran (Sud de l'Iran et Pakistan) (fig. 10.12, p. 231).

5.6 LES STRUCTURES SITUÉES EN ARRIÈRE DE L'ARC VOLCANIQUE

Elles dépendent du régime auquel est soumis la marge :

Dans les marges en compression de type Ouest-américain, il n'y a plus de bassin arrière-arc, mais un ensemble de chaînes plissées de type intracontinental, venues s'accoler à l'arc volcanique, lui-même plissé. Certaines de ces chaînes résultent du plissement d'un bassin sédimentaire (chaînes sudandines du Pérou, par exemple). Il est donc probable que de telles marges aient connu des stades d'évolution à distension dominante.

Cette question sera reprise à propos des chaînes de subduction.

Dans les marges en distension de type Est-asiatique, vient un nouveau bassin sédimentaire, dit *bassin arrière-arc* (« *back-arc basin* »). Il peut montrer des stades d'évolution variés, si bien que les structures de ce type feront l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 6

Les bassins arrière-arc

Ces bassins présentent la particularité d'être associés à une marge continentale convergente. Ils constituent un domaine subsident situé à l'arrière de l'arc magmatique. Leur évolution peut aller jusqu'à l'apparition de lithosphère océanique, entourée de marges passives. Dans ce cas, on parle de « mers marginales » ou de « bassins marginaux ». Un certain nombre d'exemples se situent dans le domaine méditerranéen et européen (*fig. 6.1*).

6.1 BASSINS ARRIÈRE-ARC SUR CROÛTE CONTINENTALE AMINCIE (*fig. 6.2 et 6.3*)

Le bassin Pannonique est un exemple de ce type de bassin, situé à l'intérieur de l'arc de Carpates (plaine hongroise, *fig. 6.2*). Il est lié à un arc volcanique néogène, actuellement inactif, si bien qu'il peut être considéré comme un bassin arrière-arc fossile qui a évolué ultérieurement en bassin molassique d'arrière-chaîne.

D'un diamètre d'environ 400 km, il est constitué d'une série de dépressions coalescentes (bassins intracarpatiques) qui se développent à partir du Burdigalien (vers 19 Ma), et au cours du Miocène, pendant la période où l'arc des Carpates acquiert sa structure et sa forme actuelles. Il y a donc une relation entre la compression active à la périphérie de l'arc et la distension régnant à l'intérieur de celui-ci.

Tous les bassins intracarpatiques présentent une évolution assez semblable, avec un léger décalage dans le temps, les plus orientaux étant un peu plus jeunes.

Un premier épisode de subsidence se traduit par un enfoncement rapide du Burdigalien au Serravallien moyen (19-13 Ma). Les dépôts d'abord clastiques et continentaux

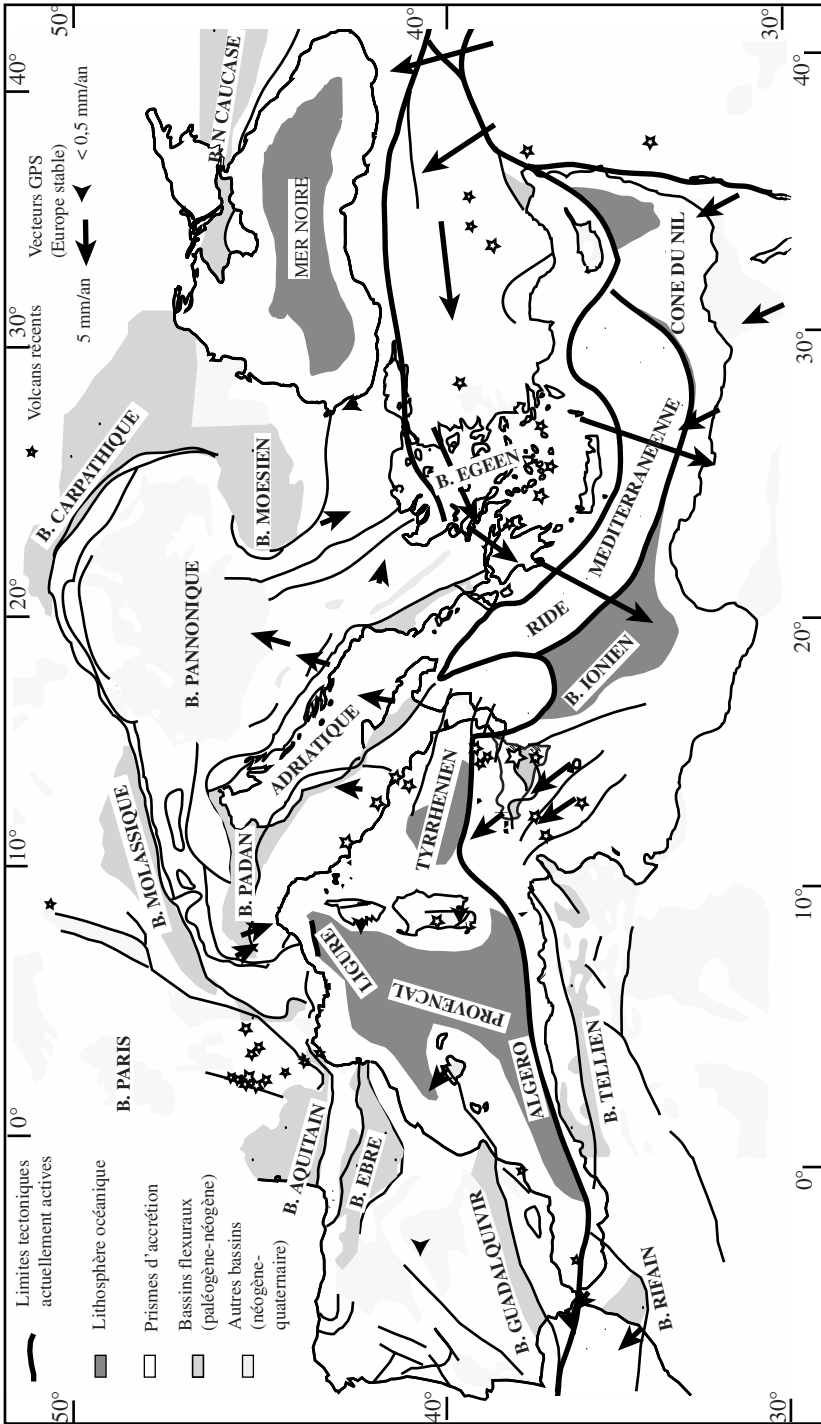


Fig. 6.1 Les bassins méditerranéens.

La carte montre les bassins flexuraux et les autres bassins oligo-néogènes à quaternaires (bassins cratonique, rifts, bassins intra-montagneux). Les bassins algéro-provençal-ligure et tyrrhénien sont constitués par une lithosphère d'âge néogène à quaternaire ; le bassin ionien et la Mer Noire sont des fragments de la Téthys.

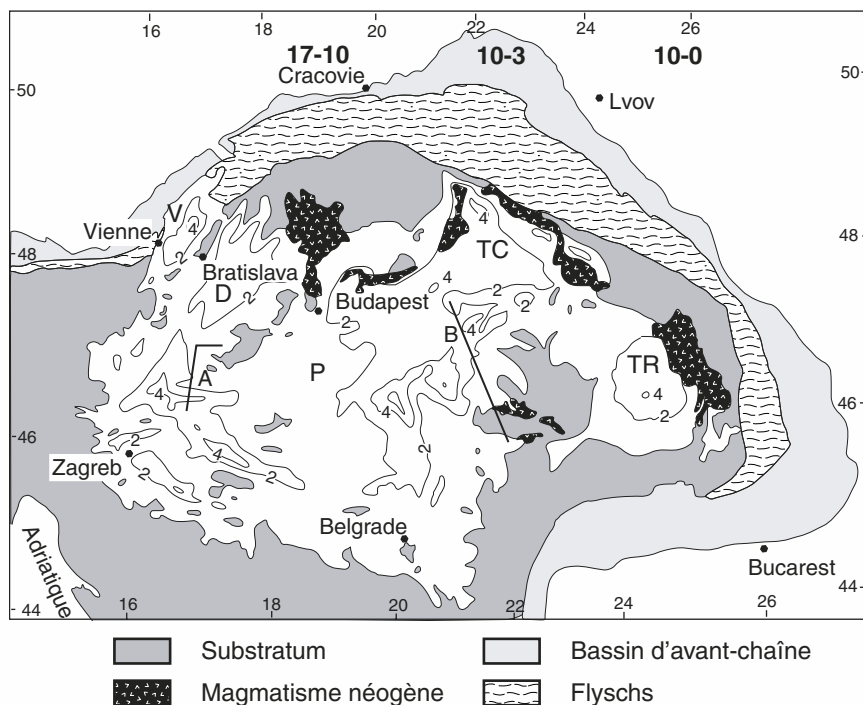


Fig. 6.2 Les bassins intérieurs de l'arc des Carpates.

Modifié d'après Van Balen *et al.*, 1999.

D. bassin du Danube, P. bassin pannonique, TC. bassin transcarpatique, TR. Bassin de Transylvanie, V. bassin de Vienne.

A et B traces des coupes de la fig. 6.3.

Les chiffres en gras représentent l'âge du volcanisme néogène, décroissant globalement vers l'Est. Dans les bassins, les isopaques 2, 4 et 6 km sont représentés.

deviennent franchement marins, puis marins profonds pélagiques (fig. 6.3A). Les nombreux forages et profils géophysiques, effectués dans cette région pour la recherche pétrolière, permettent de mettre en évidence la structure en blocs basculés et détachements (fig. 6.3). Cet épisode (subsidence initiale) traduit la réponse immédiate de la croûte, surépaissie lors de la collision alpine, à une distension. Un étirement ductile profond entraîne une remontée du manteau supérieur et un amincissement de la lithosphère bien mis en évidence par les données géophysiques (fig. 6.3B).

À partir du Serravallien moyen, le régime de subsidence devient plus lent, et un remplissage clastique (molasse) se met en place qui finira par combler le bassin (fig. 6.3A). Les environnements marins disparaissent à la fin du Miocène, et le dernier remplissage est entièrement continental, alimenté par les reliefs de la chaîne qui entoure le bassin. Deux épisodes compressifs, au Tortonien (vers 10 Ma) et au Pliocène moyen (3 Ma), provoquent de légères inversions sur les structures. Au Quaternaire, la subsidence reprend dans la partie occidentale (pannonique *ss*) du bassin qui présente encore une croûte mince et un fort flux géothermique (double de la moyenne normale)

(fig. 6.3). Le remplissage total demeure cependant assez modeste, de 1 700 à 4 000 m en moyenne, avec cependant localement des épaisseurs plus fortes (6 000 m) (fig. 6.2). Cette période correspond à une subsidence thermique, à laquelle s'ajoute l'effet de la surcharge sédimentaire.

L'histoire tectonique du bassin est à relier à celle de l'arc carpatique. C'est au cours du Miocène inférieur-moyen que se mettent en place les nappes de flyschs (flyschs moldaves) qui constituent les unités externes des Carpates. Cet arc constitue un prisme d'accrétion consécutif à la subduction vers l'W d'un fragment océanique téthysien situé à la marge du bouclier ukrainien. Durant le Miocène, l'arc a migré vers l'E entraînant une distension arrière-arc. Les Carpates ont donc constitué une marge active responsable de la mise en place d'un magmatisme calco-alcalin (andésites et surtout dacites, ici dans la localité qui leur a donné son nom : pays des Daces) (fig. 6.2). On observe que le volcanisme migre vers l'E en même temps que l'arc.

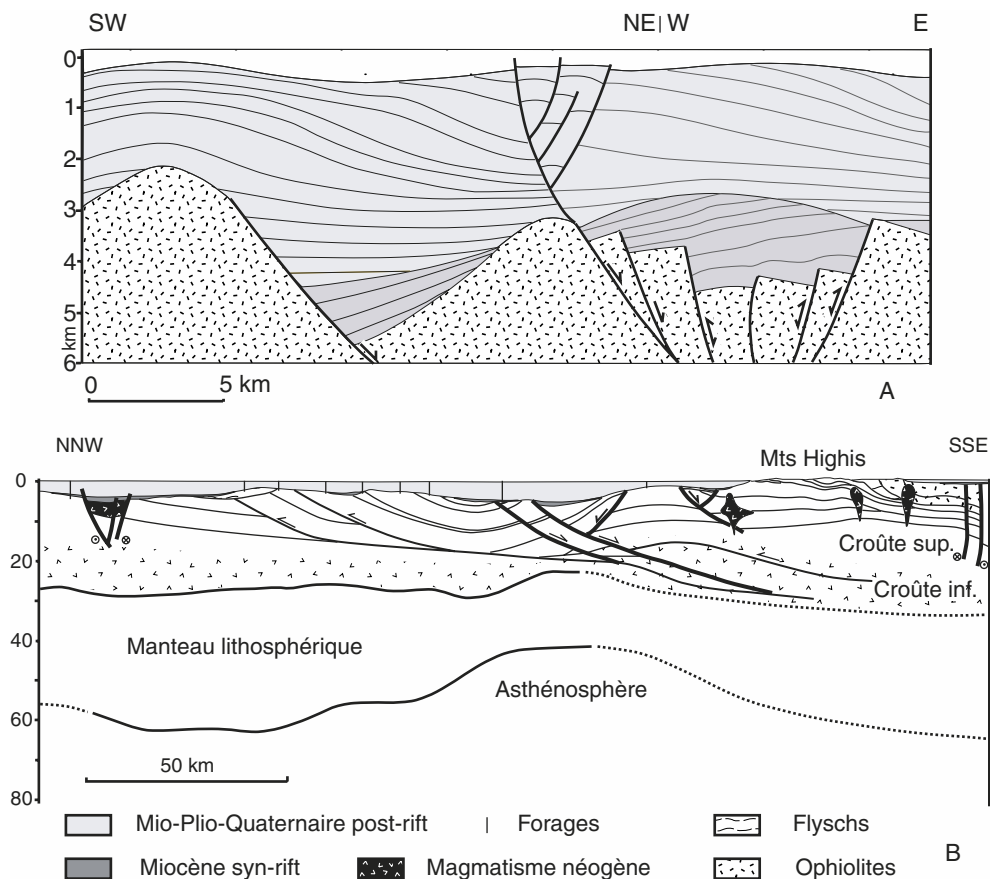


Fig. 6.3 Coupes dans le bassin pannonic.

A. Coupe montrant la géométrie du remplissage sédimentaire : série syn-rift en éventail, série post-rift progradante (simplifié d'après Horvath et Tari, 1999) ;
B. Coupe montrant la structure profonde (simplifié d'après Tari et al., 1999).

Le bassin pannonique apparaît donc comme un bassin d'arrière-arc inachevé, sans apparition de croûte océanique, et entièrement comblé. Le comblement s'explique aisément dans un tel environnement montagneux.

Le bassin Égéen représente un exemple analogue. Il est situé en arrière de la subduction hellénique qui se traduit par une très intense sismicité et qui témoigne du plongement vers le N de lithosphère océanique (Téthys) appartenant à la plaque africaine. Le pendage est proche de 45° . Le bassin Égéen est divisé en deux sous-bassins par l'arc magmatique des Cyclades, représenté entre autres par le volcan de Santorin et les granites quaternaires de Milos. Le substrat est entièrement continental. La bathymétrie reste modeste, dépassant rarement 1 000 m. La croûte a une épaisseur moyenne de 25 km, s'amincissant jusqu'à 20 km sous la fosse nord-égéenne et la mer de Crète. Le flux de chaleur est élevé, en moyenne de l'ordre de 106 mW/m^2 ,

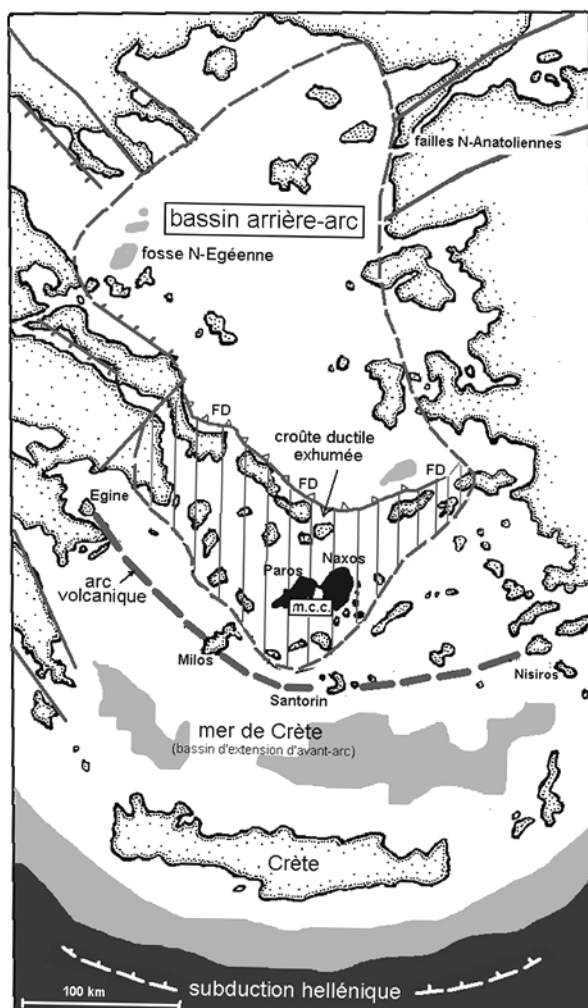


Fig. 6.4 La mer Égée.

Bathymétrie : *gris clair* : profondeurs entre 1 000 et 2 000 m ; *gris foncé* : profondeurs supérieures à 2 000.

En noir, les îles de Naxos et Paros représentent un m.c.c. (metamorphic core complex) avec remontée de gneiss de haute température datés de 25 Ma et un granite d'anatexie daté de 11 Ma.

FD. faille de détachement.

et responsable de l'anatexie qui a affecté la croûte à Paros. Le couple d'îles Naxos-Paros représente un « *metamorphic core complex* », émergeant sous un détachement lui-même responsable du réamincissement qui a affecté, et affecte encore, l'édifice orogénique hellénique. À l'extérieur de l'arc, se met en place un volumineux complexe d'accrétion tectonique, la « ride méditerranéenne ».

La situation actuelle de ce bassin évoque celle qui devait régner dans le domaine carpatique au début de la formation du bassin pannonique (entre 19 et 13 Ma), avec toutefois une complication liée ici à l'emboutissage du bassin par la dérive vers l'W du bloc anatolien (*fig. 6.1*).

6.2 BASSINS D'ARRIÈRE-ARC OCÉANISÉS

6.2.1 Le bassin Tyrrhénien au cœur de l'arc de Calabre (*fig. 6.5 et 6.6*)

Ce bassin marin, de forme triangulaire, est encadré par l'Italie péninsulaire, la Sicile, la Sardaigne et la Corse. Il se situe ainsi à l'arrière de l'arc siculo-calabrais au droit d'une subduction à fort pendage W du bassin Ionien sous la chaîne siculo-calabraise. Cette subduction est marquée en particulier par de rares séismes profonds (450 km) et par le volcanisme de l'arc éolien (îles Éoliennes ou Lipari).

La structure de la mer Tyrrhénienne apparaît bien sur la carte bathymétrique (*fig. 6.5*). On y observe une succession de reliefs, orientés N-S à N 30, recoupés par des linéaments E-W à N 120. La marge sarde montre une succession de marches d'escalier effectuant la transition entre le domaine émergé et le bassin profond (*fig. 6.5*). Les profils géophysiques et les données géologiques (forages et observations en submersible) indiquent qu'il s'agit d'une série de blocs basculés de croûte continentale.

La partie profonde du bassin est caractérisée par des plaines abyssales situées à 3 600 m. Elles sont accidentées par des dorsales volcaniques (Magnaghi, Vavilov et Marsili) qui déterminent deux sous-bassins dénommés Vavilov et Marsili. Le flux de chaleur est très important, atteignant localement 145 mW/m². Des bandes d'anomalies magnétiques bien exprimées s'observent dans le bassin Vavilov. L'épaisseur de la croûte est de l'ordre de 10 km. Les forages ODP, ainsi que des observations en submersibles de la dorsale Vavilov, ont montré que le substratum est constitué par une lithosphère océanique très jeune (basaltes et péridotites serpentinisées), âgée de 5 à 3 Ma dans le bassin Vavilov, et de moins de 1,8 Ma dans le bassin Marsili.

L'évolution de la mer Tyrrhénienne s'est effectuée en plusieurs temps. Un premier épisode d'étirement s'est produit au Miocène supérieur (10 à 5,5 Ma) dans la partie actuellement haute de la marge sarde (séries syn-rift du Tortonien sup.-Messinien). Un second épisode (Messinien-Pliocène inférieur) a intéressé la partie profonde de cette même marge. Une lithosphère océanique s'est mise en place dans le bassin Vavilov au cours du Pliocène, puis à la fin du Pliocène dans le bassin Marsili. Ainsi la zone de distension maximale s'est déplacée dans le temps en direction de l'arc. Ce déplacement vers l'arc a parfois été attribué à une accentuation du pendage de la subduction, explication peu convaincante dans la mesure où il n'y a pas de variations importantes des caractéristiques de la lithosphère subduite. Une autre explication est

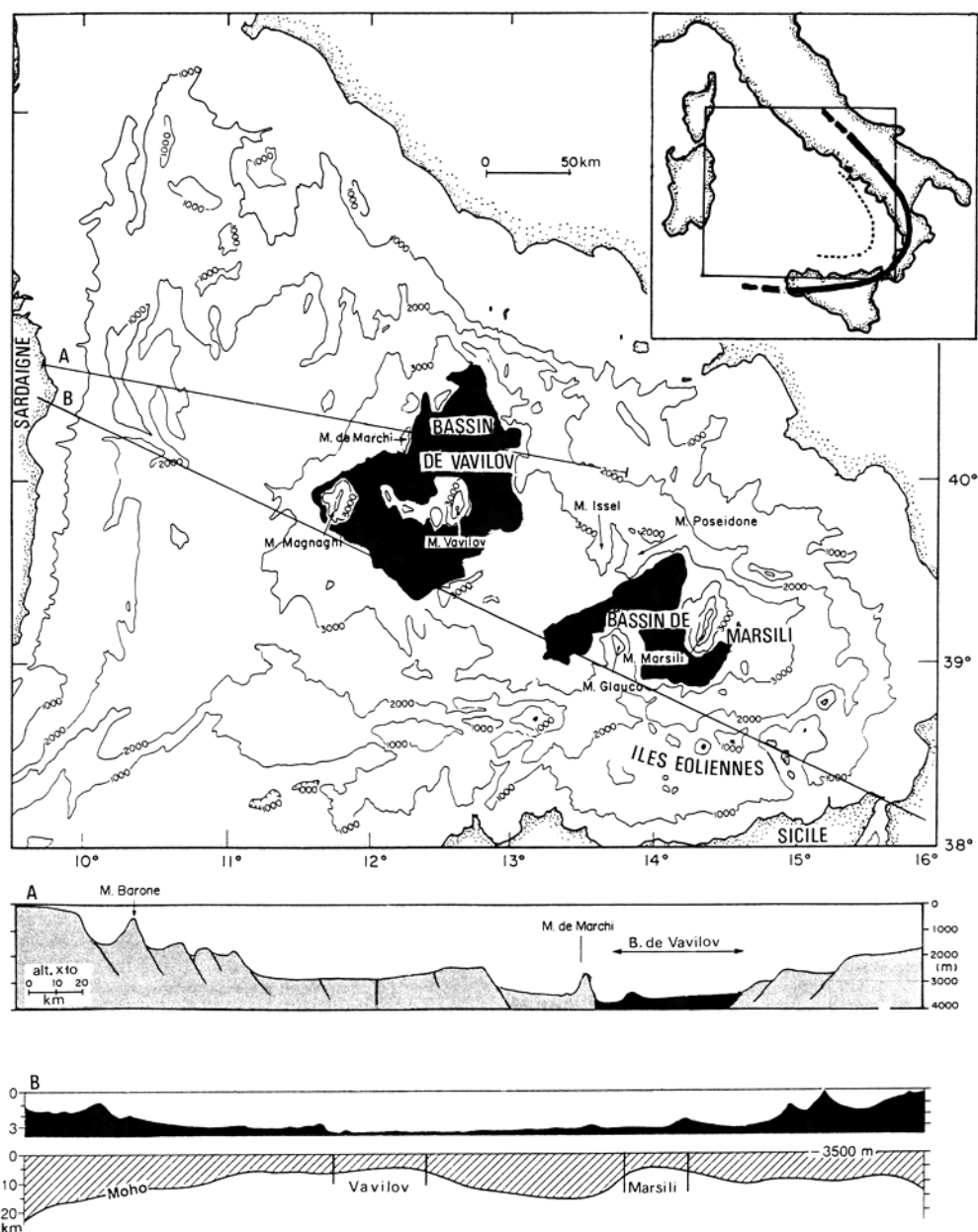


Fig. 6.5 Le bassin Tyrrhénien.

En haut : carte bathymétrique, en noir les zones de plaine abyssale (profondeur supérieure à 3 600 m).

A. Coupe montrant la structure de la marge sarde et le bassin Vavilov (croûte océanique en noir) ;

B. Coupe montrant la structure profonde.

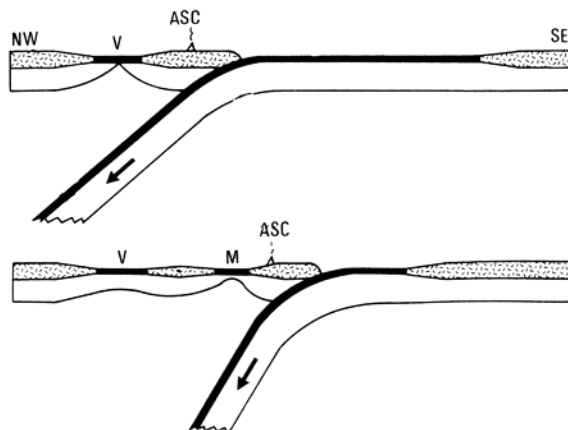


Fig. 6.6 Ouverture progressive du bassin Tyrrhénien au Pliocène par retrait de la subduction.

Croûte continentale en pointillé ; croûte océanique en noir ; V. bassin Vavilov, M. bassin Marsili, ASC. Arc siculo-calabrais (d'après K. Kastens, J. Mascle et *al.*, 1988, *Geol. Soc. America Bull.*, **100**, 1140-1156).

de lier cette migration à un retrait de la subduction en direction de la Méditerranée orientale (*fig. 6.6*). Le recul de la plaque subduite qui exerce une forte traction sur la plaque chevauchante induit sa fracturation et l'ouverture d'un bassin arrière-arc. Des modélisations physiques (Chemenda, 1993) suggèrent l'existence d'un couplage entre les deux lithosphères, supérieure et subduite, tel que l'enfoncement de cette dernière entraîne la fracturation de la supérieure et l'ouverture d'un bassin. La présence dans cette lithosphère d'une zone de fragilité, telle qu'un arc magmatique, aide à la localisation de l'ouverture, entraînant la cessation du fonctionnement de l'arc magmatique qui devient ainsi un arc rémanent.

6.2.2 Le bassin Liguro-Provençal (*fig. 6.7-6.9*)

Le bassin est de forme assez complexe. Il est limité au N et au NW par la côte catalane, puis par le golfe du Lion, la côte provençale et la riviera italienne jusqu'au fond du golfe de Gênes (*fig. 6.1*). Au Sud, il s'étend jusqu'à la côte algérienne, et à l'E, il est bordé par les marges de Corse et de Sardaigne. Le fond est extrêmement plat (*fig. 6.7*), à peine accidenté par quelques petits reliefs dus au diapirisme des évaporites messiniennes. Il se situe vers 2 800 m de profondeur. Ces deux faits (fond plat, profondeur moyenne) s'expliquent par la présence d'un très volumineux remplissage sédimentaire dépassant 8 km d'épaisseur.

Les marges sont très étroites et abruptes, sauf à l'emplacement du cône sous-marin profond du Rhône et, secondairement, du Var. Elles sont profondément entaillées par des cañons sous-marins (*fig. 6.7*). Elles présentent une structure en blocs basculés, comme le montrent de très nombreux profils sismiques. Des forages effectués sur les marges de Provence et des Baléares ont permis de caler les profils de sismique-réflexion

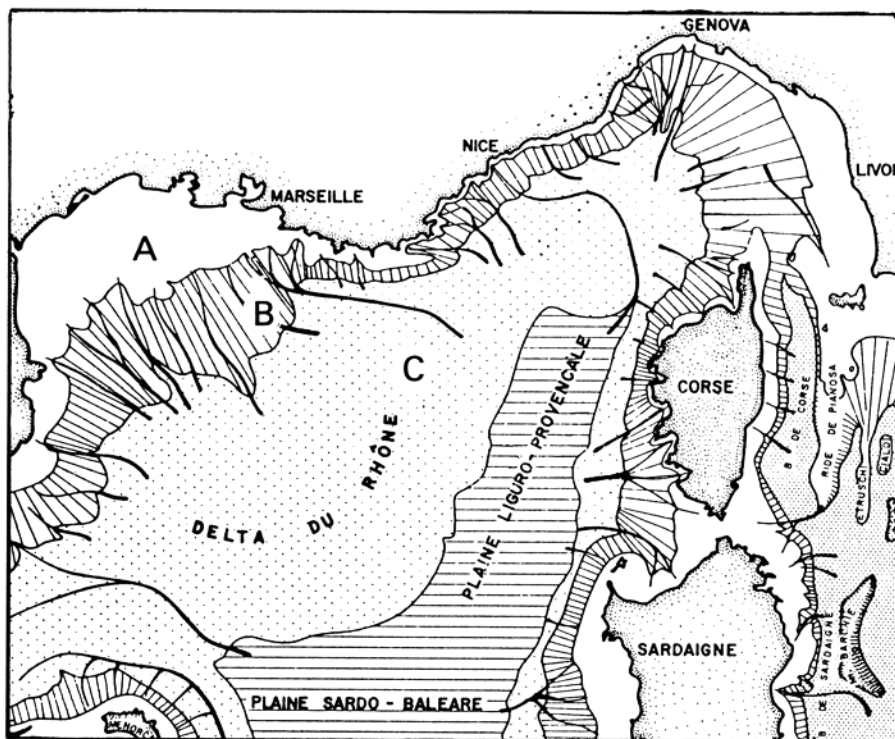


Fig. 6.7 Morphologie du bassin Liguro-Provençal.

D'après G. Gauthier et J.P. Rehault, 1986. A. plate-forme continentale, B. talus continental entaillé par des cañons sous-marins. C. cônes sous-marins du Rhône et du Var.

et de caractériser les sédiments syn-rift de l'Oligocène supérieur-Aquitainien (28-20 Ma) ; les séries post-rift débutent au Burdigalien.

Les données gravimétriques montrent que le très épais remplissage sédimentaire du bassin repose sur une croûte mince (5 km). Celle-ci présente des bandes d'anomalies magnétiques, symétriques par rapport à l'axe du bassin. Cette croûte présente donc les caractéristiques d'une croûte océanique.

La forme du bassin et la géométrie des marges suggèrent une ouverture en ciseau (« sphénochasme »), autour d'un pivot situé dans le golfe de Gênes, et donc une rotation de l'ensemble Corse-Sardaigne par rapport à la Provence.

Cette rotation est bien caractérisée grâce à divers arguments :

Stratigraphie. Le Paléozoïque sarde rappelle celui de la Montagne Noire et des massifs N-Pyrénéens. Le Permien de Corse (M. Cinto) correspond à celui de l'Esterel. Le Mésozoïque de Sardaigne prolonge celui du domaine pyrénéo-provençal. Les séquences éocènes des Alpes-Maritimes (Annot) et de Corse (Balagne) sont identiques.

Structure. Les linéations hercyniennes et les failles tardi-hercyniennes des Maures étaient initialement dans le prolongement de leurs homologues corso-sardes, avant la rotation ce dernier ensemble de 30° en sens horaire (fig. 6.8).

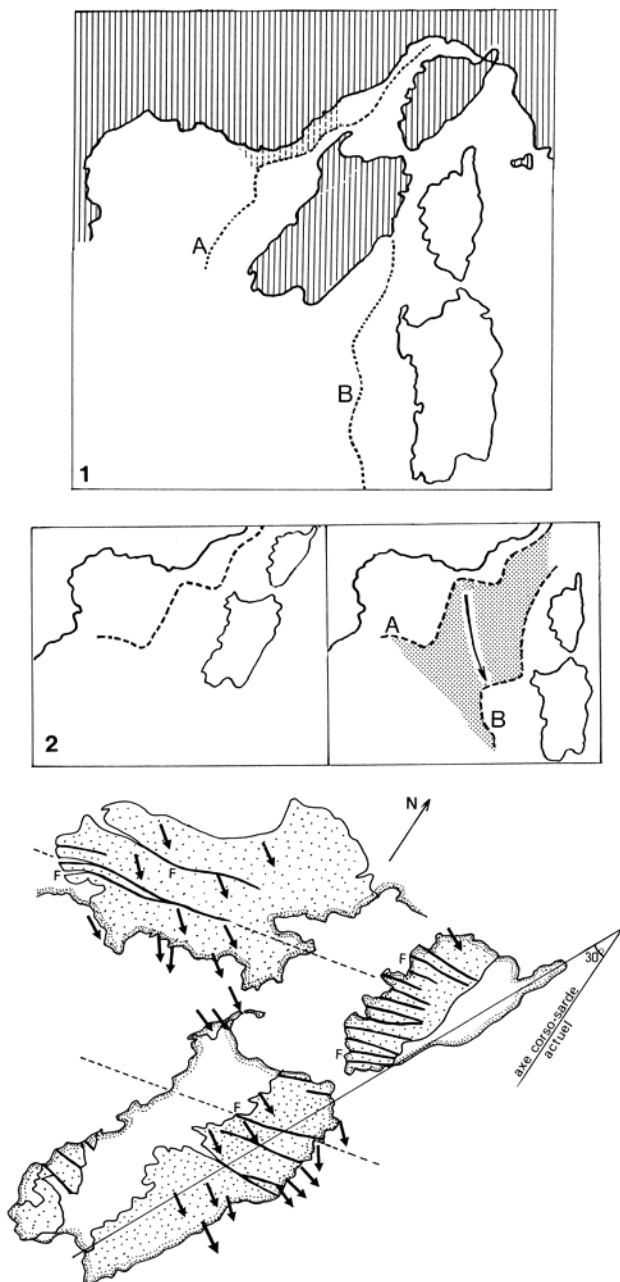


Fig. 6.8 Dérive de l'axe Corso-sarde et correspondance entre les linéations d'étirement hercyniennes (flèches) et les failles tardi-hercyniennes (F) des Maures et de l'ensemble corso-sarde.

1. d'après G. Chabrier et G. Mascle, 1975. 2. d'après M. Mattauer, 1973. Les divergences proviennent de l'appréciation de la limite de la croûte provençale-languedocienne (A) et corso-sarde (B), limite qui sert de référence mais est masquée par le cône sous-marin du Rhône.

Paléomagnétisme. Les laves permienes de Corse et de Sardaigne d'une part, et celles de l'Esterel d'autre part, montrent une différence de leurs déclinaisons magnétiques fossiles de l'ordre de 30° , impliquant une rotation anti-horaire de l'ensemble corso-sarde. Les mesures effectuées sur les laves miocènes de Sardaigne montrent que l'essentiel de cette rotation s'est produit entre 20 et 18 Ma.

Volcanisme. La présence d'un important volcanisme calco-alcalin en Sardaigne, mis en place entre 28 et 13 Ma, implique qu'une zone de subduction à pendage NW ait fonctionné à cette époque à proximité de la Sardaigne. Elle est mise en relation avec le plongement d'un espace océanique téthysien situé au SE du massif corso-sarde.

L'évolution s'est effectuée en plusieurs étapes. Ce domaine a été affecté par une phase de rifting débutant à l'Oligocène supérieur (28 Ma) ; en fait, il s'agit d'une prolongation du système de rifting qui a affecté l'W-européen, déjà évoqué lorsque nous avons traité du fossé rhénan.

La subduction d'un panneau de Téthys sous le bloc corso-sarde a débuté à la même époque. Le retrait de la subduction a entraîné la rupture de la plaque supérieure dans une zone fragilisée par le rifting, aboutissant à la rotation du bloc corso-sarde et à la

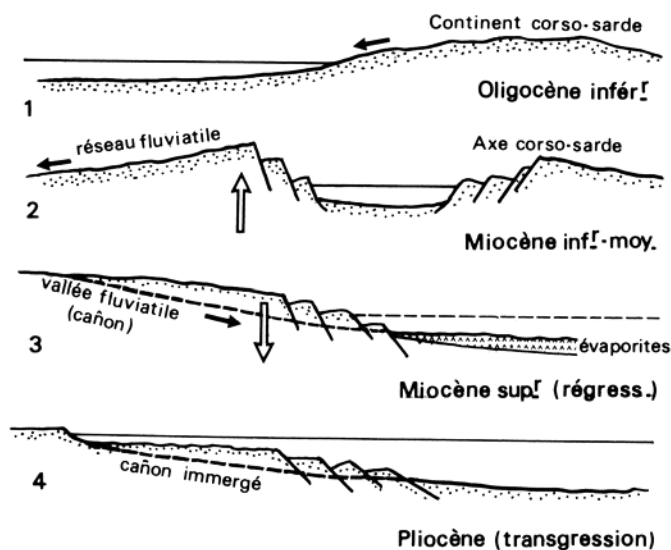


Fig. 6.9 Formation des cañons sous-marins du Languedoc et de Provence.

Avant le rifting (1), le bloc corso-sarde a été soulevé lors de la structuration pyrénéo-provençale, le relief a été érodé alimentant des bassins situés au N (grès d'Annot). Lors du rifting (2), les épaules du rift se soulèvent et continuent à être la proie de l'érosion.

Au Miocène (3), la subsidence du bassin entraîne une inversion du drainage ; au Messinien, le très fort abaissement du niveau de base provoque l'encaissement du drainage et la formation des cañons (type cañon du Colorado).

La remise en eau du Pliocène (4), aboutit à immerger les cañons qui deviennent sous-marins. Leur profil est accentué par la subsidence du bassin.

mise en place d'une croûte océanique. On a donc là un bassin d'arrière-arc, qui a fonctionné durant près de 2 Ma.

Ce bassin, situé à proximité d'importants reliefs montagneux, a accueilli un très important remplissage sédimentaire. Ce phénomène a été exacerbé par l'assèchement messinien, responsable d'une exagération des reliefs. C'est à cette époque qu'ont été creusés les cañons, par encaissement des cours d'eau alimentant le bassin (*fig. 6.9*). Après la remise en eau pliocène, les cañons sont devenus sous-marins. Mais entre-temps un nouveau retrait de la zone de subduction est intervenu ouvrant la mer Tyrrhénienne et conduisant à l'arrêt du fonctionnement de l'arc sarde. L'ensemble corso-sarde est donc en situation d'arc rémanent.

Hormis la Méditerranée, ce type de bassin existe dans les Antilles, à l'arrière de la subduction caraïbe (voir p. 33), ainsi que dans l'Atlantique S, à l'arrière de l'arc de Scotia ; mais c'est surtout dans l'W du Pacifique que ce type de bassin est très développé.

6.2.3 Les bassins d'arrière-arc de l'W-Pacifique (*fig. 6.10 à 6.14*)

L'W-Pacifique est en effet caractérisé par l'existence de plusieurs espaces océaniques situés à l'arrière d'arcs magmatiques (*fig. 6.10*). Certains ont déjà été évoqués dans le chapitre des structures océaniques (voir p. 34), comme la mer de Tasmanie, de Corail, de Chine, du Japon, des Kouriles, de Bering (*fig. 6.10*), séparant un arc insulaire (à substrat continental) du continent voisin, asiatique ou australien.

Les données sismologiques et tomographiques indiquent que ces bassins sont associés à des subductions à fort pendage (*fig. 6.11 et 5.1 p. 125*). Les données géologiques et géophysiques montrent qu'ils présentent un substratum complexe. Ils contiennent parfois des fragments de croûte continentale, comme le banc Yamato en mer du Japon (*fig. 6.12*), ou les rides de Lord Howe et de Norfolk entre l'Australie et la Nouvelle-Zélande (*fig. 6.10*). Ces rides montrent une épaisseur crustale de l'ordre de 10 à 15 km, et sont limitées par des failles normales, indiquant qu'elles résultent d'un régime d'extension.

Ces bassins constituent des mers marginales ou bassins marginaux, ainsi appelés parce que la marge continentale voisine a été suffisamment étirée pour laisser apparaître une croûte océanique en arrière d'un arc volcanique originel.

Toutefois pour l'essentiel le substratum des bassins marginaux est constitué de croûte océanique comme le montrent les données géophysiques et les observations en submersible.

Nous concentrerons l'analyse sur le bassin des Fiji (*fig. 6.13*).

C'est un bassin triangulaire situé à l'arrière (E) de l'arc du Vanuatu, et au S de la fosse de Vitiaz. La carte des anomalies magnétiques du bassin montre un dispositif très enchevêtré (*fig. 6.14*), indiquant que la structure du bassin est complexe. On y observe en effet des zones très étroites caractérisées par des bandes parallèles peu nombreuses, à peu près N-S au S du bassin, mais E-W dans sa partie N. Elles traduisent l'existence de centres d'accrétion multiples (*fig. 6.13*), et à fonctionnement relativement éphémère. Les vitesses d'accrétion sont parfois élevées, atteignant jusqu'à



Fig. 6.10 Les bassins marginaux du Pacifique W.
LH. ride de Lord Howe, N. ride de Norfolk.

8 cm/an sur la petite dorsale NS (CSR, *Fig. 6.13*), longue de 880 km, située au centre du bassin N-Fijien, voire 10 cm/an dans le bassin de Lau.

Le flux de chaleur est très élevé, de l'ordre de 165 mW/m^2 , et se traduit par un hydrothermalisme très actif, auquel sont parfois associées des minéralisations importantes (d'or dans le bassin de Manus).

D'une manière générale, les bassins arrière-arc du Pacifique sont jeunes, néogènes ou paléogènes. Sauf pour les dorsales actives, leur fond est généralement plat, car ils

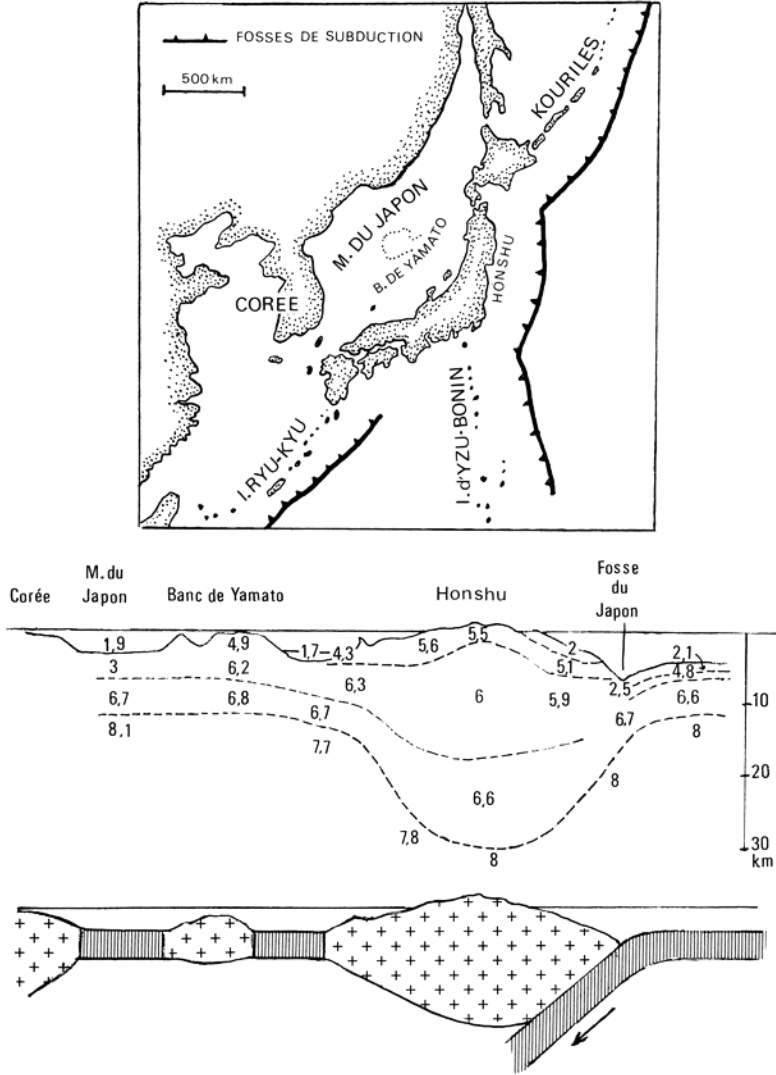


Fig. 6.11 L'arc insulaire et le bassin arrière-arc du Japon.

En haut : carte schématique.

En bas : coupe « sismique » (vitesse des ondes P en km/s) et interprétation crustale (croix : croûte continentale, hachures : croûte océanique).

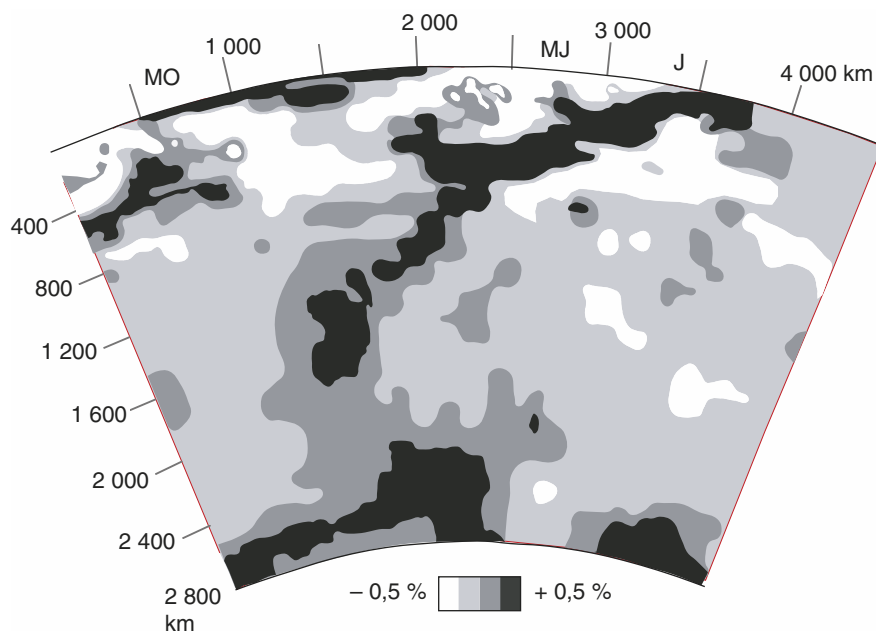


Fig. 6.12 Coupe tomographique de l'arc du Japon.

D'après Bijwaard & Spakman, 1998 ; M. Mongolie (au Sud du lac Baïkal), MJ. mer du Japon, J. Japon (N de Honshu).

Cette coupe montre un élément « froid » (noir), interprété comme la lithosphère Pacifique s'enfonçant sous l'Eurasie avec un changement de pendage au niveau de la discontinuité des 660 km.



Fig. 6.14 Anomalies magnétiques du bassin des Fiji.

D'après A. Malahoff, 1979, in J.-M. Auzende *et al.*, 1988.

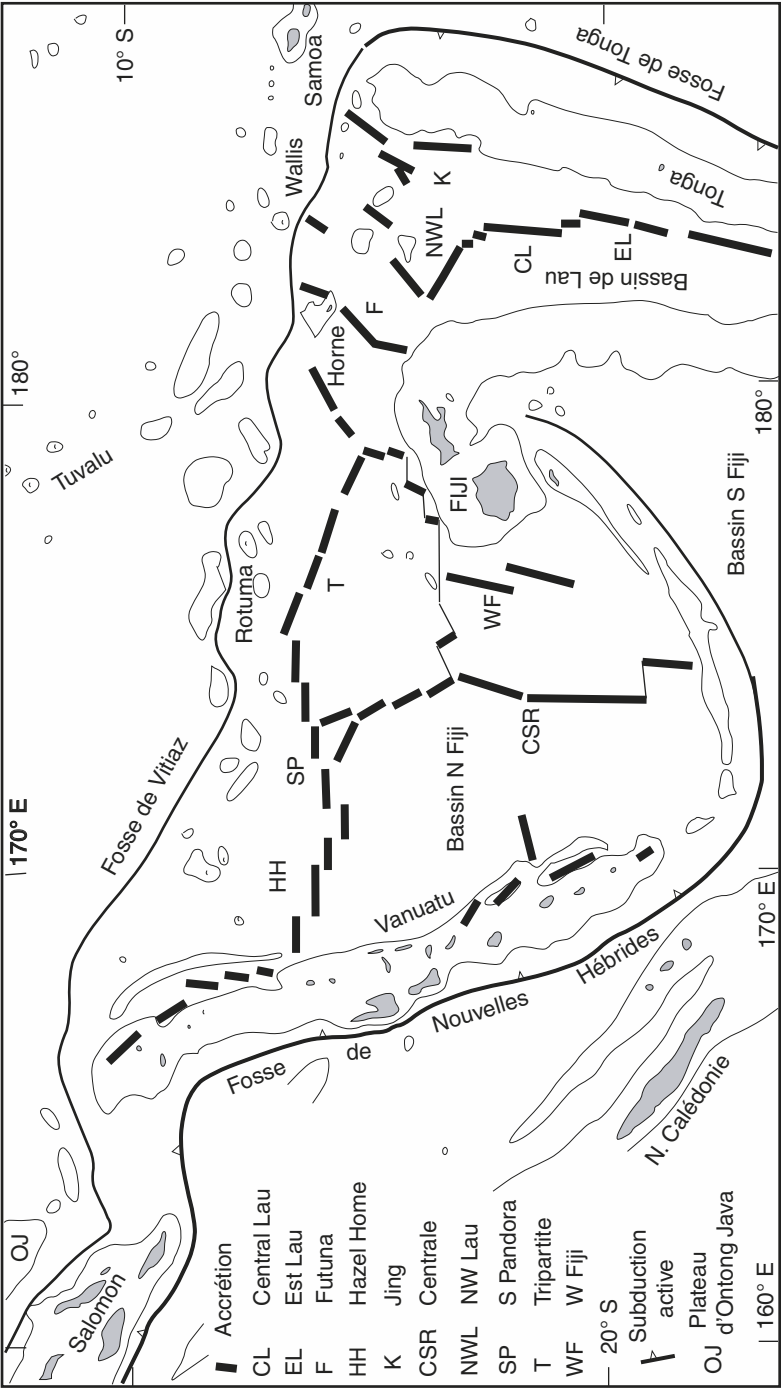


Fig. 6.13 Le bassin des Fiji.
Simplifié d'après Y. Lagabriele et al., 1997, Y. Lagabriele & S. Leroy, 2007.

sont le siège d'une sédimentation importante en raison de leur proximité avec des zones montagneuses soumises à une érosion intense.

Le modèle impliquant une fracturation de la lithosphère supérieure et l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc à l'emplacement d'une zone de faiblesse préexistante (arc magmatique ou ancienne suture) comme conséquence du couplage entre les deux lithosphères, rend bien compte de la genèse de ces bassins.

En résumé, tous ces bassins sont associés à des subductions à fort pendage et à plongement W. Leur fonctionnement est caractérisé par sa brièveté et l'instabilité des systèmes d'accrétion en relation avec les modifications du système de la subduction. Il peut s'agir d'une augmentation du plongement de la subduction, de son retrait, voire d'une réorganisation complète de sa géométrie, ou encore d'une combinaison de ces processus.

PARTIE 3

LES STRUCTURES CONTINENTALES DE COMPRESSION

La compression résulte toujours d'un phénomène de convergence de plaques ne pouvant être équilibré par un processus de subduction complète.

Quand une plaque lithosphérique portant une croûte continentale est ainsi comprimée, elle se déforme. La déformation commence évidemment par en affecter les parties les plus fragiles, où se manifestent alors des phénomènes d'*inversion tectonique*, notamment le rejeu en failles inverses des failles normales préexistantes. Nous en avons vu un exemple dans le bassin de la mer du Nord (*fig. 3.35*). Si la déformation s'accroît, on obtient une véritable chaîne de montagnes.

On étudiera successivement :

1. Les chaînes intracontinentales
2. les chaînes de marge :
 - chaînes de subduction
 - chaînes d'obduction
 - chaînes de collision

Un dernier chapitre sera consacré à des structures assez particulières que les géologues anglo-saxons appellent « collages », où les mouvements de décrochement jouent le rôle principal.

Chapitre 7

Les chaînes intracontinentales

Ce sont les structures qui apparaissent à la surface d'une lithosphère continentale mise en compression. Elles seront donc contemporaines des grandes crises orogéniques mondiales. On peut les grouper en deux catégories :

- les *chaînes autonomes*, c'est-à-dire isolées au sein d'une plate-forme, comme le Haut-Atlas ou les Pyrénées. Elles correspondent à un simple bombement de celle-ci ou à un écaillage plus ou moins complexe, mais elles se placent le plus souvent au niveau d'un accident préexistant représentant une zone de fragilité particulière, accident tel qu'un faisceau de failles d'importance crustale, une zone transformante, un fossé d'effondrement, etc. ;
- des *annexes des grandes chaînes de collision continentale*. En effet, une fois le cœur de ces grandes chaînes édifié et si le régime compressif persiste, la déformation gagne des territoires nouveaux, extérieurs à la chaîne en finition et franchement intracontinentaux (zone externe alpine, zone subandine, par exemple), parfois fort loin de la grande chaîne (Tian Shan). Ces nouvelles structures seront donc plus ou moins contiguës aux précédentes et toujours plissées avec un temps de retard. On les étudiera donc avec les grandes chaînes en question mais certaines seront cependant évoquées ici quand elles présentent une individualité morphologique suffisante.

Les chaînes intracontinentales offrent tous les intermédiaires depuis celles qui résultent d'un simple soulèvement du socle sous-jacent (ce sont les « plis de fond » des anciens auteurs) jusqu'à celles où le socle se raccourcit sans bombement, par clivage interne de la croûte ou subduction intracontinentale. Dans ce dernier cas la couverture sédimentaire doit s'adapter au raccourcissement en se repliant sur elle-même. La chaîne n'est plus alors qu'un simple train de plis au sein desquels le socle sous-jacent n'apparaît plus.

À ces deux cas extrêmes, les anciens auteurs donnaient le nom de « chaînes de socle » et « chaînes de couverture ». Malheureusement cette terminologie est souvent délicate à manier car une chaîne donnée peut être provoquée par le soulèvement de son socle, celui-ci restant revêtu de sa couverture sédimentaire (Liban, Haut Atlas oriental), ou bien la chaîne est de socle ou de couverture suivant les points (Pyrénées). Enfin, la notion même de socle et de couverture n'est pas nette. Par exemple, le Paléozoïque pyrénéen, peu ou pas métamorphique à partir de l'Ordovicien supérieur ou du Silurien, doit-il être classé dans le socle ou la couverture ?

Ces termes de chaîne de socle ou de couverture n'ont en définitive qu'une valeur descriptive et pas du tout génétique. Il est plus intéressant de distinguer les chaînes résultant d'un bombement de leur socle et celles provenant d'un clivage crustal ou d'une subduction intracontinentale.

7.1 CHAÎNES RÉSULTANT D'UN BOMBEMENT DE LEUR SOCLE

Celui-ci devrait traduire, *a priori*, soit un surépaississement de la croûte ou de la lithosphère, soit une véritable structure arquée de cette dernière entraînant un soulèvement correspondant de l'asthénosphère sous-jacente. Les données géophysiques n'indiquent en général ni l'un ni l'autre. En fait, en raison de l'énorme énergie que ces mécanismes exigeraient à l'échelle lithosphérique, il est plus probable qu'un clivage tangentiel se produit au sein de la croûte et que seule la lame de croûte sus-jacente au clivage est susceptible de prendre une structure en voûte ou en duplex. L'apparition de ces structures serait évidemment facilitée par l'existence de zones de faiblesse préexistantes de la croûte granito-gneissique, telles qu'un amincissement de celle-ci (bassins subsidents) ou la présence de faisceaux de failles susceptibles de fonctionner comme rampes.

7.1.1 Cas simples

La surface de la croûte continentale dessine une voûte, éventuellement affectée de failles inverses à double vergence, qui soulève sa couverture.

a) L'Anti-Atlas marocain (fig. 7.1)

Ce n'est qu'un simple et large bombement de matériel paléozoïque, à cœur précambrien, dépourvu de couverture secondaire et tertiaire, qui a été soulevé pour la première fois au cours de l'orogénèse hercynienne, puis à nouveau à la fin du Tertiaire et au Quaternaire jusqu'à 2 500 m. Ces derniers mouvements ont été enregistrés et donc datés par les déformations du Néogène des bassins voisins.

Le plissement-soulèvement s'accompagne d'une certaine fracturation laissant passage à un volcanisme plio-quaternaire. L'édifice volcanique le plus important est celui du Djebel Siroua, à l'W de Ouarzazate, strato-volcan montrant des trachyandésites finimiocènes (10 à 6 Ma) surmontées de basaltes et de phonolites plio-quaternaires. Ce volcanisme est toujours alcalin.

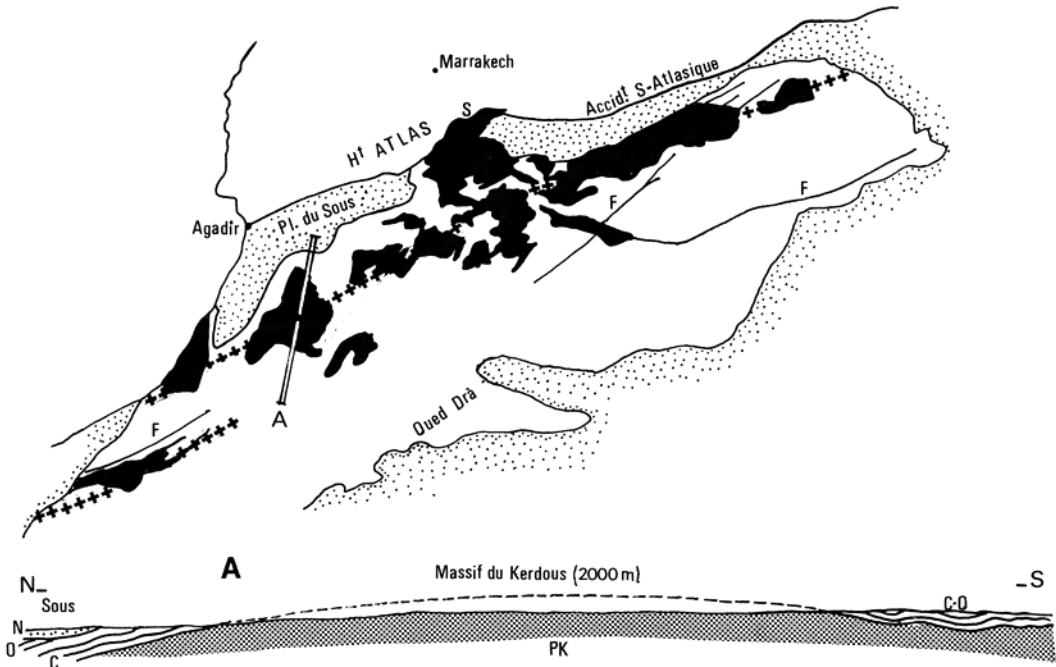


Fig. 7.1 Schéma structural de l'Anti-Atlas (d'après G. Choubert, 1971, simplifié).
 Pointillé : Néogène, blanc : Paléozoïque, noir : Précambrien, F. failles importantes,
 alignement de croix : axe de soulèvement, S. Djebel Siroua.
 A. Coupe : N. Néogène, O. Ordovicien, C. Cambrien, PK. Précambrien.

b) Les montagnes Rocheuses du Wyoming et du Colorado (États-Unis, fig. 7.2)

On a là plusieurs chaînons atteignant parfois 4 000 m de hauteur, orientés NS (Laramie Mountains, Front Range) ou EW (Uinta Mountains). Toutes montrent un cœur précambrien largement soulevé avec quelques restes d'une couverture primaire et secondaire : les faciès y sont d'eau peu profonde, beaucoup franchement continentaux.

L'intérêt de ces montagnes est de montrer des failles inverses à déversement opposé sur les flancs opposés de leur « zone axiale ». Cette tectonique est laramienne (paléogène) et, grâce à ces failles inverses, traduit une compression plus énergétique que dans les exemples précédents.

De fait, les profils géophysiques COCORP (« Consortium for Continental Reflection Profiling ») ont permis de montrer que la croûte sous-jacente à ces montagnes était affectée de failles inverses très nettes dont certaines se prolongeaient en surface par les failles de chevauchement évoquées. On ne sait pas si, en profondeur, elles se raccordent avec de grands clivages plats. En tout cas, elles expriment un raccourcissement crustal important dont les modalités locales reflètent souvent des discontinuités précambriennes.

Il faut ajouter que le plissement et le soulèvement de ces chaînes s'est accompagné d'une certaine fracturation secondaire laissant passage à un magmatisme alcalin banal.

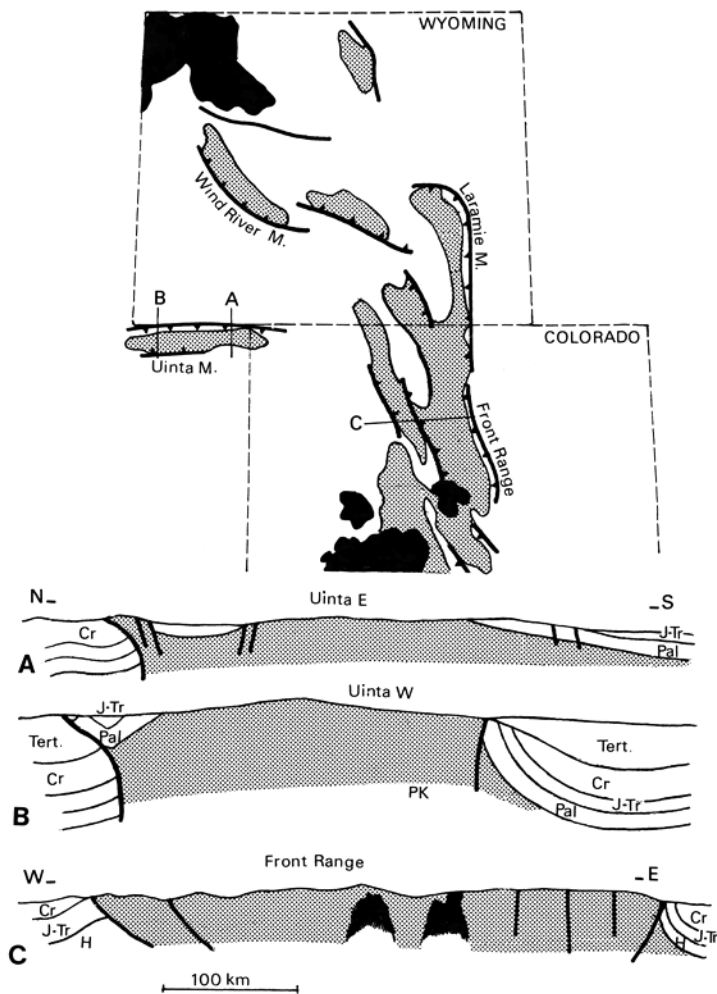


Fig. 7.2 Les montagnes Rocheuses des États-Unis.

Socle précambrien en grisé (PK), volcanisme et magmatisme tertiaires en noir.

Pal. Paléozoïque, H. Houiller, J. Tr, Tria-Jurassique, Cr. Crétacé, Tert. Tertiaire.

c) Le Liban, l'Anti-Liban et les Monts de Palmyre (Palmyrides)

La montagne du Liban (3 096 m) et son annexe l'Anti-Liban (2 814 m), séparées par le synclinal de la Bekaa, sont deux plis de fond, à cœur jurassique (fig. 7.3), affectant la plate-forme arabe de part et d'autre de la faille du Jourdain qui prend, dans ce secteur, une direction SW-NE et le nom de faille de Yammouna (ou Yamuneh).

L'Anti-Liban est relayé, à l'E de Damas, par les Monts de Palmyre, à matériel seulement crétacé-paléogène, qui se suivent sur 400 km vers le NE en s'atténuant progressivement avant de disparaître sous le Néogène et les alluvions de l'Euphrate.

Si le Liban et l'Anti-Liban sont deux anticlinaux simples (fig. 7.3), les monts de Palmyre sont plus complexes et comprennent deux systèmes de plis superposés : de petits plis NE-SW, parallèles au Liban et à l'Anti-Liban (dont ils sont contemporains), d'âge miocène car recouverts d'un Pliocène discordant, et de grands plis, grossièrement EW, moins accentués, d'âge pliocène et synsédimentaires (ce qui permet de les dater).

Cette superposition traduit deux périodes d'activité (fig. 7.4) :

- L'une, *miocène*, correspond à un champ de contrainte compressif (σ_1 orienté NW-SE), déjà évoquée à propos du golfe de Suez et de la mer Rouge, et qui règne alors dans toutes les chaînes périméditerranéennes. Cette phase édifie un premier système de plis auxquels appartiennent aussi le Liban et l'Anti-Liban. La faille du Jourdain joue en décrochement sénestre mais en régime compressif.
- L'autre, *plio-quaternaire*, correspond à une période distensive généralisée et à l'ouverture de la mer Rouge, donc à un nouveau décrochement sénestre de la faille du Jourdain accompagné du développement de bassins en pull-apart.

Dans le secteur qui nous occupe, σ_1 devient pratiquement NS et donne des plis approximativement EW dans les monts de Palmyre (anticlinal du Djebel Bilas, par exemple, fig. 7.4) superposés aux plis précédents. Le Liban et l'Anti-Liban ne sont pas modifiés mais affectés d'un réseau complexe de petites failles décrochantes dont les directions (N 120 et N 60) sont compatibles avec celle, quasi-méridienne, de σ_1 .

Le plissement de toutes ces chaînes s'accompagne de l'émission de basaltes alcalins classiques¹ répartis en deux ensembles géographiques, respectivement au N et au S du domaine plissé. Le plus important est celui du S (Djebel Druze), dans lequel les points d'émission se disposent nettement suivant une direction NW-SE.

Les datations radiométriques et les arguments stratigraphiques montrent que le volcanisme débute au Miocène inférieur suivant cette direction NW-SE qui est celle des fissures de tension parallèles à σ_1 , mais il s'intensifie au Plio-Quaternaire lorsque le décrochement sénestre de la faille du Jourdain, jouant en transtension, ouvre les fissures précédentes.

Le fait que les chaînes que l'on vient de décrire n'existent qu'au niveau de la faille de Yamuneh et s'atténuent peu à peu quand on s'en éloigne, ainsi que l'absence de volcanisme dans ce secteur, montrent bien que c'est le changement d'orientation de la faille du Jourdain qui est en cause, provoquant un blocage relatif du déplacement de la plaque arabe vers le N, donc une compression locale qui s'exprime par les plis en question (fig. 7.5). Ceux-ci n'équilibrent évidemment pas le déplacement de la plate-forme arabe, qui est évalué à 60 km pour le Miocène et 40 pour le Plio-Quaternaire. Il est donc obligatoire qu'il y ait eu, au moins de façon intermittente, glissement

1. Qu'il ne faut pas confondre avec les basaltes d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur intercalés dans la série stratigraphique.

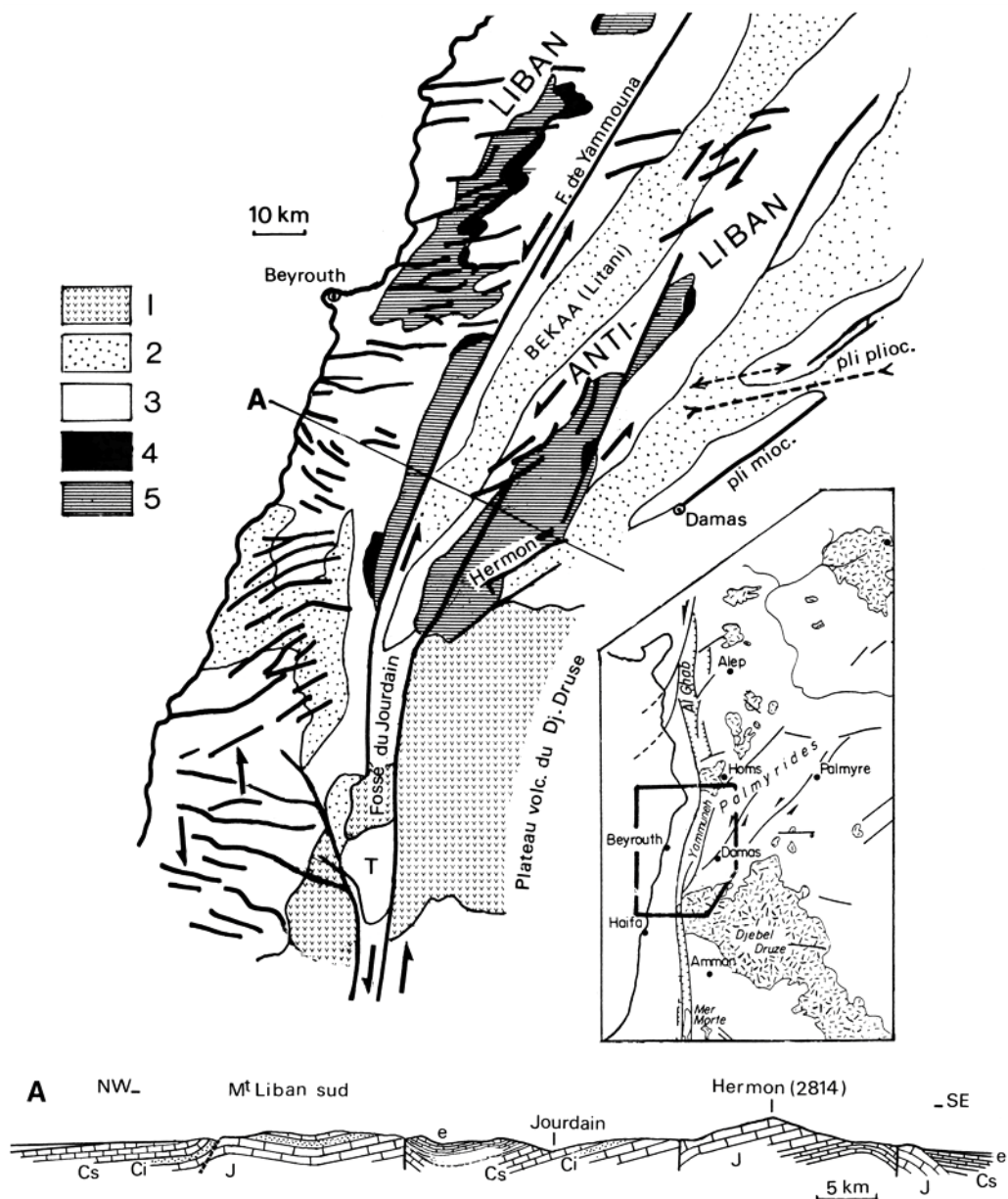


Fig. 7.3 Structure du Liban et de l'Anti-Liban.

Le *Liban* est un anticlinal coffré, à cœur jurassique, dont le soulèvement n'a pas été suffisant pour faire apparaître le socle. L'anticlinal est limité à l'E par la faille décrochante sénestre de Yammouna (= Yamuneh) qui est l'accident majeur du système et le prolongement de celle du Jourdain. Les nombreuses petites failles du versant W sont des accidents tardifs, postérieurs à l'individualisation du massif.

Au-delà du synclinal effondré de la Bekaa, vient l'anticlinal de l'*Anti-Liban*, également à cœur jurassique (Mt Hermon), coupé de grandes failles obliques.

Au NE de Damas, enfin, la figure montre les premiers anticlinaux des *Palmyrides* où la superposition de deux phases tectoniques apparaît clairement.

1. Volcanisme récent, 2. Crétacé supérieur-Eocène, 3. Crétacé inférieur, 4. Basaltes crétacé inférieur, 5. Jurassique. Abréviations de la coupe : e. Éocène, Cs. Crétacé supérieur, Ci. Crétacé inférieur, J. Jurassique.

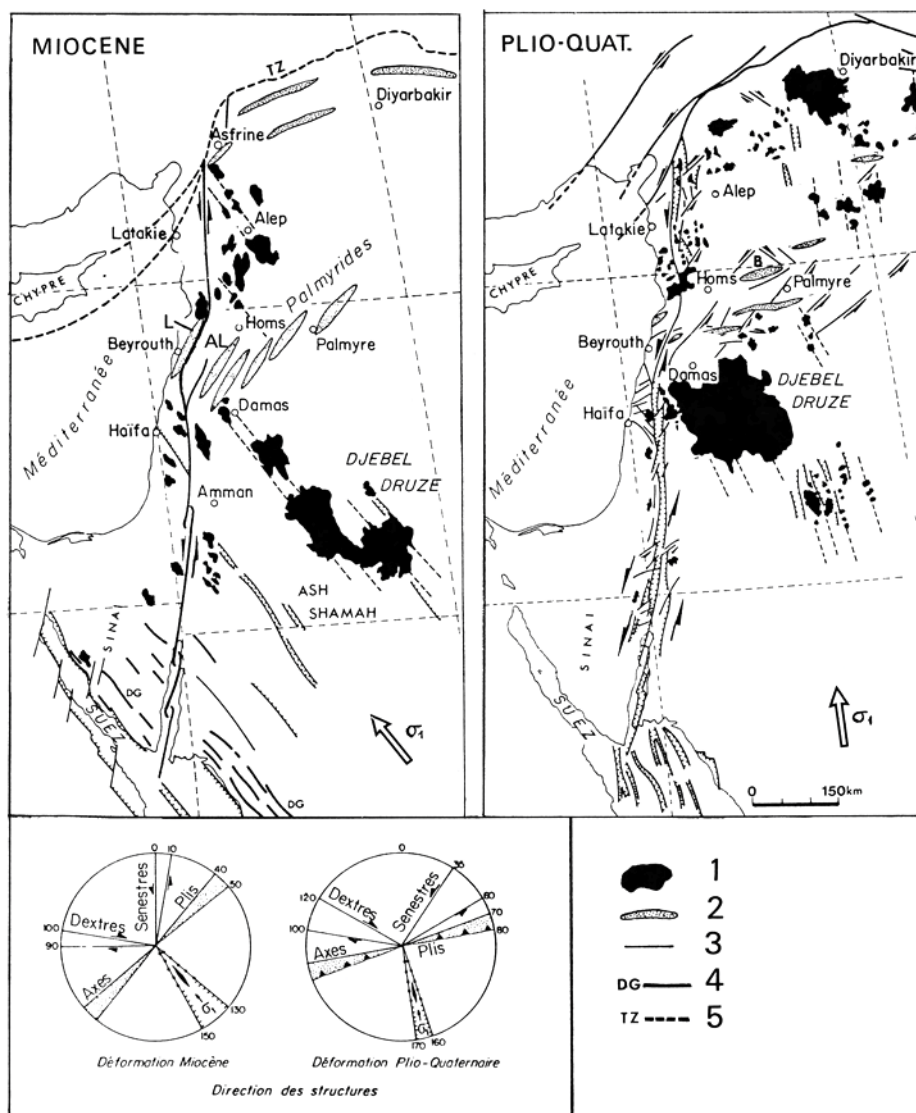


Fig. 7.4 Cadre structural du plissement du Liban (L), de l'Anti-Liban (AL) et des Palmyrides (d'après Giannerini et al., 1988, simplifié et légèrement modifié).

1. Volcanisme, 2. plis majeurs, 3. failles, 4. dykes gabbroïques des bords de la mer Rouge et du golfe de Suez, 5. limite des chaînes alpines du Taurus et du Zagros.

B. Djebel Bilas (NW de Palmyre).

latéral le long du décrochement ce qui a dû se produire dès que la dépense d'énergie correspondante était moindre que celle nécessaire à la poursuite du plissement et de son évolution éventuelle en chevauchement.

Un cas analogue de chaîne par blocage de coulissement est celui des **chaînes Transverses (Transverse Ranges) du S de la Californie**, au N de Los Angeles, où la faille de San Andreas prend un trajet EW sur une centaine de kilomètres de longueur (« Big Bend ») (fig. 7.5, 7.6). Ces Transverse Ranges sont postérieures à la naissance de cette faille et lui sont évidemment liées.

Cet exemple est d'autant plus intéressant que l'on peut démontrer ici le caractère intermittent du coulissement. En effet, la dernière activité sismique sur le tronçon EW remonte à 1857 et des mesures au géodimètre ont montré qu'entre 1959 et 1973, les déplacements y ont été faibles par rapport à ceux qui se produisaient sur les branches NW-SE (3 à 6 cm/an). Le « Big Bend » est donc resté pratiquement bloqué et a joué alors en compression.

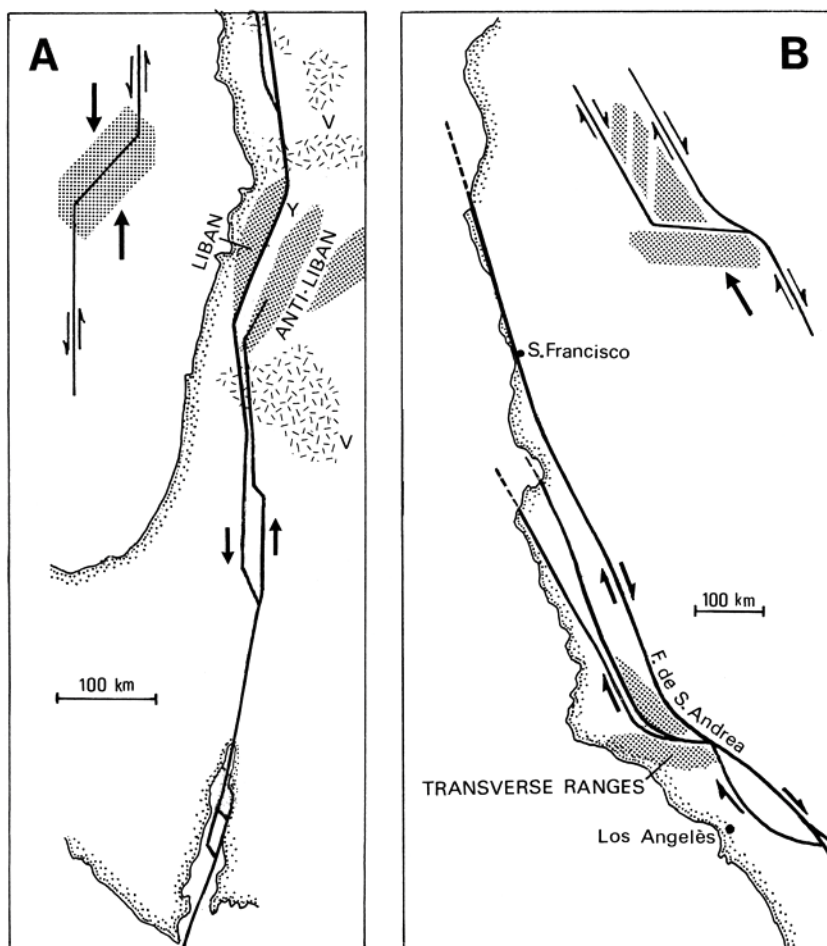


Fig. 7.5 Chaînes par blocage de coulissement.

A. Liban et Anti-Liban (Y. faille de Yamouneh, V. volcanisme).

B. Transverse Ranges de Californie.

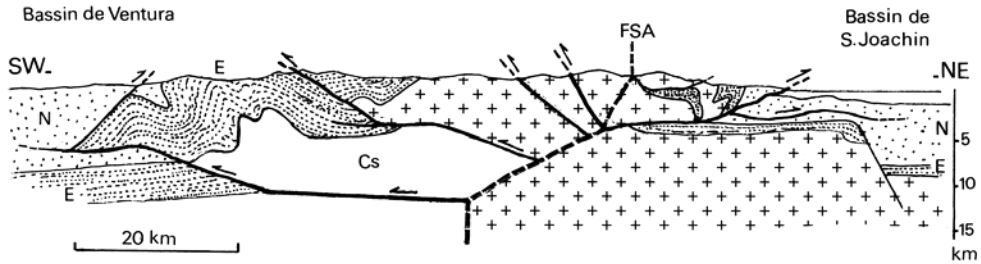


Fig. 7.6 Coupe des Transverse Ranges (Californie)
(d'après Namson et Davis, 1988, simplifié).

La coupe montre un ensemble de plis et de chevauchements formés depuis le Pliocène. Les données sismiques et le dessin de coupes équilibrées impliquent l'existence d'un niveau de clivage important vers 10 à 12 km de profondeur, relié à la surface par des rampes, ainsi qu'un raccourcissement de 50 km, soit donc 20 mm par an environ.

N. Néogène, E. Éocène, Cs. Crétacé supérieur.

Croix : roches cristallines diverses d'âge mésozoïque (granites et ophiolites).

FSA. Faille de San Andreas.

d) Le Haut Atlas marocain

Avec lui on aborde des chaînes de socle un peu plus complexes où l'on va voir juxtaposées des failles inverses à déversement opposé (donc un fort raccourcissement crustal) et des structures anciennes conditionnant le développement et l'orientation de la chaîne.

Celle-ci, longue de 600 km, large de 50 à 150, culmine au Djebel Toubkhal (4 165 m) et comprend, d'W en E, le Haut-Atlas maritime, l'Atlas de Marrakech et le Haut Atlas oriental (fig. 7.7).

► Évolution structurale

Dès le Permo-Trias, le craton africain est soumis à distension et se découpe, au niveau du futur Haut-Atlas, en une série de grabens ou d'hémigrabens orientés suivant des failles héritées de l'Hercynien (WSW-ENE), avec émission de produits basaltiques à tendance tholéitique, datés de 195 à 200 Ma (Trias supérieur).

Au Jurassique, l'océan Atlantique s'ouvre entre Maroc et Mexique, repoussant l'Afrique vers l'E. Dans ce cadre dynamique extensif, il y a ouverture d'un sillon à l'emplacement du futur Haut-Atlas oriental, sillon dont le comblement est achevé au Jurassique moyen. Ce sillon était limité vers le SW par le « horst » du Haut-Atlas de Marrakech au-delà duquel réapparaissait une zone subsidente, le futur Haut-Atlas maritime (région d'Agadir-Essaouira) (fig. 7.7).

Le sillon jurassique du Haut-Atlas oriental était très subsident (3 000 à 8 000 m de sédiments calcaréomarneux à Céphalopodes, frangés de formations récifales). La subsidence était liée à un système de failles actives (syndérismales), souvent décrochantes et pouvant alors donner des bassins en pull-apart, au Jurassique moyen, dans le Haut-Atlas oriental. L'ouverture de ces petits bassins a été aussi accompagnée de la

genèse de rides anticlinales locales (plis transverses) et d'un magmatisme alcalin (sills de dolérites, monzodiorites et leucogabbros jalonnant le réseau des fractures).

Distension et subsidence ralentissent au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur qui voient une émergence quasi générale du futur Haut-Atlas, à nouveau accompagné de l'émission de basaltes alcalins. Ce régime persiste au Crétacé supérieur qui ne connaît que les transgressions marines classiques de cette époque.

Plus à l'W, à l'autre extrémité de la chaîne, le bassin du futur Haut-Atlas maritime n'est qu'un bassin de marge passive, banal, où la sédimentation marine se poursuit après le Dogger. Au Tertiaire, le mouvement de l'Afrique vers le N modifie le cadre structural. Il entraîne le plissement du Haut-Atlas au cours d'une série de

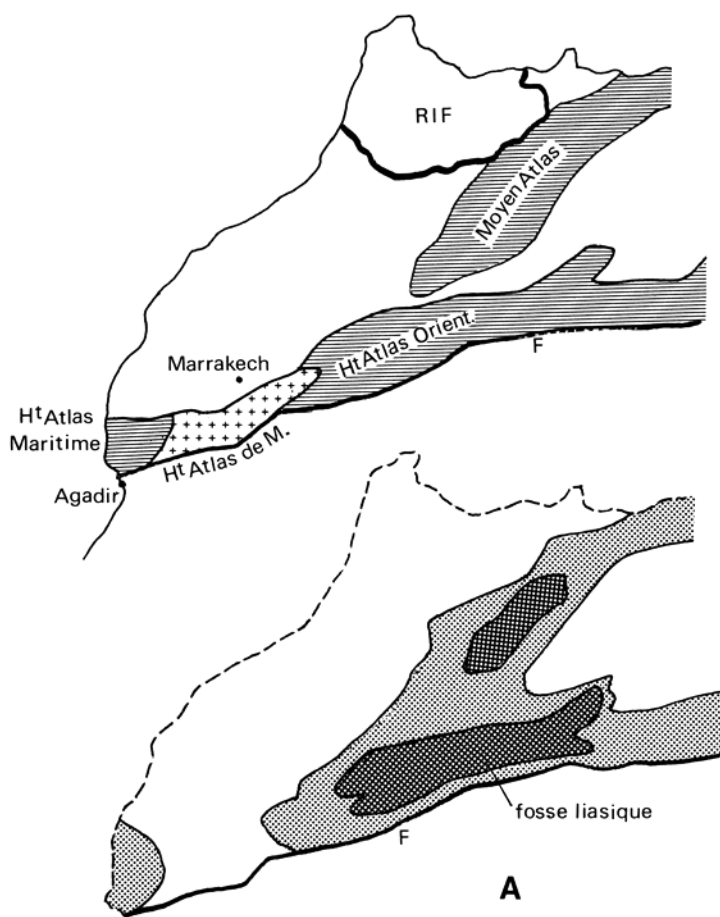


Fig. 7.7 Situation et subdivisions du Haut Atlas marocain (croix : socle ancien, hachuré horizontal : couverture sédimentaire mésozoïque).

A. Paléogéographie liasique (bassins marins en grisés) : elle préfigure la disposition de la chaîne.

mouvements allant de la fin de l'Éocène au Pliocène, et fait rejouer les fractures antérieures en décrochements dextres. Tout le Haut-Atlas devient, en fait, un couloir de décrochement.

Le plissement-soulèvement est accompagné d'une intense fracturation et d'un faible volcanisme alcalin daté de 8 à 0,5 Ma, comme celui de l'Anti-Atlas.

► Structure actuelle (fig. 7.8)

Elle varie suivant les points.

Le Haut-Atlas de Marrakech, qui a toujours joué en zone haute lors de l'évolution mésozoïque et où la série sédimentaire est restée mince, est une chaîne de socle typique, avec une « zone axiale » où affleurent les terrains anciens. C'est un ensemble rigide, limité par des failles inverses à double déversement, toutes représentant des rejeux d'accidents hercyniens. Au S, l'*accident sud-atlasique* se suit de façon assez continue sous forme d'une grande faille inverse ou verticale. Au N, l'*accident nord-atlasique* est, au contraire, un faisceau d'accidents inverses ou verticaux, se relayant mutuellement, suivant des directions SW-NE ou EW.

Le Haut-Atlas oriental et le Haut-Atlas maritime sont, en fait, des chaînes de couverture, caractérisées par une épaisse série sédimentaire et un plissement de style jurassien : vastes synclinaux à fond plat remplis de marnes lias supérieur-aaléniennes, anticlinaux aigus à cœur de Lias inférieur et de Trias. Les plis sont de type concentrique, sans schistosité : il s'agit évidemment d'une tectonique de superstructure.

La fracturation reste intense et il est intéressant de remarquer que les failles normales suivant lesquelles s'était affaissé le bassin triasique, rejouent en failles inverses ou pli-failles : ces accidents correspondent en effet à des changements de faciès sur leurs lèvres. L'ensemble offre toujours le double déversement caractéristique (fig. 7.8) et la double orientation SW-NE et EW qui facilite le découpage de la chaîne en compartiments losangiques allongés.

Sous la chaîne, la croûte ne montre pas d'épaississement particulier. En fait, c'est grâce à son découpage en lanières coulissant les unes par rapport aux autres que le socle atlasique s'est raccourci.

7.1.2 Cas complexe : les Pyrénées (fig. 7.9 à 7.12)

C'est une chaîne longue de 400 km environ sur 50 à 100 de large, culminant à 3 400 m, et faisant limite entre le craton ibérique et le craton européen.

À première vue, elle ressemble beaucoup au Haut-Atlas, avec une « zone axiale » où affleure largement le socle ancien affecté de failles inverses à double déversement : au N, il s'agit de la *faille nord-pyrénéenne*, ancien accident hercynien remis en mouvement; au S, de plusieurs accidents beaucoup plus plats donnant au versant sud de la zone axiale une structure en écailles tangentielles, au moins pour ce qui est de la croûte superficielle (fig. 7.9).

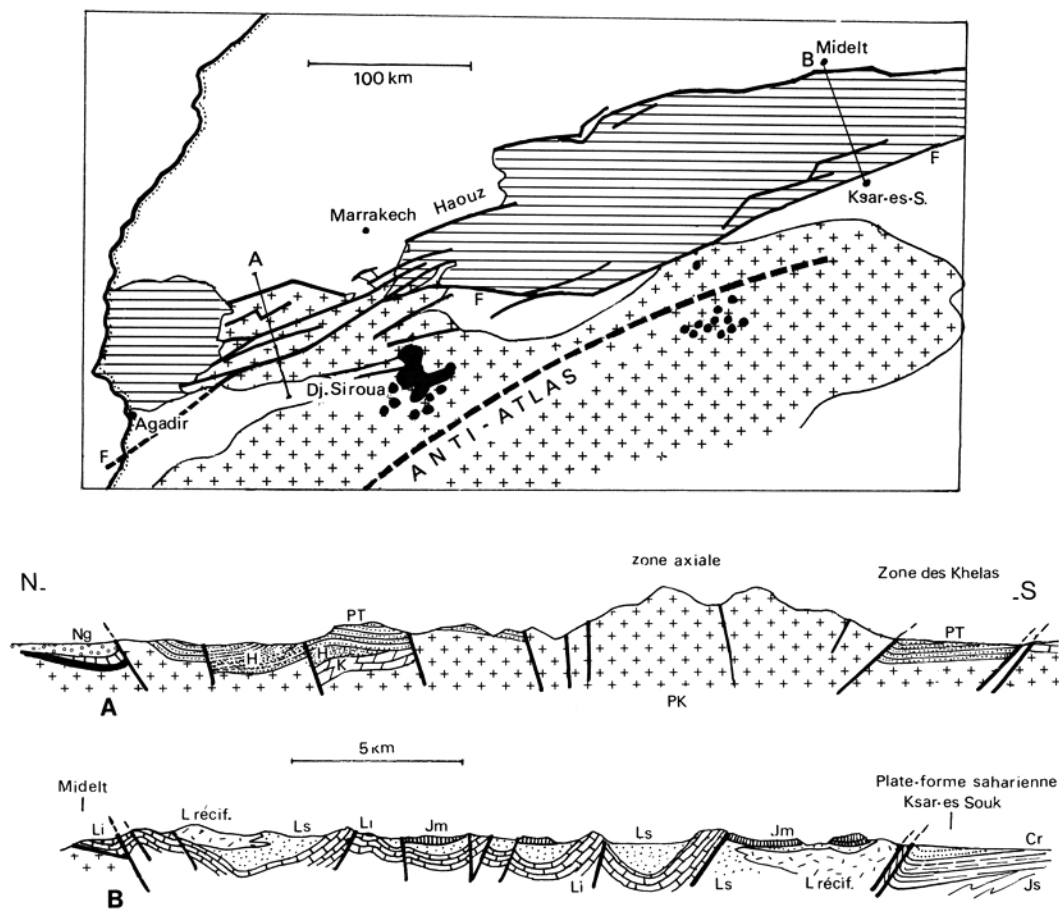


Fig. 7.8 Schéma structural et coupes du Haut Atlas marocain

(croix : socle ancien, hachuré horizontal : couverture sédimentaire mésozoïque; noir : volcanisme tertiaire. Le tireté noir souligne l'axe de culmination de l'Anti-Atlas).

Tous ces accidents, ainsi que la zone axiale elle-même, s'annoient vers l'W sous leur couverture mésozoïque à partir du méridien de Pau.

La chaîne est cependant beaucoup moins symétrique que le Haut Atlas car elle est compliquée sur le versant français par une zone particulière, dite *zone nord-pyrénéenne* qui montre des caractères particuliers. Son substratum, granito-gneissique, est très écaillé (« massifs satellites » des anciens auteurs). À ces écaillies granito-gneissiques s'associent quelques minuscules lames de péridotites (lherzolites, baptisées précisément ici, du nom de l'étang de Lherz). Il y existe un volcanisme synsédimentaire fréquent, bien que faible en volume.

Ces trois caractères traduisent bien l'amincissement et la fracturation du substratum au voisinage de la vieille faille hercynienne qu'est la faille nord-pyrénéenne,

bordure sud de la zone nord-pyrénéenne. Celle-ci correspond donc à la zone de fragilité crustale que l'on retrouve à l'origine de la plupart des chaînes de socle.

Ajoutons que les terrains de la zone nord-pyrénéenne confinant à la zone axiale sont métamorphisés en faciès de haute température, puis, ultérieurement, en faciès de pression plus élevée, accompagné de schistosité (séricitoschistes).

L'intérêt des Pyrénées est aussi que la zone nord-pyrénéenne représente un ancien couloir transformant qui a frôlé la rupture, c'est-à-dire la genèse d'une fissure crustale, si bien que la chaîne achevée pourrait presque être considérée comme une chaîne de collision. C'est ce que va montrer l'évolution du domaine pyrénéen depuis le Trias.

a) Évolution structurale

Elle est inséparable de celle du bassin d'Aquitaine et du golfe de Gascogne. On a vu, à propos de ce dernier (p. 110), que la position du craton ibérique par rapport au craton européen a varié au cours du Crétacé supérieur, ce qui implique l'existence entre les deux cratons d'une zone particulièrement déformable, restée cependant à croûte continentale car on ne connaît pas d'ophiolites dans les Pyrénées.

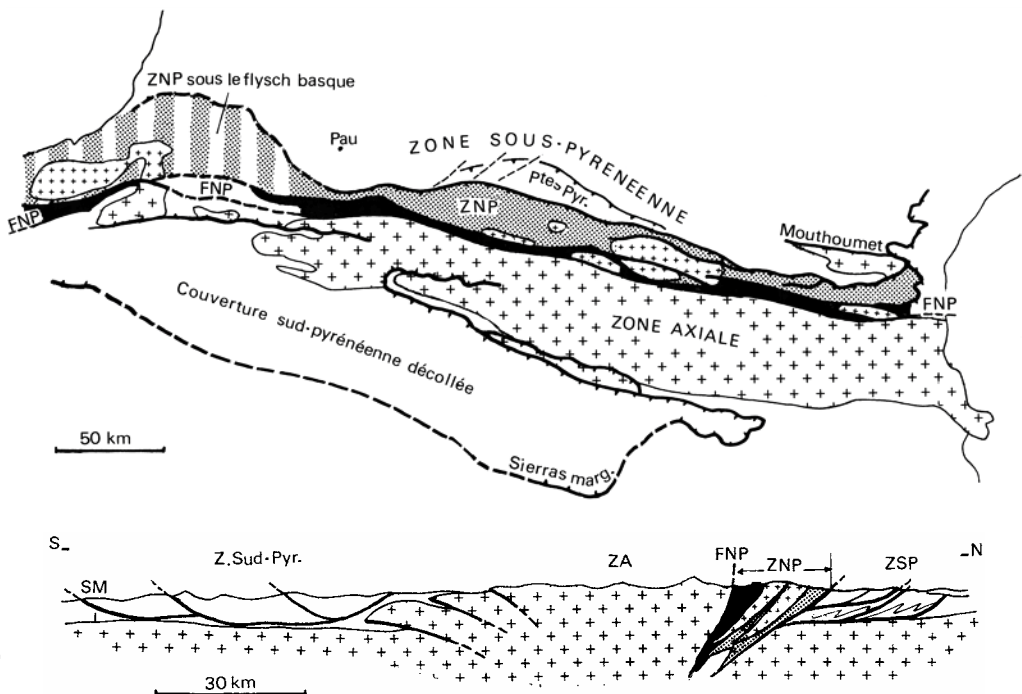


Fig. 7.9 Schéma structural et coupe des Pyrénées.

FNP, faille nord-pyrénéenne, SM, Sierras marginales, ZA, zone axiale, ZNP, zone nord-pyrénéenne, ZSP, zone sous-pyrénéenne.

Du Trias au Jurassique, on avait là un bassin de subsidence en eau peu profonde, probable conséquence de la dislocation de la Pangée. Ce bassin était certainement contrôlé par de nombreux accidents dont la « flexure Arcachon-Toulouse » (fig. 3.24) et, plus au S, la faille nord-pyrénéenne.

À l'*Aptien* et à l'*Albien*, par suite de l'ouverture progressive de l'Atlantique nord, distension et subsidence reprennent brutalement. La future zone nord-pyrénéenne apparaît alors comme siège de la subsidence maximum, directement limitée au S par la faille de même nom (dépôt du « flysch ardoisier » des géologues pyrénéens, ceinturé au N et au S de récifs urgoniens). De plus, cette distension Aptien-Albien s'accompagne de volcanisme synsédimentaire (basaltes alcalins) et d'un métamorphisme thermique, particulièrement bien marqué près de la faille nord-pyrénéenne. On en conclut qu'à ce stade, un véritable rift s'est installé à l'emplacement de l'ancien bassin subsident triasique-jurassique, rift dont l'axe devait se trouver au contact de la faille nord-pyrénéenne (fig. 7.10).

À la fin de l'*Albien*, commence le coulisement sénestre du craton ibérique, avec début de l'ouverture du golfe de Gascogne. Ces mouvements ont deux conséquences. Le coulisement se fait probablement suivant des accidents transformants jalonnés de petits bassins en pull-apart pouvant expliquer l'apparition de lambeaux de lherzolites du manteau supérieur.

Quant à l'ouverture du golfe de Gascogne, elle provoque la contraction de l'extrémité E de la zone subsidente et d'abord du rift nord-pyrénéen. La future zone axiale se soulève et entraîne avec elle la zone nord-pyrénéenne. La subsidence est donc rejetée dans la partie N de l'ancien bassin triasique où s'individualise un nouveau sillon dit *sous-pyrénéen*, future *zone sous-pyrénéenne* où se fait le passage des Pyrénées au bassin d'Aquitaine.

Au *Campanien*, et par suite de l'ouverture de l'Atlantique sud, le craton ibérique commence sa remontée vers le N (fig. 7.11). Le processus de fermeture débute dans les Pyrénées orientales où se développe alors un léger métamorphisme dynamique et non plus thermique, associé à une schistosité de flux.

À l'*Éocène*, le processus gagne toute la chaîne pour atteindre son maximum à l'*Éocène* moyen. À ce moment, l'ancien domaine nord-pyrénéen devient un faisceau de plis pour ce qui est de la couverture et un faisceau d'écaillés (les « massifs satellites ») pour ce qui est du socle. Toutes ces structures sont à vergence N et plus ou moins chevauchées par la zone axiale. Quant au versant S de cette dernière, il est débité, au moins en surface, en grandes écaillés à vergence S, ce qui donne à la chaîne sa structure à double déversement. Ces phénomènes sont contemporains de la subduction de la croûte océanique du golfe de Gascogne sous la marge cantabrique (voir p. 112 et fig. 4.13).

b) Les profils géophysiques récents ont révélé des faits intéressants (fig. 7.12), à savoir :

1. Que la croûte ibérique est plus épaisse que la croûte européenne et que sa partie inférieure est bien litée, correspondant probablement à un matériel à faciès granulitique qui affleure dans les petits massifs anciens de la zone nord-pyrénéenne.

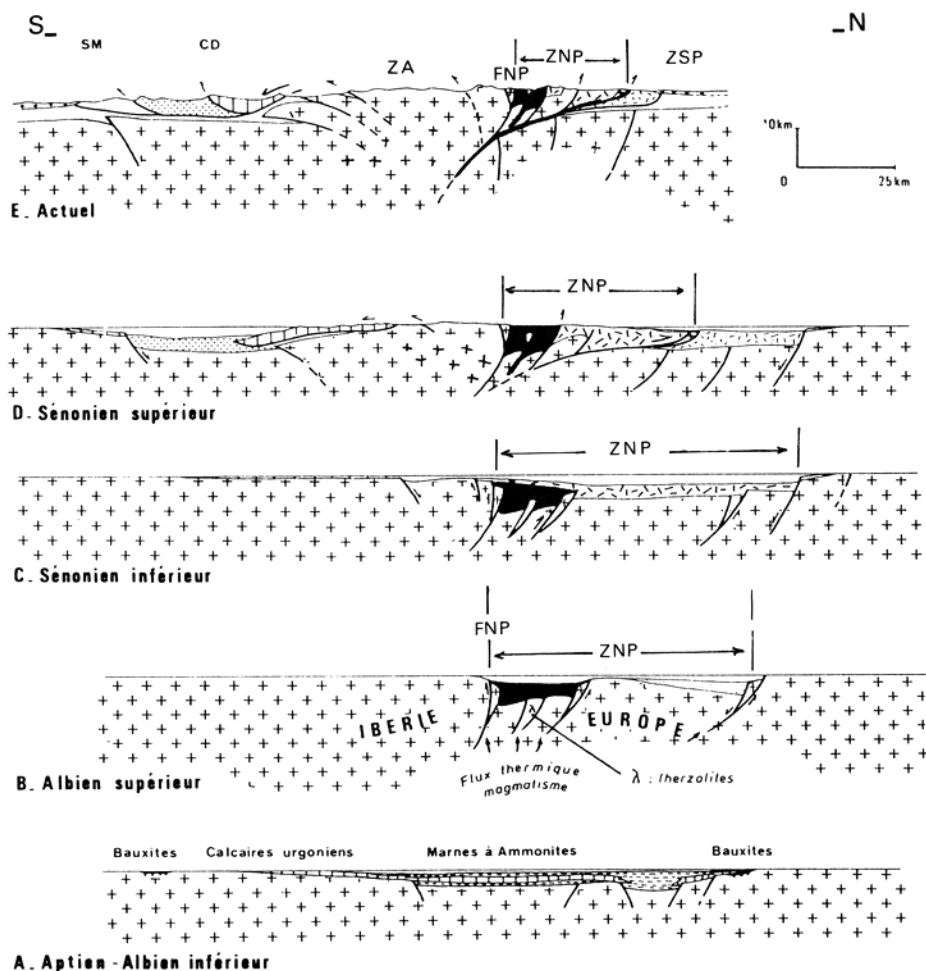


Fig. 7.10 Évolution structurale du domaine pyrénéen depuis l'Aptien (d'après Souquet et Debroas, 1980, simplifié).

Mêmes abréviations que pour la fig. 7.9.

2. Que les structures d'ensemble de la chaîne ont bien une disposition en éventail, mais légèrement dissymétrique, les réflecteurs à pendage N étant dominants.
3. Que tout se passe comme si la lithosphère européenne venait emboutir la lithosphère ibérique. Mais les avis diffèrent sur l'importance de ce poinçonnement en raison de la difficulté d'interprétation du profil à la verticale de la zone nord-pyrénéenne, ce qui est normal, les structures jouant d'autant moins en réflecteurs qu'elles sont plus redressées.

De toute façon, et quelle que soit l'ampleur du poinçonnement, l'élément important que révèle ce profil est une amorce de sous-charriage de la croûte ibérique

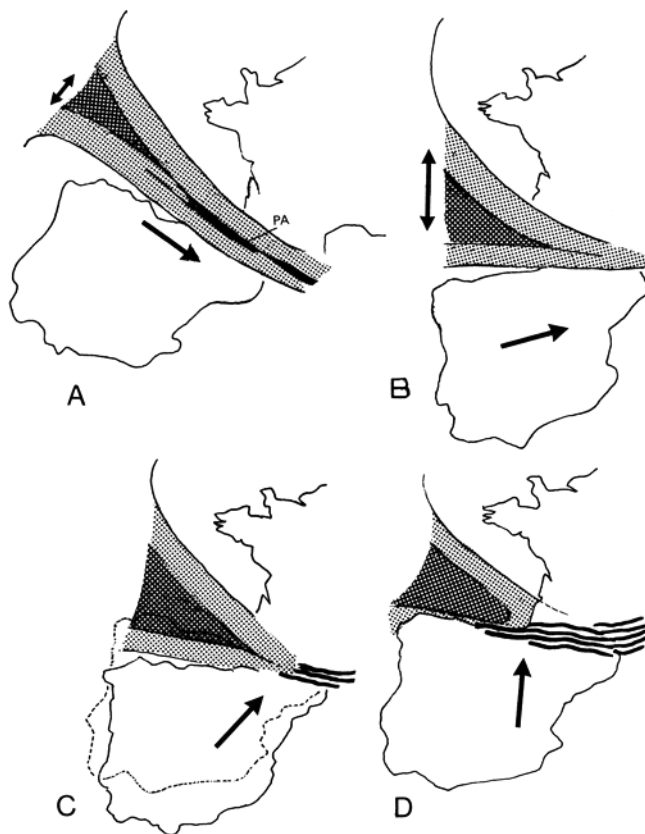


Fig. 7.11 Cadre paléogéographique de la genèse des Pyrénées.

(en gris clair : talus continentaux, en gris sombre : croûte océanique. Les contours de l'Espagne et de la France ne sont indiqués qu'à titre de repères géographiques).

A. De l'Albien au Campanien. L'Espagne coulisce de façon sénestre par rapport à la France, ce qui entraîne la naissance de petits bassins en pull-apart (PA) considérés comme pouvant être à l'origine des écaïlles de Iherzolites. Ce coulisement est accompagné d'un déplacement du pôle de rotation entraînant l'ouverture du golfe de Gascogne.

B. Au Campanien. Le golfe de Gascogne est entièrement ouvert. L'Espagne amorce sa remontée vers le NE.

C. Fin du Crétacé. L'Espagne remonte vers le NE. Le plissement commence dans les Pyrénées orientales.

D. Éocène. Le mouvement de l'Espagne se fait franchement vers le N. Le plissement s'étend à toute la chaîne.

sous la croûte européenne, impliquant une remontée du manteau supérieur sous cette dernière. Ce serait peut-être l'héritage du diapir mantellique du Crétacé moyen à l'aplomb du « rift » nord-pyrénéen. Une telle remontée pourrait faciliter l'emboutissement évoqué.

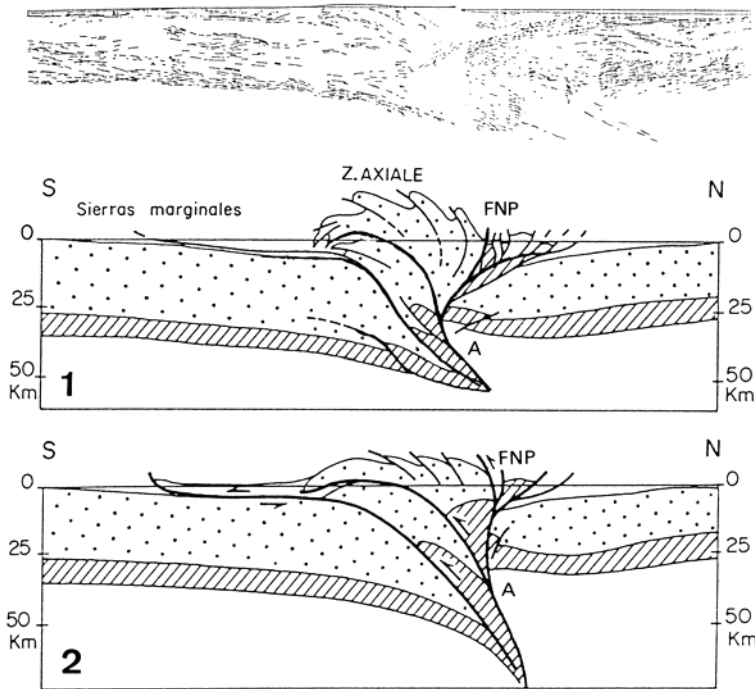


Fig. 7.12 Deux interprétations du profil ECORS-Pyrénées d'après Mattauer, 1990).

Dans le modèle 1, généralement admis, la faille nord-pyrénéenne (FNP), subverticale en surface, est décalée à une dizaine de km de profondeur par un important chevauchement vers le N. L'emboutissement du socle européen est fort.

Dans le modèle 2, la faille nord-pyrénéenne conserverait au contraire sa disposition verticale sur une hauteur de 20 à 30 km. Emboutissement du socle européen faible à nul.

Le seul élément visible sur le profil dans ce secteur de la faille nord-pyrénéenne est un important réflecteur lité situé sous la zone axiale dans la « zone blanche ». Il représenterait, soit la croûte inférieure litée des massifs nord-pyrénéens (modèle 1), soit la croûte inférieure de la zone axiale remontée par écaillage (modèle 2).

En A, remontée du manteau supérieur.

c) En conclusion

Les Pyrénées s'édifient sur une zone fragile apparue au Trias et elle-même calquée sur des accidents hercyniens, dont la faille nord-pyrénéenne. Cette zone fragile est devenue un rift, avec des amorces locales de fissure crustale. Les deux lèvres de ce hiatus ont coulissé l'une par rapport à l'autre avant de s'affronter, mais le système est resté, pour l'essentiel, de type intracontinental. C'est tout de même une évolution qui annonce celle des chaînes de collision : il aurait suffi pour aboutir à ce stade que la fissure crustale se soit un peu plus ouverte et que l'on ait eu un espace suffisant de croûte océanique.

Mais l'écaillage crustal des Pyrénées est important et annonce le deuxième groupe de chaînes intracontinentales.

7.2 CHAÎNES RÉSULTANT D'UN CLIVAGE INTRACRUSTAL

7.2.1 Les chaînes catalanes et ibériques (fig. 7.13)

Entre le bassin de l'Èbre et les cordillères bétiques, existe une série de chaînes faiblement élevées (2 400 m maximum), d'orientation NE-SW (chaîne catalane) ou NW-SE (chaîne ibérique). La couverture mésozoïque y atteint une épaisseur de 2 000 m et débute par un Trias à évaporites qui représente évidemment un niveau de décollement quasi général. Cette couverture dessine des plis à grands rayons de courbure limités par des failles chevauchantes et des décrochements, tous ces accidents pouvant impliquer du matériel hercynien.

L'âge de ces chaînes a été établi principalement dans leur secteur catalan grâce aux dépôts marins tertiaires. Elles sont contemporaines des Pyrénées (Éocène). Mais, au Miocène inférieur, se produit aussi une phase de distension qui donne naissance à des bassins néogènes superposés aux structures compressives antérieures.

Sur le plan de l'interprétation dynamique, il faut remarquer :

1. que l'orientation des décrochements (sénestres dans la chaîne catalane et dextres dans la chaîne ibérique), ainsi que la direction générale des chevauchements, impliquent une direction de compression grossièrement NS, analogue à celle responsable des Pyrénées ;
2. que l'existence d'écailles de socle engagées dans les chevauchements montre que ce socle a été tout autant comprimé que sa couverture. S'il n'a pas été soulevé en bloc ou bombé en pli de fond, c'est que les clivages correspondants à ces écailles ont dû rester très plats. Comme, par ailleurs, la croûte garde une épaisseur normale, il faut conclure à l'existence d'un plan de clivage intracrustal, subhorizontal, rejoignant probablement la zone de contraction pyrénéenne, ce qui expliquerait la contemporanéité parfaite des déformations respectives. Ce plan de clivage pourrait se situer vers 7-11 km de profondeur où l'on connaît une zone de faibles vitesses sismiques.

Sur ce plan de clivage se grefferaient des failles inverses plus ou moins concaves, jouant comme des rampes et aboutissant en surface aux failles chevauchantes observées.

Il y a tous les intermédiaires entre ce type de chaîne et celles où le clivage intracrustal invoqué aboutit à une véritable *subduction intracontinentale* (subduction de type A des auteurs).

Dans ce cas, et s'il existe un niveau de décollement favorable, la couverture ne suit pas la translation horizontale de son socle puis son enfoncement. Elle s'en décolle et se replie passivement sur elle-même en donnant un train de plis ou d'écailles chevauchantes.

Ces chaînes apparaissent en général comme les annexes de plus grands ensembles orogéniques, comme vont le montrer les deux exemples choisis, le Jura et les Montagnes Rocheuses du Canada.

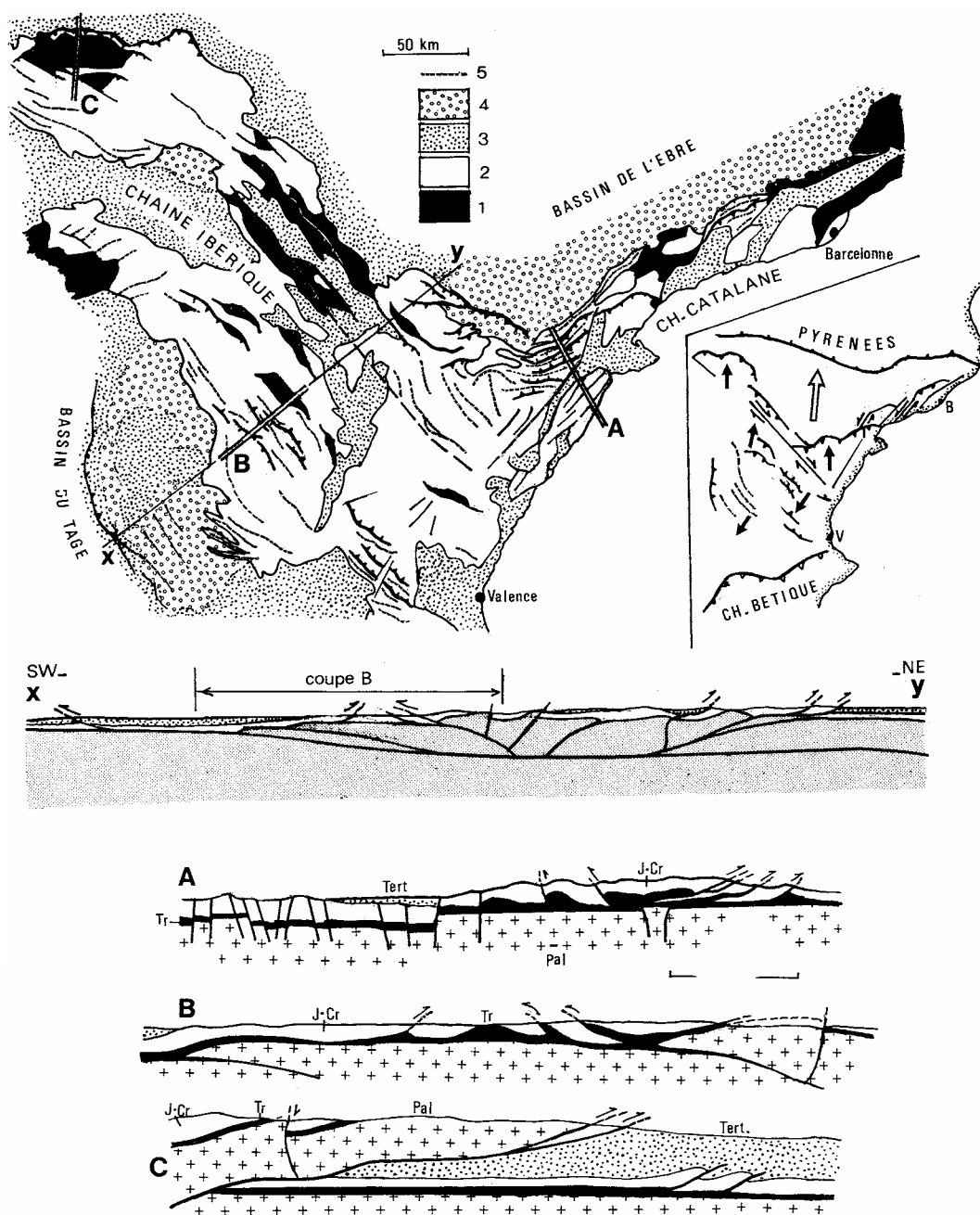


Fig. 7.13 Chaînes ibériques et catalanes (d'après Guimera et Alvaro, 1990, simplifié).

Légende de la carte : 1. Trias évaporitique, 2. Mésozoïque, 3. Paléogène, 4. Néogène, 5. plis.

Légende des coupes : Pal. Paléozoïque, Tr. Trias, J-Cr. Jurassique-Crétacé, Tert. Tertiaire.

Flèche blanche : direction de la compression générale, flèches noires : vergence des structures.

7.2.2 Le Jura (fig. 7.14 à 7.17)

Cette petite chaîne, à matériel presque uniquement mésozoïque, forme un arc appuyé au N sur la Forêt-Noire et au S sur le promontoire mésozoïque de l'Île Crémieu.

a) La série stratigraphique

Elle comporte un Trias à faciès germanique, dont un Keuper riche en évaporite (1 300 m de sel et de gypse dans certains forages, soit l'équivalent de l'épaisseur du reste de la couverture mésozoïque). Cette dernière flotte donc sur un véritable matelas

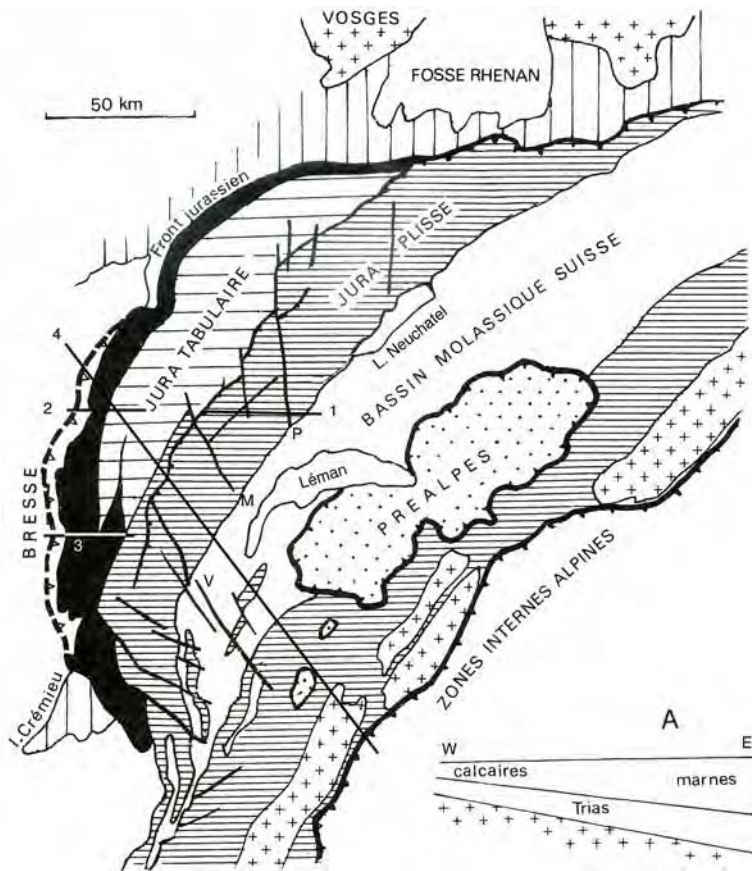


Fig. 7.14 Carte structurale du Jura.

Simplifié d'après P. Chauve, 1980

En noir, le front plissé chevauchant.

En A : schéma de la couverture jurassienne à la fin de la sédimentation mésozoïque montrant que l'épaisseur des sédiments est plus forte à l'E qu'à l'W en direction de la marge téthysienne.

1 à 4 trace des coupes fig. 7.15, 7.16 et 7.17. M, P, V : failles de déchirement de Morez, de Pontarlier, du Vuache.

plastique. Ce sel a été exploité (Lons-le-Saunier, Salins-les-Bains, Arc-et-Sénans). Le Jurassique et le Crétacé présentent des faciès de plate-forme, en continuité avec ceux du bassin parisien. Ils sont carbonatés à l'W, et présentent d'importantes intercalations marneuses allant en s'épaississant vers l'E (vers la Suisse), en direction du bassin téthysien. L'épaisseur augmente, depuis 1000 m à l'W jusque vers 2 000 m à l'E (fig. 7.14). Ceci implique que dès le Mésozoïque le socle ait été affaissé vers l'E.

b) L'histoire tectonique

La plate-forme est émergée et soumise à l'érosion dès l'Eocène. Au cours de l'Oligocène, elle subit la distension responsable de la formation des fossés d'effondrement européens. C'est à ce système qu'appartient la Bresse qui limite le Jura à l'W, ainsi que le fossé Rhénan qui le borde au NE, et aussi le couloir transformant reliant ce dernier à la Bresse et qui borde le Jura au N et au NW (p. 49). À l'E du Jura, le bassin molassique suisse est le bassin flexural frontal de la chaîne alpine (p. 90).

La déformation du Jura se produit à la fin du Miocène. La couverture sédimentaire se décolle sur le matelas triasique et se déplace vers l'WNW. La partie E, où la couverture est plus épaisse et plus plastique (plus marneuse), forme un système de plis (de propagation) et d'écaillés (duplex) qui constitue la Haute Chaîne (ou Jura plissé) (fig. 7.14 et 7.17). La partie W, plus carbonatée, demeure plus rigide, et donne lieu à de larges bandes peu déformées (les plateaux du Jura) limitées par des zones étroites intensément écaillées, dites « faisceaux », orthogonales au déplacement, ou à des structures de déchirement parallèlement à celui-ci (failles de Morez, Pontarlier, Vuache) (fig. 7.14 et 7.16). À l'W et au N, la couverture décollée vient chevaucher le domaine plus externe. En particulier à l'W, le chevauchement se produit sur le Miocène lacustre de la Bresse et atteint jusqu'à 5 km de portée ; il est masqué par les dépôts pliocènes bressans et n'a été reconnu que grâce à des forages, puis, plus récemment, par la géophysique.

Le raccourcissement plus important de la Haute Chaîne a entraîné son soulèvement. Il en résulte que la surface topographique du Jura s'incline vers l'W, alors que,

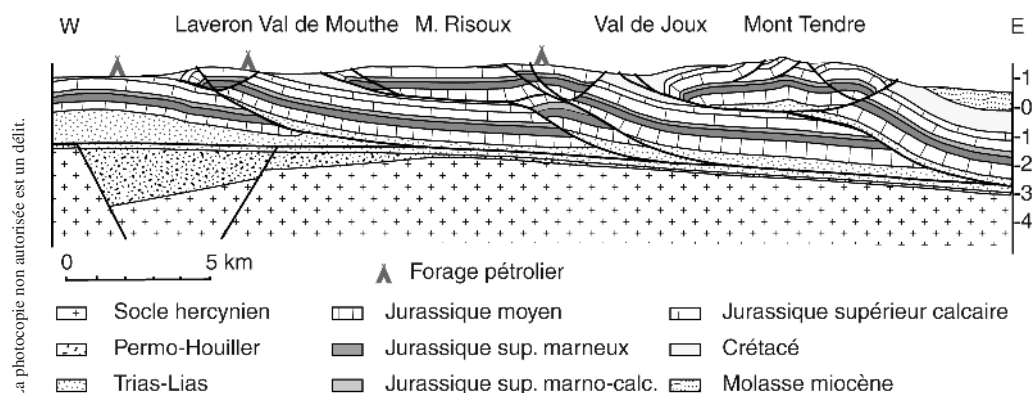


Fig. 7.15 Structure de la Haute Chaîne du Jura.

Tracé 1 sur la fig. 7.14 ; d'après Y. Philippe, 1994.

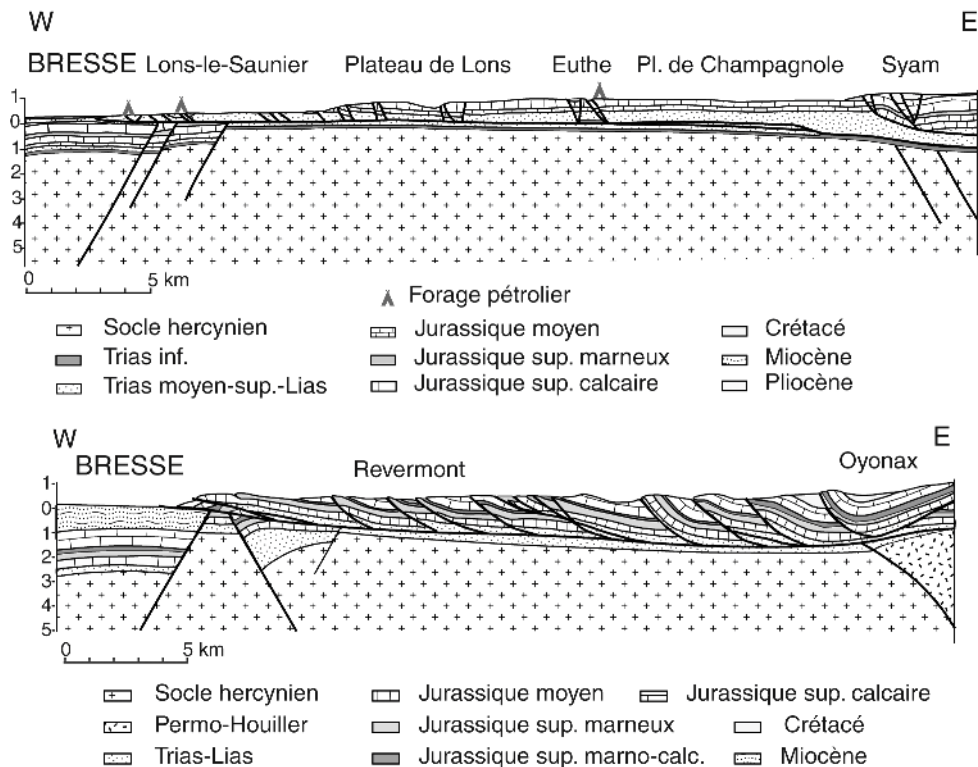


Fig. 7.16 Structure du Jura externe et chevauchement du front jurassien sur la Bresse.

En haut. transversale Lons le Saunier-Champagnole (tracé 2 sur la fig. 7.16) ;

En bas. transversale du Bugey (tracé 3 sur la fig. 7.14) ; d'après Y. Philippe, 1994.

comme le montrent les données géophysiques, la pente du substratum est toujours dirigée vers l'E. La déformation « alpine » est donc nettement plus intense au niveau de la couverture.

c) Mécanisme de plissement

Pendant longtemps, on a pensé que le Jura était le résultat du glissement gravitaire d'une couverture décollée passivement d'un socle plus oriental, ce que suggérerait son chevauchement frontal sur un bassin lacustre non déformé.

Cependant le socle est et a toujours été incliné vers l'E (vers la Suisse), comme le montrent aussi bien les épaisseurs des séries mésozoïques que les données géophysiques. Il paraît difficile de faire remonter une pente à un glissement gravitaire.

L'explication retenue actuellement invoque un sous-charriage du socle du Jura vers l'E, sous la partie des Alpes où existe un surépaississement crustal (fig. 7.17). Ce sous-charriage n'est en fait que la cause la plus externe du ré-épaississement crustal lié à la collision alpine.

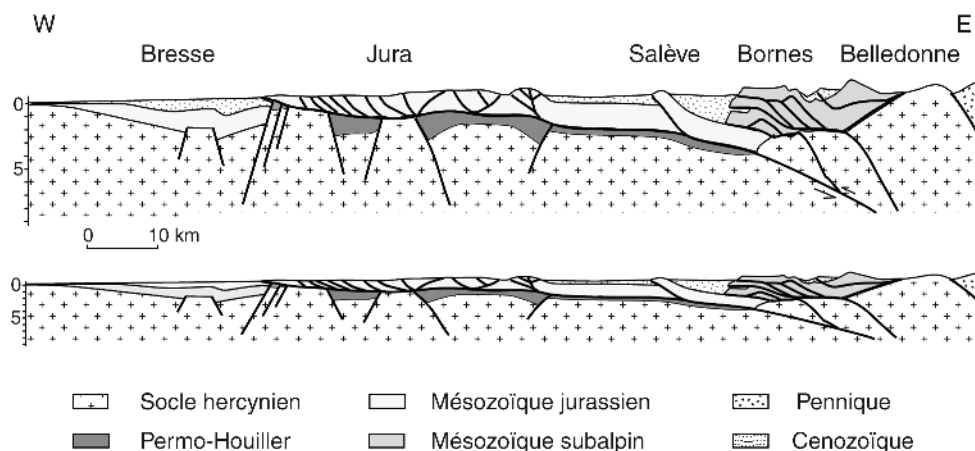


Fig. 7.17 Plissement du Jura par sous-charriage du socle jurassien-subalpin : coupe le long du profil ECORS Alpes.

D'après Y. Philippe, 1994.

En bas géométrie réelle ; en haut échelle des hauteurs doublée. Tracé 4 sur la fig. 7.14.

Le Jura apparaît donc comme une annexe des Alpes et le mécanisme de sa formation ne peut pas être séparé de celui des Alpes externes dont il est contemporain. Toutefois, sa localisation est liée à une particularité stratigraphique : l'importante séquence évaporitique triasique. Un système analogue existe en Himalaya avec la chaîne du Salt Range (p. 234) également liée à un épisode évaporitique localisé.

7.2.3 Les Montagnes Rocheuses canadiennes (fig. 7.18)

Cette chaîne de couverture apparaît, elle aussi, comme une annexe d'une grande chaîne, les Cordillères pacifiques nord-américaines.

a) L'évolution structurale

Elle résulte du plissement d'un bassin mésozoïque fortement subsident succédant lui-même, après l'interruption des mouvements hercyniens peu intenses, à un bassin paléozoïque et même protérozoïque (série de Belt, ou Beltien, épaisse de 10 000 m). C'est d'ailleurs ce Protérozoïque qui forme le substratum apparent de la chaîne.

Toutes ces séries sont détritiques, monotones, d'eau peu profonde, alimentées par la destruction d'un seuil précambrien, le « géanticlinal beltien » des anciens auteurs, qui les sépare des bassins côtiers pacifiques.

Les lacunes, les discordances, la présence de quelques niveaux de basaltes alcalins fissuraux, soulignent le régime de plate-forme continentale à fleur d'eau.

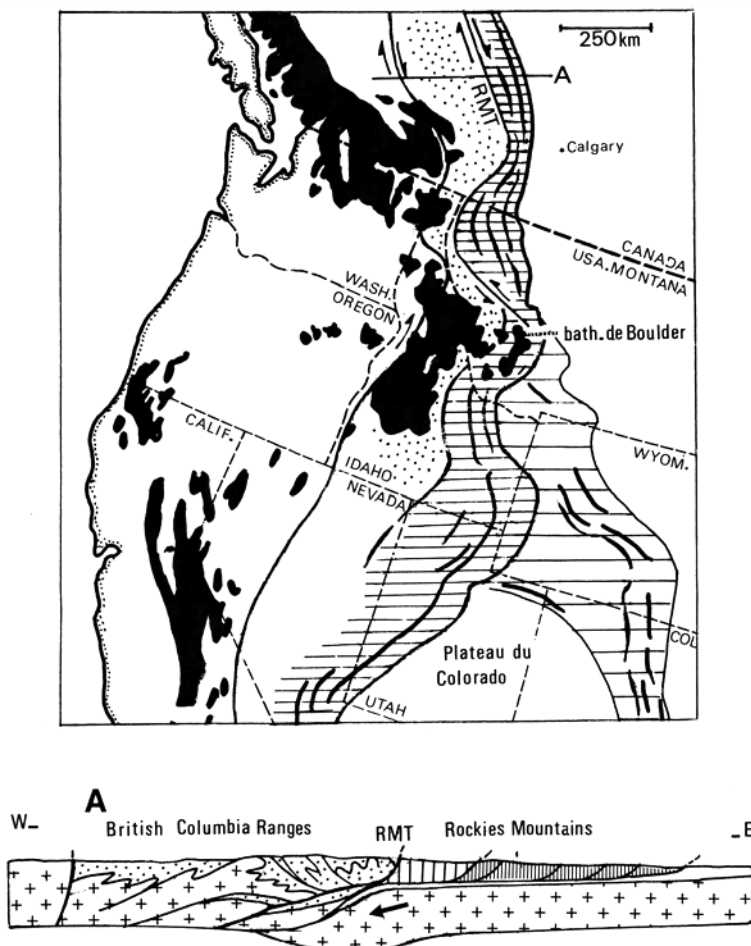


Fig. 7.18 Position structurale des montagnes Rocheuses canadiennes (hachuré serré).

Elles se prolongent aux États-Unis par les Rocheuses occidentales (les Rocheuses orientales – hachuré large – sont des plis de fond, voir *fig. 7.2*).

En noir : batholites granodioritiques des Cordillères pacifiques.

Pointillé : zones métamorphiques des British Columbia Ranges (chaîne de collision).

RMT. Rocky Mountain Trench (décrochement tardif limitant les Rocheuses à l'W).

L'évolution du bassin est stoppée, à la limite Crétacé-Tertiaire, par l'orogénie laramienne qui se prolongera jusqu'à l'Éocène. La chaîne obtenue est dissymétrique (*fig. 7.19*) :

- la moitié W, la plus soulevée, donc la plus érodée, est surtout faite de matériel ancien (Omineca);
- la moitié E, moins haute et moins érodée, de matériel crétacé (Foothills belt).

L'ensemble est à déversement E dominant et le style tectonique celui de failles inverses très plates affectant les deux zones précédentes.

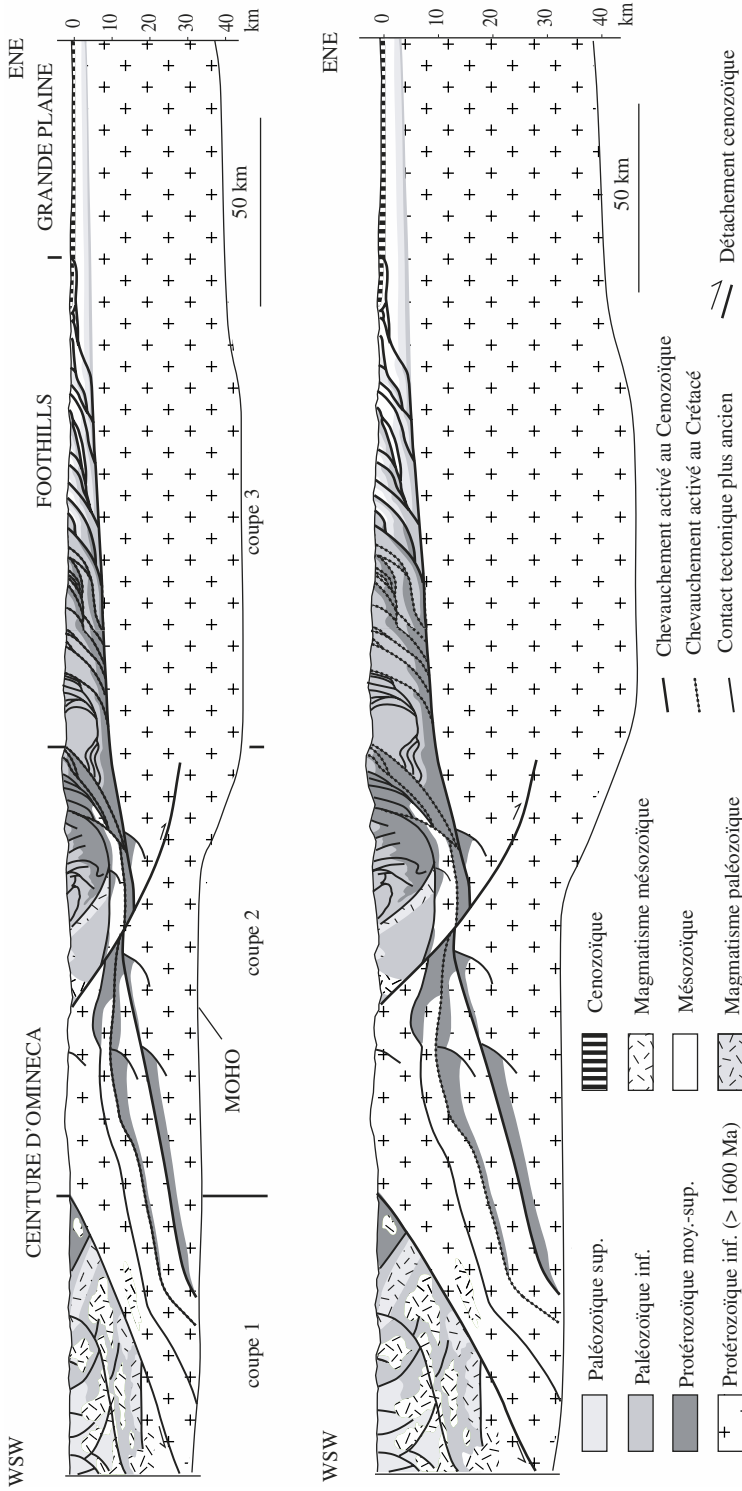


Fig. 7.19 Coupe des Rocheuses Canadiennes.

Modifié d'après Géologie des Rocheuses Canadiennes (Geol. Soc. America, 1994).

En haut : profil à l'échelle ; en bas profil avec doublement de l'échelle des hauteurs.

La coupe est située à une centaine de Km au N de Calgary ; elle est composée de 3 tronçons (décalés les uns par rapport aux autres). Elle montre l'empilement de lames au cours de périodes successives de déformation, débutant au Jurassique supérieur (Névadien), et très importante au Crétacé (Laramien). Au Cénozoïque, l'écaillage se poursuit vers l'extérieur, en même temps qu'un système de détachement met en place le « core complex » du centre d'Omineca. Lors de chaque période de déformation, les chevauchements anciens sont réactivés, tantôt en chevauchement, tantôt en détachement.

b) La tectonique tangentielle des Rocheuses

C'est l'une des plus célèbres du monde. Elle est particulièrement bien connue grâce aux très nombreux forages pétroliers qui y ont été pratiqués et permettent de suivre les chevauchements en profondeur. On y voit un empilement d'écailles concaves vers la surface (fig. 7.20) dont les contacts chevauchants représentent une succession de « plats » et de rampes auxquels sont associés des plissements plus ou moins intenses mais sans schistosité.

Ce style très particulier est généralement expliqué par une sorte de sous-charriage du vieux socle précambrien anté-beltien vers l'W, en direction de la zone d'écaillage crustal sous-jacente à la cordillère pacifique, d'âge surtout jurassique.

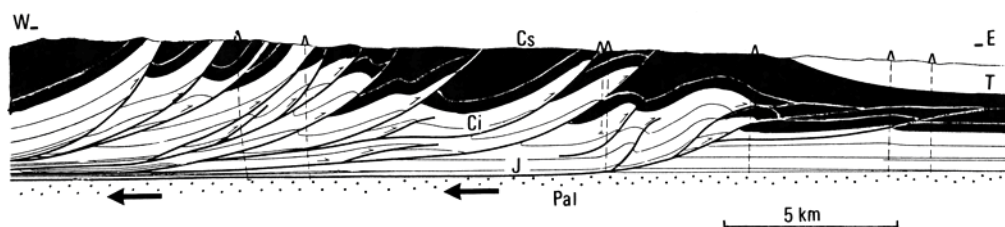


Fig. 7.20 Coupe de détail dans la « Foothills belt », à l'W de Calgary (Rocheuses canadiennes).

T. Tertiaire, Cs, Ci. Crétacé supérieur et inférieur, J. Jurassique, Pal. Paléozoïque.

Les forages sont indiqués par des tiretés.

Le mécanisme de mise en place de ces lames superposées a dû débiter par un glissement lit sur lit, parallèle à la stratification, dans les parties profondes de la série sédimentaire. Il allait évidemment de pair avec un décollement total de la couverture stratifiée, y compris le Beltien, par rapport au socle cristallin.

Ces structures laramiennes ont été ultérieurement retouchées. Au Néogène, tout d'abord, se produit le soulèvement de la chaîne sans qu'il y ait modification des structures tangentielles antérieures. Ce soulèvement est à la fois une réaction isostatique au surépaississement crustal de la cordillère pacifique et l'effet d'un nouvel état de contrainte compressive. Ces nouvelles contraintes — obliques aux structures laramiennes — ont fait jouer des chevauchements en décrochements comme celui qui limite à l'W les Rocheuses canadiennes (Purcell Fault et son prolongement N, le Rocky Mountain Trench, fig. 7.18).

Il existe également un *magmatisme néogène* dans les parties les plus écaillées, sous la forme de batholites granitiques dont certains peuvent être de grande taille (batholites de Boulder et de l'Idaho, fig. 7.18). Ils sont probablement liés au surépaississement crustal sous la Mountain Belt.

Chapitre 8

Les chaînes de subduction

Elles apparaissent à la verticale d'une zone de subduction lorsqu'il y règne un régime compressif (*fig. 5.1, p. 125*). Dans ce cas, on constate en général que la zone de subduction sous-jacente à la chaîne offre un pendage très faible.

Le pendage de la zone de subduction est sous la dépendance de plusieurs facteurs. Les principaux sont :

- L'épaisseur et la densité de la lithosphère subduite, donc son âge (les lithosphères anciennes sont plus épaisses, plus froides et plus denses) qui induit donc une force de traction plus ou moins importante.
- Le déplacement global horizontal de l'asthénosphère vers l'E, qui supporte les plaques à plongement E (faible pendage) et s'oppose au plongement vers l'W (fort pendage).

Secondairement, la convergence plus ou moins rapide des plaques en présence (facteur lié à la tectonique globale) induit une force de poussée plus ou moins grande. Enfin la présence de « flotteurs », comme la ride de Nazca, est susceptible d'alléger la plaque qui les porte.

Suivant les interférences entre ces différents facteurs, on observe donc des subductions à forte pente (supérieure à 30°), donnant, à la surface de la plaque chevauchante, un régime et des structures de distension avec un magmatisme abondant, ou des subductions à faible pente (1 à 10°), et en surface de la plaque supérieure, un régime et des structures en compression avec absence de magmatisme. L'explication doit être recherchée dans le fort « couplage » des deux lithosphères si la zone de subduction qui les sépare est plate, ainsi que dans l'absence de fenêtre asthénosphérique dans la plaque supérieure (*fig. 5.1, p. 125*).

Des modélisations physiques (Chemenda, 1993) suggèrent qu'une lithosphère légère en cours de subduction reste « collée » à la plaque supérieure où elle induit un régime compressif. Une lithosphère dense induit un régime distensif et l'apparition d'un bassin marginal. Une lithosphère intermédiaire, légèrement plus dense que celle de la plaque supérieure, entraîne un régime alternant : la plaque supérieure subit une assez longue période de distension, puis, lorsque l'extrémité de la lithosphère subduite se détache, le réarrangement du système induit une compression dans la plaque supérieure. On assiste ainsi à une succession d'épisodes compressifs relativement brefs entrecoupant une évolution globalement ditensive.

Lorsqu'il y a une obliquité nette dans la convergence des deux plaques en présence, il se forme de grandes failles de décrochement plus ou moins parallèles à la fosse et à l'arc magmatique (Sumatra-Andaman, Philippines, Nouvelle-Zélande, Guyaquil, Atacama, Zagros). Il s'agit là du phénomène de partitionnement de la déformation, qui se traduit par l'existence simultanée d'une zone de plis et chevauchements d'axes parallèles à la fosse (compression perpendiculaire à celle-ci) et d'une zone de décrochement pur également parallèle à la fosse (*voir Fig. 10.1, p. 217 et 10.12, p. 231*).

L'exemple classique de chaîne de subduction est la chaîne des Andes et nous insisterons plus particulièrement sur la partie centrale de cette chaîne, *les Andes du Pérou, de Bolivie et du Nord-Chili*, d'autant plus intéressantes que s'y rencontrent les deux dispositions que nous venons d'évoquer pour le pendage de la surface de subduction.

8.1 LA CHAÎNE DES ANDES ACTUELLE

La chaîne des Andes s'étire sur plus de 65° de latitude depuis le Cap Horn au Sud jusqu'à la péninsule de Gallinas au Nord de la Colombie (*fig. 8.1*). Elle se développe au droit de la subduction du Pacifique sous la plaque Amérique du Sud, plus précisément de la subduction des plaques de Nazca au centre, Caraïbes au Nord et Antarctique au Sud. En fait, comme le montre la figure 8.1, le Nord et le Sud de la chaîne sont concernés par des phénomènes de collision avec des séries océaniques (*voir p. 216*), et seule la partie centrale de la chaîne, au Sud de l'Équateur et au Nord du 40°S, correspond vraiment à un système de subduction. Tout au long de ce segment s'affrontent les plaques de Nazca et Sud-Amérique.

Les données cinématiques et les mesures GPS montrent que cet affrontement se traduit par une convergence orientée E-W à une vitesse de l'ordre de 60 à 70 mm/an. Le GPS montre aussi que l'essentiel, plus des deux tiers, de cette convergence est consommé par la subduction ; le reste est absorbé par la déformation de la chaîne, dont un peu plus de la moitié par déformation interne et le reste en propagation sur les boucliers externes (brésilien, guyanais, pampéen).

La sismicité importante, et caractérisée par des magnitudes très fortes (*fig. 8.2*), permet d'imager la surface de Benioff correspondant à la subduction de la lithosphère Nazca. Le pendage est faible, et même localement très faible, déterminant des zones de subduction plate (« flat slab ») comme au Nord du Pérou ou au centre du Chili-Argentine, et qui correspondent à des régions sans volcanisme actif actuellement.

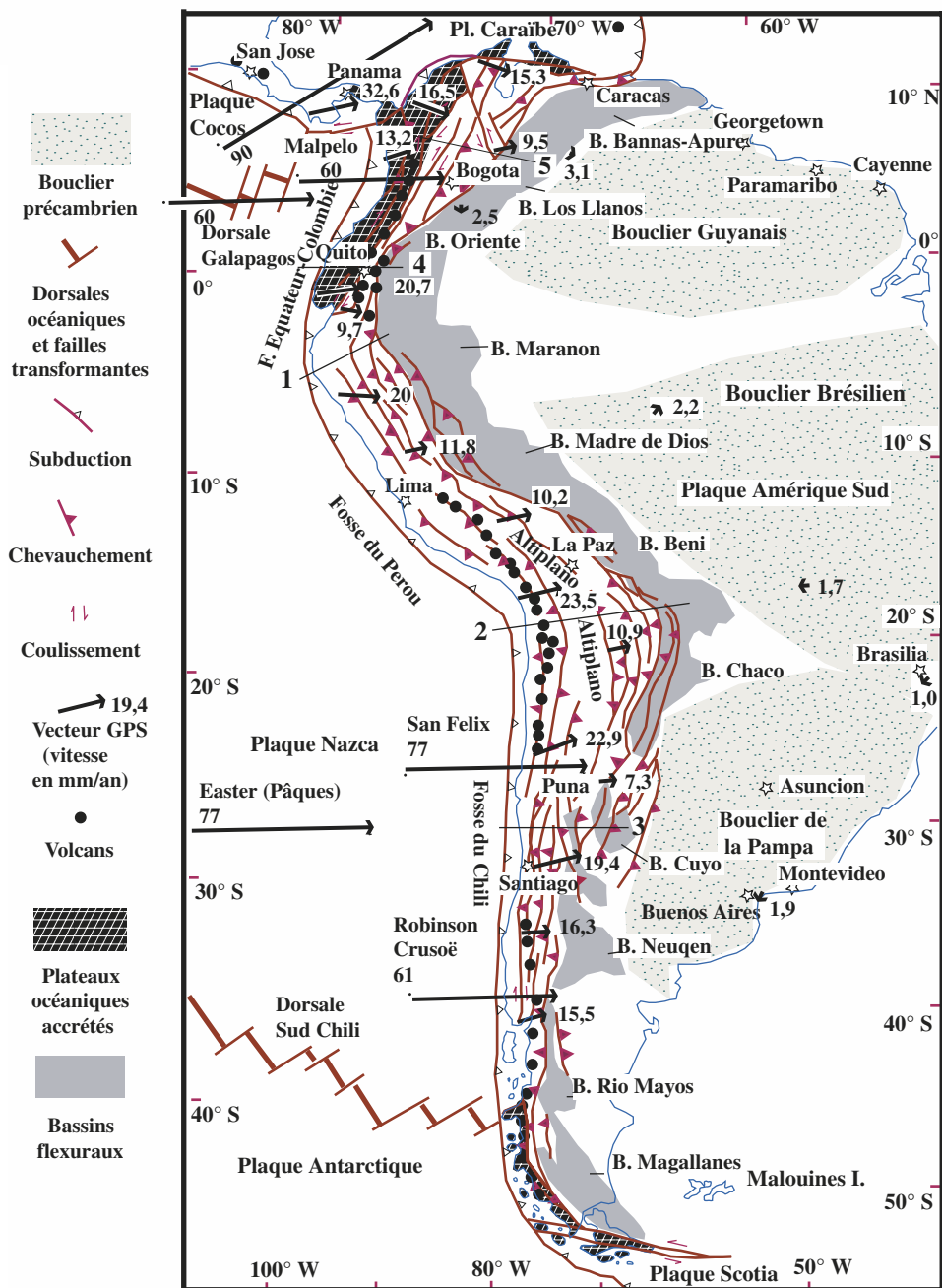


Fig. 8.1 Situation géodynamique de la chaîne des Andes.

Modifié d'après V. Ramos et A. Aleman, 2000, GPS d'après R. Kendrick *et al.*, 1999 *Geoph. Res. Lett.*, 26, 541-544, S. Norabuena *et al.*, 1999, *Science*, 279, 358-362, R. Trenkamp *et al.*, 2002, *J. S. Amer. Earth Sc.*, 15, 157-171.

L'île de Pâques (Easter) se situe sur la plaque Nazca, en dehors du schéma, à la longitude 110° W.

1-2-3. traces des coupes fig. 8.7, 4. trace de la coupe fig. 10.2, 5. trace de la coupe fig. 10.4.

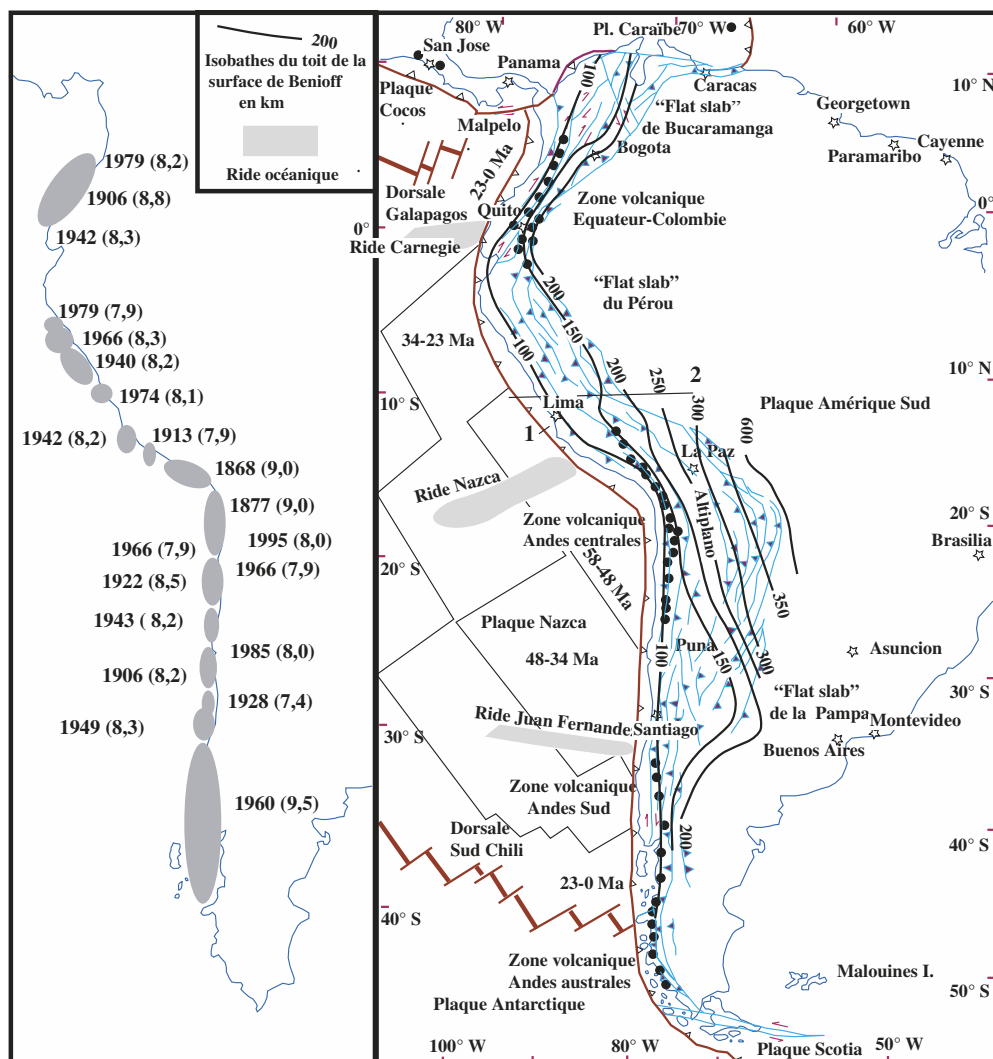


Fig. 8.2 Subduction au niveau de la chaîne des Andes : isobathes de la surface de Benioff et surfaces de ruptures sismiques majeures. Modifié d'après V. Ramos et A. Aleman, 2000 ; séismes majeurs d'après B. Delouis, 1998, *Thèse*. Légende structurale voir fig. 8.1. 1. trace du profil sismique de la fosse du Pérou (fig. 8.4), 2. trace du profil tomographique (fig. 8.3). On notera qu'en raison de leur obliquité par rapport à la direction de convergence, les rides océaniques sont amenées à balayer la marge.

Un profil tomographique, orienté E-W (fig. 8.3) situé au niveau du S Pérou et du N de la Bolivie montre un ensemble « froid » subhorizontal sous la chaîne et qui se verticalise au niveau du front subandin.

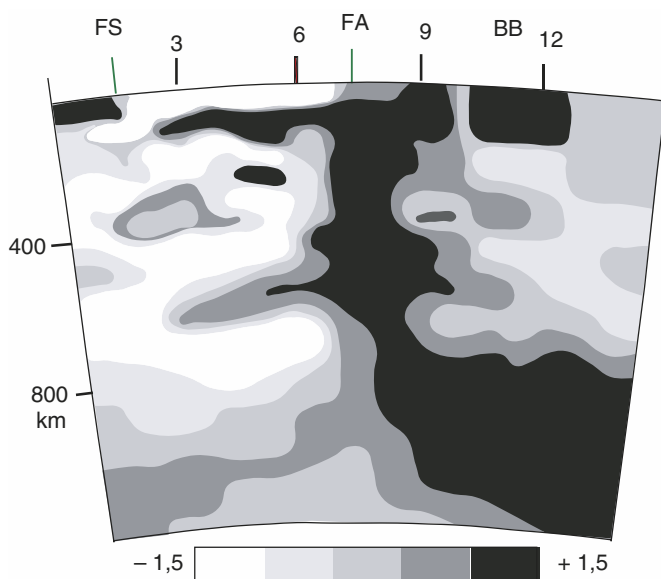


Fig. 8.3 Profil tomographique à travers les Andes du Pérou-Bolivie.

D'après R. Bijwaard et al., 1998, *J. G. R.*, **103**, 30.055-30.078 ; trace sur la fig. 8.2. FS.. fosse de subduction, FA. front subandin, BB. bouclier brésilien.

8.2 LES ANDES DU PÉROU

À ce niveau, la plaque océanique Nazca s'enfonce sous l'Amérique du Sud suivant un angle très faible, de l'ordre de 10 à 15° (« flat slab » du Pérou, fig. 8.2), qui tend même à s'annuler, les deux lithosphères restant collées.

Cette partie de la chaîne montre d'W en E, donc en partant de la fosse, les ensembles morpho-structuraux suivants (fig. 8.4, 8.5, 8.6, 8.7 coupe 1, 8.8) :

1. *Un prisme d'accrétion* très étroit, profondément immergé et constitué, et parfois recouvert, de coulées de solifluxion (fig. 8.4).

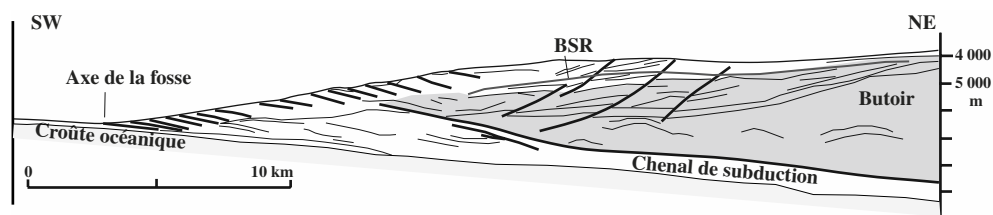


Fig. 8.4 Le prisme d'accrétion de la subduction péruvienne.

D'après R. Von Huene et al., 1996, *Tectonics*, **15**, 19-33 ; trace sur la fig. 8.2. BSR. « Bottom Simulator Reflector » réflecteur sismique dû aux hydrates de méthane. La zone où disparaissent les matériaux entraînés en subduction (sédiments, irrégularités du substratum océanique ou de la base de la croûte surplombante) constitue le chenal de subduction.

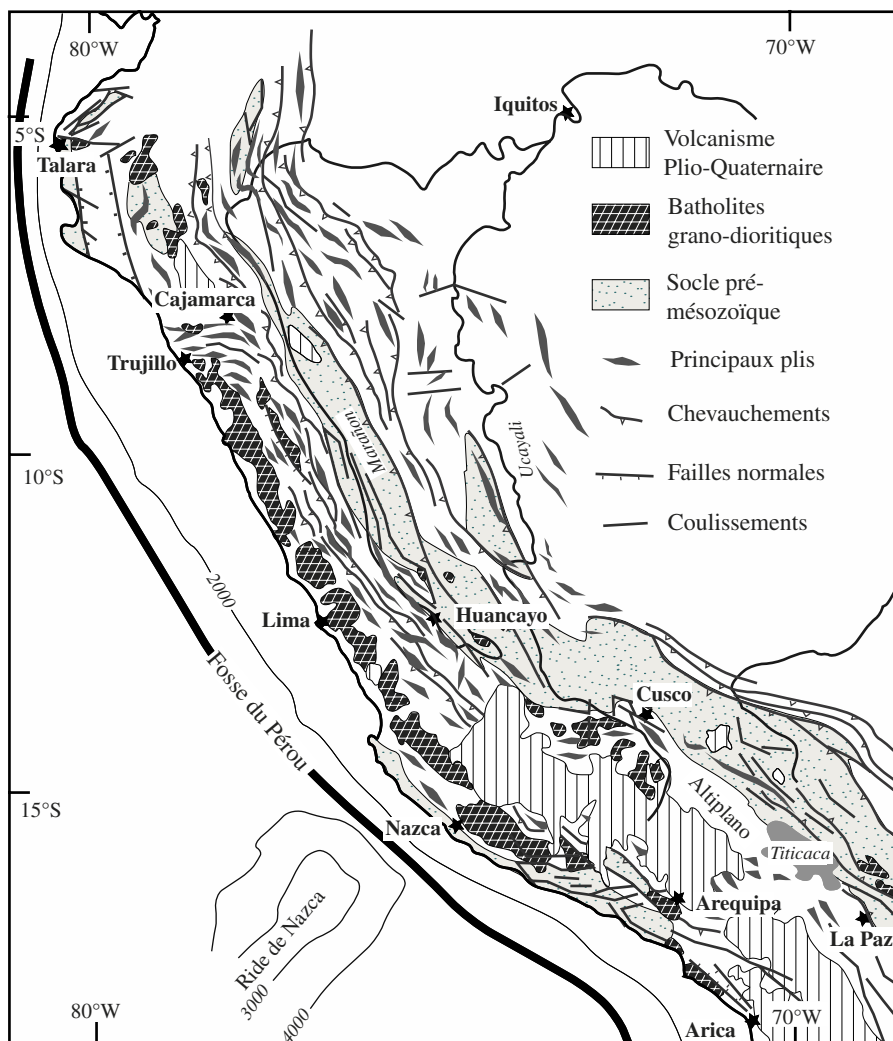


Fig. 8.5 Schéma structural des Andes du Pérou et de Bolivie du Nord.
D'après F. Mégard, 1987.

2. Un talus et un plateau continental immergés, à structure en blocs juxtaposés ; les forages ont montré que ce domaine a été le siège d'une très importante subsidence (près de 4 000 m en 35 Ma).
3. La zone côtière, où affleure le substratum précambrien et paléozoïque, recouvert d'une mince série mésozoïque. Ce secteur a été une zone en relief relatif depuis le Paléozoïque.
4. La Cordillère occidentale, arc magmatique actuellement inactif, et ceci depuis le Paléogène, à l'exception de quelques émissions de tufs acides et de rares coulées

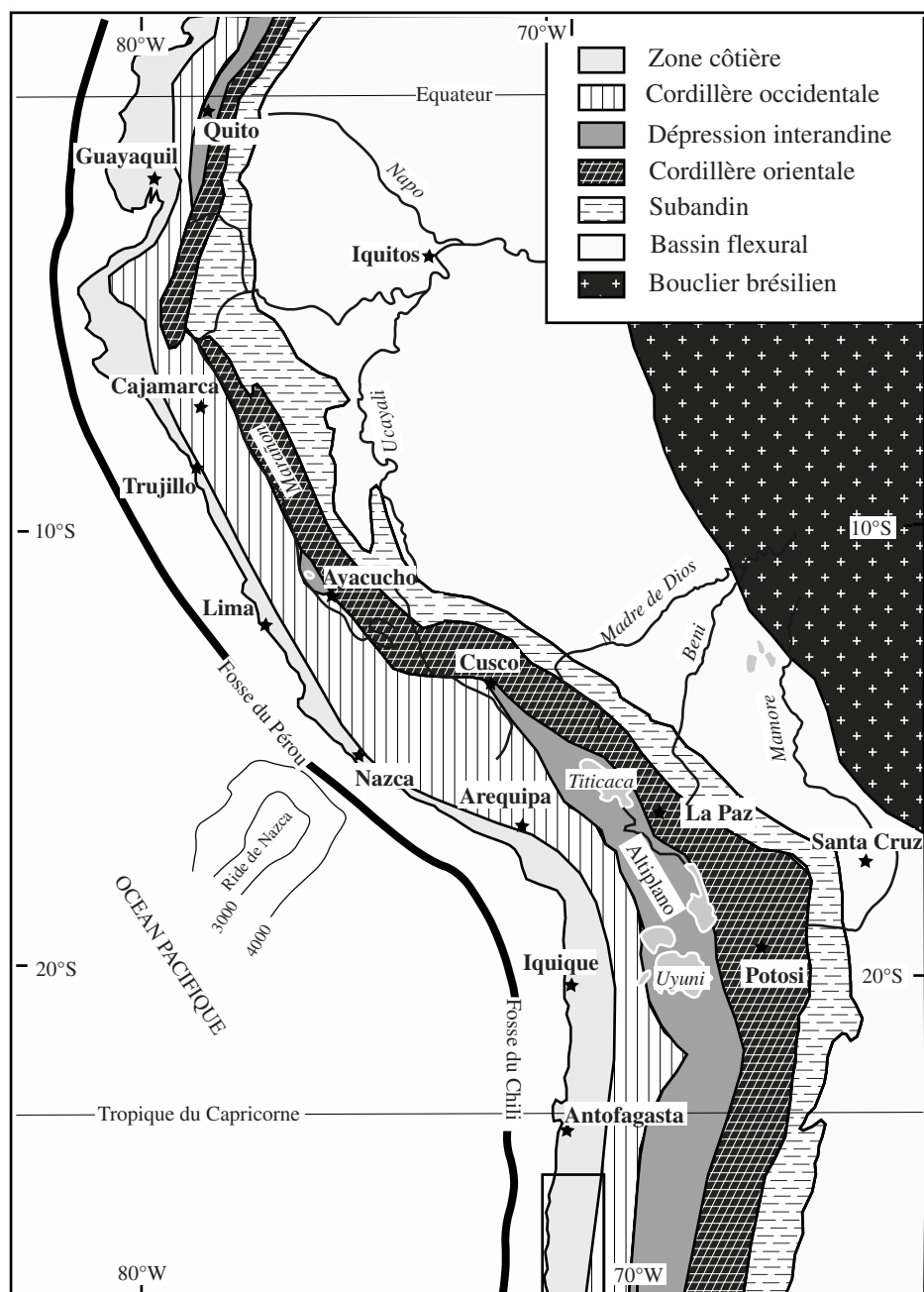


Fig. 8.6 Grandes subdivisions orographiques de la chaîne des Andes.

D'après E. Jaillard *et al.*, 2000.

Le petit rectangle dessiné au S. d'Antofagasta
donne les limites de la fig. 8.11, p. 199.

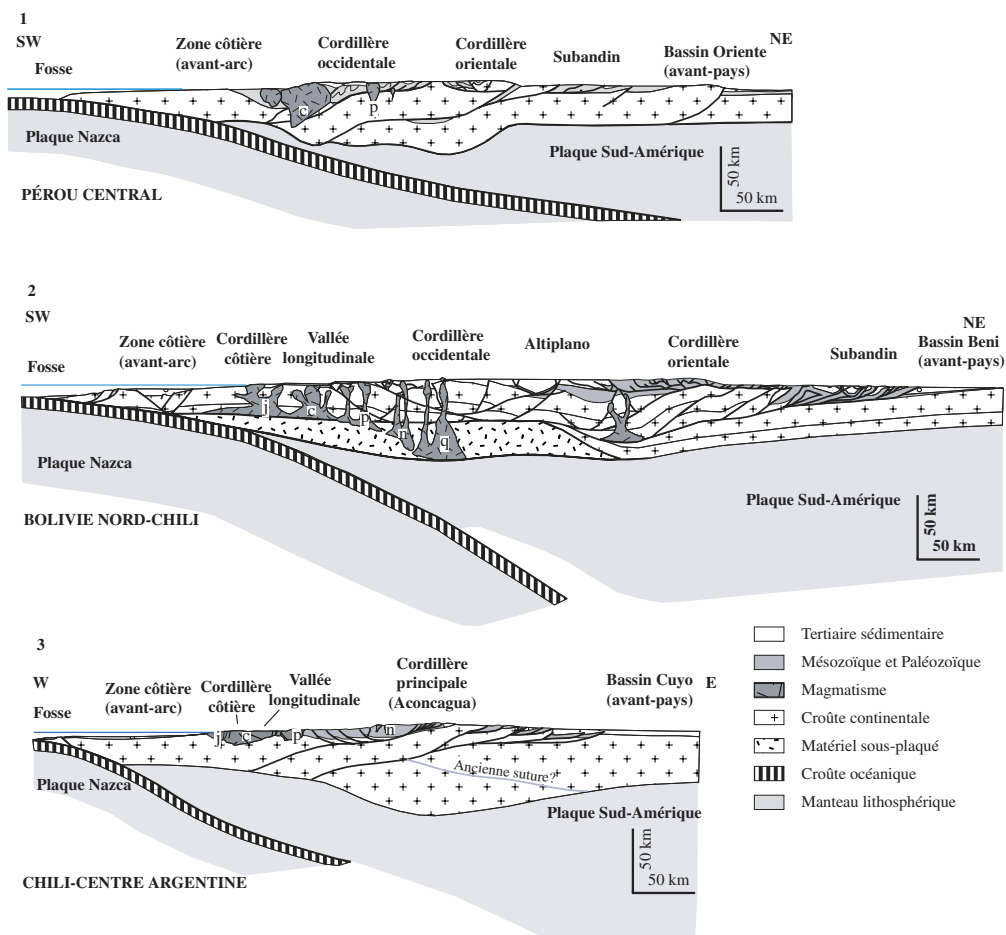


Fig. 8.7 Coupes dans les Andes.

1. Pérou d'après L. Moulin, 1989, *Thèse*, Jaillard et al., 2000 ;
2. Bolivie N-Chili d'après P. Rochat et al., 1999, Rochat, 2000 ;
3. Chili central Argentine d'après V. Ramos et A. Aleman, 2000 ;
traces sur la fig. 8.1.

Les lettres j, c, p, n, q représentent les âges du magmatisme (respectivement jurassique, crétacé, paléogène, néogène, quaternaire).

basaltiques. La Cordillère est constituée d'une très épaisse série de sédiments volcanoclastiques permo-triasiques, jurassiques et surtout du Crétacé inférieur, associés à des produits volcaniques calco-alcalins. Le tout est plissé en une succession plus ou moins régulière d'anticlinaux et synclinaux orientés NW-SE, à plans axiaux redressés, accompagnés d'une schistosité subverticale. Ces plis sont localement perturbés par des virgations (dites ici « déflexions »), plus ou moins EW, à valeur de rampes latérales, et qui résultent de variations des directions de raccourcissement lors des épisodes tectonique successifs.

La Cordillère occidentale possède un substrat granito-gneissique.

Ce style tectonique se complique, en particulier sur le versant E de la Cordillère, où existe un faisceau de plis et chevauchements (écaillés du Marañon). Mais il n'y a pas de métamorphisme et la schistosité elle-même reste modeste, ce qui signifie que la déformation s'est effectuée à faible profondeur.

Cet ensemble est traversé par des plutons granodioritiques, d'âge jurassique supérieur à crétacé, que le soulèvement récent de la chaîne a porté à l'affleurement. Les deux principaux sont le « batholite côtier », long de plus de 1 000 km, et celui de la Cordillera Blanca qui porte les points culminants de la Cordillère occidentale (Huascaran, 6 768 m). Le soulèvement est encore actif comme le montrent des escarpements de failles vivantes décalant des moraines récentes au pied de la Cordillera Blanca et siège de séismes (faille de Qichues : 3,5 m de rejet en 1946), ainsi que les déformations des terrasses et cônes de piémont sur la côte. Les mécanismes au foyer indiquent un régime compressif.

5. *La Cordillère orientale*, assez mal séparée de la précédente morphologiquement. La série sédimentaire mésozoïque y est mince si bien que le socle ancien y affleure largement, avec une structure en éventail de plis et chevauchements associés à une schistosité subverticale. Un chevauchement majeur marque sa limite avec le Subandin. Le soulèvement s'effectue également le long de failles vivantes comme celle de Huaytapallana avec 1,6 m de rejet vertical et 0,7 m de rejet horizontal lors du séisme de 1969.
6. Le *Subandin*, est ici envahi par la forêt amazonienne ; il montre une série sédimentaire assez épaisse, mésozoïque et cénozoïque, non volcani-clastique, déformée en un système de plis et chevauchements à vergence E. De nombreux profils géophysiques (pour la recherche d'hydrocarbures) montrent que ce domaine est décollé et chevauche le bouclier amazonien et sa couverture sédimentaire suivant une surface subhorizontale sur laquelle se greffent les chevauchements, constituant une classique ceinture de plis et chevauchements (« *fold and thrust belt* »).

8.3 LES ANDES DE BOLIVIE, DU SUD PÉROU ET DU NORD CHILI

À ce niveau, la plaque océanique Nazca s'enfonce sous l'Amérique du Sud suivant un angle plus fort, de l'ordre de 30°.

Cette partie de la chaîne montre les ensembles morpho-structuraux suivants (fig. 8.1, 8.5, 8.6, 8.7 coupe 2).

1. *La partie immergée du continent* présente comme précédemment une structure de marge en érosion (voir fig. 5.5 et 5.6, p. 129-130) avec une fosse pratiquement vide de sédiments et un avant-arc constitué de blocs basculés vers la fosse ayant subi une importante subsidence récente. En haut de marge affleurent des granitoïdes et des séquences d'arc calco-alcalins jurassiques.
2. *La Cordillère occidentale*, toujours à substrat granito-gneissique, présente en gros la même séquence stratigraphique que plus au N, mais elle est recouverte d'un

épais manteau discordant de matériel volcanique calco-alcalin, néogène à quaternaire, très peu déformé et couronné par de remarquables volcans actifs (Misti, 5 822 m ; Sajama, 6 542 m). L'arc volcanique s'allonge parallèlement à la fosse, à environ 250 km de celle-ci ; il montre une zonation caractéristique des marges actives avec une première bande calco-alcaline suivie par une zone à dominante shoshonitique.

3. *L'Altiplano*, est un vaste bassin endoréique d'altitude moyenne proche de 4 000 m, qui porte, entre autres, le lac Titicaca (*fig. 8.8, 8.9*) et un certain nombre de lacs salés (salars). Cet ensemble morphostructural est situé entre les deux Cordillères occidentale et orientale qui le chevauchent ; il présente une structure plissée et écaillée. Il est rempli d'une épaisse série de dépôts détritiques lacustres et continentaux recoupés par des discordances nombreuses ; elles sont bien datées grâce à de nombreuses intercalations de tufs volcaniques et caractérisent l'alternance de brefs épisodes de compression et de périodes de distension. Le remplissage rapide du bassin explique sa topographie plane ; le fait qu'il présente une altitude élevée

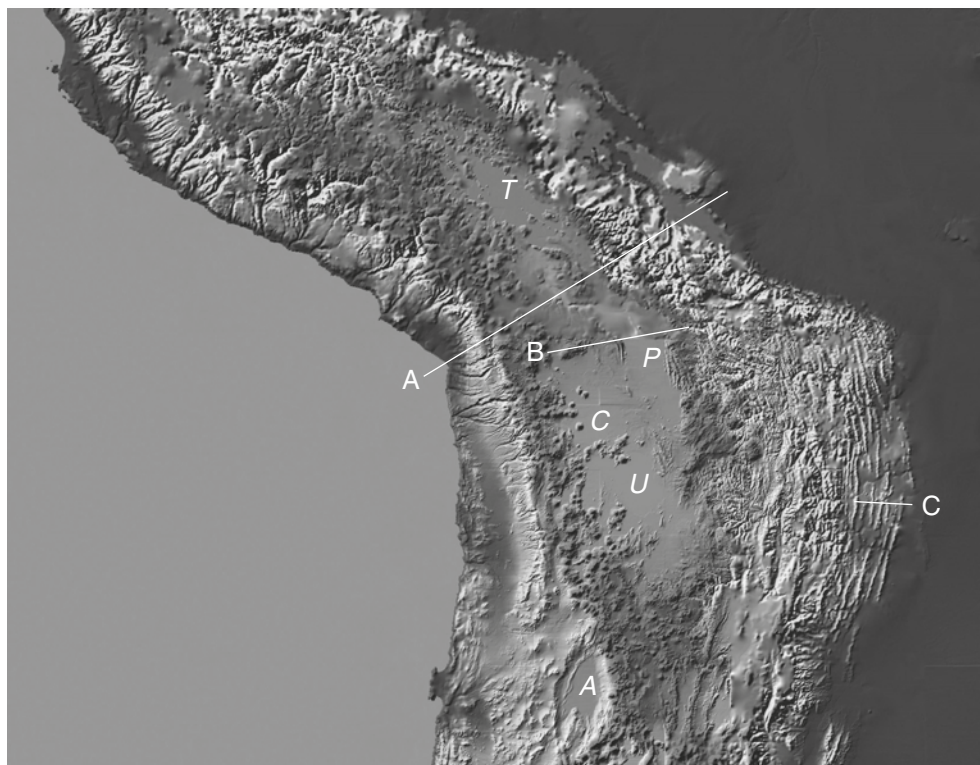


Fig. 8.8 Modèle numérique de terrain de l'Altiplano et des Andes centrales.

GTOPO, réalisé par T. Dumont. A. trace de la coupe 2 *fig. 8.7*, B. trace de la coupe *fig. 8.9*, C. trace de la coupe *fig. 8.10*. A. salar d'Atacama, C. salar de Coipasa, P. lac Poopo, T. lac Titicaca, U. salar de Uyuni.

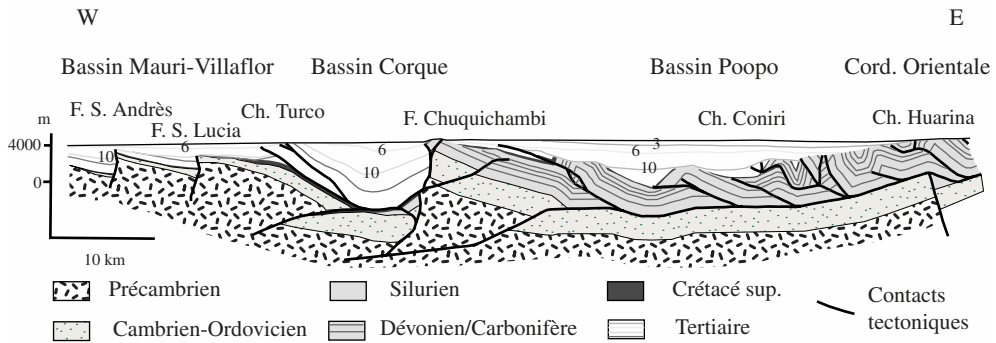


Fig. 8.9 Coupe dans l'Altiplano de Bolivie.

D'après P. Rochat, 2000, trace sur la fig. 8.8. 3, 6, 10. âge en Ma de niveaux de tufs.

est le résultat d'un soulèvement récent, au cours du Néogène tardif, de l'ensemble de l'Altiplano et des deux Cordillères qui le bordent.

4. *La Cordillère orientale* présente un double déversement, vers l'W sur l'Altiplano et vers l'E sur le Subandin. Elle montre des séries paléozoïques très écaillées formant une double ceinture de plis et chevauchements à multiples duplex qui constituent les plus hauts sommets (Ancohuma, 6 427 m ; Illimani, 6 480 m).
5. *Le Subandin* est ici très développé (fig. 8.10) ; la structure est celle d'une ceinture de plis, chevauchements et duplex, décollés au niveau du Paléozoïque inférieur et mis en place au cours du Néogène.

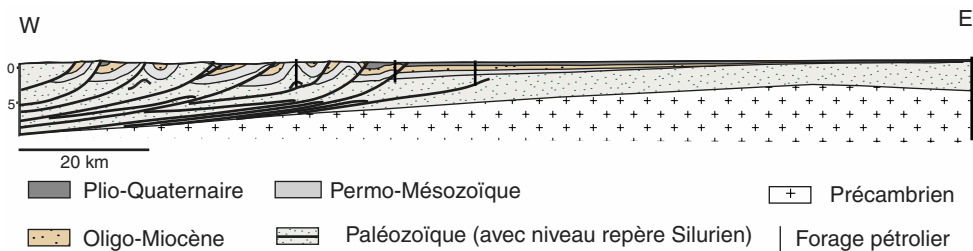


Fig. 8.10 Coupe dans le Subandin de Bolivie.

D'après D. Zubieta-Rossetti, 2001, trace sur la fig. 8.8.

En résumé, l'abondance du volcanisme traduit, dans cette partie des Andes, l'existence de périodes distensives ou transtensives, ce qui est sans doute lié aux variations de pendage de la surface de subduction ; les mécanismes au foyer des séismes superficiels locaux traduisent actuellement un régime distensif. La séparation entre les deux tronçons coïncide avec l'entrée dans la fosse de la ride de Nazca qui jouerait le rôle de « flotteur » au sein de la plaque de même nom.

8.4 LES ANDES DU CHILI CENTRAL ET D'ARGENTINE CENTRALE

À ce niveau, la plaque océanique Nazca s'enfonce à nouveau sous l'Amérique du Sud suivant un angle très faible, de l'ordre de 10 à 15° (« flat slab » de la Pampa, *fig. 8.2*).

Un *prisme d'accrétion* étroit existe au niveau de la fosse (*fig. 8.7, coupe 3*), qui montre que cette région reçoit bien une certaine quantité de sédiments, notamment lors des épisodes climatiques El Niño caractérisés par une forte pluviosité et donc un fort apport clastique ; une faible partie de ces sédiments n'est pas entraînée dans la subduction.

La *Cordillère côtière* est constituée de plutons granodioritiques intrusifs dans un substratum paléozoïque, et de séquences volcaniques et volcani-clastiques. Leur âge varie du Permien au Crétacé inférieur et ils forment des ceintures emboîtées les unes dans les autres, plus ou moins parallèles, du Permien au Jurassique, puis décalées vers l'E à partir du Crétacé (*fig. 8.11*). Il y a donc une apparente migration de l'axe magmatique depuis la côte actuelle vers le continent depuis le Crétacé.

La *vallée longitudinale* (ou la *dépression interandine*, *fig. 8.6*) forme une dépression qui sépare la Cordillère de la côte de la Cordillère principale ; elle est parcourue par de grandes failles décrochantes actives, comme la faille d'Atacama.

La *Cordillère principale* est constituée de séries paléozoïques et mésozoïques plissées et écaillées, affectées d'une schistosité à pendage raide, mais non métamorphiques, attestant là encore d'une structuration à faible profondeur. Cette Cordillère porte les plus hauts sommets (Aconcagua, 6 959 m). Elle chevauche un ensemble subandin constitué par une ceinture de plis et chevauchements qui chevauche à son tour les bassins flexuraux portés par les chaînes pampéennes (Paléozoïque supérieur) et le bouclier de la Pampa.

8.5 ÉVOLUTION OROGÉNIQUE

Le régime de subduction est établi sur la bordure W de l'Amérique du Sud depuis le Permien. Antérieurement cette zone a connu une histoire complexe ; un substratum grenvillien a été mis en évidence dans la zone côtière et des événements du Paléozoïque inférieur ont été observés en Bolivie et dans les sierras Pampeanas (Argentine).

Du Permien à la fin du Crétacé inférieur, entre 300 et 100 Ma, la paléogéographie est caractérisée par un système en extension (*fig. 8.12*). Un arc magmatique caractérise la future zone côtière. Sa situation par rapport à la marge demeure relativement stable durant toute la période. Il alimente en produits volcano-clastiques une zone subsidente, donc à croûte amincie, correspondant à l'actuelle Cordillère occidentale. Dans le domaine d'arrière arc qui constitue le *bassin subsident ouest-péruvien* se met en place un ensemble volcanique sous-marin très épais (10 km à l'Albien moyen) ; ce domaine passe vers l'Est à une zone moins profonde, sans intercalations volcaniques qui traduit la présence d'un haut-fond (haut-fond du Marañon). Ce domaine d'arrière-

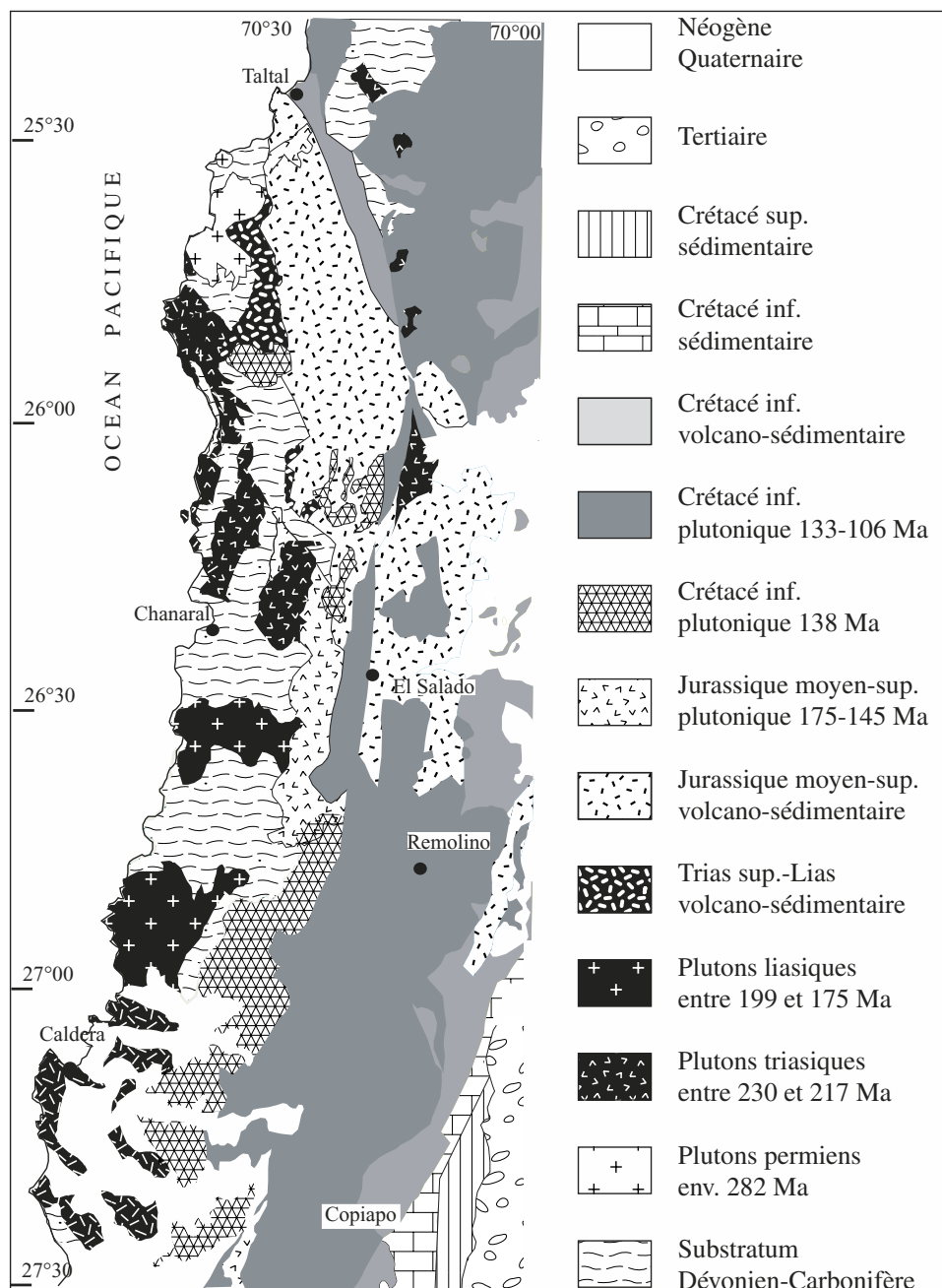


Fig. 8.11 Granitoïdes et volcanisme mésozoïque de la Cordillère côtière au Sud d'Antofagasta (Chili).

D'après J. Grocott & H. Taylor, 2002, *J. Geol. Soc. London*, **159**, 425-442. Situation voir fig. 8.6.

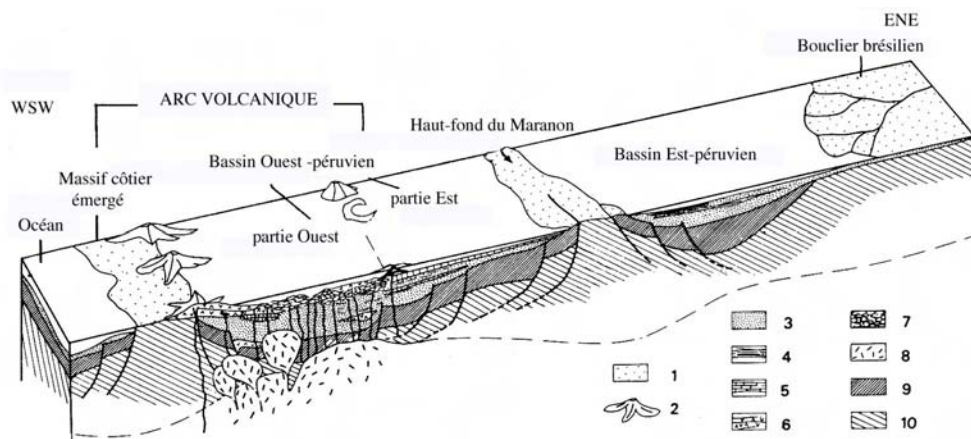


Fig. 8.12 Bloc-diagramme du domaine péruvien au Crétacé inférieur (145-100 Ma).

Simplifié d'après F. Mégard, 1987. 1. zones émergées, 2. volcans, 3. grès, 4. shales, 5. calcaires, 6. coulées et sills volcaniques, 7. pillow lavas, 8. granodiorites et gabbros, 9. couches liasiques et triasiques, 10. Paléozoïque et Précambrien.

arc n'aboutit cependant pas à la naissance d'un véritable bassin océanique de ce type. Au-delà du haut-fond du Marañon, un nouveau bassin subsident, le *bassin est-péruvien*, siège d'un important volcanisme alcalin au Permien supérieur et au Trias (Mitu), est ensuite comblé par des séquences essentiellement clastiques, issues de l'érosion des boucliers situés à l'Est. Plus à l'Est encore, correspondant au futur domaine subandin, une plate-forme épicontinentale est le siège d'une sédimentation peu épaisse, très lacunaire, caractérisée à certains niveaux par d'importantes formations éoliennes (qui constituent d'intéressants réservoirs pétroliers).

À partir du Crétacé supérieur, la marge subit un raccourcissement qui se traduit par des structures compressives locales et surtout par l'érosion tectonique progressive du domaine d'avant arc qui va provoquer une migration de l'axe magmatique qui se localise au niveau de la Cordillère occidentale (*fig. 8.1 et 8.11*). Un premier épisode de plissement (Mochica) est assez bien marqué dans le Nord du Pérou vers 100 Ma (*Fig. 8.13*). Un second épisode majeur se situe au Santonien, vers 85 Ma ; il est reconnu dans la zone côtière et la Cordillère occidentale ; il est en particulier caractérisé par la mise en place de chevauchements à vergence NE dans la région d'Arequipa ; il correspond à la « phase péruvienne » (*Fig. 8.13*). Au cours du Paléogène, entre 58 et 30 Ma, la déformation atteint les zones plus orientales (Altiplano et Cordillère orientale) avec la mise en place de chevauchements dans les régions de Cusco et de Bolivie SW ; cette longue période de déformation majeure des Andes correspond aux « phases incaïques » (*Fig. 8.13*). Au cours du Néogène (« phases Quechua ») la déformation gagne la zone Subandine (*Fig. 8.13*). Cette période est caractérisée par un volcanisme calco-alcalin très intense. C'est aussi au cours de cette période que se met en place le relief montagneux actuel.

En conclusion les faits importants sont :

1. La constance de l'arc magmatique apparu dès le Permien supérieur et qui persiste à l'époque actuelle, même si son activité a été intermittente. Cet arc s'est édifié sur une croûte continentale. Il s'est déplacé progressivement vers l'Est à partir du Crétacé supérieur. Il est à l'origine de très grands gisements métalliques (or : Yanacocha, Pérou ; argent : Potosi, Bolivie ; cuivre : Chuquicamata, Chili ; étain : Oruro, Bolivie).
2. La migration progressive de la déformation vers l'E du continent, qui demeure toutefois en régime de superstructure.
3. La mise en place tardive du relief montagneux.

Les Andes centrales (Pérou, Bolivie, N Chili) constituent donc un bon exemple d'un orogène de marge continentale lié à la subduction d'une lithosphère océanique sous une lithosphère continentale. Toutefois, comme on vient de le voir, il ne s'agit pas d'un système immuable et il convient de s'interroger sur les variations qu'il présente au cours du temps, comme le passage d'une marge en distension vers une marge en compression à partir du Crétacé supérieur, le fonctionnement discontinu de l'arc, sa migration et celle de la déformation, l'apparition du relief.

Du Permien au Crétacé inférieur le régime de marge convergente en distension implique une subduction à pendage relativement fort et constant qui assure la permanence de l'arc magmatique et induit un fort amincissement crustal du continent et, en conséquence, la formation d'un bassin d'arrière-arc fortement subsident. Ce domaine d'arrière-arc n'aboutit cependant pas à la naissance d'un véritable bassin océanique d'arrière-arc. La situation évoque ainsi celle de l'actuel arc indonésien à Java (pendage de la subduction de l'ordre de 45°). On n'observe pas non plus de migration d'arc vers l'océan ce qui implique une stabilité de la position de la zone de subduction par rapport au continent ; il n'y a pas de retrait de subduction comme on l'observe aux Mariannes.

À partir du Crétacé supérieur, l'évolution est caractérisée par des périodes compressives et distensives, en bon accord avec les résultats de modélisation évoqués plus haut. Les crises tectoniques majeures qui affectent la totalité de la marge sur plusieurs milliers de kilomètres sont, par ailleurs, contemporaines des événements intéressant l'ensemble des chaînes du cycle alpin, et donc à relier à l'évolution tectonique globale. Parmi ces événements globaux, on retiendra qu'au début du Crétacé supérieur intervient une réorganisation globale du système des dorsales océaniques, se traduisant par une forte augmentation des vitesses d'ouverture dans le Pacifique ; une autre réorganisation globale intervient vers la fin de l'Eocène moyen et, au cours du Miocène, lorsque s'ouvrent les dorsales du Sud Chili et des Galapagos. D'autres phénomènes ont un caractère plus local, comme le balayage de la marge par les rides asismiques (Nazca et Juan Fernandez et plus au Nord Carnegie).

Sur la *figure 8.13*, on a représenté l'évolution de la déformation dans les Andes en regard de quelques phénomènes caractéristiques de la subduction de la plaque Nazca : vitesse de convergence, âge de la lithosphère subduite, angle de convergence. On remarque que les périodes d'intense déformation sont corrélées avec les variations

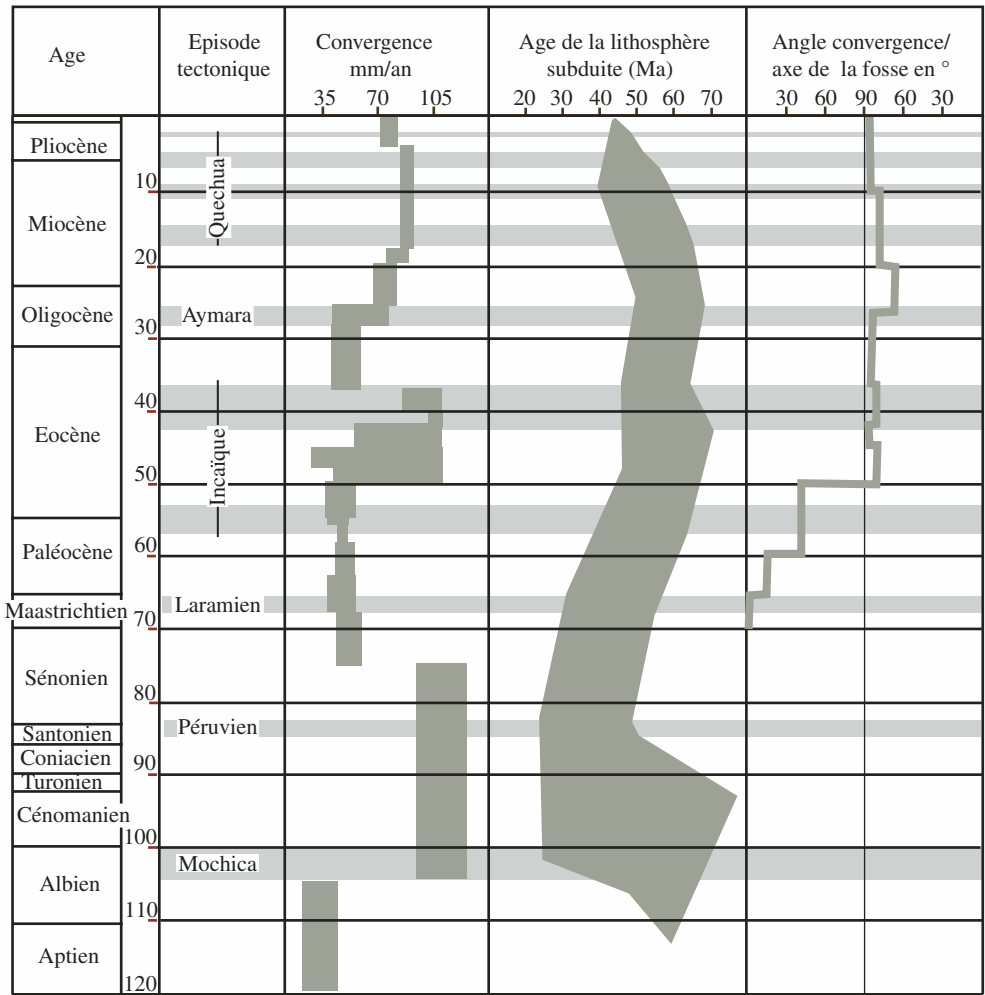


Fig. 8.13 Évolution de la convergence Andine depuis l'Aptien.

Modifié d'après E. Jaillard et al., 2000. On a reporté sur ce diagramme les principaux épisodes de déformation compressive, une estimation des vitesses de convergence, l'âge probable de la lithosphère arrivant en subduction et l'obliquité de la convergence (en gris foncé, la marge d'erreur pour les vitesses et les âges).

de ces paramètres et, en particulier, avec les moments de variation importante de la vitesse de convergence.

Les conséquences de ces changements pour la marge pacifique de l'Amérique du Sud ont été une forte diminution du pendage de la surface de subduction, entraînant la mise en compression de l'ensemble du système. Il en a résulté un raccourcissement d'ensemble de la marge, des écaillages intéressant à la fois la couverture sédimentaire et le substratum, et un épaissement crustal important. L'ampleur du raccourcissement, évalué sur des coupes équilibrées à partir de données de surface,

atteint 200 km au niveau des Andes centrales, soit de l'ordre de 30%. La croûte épaissie atteint jusqu'à 75 km. Les bilans de matière, réalisés à partir de ces coupes équilibrées (fig. 8.7, coupe 2), impliquent qu'un volume important ait été sous-plaqué sous la chaîne pour créer cet épaississement crustal. Sous la Cordillère orientale, l'épaississement provient du sous-charriage des boucliers (brésilien ou pampéen). Sous la Cordillère occidentale et l'Altiplano, une petite partie de ce matériel provient du magmatisme, mais l'essentiel tire son origine du sous-placage de matériel crustal pouvant provenir de l'érosion de la base de la croûte de la plaque supérieure (S Amérique) comme en témoignent la migration de l'arc magmatique et la subsidence très importante subie par les zones immergées de la marge.

Chapitre 9

Les chaînes d'obduction

Dans le phénomène de subduction, la lithosphère océanique, dense, s'enfonce sous une lithosphère moins dense, océanique dans le cas des arcs intraocéaniques, ou continentale dans les marges de type andin. Cependant, on observe souvent un dispositif inverse, c'est-à-dire, d'épaisses lames d'ophiolites reposant à plat sur un substratum continental et sa couverture sédimentaire. Pour décrire ce dispositif où une portion de lithosphère océanique chevauche une bordure continentale, on a créé le terme d'obduction (R. Coleman, 1971). Ce phénomène est bien développé dans les chaînes alpines du Pacifique SW (Papouasie, Nouvelle-Guinée, Nouvelle-Calédonie) et également dans le domaine téthysien, en particulier en Oman.

L'obduction constitue souvent une étape précoce au cours d'un cycle de déformation. Elle est presque toujours suivie par une phase de collision si bien que les géométries primitives sont partiellement ou totalement masquées et que même le domaine océanique originel disparaît. Il devient dès lors difficile de retrouver le mécanisme de mise en place des ophiolites.

Toutefois il existe quelques cas, peu nombreux, où les structures d'obduction sont restées intactes après la mise en place du complexe océanique et, dans ce cas, on peut réellement parler de *chaînes d'obduction*.

9.1 L'OMAN (fig. 9.1)

À la pointe orientale de la péninsule Arabe, s'élève la chaîne d'Oman (500 par 100 km environ), culminant à un peu plus de 3 000 m au Djebel Akhadar, et qui montre une immense nappe ophiolitique (Semail) reposant à plat sur la plate-forme arabe.

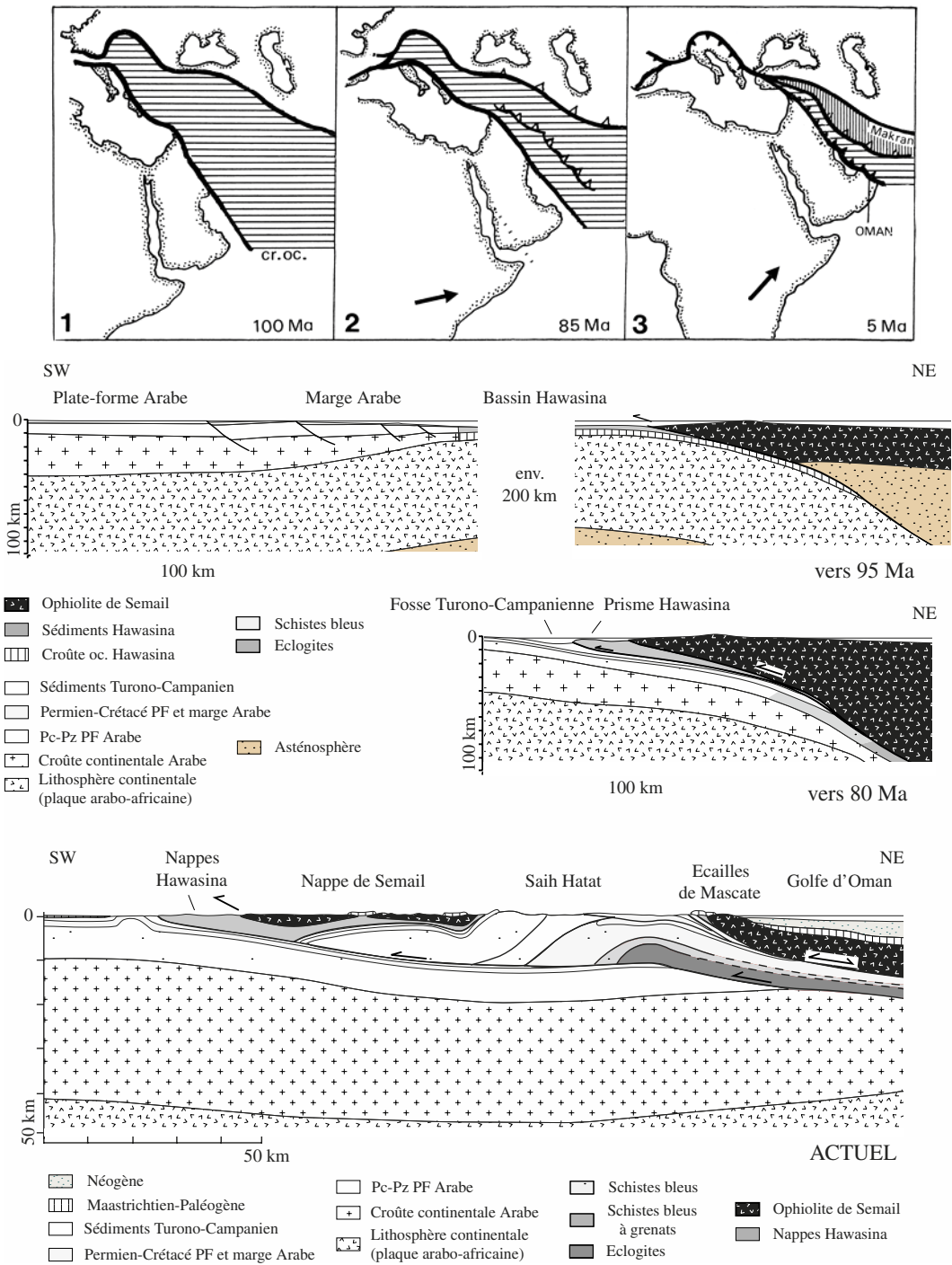


Fig. 9.1 Obduction de l'Oman.

Simplifié d'après A. Michard, 1987 ; coupes d'après Saddiqi *et al.*, 2006.

L'autochtone de la plate-forme arabe est recouvert par un premier ensemble de matériaux allochtones de plusieurs origines. Les unités les plus basses sont constituées d'écailles provenant de la marge arabe ; elles sont surmontées par des unités d'origine océanique, les nappes Hawasina, constituées de sédiments océaniques (radiolarites) et de laves sous-marines à caractère d'OIB. La nappe ophiolitique, constituée de péridotites mantelliques et de leur couverture crustale, surmonte cet ensemble par l'intermédiaire d'une mince semelle métamorphique sous faciès amphibolite. Les basaltes du sommet de la séquence ophiolitique montrent des caractéristiques géochimiques de laves d'arc.

La lame ophiolitique est particulièrement épaisse, de l'ordre de 15 km, dont 8 km de péridotites, issues du manteau supérieur. Compte tenu de la largeur de la plate-forme arabe (300 km) et de la portée du chevauchement (100 km), le déplacement atteint au moins 400 km.

Les données stratigraphiques et géochronologiques permettent d'évaluer la vitesse de déplacement de cet ensemble. Les sédiments les plus récents portés par la nappe sont de la base du Crétacé supérieur (95 Ma), alors que les plus récents du matériel chevauché datent du Crétacé supérieur élevé (75 Ma) ; le Maastrichtien inférieur (70 Ma) est discordant sur les structures. Le déplacement sur 400 km s'est donc effectué en 20 Ma, soit à une vitesse de l'ordre de 2 cm/an, du même ordre de grandeur que la vitesse moyenne de l'expansion océanique.

Le déplacement a entraîné le feuilletage des péridotites qui montrent une linéation d'étirement ; on la retrouve également dans la semelle métamorphique ; elle est orientée SW-NE, indiquant le sens de déplacement de la nappe. La minéralogie de ces péridotites basales indique que leur déformation s'est effectuée vers 800 à 1 000 °C (lithosphère chaude), ce qui s'accorde avec les paragenèses de la semelle métamorphique. Au front de la nappe, les températures sont plus faibles (400 °C, faciès schiste vert).

Le substratum de la plate-forme arabe apparaît au front de la nappe, mais aussi dans deux fenêtres sous la nappe (Djebel Akhdar et Saih Hatat). On y observe plusieurs unités structurales empilées caractérisant des faciès de bas de marge. Les plus basses montrent des faciès métamorphiques de haut degré : éclogite (14-15 à 20-23 kb, 480 à 550 °C) et schistes bleus (11 à 13 kb, 320 à 520 °C), impliquant un enfouissement à grande profondeur, de l'ordre de 100 km pour les plus basses.

Le scénario de mise en place de cet ensemble comporte un premier épisode de subduction, documenté par la chimie des laves. Les âges mesurés sur les roches ophiolitiques et leur semelle métamorphique ainsi que sur les sédiments, sont de l'ordre de 100 à 95 Ma (base du Crétacé supérieur), et donc presque contemporains de ceux des sédiments qui se sont déposés sur les ophiolites. Ceci signifie que le cisaillement des ophiolites s'est produit très peu de temps après qu'elles ont été mises en place au fond de l'océan. La subduction a donc concerné une lithosphère très jeune, âgée de moins de 5 Ma, donc mince et chaude.

La base du Crétacé supérieur correspond à un changement du régime tectonique global. Dans cette partie du domaine téthysien, un régime de convergence (rappro-

chement Afrique/Eurasie) succède à un régime de divergence (ouverture océanique). Le rapprochement s'est effectué à une vitesse de l'ordre de 2 cm/an.

On suppose que, mise en compression, la lithosphère océanique omanaise, s'est rompue dans sa partie la moins épaisse, donc la plus jeune. Une subduction intra-océanique s'est mise en place. Un prisme d'accrétion tectonique s'est constitué au front, à partir des sédiments océaniques (nappes Hawasina). La subduction a ensuite intéressé la partie la plus amincie de la marge arabe qui s'est enfouie profondément. La plate-forme arabe fléchit sous l'effet de la charge des nappes, en formant un bassin d'avant-chaîne. En effet, les sédiments crétacés montrent une évolution depuis des faciès de plate-forme, à la base du Crétacé supérieur, vers des faciès turbiditiques à matériel continental au Sénonien-Maastrichtien.

Il est cependant arrivé un moment où ce matériel continental, bien qu'éclogitisé, n'a plus été susceptible de s'enfoncer davantage. Il est remonté le long d'un cisaillement chevauchant à sa base, alors que son toit a fonctionné en faille normale, et percé le dispositif sus-jacent, isolant la nappe ophiolitique et les unités de sa semelle.

Le phénomène a ensuite cessé, la déformation se transférant plus au N. La lithosphère océanique du golfe d'Oman a commencé à s'enfoncer sous la marge iranienne, édifiant le prisme du Makran (S Iran), dont la construction a débuté à l'Eocène inférieur, et qui continue à s'édifier avec une vitesse de convergence moyenne de 2 cm/an. À ce taux, si le phénomène se poursuit, le golfe d'Oman disparaîtra dans 10 Ma. À ce moment se produira une collision entre l'Arabie et l'Iran et s'édifiera une chaîne analogue au Zagros (voir p. 233).

9.2 LA NOUVELLE-CALÉDONIE (fig. 9.2)

Cette île, longue de 400 km, large de 40 à 50, culminant à 1 650 m seulement, comprend un « substratum » complexe, surtout mésozoïque, supportant une nappe de péridotite mise en place à l'Éocène supérieur.

Les grands traits de sa structure sont exprimés par la fig. 9.2.

L'évolution comporte deux étapes principales.

1. *Du Permien à l'Éocène*, se constituent les unités du substratum dans un cadre structural complexe, celui d'arcs insulaires et de bassins arrière-arc accrétés à la marge gondwanienne (le NE de l'Australie) au Jurassique supérieur. Les produits sédimentaires et volcaniques correspondants forment un prisme d'accrétion qui est ensuite démenbré en plusieurs unités à partir du Crétacé supérieur lorsque s'ouvrent les bassins marginaux de Tasmanie, de Nouvelle-Calédonie et des Îles Loyauté. À l'Éocène, l'entrée de ces unités dans la zone de subduction des Loyauté entraîne leur superposition, tandis que se déposent des flyschs bréchiques et des olistostromes discordants.

Nous n'entrerons pas dans le détail de ces unités. On dira simplement que les plus basses (*Unités d'avant-pays* : Nouméa, Teremba, Koumac) montrent les faciès habituels, sédimentaires et volcaniques, des bassins d'arc du Permien au Sénonien. Au-dessus viennent, toujours en superposition tectonique, deux ensembles ophiolitiques anciens plus ou moins dilacérés, métamorphisés en faciès de haute pression : l'un

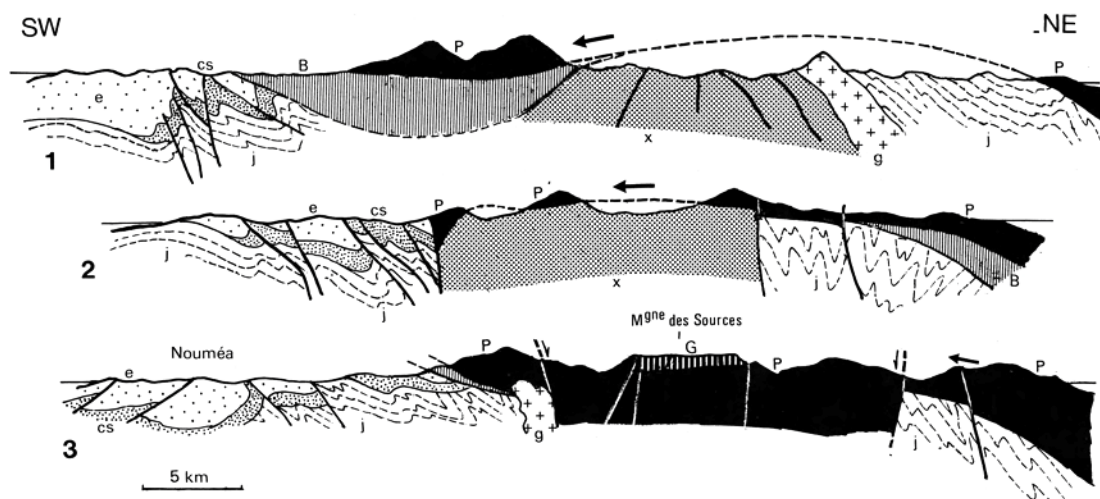
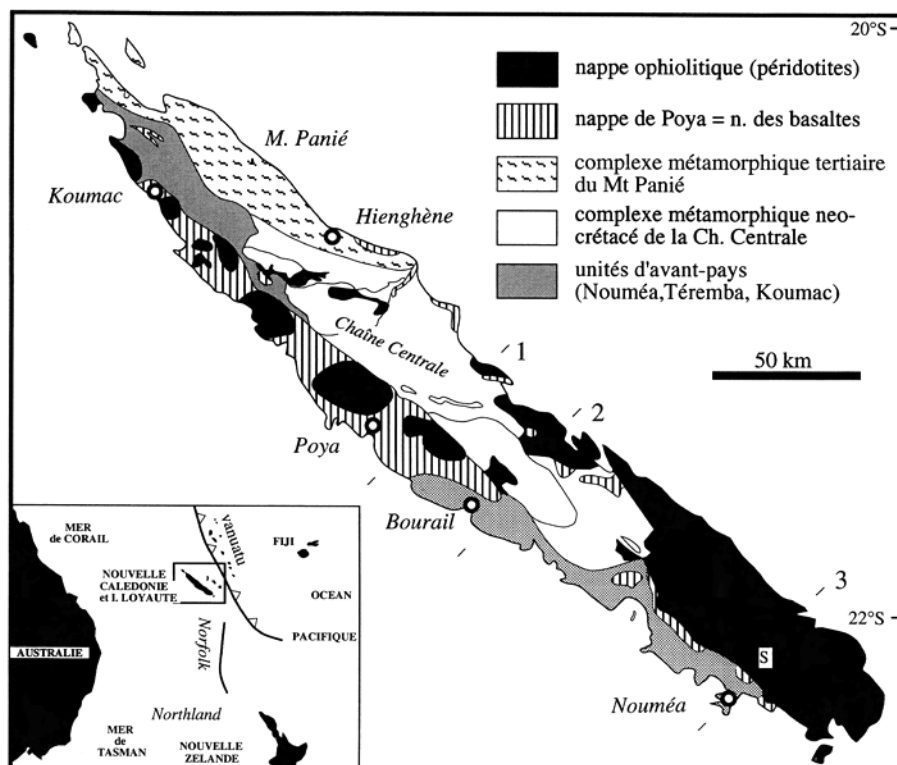


Fig. 9.2 Grands traits de la structure géologique de la Nouvelle-Calédonie (d'après Paris, 1981).

Carte : T. massif de Tiebaghi, S. massif des Sources

Coupe : B. basaltes, G. gabbros, P. péridotites, e. Éocène, cs. Crétacé supérieur, j. Jurassique-Trias, x. terrains anté-permiens, g. intrusion de gabbros (Oligocène).

(Chaîne Centrale) au Crétacé supérieur, l'autre (Anticlinorium du Mont Panié) à l'Éocène. Ce dernier est le mieux connu, avec des éclogites de 25 kb/550 °C et des glaucophanites qui ont permis de les dater de 51 à 37 Ma. L'exhumation de l'Anticlinorium du Mont Panié s'est effectuée en contexte distensif.

L'ensemble de ces unités du substratum est séparé de la nappe des péridotites par la *nappe de Poya*, ou nappes des basaltes, comportant des basaltes et des sédiments océaniques du Crétacé supérieur-Paléocène. Cette nappe pourrait représenter l'ancienne couverture décollée des péridotites.

2. À l'Éocène supérieur se met en place la *nappe des péridotites* (fig. 9.2). Elle constitue le tiers de la surface de l'île; elle est surtout représentée au Sud (« Massif du Sud ») où elle atteint son épaisseur maximum (3 à 4 km), mais parsème le reste de l'île de nombreuses klippes. Elle comprend de bas en haut :

- une semelle de serpentinites mylonitiques,
- une *masse péridotitique principale*, essentiellement constituée de harzburgites massives, avec des intercalations de niveaux rubanés harzburgitiques ou pyroxénitiques. De fréquents amas de dunites y forment des poches irrégulières. Des lherzolites, parfois feldspathiques, sont connues dans le massif de Tiebaghi (partie N de l'île) à la surface des harzburgites.
- Toutes ces roches ont des textures de tectonites et représentent le manteau supérieur. Elles sont recoupées de filons de pyroxénites, gabbros, basaltes doléritiques et contiennent des intrusions de plagiogranites.
- Au-dessus des ultrabasites, mais seulement dans le minuscule massif des Sources, près de Nouméa, on trouve des cumulats de *dunite* et de *gabbro*, en très légère discordance (fig. 9.2). C'est le seul témoin connu d'une croûte océanique *sensu stricto*. Les basaltes sus-jacents, s'ils ont existé, ne sont pas connus, à moins que, par décollement précoce, ils ne se soient séparés des ultrabasites sous-jacents et aient ainsi donné naissance à la « *nappe des basaltes de Poya* ».

De toute façon, avec ou sans basaltes, les roches ultrabasiques de Nouvelle Calédonie constituent une masse obductée à la suite de la mise en compression énergétique d'un système en subduction. L'obduction ne semble pas avoir créé de structures particulières hormis peut être la semelle de mylonites serpentineuses. Les structures magmatiques antérieures, porphyroblastiques à blastomylonitiques, avec une foliation parallèle au rubanement magmatique, ont été passivement transportées, ne subissant que des ondulations d'assez grande longueur d'onde.

En revanche, après sa mise en place, la dalle a été fragmentée par de nombreuses failles tardives en compartiments juxtaposés, parfois effondrés et plus facilement conservés en klippes. Ces accidents tardifs sont souvent décrochants.

Âge de la mise en place

Les ultrabasites sont remaniées dans l'Éocène terminal. Par ailleurs, dans la région de Nouméa, elles chevauchent cet Éocène ou le refoulent devant elles. Le charriage est donc éocène supérieur et ainsi contemporain du métamorphisme du Nord de l'île

et donc de l'exhumation des faciès HP qui s'effectue par dénudation tectonique (Cluzel *et al.*, 1995). On retrouve ici le dispositif comportant un système compressif au front des ophiolites et un système distensif à leur arrière.

Le sens du charriage

Il est certainement du NE vers le SW. Il existe en effet une bande d'anomalies gravimétriques importantes sur la côte E qui indique que les péridotites viennent de ce secteur. Par ailleurs, la dalle péridotitique a provoqué à son front, dans le S de l'île, des plis et des écaillés déversés au SSW.

9.3 LA NOUVELLE-GUINÉE

Les conditions géologiques de l'obduction néocalédonienne se retrouvent en Nouvelle-Guinée qui en est le prolongement N mais montre quelques dispositions supplémentaires, notamment une série ophiolitique complète et beaucoup plus épaisse.

Cette île comprend, au moins dans sa partie est, trois parties (fig. 9.3) :

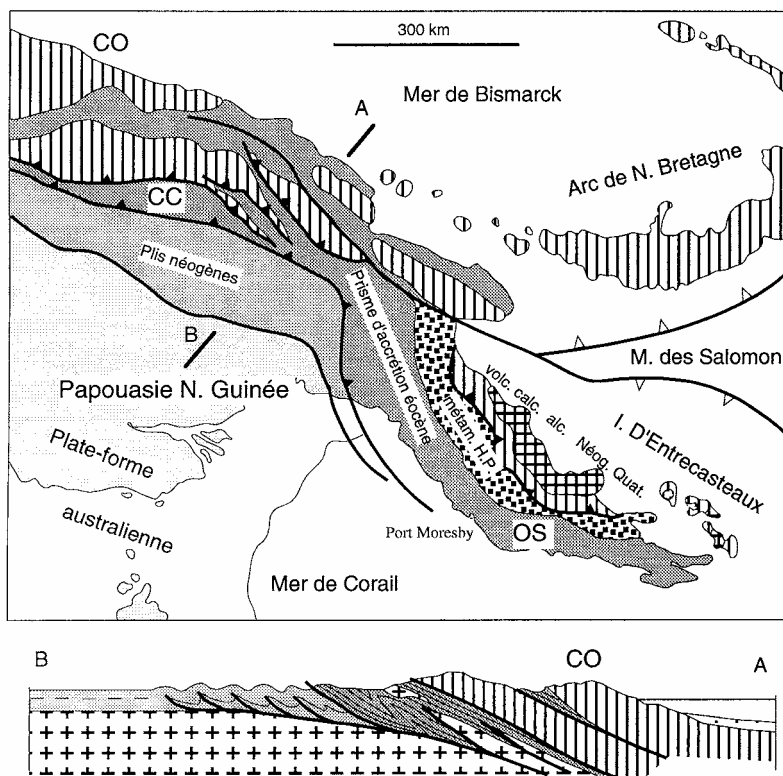


Fig. 9.3 Grands traits de la structure géologique de la Nouvelle-Guinée orientale.
CO. Croûte océanique, CC. chaîne Centrale, OS. chaîne Owen-Stanley.

- une *zone Sud*, bordure de la plate-forme continentale australienne, recouverte de dépôts détritiques d'eau peu profonde, qui fléchit sous la chaîne en donnant un bassin flexural dont le bord nord est déformé (zone des plis néogènes);
- une *zone centrale*, montagneuse, équivalente du massif central néocalédonien, avec une série mésozoïque à éocène, métamorphisée sous faciès de haute pression à l'Éocène supérieur;
- une *zone Nord*, qui affleure sur une longueur de 400 km et une largeur de 40, sur le flanc NE de la chaîne Owen-Stanley. Elle montre, de haut en bas, des basaltes d'affinités tholéitiques, massifs ou en pillows-lavas, avec quelques dacites (4 à 6 km), puis des gabbros, à texture de cumulats (4 km), et enfin des péridotites (harzburgites), d'abord en cumulats (0,5 km environ) puis à structure de tectonites, parfois métamorphisées (4 à 8 km) qui représentent évidemment le manteau.

Le tout est traversé d'intrusions tonalitiques (diorites) datées de l'Éocène (50 à 55 Ma).

L'âge et les conditions tectoniques de la mise en place de cet ensemble sont les mêmes qu'en Nouvelle-Calédonie. Il existe aussi le même métamorphisme de relativement haute pression (glaucophane, chlorite, albite) sous les péridotites charriées, parfois interprété ici comme un effet de surcharge de cette dalle, peut-être par l'intermédiaire des pressions de fluides.

Une autre particularité de la Nouvelle-Guinée est que la nappe des péridotites, à son extrémité E, est traversée de nombreuses venues volcaniques néogènes à actuelles, calco-alkalines au N, shoshonitiques au S. Leur origine est encore discutée mais ce volcanisme pourrait traduire l'existence d'une zone de subduction tardive à vergence S, bien que les données océanographiques ne permettent pas d'en situer exactement le départ.

9.4 LE MÉCANISME DE L'OBDUCTION (fig. 9.4)

Différents mécanismes ont été invoqués pour tenter d'expliquer une situation considérée comme paradoxale (compression brutale suivie de réajustement isostatique, subduction bloquée...). Ils n'ont plus qu'une valeur historique.

Les exemples précédents nous ont montré que les chaînes d'obduction présentent un certain nombre de caractéristiques communes.

- Les lames ophiolitiques obductées, tout en étant souvent très épaisses, ne présentent jamais l'épaisseur d'une lithosphère océanique classique (40 à 60 km). Il s'agit donc soit de lithosphère jeune et encore mince et chaude, soit du résultat du clivage d'une lithosphère normale, ce qui suppose l'existence de niveaux de décollement constitués par exemple par des zones serpentinisées.
- L'âge de la mise en place tectonique est toujours très proche de celui de la mise en place magmatique. Le phénomène est donc rapide.
- Il y a une association systématique avec des unités ayant subi de hautes et/ou très hautes pressions (HP et UHP) qui apparaissent en fenêtre sous les ophiolites et qui, elles-mêmes, montrent les signes d'une exhumation très rapide.

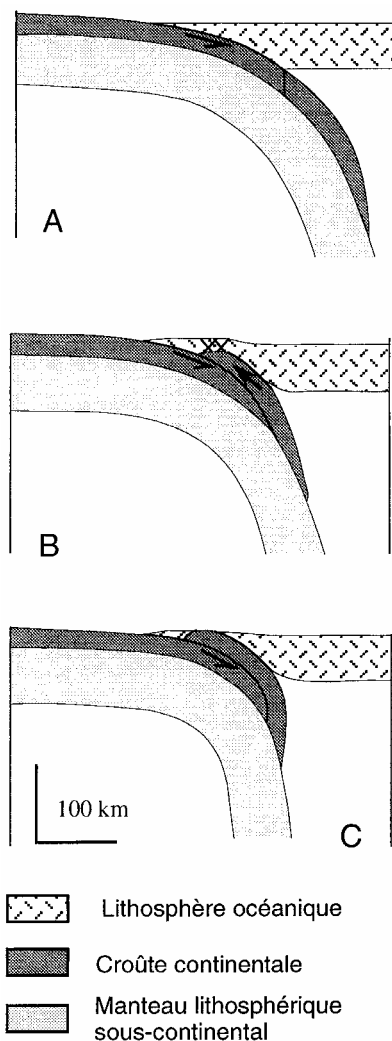


Fig. 9.4 Mécanisme de l'obduction.
D'après A. Chemenda, 1993.

Des modélisations physiques (Chemenda, 1993) conduisent à une interprétation qui rend compte de ces particularités. Dans ce modèle, la subduction de la lithosphère océanique entraîne celle de la partie la plus amincie (le bas de marge) de la marge continentale adjacente, jusqu'à ce que celle-ci se trouve dans les conditions du faciès éclogite. Un clivage se produit alors au sein du matériel continental qui remonte rapidement en perçant le matériel océanique sus-jacent, et en isolant un lambeau ophiolitique. On aboutit ainsi à un dispositif comportant un cisaillement chevauchant sous le matériel métamorphique, et un cisaillement normal au dos de celui-ci, actifs simultanément.

9.5 L'ÉVOLUTION DU PACIFIQUE SW

Une réorganisation cinématique se produit à la fin du Miocène (vers 12 Ma) à l'échelle mondiale. Elle se traduit dans la région par la collision du plateau d'Ontong Java avec l'arc des Salomon-Wallis-Samoa et le blocage de la subduction à vergence sud de Vitiaz. Elle donne donc naissance à un nouveau cadre structural. Une nouvelle zone de subduction à vergence pacifique, c'est-à-dire vers le NE, apparaît au S des îles Salomon et du Vanuatu (Nouvelles-Hébrides). La Nouvelle-Guinée et la Nouvelle-Calédonie deviennent des arcs résiduels, où les structures d'obduction précoce sont conservées (*voir fig. 1.18*). La surrection de la Nouvelle-Calédonie et des îles Loyauté peut être une conséquence du fléchissement de la plaque australienne à son entrée en subduction dans la fosse de Vanuatu (bombement externe).

Chapitre 10

Les chaînes de collision

Comme leur nom l'indique, elles résultent d'un phénomène de collision entre une marge continentale et une autre structure qui peut être :

- soit une croûte océanique, généralement anormale, de type plateau océanique, ou, plus fréquemment, un arc insulaire. Le résultat est une *chaîne liminaire*;
- soit une autre marge continentale. Le résultat est une *chaîne de collision intercontinentale* ou *chaîne de collision sensu stricto* (anciennes chaînes « géosynclinales » ou « biliminaires » des auteurs).

Selon M. Cloos (1993), une collision ne peut se réaliser que si les objets transportés par la plaque subduite ont une dimension suffisante. Pour un bloc continental, il faut que l'épaisseur de la croûte atteigne 15 à 20 km ; ceci signifie que les croûtes continentales très amincies peuvent entrer en subduction, et nous verrons que c'est effectivement le cas. Pour les plateaux océaniques et marges volcaniques, l'épaisseur limite de la croûte est de l'ordre de 17 km; seuls les objets plus épais sont donc susceptibles d'entrer en collision. Les îles volcaniques de très grandes dimensions (hauteur supérieure à 8 km) peuvent refuser la subduction et engendrer des collisions locales. La plupart du temps elles sont susceptibles d'être subduites, et d'être décapitées en engendrant de forts séismes. Les arcs volcaniques ayant fonctionné au moins durant 20 Ma possèdent une croûte suffisamment épaisse pour entrer en collision.

Dans tous les cas où un objet entre en collision cela se traduit par :

- 1) un saut de subduction;
- 2) un changement dans la cinématique des plaques;
- 3) la formation d'une chaîne de montagne.

10.1 CHAÎNES LIMINAIRES

10.1.1 Collision de plateaux océaniques : les Andes d'Équateur et de Colombie (fig. 10.1 à 10.4)

Les Andes d'Équateur et de Colombie représentent un cas de collision de plateaux océaniques avec une marge continentale. Situées dans la prolongation N des Andes péruviennes (fig. 8.1), l'on y retrouve, à l'E, les mêmes éléments morpho-structuraux caractéristiques, mais qui sont séparés de la zone de subduction par un nouvel ensemble formé de séquences océaniques, l'Occidente, anciennement dénommé « Andes à ophiolites ».

a) La prolongation de la chaîne andine : l'Oriente équatorien et colombien

Ce domaine comporte les unités suivantes (fig. 10.1 et 10.2) :

1. *Un arc volcanique.* La Cordillère occidentale du Pérou se prolonge morphologiquement et en tant qu'arc volcanique par la Cordillère occidentale d'Équateur et la Cordillère centrale de Colombie. Les points culminants sont constitués par les volcans (en Équateur : Chimborazo 6 272 m, dont le sommet constitue, en raison de sa situation sous l'équateur et de la forme de la Terre, le point de la surface le plus éloigné du centre de la Terre ; Cotopaxi 5 897 m ; en Colombie : Nevado del Huila 5 760 m, Nevado del Ruiz 5 400 m).

À la différence du Pérou, où la Cordillère W est à substrat continental, en Équateur, cet ensemble magmatique présente un substrat ou un encaissant complexe principalement constitué d'ensembles océaniques accrétés, arcs et plateaux, souvent métamorphisés sous faciès schistes verts. Le matériel a fourni des âges géochronologiques et paléontologiques à 120, 90 et 50 Ma, qui caractérisent respectivement les périodes de mise en place des matériaux et les épisodes de leur accrétion et de leur déformation (« laramienne »).

2. *La vallée interandine*, dépression relative (altitude moyenne 2 500 m) caractérisée par un remplissage sédimentaire et volcanoclastique. C'est un couloir faillé en décrochement actuellement actif (faille Dolorès-Guayaquil-Pallatanga) superposé à une suture. Le remplissage sédimentaire repose sur un ensemble écaillé très complexe incluant des lames de croûte continentale d'âge précambrien et de séquences sédimentaires paléozoïques et mésozoïques, et des écailles de matériel océanique.

3. *La Cordillère orientale* d'Équateur et de Colombie prolonge la Cordillère orientale péruvienne. Encore dénommée Cordillère Royale, la Cordillère orientale, est constituée par un substratum précambrien et une ceinture de roches volcano-sédimentaires paléozoïques et mésozoïques qui présentent un métamorphisme généralement de degré faible à moyen. Dans sa partie méridionale, cet ensemble est traversé par des plutons calco-alcalins qui appartiennent à plusieurs générations : Jurassique (190-140 Ma), Crétacé supérieur-Paléocène (110-60 Ma), Néogène (15-10 Ma), ces derniers décalés vers l'W par rapport aux précédents.

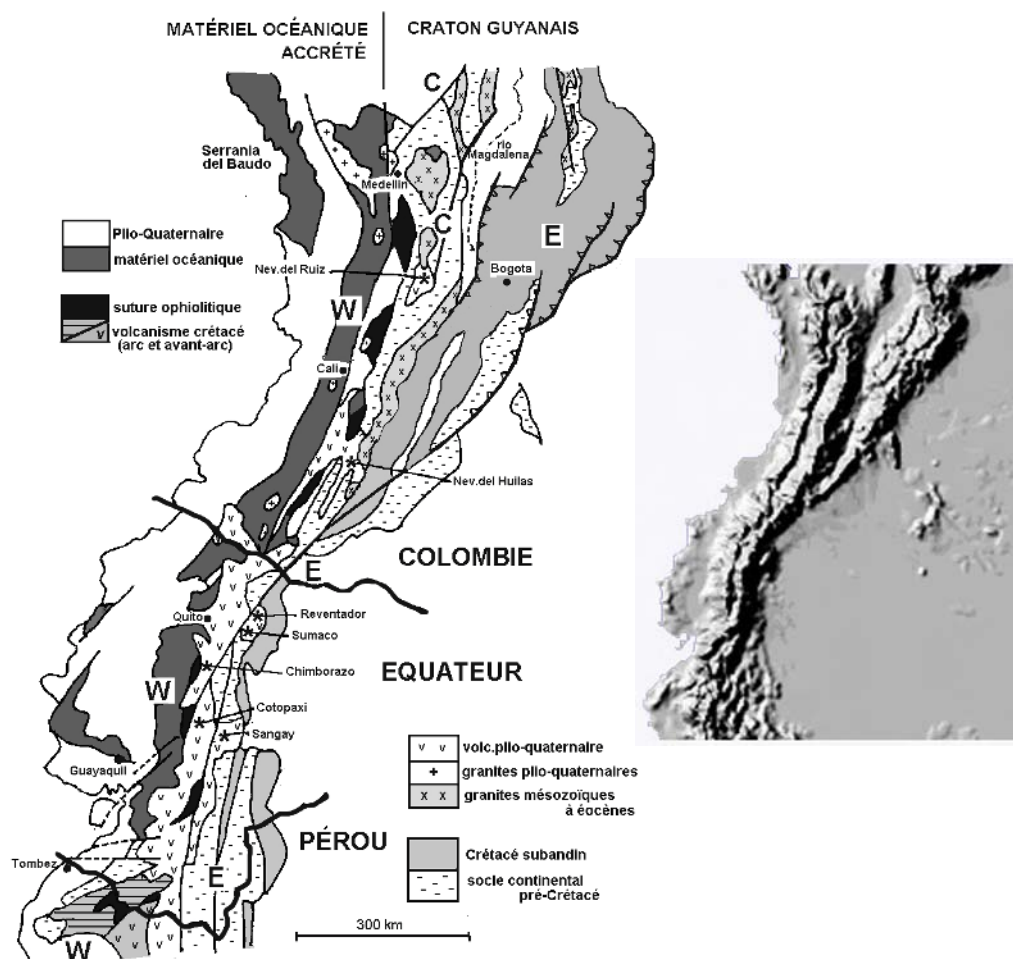


Fig. 10.1 Schéma structural des Andes d'Équateur et de Colombie.

C, E, W. Cordillères centrale, orientale et occidentale. MNT GTOPO.

La déformation principale est néogène et caractérisée par des chevauchements à vergence E en Équateur. Des volcans actifs, ou récemment actifs, sont installés sur ce domaine en Équateur (Sangay 5 320 m).

En Colombie, la Cordillère orientale est dédoublée. À l'W, la *Cordillère centrale*, constituée d'un substratum continental, chevauche la Cordillère occidentale ; le contact date de l'Eocène (fig. 10.4). À l'E, elle chevauche un bassin intramontagneux, la vallée du Magdalena, chevauché à son tour par la Cordillère orientale ss qui montre également une double vergence, E et W. Vers l'W, elle chevauche le bassin de Los Llanos par l'intermédiaire du Subandin. Enfin cet ensemble est parcouru par des failles décrochantes actives, dont la faille Romeral, prolongement de la faille Guayaquil-Dolorès.

4. Le Subandin et les bassins d'Oriente et Los Llanos correspondent à la migration, au Néogène, de la déformation sur le craton guyanais flexuré, et au plissement de sa couverture sédimentaire (paléozoïque, mésozoïque et paléogène). En Équateur, le Subandin est également couronné par des volcans actifs (Reventador, Sumaco).

Tous ces éléments « andins » (arcs magmatiques et chaînes dérivées du plissement de l'arrière arc) forment l'« Oriente » équatorien et colombien. Le fait nouveau ici est qu'à l'W, donc côté pacifique, s'y ajoutent des unités à matériel océanique qui constituent l'« Occidente ».

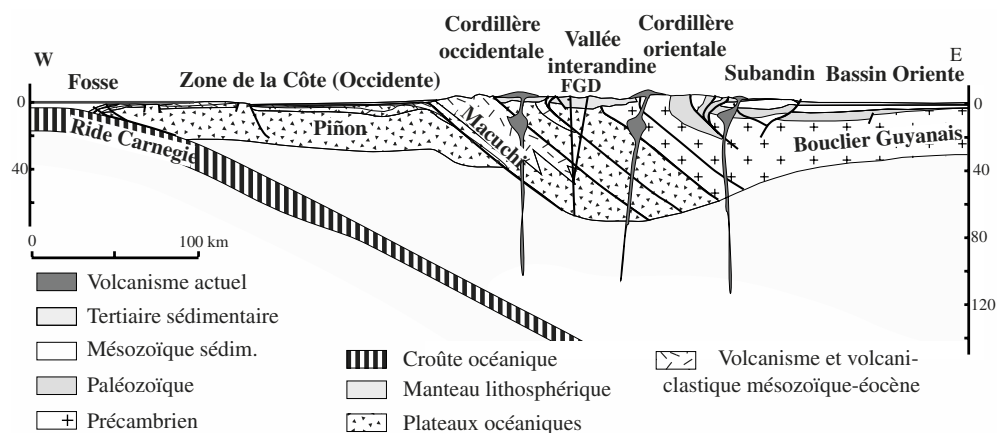


Fig. 10.2 Coupe géologique des Andes d'Équateur.

D'après E. Jaillard et al., 2000. FGD. Décollement Guyaquil-Dolorès. Trace sur la fig. 8.1.

b) Le bloc accrété de l'Occidente équatorien (fig. 10.1 à 10.3)

Il est représenté par la *zone côtière équatorienne*, et une partie de la Cordillère occidentale. Dans la zone côtière, le substratum (Piñon) atteint une vingtaine de km d'épaisseur, d'après les données géophysiques (sismique et gravimétrie). À l'affleurement, il apparaît constitué par des séries océaniques (diabases massives ou en coussins, cumulats gabbroïques et harzburgites) dont les caractéristiques géochimiques sont de type OIB. Les âges fournis par les microfossiles, récupérés dans les sédiments inter-pillows et la série sédimentaire sus-jacente, permettent de situer cet ensemble vers 90 Ma (Crétacé supérieur) ; les caractéristiques géochimiques sont tout à fait semblables à celles du plateau océanique Caraïbe. Ce substratum supporte des séquences volcani-clastiques, caractérisant un arc insulaire turono-sénonien (Cayo San Lorenzo, fig. 10.3). Les déformations sont scellées par le Paléocène où apparaissent des séquences détritiques à matériel de provenance continentale. Au cours du Paléogène et du Néogène, ce domaine a connu un régime en distension, délimitant des bassins d'avant-arc, où se sont déposées des séquences marines. Cet avant-arc a émergé très récemment lors de l'entrée en subduction de la ride Carnegie.

Une grande partie du substratum de la Cordillère occidentale est constituée de formations du même type : séries océaniques de type OIB, sédiments volcani-clastiques et marins pélagiques. On peut distinguer deux plateaux océaniques d'âges différents (120 et 90 Ma) présentant des différences géochimiques. Ils sont recouverts par une puissante série volcanique d'arcs composés de basaltes en coussins, andésites basaltiques et tufs (Macuchi) de l'Eocène. L'ensemble est très déformé et forme des écailles chevauchant la zone côtière.

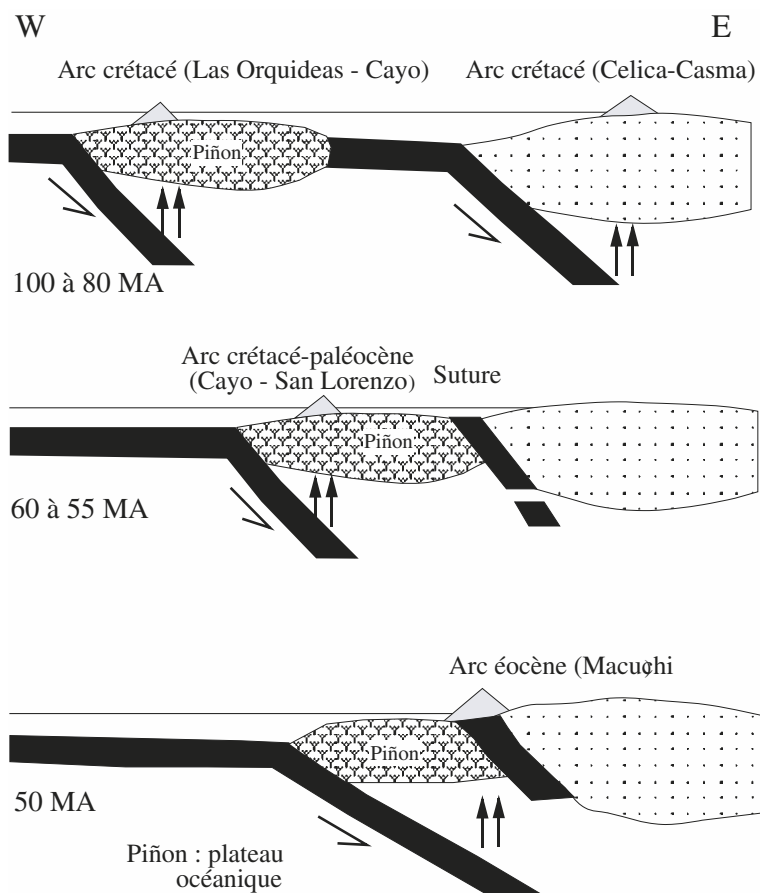


Fig. 10.3 Interprétation de l'évolution des Andes d'Équateur au Crétacé supérieur-Paléocène.

c) Les blocs accrésés de l'Occidente colombien (fig. 10.4)

Cette région présente une structure plus complexe qu'en Équateur. La *Serranía del Baudó* se situe en bordure du Pacifique ; elle représente un arc intra-océanique reposant sur un substratum de type OIB, caractéristique du plateau Caraïbe ; en particulier les picrites de Gorgona sont datées à 90 Ma. Ce domaine est chevauché au Miocène par la Cordillère Occidentale de Colombie.

La Cordillère Occidentale de Colombie montre un empilement d'écailles d'unités océaniques chevauchant vers l'W et vers l'E (sur la croûte sud-américaine). Les écailles les plus basses ont été mises en place au Crétacé inférieur (125 à 104 Ma, âges obtenus sur des schistes bleus à glaucophane), alors que plus récentes l'ont été au Crétacé supérieur-Paléocène, car leur matériel est daté entre 80-100 Ma, et elles sont traversées par des granodiorites d'âge variant entre 80 et 60 Ma.

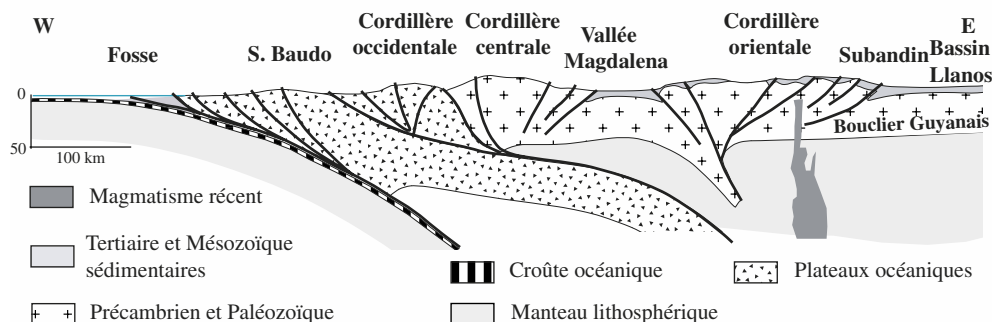


Fig. 10.4 Coupe géologique des Andes de Colombie.

D'après A. Taboada et al., 2000. Trace sur la fig. 8.1.

Ainsi l'évolution de l'« Occidente » nord-andin est caractérisée par l'adjonction de matériel océanique à la chaîne de type andin.

En Équateur, cette adjonction consiste en la collision de plateaux océaniques, et des arcs qu'ils portent, avec la chaîne ; une partie de ces ensembles passe en sous-placage et participe à l'édification du relief.

En Colombie, l'évolution paraît plus complexe, dans la mesure où certaines unités océaniques chevauchent la Cordillère, ce qui témoignerait d'une possible phase d'obduction de lithosphère océanique antérieurement à la collision des fragments du plateau Caraïbe, et où la collision de ces éléments caraïbes s'est prolongée durant le Miocène, avec l'accrétion de la Serrania del Baudo.

10.1.2 Collision avec un arc océanique : l'île de Taiwan (fig. 10.5)

Elle résulte de la collision, actuellement en cours, d'un arc : l'arc des Philippines avec une marge : la marge chinoise (eurasiatique).

L'archipel des Philippines est un arc insulaire volcanique (dit arc de Luzon) qui est séparé de l'Asie par la mer de Chine méridionale, ouverte au début du Tertiaire. La fosse de Manille est le point de départ d'une subduction à pendage E. Elle est associée à un important prisme d'accrétion.

Or, vers le N, on voit la mer de Chine méridionale se refermer peu à peu. En même temps, la fosse de Manille s'estompe, la sismicité devient diffuse et l'arc volcanique perd toute activité. Ces changements résultent de la collision de l'arc de Luzon avec la marge continentale asiatique. La partie émergée de ce système en collision est l'île de Taiwan.

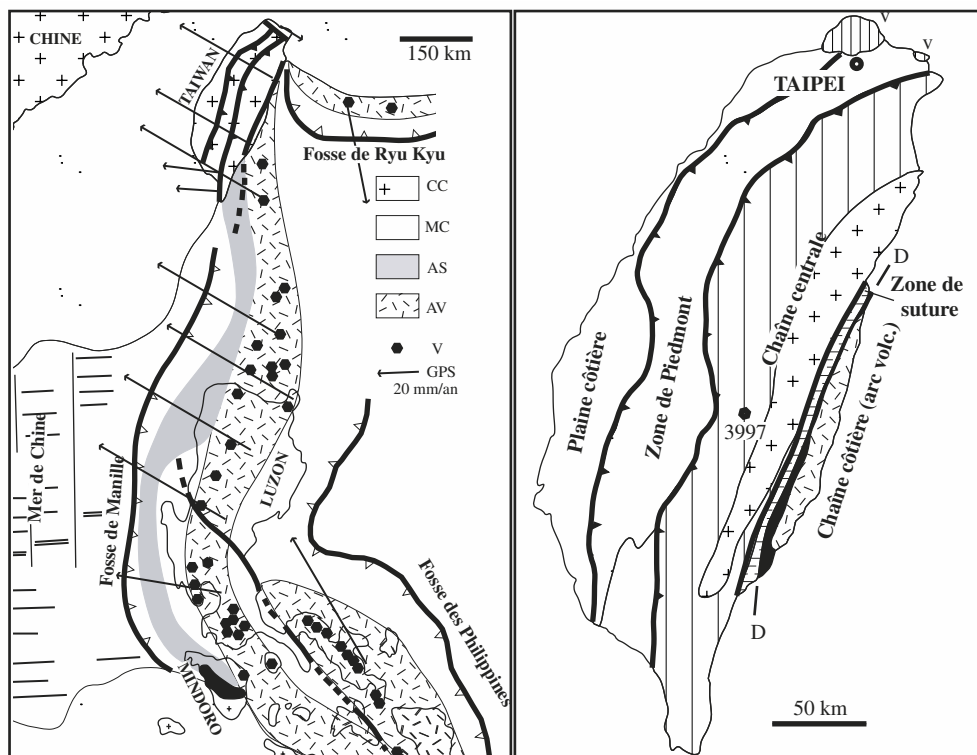


Fig. 10.5 L'île de Taiwan et son cadre géologique.

Simplifié d'après F. Pelletier, 1985 ; N. Mouthereau, 2000, *thèse* ; GPS d'après Y. Yu et al., 1999, *Geoph. Res. Lett.*, **26**, 923-926, M. Pubellier et al., 2003.

À gauche : position de Taiwan par rapport à l'arc des Philippines et à la mer de Chine méridionale. CC. croûte continentale, MC. mer de Chine, AS. arc sédimentaire, AV. arc volcanique, V. volcans actifs.

À droite : grandes unités constitutives de Taiwan. D. zone de décrochement de la suture, v. volcanisme andésitique quaternaire de la pointe nord de l'île associé à la subduction des Ryukyu.

L'âge de la collision peut être déduit des données stratigraphiques classiques (c'est-à-dire de l'âge des sédiments les plus récents de la marge chinoise chevauchés par l'arc insulaire, soit le Miocène), de l'arrêt du volcanisme à l'extrémité N de l'arc de Luzon (limite Miocène-Pliocène) et enfin de l'âge du métamorphisme à schistes verts lié à la collision (5 Ma, qui est bien la limite Miocène-Pliocène).

L'orientation des contraintes régionales lors de la collision est donnée par le sens de déplacement de la plaque pacifique, soit le NW.

L'île de Taiwan elle-même comprend deux parties (fig. 10.5 et 10.6) :

1. *La chaîne côtière orientale*, très étroite. C'est l'extrémité N de l'arc de Luzon, très déformée. On y voit un puissant volcanisme andésitique d'âge miocène associé à des greywackes.

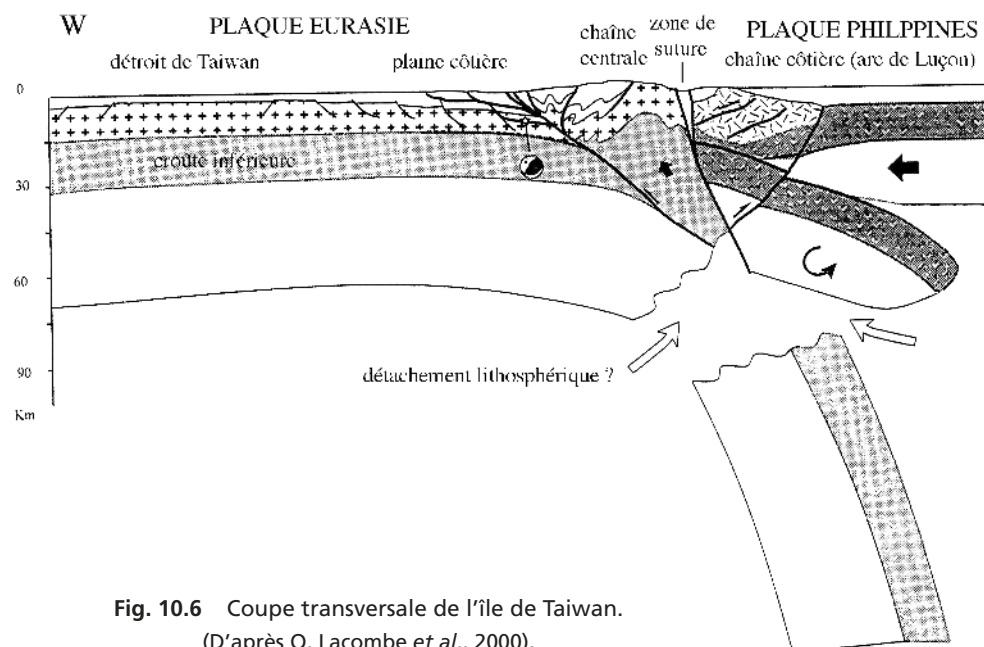


Fig. 10.6 Coupe transversale de l'île de Taiwan.
(D'après O. Lacombe et al., 2000).

Cette chaîne côtière est limitée à l'W par une zone d'écaïlles plus ou moins rétro-charriées vers l'E, jalonnant un grand accident décrochant, sismiquement actif. L'analyse structurale et les mécanismes au foyer montrent une compression très active vers le NW ou l'W, doublée d'une composante décrochante sénestre.

2. *Le compartiment occidental* forme l'essentiel de l'île et représente la bordure déformée de la plaque eurasiatique. On n'entrera pas dans le détail de sa structure, en disant simplement que d'une manière générale, l'âge des terrains, l'âge et l'intensité de la déformation décroissent vers l'W, ce qui est en bon accord avec un processus de collision se produisant d'E en W.

L'intérieur du compartiment et notamment la *chaîne centrale* (qui dépasse localement 4 000 m d'altitude) est un ensemble d'écaïlles dont une partie appartient au socle et à la couverture de la marge chinoise; l'autre représente la partie émergée et plissée du prisme d'accrétion de Manille, précédant l'arc de Luzon. Il s'agit de turbidites, à faciès d'eau de moins en moins profonde jusqu'à la fin du Tertiaire. Elles ne seront tectonisées qu'au Quaternaire.

La plaine côtière W est un secteur particulier intéressant parce que la déformation y est en cours : les terrasses alluviales et marines sont basculées et déformées, la sismicité intense (séismes de septembre 1999).

La structuration de Taiwan est plio-pléistocène (fig. 10.7) et dure toujours, comme on l'a dit, ce que traduit une sismicité intense. Elle y est associée à un métamorphisme pouvant aller, dans la chaîne centrale, jusqu'au faciès schiste bleu à schiste vert, daté radiométriquement de la fin du Miocène (5 Ma).

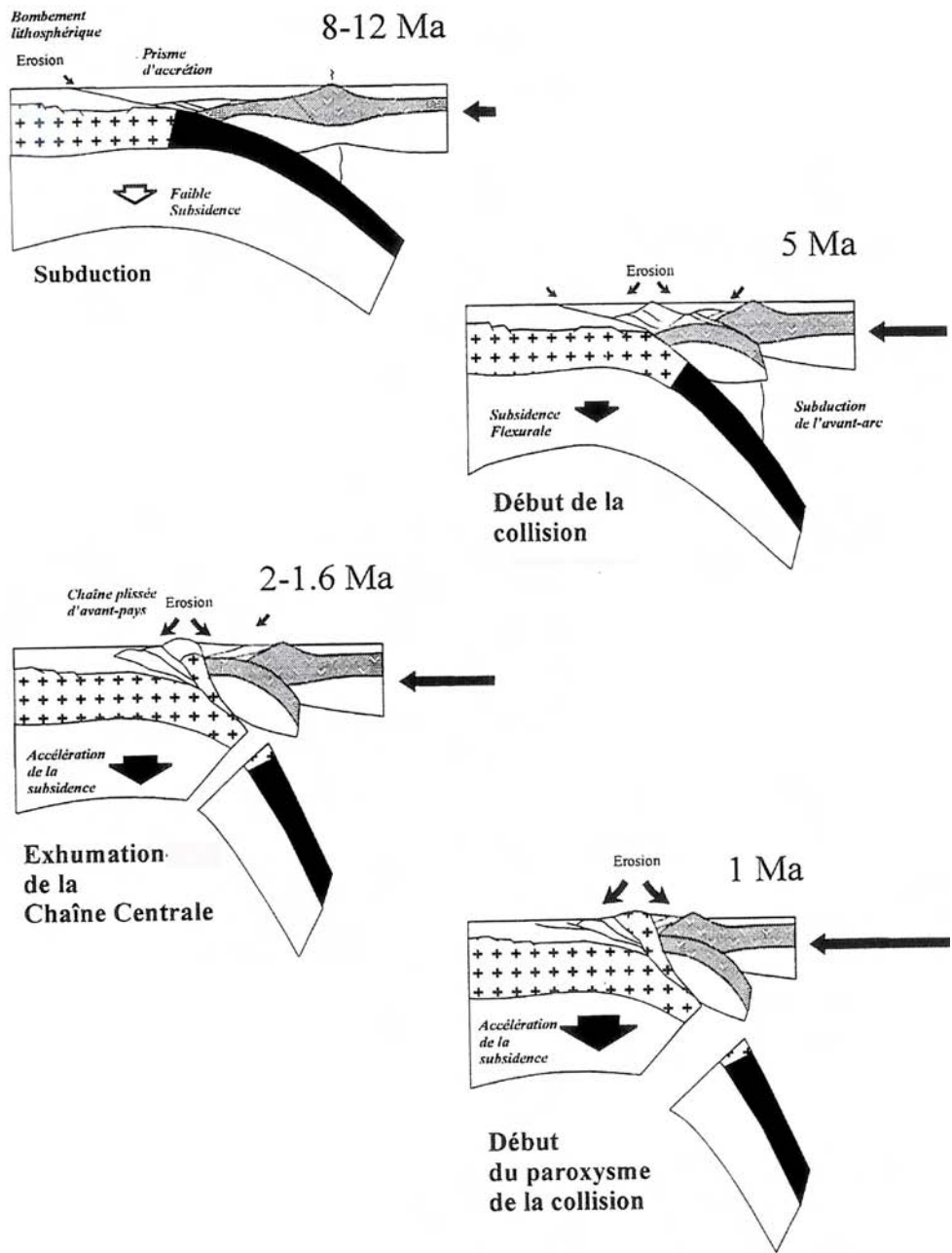


Fig. 10.7 Evolution de la zone de suture au cours de la collision de l'arc des Philippines avec la marge chinoise. (D'après O. Lacombe *et al.*, 2000 ; A. Chemenda *et al.*, 2001).

On remarquera l'absence d'ophiolites dans la suture. Ces roches ont cependant existé mais ont été détruites par l'érosion car on en retrouve des traces en olistolites dans les sédiments constituant les écaïlles rétrocharriées sur la chaîne côtière orientale. Toutefois il est vraisemblable qu'aucune grande nappe ophiolitique n'ait jamais existé.

Des ophiolites affleurent seulement à l'autre extrémité de l'arc des Philippines (île de Mindoro).

Soulignons, pour terminer, que la vergence des structures est tournée vers le continent, comme dans l'exemple colombien. Ce n'est pas une règle absolue. Nous verrons en Californie un cas où la vergence des structures de collision est vers l'océan, ce qui a fait parfois opposer les collisions « de type Taiwan » et celles de « type californien ». En fait, il semble bien que l'inclinaison générale des écaïlles soit celle de la surface de subduction pré-collision, autrement dit que les structures soient, en principe, de type synthétique.

10.1.3 Collisions répétées d'arcs océaniques : les chaînes pacifiques de l'Ouest américain

C'est un domaine hétérogène dans lequel on peut distinguer d'E en W :

- *Les Montagnes Rocheuses sensu lato*, ensemble de chaînes intracontinentales résultant d'une déformation paléocène-éocène (laramienne) de la bordure W de la plate-forme nord-américaine. Elles sont donc l'équivalent des cordillères orientales sud-américaines. À ce premier ensemble, et toujours du côté W, sont venus s'accoler plusieurs arcs insulaires.
- *L'axe Sierra Nevada-Klamath Mountains*, à la fin du Jurassique (orogénèse névadienne).
- *Les chaînes côtières (Coast Range)*, au Crétacé moyen (orogénèse orégonienne).

a) *L'axe Sierra Nevada-Klamath Mountains (fig. 10.8)*

Il comprend des sédiments primaires, triasiques et jurassiques de type océanique (radiolarites et grauweekes), des ophiolites et des volcanites calco-alkalines, c'est-à-dire une association caractéristique d'un arc insulaire. L'ensemble a été plissé et écaillé en vergence E à la fin du Jurassique (car on connaît des molasses tithoniques et crétacé inférieur discordantes sur les formations précédentes – formation dite de Knoxville – et des schistes bleus, nés de cette collision, datés de 150 Ma). Il y a donc eu, à cette époque, collision entre un bloc comportant au moins un arc insulaire, et la marge nord-américaine, collision impliquant la disparition, par subduction, de l'espace océanique qui les séparait. Cependant la suture ophiolitique n'est pas connue. On suppose qu'elle a été masquée par des chevauchements ultérieurs. Des ophiolites sont cependant visibles dans le complexe névadien mais elles sont plus anciennes ou témoignent d'un découpage secondaire de l'arc insulaire névadien en deux sous-arcs séparés par un étroit bassin marginal (fig. 10.9).

La vergence E de toutes les structures névadiennes fait considérer que la subduction finijurassique devait être à pendage W. La collision a été suivie de la mise en place, dans l'arc névadien, de nombreux petits corps granodioritiques (datés de 145-130 Ma)

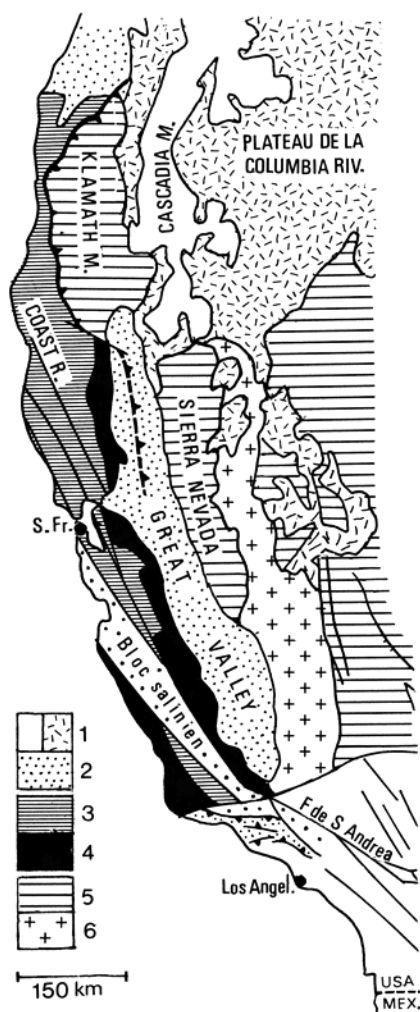


Fig. 10.8 Schéma structural des Cordillères pacifiques des États-Unis (d'après J. Aubouin et al., 1986, simplifié).

1. volcanisme récent, 2. dépôts tertiaires de la Great Valley, 3. complexe franciscain,
4. ophiolites, 5. complexe de la Sierra Nevada, 6. granites névadiens.

issus de la fusion liée au surépaississement crustal. Ces plutons seront ultérieurement coupés de leurs racines par les troncatures médiocrétacées (fig. 10.10).

Ces cisaillements tardifs rendent les structures névadiennes difficiles à déchiffrer. Ils sont à vergence E dans la Sierra Nevada (mais on n'en voit pas le bord W masqué par les molasses crétacées et tertiaires de la Great Valley) et à vergence W dans les Klamath Mountains (mais on n'en voit pas alors le bord E masqué par le grand plateau volcanique récent de la Columbia River ou le volcanisme récent des Cascadia Mountains).

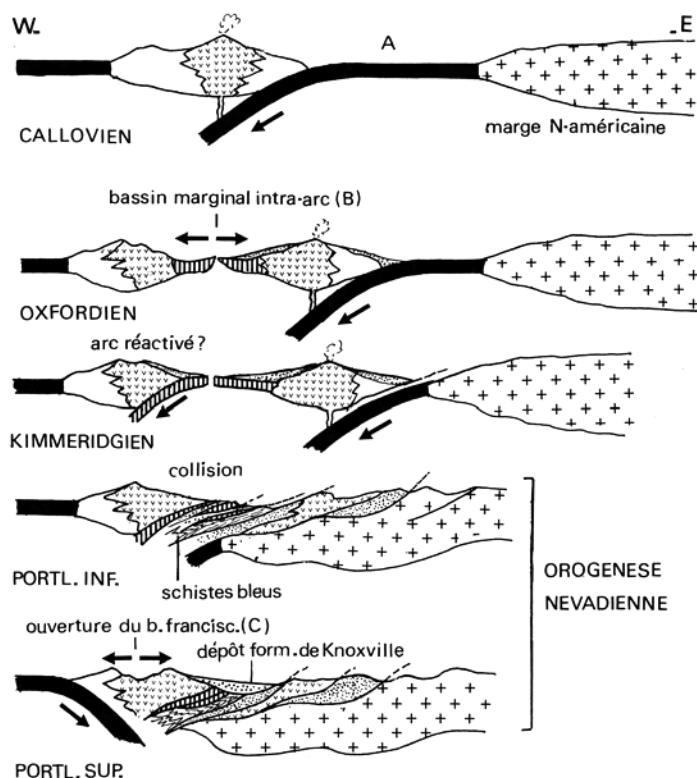


Fig. 10.9 Une évolution possible du complexe névadien (collision et orogenèse névadiennes) (d'après Lagabrielle et al., 1986).

A, B, C. Points de repère (voir texte).

On peut néanmoins penser qu'à partir du Crétacé moyen l'ensemble Sierra Nevada-Klamath Mountains, incorporé à la marge américaine, était devenu une chaîne côtière à double déversement, au dessous de laquelle commençait à se développer une surface de subduction pacifique à vergence E (fig. 10.10). Il existe en effet, en Basse Californie et dans le Sonora, un volcanisme calco-alcalin de cet âge. Par contre il manque en Oregon et en Californie où l'on connaît cependant quelques plutons intrusifs de 120 à 130 Ma.

L'orogénèse laramienne a été surtout active dans les Rocheuses plus à l'E. On lui rattache ici quelques chevauchements mineurs et, surtout, des intrusions granitiques traduisant un nouveau surépaississement crustal de l'arc névadien. C'est, de toute façon, une déformation purement intracontinentale.

b) Les chaînes côtières (Coast Range)

Elles sont formées d'un empilement d'unités sédimentaires à vergence W, donc à pendage E, qui s'enfoncent sous les Klamath Mountains et la Sierra Nevada. Ces unités sont recouvertes de molasses d'âge différent, et se divisent en deux ensembles :

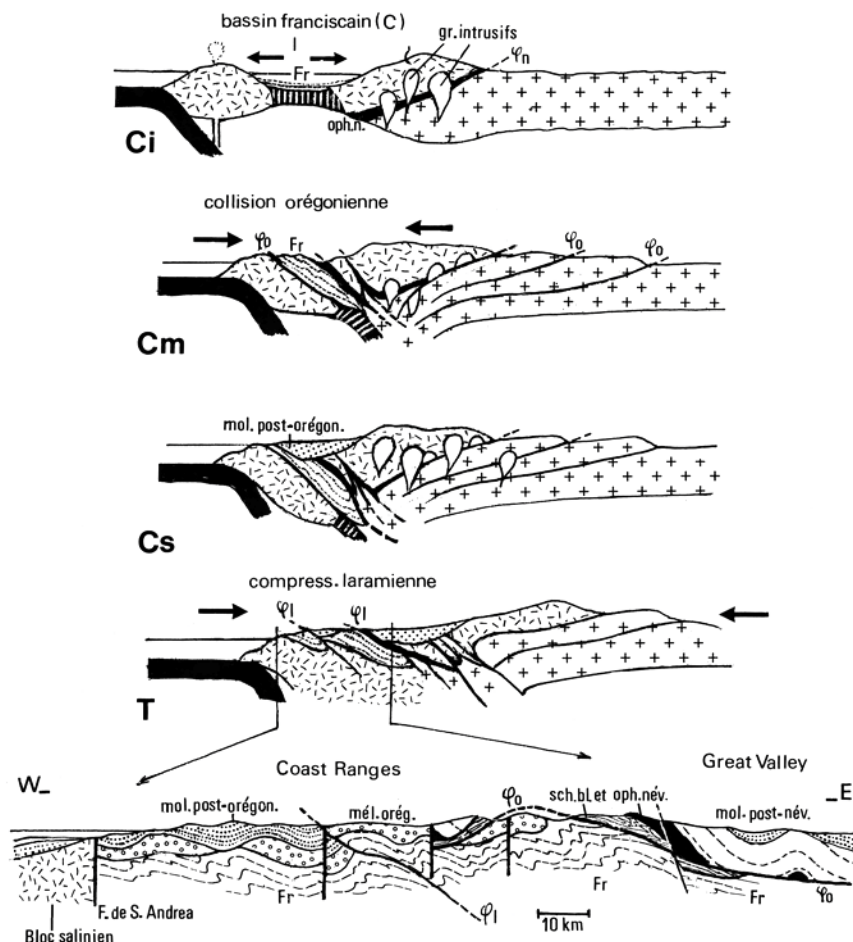


Fig. 10.10 Évolution des chaînes californiennes au Crétacé et au début du Tertiaire.
Celle évolution fait suite à celle de la figure précédente.

Ci, Cm, Cs : Crétacé inférieur, moyen, supérieur; T. Tertiaire

φ_n , φ_o , φ_l : chevauchements névadiens, orégoniens, laramiens.

En bas, coupe actuelle des chaînes côtières au N de San Francisco (d'après Roure, 1986).

à l'W, le *complexe franciscain* (étymologie : San Francisco), à l'E la *série de la Great Valley*, à substratum ophiolitique (*Coast Range ophiolites*), qui chevauche le complexe franciscain (*Coast Range thrust*) (fig. 10.10).

► Le complexe franciscain

Il est très hétérogène et montre, de haut en bas :

- des *schistes bleus* (d'origine sédimentaire ou volcanique), nés de l'orogénèse névadienne mais repris ici dans les structures crétacées à vergence W;

- des *séries détritiques (grauwackes)*, moins métamorphiques, datées paléontologiquement du Tithonique au Cénomanién basal. Leur métamorphisme (schistes bleus légers) est d'âge crétacé moyen (110-80 Ma). Leur base montre des laves en coussins et des radiolarites : il s'agit donc du remplissage d'un bassin de type océanique ouvert au Jurassique terminal (*fig. 10.9*);
- un *olistostrome à matrice argilo-serpentineuse*, attribué au Cénomanién terminal-Coniacien. Il contient des blocs de toute taille provenant du démantèlement des unités précédentes lors de leur mise en place vers l'W durant la tectogenèse crétacé moyen et les répliques de celle-ci au début du Crétacé supérieur.

Sur les trois ensembles précédents reposent des molasses post-cénomaniennes indiquant donc l'existence d'une orogenèse crétacé moyen (dite orégonienne). Ces molasses sont elles-mêmes coupées de chevauchements laramiens (Paléocène-Eocène) ou de failles décrochantes plus récentes.

► Les ophiolites de la Great Valley

Elles jalonnent la bordure orientale des Coast Range sur plus de 600 km de long et la chevauchent vers l'W. Elles sont recouvertes en discordance par une molasse volcano-détritique (formation de Knoxville) datée par des fossiles du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (*fig. 10.9*). C'est le début de la puissante série conglomératique de la Great Valley, provenant de la destruction de l'arc névadien et d'âge crétacé-tertiaire. Ces ophiolites représentent évidemment un matériel névadien recouvert d'une molasse jurassique supérieur-crétacé inférieur, le tout repris par l'écaillage orégonien à vergence W, puis recouvert par la molasse crétacé-tertiaire de la Great Valley.

► Interprétation

Ce domaine, très étudié depuis longtemps et par de nombreux auteurs, est un bon exemple d'évolution des idées en fonction des théories. En effet, dès l'avènement de la théorie des plaques, les ophiolites californiennes furent regardées comme les résidus d'une croûte océanique pacifique disparue par l'effet d'une subduction à pendage E sous l'Amérique du Nord. Dans cette interprétation, les Coast Ranges étaient considérées comme un prisme d'accrétion typique avec « mélanges » tectoniques et métamorphisme de haute pression. C'est d'ailleurs là que fut mise en évidence, pour la première fois, la liaison subduction-schistes bleus. Le bassin molassique de la Great Valley représentait, quant à lui, un exemple typique de « fore-arc basin » (voir p. 137).

Ce modèle s'est avéré trop simpliste car on reconnut par la suite que les sédiments franciscains n'étaient pas la couverture d'une croûte pacifique crétacée mais le remplissage d'un bassin de type marginal compris entre l'arc névadien fossile et un nouvel arc intraocéanique situé plus à l'W (*fig. 10.10*). L'existence de ce dernier est justifiée par la présence de produits détritiques calco-alcalins dans les sédiments franciscains les plus occidentaux.

La question se pose de savoir ce qu'est devenu cet arc et quelle est la nature de son substrat, océanique ou continental. Les données géophysiques indiquent qu'il existe en Californie, sous le complexe franciscain, une croûte continentale qui en représenterait donc l'autochtone relatif. Peut-être même cette croûte réapparaît-elle

sur la côte, au S de San Francisco, dans le bloc « salinien » (fig. 10.8, 10.10) qui pourrait représenter le reste de l'arc recherché, chevauché par le Franciscain. Mais il est aussi possible que la majeure partie de cet arc ne soit plus en face de la Californie et se retrouve maintenant dans les « blocs exotiques » collés à l'Alaska, sous l'effet des grands décrochements du système San Andreas (p. 295).

Quoi qu'il en soit, à l'heure actuelle, les chaînes côtières sont considérées comme la conséquence d'un phénomène de collision d'âge albien, intervenu au terme de la subduction du bassin marginal dont elles représentent le remplissage sédimentaire.

Les chaînes californiennes montrent donc deux collisions successives, la deuxième reprenant une partie du matériel déjà tectonisé par la première. Le schéma est même plus complexe encore car l'arc névadien qui entre en contact avec la marge nord-américaine au Kimméridgien était lui-même formé de la soudure d'arcs plus anciens.

En résumé, l'histoire des chaînes pacifiques d'Amérique du Nord, au moins au niveau de la Californie, peut s'écrire comme suit à partir du Callovien (fig. 10.9, 10.10) :

Au *Callovien*, un arc insulaire, l'arc névadien s'édifie au-dessus d'une surface de subduction à pendage W, probablement en bordure d'un microcontinent formé de la soudure de plusieurs arcs. Il est séparé de l'Amérique du Nord par un espace océanique (point A de la fig. 10.9).

À l'*Oxfordien*, cet arc insulaire se sépare en deux, faisant ainsi apparaître un bassin marginal (point B de la fig. 10.9) entre les deux rides ; seule la ride orientale paraît connaître une activité volcanique.

Au *Kimméridgien*, au terme de la disparition du domaine océanique A, la collision se produit entre l'arc oriental et la marge américaine. La suture ophiolitique correspondante est actuellement cachée. L'espace océanique B séparant les deux rides est écrasé et donne des lames ophiolitiques (associées à des schistes bleus), lames sur lesquelles se dépose la formation molassique de Knoxville. L'arc névadien est soudé à l'Amérique du N dans un édifice à vergence E.

Au *Néocomien*, un nouveau cycle orogénique commence. Une subduction pacifique à vergence E s'installe sous l'arc névadien. Elle y ouvre un nouveau bassin océanique (point C de la fig. 10.9), le bassin franciscain, associé à un arc insulaire.

À l'*Albien*, au terme de la résorption du bassin C, l'arc vient en collision avec l'ancien arc névadien, en donnant naissance aux chevauchements à vergence W des chaînes côtières. C'est l'orogénèse orégonienne qui correspond en fait à une contraction de l'édifice formé par l'arc névadien et les chaînes côtières. Cet édifice prend une structure à double déversement.

Au *début du Crétacé supérieur*, une réplique post-orégonienne (parfois appelée, d'un terme à proscrire, « subhercynienne »), puis, au *début du Tertiaire*, les mouvements laramiens, représentent de nouvelles contractions apportant des retouches à un édifice déjà purement continental. Ces dernières actions sont ensuite compliquées par la dilacération due aux mouvements décrochants longitudinaux du système San Andreas.

10.2 CHAÎNES DE COLLISION INTERCONTINENTALE

Elles résultent de la collision de deux marges continentales jadis séparées par un espace océanique. La plupart des chaînes actuelles de ce type se trouvent le long de l'axe orogénique qui court de Gibraltar au Myanmar (Birmanie), ou axe mésogéen ; cet axe a été depuis bien longtemps considéré comme le résultat de l'affrontement du bloc eurasiatique avec les blocs africains, arabe et indien, bien avant que ne soient définis les plaques lithosphériques et le terme de collision (Argand 1924) (fig. 10.11).

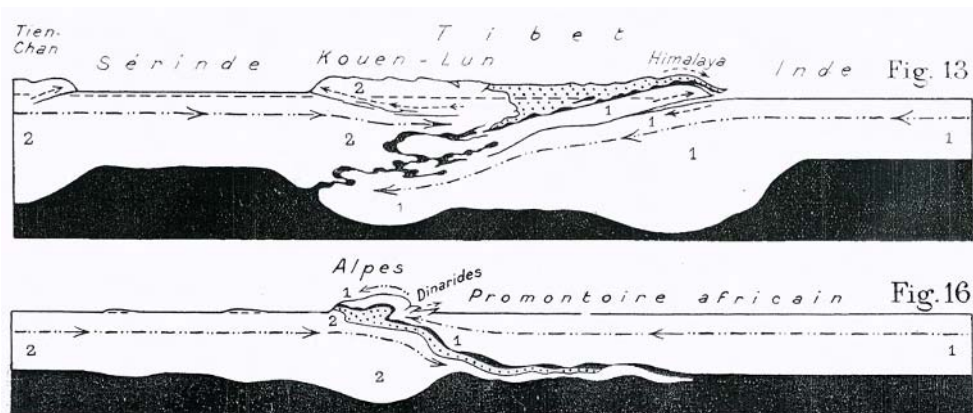


Fig. 10.11 Collision d'après Argand.

Deux des coupes transversales de la « zone d'affrontement Eurasie-Gondwanie » dessinées par Argand, 1924. Noir. manteau lithosphérique (sima pour Argand), blanc. croûte continentale (sal pour Argand), pointillé. « produits issus de la zone axiale de la Téthys », 1. Gondwanie, 2. Eurasie.

La genèse de ces chaînes implique la fermeture d'un océan, donc l'existence d'une marge active. Leur évolution comporte deux stades, la disparition du domaine océanique, suivie de la collision proprement dite.

1. *La disparition du domaine océanique* appartenant forcément à l'une des plaques en présence, s'effectue par subduction sous l'autre. Ce stade laisse des traces : complexes et métamorphisme de subduction, arcs volcaniques...

2. *La collision des marges* ; en fait deux cas sont possibles :

- Ou bien le processus de rapprochement se bloque rapidement et se transfère sur une autre limite de plaque, cas fréquent lorsque l'espace océanique est de dimension réduite. La chaîne est alors réduite à un paquet d'écailles ophiolitiques coincées entre des bordures continentales faiblement déformées (zones à « mélange coloré » entourant le bloc du Lut en Iran central) (Fig. 10.12 et 10.13).
- Ou bien le processus de rapprochement ne peut pas se débloquer ailleurs. La pression se maintient dans la zone de contact et les deux marges se raccourcissent en se clivant à divers niveaux. La couverture sédimentaire peut se décoller et donner

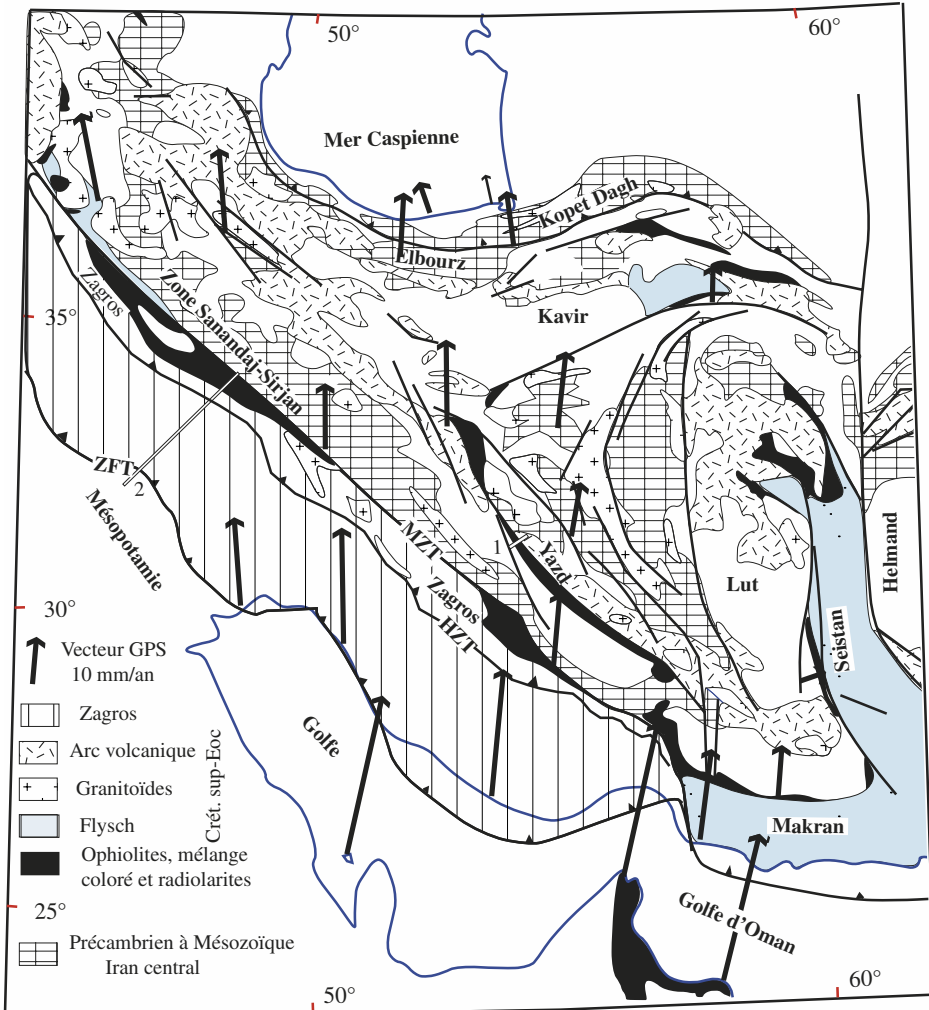


Fig. 10.12 Carte structurale de l'Iran.

Modifié d'après Adamia et al., 1980 ; GPS d'après Vernant et al., 2004.

1 et 2 trace des coupes fig. 10.13 et 10.15

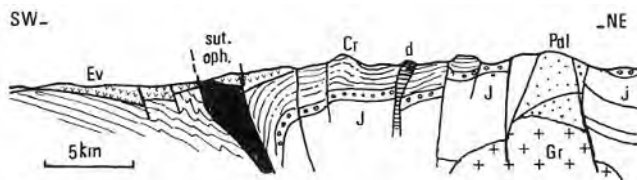


Fig. 10.13 Coupe de la suture de Yazd.

1 sur la figure 10.12 ; d'après Desmons, 1982, *Géol. Alp.*, 58, 23 ; Ev. Eocène volcanique, Cr. Crétacé, J. Jurassique, Pal. Paléozoïque, Gr. granitoïdes mésozoïques, d. filon de dacite quaternaire.

lieu à un empilement de nappes de charriages sédimentaires (Alpes, Zagros). La croûte supérieure peut se raccourcir en donnant des lames granito-gneissiques empilées, et participer à la formation d'une racine crustale (Himalaya). Des écaillles de croûte inférieure et de manteau supérieur (péridotites) peuvent également se former (Alpes).

Les chaînes de collision intercontinentales forment souvent une *ceinture arquée* (*orocline*). L'ensemble des chaînes périméditerranéennes en fournit un bon exemple, constitué de 7 arcs successifs (Fig. 10.14).

L'origine de ces structures arquées est multiple :

- Il peut s'agir de la compression d'un domaine paléogéographique initialement courbe, dans ce cas, on parle d'« *arc hérité* ».
- Ou bien il s'agit du moulage d'un promontoire de l'une des marges en présence. On obtient un arc de poinçonnement ou « *arc induit* ». L'arc alpin, par exemple, moule le bloc adriatique (ou insubrien) ; l'arc des Carpathes moule le promontoire moesien de la plaque eurasienne. La chaîne entière peut mouler un bloc

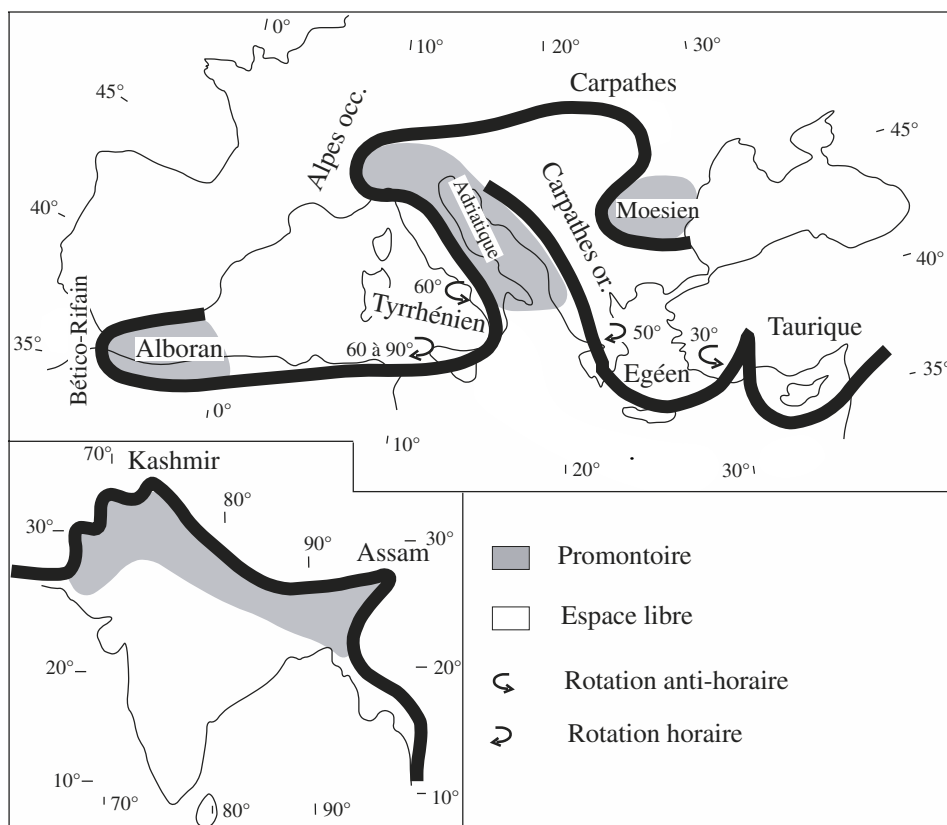


Fig. 10.14 Les arcs des chaînes méditerranéennes et himalayennes.

comme dans le cas de l'ensemble himalayen autour du bloc indien, entre les deux « virgations » d'Assam et du Kashmir (Fig. 10.14).

- Ou encore la déformation s'étale au niveau d'un espace libre créant un deuxième type d'« arc induit ». C'est le cas des arcs Tyrrhénien et Égéen en Méditerranée, moulés sur des zones en creux de la marge africaine (Fig. 10.14).

La mise en place des arcs induits implique des rotations d'axe vertical au niveau du matériel déformé ; ces rotations sont très bien mises en évidence par les techniques du paléomagnétisme (Fig. 10.14).

En résumé, les chaînes de collision intercontinentale montrent deux caractères essentiels :

1. *Une zone ophiolitifère*. Si elle est étroite, ce qui est très généralement le cas, on parle de suture ophiolitique (Iran : fig. 10.12 ; Himalaya : fig. 10.18) ; elle permet alors de repérer la position de l'ancien domaine océanique. Cette zone peut cependant s'élargir par suite de l'étalement en nappe des unités ophiolitiques, en particulier lorsqu'un phénomène d'obduction a précédé la collision (Himalaya, Zagros). Situer précisément la position de l'ancien domaine océanique peut alors être difficile et sujet à discussion (Alpes).

2. *Un empilement de nappes*. Ces unités sédimentaires et crustales peuvent affecter :

- essentiellement l'ancienne marge passive : cas de l'Himalaya et du Zagros
- les deux marges : cas des Alpes

3. Enfin la déformation peut déborder largement le domaine des anciennes marges et intéresser un vaste domaine, voire réactiver des structures anciennes : cas des chaînes d'Asie centrale (Himalaya-Tibet-Tian Shan ; Himalaya-Pamir).

10.3 LE ZAGROS

Le Zagros est une chaîne longue de plus de 1 500 km, culminant à plus de 4 000 m (4 548 m au Zard Kuh), qui domine le golfe arabo-persique et la dépression mésopotamienne à l'Est (Fig. 10.12). Elle résulte de la collision du bloc Arabe avec l'Iran central. La chaîne elle-même (Haut Zagros) n'est pas très large (en moyenne 100 km), mais elle se prolonge vers l'Ouest par un vaste domaine plissé, qui a fait l'objet d'une intense prospection pétrolière (champs d'Iran et d'Iraq).

Les unités constitutives : de l'Ouest vers l'Est on distingue :

1. *Un bassin sédimentaire* reposant sur la plate-forme arabe ; partiellement occupé par la mer (le Golfe) ou parcouru par les fleuves mésopotamiens (Tigre, Euphrate), ce bassin est rempli de plusieurs km de sédiments néogènes à actuels reposant sur une séquence de plate-forme du Paléozoïque-Mésozoïque-Oligocène, elle-même superposée à une croûte continentale précambrienne (Arabie) d'épaisseur normale. Ce bassin est un bassin flexural caractéristique.

2. *Une ceinture de plis et chevauchements* (« Zagros fold-and-thrust belt ») qui montre (Fig. 10.15) une série de plis et d'écaillés de couverture, constituées des mêmes séries paléozoïques à oligocènes et de Néogène. Ces séquences sont décollées à divers niveaux, en particulier à celui des sels d'Hormuz (Cambrien).

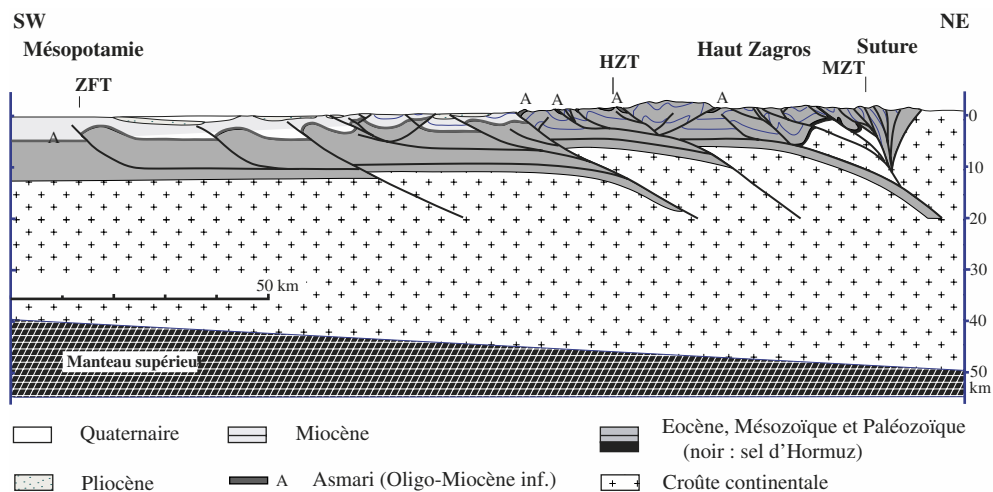


Fig. 10.15 Coupe du Zagros.

2 sur la figure 10.12 ; simplifié d'après Blanc et al., 2003.

3. *Le Haut-Zagros* chevauche cet ensemble au niveau du HZT (chevauchement du Haut Zagros). Il est constitué par une série d'écailles de sédiments (Paléozoïque à Oligocène) ; les données géophysiques permettent d'y mettre en évidence un écaillage du socle continental sous-jacent.

4. *La zone de suture* montre que les unités précédentes sont chevauchées par des nappes constituées de séquences de bas de marge (flysch, radiolarites) et d'unités ophiolitiques.

5. Au-delà, *un arc magmatique calco-alcalin* tertiaire caractérise l'ancienne marge active qui bordait le continent iranien.

Comme le montrent, entre autres, les données GPS, la convergence est ici assez oblique, et ceci se traduit par un rejeu en décrochement dextre de la zone de suture. Cependant les plis et chevauchements du « *Zagros fold-and-thrust belt* » sont bien parallèles à la suture, et donc également obliques à la convergence actuelle. On observe ici un classique phénomène de *partitionnement de la déformation* ; une partie de celle-ci se traduit par des structures d'axes parallèles à l'ancienne marge (compression pure) et une autre par un coulisement au niveau de la suture.

Cet exemple d'une chaîne, actuellement en cours d'édification, nous montre donc l'importance du rôle joué par la couverture décollée, et l'implication, encore faible ici, d'écailles de croûte continentale dans les processus d'édification d'une chaîne de collision intercontinentale.

10.4 L'HIMALAYA

L'Himalaya forme une longue chaîne (2 500 km) légèrement arquée d'orientation moyenne WNW-ESE (N 120°) située au Nord de l'Inde. Vers l'Ouest, au Nord du Kashmir, il se poursuit par le Karakorum. L'ensemble Himalaya-Karakorum constitue

la chaîne la plus élevée de notre planète. Cette chaîne borde au Sud le plateau Tibétain, d'altitude moyenne proche de 5 000 m, qui constitue le plus vaste haut plateau terrestre (superficie $2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). L'ensemble Himalaya-Karakorum-Tibet (HKT) est donc le plus grand relief terrestre. Tout cet ensemble résulte de la collision entre le bloc continental Indien et le bloc Eurasie. L'Himalaya représente le type même de chaîne de collision intercontinentale, encore en cours d'édification. Les données géophysiques montrent en effet que cette zone est le siège d'une sismicité importante (fig. 10.16) avec des magnitudes fortes (≥ 8) et des mécanismes en compression. Les observations GPS fournissent des vitesses de convergence de l'ordre de 50 mm/an au niveau du front actuellement actif (MFT/MBT).

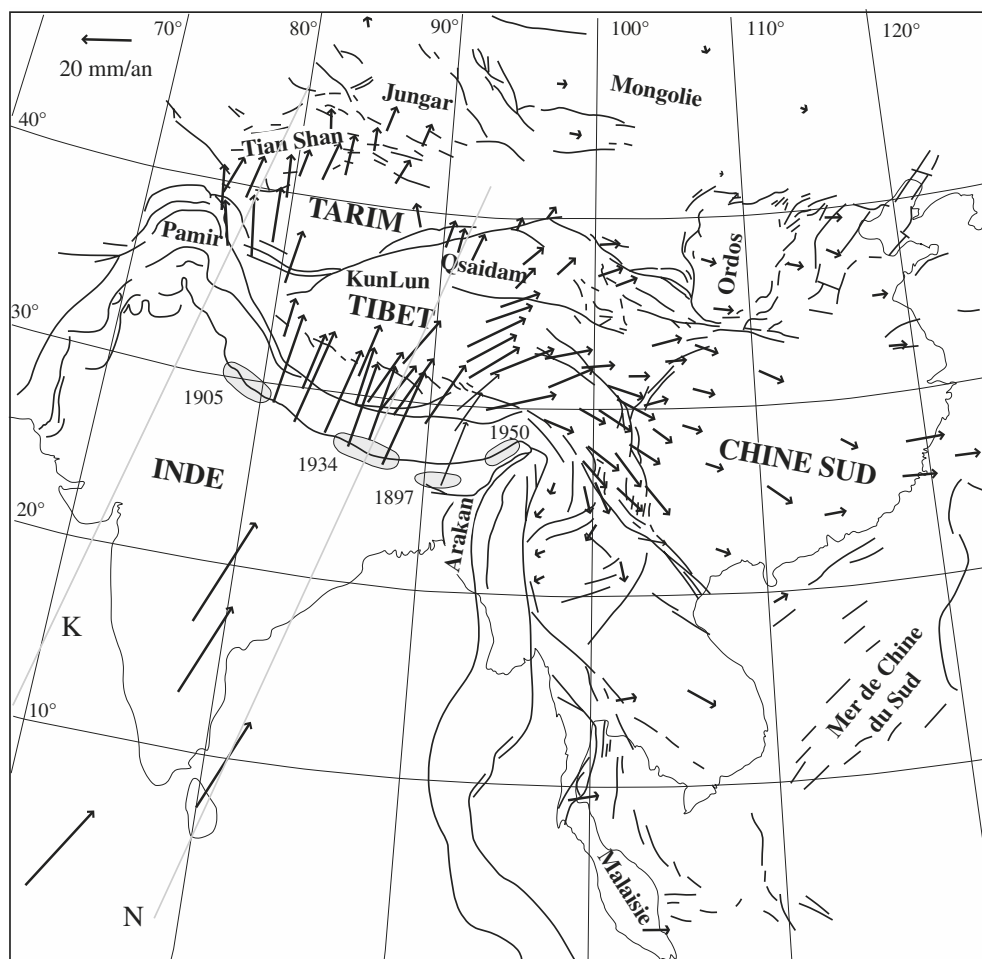


Fig. 10.16 Situation de l'Himalaya.

GPS d'après Chen et al., 2000, *J. G. R.*, **109**, B01403 ; Calais et al., 2006, *GRL*, **33**, L24319 ; Chamot-Rooke et Rabaute, 2006 ; Sol et al., 2007, *Geology*, **35**, 563-566. Séismes majeurs ($M \geq 8$). N et K. traces des profils tomographiques (fig. 10.24).



Fig. 10.17 Structure en blocs du Tibet.

A et B. traces des coupes Fig. 10.27.

AT. décrochevauchement d'Altyn Tagh, BL. faille de Bolnai, BN. suture Bangong Nyu Shang, BO. faille de Bogdan Shan, C. faille de Chaman, D. faille de Dauki, FR. faille du Fleuve Rouge, H. faille d'Herat, IZ. suture Indus Tsangpo, J. suture Jinsha, KL. faille de KunLun, KN. faille de Karakorum-Nubra, MBT. chevauchement bordier Himalayen, S. faille de Sagaing, TF. faille de Talas-Ferghana.

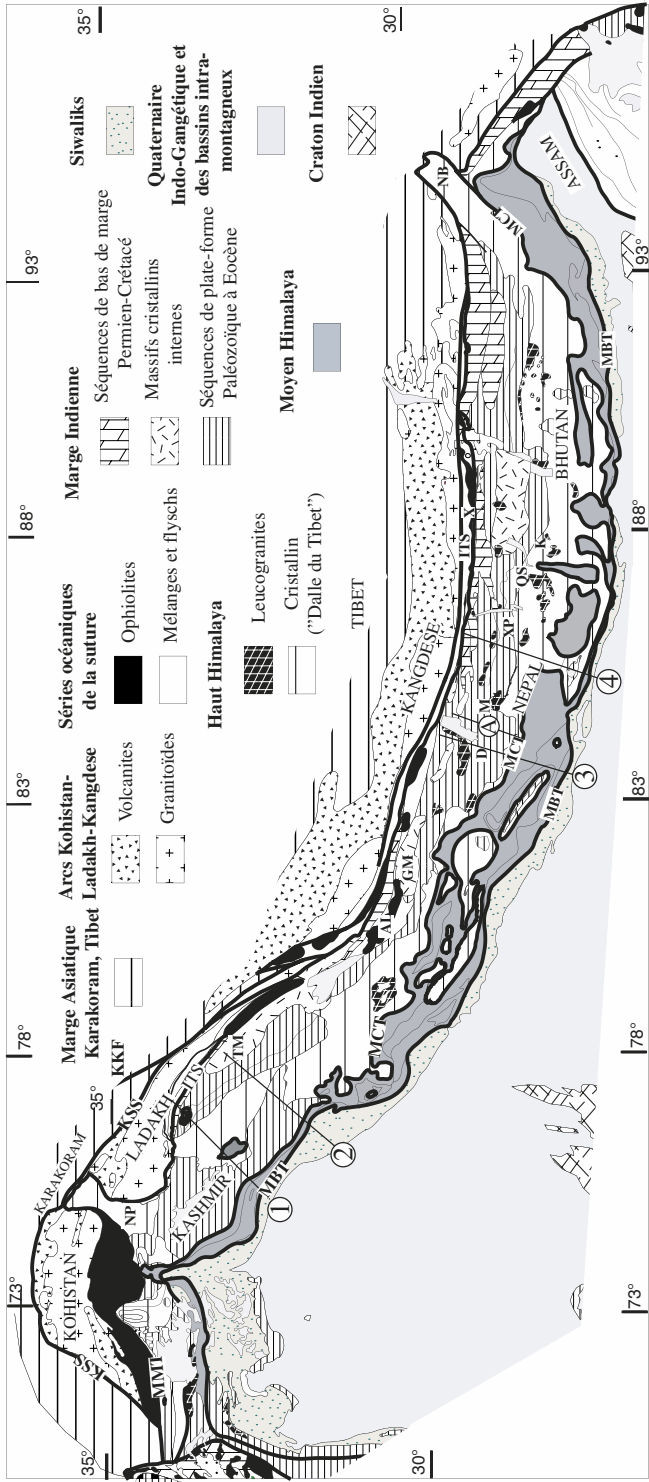


Fig. 10.18 Schéma géologique de l'Himalaya.

MBT: chevauchement bordier, MCT: chevauchement central, ITS: suture Indus TsangPo, KSS: suture Karakoram-Shyok, KKF: faille Karakoram-Nubra, AL: nappe ophiolitique d'Amlang La, X: ophiolite de Xigaze, GM: massif cristallin interne de Guria Mandata, TM: id. Iso Morari. Principaux sommets (de l'W à l'E) NP: Nanga Parbat (8 126 m), D: Dhaulagiri (8 167 m), A: Annapurna (8 091 m), M: Manaslu (8 125 m), XP: Xixia Pangma (8 016 m), Q5: Everest (Qomo Langma ou Sagarmatha, 8 848 m) et très hauts sommets voisins (Lhotse 8 501 m, Makalu 8 475 m, Cho Oyu 8 153 m), K: Kangchenjunga (8 598 m), NB: Namche Barwa (7 755 m). 1 à 4 coupes fig. 10.19. A : coupe fig. 10.22.

10.4.1 Les unités constitutives (Fig. 10.18, 10.19)

Du S au N, on observe les unités morphostructurales suivantes :

1. *La plaine indo-gangétique*, plaine alluviale des deux grands fleuves (Indus, Gange) et de leurs affluents, est un bassin sédimentaire continental au remplissage très dissymétrique ; au pied de la chaîne, l'épaisseur sédimentaire peut atteindre 6 km ; il s'agit d'un typique bassin flexural.

2. *Les Siwaliks* forment une série de chaînons constitués de matériel détritique néogène à quaternaire de type molassique (fig. 10.20). Il s'agit d'un ensemble d'écaillés, chevauchant vers le S le Quaternaire gangétique le long du « chevauchement frontal » (MFT ou MST, « *Main Frontal Thrust* » ou « *Main Siwaliks Thrust* ») ; le dernier relief au S est parfois constitué par un anticlinal frontal, correspondant à un pli de propagation sur un chevauchement aveugle. A l'arrière, au N des écaillés, les dépressions accueillent des sédiments qui constituent des bassins transportés : les « duns » (fig. 10.20).

3. *Le Moyen Himalaya* chevauche les Siwaliks au niveau du « chevauchement bordier » (MBT « *Main Boundary Thrust* »). Il montre des séries essentiellement précambriennes (1 800 à 540 Ma), avec localement des séquences plus récentes, presque toutes à faciès continental, sauf l'Eocène qui présente des intercalations marines. Ces séquences forment un empilement de nappes pluri-déformées. Les nappes inférieures présentent à leur sommet une séquence continentale oligo-miocène (Murrees). La déformation principale est caractérisée par une schistosité régionale à faible pendage Nord, une linéation d'étirement sub-perpendiculaire à la chaîne, et des cisaillements vers le Sud. L'intensité du métamorphisme est croissante vers le haut de la série (« métamorphisme inverse »), depuis des températures de l'ordre de 330 °C dans les nappes inférieures, jusqu'à 650-750 °C au sommet des nappes supérieures (faciès amphibolite).

4. *Le Haut Himalaya* chevauche le précédent au niveau du « chevauchement central » (MCT « *Main Central Thrust* »), très continu tout au long de la chaîne. Il montre une dalle métamorphique (Précambrien à Cambrien) sous faciès amphibolite (6 à 8 Kb, 650-750 °C)¹, pouvant atteindre 5 km d'épaisseur, dénommée « dalle du Tibet » ou HHC (*High Himalaya Crystalline*). Toutefois ces faciès amphibolite contiennent parfois des traces de faciès de plus haut degré (éclogite et granulite), indiquant que les roches à l'affleurement ont subi une rétro-morphose.

1. 10 Kb (kilobars) = 1 GPa (gigapascal).

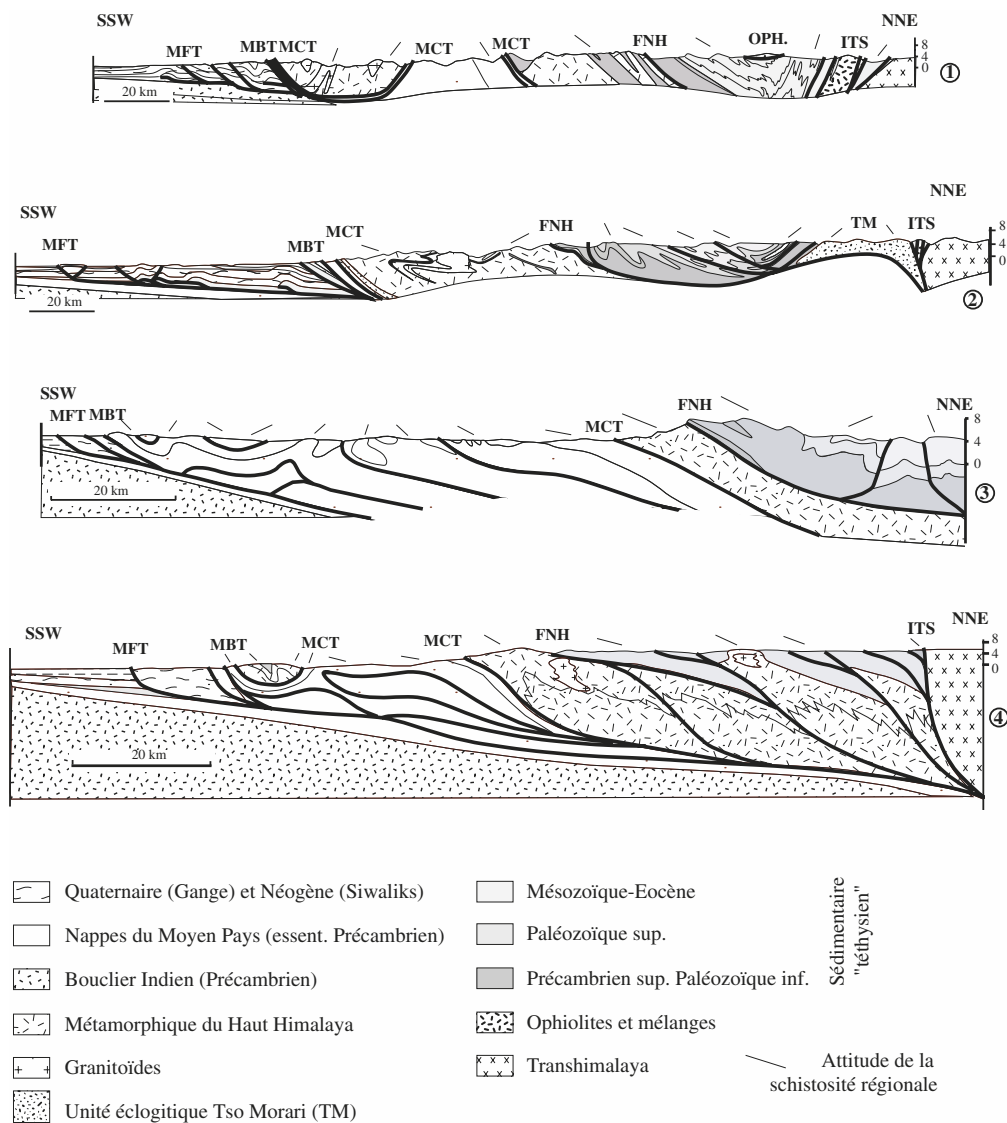


Fig. 10.19 Coupes géologiques de l'Himalaya.

Situation sur la Fig. 10.18.

1. Coupe passant par la klippe ophiolitique de Spongtang (Kashmir) (modifié d'après Steck, 2003) montrant la structure en nappes des séries téthysiennes.

2. Coupe passant par le Tso Morari (Lahul) (modifié d'après Steck, 2003) montrant le massif cristallin interne (unité écolotique).

3. Coupe passant par le Dhaulagiri (Népal) montrant la structure du Moyen Pays.

4. Coupe passant par la klippe de Kathmandu (Népal central) (modifié d'après Bollinger et al., 2004, *Tectonics*, 23, TC5015) montrant la déformation du MCT.

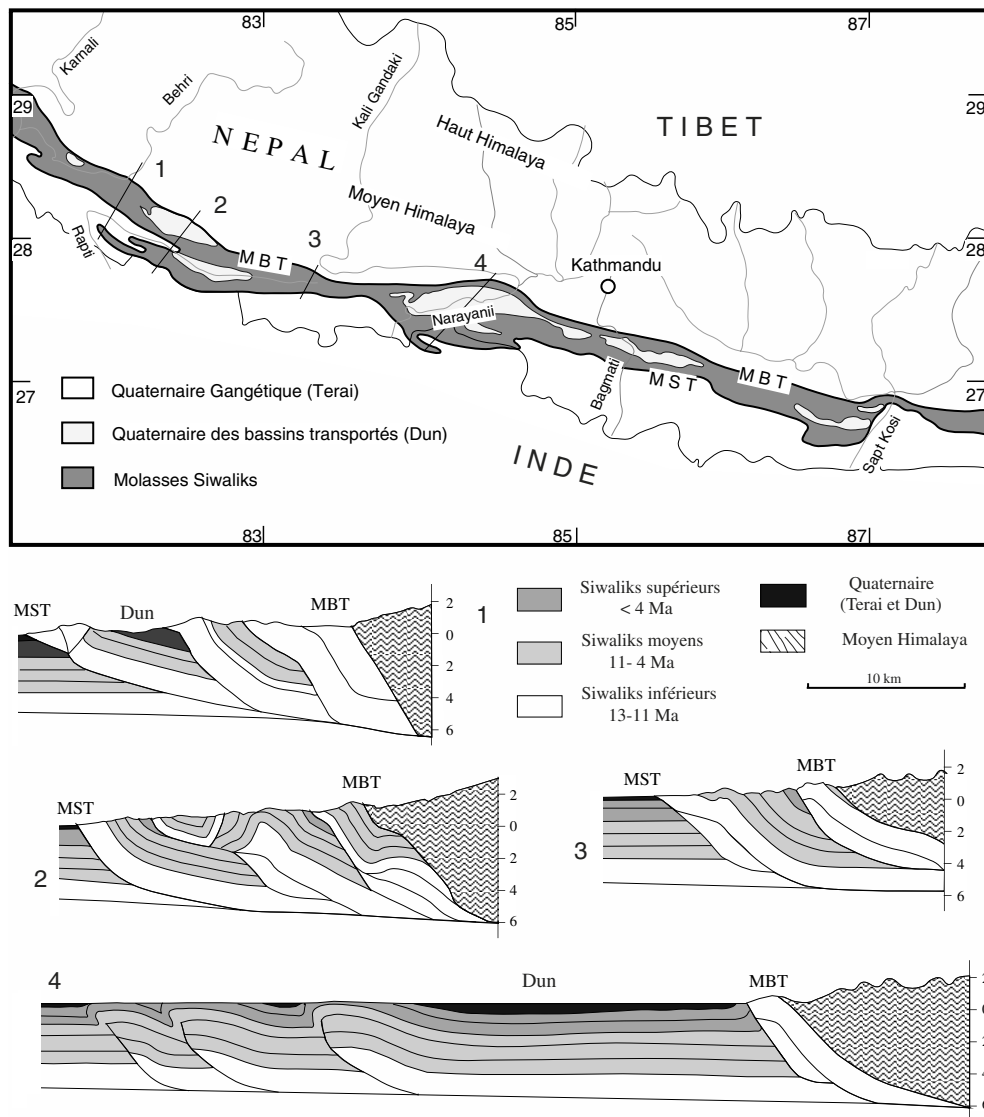


Fig. 10.20 Structure des Siwaliks du Nepal.

Carte schématique et coupes dans les chaînons Siwaliks. Les molasses Siwaliks sont décollées et forment des écaillés empilées selon un système de chevauchement « en séquence ». La coupe 4 montre la propagation des chevauchements vers le S, et la formation de plis sur chevauchements aveugles.

MBT. chevauchement bordier, MST. chevauchement des Siwaliks (chevauchement frontal).

Au-dessus du HHC vient une séquence sédimentaire, plus ou moins complète, allant du Cambrien à l'Eocène inférieur, et atteignant 10 km d'épaisseur, parfois dénommée « Téthys Himalaya ». C'est elle qui forme les plus hauts sommets (calcaires ordoviciens au sommet de l'Everest). Les faciès sont ceux d'une plate-forme continentale subsidente.

Le métamorphisme décroît quand on monte dans la série (« métamorphisme normal »). Il atteint des niveaux variables suivant les régions : Ordovicien au Népal central, Crétacé supérieur au Kashmir.

Les isogrades sont très resserrées, et les cisaillements vers le N impliquent un jeu en faille normale au sommet du HHC. Cette zone de cisaillement normal correspond à la faille nord-himlayenne (FNH) ou détachement nord-himalayen. Au-dessus de la FNH, les séries sédimentaires (Téthys Himalaya) sont plissées et écaillées en une série de nappes ; les déversements S et N, les structures replissées et les schistosités superposées résultent d'une déformation polyphasée. Des leucogranites sont intrusifs dans cet ensemble. Ils forment deux ceintures parallèles, l'une au S, datée entre 20 et 16 Ma, et l'autre, plus au N, datée entre 12 et 5 Ma.

Au N du Haut Himalaya, existe une série de dômes métamorphiques, *les massifs cristallins internes* (NHC, « North Himalaya Crystalline ») ; au Tso Morari, le métamorphisme y atteint le faciès éclogite de basse température (39 Kb, 550 °C) ; ces dômes ont été exhumés très tôt, dès l'Eocène supérieur (40 Ma).

5. *La zone de suture Indus-Zangbo* est le domaine ophiolitique, marqué par une dépression suivie par le cours supérieur de l'Indus à l'W et du Zangbo à l'E. On y observe un ensemble d'écailles serrées, pluri-déformées, souvent verticalisées, comportant des unités à faciès flysch (provenant de l'ancienne base de la marge indienne), des lames de radiolarites (ancienne couverture sédimentaire océanique), des schistes bleus datés autour de 100 Ma, des volcanites de type OIB, des péridotites, des flyschs greywackeux (Crétacé-Paléocène), et des conglomérats continentaux oligocènes. L'ensemble chevauche vers le N les granitoïdes du Transhimalaya et leur couverture sédimentaire. Enfin, dans deux régions (Ladakh et Amlang La), tous ces faciès, à l'exception des flyschs greywackeux et des conglomérats continentaux, se retrouvent aussi au S de la suture, en klippes flottant sur les séries du Haut Himalaya.

L'ensemble représente les restes d'un ancien espace océanique disparu par subduction, puis déformé lors de la collision des marges.

6. *Les séries d'arc de Kohistan-Dras*. À l'W de la chaîne (Kohistan, Kashmir), la suture est dédoublée ; il apparaît un puissant ensemble magmatique et volcanique basique, d'affinités tholéitiques, et de flyschs greywackeux. L'ensemble est très déformé. Il s'agit d'un ancien arc intra-océanique piégé lors de la collision.

7. *La chaîne transhimalayenne* est constituée de formations magmatiques et volcaniques, à tendance calco-alcaline, d'âge Crétacé supérieur à Eocène. Ce magmatisme a été mis en place sur la marge d'un domaine continental, le bloc de Lhasa (S Tibet). Le bloc de Lhasa montre un substratum métamorphique, surmonté d'une

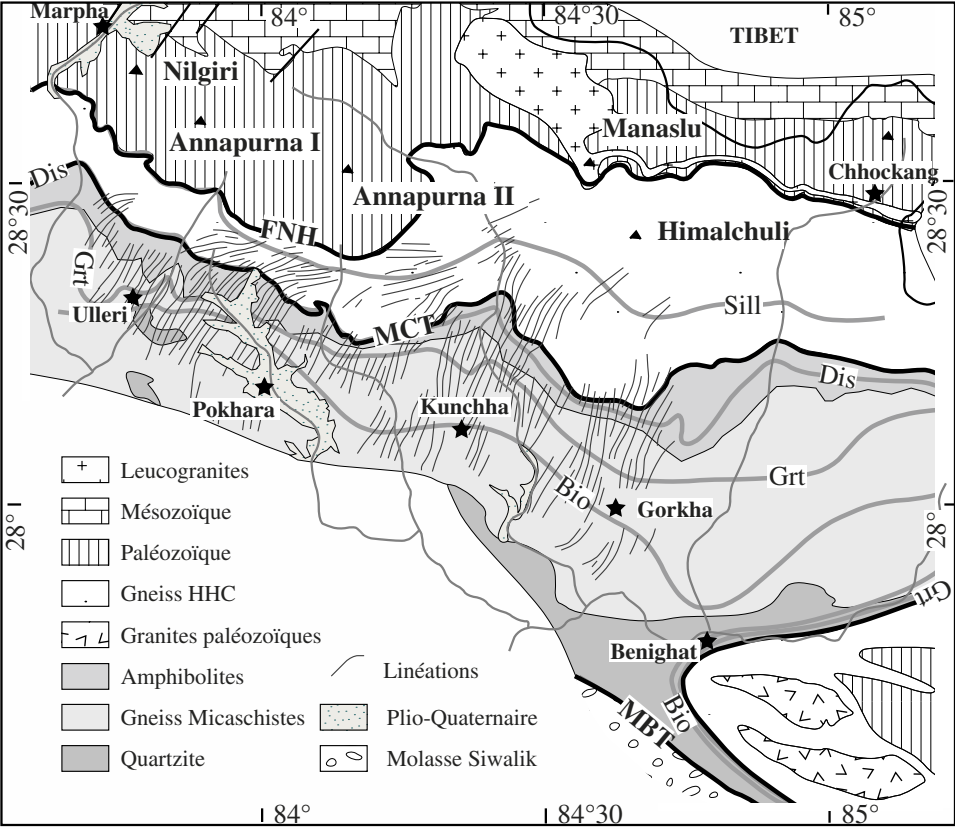


Fig. 10.21 Le métamorphisme himalayen dans le massif des Annapurna.
Modifié d'après Pêcher *in* Cirio *et al.*, 1996. Situation voir Fig. 10.18.
MCT; chevauchement central, FNH. faille (ou détachement) nord-himalayenne,
isogrades : Bio. biotite, Dist. disthène, Grt. grenat, Sill. sillimanite.

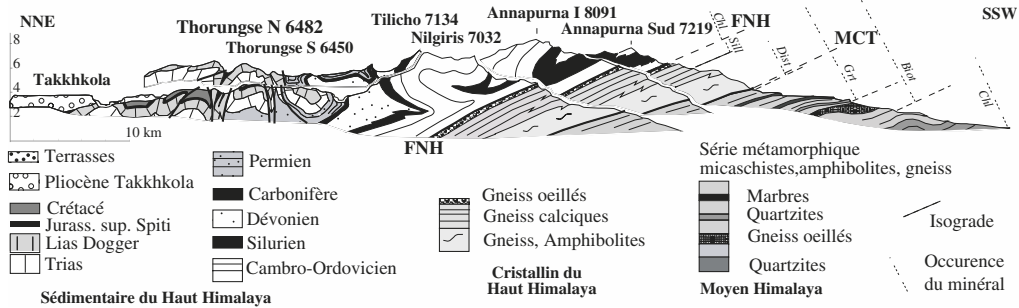


Fig. 10.22 Structure de la couverture du Haut Himalaya (région des Annapurnas).
Modifié d'après Colchen *et al.*, 1986. Situation voir Fig. 10.18.
MCT; chevauchement central, FNH. faille (ou détachement) nord-himalayenne,
isogrades : Bio. biotite, Chl. chlorite, Dist. disthène, Grt. grenat, Sill. sillimanite

série sédimentaire généralement déposée à faible profondeur ; il a été émergé à partir du Crétacé supérieur. La chaîne transhimalayenne représente une ancienne chaîne de subduction, résultat de la subduction de l'océan téthysien, et qui a précédé la collision.

10.4.2 L'histoire tectonique (Fig. 10.23)

1. La première étape a été marquée par la disparition du domaine océanique par rapprochement du bloc indien et de la marge eurasiatique, grâce à la subduction de l'océan téthysien sous la future chaîne transhimalayenne. Cette partie de l'évolution s'est déroulée du Crétacé à l'Eocène moyen, comme en témoigne le magmatisme calco-alcalin transhimalayen daté entre 90 et 40 Ma. Elle a abouti à l'édification d'une véritable chaîne de type andin sur la marge S du Tibet : la chaîne transhimalayenne.

Cette subduction a aussi affecté les parties les plus aminciées de la marge indienne, qui ont subi un métamorphisme à faciès élogite BT (39 Kb du massif cristallin interne du Tso Morari) daté à 55 Ma.

À l'W de la chaîne, l'arc du Kohistan-Dras caractérise une autre zone de subduction, intra-océanique, qui a fonctionné dès le Crétacé inférieur (schistes bleus datés de 100 Ma).

Il est vraisemblable qu'une partie des ophiolites a été obductée sur la marge indienne au cours de cette période ; on trouve en effet des écailles de mélange d'âge crétacé supérieur, coincées sous les nappes ophiolitiques.

2. Au terme de ce processus, est intervenue la collision des deux marges continentales, l'une active, au N (Tibet), l'autre passive, au S (Inde). C'est alors que s'est formée la suture Indus-Zangbo dont le contenu a été écaillé et éjecté en nappes mises en place vers le S. L'âge de la collision est éocène. En effet c'est à partir de l'Eocène inférieur (52 Ma) que les faciès marins disparaissent sur les deux marges. C'est aussi l'époque où le taux d'expansion de l'Océan Indien tombe de 10 à 5 cm/an. Enfin, dès l'Eocène moyen, les grands mammifères fossiles deviennent communs à l'Inde et à la Mongolie, prouvant qu'il n'y avait plus d'obstacles à leur migration.

3. À ce stade, l'ensemble Inde-Eurasie a été soudé, mais la convergence a persisté avec l'expansion de l'Océan Indien. Le réépaississement de la marge indienne s'est produit par raccourcissement (plissement) et écaillage de la couverture sédimentaire, favorisé par l'existence de plusieurs niveaux de décollement potentiels (Permien supérieur, Trias moyen), et par inversion des fractures du socle. L'exhumation des unités sous faciès élogites et schistes bleus s'est réalisée (datée à 40 Ma). Le réépaississement a abouti à la formation d'une première chaîne montagneuse himalayenne, probablement assez semblable au Zagros actuel, au front de laquelle se développait un bassin flexural. Des traces de ce dernier se retrouvent dans les formations continentales oligo-miocènes (Murrees) des nappes inférieures du Moyen Himalaya. L'ampleur du raccourcissement est estimée entre 200 et 400 km, sur des coupes équilibrées.

4. Le maintien de la convergence a entraîné l'apparition d'un clivage de la croûte indienne, suivant un cisaillement majeur plat, ainsi qu'un rétro-écaillage vers le N

au niveau de la suture (daté à 30 Ma). Le cisaillement a pris racine à la base de la croûte supérieure et a entraîné le chevauchement vers le S du HHC. La déformation plastique est très importante. La zone de MCT se traduit par un ensemble de schistes très étirés, parfois épais de plusieurs centaines de mètres, portant une linéation parallèle au sens de déplacement (pratiquement NS) (*fig. 10.21*). La schistosité de flux affecte les deux compartiments sur près de 10 km d'épaisseur, de part et d'autre du MCT, avec évidemment son maximum au niveau de celui-ci.

Le cisaillement du HHC a été accompagné d'un apport de chaleur responsable du métamorphisme du substratum, sa base étant déjà à haute température. Ce métamorphisme du substratum montre une disposition inverse des isogrades (*fig. 10.21*), les plus chaudes étant en haut (effet de « fer à repasser »), ce qui a parfois été interprété comme le résultat d'immenses plis couchés dont seul le flanc inverse est conservé. C'est en particulier ainsi que l'interprétait Von Loczy, premier observateur à avoir noté cette disposition des isogrades en 1878.

De plus, le chevauchement d'une dalle chaude sur un ensemble relativement froid, a provoqué la libération d'une certaine quantité de fluides, lors de certaines réactions métamorphiques. Ces fluides ont percolé à travers la zone de MCT, et entraîné une anatexie partielle du HHC, cause de la mise en place de petits massifs de leucogranites (comme le Manaslu, *fig. 10.21*). Les données isotopiques montrent en effet que ces derniers proviennent d'une source purement continentale.

Fig. 10.23 (suite)

Au Jurassique, l'océan (Néotéthys) est ouvert et commence (à partir du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) à s'enfoncer par subduction sous la marge asiatique devenue marge active, avec prisme d'accrétion et arc magmatique (Ladakh-Kangdese) constituant une chaîne de type andin ; vers l'Ouest une deuxième subduction est active engendrant un arc intra-océanique (Kohistan).

À l'Éocène, l'océan est complètement résorbé : les deux marges entrent en collision. Une première chaîne élevée se forme. La partie la plus amincie de la marge indienne s'enfonce en subduction et subit l'éclogitisation (Tso Moriri). Du matériel océanique est conservé dans la suture et débordé sur la marge indienne (obduction).

Au Miocène, la poussée persistante de l'Inde sous l'effet de l'ouverture de l'Océan Indien, entraîne le clivage et le redoublement de la croûte indienne et la formation d'une seconde chaîne plus élevée que la précédente. Ainsi se forme la dalle cristalline du Haut Himalaya (HHC) au-dessus du grand chevauchement central (MCT). La couverture sédimentaire de cette dalle (« Téthys Himalaya ») est décollée et glisse le long de la FNH.

Actuellement, sous l'effet du même régime de contraintes, une nouvelle zone de clivage plus externe apparaît (grand chevauchement bordier : MBT). L'Inde continue à s'enfoncer sous le MBT, entraînant le soulèvement du Moyen Himalaya et la création du relief actuel.

En bas à gauche : paléolatitudes de 3 points : bloc indien (BI), marge indienne (MI) et marge tibétaine (ST) ; elle montre la séparation MI-ST au Trias, l'ouverture océanique entre MI et ST durant le Trias sup. et le Jurassique, la subduction entre MI et ST d'abord lente à partir du Crétacé inférieur, devenant rapide à partir du Crétacé moyen, la collision éocène et le raccourcissement important depuis l'Eocène.

L'âge du fonctionnement de ce grand chevauchement est établi sur des données géochronologiques, faute de repères stratigraphiques. Les minéraux du métamorphisme donnent des âges entre 25 et 10 Ma. La mise en place du HHC s'est donc produite entre la fin de l'Oligocène et le Miocène supérieur.

Toujours faute de repères stratigraphiques, il est difficile d'évaluer précisément la portée du chevauchement ; en se fondant sur l'existence de klippes de HHC au S de la chaîne, et de fenêtres de Moyen Himalaya au N, on peut l'évaluer au minimum à 200 km. En tenant compte du dépliage des nappes du Moyen Himalaya (coupes équilibrées), on obtient une valeur de l'ordre de 500 km.

Cette étape a abouti à un épaississement crustal important, correspondant au moins au redoublement de la croûte supérieure, et donc à l'édification d'un relief élevé, ce qui a provoqué un déséquilibre de la couverture sédimentaire. Celle-ci s'est détachée et a glissé vers le N le long de la FNH, causant de larges plis à déversement N et laissant à nu le HHC qui a commencé à être érodé. Le détachement le long de la FNH est daté de 12 Ma au N de l'Everest ; il serait plus ancien à l'W (20 Ma au Ladakh). C'est aussi vers 11 Ma que l'on commence à trouver dans les molasses Siwaliks du bassin flexural des arguments minéralogiques et géochimiques indiquant l'érosion active des faciès métamorphiques profonds du HHC.

5. Il semble qu'à cette date (12 Ma) soit intervenu un blocage du sous-charriage des séries du Moyen Himalaya sous le MCT, et qu'un nouveau clivage se soit produit à la base de la croûte supérieure indienne, dans une zone plus externe. Il s'est propagé, favorisé par l'existence d'une zone de décollement potentiel dans le Vendien (Précambrien supérieur-Cambrien inférieur du bouclier Indien). Ce cisaillement correspond au MBT, et à son annexe MFT. Il est encore actif actuellement comme en témoignent la sismicité, les données GPS, et les observations morphologiques. Le chevauchement a déjà atteint 100 km. Il s'effectue en incorporant au volume montagneux des copeaux de molasses Siwaliks qui constituent la ceinture de plis et chevauchements frontaux (« *Siwaliks Fold and Thrust Belt* ») (fig. 10.20).

L'ensemble de l'évolution aboutit à la création d'un prisme montagneux que l'on peut assimiler en première approximation à un prisme d'accrétion tectonique. Dans cette optique, la première étape correspond au réépaississement de la croûte amincie de la marge (nappes et écailles de la suture et du sédimentaire du Haut Himalaya) ; elle s'est effectuée dans un premier temps en milieu marin. Lorsque ce prisme a atteint un profil d'équilibre, vers 35-30 Ma, le raccourcissement continu a entraîné une propagation vers l'extérieur (prograde) de la déformation. Celle-ci s'est localisée au niveau du MCT. Un nouveau prisme montagneux s'est constitué ; complètement aérien il a été soumis à une érosion d'autant plus intense que les montagnes étaient plus hautes.

L'érosion aboutit à atténuer le profil du prisme, alors que la déformation compressive a pour résultat de l'accentuer. L'érosion tend donc à entretenir le phénomène tectonique, voire à l'accélérer si elle est intense. On peut le vérifier sur le prisme Siwalik actuellement actif au S du MBT. En couplant analyse de terrain et modélisation numérique, on peut montrer que l'érosion joue un rôle important dans l'évolution tectonique

du système de plis et chevauchements. Le jeu chevauchant entraîne l'incorporation de nouvelles écaïlles au front de la chaîne ce qui a pour résultat d'en modifier le profil topographique. Lorsque l'érosion est assez efficace pour le rétablir, on assiste à la propagation vers l'extérieur (plaine du Gange) du système montagneux qui garde un profil constant ; c'est la situation qui prévaut actuellement au S de Kathmandu (Nepal central) (fig. 10.20). Lorsque l'érosion est très intense au niveau du front, la déformation se déplace vers le S, et de nouveaux chevauchements et plis apparaissent ; ce mécanisme est à l'œuvre à l'W du Nepal et plus à l'W encore en Inde (fig. 10.20, coupe 4). Enfin, si l'érosion est suffisamment efficace pour entamer le Haut Himalaya, la déformation se localise en arrière du front ; en attestent des rejeux récents au niveau du MCT (2 Ma) dans l'E de la chaîne (région de Kathmandu, Bouthan).

10.4.3 Structure profonde de la chaîne himalayenne (fig. 10.24)

Les profils tomographiques de la figure 10.24 en donnent une idée. Ils montrent la présence de plusieurs zones froides formant globalement un ensemble plongeant vers le S, mais individuellement marquées par un plongement N. Ceci est interprété comme la trace de délamination lithosphériques successives, intervenues au cours de l'édification du système Himalaya-Tibet.

La généralisation de ces observations est à la base des différents modèles de « flux chenalisé » (« *channel flow* ») actuellement proposés pour décrire l'ensemble des phénomènes relatifs au fonctionnement du MCT (fig. 10.25). Selon ces modèles, l'érosion au front de la chaîne aurait créé un appel de matière qui aurait permis l'expulsion d'une lame chaude, donc relativement ductile, de croûte indienne entre deux surfaces de cisaillement, le MCT à la base et la FNH au sommet, la croûte continentale indienne, au moins la croûte supérieure, refusant la subduction sous le Tibet.

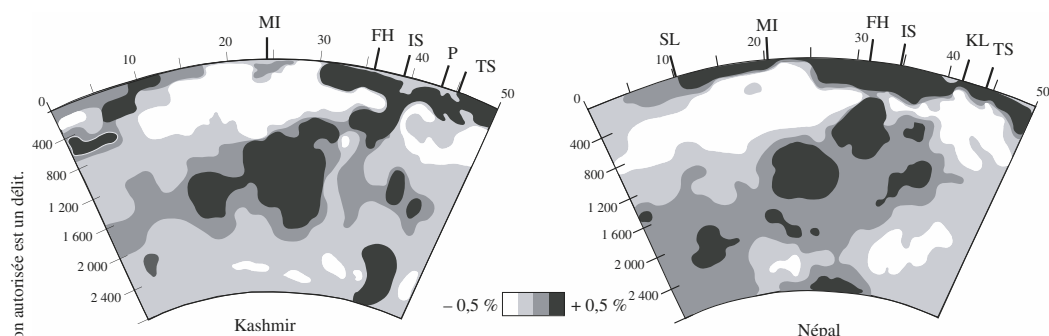


Fig. 10.24 Profils tomographiques océan Indien Asie centrale.

D'après Van der Voo *et al.*, 1999, *EPSL*, **171**, 720. Traces sur la fig. 10.16.

FH. front himalayen, IS. suture Indus-Zangbo, KL. front du Kun Lun, MI. marge indienne, P. front du Pamir, SL. Sri Lanka, TS. front sud du Tian Shan. La chaîne himalayenne se situe entre FH et IS, le plateau tibétain entre IS et KL, la dépression du Tarim entre KL et TS, l'Océan Indien au sud de MI.

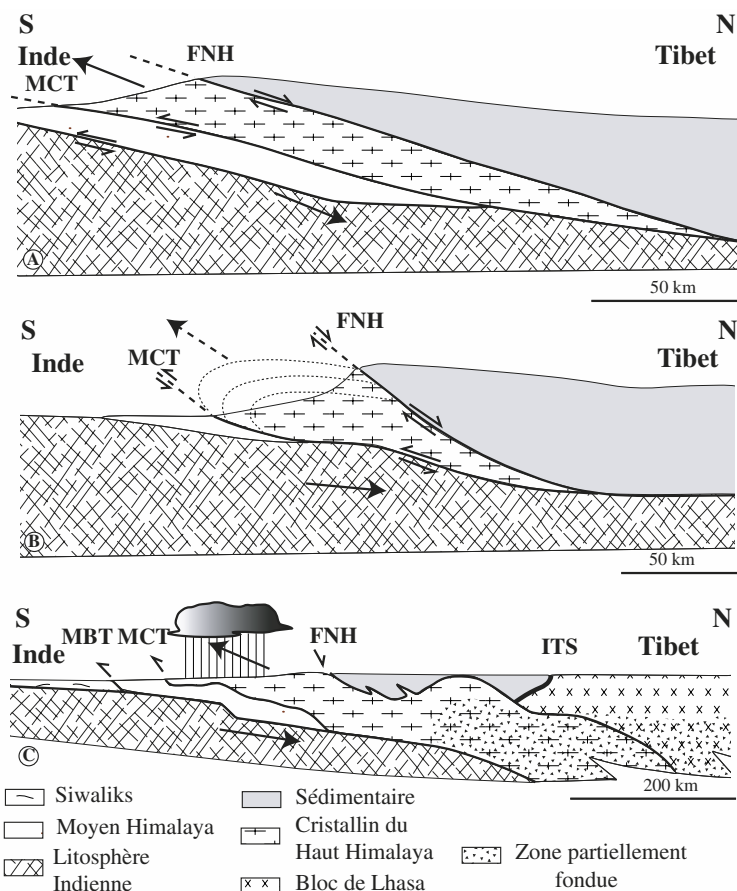


Fig. 10.25 Modèles d'extrusion du Cristallin du Haut Himalaya (HHC).

Modifié d'après Harris, 2007, *J. Geol. Soc. London*, **164**, 511-523.

A. Modèle d'expulsion d'un prisme orogénique entre deux ensembles rigides.

B. Modèle de fluage ductile généralisé entraînant un renversement des isogrades.

C. Modèle « channel flow » : fluage dans la croûte moyenne entretenu par l'érosion du front et la présence d'une zone partiellement fondue.

Dans les modèles A et B, l'érosion ne participe pas à l'entretien du phénomène ; son seul effet est de dégager les zones profondes de la chaîne. Dans le modèle C, elle joue un rôle très actif pour entretenir le phénomène.

10.4.4 Les effets de la collision sur le continent asiatique (fig. 10.16, 10.17, 10.26, 10.27)

Au N de l'Himalaya, s'étend le Tibet ; c'est un vaste plateau d'altitude moyenne proche de 5 000 m, interrompu par des chaînes plus élevées (Tanggula, Kun Lun). Le Tibet est remarquable par l'épaisseur de la croûte continentale qui le supporte, proche de 70 km, soit le double de la normale, ce qui a été interprété (Argand, 1924) comme indiquant que la croûte continentale indienne s'était engagée sous celle de l'Asie jusqu'à

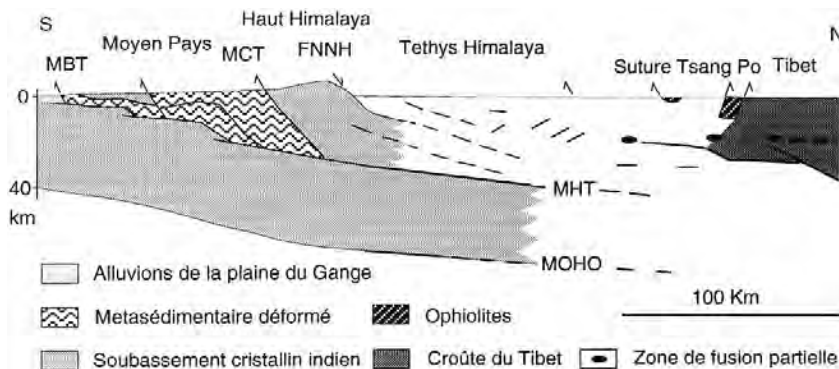


Fig. 10.26 Le doublement de la croûte sous l'Himalaya au Sud de la suture Indus Tsangpo d'après les profils INDEPTH.

D'après Zhao *et al.*, 1993, *Nature*, **366**, 557 ; Makovsky *et al.*, 1996, *Science*, **274**, 1690 ; Nelson *et al.*, 1996, *Science*, **274**, 1684.

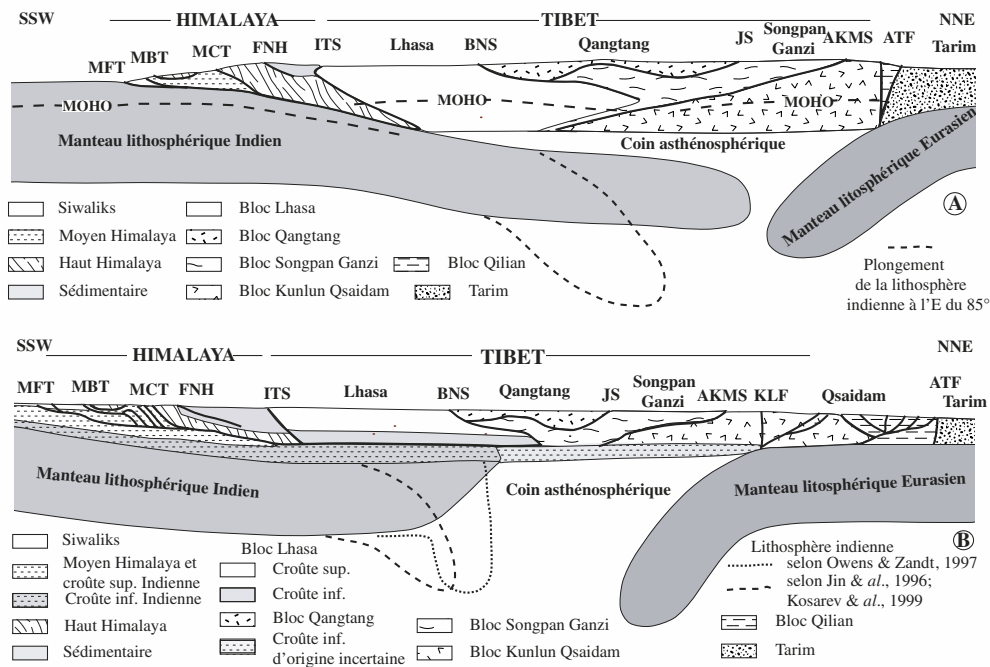


Fig. 10.27 Coupes à travers le Tibet.

Localisation sur la fig. 10.17.

A. Coupe à l'Ouest du Tibet (82-84°E), modifiée d'après Zhou and Murphy, 2005, *J. Asian Earth Sc.*, **25**, 445-457.

B. Coupe au centre du Tibet (89-95°E), modifiée d'après DeCelles *et al.*, 2002.

AKMS. suture Anyemaken-Kunlun-Muztagh, ATF. zone décro-chevauchante d'Altyn Tagh, BNS. suture Bangong-Nuxiang, FNH. Faille (détachement) nord-himalayenne, ITS. suture Indus-Tsangpo, JS. suture Jinsha, KLF. faille du Kunlun, MBT. chevauchement bordier, MCT. chevauchement central, MFT. chevauchement frontal.

la limite N du plateau. Les profils géophysiques (INDEPTH en particulier) montrent que la croûte est effectivement redoublée sous le S-Tibet, jusqu'au niveau de la suture Indus-Zangbo (fig. 10.26).

Le plateau tibétain est, en fait, constitué par la juxtaposition de plusieurs micro-continentes d'origine gondwanienne (Lhasa, Qangtang, Songpan Ganzi-Bayan Har, Kun Lun, Qilian Shan-Nan Shan) qui sont successivement entrés en collision avec l'Asie depuis le Paléozoïque supérieur. Les structures, et en particulier les sutures jalonnées d'ophiolites, ont été réactivées en compression, impliquant que le domaine a subi un raccourcissement pendant la collision himalayenne.

Mais surtout, le plateau est parcouru par de grandes fractures décrochantes E-W et sillonné par des fossés N-S (fig. 10.17 et 10.28), encore actifs comme en témoignent les séismes et les observations géomorphologiques. Elles indiquent un régime d'extension E-W. Au NE, le plateau Tibétain chevauche celui du Qsaidam, d'altitude moyenne proche de 2 800 m. Au centre et à l'W, le contact avec la dépression du Tarim correspond au système décro-chevauchant d'Altyn Tagh.

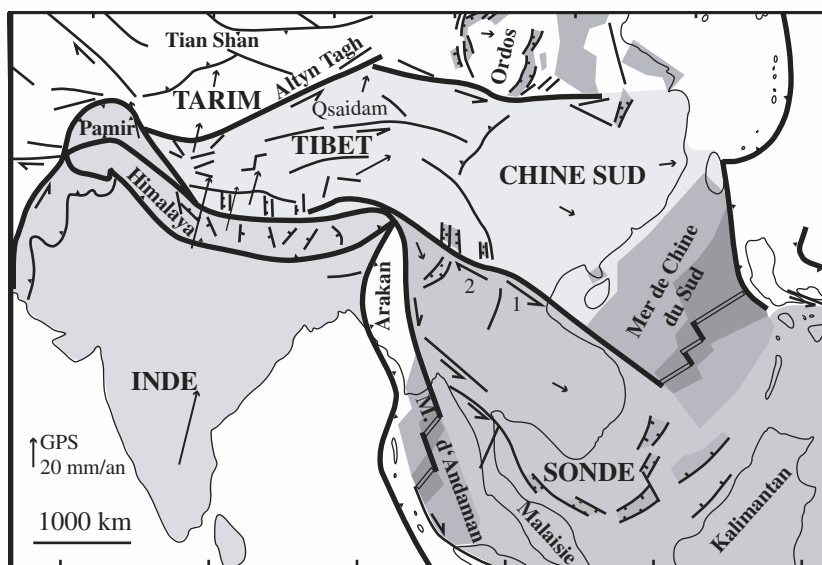


Fig. 10.28 Effets de la collision himalayenne sur l'Asie sud-orientale.

Modifié d'après Molnar & Tapponnier, 1975, *Science*, **189**, 419 ; Tapponnier et al., 1986, *Geol. Soc. Sp. Pub.*, **19**, 115-157.

1. De l'Oligocène au Miocène moyen (35 à 15 Ma), le bloc indochinois a chassé latéralement et coulissé de près de 600 km, par rapport à la Chine (vitesse 3 à 5 cm/an), le long de la faille du Fleuve Rouge. En même temps se sont ouverts les bassins océaniques de Chine du Sud et d'Andaman.

2. Depuis le Miocène moyen, le mouvement intéresse le bloc de Chine du Sud à une vitesse de l'ordre de 2 à 3 cm/an. Le mouvement se concentre le long des failles d'Altyn Tagh et du Fleuve Rouge (dont le sens de mouvement s'est inversé). En même temps s'ouvrent les fossés de l'Ordos (Shan Si) et du Yunnan, ainsi que plus au Nord celui du Baïkal (fig. 10.17).

Les profils géophysiques (ondes S) montrent que la base de la croûte supérieure du bloc de Lhasa est le siège d'une anatexie importante (vers 18 à 20 km). Le Tibet montre un volcanisme récent potassique à ultra-potassique, à caractère adakitique ; les données géochimiques sur ces laves, et les xénolithes qu'elles ont remontées, suggèrent la présence d'une croûte inférieure sous-jacente de type indien. Ceci est en bon accord avec les modèles qui proposent que la croûte inférieure indienne soit sous-plaquée sous le Tibet, voire redoublée par écaillages multiples. On aurait donc ainsi sous le Tibet un triplement de la croûte inférieure. Dans cette optique, la croûte inférieure indienne serait donc subduite sous le Tibet, la croûte supérieure refusant la subduction (voir ci-dessus).

Plus au N, la dépression du Tarim est chevauchée sur ces deux bordures, par le Tibet au S, et par le Tian Shan au N. Ce dernier chevauche à son tour vers le N la dépression de Dzungarie. Le Tian Shan est une chaîne ancienne, remobilisée lors de la collision indienne. Plus au N, encore se développe le système de fossés du Baïkal.

10.4.5 Incidences globales (Fig. 10.29)

La collision indienne a donc entraîné la formation d'un vaste système montagneux au centre de l'Asie, ce qui a des conséquences globales. L'érosion agit sur cet ensemble montagneux et produit une masse considérable de sédiments, dont la plus grande partie gagne le domaine marin, contribuant à l'édification d'énormes cônes sédimentaires aux embouchures des grands fleuves : Indus, Gange-Brahmapoutre, Salween, Mekong, Chiang Jiang (Yang Tse), Hoang Ho. En même temps, la charge dissoute est importante et influe sur le bilan chimique global de l'océan, entraînant par exemple des variations du rapport isotopique du Strontium.

Une seconde conséquence concerne le climat. L'ensemble Himalaya-Tibet-chaînes d'Asie centrale, constitue un attracteur de haute pression pendant l'hiver, et de basse pression pendant l'été, qui gouverne le phénomène de mousson et donc le climat de toute l'Asie du Sud Est et du Nord de l'Océan Indien.

10.5 LA CHAÎNE HERCYNIENNE (= VARISQUE) D'EUROPE

C'est un orogène sinueux qui s'étend de façon discontinue de l'Espagne à la Tchéquie sur près de 3 000 km de long et 700 de large (fig. 10.30). Il disparaît vers l'E sous les Carpates. Le cycle orogénique hercynien se déroule pendant la partie supérieure du Paléozoïque, depuis le Silurien jusqu'au Permien. Cette chaîne résulte de la collision du continent N-Atlantique au N et de celui du Gondwana au S. Elle est partiellement masquée par les bassins sédimentaires, et surtout a été profondément disloquée à partir du Permien par les déformations ultérieures dont il faut tenir compte pour toute reconstitution, en particulier en replaçant les blocs ibérique et corso-sarde dans leur position permo-carbonifère.

L'orogène hercynien se caractérise par une large partie centrale où affleurent les terrains les plus métamorphiques, ainsi que de très nombreux granitoïdes. De part et d'autre de la zone centrale, viennent des bassins dévono-carbonifères peu ou pas métamorphiques et sans granitoïdes, et qui représentent d'anciens bassins d'avant-chaîne.

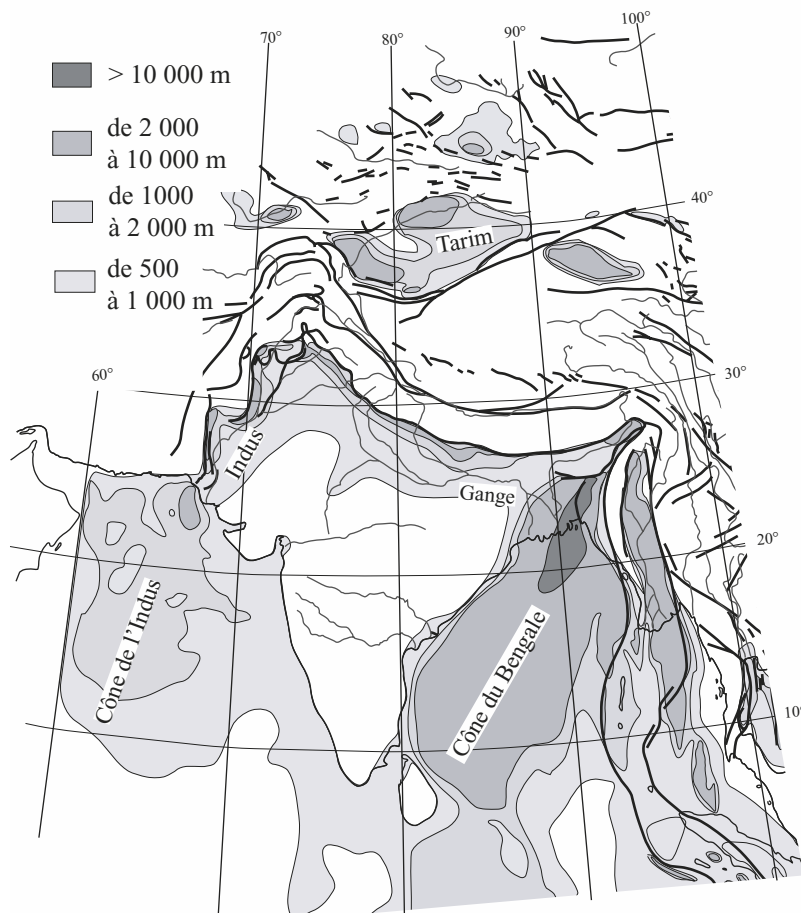


Fig. 10.29 Les bassins sédimentaires induits par la collision himalayenne. Simplifié d'après Métivier, 1996, *Thèse* et France-Lanord et Métivier in Avouac et De Wever (2002).

Les hauts-reliefs engendrés par la collision himalayenne sont la proie de l'érosion, et les sédiments viennent nourrir un certain nombre de bassins sédimentaires : bassin flexural molassique du Gange-Indus ; bassins intramontagneux, également flexuraux, du Qsaidam, du Tarim, de Jungar. La majeure partie des sédiments gagne l'océan et aboutit à former d'énormes cônes sédimentaires au débouché des grands fleuves, dont les cônes de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre (Bengale). Ce dernier représente le plus volumineux ensemble sédimentaire actuel : près de 4 000 km de longueur, 22 km d'épaisseur près de l'embouchure du Gange, un volume d'environ $28 \cdot 10^6 \text{ km}^3$.

Cette relative symétrie se traduit aussi, sur le plan tectonique, par une disposition générale en éventail avec double déversement des structures.

La limite N de la chaîne est bien marquée, de l'Irlande à l'Allemagne, par le « front varisque », grand chevauchement plat à vergence N, bien connu du Pays de Galles à la Belgique (fig. 10.30) et Aix-la-Chapelle (Aachen), qui fait reposer un Paléozoïque

plissé et schistose sur le bassin carbonifère paralique, à substratum non déformé au Dévonien. Vers l'Est, le front varisque est coupé par des décrochements dextres, de direction NW-SE, et masqué par les Carpates.

La limite S de la chaîne n'est bien connue qu'au SE du massif de Bohême (*fig. 10.30*), où l'on observe une série de plis couchés vers le S, charriant le Dévonien-Carbonifère plissé sur une plate-forme non déformée, et au N de l'Espagne où les nappes cantabriques reposent sur un substratum également non déformé au cœur de la « virgation ibéro-armoricaine ». Dans tout le domaine alpin, ce contact n'est plus visible. Tout au plus, sait-on que le substratum hercynien des Alpes occidentales, très métamorphique, appartient au cœur de la chaîne hercynienne, tandis qu'une grande partie des Alpes orientales appartient déjà au bassin dévono-carbonifère méridional.

Entre ces deux fronts de déformations, apparaissent également des blocs peu déformés : la partie NE (normande) du massif armoricain et le substratum de l'W du Bassin parisien, le substratum du Bassin aquitain, la partie centrale de l'Ibérie. Ces blocs correspondent à des fragments de lithosphère continentale hérités d'orogènes plus anciennes (cadomienne ou panafricaine), et probablement plus rigides que la lithosphère avoisinante lors de l'orogénèse hercynienne.

10.5.1 Traits structuraux majeurs

On retrouve dans cet orogène les caractéristiques majeures des chaînes de collision récentes : sutures ophiolitiques, nappes crustales et bassins d'avant-chaîne. D'autres traits structuraux y apparaissent mieux, en particulier les décrochements ductiles, le magmatisme et les structures tardi-orogéniques qui correspondent aux derniers stades de l'évolution d'une chaîne de collision.

a) *Sutures ophiolitiques*

Longtemps ignorées en raison du métamorphisme intense et de la tectonique, les séquences ophiolitiques varisques, bien que fortement dilacérées, sont maintenant connues sous la forme de roches basiques à ultrabasiques dont l'origine océanique a pu être montrée grâce à la géochimie des terres rares. Leur localisation suggère l'existence d'au moins deux domaines à croûte océanique, plus ou moins parallèles.

- Une bande N qui n'affleure qu'au cap Lizard (pointe SW de l'Angleterre) et dans le N du massif de Bohême. Ces ophiolites appartiennent à des nappes à vergence N. Leur formation a été datée entre 500 et 450 Ma (Ordovicien) ; elles ont été métamorphosées sous faciès éclogite à 380 Ma (Dévonien moyen), et rapidement exhumées puisqu'on trouve de la chromite et des spinelles chromifères détritiques dans le flysch Dévonien supérieur de la zone saxo-thuringienne, actuellement situé sous la nappe ophiolitique.
- Une bande S, à vergence S. Les roches correspondantes, la plupart du temps métamorphosées entre 380 et 430 Ma sous faciès de haute pression (granulite, éclogite, schistes à glaucophane dont les plus célèbres sont ceux de l'île de Groix), sont dispersées à la base d'une nappe de socle constituée de gneiss leptyno-amphibolitiques. On les retrouve dans le NW de la péninsule ibérique, dans le Massif

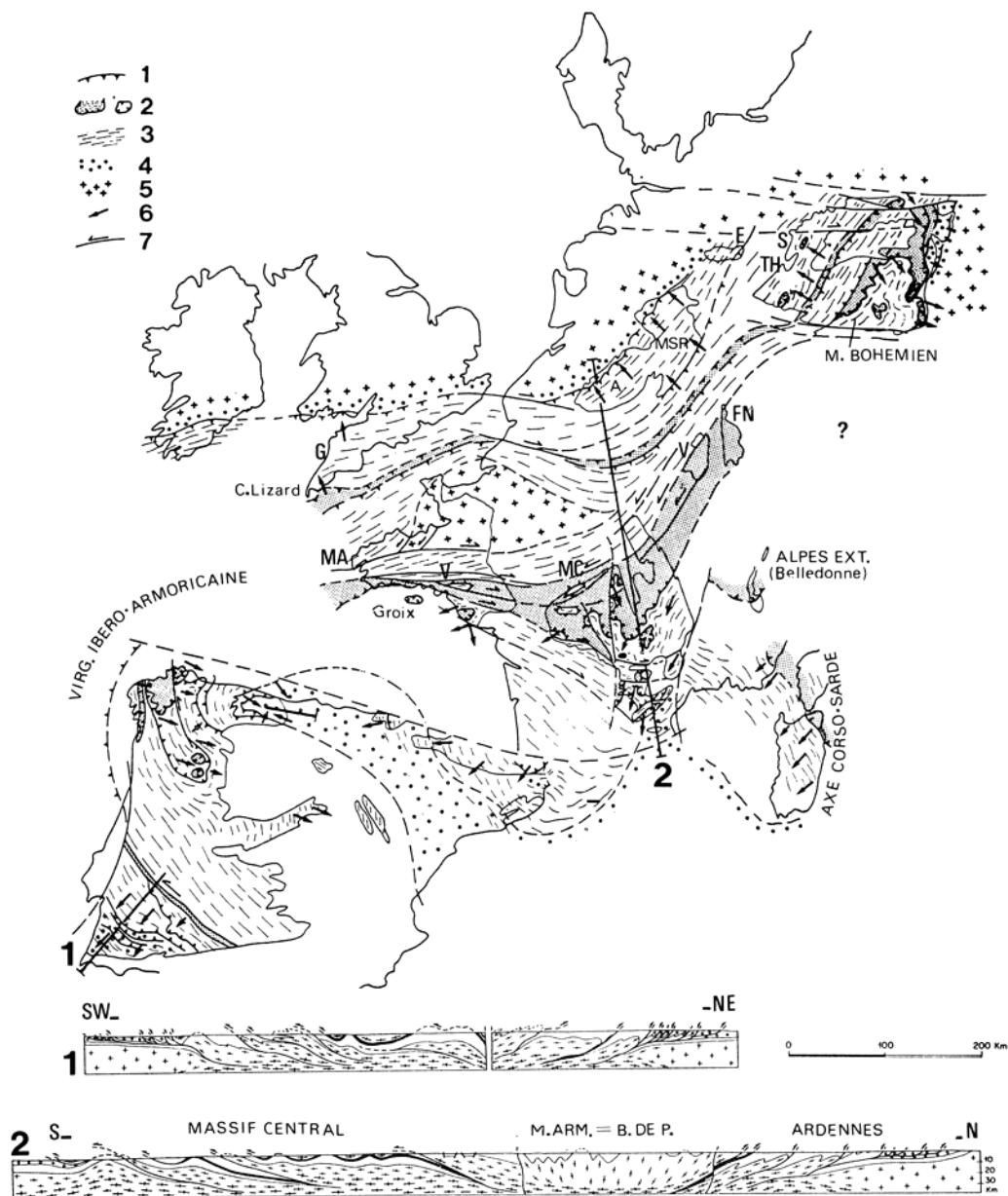


Fig. 10.30 Schéma structural de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale (d'après Matte, 1986).

1. principaux chevauchements, 2. nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques, 3. domaines à schistosité de flux ou foliation métamorphique, 4. bassins dévono-dinantiens externes, 5. blocs peu ou pas déformés, 6. vergences des structures, 7. décrochements.

A. Ardennes, E. Erzgebirge, FN. Forêt Noire, G. Pays de Galles, MA. massif armoricain, M. massif Central, MSR. massif schisteux rhénan, S. Saxe, TH. Thuringe, V. Vendée.

armoricaïn, le Massif Central et les Alpes (ophiolite de Chamrousse dans le massif de Belledonne, et socle des Tauern). Dans tous ces affleurements, on trouve des tholites associées à des termes cumulatifs basiques et ultrabasiques, de même âge Ordovicien que dans la bande N. Il faut cependant reconnaître qu'en dehors de l'ophiolite de Chamrousse qui n'a pas été métamorphisée pendant l'orogénèse, l'interprétation de ces roches magmatiques comme des complexes ophiolitiques reste discutée. Devant cette différence de métamorphisme et la difficulté de relier structuralement les ophiolites varisques des Alpes à la bande S, divers auteurs ont préféré y voir une troisième suture indépendante.

- Enfin, il existe localement des ophiolites dévoniennes dans l'E du Massif Central français (nappe de la Brevenne), qui n'ont pas subi un métamorphisme de haute pression.

b) Nappes de charriage

On peut distinguer trois grands types de déformations associées aux nappes de charriage, caractérisant autant de zones structurales de la chaîne :

- Les nappes cristallines, surtout connues dans la moitié S de l'orogène (*Fig. 10.30 et 10.31*). Elles caractérisent la zone interne de la chaîne. Il s'agit de la superposition de nappes de gneiss très métamorphiques, et à métamorphisme polyphasé (haute pression, en particulier pour les ophiolites, puis barrovien) sur des nappes moins métamorphisées (nappes de Vendée, de l'Albigeois, des Cévennes). L'amplitude des chevauchements pourrait atteindre 200 km dans le NW de l'Espagne et le Massif Central, chiffre d'échelle himalayenne. La mise en place de ces nappes s'est accompagnée d'une déformation ductile synmétamorphe, épizonale à mésozonale, avec parfois disposition inverse des isogrades, comme en Himalaya. Cette déformation correspond essentiellement à un aplatissement, avec un fort allongement parallèle à la direction de transport, une composante cisailante souvent importante, et de rares plis sub-parallèles à l'allongement (plis en fourreau).

Ce métamorphisme et la tectonique associée ont été datés radiométriquement en Vendée et dans le Massif Central à 390-380 Ma (Dévonien inférieur), et stratigraphiquement par la discordance du Dévonien supérieur dans le Massif Central (Brevenne, Morvan), la Forêt Noire et le Portugal.

- Les nappes en plis couchés, situées en avant des nappes précédentes, et dont la mise en place est un peu plus récente, pendant le Carbonifère inférieur (350-325 Ma) (*Fig. 10.30 et 10.31*). Ces nappes sont bien reconnaissables dans les séries paléozoïques où la stratigraphie est analysable. Elles ont été décrites dans le NW de l'Espagne, avec des flancs inverses de 20 km, et dans le S du Massif Central (*fig. 10.31*). Ces plis montrent une schistosité de plan axial et leurs axes sont plus ou moins perpendiculaires à la direction de transport.
- Les nappes de décollement des bassins externes. Le plus bel exemple est celui de l'Ardenne, bien imagé par le profil ECORS (*fig. 10.32*), où la série ordovicienne à dévoniennne est décollée au niveau du Cambrien et du Dévonien, le long d'un contact plat situé à 5 km de profondeur. La série charriée peut être elle-même fortement

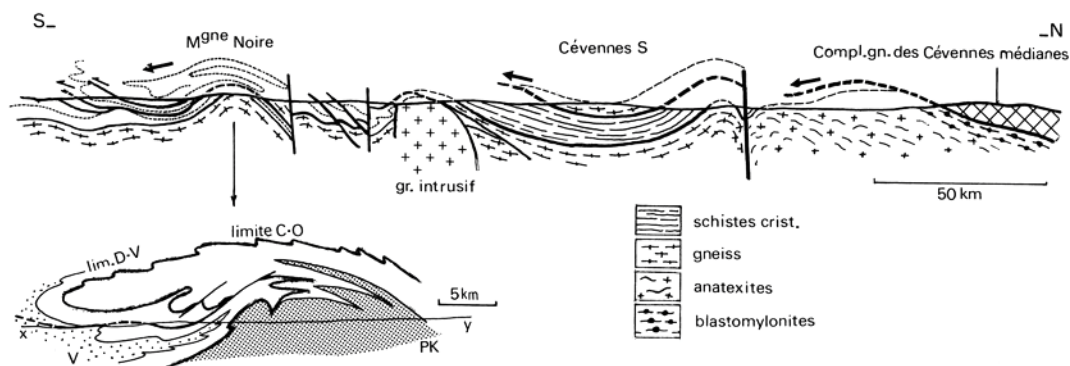


Fig. 10.31 Style tectonique du Massif central méridional.

Nappes cristallines internes (à droite) et plis couchés synmétamorphes (Montagne Noire, à gauche)

(d'après Arthaud et Matte, coupe générale, et Mattauer, coupe de la Montagne Noire).

V. Viséen, D. Dévonien, CO. Cambro-Ordovicien, PK. Précambrien, x-y. niveau d'érosion de la coupe.

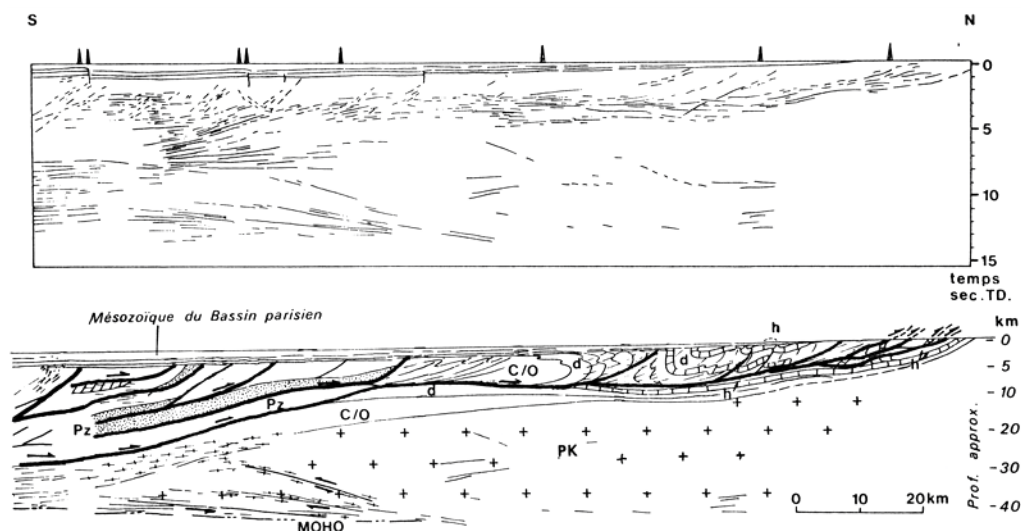


Fig. 10.32 Coupe du front varisque dans le N de la France, d'après le profil ECORS (d'après Raoult, 1986, simplifié).

h. Carbonifère, d. Dévonien, CO. Cambro-Ordovicien, Pz. Paléozoïque métamorphique indifférencié, PK. Précambrien.

schistosée. Le chevauchement se produit sur du Carbonifère montrant ainsi qu'il s'agit des structures tangentiellles les plus récentes. Ces chevauchements participent à la formation des bassins d'avant-chaîne, et se propagent dans ces derniers pour les inverser au cours du Carbonifère.

c) Bassins d'avant-chaîne

La progression des effets de la collision vers l'extérieur de la chaîne a été enregistrée par la formation de bassins d'avant-chaîne remplis par des flyschs et molasses qui définissent deux bandes parallèles (fig. 10.33).

La bande N, la mieux connue, correspond aux zones dites rhéno-hercynienne, qui va du Portugal au Harz, et saxo-thuringienne, plus interne, limitée au N du massif bohémien et séparée de la précédente par la « ride cristalline médiogermanique ». Cette zone forme le substrat de l'E du bassin de Paris. Les sédiments les plus anciens sont du Dévonien moyen à supérieur. Les plus fréquents sont dinantiens (faciès Culm) et passent vers le N à des molasses lacustres à couches de charbon, d'âge namurien à westphalien. La transgression marine du Dévonien moyen-supérieur dans le NE du Massif Central, et les faciès détritiques de type Culm qui lui succèdent pendant le Dinantien correspondent probablement à l'extrémité orientale de la bande de flysch saxo-thuringienne.

La bande S est connue dans le S de la France et le NE de l'Ibérie, c'est-à-dire dans la concavité de la virgation ibéro-armoricaine, ainsi que dans quelques secteurs des Alpes orientales (Alpes carniques, Karawanken, fig. 10.33). Les sédiments les plus anciens sont carbonifères (viséens à namuriens), et esquissent le passage aux molasses à charbon comme au N, mais leur dépôt est interrompu par le plissement si bien que les bassins houillers sont ici post-tectoniques.

Tant au N qu'au S, les directions de transport sédimentaires sont toujours tournées vers l'extérieur de la chaîne. Par ailleurs, ces flyschs, une fois déposés, sont rapidement

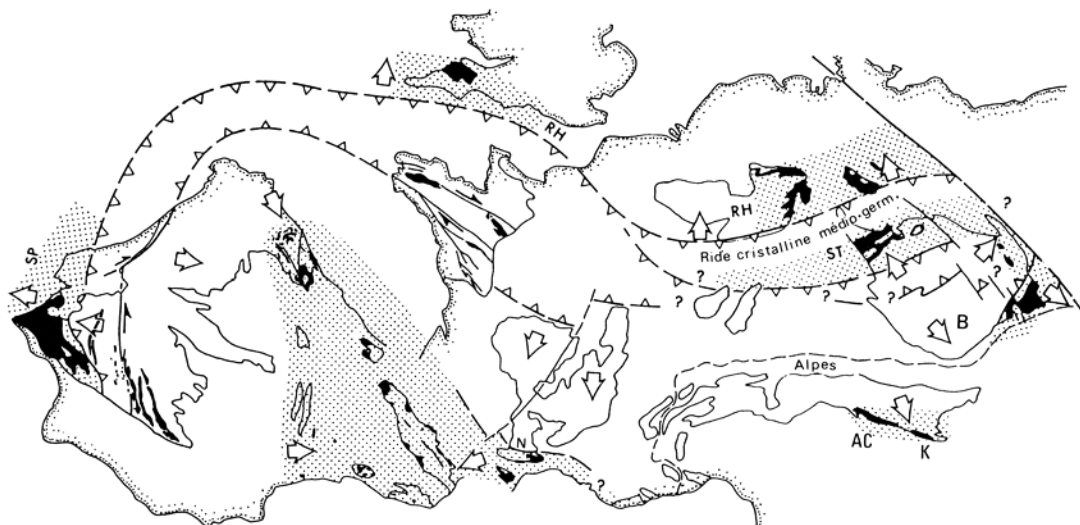


Fig. 10.33 Principales zones d'affleurement des flyschs varisques en Europe occidentale (d'après Franke et Engle, 1986).

RH. zone rhéno-hercynienne, ST. zone saxo-thuringienne, AC. Alpes carniques, B. massif de Bohème, K. Karawanken, N. Montagne noire.

affectés par la déformation qui progresse vers l'extérieur, et découpés en écailles d'autant plus allochtones qu'on est en position interne. Leur âge est évidemment de plus en plus jeune de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne, ce qui s'accorde bien avec l'idée d'un dépôt syntectonique s'effectuant au front d'un prisme d'accrétion tectonique. Leur sédimentologie confirme cette position, car elle montre une alimentation se modifiant au fur et à mesure de l'empilement, de la progression et de l'érosion des nappes au front de la chaîne. Dans certains cas comme le massif du Mouthoumet et le S de la Montagne Noire, le flysch typique passe peu à peu à un faciès de plus en plus grossier, avec olistolites, et finalement une véritable nappe gravitaire synsédimentaire apparaît, avec klippes sédimentaires de plus de 10 km² (écaille de Cabrières). Ailleurs, ce sont des flyschs anciens, allochtones, que l'on retrouve remaniés dans des flyschs plus récents.

Les bassins d'avant-chaîne les plus récents correspondent à des bassins houillers paraliques (Pays de Galles, franco-belge, Ruhr au N de la chaîne, Asturies, voire houiller briançonnais au S).

On remarquera donc que les déformations ont commencé dans les parties les plus internes, aux abords de la zone de suture, et se sont développées comme dans d'autres chaînes de convergence (Alpes, Himalaya) vers l'extérieur de la chaîne au cours du temps.

d) Les décrochements ductiles

Ces accidents, généralement parallèles à la direction de la chaîne sont surtout connus des deux côtés de la virgation ibéro-armoricaine (*fig. 10.34*), sénestres pour la branche ibérique, dextres dans le massif armoricain. Ils traduisent une déformation intra-continentale postérieure à la mise en place des nappes (340 à 310 Ma d'après l'âge des leucogranites associés). On a souvent comparé ces décrochements à ceux des extrémités (« syntaxes ») de la chaîne himalayenne (p. 250). Ils suggèrent comme eux l'échappement latéral de la chaîne de montagne de part et d'autre d'un poinçon constitué d'une lithosphère plus rigide, ici un bloc ibérique hérité de l'orogénèse panafricaine.

e) Magmatisme syn- et tardi-orogénique

Le magmatisme granitique varisque est particulièrement abondant dans les parties internes de la chaîne, entre 370 et 270 Ma (Dévonien supérieur-Permien inférieur), avec une majorité de mise en place au Carbonifère supérieur. Les parties externes de l'orogène sont beaucoup moins affectées, sans être totalement exemptes de granites varisques. On peut ramener ces granitoïdes à deux types :

- Les leucogranites alumineux, liés aux décrochements et résultant de la fusion humide des sédiments ou des granites au contact. Ils sont riches en inclusions sédimentaires et dépourvus d'enclaves basiques. Les plus classiques sont ceux du Massif armoricain, où la déformation syn-magmatique montre clairement qu'ils sont contemporains du cisaillement sud-armoricain.
- Les granites d'anatexie, beaucoup plus fréquents, sont issus de la fusion d'une croûte épaissie. Ces granites sont souvent alcalins, et à enclaves basiques indiquant la

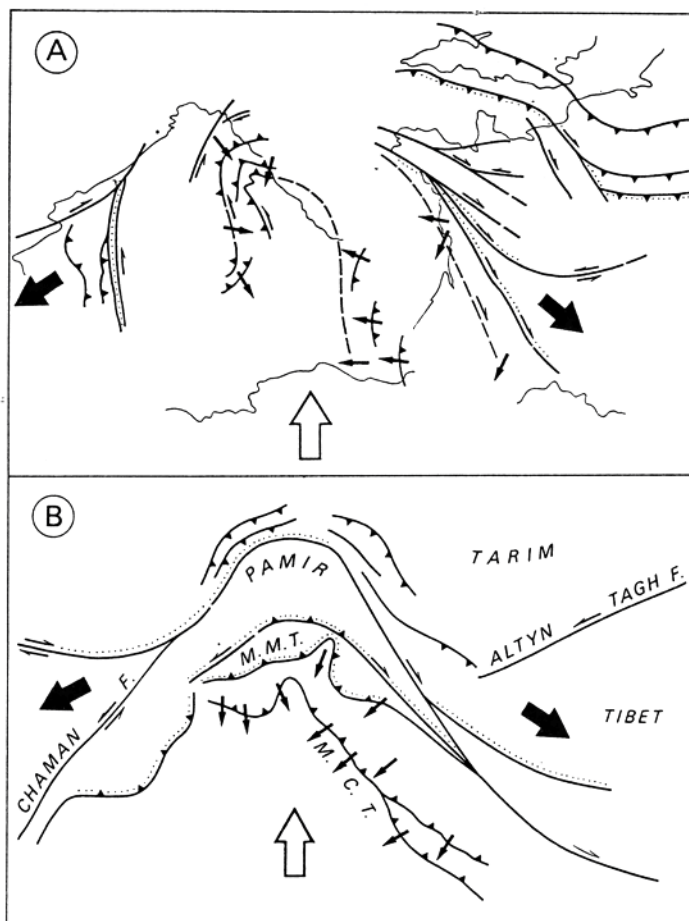


Fig. 10.34 Décrochements ductiles et chevauchements dans les virgations ibéro-armoricaine (A) et ouest-himalayenne (B), à la même échelle.

Les pointillés fins indiquent les zones de suture (d'après Matte, 1986).

participation de produits de fusion mantellique. Ces granites sont tardifs dans l'évolution de l'orogène, puisqu'ils recoupent toutes les structures en nappes des zones internes. Par contre, ils sont souvent associés à des dômes gneissiques et à des bassins carbonifères, ce qui a conduit à les interpréter comme des « *metamorphic core complex* » comparables à ceux des Basin and Range de l'Ouest américain. De nombreux exemples montrent en effet que lors de la mise en place de ces granites anatectiques (issus de la fusion de la croûte), leur couverture glisse, formant de grands détachements ductiles qui contribuent à amincir très rapidement la croûte supérieure. L'interprétation en « *metamorphic core complex* » est cependant discutée, les bassins sédimentaires adjacents étant souvent formés dans un contexte décrochant et non extensif, et pas toujours pendant la formation des dômes gneissiques.

f) Structures tardi-orogénique

Dans la zone axiale, le Westphalien et le Stéphanien (Carbonifère supérieur) sont présents dans des bassins étroits, sous forme de dépôts limniques parfois très épais (4 000 m), discordants sur le substratum plissé et métamorphisé. Le degré de métamorphisme du substratum indique que localement, près de 25 km de croûte continentale ont disparu avant le Westphalien. Cette diminution de l'épaisseur crustale à la fin du cycle hercynien n'est que partiellement due à l'érosion en surface. Doivent aussi intervenir des phénomènes tectoniques anté-wesphalien et les détachements ductiles dus à la mise en place des granites carbonifères.

Après les plissements et la mise en place des nappes, toujours plus ou moins synmétamorphes, intervient une dernière période de déformation qui, agissant sur un bâti déjà fortement induré, provoque une fracturation importante de l'Europe occidentale grâce à de nombreux décrochements recoupants les structures antérieures (fig. 10.35). En fait, ce régime de déformation décrochant a commencé, en contexte ductile et avec de forts rejets, dès la mise en place des leucogranites. Au Stéphanien

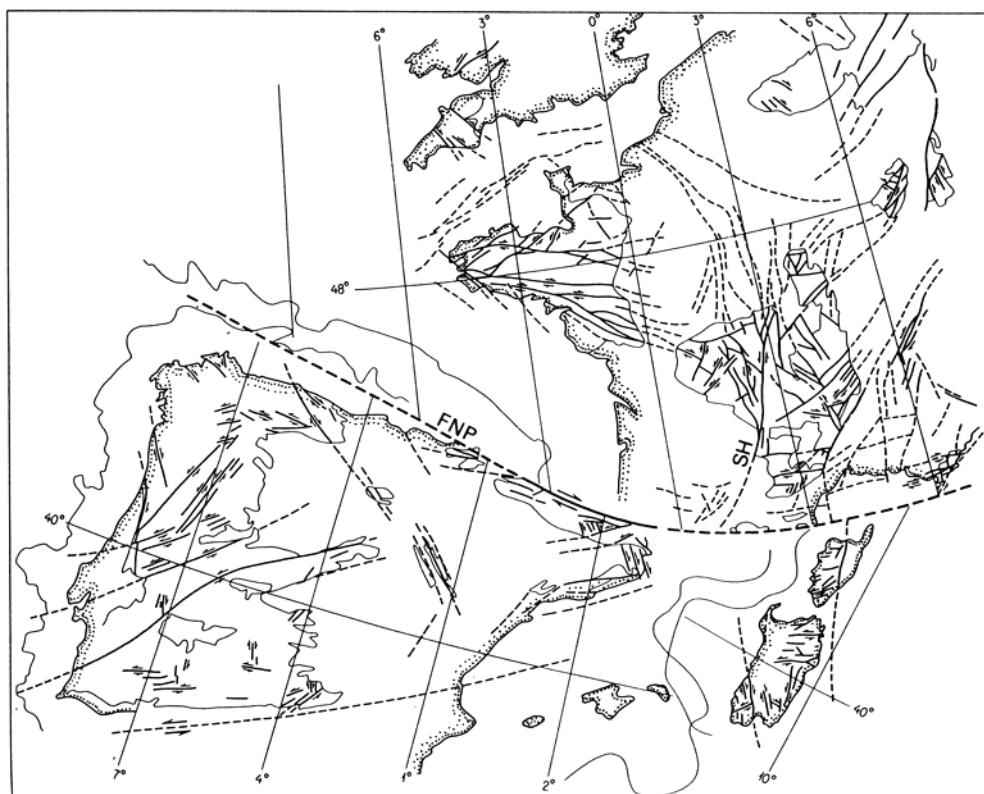


Fig. 10.35 Les décrochements tardi-hercyniens de l'Europe SW (d'après Arthaud et Matte, 1975).

FNP. faille nord-pyrénéenne, SH. Grand Sillon Houiller.

et au Permien inférieur, les décrochements vont se poursuivre en régime fragile, mais avec des rejets plus faibles, localisant de nombreux bassins houillers intra-montagneux. Enfin, à partir du Permien moyen, le régime tectonique distensif devient général, et s'accompagne d'un important volcanisme acide (Vosges, Estérel, Corse).

Pour la France, les accidents décrochants majeurs sont les cisaillements nord- et sud-armoricain (*fig. 3.20*), la faille nord-pyrénéenne et le Grand Sillon Houiller du Massif Central, ainsi appelé car il est jalonné de bassins houillers (*fig. 3.21*). La faille nord-pyrénéenne provoque un décalage dextre de 150 km au travers de la virgation ibéro-armoricaine (décalage à ne pas confondre avec le mouvement sénestre mésozoïque évoqué p. 174). Le Grand Sillon Houiller coupe le Massif Central français en deux, et se prolonge sous les bassins qui l'encadrent au N et au S, comme l'ont montré les données géophysiques, soit sur une longueur de 600 km et un jeu sénestre de 70 à 100 km.

L'importance de ces décrochements tardi-orogéniques est considérable, car ils vont localiser les déformations ultérieures, et ceci dès le Permien où ils vont rejouer en failles normales, mais aussi pendant le cycle orogénique alpin.

10.5.2 Évolution structurale (*fig. 10.36 et 10.37*)

Les caractères de la chaîne varisque sont ceux d'une chaîne de collision après fermeture de deux domaines océaniques, dits « rhéique » au N et « mésogéen » (ou « centralien ») au S, séparant trois domaines continentaux : au N le continent nord-atlantique, au S celui du Gondwana, et en position intermédiaire le bloc moldanubien. Les âges de 450 à 500 Ma obtenus sur le matériel ophiolitique suggèrent une ouverture cambro-ordovicienne. Des données paléomagnétiques fiables suggèrent que ces océans devaient être relativement étroits.

Le premier stade de l'évolution a été la disparition par subduction, au cours du Silurien et du Dévonien inférieur, de ces espaces océaniques. Cette subduction est attestée par le métamorphisme de haute pression (430-380 Ma). Les fragments de lithosphère océanique qui échappent au recyclage dans le manteau reviennent rapidement vers la surface, comme le montre leur resédimentation dans le flysch saxothuringien dévonien supérieur.

La collision des marges continentales se produit au Dévonien, en accord avec un métamorphisme barrovien daté à partir de 380 Ma et qui peut se superposer au précédent là où ce dernier existe. Par la suite, les chevauchements affectent des zones de plus en plus externes de la chaîne, provoquant une flexion de l'avant-pays et donc la naissance de bassins d'avant-chaîne où vont se déposer flyschs et molasses. Ces bassins vont être eux-mêmes déformés par la propagation des chevauchements vers l'extérieur de la chaîne. L'enregistrement de ces propagations est à la base de la définition des phases orogéniques des anciens auteurs : phase bretonne, à la limite Dévonien-Carbonifère, surtout nette dans le Massif armoricain, puis phase sudète (entre Dinantien et Namurien, ou plus récente suivant les régions).

La collision continentale épaissit considérablement la croûte dans les zones internes. Le désépaississement se produit essentiellement au cours du Carbonifère lors de la généralisation de l'anatexie et de l'extension ductile associée. Si on supprime par

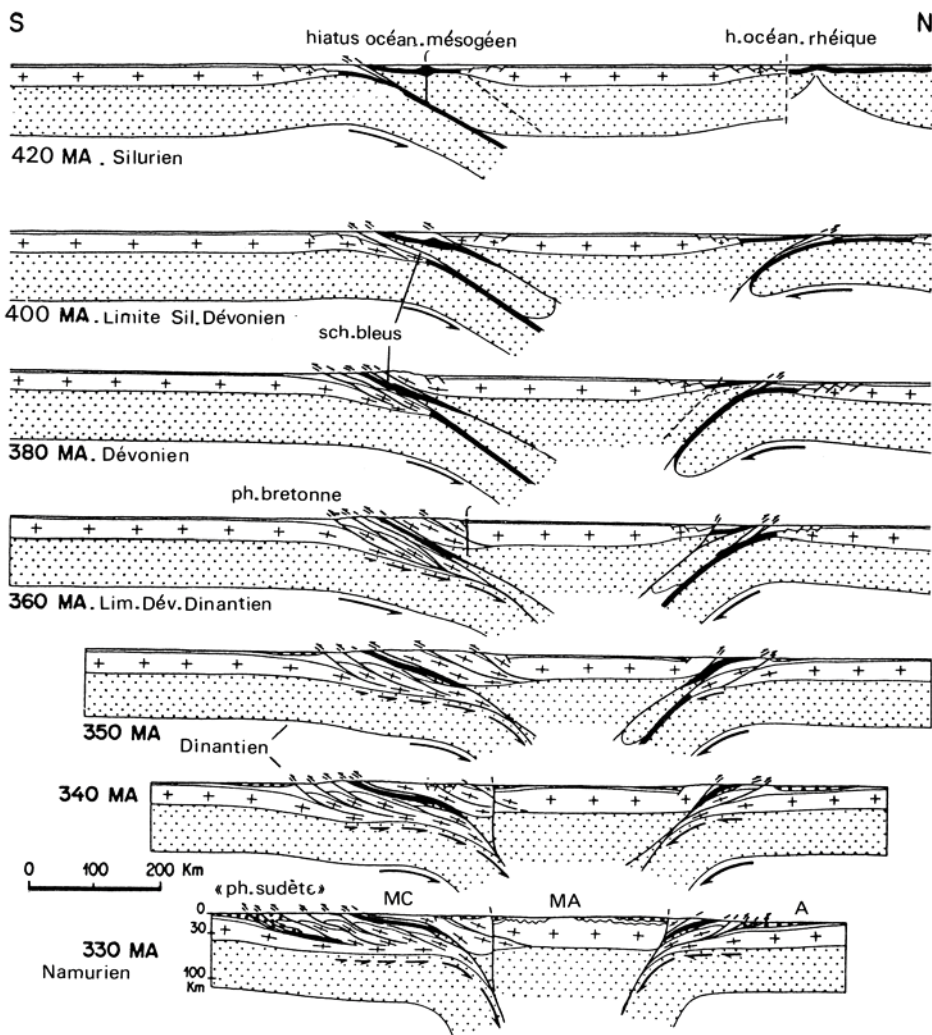


Fig. 10.36 Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne sur la transversale Ardennes-Massif central.

Comportement mécanique de la croûte continentale et position des « phases », simples étapes dans la construction progressive d'un prisme d'accrétion tectonique (d'après Matte, 1986).

Pointillé : manteau lithosphérique, Croix : croûte continentale, Noir : croûte océanique, Blanc : sédiments paléozoïques, Gros points noirs : bassins sédimentaires dévono-carbonifères d'avant-chaîne.

A. Ardenne, MA. Massif armoricain, MC. Massif central.

la pensée ces phénomènes d'extension, on réduit de plus d'un tiers la largeur de l'orogène actuel (chiffre du même ordre de grandeur que dans les Basin and Range), ce qui donne une idée de l'importance de ce processus longtemps ignoré ou sous-

estimé. Il montre que l'étalement distensif des chaînes de montagne qui intervient dès qu'elles ont atteint une épaisseur crustale limite est un phénomène général. Les modalités de cet étalement varient évidemment suivant les conditions aux limites. Dans le Massif Central, l'importance des granitisations hercyniennes témoigne d'un régime thermique élevé rappelant celui du Tibet (p. 251).

La fusion du manteau étant systématiquement à l'origine de l'anatexie, il a été proposé que ce soit l'apport de magma basique à la base de la croûte de la chaîne de montagne qui provoquerait sa fusion. Le mécanisme de fusion du manteau pourrait être simplement lié à sa remontée par compensation isostatique de l'érosion en surface, ou un phénomène de délamination du manteau lithosphérique, qui se séparerait de la croûte et serait alors remplacé par du manteau asthénosphérique, nettement plus chaud. Un tel mécanisme permettrait d'expliquer la formation de granites d'anatexie dans des zones externes de la chaîne hercynienne.

Dans tous les cas, l'amincissement des zones internes commence pendant l'orogénèse, alors que les déformations compressives continuent dans les zones externes. La fin de l'orogénèse est marquée par le passage d'un régime tectonique compressif à un régime décrochant à la fin du Carbonifère, puis en extension au Permien.

Cependant, il convient d'insister sur certaines particularités de l'orogène hercynien, qui laissent penser que son histoire a pu être plus complexe que ce qui vient d'être résumé. Cet orogène hercynien correspond en fait à l'assemblage de deux chaînes de montagnes, séparées par la zone moldanubienne, qui échappe à la déformation en nappes de chevauchement, et ne subit qu'un raccourcissement modéré, tout comme l'avant-pays au S de la chaîne (socle du bassin d'Aquitaine, Pyrénées). Pendant la période d'édification de la chaîne, les mouvements coulissants apparaissent prépondérants, en particulier pour une grande partie de la chaîne sud. Plutôt que dans une convergence frontale, la chaîne hercynienne s'est probablement construite dans un système en convergence oblique, en refermant un ensemble de bassins marginaux séparant des domaines continentaux de petites tailles. Parmi ces bassins marginaux, certains préexistaient à la convergence (océans « rhéique » et « centralien »), d'autres ont pu apparaître en arrière des zones d'affrontement, en particulier le long de décrochements (bassin dévonien de la Brevenne, voire bassin dévonien saxo-thuringien). Finalement, le modèle de formation de la chaîne hercynienne devrait faire intervenir un collage oblique de blocs exotiques (voir chapitre 11, p. 293), comme dans le NE du Pacifique, et pas seulement la collision frontale de deux grandes masses continentales comme dans la chaîne himalayenne.

10.6 LES ALPES

On y distingue classiquement, d'W en E, l'arc des *Alpes occidentales*, puis une partie rectiligne, les *Alpes centrales*, passant vers l'Est aux *Alpes orientales*, ces dernières doublées vers le Sud par les *Alpes méridionales*.

Elles résultent de la collision entre la plaque eurasiatique et la plaque africaine, plus exactement un microcontinent dit adriatique (ou insubrien, apulien, sudalpin, suivant les auteurs) (fig. 10.38 A), jadis soudé à l'Afrique et qui doit son indépendance

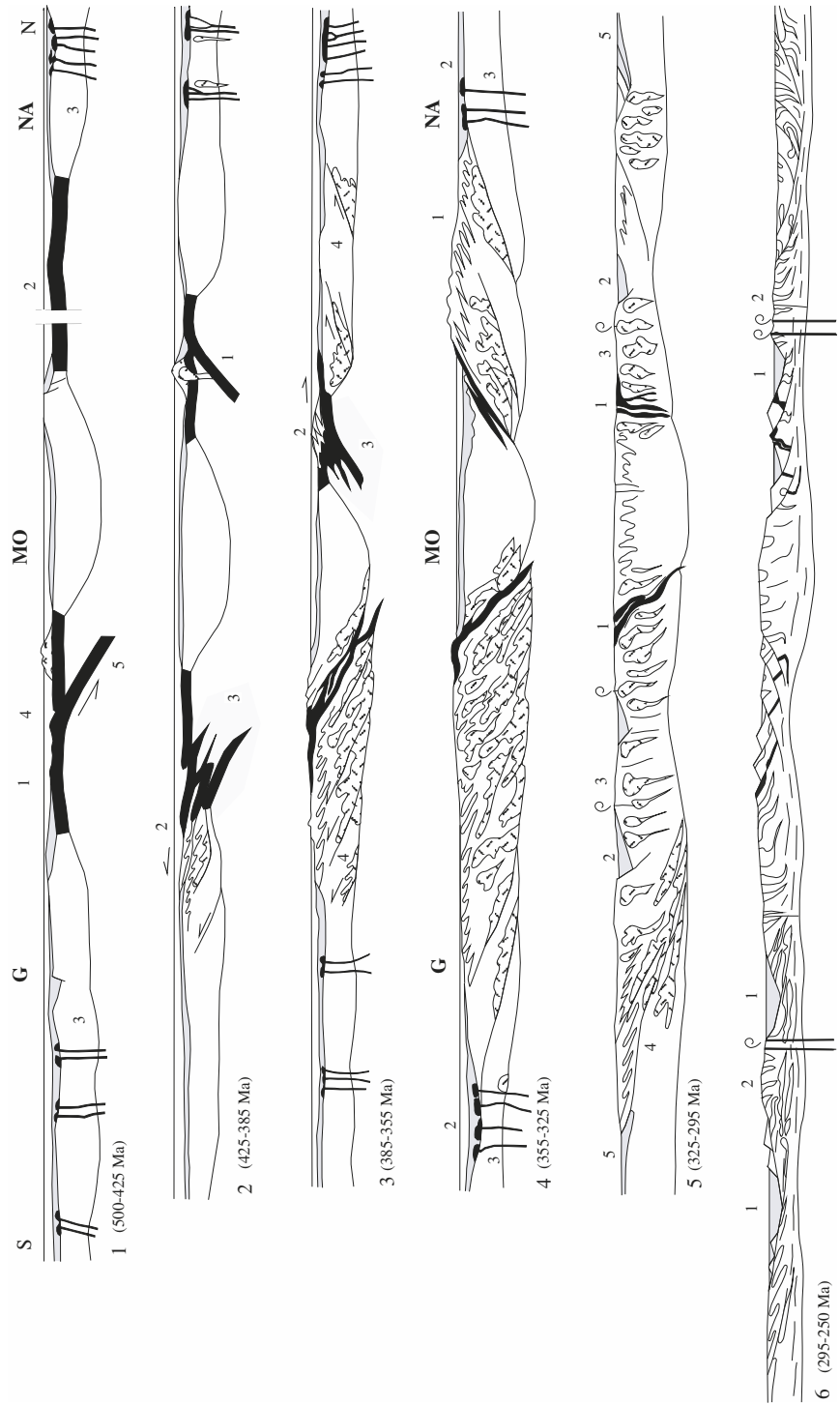


Fig. 10.37 Légende ci-contre.

à la fragmentation distensive téthysienne. Il constitue actuellement le substrat de la plaine du Pô et de l'Adriatique.

Au début du cycle alpin, c'est-à-dire au Trias, il n'y avait à l'emplacement des futures Alpes, qu'une plate-forme continentale faiblement immergée. C'est au cours du Jurassique que s'y ouvre un espace océanique, dit téthysien (*fig. 10.38 B*) car il n'est que l'une des branches de l'océan de même nom, qui a séparé les continents de Gondwana et de l'Eurasie dès le Trias.

Quelles que soient sa forme et sa structure, cet espace océanique se referme au Crétacé supérieur en laissant une cicatrice ophiolitifère. Dans la collision qui se produit ensuite à l'Éocène, les marges continentales en présence sont clivées en lames granito-gneissiques à double déversement, la zone ophiolitifère n'étant qu'une de ces nappes.

Fig. 10.37 Modèle d'évolution de la chaîne hercynienne sur la transversale Ardennes-Massif central (modifié d'après Bard *et al.*, 1980).

1. Ordovicien-Silurien inférieur (500-425 Ma). Deux domaines océaniques (1 et 2) séparent trois blocs continentaux (G. Gondwana, MO. zone moldanubienne, NA. continent nord-Atlantique), sur lesquels l'activité volcanique (3) est de type spilite-kératophyre. Dans le domaine océanique sud (1), existe probablement un arc volcanique (4), ceci dans l'hypothèse où les complexes leptyno-amphiboliques du Massif central débutent bien dès l'Ordovicien, arc sous lequel fonctionne une zone de subduction (5).
2. Silurien supérieur-Dévonien inférieur (425-385 Ma). La subduction commence dans le domaine N (1) et se termine dans le domaine S (2), avec métamorphisme de haute pression (3, en grisé) dans la croûte océanique et les sédiments volcano-détritiques subductés (complexes leptyno-amphibolique). Le clivage de l'extrême marge gondwanienne débute (4), accompagné de la mise en place de granites alcalins mésocrustaux résultant de la fusion humide de la croûte dans les surfaces de clivage (5).
3. Dévonien moyen-supérieur (385-355 Ma). Accentuation du clivage de la marge gondwanienne et empiement des écaïlles avec mise en place de granites d'origine méso- à infracrustale (1). Le blocage du système au S accélère la subduction au N et l'obduction de la croûte océanique correspondante (2) avec métamorphisme de haute pression (3 en grisé). Il y a début du clivage de la marge nord-atlantique, avec génération de granitoïdes infracrustaux.
4. Viséen (355-325 Ma). Le clivage des marges s'étend vers l'extérieur (1) (« phase sudète » des auteurs), précédé par le dépôt de flyschs (2) dans les bassins en flexion où peut se produire un volcanisme spilitique à rhyo-dacitique (3). En profondeur, l'empilement et le glissement des écaïlles détermine la mise en place de granites infracrustaux et, par remontée des isogéothermes, provoque un métamorphisme barrovien et une importante anatexie.
5. Namurien-Westphalien-Stéphanien inférieur (325-295 Ma). Les aires précocement tectonisées (au Dévonien inférieur et moyen) subissent un dernier serrage (« phase asturienne » des auteurs) verticalisant les structures (1) et se soulèvent par isostasie (croûte épaissie), donc s'érodent. Les produits alimentent les molasses houillères des bassins limniques (2) installés sur les premières failles normales qui traduisent le début du réamincissement crustal. Un volcanisme post-orogénique calcoalcalin à rhyolitique accompagne la montée de granites infracrustaux (3 et 4). À l'extérieur de la chaîne, la contraction affecte les bassins viséens et westphaliens (5).
6. Permien (295-250 Ma). La croûte se réamincit par étalement gravitaire généralisé de la chaîne le long de failles de détachement, individualisation de bassins sédimentaires intramontagneux (1), structuration de la croûte inférieure litée, fracturation et morcellement de la chaîne grâce aux grands décrochements, accompagnés d'ultimes manifestations volcaniques (2).

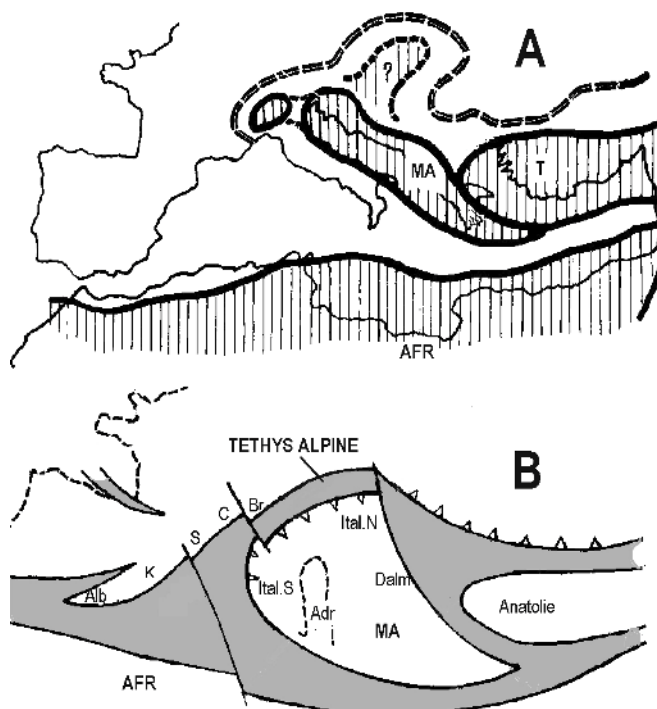


Fig. 10.38 A. Le microcontinent adriatique (MA) au cœur de l'arc alpino-carpathique. Ce microcontinent, jadis relié au continent africain (AFR), s'en est désolidarisé lors de la distension téthysienne, et s'émiette lui-même au Néogène, donnant ainsi naissance à la microplaque autour de laquelle se moule alors l'arc alpin.

B. Reconstitution très hypothétique de l'océan alpin au Crétacé moyen (100 Ma).

MA. microcontinent adriatique, Alb. Alboran, Adr. future mer adriatique, Br. Briançonnais, C. Corse, Dalm. Côte dalmate, Ital. N. Italie du nord, Ital. S. Italie du sud, K. Kabylies, S. Sardaigne, T. Taurus.

En grisé, le domaine océanique

10.6.1 La structure actuelle (fig. 10.39)

On la décrira dans le même sens que pour l'Himalaya, c'est-à-dire en allant de l'avant-pays vers le domaine océanique. La marge continentale européenne et les restes du domaine océanique s'observent dans les Alpes occidentales et centrales, la marge adriatique (insubrienne) dans les Alpes orientales.

a) La marge continentale européenne ou nord

Elle comprend deux parties classiquement désignées sous les noms de zones externe et interne.

La zone externe (dauphinoise, en France, *helvétique* en Suisse) montre une croûte continentale d'épaisseur normale (30 km environ). On est donc encore sur le continent européen lui-même. Le socle externe apparaît dans les *massifs cristallins externes*

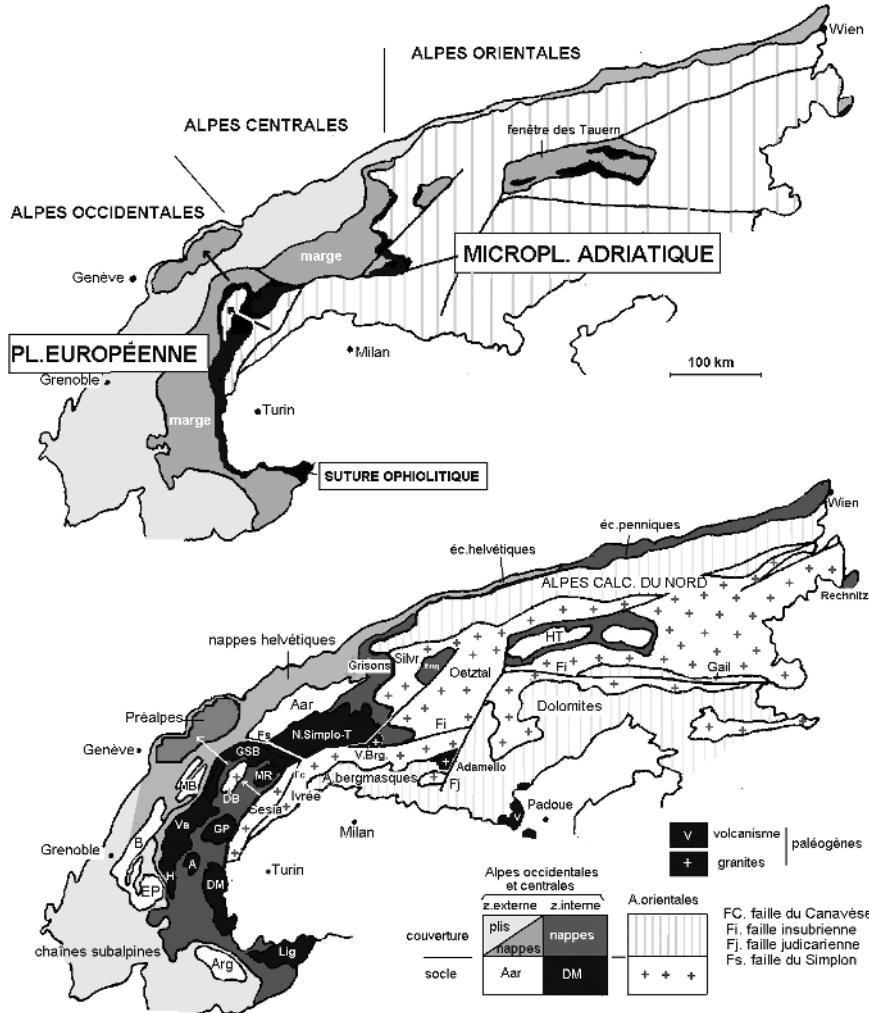


Fig. 10.39 Grandes unités paléogéographiques et structurales de la chaîne alpine.

A. Ambin, Arg. Argentera, B. Belledonne, DB. Dent Blanche, DM. Dora Maira, Eng. Engadine, EP. Ecrins-Pelvoux, GP. Grand Paradis, GSB. Grand St Bernard, H. Houiller briançonnais, HT. Hohe Tauern, MB. Mont Blanc, MR. Mont Rose, N. Simplo. Silv. Silvretta, T. nappes simplo-tessinoises, Va, Vanoise, VBrg. Val Bregaglia.

(Argentera, Ecrins-Pelvoux, Belledonne, Mont-Blanc, Aar), où l'on retrouve un matériel hercynien classique, assez semblable à celui du massif Central, mais dont le style alpin est celui de grandes écaillés redressées à la verticale et légèrement déversées vers l'extérieur de la chaîne. Les mesures par GPS indiquent que ces massifs se soulèvent actuellement d'environ 1 mm/an (= 1 km par Ma), ainsi que leur bordure subalpine ou helvétique. Les âges obtenus à partir des traces de fission dans l'apatite (4 à 6 Ma) indiquent que le soulèvement aurait commencé vers la fin du Pliocène.

La couverture sédimentaire de ce socle montre une série de plate-forme carbonatée plus ou moins subsidente suivant les points. Elle a été plissée au Miocène en donnant naissance aux chaînes subalpines¹, en même temps que le Jura et dans le même contexte mécanique, c'est-à-dire que la contraction a entraîné le sous-charriage du socle externe sous les unités alpines plus internes.

La couverture, décollée dans les évaporites du Trias et, parfois, dans les marnes liasiques ou crétacées, se replie en écailles ou plis-faille à valeur de duplex, à vergence externe, bien visibles dans les chaînes subalpines françaises (fig. 10.40).

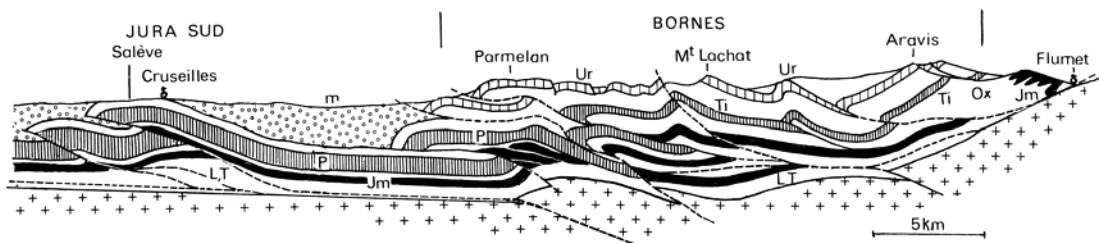


Fig. 10.40 Style tectonique du massif des Bornes (chaînes subalpines de Savoie).

La profondeur et le style du toit du socle sont contraints par le profil ECORS-Alpes (fig. 190) (d'après Guellec et al., 1989, C.R.A.Sc., p. 172, simplifiée).

Cette coupe fait ressortir la continuité de la couverture entre le Jura et les chaînes subalpines, ainsi que son découpage en écailles superposées : ce style est lié au sous-charriage du socle jurassien-dauphinois sous les massifs cristallins externes.

m. molasse miocène ou oligocène, Ci. Crétacé inférieur, Ur. Urgonien, P. Portlandien, Ti. Tithonique, Ox. Oxfordien, Jm. Jurassique moyen, L. Lias, T. Trias.

En Savoie et surtout en Suisse, la couverture du Mont-Blanc et de l'Aar est décollée et éjectée vers le NW en donnant les *nappes helvétiques* qui masquent largement la couverture autochtone du socle cristallin redressé. Ces nappes ont pris naissance avant le plissement des chaînes subalpines françaises, probablement à l'Oligocène, immédiatement après la structuration des zones internes dont certaines unités (dites *nappes préalpines*) les ont même chevauchées, constituant ainsi pour elles une surcharge de 2 000 à 3 000 m d'épaisseur.

La zone interne, ou plutôt **les zones internes** (dites *penniques* en Suisse), sont séparées de la zone externe par une importante surface de chevauchement (*chevauchement pennique frontal* ou *front pennique*), surtout nette en France

Ces zones internes représentaient, au Jurassique et au Crétacé inférieur, l'ancienne marge continentale du continent européen, c'est-à-dire une zone à croûte amincie, de plus en plus disloquée aux approches de l'océan téthysien par le rifting habituel

1. Ce plissement débute plus tôt dans les chaînes subalpines méridionales car celles-ci ont subi le contrecoup du plissement pyrénéo-provençal au Crétacé supérieur et à l'Eocène supérieur, d'axe E-W. Il en résulte un entrecroisement de ces plis précoces et de ceux du Néogène qui suivent, quant à eux, la courbure de l'arc alpin.

des marges passives (fig. 10.50). On avait donc là, juxtaposés, des blocs plus ou moins basculés, des horsts et des grabens, séparés par des failles normales qui pourront rejouer en failles inverses lors du raccourcissement tertiaire (« inversion tectonique »).

Grâce à leur couverture sédimentaire, la stratigraphie permet de distinguer dans cette marge une succession de domaines à la fois paléogéographiques et structuraux qui diffèrent suivant les secteurs.

Dans les Alpes occidentales (fig. 10.41), on y voit d'W en E (jadis, du N au S), c'est-à-dire de l'extérieur vers l'intérieur (fig. 10.50) : le domaine subbriançonnais, à valeur de graben complexe, passant vers le N au domaine valaisan où le caractère rift s'accroît, le domaine briançonnais, représentant le bloc majeur et le plus soulevé lors du rifting proprement dit, puisque ce bloc émerge au Lias, le domaine piémontais, représentant au contraire le ou les blocs les plus proches de l'océan téthysien, c'est-à-dire les plus immergés. C'est là que la sédimentation sera la plus monotone (et la plus métamorphisée lors du plissement).

Le socle de ces différents domaines est granito-gneissique, avec parfois un épais Carbonifère productif (« zone houillère » briançonnaise), probablement un bassin flexural tardi-hercynien classique, mais les fractions les plus internes du Briançonnais

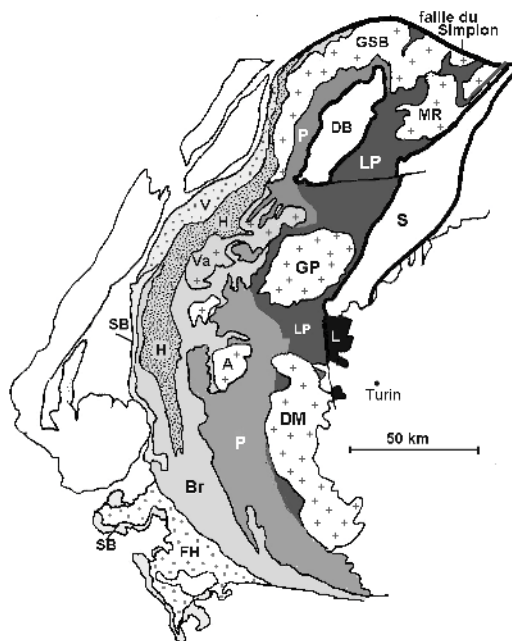


Fig. 10.41 Zones stratigraphiques et structurales des Alpes occidentales.

A. Ambin, Br. Briançonnais, DM. Dora Maira, FH. Flysch à helminthoïdes, GSB. Grand St Bernard, H. Zone houillère briançonnaise, L. Lanzo, LP. Liguro-Piémontais, M. Mont Rose, P. Piémontais, SB. Subbriançonnais, V. Valaisan, Va. Vanoise.

La Dent Blanche (DB) est une klippe austroalpine posée sur le Pennique. La zone Sesia (S) est généralement considérée comme sa racine.

(Grand St Bernard-Vanoise, Ambin) et du Piémontais (Mt Rose, Grand Paradis, Dora-Maira p.p.) montrent des ensembles fortement recristallisés qui n'évoquent plus les séries du massif Central.

Dans la fraction suisse des Alpes occidentales, ces massifs de socle, mieux dégagés par l'érosion montrent un style en « plis penniques » à savoir de longs plis couchés très souples, à schistosité de flux. Ils sont à vergence nord mais, en fin d'évolution, le resserrement de l'édifice a provoqué un « pli en retour » qui fait que les « racines penniques » sont à déversement sud (fig. 10.42). Ce style est supposé se retrouver dans les Alpes franco-italiennes (coupes A et B).

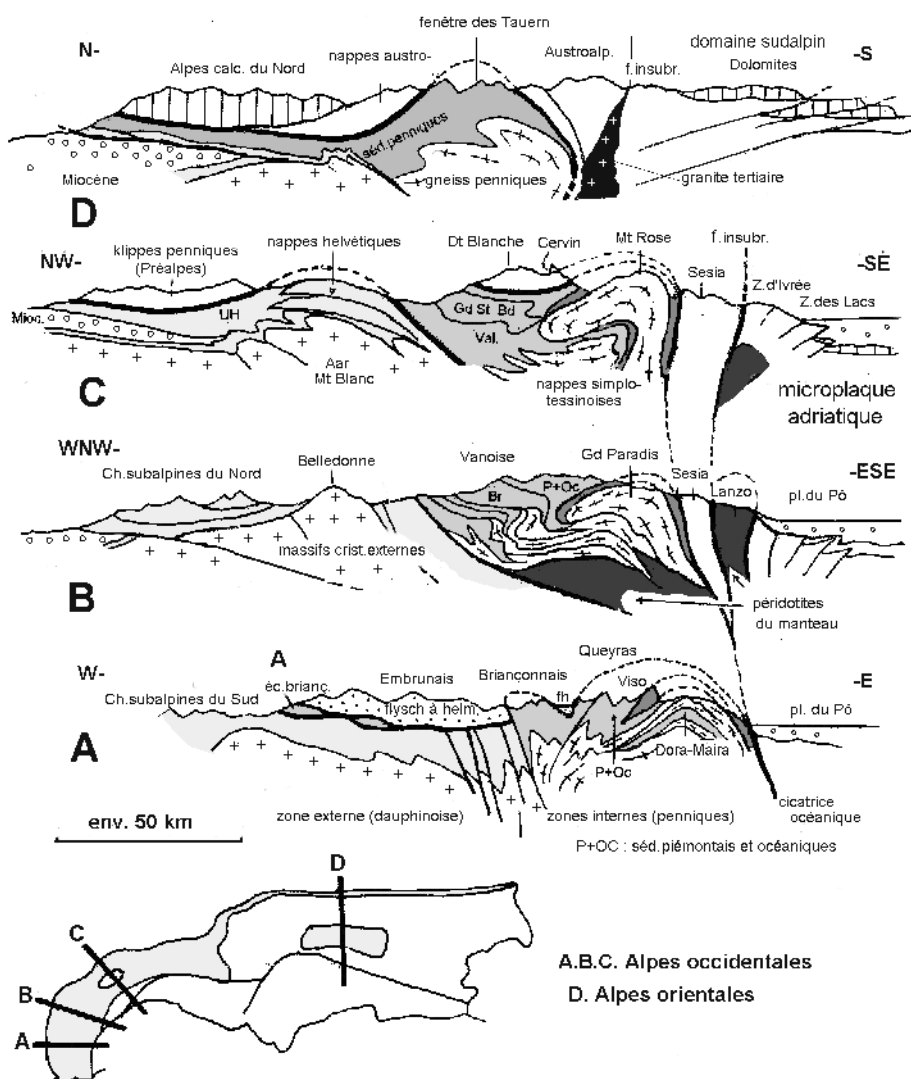


Fig. 10.42 Coupes simplifiées dans les différents tronçons de la chaîne alpine (hauteurs multipliées par 5).

Des lambeaux de couverture sont pincés entre ces noyaux gneissiques, sans que l'on sache toujours s'il s'agit de leur couverture primitive ou d'une couverture de substitution. De toute façon, les contacts sont tellement étirés que leur nature primitive reste le plus souvent incertaine. Ceci d'autant plus qu'un métamorphisme à faciès schiste vert, parfois superposé à un métamorphisme à faciès schiste bleu (de haute pression et basse température) affecte le tout. Les âges de métamorphisme évoluent entre 40 et 35 Ma, soit donc l'Éocène supérieur, qui serait l'âge de la mise en place de cet édifice pennique, son resserrement tardif étant néogène.

On conçoit que dans ce contexte tectonique et métamorphique, les sédiments mésozoïques soient peu déchiffrables en particulier ceux de la zone piémontaise, la plus écrasée. Certes, comme ces derniers appartenaient encore à la marge continentale, ils montrent un Trias basal, un Lias encore reconnaissable par places (bélemnites) et pas d'ophiolites. Mais leur intrication avec les sédiments voisins, et contemporains, de l'océan téthysien, rend l'analyse difficile. On les groupait donc sous le nom de « Schistes lustrés ». Le déchiffrement récent de ces derniers fait que ce terme n'a plus qu'une valeur historique, qui est cependant commode pour des descriptions ou des figures synthétiques.

Dans les Alpes centrales (fig. 10.43), le tableau est complètement différent : les ensembles précédents font en effet place à des unités sédimentaires nouvelles, parmi lesquelles la zone valaisanne notamment prend une importance particulière. On y

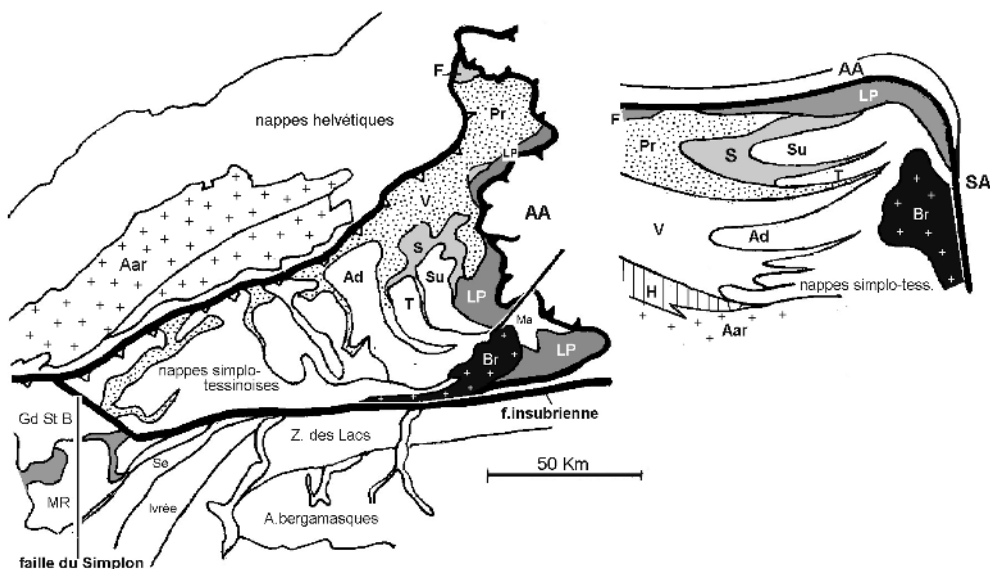


Fig. 10.43 Schéma structural très simplifié et coupe des Alpes centrales.

AA. Austroalpin, Ad. Adula, Br. granite du Val Bregaglia, F. Falknis, Gd St. B. nappe du Grand St Bernard (Briançonnais), H. Helvétique, LP. Schistes ophiolitifères liguro-piémontais, M. Mont Rose, Pr. Prätigau, S. écailles de Schams (aff. briançonnaises), SA. Sudalpin, Se. Sesia, Su. Suretta, T. Tambo

voit une épaisse série de schistes métamorphiques, les « Schistes lustrés des Grisons », d'âge liasique à Paléocène, et de faciès calcaire dominant.

Ce qui est surtout important est que ce sillon se met en place sur une suture ophiolitique finihercynienne, marquée par quelques lames d'ultrabasites datés de 340 Ma environ. Elle est peut-être à l'origine de la discontinuité majeure que représente le chevauchement pennique frontal entre zones externe et interne.

Ces ultrabasites, longtemps considérées comme téthysiennes, sont à l'origine de la notion d'océan valaisan qui a inspiré les reconstitutions paléogéographiques de ces dernières décennies. En fait, le sillon valaisan n'a rien d'océanique. Il montre cependant des basaltes synsédimentaires sous-marins d'âge jurassique et crétacé inférieur. Il s'agit donc d'un sillon à croûte amincie et fracturée, de type rift. Il n'y a pas de sédiments franchement océaniques non plus, mais une série calcaréo-marneuse monotone, plus ou moins détritique, dont la plus grande partie est d'âge crétacé supérieur. Enfin son socle est granito-gnessique (*nappes simploniques* et massif de l'Adula).

D'autres unités sédimentaires de ces Alpes centrales (Schams, Falknis) évoquent vaguement le Briançonnais sans le calquer. Le flysch du Prätigau, enfin, serait d'affinités piémontaises.

Ces unités sédimentaires enveloppent des noyaux cristallins de style pennique (nappes de Tambo et de Suretta). Ces unités se corrélaient si difficilement avec celles des Alpes occidentales qu'on les pense séparées d'elles par une zone transformante datant de l'expansion téthysienne.

En tout cas, au dessus, on retrouve les Schistes lustrés liguro-piémontais à ophiolites (massifs de Platta et d'Arosa), sous le chevauchement austro-alpin.

Au-delà des Grisons, le Pennique n'apparaît plus que dans les fenêtres de l'Engadine et des Tauern, au travers des nappes des Alpes orientales. Dans la première seulement, on trouve une minuscule écaille calcaire, dite de la Tasna, lointaine et dernière évocation du Briançonnais (*fig. 10.44*), pincée entre les Schistes lustrés liguro-piémontais et ceux des Grisons.

b) Le domaine océanique

Il n'est plus représenté aujourd'hui que par des massifs ophiolitiques et leur ancienne couverture sédimentaire. Cet ensemble se suit de la Méditerranée aux Grisons, et, au delà, dans les fenêtres des Tauern et de Rechnitz (*fig. 10.39*).

Les ophiolites témoignent de l'existence d'une dorsale lente car il s'agit surtout de péridotites serpentinisées, n'ayant exsudé que peu de gabbros et de basaltes. Ces ophiolites dessinent grossièrement l'arc alpin même s'il s'agit de nappes dont la racine se situe probablement dans la zone d'écailles ophiolitifères succédant vers l'Est à l'ensemble Grand Paradis-Mont Rose.

Au-dessus des ophiolites, vient une série sédimentaire typiquement océanique qui n'a été déchiffrée que récemment car elle est métamorphique (auparavant elle était englobée, avec la série piémontaise, dans les « Schistes lustrés »). Elle débute par des radiolarites rouges qui ont donné des radiolaires de la fin du Jurassique moyen (– 150 Ma),

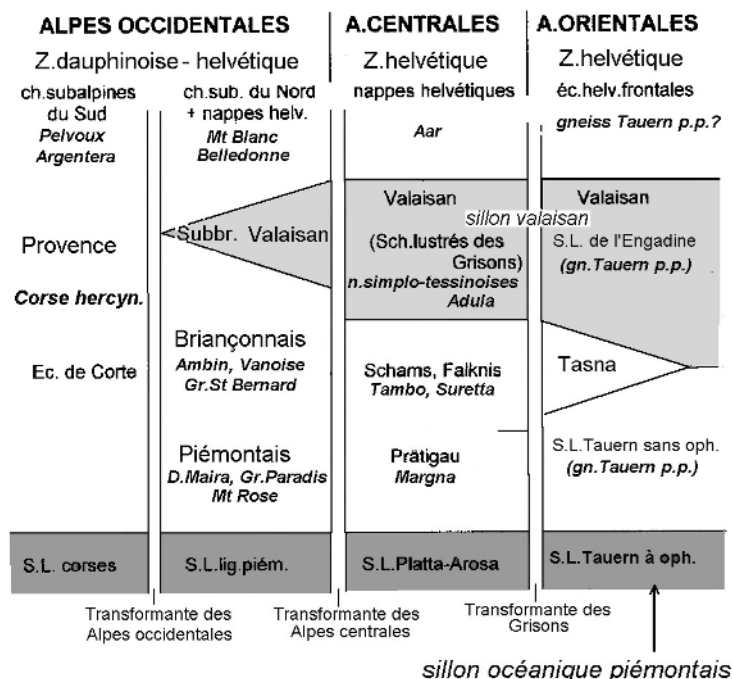


Fig. 10.44 Tableau résumant les positions respectives des différentes unités paléogéographiques.

Les termes géographiques en italiques correspondent à des massifs de socle cristallin ancien.

ce qui permet de dater de cette époque l'ouverture de ce domaine océanique, date confirmée par les âges absolus des ophiolites sous-jacentes les plus anciennes (160 Ma environ).

Viennent ensuite des calcaires pélagiques blancs attribués au Jurassique supérieur, puis des shales noirs (Crétacé inférieur et moyen) et enfin une épaisse série de calcaires plus ou moins marneux, datés du Crétacé supérieur par de très rares foraminifères miraculeusement conservés.

Cette série océanique est dite *liguro-piémontaise* en France et en Italie car elle se retrouve dans l'Apennin ligure. En Suisse, c'est la *zone de Zermatt-Saas*.

À peu près partout au long de l'arc alpin, une partie de ces sédiments océaniques crétacé supérieur a pu échapper au métamorphisme en se décollant très tôt et en glissant vers l'extérieur des Alpes en nappes gravitaires. Ainsi s'expliquerait, entre autres, le célèbre « flysch à helminthoïdes » (daté de l'extrême sommet du Crétacé, voire du Paléocène) que l'on retrouve maintenant en grandes klipptes sur la zone externe dans les Préalpes, l'Embrunais et les Alpes maritimes. Le matériel détritique de ce flysch étant d'affinité sudalpine, il est probable que cette formation provient des zones les plus internes du domaine océanique, en bordure du domaine sudalpin (fig. 10.45).

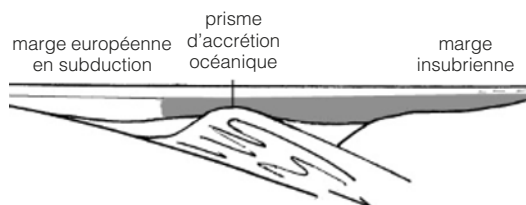


Fig. 10.45 L'océan alpin au Crétacé supérieur, déjà réduit par subduction, sous la marge austroalpine (AA). Les sédiments qui s'y déposent sont des calcaires pélagiques et du « flysch à helminthoïdes » (en miniature) au voisinage de la marge.

c) La marge continentale adriatique (= insubrienne)

À peine représentée sur la transversale des Alpes franco-italiennes, elle se développe largement dans les Alpes orientales et méridionales qu'elle constitue presque dans leur totalité (fig. 10.39).

Sur le versant italien des Alpes occidentales, elle est représentée par de longues lanières gneissique, la zone Sesia et la zone d'Ivrée (fig. 10.47), cette dernière représentant un des rares affleurements connus au monde de croûte continentale inférieure (voir. p. 2). On voit même affleurer, dans le massif de Lanzo, au nord de Turin, des péridotites considérées comme une remontée du manteau insubrien qui se serait faite lors de la collision alpine. On comprend donc que cette région soit le siège d'une importante anomalie gravimétrique, dite anomalie d'Ivrée, connue depuis longtemps, et dont l'interprétation sera donnée plus loin.

Dans les Alpes orientales, la marge s'étale largement et l'on peut y distinguer deux parties.

- Une partie N chevauchant le prolongement des Alpes occidentales, et découpée en plusieurs nappes. Ce sont les nappes austroalpines, avec un socle ancien, précambrien à primaire (nappe de la Silvretta-Oetztal) et une couverture secondaire, elle-même décollée et charriée indépendamment vers le nord où elle forme les *nappes des Alpes calcaires du Nord*.

Le caractère charrié de cet ensemble est prouvé par l'existence de deux grandes fenêtres, Tauern et Engadine, où réapparaissent des massifs gneissiques, de type Aar ou de type Briançonnais interne (Acceglio), enveloppés d'une couverture helvétique-pennique difficile à déchiffrer en raison de son métamorphisme. Et, d'autre part, par la klippe de la Dent-Blanche et du Cervin (dont les racines, discutées, seraient la zone Sesia ou celle d'Ivrée suivant les auteurs), ainsi que par le repos des Alpes calcaires du Nord sur le Miocène périalpin (superposition démontrée par de nombreux forages et quelques minuscules fenêtres).

- Une partie sud, dite « sudalpine » (Alpes méridionales des géographes), séparée de l'Austroalpin par une fracture importante, la *faille insubrienne*, dite aussi « ligne du Gail ». C'est un décrochement dextre d'environ 80 km de rejet horizontal,

qui représente l'état actuel du front du « poinçon adriatique », c'est-à-dire le véritable bélier qui, au Néogène, en glissant vers l'Ouest, a donné sa forme à l'arc alpin.

Ce décrochement est accompagné par des granites syntectoniques (plus exactement des granodiorites), datés de l'Oligocène (32-30 Ma), dont les principaux affleurements sont ceux du Val Bregaglia et de l'Adamello. Le second montre une queue effilée vers l'W, manifestant bien le jeu dextre de la faille insubrienne, et ce dès l'Oligocène (*fig. 10.43*).

Il existe aussi un volcanisme calco-alcalin de cet âge dans la région de Padoue (Monti Euganei).

La zone sudalpine comprend un socle ancien, précambrien à primaire, très différent du socle hercynien plus externe, puisqu'il montre un Carbonifère et un Permien marin à fusulines, et une couverture sédimentaire (à laquelle appartiennent les Dolomites) témoignant d'une paléogéographie assez variée de cette marge insubrienne de l'océan alpin. Celle-ci, comme la marge européenne, était accidentée de horsts et de grabens dont le détail n'a pas sa place ici.

Sa structure tectonique, apparemment simple en surface, révèle en fait des clivages crustaux assez importants entraînant des chevauchements plats à vergence sud (*fig. 10.46*). Ils sont d'âge néogène. Par leur symétrie avec les chevauchements dauphinois et helvétiques, ils donnent à la chaîne achevée une structure à double déversement.

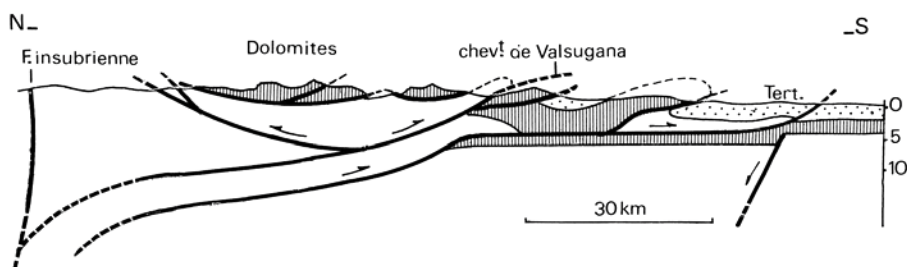


Fig. 10.46 Coupe schématique de la zone sudalpine au niveau des Dolomites (d'après Doglioni, 1987).

Le raccourcissement néogène donne des structures à vergence S compliquées par un chevauchement antithétique dans le N des Dolomites.

Socle paléozoïque en blanc, couverture mésozoïque (incluant le Permien supérieur) en hachuré vertical.

10.6.2 Structure profonde de la chaîne alpine

Elle est maintenant mieux connue grâce aux profils géophysiques qui y ont été réalisés depuis une vingtaine d'années.

a) Alpes occidentales (*fig. 10.47 et 10.48*)

Le profil ECORS, pratiqué dans les Alpes de Savoie et du piedmont turinois, y montre une racine atteignant 50 à 60 km de profondeur à la verticale des zones internes.

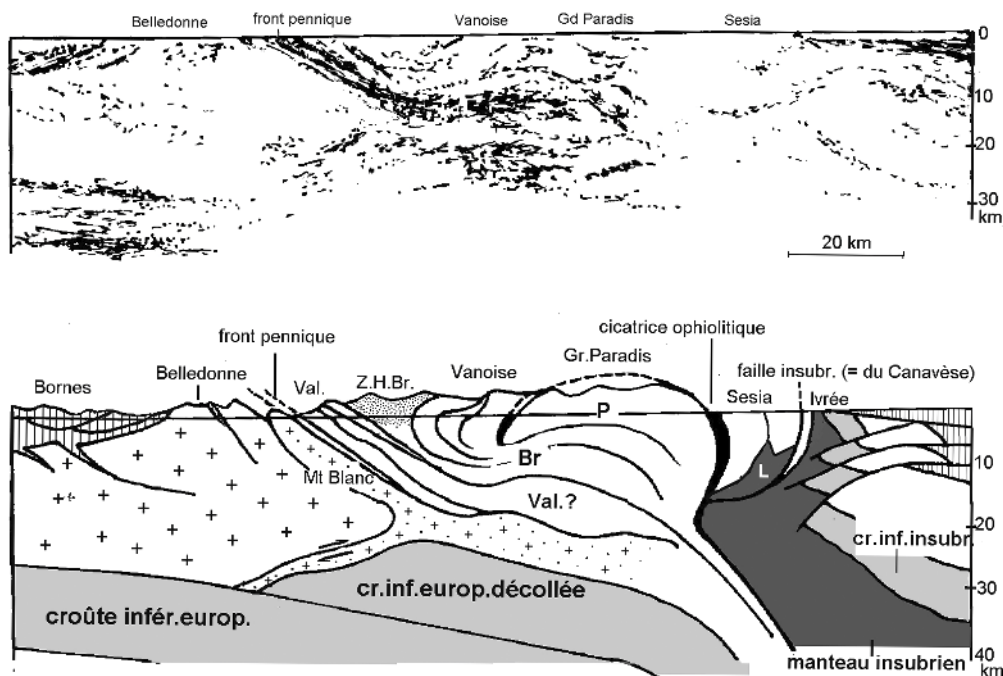


Fig. 10.47 Profil ECORS dans les Alpes franco-italiennes
(inspiré de S.Schmid et E.Kissling, 2000, simplifié).

Br. Briançonnais, P. Piémontais, Val. Valaisan, ZHBr. Zone houillère briançonnaise.
Croix : croûte supérieure européenne non amincie.

Elle est due d'abord au sous-charriage du socle dauphinois sous l'édifice des zones internes. La rareté des réflecteurs sous le massif de Belledonne suggère qu'il serait constitué d'un faisceau de claveaux plus ou moins redressé à la verticale, conformément d'ailleurs aux données de surface.

La racine doit aussi son origine aux structures situées sous l'ensemble Vanoise-Grand Paradis. De haut en bas, on y voit d'abord la superposition de nombreuses lames grano-gneissiques ployées en voûte, résultant du clivage de la croûte supérieure pennique, lames que l'on attribue classiquement aux socles briançonnais et piémontais. Au dessous, les choses sont plus conjecturales et ont fait l'objet d'interprétations différentes. Compte tenu de la densité des roches mises en jeu, il semble cependant acquis que la croûte inférieure européenne a été dédoublée, ce qui implique son clivage, puis son décollement sous l'effet de la poussée vers l'Ouest du manteau apulo-insubrien.

Le plan de refolement est difficile à dessiner à cause de l'absence de réflecteurs, ce qui montre qu'il est assez fortement redressé. Diverses données, sismiques et gravimétriques font penser à un plan incliné vers l'Est à 70° environ, ce qui provoque la remontée du manteau vers la surface (anomalie gravimétrique d'Ivrée) et même, localement, sa mise à l'affleurement (massif de Lanzo), associé à une lame de croûte inférieure (zone d'Ivrée).

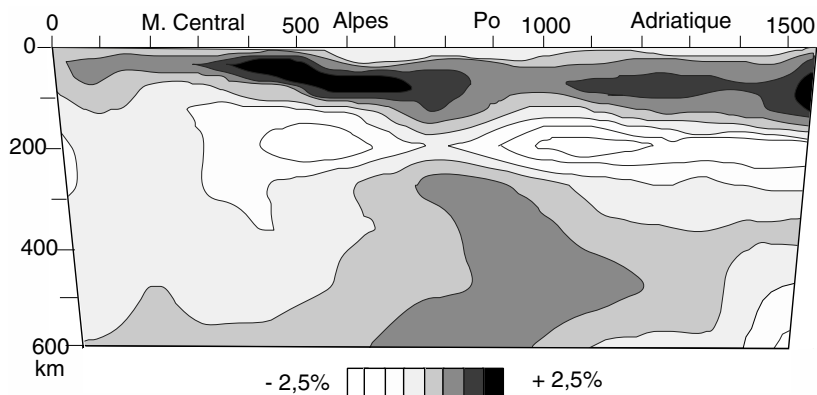


Fig. 10.48 Profil de tomographie sismique suivant la même transversale.

On remarque l'épaississement de la lithosphère et son plongement vers l'E. La zone froide située au-delà de 250 km de profondeur sous la plaine padane pourrait représenter un lambeau de lithosphère détaché, s'enfonçant dans l'asthénosphère. Cette coupe est extraite d'un profil WNW-ESE Rennes-Lyon-Milan-Dubrovnik, d'après Spakman, Geol. Utracicht, 1996).

► Alpes centrales et orientales (fig. 10.49)

On y voit toujours l'enfoncement de la croûte inférieure européenne sous la totalité de l'édifice mais, à la différence des Alpes occidentales, la marge sudalpine s'enfonce ici sous la croûte supérieure européenne, ce qui est une forme de collision nouvelle et particulière. Il y a, évidemment, absence corrélatrice de remontée du manteau (l'anomalie gravimétrique d'Ivrée, qui la traduit, cesse, comme on l'a dit, au passage de la faille du Simplon).

Dans les Alpes centrales (fig. 10.49 A), on remarquera que la *faille insubrienne* met en contact la zone sudalpine, à couverture sédimentaire non métamorphique, et l'édifice des nappes penniques montrant ici les unités les plus profondes et les plus métamorphiques, c'est-à-dire les nappes simplio-tessinoises. Le rejet vertical est de l'ordre de plus de 20 km, ce qui est un cas presque unique au monde.

Dans les Alpes orientales (fig. 10.49 B), on observe un grand plan de cisaillement incliné vers le sud et aboutissant en surface à la vallée de l'Inn. Il cisaille la totalité de l'édifice. Si on le couple avec les cisaillements à pente nord que révèle la faille insubrienne, d'une part, le chevauchement de Valsugana dans les Dolomites, de l'autre, on voit se matérialiser, à l'échelle crustale, un dièdre de cisaillement induit par un raccourcissement N-S, évidemment induit par le poinçonnement insubrien.

10.6.3 L'évolution structurale de la chaîne alpine

On voit s'y succéder une période de distension et une autre de compression.

a) La période de distension

Elle va du Trias à la fin du Crétacé inférieur.

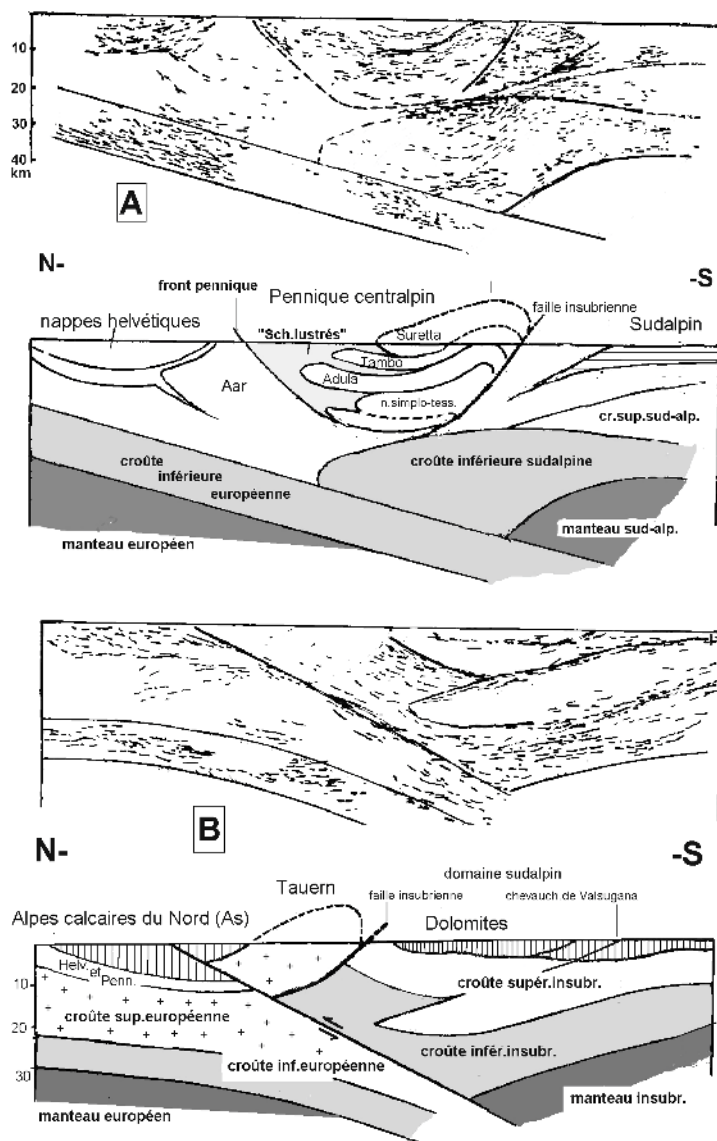


Fig. 10.49 Structure profonde des Alpes centrales (A) et orientales (B).

Dans le profil des Alpes orientales, la structure profonde de l'antiforme des Tauern est encore sujette à discussion. On a choisi ici l'hypothèse qui la rend le plus conforme à la logique de collision qu'exprime le profil des Alpes centrales.

Il faut toutefois signaler que, dans ces mêmes Alpes orientales, une hypothèse récemment développée par Schmid et al. (2004), propose qu'à l'inverse du schéma présenté ici, la lithosphère apulienne s'enfoncerait sous la lithosphère européenne, donc vers le N. Cette hypothèse s'accorde assez mal avec les données du profil ECORS et n'a pas été retenue ici.

Inspiré de S.M. Schmid, 1996, *Tectonics*, (15, n° 5), p. 1036-1064, pour les Alpes centrales, et de TRANSALP Working Group, 2002, *Geophys. Letters*, (29, n° 10), p. 92 (1-4)

À la fin du Trias, le futur domaine alpin était une immense plate-forme carbonatée au sein de laquelle s'ouvre le premier sillon téthysien, celui de Hallstatt, dans les Alpes orientales préfigurant la limite entre Austroalpin et Sudalpin (future faille insubrienne), mais il avorte et n'aboutit pas, semble-t-il, à une véritable fissure crustale à fond océanique, au moins dans le domaine alpin, à la différence de son prolongement dans les Carpathes.

Au Lias, un deuxième sillon apparaît dans les Alpes occidentales, parallèlement au premier. Il est l'amorce du futur océan alpin car, dès la fin du Jurassique moyen, la croûte océanique y apparaît. Comme on l'a dit (p. 56), les « épaules » de cette fissure se soulèvent en provoquant l'émergence de certains des blocs faillés qui la constituaient, notamment le bloc briançonnais qui est émergé pendant le Lias et une partie du Jurassique moyen. Les effets de la distension se font sentir assez loin sur chacune des bordures du rift en y dessinant des blocs ou des lanières qui correspondent aux principales zones paléogéographiques (*fig. 10.50*).

Parmi celles-ci, il est possible que la zone subbriançonnaise et son prolongement valaisan aient représenté l'amorce d'un véritable rift mais qui n'ira pas, comme on l'a dit, au stade de fissure crustale et de sillon océanique. Il y a là, en tout cas, un hiatus important dans le bâti européen.

Plus loin encore vers le N ou l'W, c'est-à-dire dans la zone externe, on continue à observer ce style de horsts-grabens, ou de blocs basculés dissymétriques, au niveau des massifs cristallins externes où le plissement alpin ultérieur ne les a pas trop déformés. Ils nous donnent, en plus petit, une image de ce qui s'est passé à plus grande échelle sur les marges proprement dites de l'océan téthysien.

Au Jurassique supérieur, l'ouverture de cet océan était déjà suffisante pour que, par subsidence thermique, les marges s'immergent, ce que montre la généralisation des faciès pélagiques dans toutes les zones alpines.

Le maximum d'extension de l'océan alpin est atteint au Crétacé inférieur, soit donc 50 Ma après l'ouverture, ce qui, avec le taux d'expansion océanique moyen des dorsales lentes (1 à 2 cm/an) donne à l'océan alpin une largeur de l'ordre de 500 à 1 000 km, largeur suffisante pour la présence de plaines abyssales à -5 000 m. Sa forme est évidemment très difficile à reconstituer, d'autant plus qu'il était certainement coupé en tronçons successifs par des failles transformantes qui pourraient être à l'origine des discontinuités structurales que l'on retrouve dans la non-continuité des unités penniques (*fig. 10.44*).

b) La période de compression

Elle correspond à la fermeture du sillon liguro-piémontais.

Cette période se présente différemment dans les Alpes occidentales et les Alpes orientales, non seulement dans le style de la collision mais dans la chronologie des phénomènes, ce qui suggère, une fois de plus, l'existence d'une faille ou d'un faisceau de failles transformantes séparant les deux ensembles.

Pour simplifier, on traitera seulement le cas des **Alpes occidentales** (*fig. 10.50*).

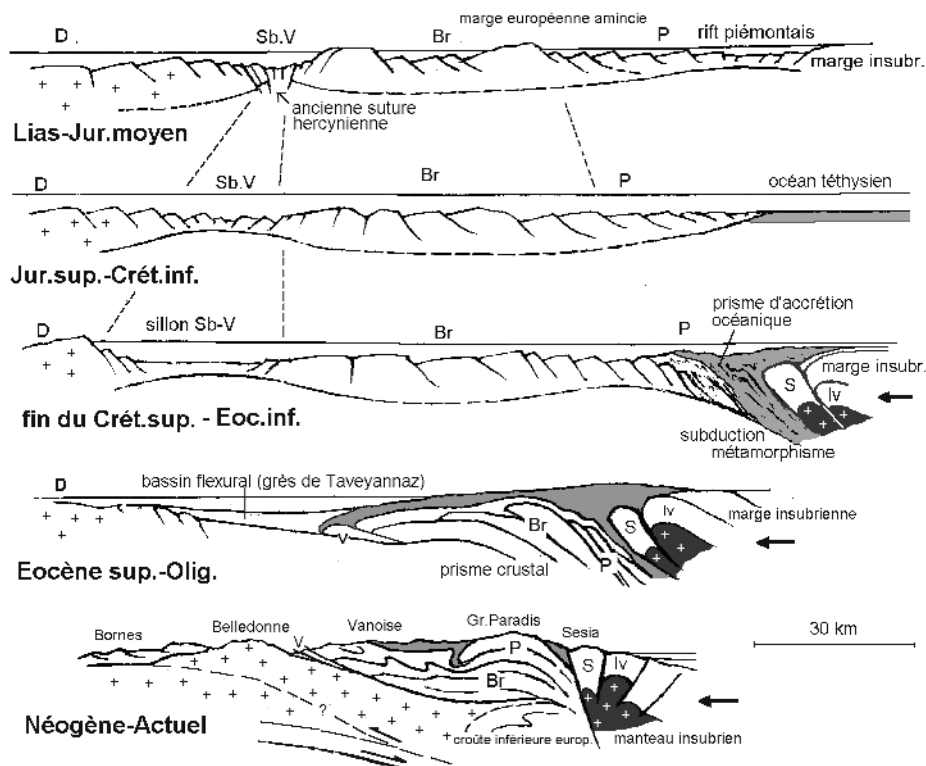


Fig. 10.50 Évolution structurale simplifiée des Alpes occidentales.

Br. Briançonnais, D. Dauphinois, Oc. domaine océanique, P. Piémontais, SA. domaine sudalpin,

SB-V. Subbriançonnais-Valaisan. Croix : croûte européenne d'épaisseur normale.

Trois accumulations d'écaïlles vont s'y succéder, d'échelle de plus en plus vaste, à savoir un prisme océanique, un prisme crustal, un prisme lithosphérique.

Le *prisme océanique* se met en place au Crétacé supérieur, au cours de la subduction de l'océan liguro-piémontais sous la marge sudalpine. Tandis que la sédimentation se poursuit en surface, la marge en question, devenue marge active¹, s'avance vers le NW ou le N en raclant les sédiments océaniques qui la précédaient. Elle détache aussi des lambeaux de la croûte océanique plongeante. Ainsi s'édifie un prisme d'accrétion (arc sédimentaire), à matériel océanique (ophiolites et sédiments divers, dont le flysch à helminthoïdes), tandis que sa partie profonde est engloutie dans la zone de subduction. Cet arc sédimentaire arrive au contact de la marge européenne à l'Éocène. Ses parties supérieures (flysch à helminthoïdes, notamment) s'en détachent et glissent alors en nappes gravitaires sous-marines sur cette marge.

1. L'absence de volcanisme sur cette marge active n'a pas reçu, pour l'instant, d'explication satisfaisante. Une possibilité est que cet arc ait existé mais ait été entièrement subduit.

Un **premier prisme tectonique**, d'échelle crustale, se met en place à l'Éocène supérieur-Oligocène et représente les premiers effets de la collision proprement dite en ce sens qu'il est formé de l'empilement de lames de la croûte européenne déjà amincie et fracturée comme toutes les marges passives.

En outre, le matériel océanique ayant été complètement absorbé, la partie la plus interne de cette marge briançonnais-piémontaise entre à son tour en subduction vers –45 Ma. Il s'agit alors d'une subduction intracontinentale, si bien que la faible densité du matériel mis en jeu la stoppe 4 ou 5 Ma plus tard. Mais une partie de ce matériel léger englouti a été métamorphisée en faciès de haute pression. Elle va remonter rapidement et être ainsi « éjectée » vers la surface en nappes plus ou moins ductiles dès que la subduction cessera.

Cet empilement de nappes à matériel métamorphique s'intriquant avec le matériel océanique ophiolitifère, lui-même métamorphique, constitue le prisme crustal évoqué précédemment, qualifié de « pennique » puisque, pour l'instant, seules les zones internes sont affectées.

Son poids fait fléchir la croûte sous-jacente. Ainsi se dessine à la périphérie de l'édifice une sorte de sillon qui reçoit la mer alpine résiduelle, ainsi que les dépôts détritiques arrachés aux reliefs. C'est la ceinture des grès et flyschs éocène supérieur-oligocènes qui court de la Savoie aux Alpes maritimes (grès de Taveyannaz, des Aiguilles d'Arves, du Champsaur, d'Annot) et montre les traces d'un volcanisme distensif calco-alcalin dont on reparlera plus loin.

Quelques millions d'années plus tard, après la crise de plissement du Néogène, un nouveau sillon flexural périalpin se dessinera à l'extérieur du précédent, mais sans volcanisme, conduisant cette fois la mer miocène jusqu'en Suisse.

Pour en revenir au prisme crustal éocène supérieur-oligocène, l'empilement des nappes et leur métamorphisme se font dans des conditions mécaniques et thermiques complexes qui méritent quelques précisions.

c) Le métamorphisme alpin

1. Il existe d'abord un *gradient de pression vers l'intérieur de la chaîne* (fig. 10.51). De la zone externe à la zone de collision proprement dite, on passe de roches non métamorphiques à des éclogites dans les ophiolites ou des schistes à glaucophane (« schistes bleus ») dans les massifs cristallins internes et leur couverture, soit donc des faciès de haute pression-basse température. Ils sont liés au phénomène de subduction, puisque les pressions nécessaires à ces faciès impliquent un enfoncement de plusieurs dizaines de kilomètres, tandis que les basses températures impliquent un matériel froid qui a dû remonter rapidement pour échapper au réchauffement.

Mais ce qui complique les choses c'est que, au terme de cette remontée, le matériel va se trouver dans les conditions d'un nouveau métamorphisme, de pression moindre et de température légèrement plus élevée, le faciès « schiste vert » (à chlorite et albite), impliquant une remontée suffisamment rapide pour ne pas avoir fait disparaître complètement les paragenèses de HP.

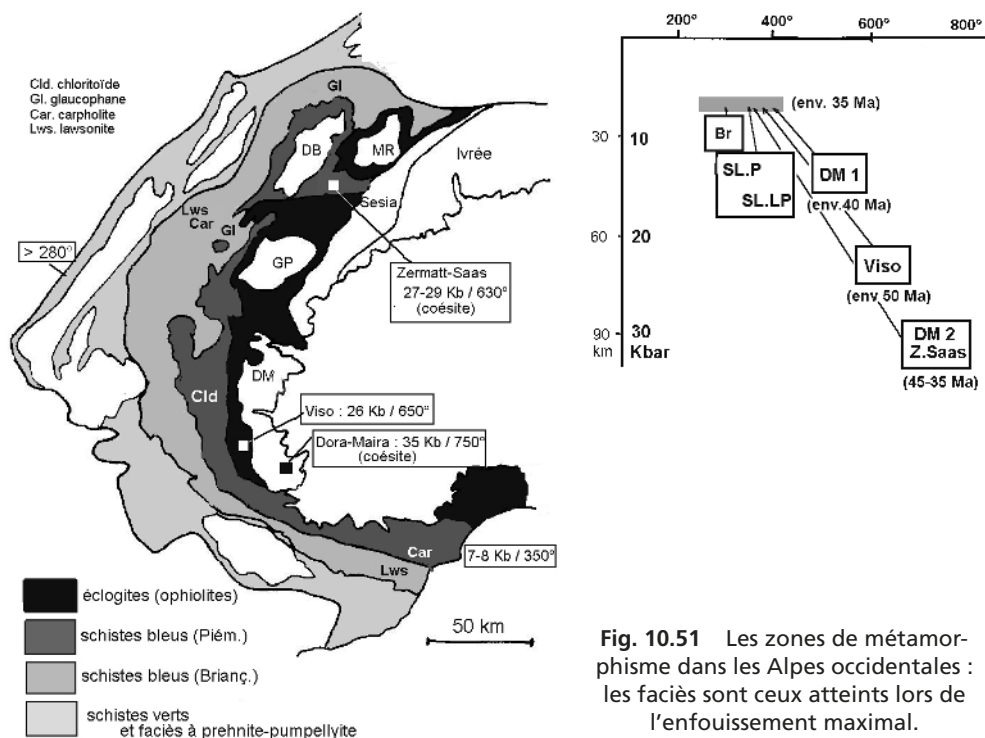


Fig. 10.51 Les zones de métamorphisme dans les Alpes occidentales : les faciès sont ceux atteints lors de l'enfouissement maximal.

Le dessin annexe indique les profondeurs atteintes par divers ensembles penniques et les dates probables correspondantes. La barre en gris où convergent les flèches (itinéraires de retour vers la surface) symbolise le faciès schiste vert qui va reprendre et partiellement effacer les recristallisations antérieures.

D'après Agard et Lemoine, 2003, fig. 42 et 43, simplifiée.

2. D'une zone à l'autre, l'augmentation du degré de métamorphisme n'est pas progressive, mais *discontinue*, chaque contact anormal correspondant à un saut de métamorphisme pouvant aller jusqu'à plusieurs kilobars. Les contacts tectoniques actuellement visibles ne sont donc plus ceux de l'empilement primitif des unités au moment où elles ont été recristallisées.

3. Les minéraux de métamorphisme, surtout ceux de HP-BT, ont permis la mesure d'âges absolus qui apportent des contraintes à la reconstitution du processus d'enfoncement et de remontée. Les faciès de haute pression sont datés de 50 à 40 Ma (Éocène moyen et supérieur), le faciès schiste vert de 38 à 35 Ma (Éocène supérieur).

Le processus du métamorphisme alpin peut donc être décrit comme suit. La subduction faisant disparaître l'océan alpin a lieu au Crétacé supérieur mais, lors de la collision éocène, le matériel englouti l'était si profondément qu'il n'est pas remonté, si bien que nous ne le connaissons pratiquement pas en affleurement et n'avons donc pas d'âge absolu correspondant. Comme seuls les derniers éléments entrés en subduction ont quelque chance de remonter à la surface en raison de leur

légèreté relative, ce seront ceux dont on datera la recristallisation (50 à 40 Ma). Leurs minéraux impliquent qu'ils seraient descendus à 40 ou 50 km de profondeur, exceptionnellement 100 km pour ceux (rares) qui contiennent une variété de silice, la coésite, de très haute pression.

Le matériel ainsi métamorphisé remonte ensuite jusque vers –10 à –5 km pour trouver les conditions du faciès schiste vert.

d) La mise en place des nappes

On pense qu'elle s'est réalisée, pour sa plus grande part, par sous-charriage (*underplating* des auteurs anglosaxons), c'est-à-dire par la mise en place successive de lames superficielles, froides, issues du front de la chaîne, lames qui s'enfilent sous les unités plus internes. Elles forment ainsi un écran thermique qui ralentit la montée des isogéothermes, et, en même temps, soulève la pile des ensembles déjà charriés en les rapprochant de la surface où règne l'érosion. Ces deux faits favorisent un refroidissement relativement rapide et expliquent que les paragenèses de haute pression-basse température soient en partie conservées.

e) Cas particulier du massif simplio-tessinois (ou lépontin) (fig. 10.52)

L'évolution du métamorphisme alpin, telle qu'elle vient d'être décrite, se complique au niveau du massif simplio-tessinois. Là, le matériel HP dû à la subduction est effacé à cause d'un réchauffement anomal à la base du prisme d'accrétion tectonique. Vers –30 à –25 Ma, il y apparaît un métamorphisme de moyenne pression

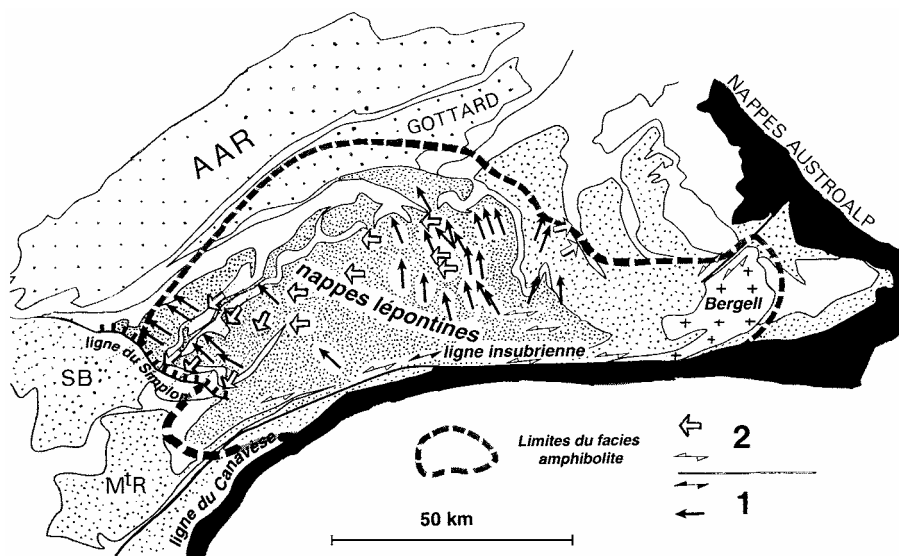


Fig. 10.52 Le dôme thermique lépontin (d'après Merle et al., 1986, in Jolivet 1995, simplifié).

Les flèches indiquent les linéations et déplacements d'âge éocène supérieur (1) et néogène (2).

(5-7 Kb, soit 15 à 20 km de profondeur) et de température élevée (jusqu'à 600-700°) traduit par des faciès allant du schiste vert au faciès amphibolite. Il y a même de l'anatexie dans les gneiss les plus profonds. Autrement dit, le massif simplo-tessinois devient un dôme thermique que l'on peut considérer comme un « metamorphic core complex » (m.c.c. « lépontin » des auteurs).

Le fort flux thermique qui est à son origine est actuellement interprété comme lié à un phénomène de « détachement » de la racine lithosphérique alpine et à la montée consécutive de l'asthénosphère. Ce détachement est manifestement une conséquence de la croissance de cette racine au cours de la crise éocène.

f) Le magmatisme et le volcanisme paléogènes

Le flux thermique que l'on vient d'évoquer se traduit aussi par la mise en place, à la fin de l'Éocène et surtout à l'Oligocène inférieur, des granodiorites calcoalcalines de l'Adamello (45-28 Ma), du val Bregaglia, Biella et Traversella (32 à 27 Ma), ainsi que des andésites de la zone du Canavèse (33 à 29 Ma). Sans oublier celles, détritiques, du sillon des flyschs dauphinois, type Taveyannaz (32 Ma). Ces roches se mettent en place suivant des cassures plus ou moins importantes (faille insubrienne, faille du Canavèse).

Un deuxième prisme tectonique, cette fois, d'échelle lithosphérique, se forme à partir de 30 Ma (Oligocène supérieur) et pourrait être encore en formation. Il intéresse toute la chaîne (prisme « alpin »), en ce sens que, sous l'effet du raccourcissement qui s'accroît, l'avant-pays s'enfonce sous l'édifice des nappes internes, en provoquant un certain écaillage des massifs cristallins externes et le plissement des chaînes subalpines. Ce sous-charriage augmente l'épaississement crustal tandis que les zones internes se bombent en un grand « pli de fond » (surtout net en Suisse).

D'une façon plus générale, c'est une époque de soulèvement des zones internes, que l'on peut dater par les traces de fission sur apatite. Les âges les plus anciens de cette exhumation sont de l'ordre de 30 Ma mais on en recueille aussi de plus récents, qui montrent que le mouvement est continu jusque vers -8 Ma. Le massif de Dora-Maira, par exemple, a donné des chiffres allant de 28 à 13 Ma.

Pour ce qui est des structures profondes qui s'édifient alors, les profils ECORS nous apportent quelques précisions sur le « prisme lithosphérique » correspondant puisque c'est celui que nous observons actuellement.

Rappelons que le trait essentiel qu'il faut en retenir, pour ce qui est des Alpes occidentales, est le fonctionnement du bloc insubrien comme un bulldozer refoulant la croûte européenne suivant un plan incliné à 70° environ vers l'Est. Du coup, le manteau insubrien et la croûte inférieure sous-jacente sont retroussés vers la surface, expliquant ainsi l'anomalie gravimétrique d'Ivrée.

Rappelons que, dans les Alpes centrales, c'est l'inverse, la marge insubrienne s'enfonçant sous la croûte supérieure européenne. Dans les Alpes orientales, le processus est plus complexe, en ce sens que la collision se fait en deux temps. Elle se produit d'abord entre les marges européenne et austroalpine en faisant disparaître l'océan téthysien, la seconde passant au-dessus de la première (au lieu de s'écraser



Fig. 10.53 Rotation antihoraire de la microplaque formant le substratum de la plaine du Pô. Les foyers sismiques sont indiqués par de petits cercles. Les flèches indiquent le sens de la rotation, leur taille étant proportionnée à la vitesse de déplacement. Le pôle de rotation est discuté. On a indiqué ici celui d'Anderson et Jackson (1987). Le petit cercle limite une zone curieusement asismique. D'après Thouvenot et Fréchet, 2007, simplifié.

contre). Dans un deuxième temps, la collision se fait entre les marges austroalpine et sudalpine, la seconde passant sous la première.

L'édification du prisme lithosphérique se poursuivrait actuellement, mais selon des modalités difficiles à interpréter.

En effet, la sismicité et les mécanismes au foyer montrent une contrainte compressive horizontale, toujours perpendiculaire à l'arc alpin, tournant donc du N, en Suisse, jusqu'au SE, voire au S, dans l'arc de Nice. Il existe cependant à peu près partout une composante horizontale de décrochement qui traduit une rotation antihoraire : celle-ci est interprétée comme le résultat de la rotation, également antihoraire, d'une microplaque formant le substratum de la plaine du Pô et de l'Adriatique nord (fig. 10.53), probablement détachée de la microplaque adriatique telle que définie p. 263.

Cette petite plaque « padane » aurait ainsi un double mouvement. Outre sa rotation, elle jouerait aussi le rôle d'un poinçon actif vers l'Ouest, poinçon autour duquel se moulerait l'arc alpin, ce qui implique un décrochement dextre à sa limite nord, la grande faille insubrienne (fig. 10.39) qui trouve là son explication. L'arc alpin serait donc une structure récente.

10.6.4 Distensions syntectoniques tardives dans les Alpes

Les Alpes étant une chaîne de collision, c'est évidemment l'état compressif qui devrait régner partout. Or les mécanismes au foyer des séismes actuels indiquent qu'une partie

des zones internes est en distension, alors qu'en même temps le régime compressif persiste en bordure de la plaine du Pô et en Savoie (fig. 10.54).

Cette zone en distension est limitée, à l'Ouest, par les massifs cristallins externes du nord, à l'Est par les massifs cristallins internes, deux ensembles en cours d'exhumation le long de failles distensives.

Ces failles sont spectaculaires, à l'Ouest, au niveau du front pennique, dans le profil ECORS (fig. 10.47). Il ne s'agit pas d'une réactivation du chevauchement mais de véritables « failles de détachement » le long de laquelle le domaine interne s'affaisse, tandis que le massif cristallin externe voisin (Belledonne) se soulève. Il y a donc là une réactivation d'une discontinuité structurale majeure.

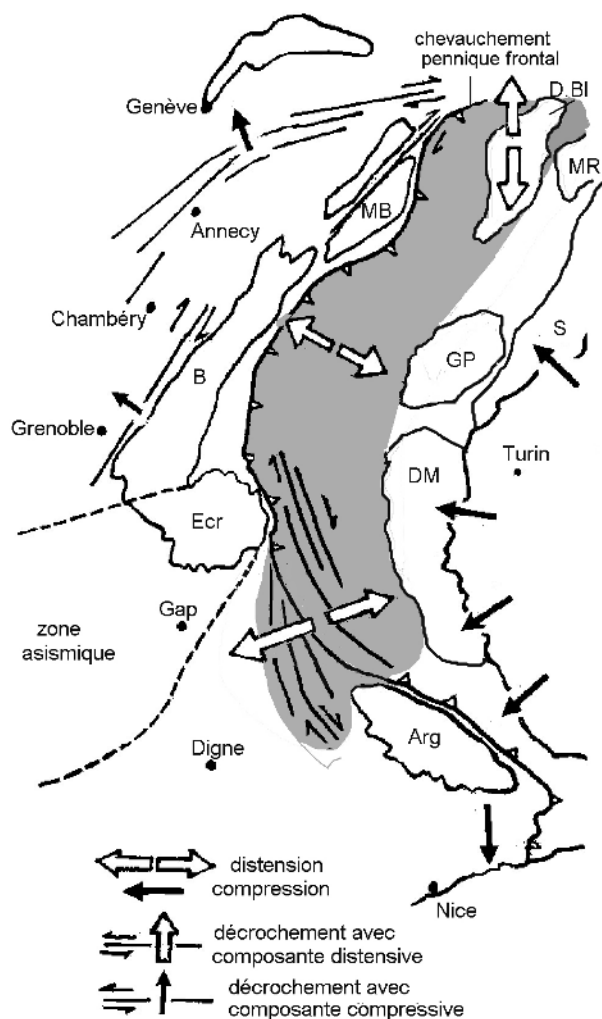


Fig. 10.54 Existence d'une zone en distension (grisé) entre les massifs cristallins externes et internes.

Arg. Argentera, B. Belledonne, D.BI. Dent Blanche, DM. Dora Maira, Ecr. Écrins-Pelvoux, GP. Grand Paradis, MB. Mont Blanc, S. Sesia.

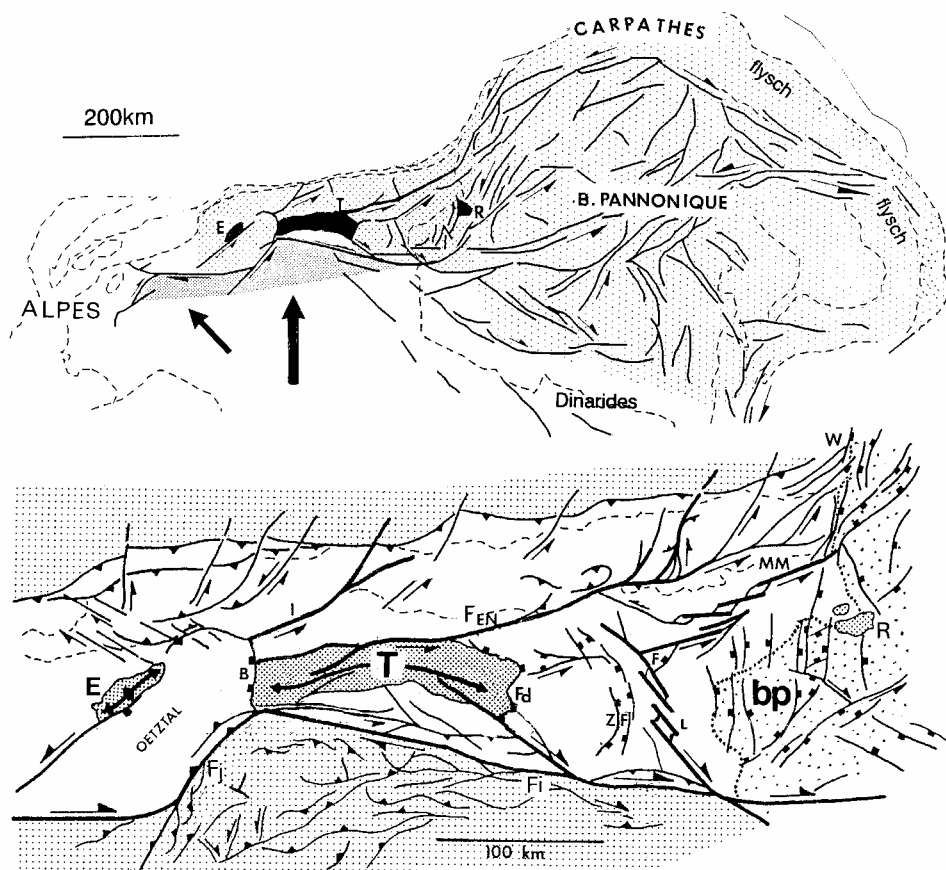


Fig. 10.55 Étalement des Alpes orientales en direction du bassin pannonique (d'après Ratschbacher et al., 1991, simplifié et modifié).

A. L'ensemble alpine-carpathique et le bassin pannonique. En noir, les fenêtres des Alpes orientales (E. Engadine, T. Tauern, R. Rechnitz). Les flèches noires indiquent le sens du raccourcissement lié au rapprochement Afrique-Europe.

B. fracturation néogène des Alpes orientales. En grisé les fenêtres (E. Engadine, T. Tauern, R. Rechnitz).

Fd. faille de détachement sur le flanc E des Tauern. La faille du Brenner, B, est son symétrique sur le flanc W.

FEN. faille de l'Ennstal, Fi, faille insubrienne, Fj, faille judicarienne, MM. faille et bassins en pull-apart de Mur-Mütz, F, L, ZF. bassins de Fohnsdorf, Lavanthal et Zollfeld, W. Vienne.

On retrouve une disposition analogue, symétrique, de l'autre côté de la zone en extension, sur le versant du massif de Dora Maira, dont le socle et la couverture océanique surgissent de leur enveloppe de Schistes lustrés suivant des failles de détachement analogues.

L'origine de cette zone de distension locale entre deux axes de soulèvement et de compression est encore discutée.

En revanche, un étalement distensif à l'échelle de la chaîne, cette fois, est celui des **Alpes orientales**, prises dans leur ensemble, à l'Est de la culmination des Tauern (fig. 10.55).

En effet, le dôme des Tauern y représente la partie de la chaîne la plus comprimée, donc celle où la croûte a été la plus épaissie (50 km). Une telle épaisseur contraste avec celle du bassin pannonique, à l'E des Alpes orientales, fortement subsident, où la croûte ne dépasse pas 25 km. On assiste donc à l'étalement gravitaire des Alpes orientales vers ce bassin, ce qui se traduit, non seulement par un abaissement très régulier des reliefs d'Ouest en Est, mais surtout par des structures d'étalement très caractéristiques.

La partie glissée est en effet comprise entre deux failles majeures de décrochement (fig. 10.55) : au S, la faille insubrienne, dextre, au N la faille sénestre de l'Ennstal, jalonnée de petits bassins en pull-apart. Ces deux failles offrent une disposition légèrement divergente. Entre les deux, se développe un réseau de failles secondaires délimitant de petits grabens (Zollfeld, Fohnsdorf) ou des bassins en pull-apart (Mur-Mürz, Lavanthal). Cet éventail de failles secondaires est plus ouvert vers l'Est que celui dessiné par les failles majeures, ce qui traduit bien l'étalement distensif de l'ensemble.

10.7 DISTENSION ET ÉTALEMENT TERMINAL DES OROGÈNES : BILAN ET SYNTHÈSE

Dans les pages qui précèdent, on a évoqué à plusieurs reprises les phénomènes distensifs qui interviennent dans les grandes chaînes de montagnes en fin d'évolution et aboutissent à leur affaissement et leur étalement.

Il faut d'abord remarquer que toute figure de distension au sein d'une chaîne n'est pas forcément le signe d'un régime distensif généralisé et terminal. C'est le cas typique du **plateau tibétain** qui montre de nombreuses structures distensives alors que l'ensemble de la chaîne est toujours en compression et d'altitude élevée.

On a vu (p. 249) qu'à la suite de la collision Inde-Eurasie à l'Éocène moyen (45 Ma), l'épaisseur de la croûte avait doublé sous le plateau et ce sur plus de 1 000 km de largeur (fig. 10.26). Ce doublement de la croûte était réalisé à la fin du Miocène. La déformation s'est ensuite propagée vers le N, dans le Tien Shan et l'Altaï, et a continué au S dans les chevauchements himalayens. Or ce plateau est affecté de nombreux petits grabens N-S, traduisant une extension E-W, que confirment des décrochements également E-W (fig. 10.28) et les mécanismes au foyer des séismes. Ce qui signifie que l'altitude actuelle ne peut être dépassée et que le plateau tend à s'étaler.

Les Alpes occidentales, à une échelle plus réduite, montrent aussi, comme on l'a dit (p. 285), une zone en distension entre deux zones de compression bordières.

Mais il existe aussi des régions plissées du globe que l'on peut interpréter comme d'anciennes chaînes affaissées et étalées : le **Basin and Range** nord-américain (p. 78), le **bassin pannonique** au cœur de la chaîne carpathique (p. 141), les structures de la **mer Égée** au travers de la chaîne helléno-turque (p. 145), celles de la **mer tyrrhénienne** au travers de la chaîne Corse-Apennins (p. 146) et celles de la **mer**

d'Alboran au travers de l'arc bético-rifain, représentent trois cas où l'effondrement a fait disparaître sous la mer une partie de la chaîne primitive. Il faudrait ajouter à cette liste la **chaîne hercynienne européenne** (p. 264, coupe 6 de la *fig. 10.37*).

De tels effondrements tardifs représentent le résultat d'une interaction complexe entre divers phénomènes.

1. Le premier est lié à *l'équilibre qui existe entre la convergence des plaques (responsable de l'état compressif) et la tendance à l'étalement gravitaire du relief (responsable de l'état distensif)*. La chaîne peut s'étaler dès que la compression « aux limites » diminue, voire s'annule lorsque la convergence cesse ou est remplacée par du coulisement.

D'autres cas possibles sont illustrés par la mer Égée et la mer Tyrrhénienne où les conditions aux limites compressives sont remplacées par un régime distensif dû à l'évolution de ces tronçons de chaînes en bassins arrière-arc, évolution liée à l'évolution « en retrait » (voir p. 148) d'une structure de subduction (subductions égéenne et siculo-calabraise).

L'échappement des Alpes orientales vers le bassin pannonique relève aussi de cette explication (p. 287).

2. Un autre facteur, essentiel, et qui se superpose au précédent, est la *rhéologie de la lithosphère*, c'est-à-dire sa viscosité, dépendant elle-même du flux thermique d'origine mantellique. Ce flux est susceptible d'engendrer des zones chaudes et ductiles au sein de la lithosphère et donc de faciliter son étalement.

Le **plateau du Tibet** illustre bien l'interaction entre ces deux facteurs, et les données que l'on peut en tirer faciliteront l'interprétation des chaînes effondrées et étalées.

Son altitude moyenne, de l'ordre de 5 000 m, se maintient sur une grande surface comme si elle ne pouvait plus être dépassée. Le plateau en tant que tel n'est pas l'indice d'un régime distensif. Il montre que, compte tenu de la résistance mécanique de ses roches, un état d'équilibre y a été atteint et que l'édifice ne peut croître que par élargissement latéral. Celui-ci se réalise grâce à des chevauchements bordiers successifs, mais aussi par un « échappement latéral » vers l'E, en direction de la Chine, responsable des nombreux grabens N-S évoqués plus haut (*fig. 10.27*).

Ces actions impliquent une lithosphère suffisamment chaude pour que le matériel ait des propriétés ductiles. De fait, les ondes S montrent, comme on l'a dit plus haut, que la croûte supérieure du bloc de Lhasa est le siège d'une anatexie quasi-générale, surtout vers 18 à 20 km de profondeur.

Ce qui nous amène à rechercher les raisons de cet état thermique particulier. On observe que si la croûte y est épaisse (le double de la normale), la lithosphère est mince, ou plutôt amincie (*fig. 10.56*). La tendance actuelle est d'y voir le résultat d'un détachement de la partie mantellique, détachement que semblent confirmer les profils tomographiques de la chaîne (*fig. 10.24*).

En effet, pendant la convergence à l'origine d'une chaîne, la lithosphère a dû probablement s'épaissir en même temps que la croûte, même si une partie de cette lithosphère plongeait en subduction dans l'asthénosphère et ne participait donc pas à

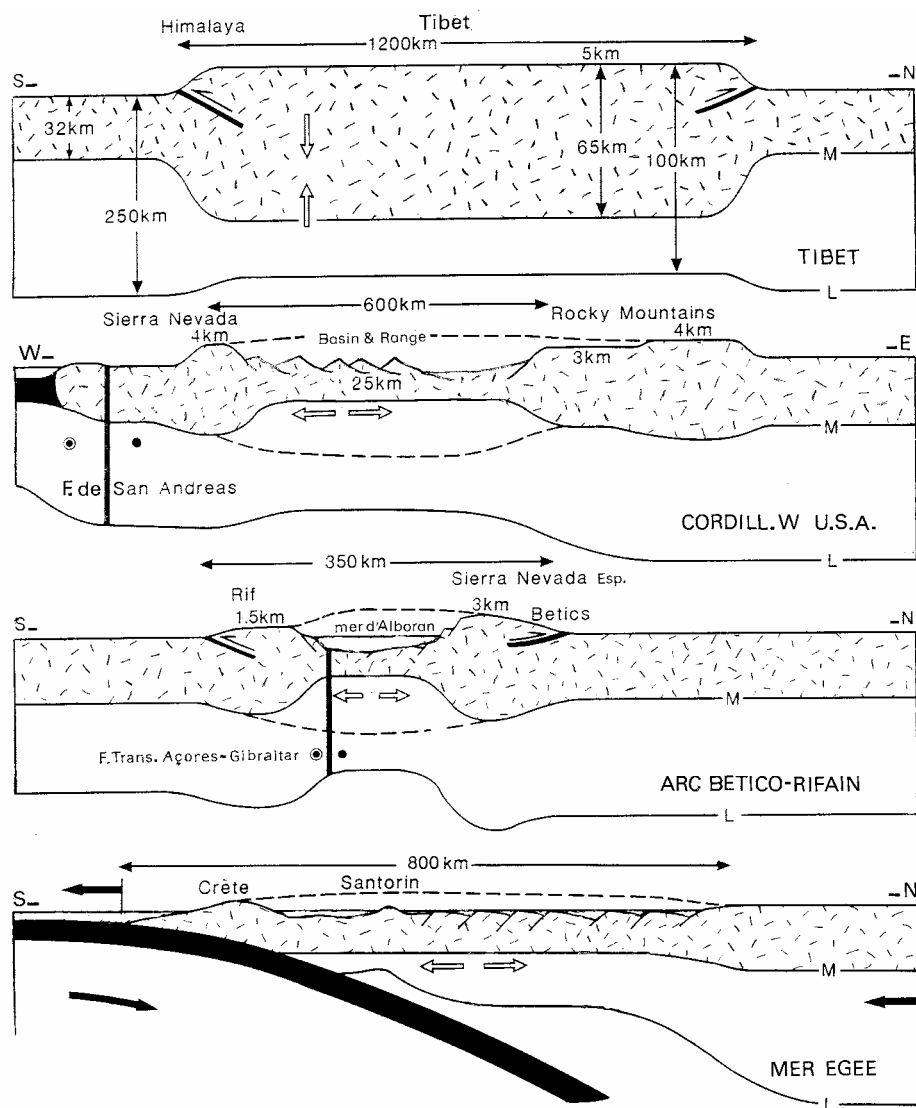


Fig.10.56 Epaissement et amincissement distensif dans divers orogènes en fin d'évolution tectonique (d'après Dewey, 1988, simplifié et modifié).

l'édifice orogénique. Bref il est logique de penser à l'existence d'une racine primitive lourde (et froide car cette racine n'a pas eu le temps de s'équilibrer thermiquement avec son encaissant asthénosphérique chaud). Comme on n'observe pas cette racine, on peut penser qu'elle s'est détachée (*fig. 10.57*). La partie restée adhérente, ainsi allégée, remonte, accompagnée d'un flux de chaleur d'origine asthénosphérique. La croûte sus-jacente est devenue plus ductile et moins résistante, ce qui favorise son étalement sur une plus vaste surface.

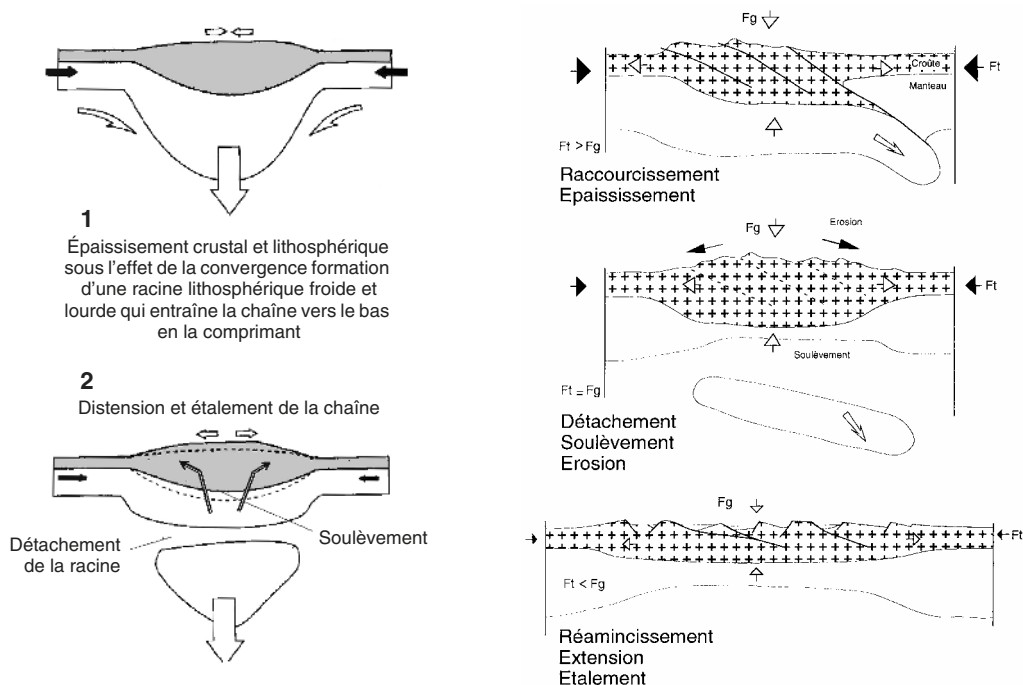


Fig. 10.57 Deux modèles illustrant la notion de détachement d'une racine lithosphérique.

À gauche, d'après Jolivet *et al.*, 1998, simplifié À droite, d'après Malavieille *et al.*, modifié

Effectivement cet amincissement de la lithosphère, considéré comme issu d'un phénomène de détachement (« délamination »), se retrouve dans toutes les chaînes effondrées ou étalées.

On l'a déjà évoqué pour le **Basin and Range** (p. 84), ainsi que les propriétés ductiles de la croûte de cette dernière région, responsables de l'amincissement, toujours en cours. Comme pour le Tibet, cette ductilité permettrait un échappement latéral. Celui-ci serait lié à la mise en mouvement des coulissements distensifs de la faille de San Andreas et de ses annexes, qui débutent au Néogène. C'est précisément alors que commence en effet l'affaissement du Great Basin, la distension prenant le pas sur la compression aux limites.

La mer d'Alboran, au cœur de l'**arc bético-rifain**, en est un autre exemple. Rappelons que son fond représente les zones internes de l'arc bético-rifain, effondrées au Miocène. La croûte actuelle y a une épaisseur de 20 km environ, contre 60 km sous les parties conservées de l'arc. Les données géophysiques montrent aussi que la lithosphère y est mince, passant de 100 km à l'W à 45 à l'E. De plus la tomographie sismique suggère l'existence d'un ou de plusieurs corps mantelliques, froids, à des profondeurs de 150, voire de 600 km. Ils pourraient s'être détachés de l'ancienne racine de l'orogène. Leur enfoncement est toujours en cours (foyers sismiques à 150 et 600 km).

Dans la plupart des exemples de chaînes effondrées que nous venons de citer, il apparaît par places ces structures curieuses désignées sous le terme de « **métamorphique core complex** » (**m.c.c.**). Il s'agit d'une extrusion de matériel chaud et ductile qui soulève localement sa couverture. Celle-ci, restée froide et donc « fragile » (cassante), glisse sur le contact fragile-ductile en se dissociant en blocs basculés. Le contact est une surface faiblement inclinée, dite « faille de détachement ».

Exemples : en **mer tyrrhénienne**, **l'île d'Elbe**, avec son granite syntectonique du Miocène terminal sur lequel ont glissé par faille de détachement les nappes de la partie orientale de l'île. Plus loin, vers l'Est, le massif métamorphique des Alpes Apuanes, avec son célèbre marbre de Carrare, métamorphique, pourrait aussi en être une annexe.

En **mer Egée**, le couple d'îles **Naxos-Paros** (*fig. 6.4*), montre aussi, sous une faille de détachement à regard N, des formations très métamorphiques (allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite) datées de 25 Ma et recoupées par un granite vieux de 11 Ma. L'unité sus-jacente, non métamorphique et glissée vers le N, est elle-même découpée en petits blocs par des failles normales.

Le **Basin and Range** est évidemment à citer ici puisque c'est là qu'a été définie la notion de m.c.c. (p. 81). Un volcanisme important y témoigne d'un intense flux thermique.

Dans les **chaînes bétiques** (résidu, rappelons-le, de l'arc bético-rifain, distendu et effondré), si le cœur du ou des m.c.c. n'est pas connu, la phase d'extension s'accompagne de failles de détachement classiques, jadis confondues avec des surfaces de chevauchement de nappes (Névado-Filabrides). Il y a également un volcanisme qui débute à -23 Ma et est encore actuel. Il s'agit de tholéïtes, puis d'andésites et de trachytes, et enfin de basaltes alcalins dont les plus récents ont 2 Ma. Ce volcanisme témoigne d'un fort gradient géothermique.

L'origine des m.c.c. est généralement expliquée de la façon suivante. Dès que la convergence cesse, les unités externes, froides, cessent d'être entraînées en profondeur. Le régime HP/BT disparaît. Il y a donc remontée des isogéothermes, facilitée par le « détachement » d'une partie du manteau lithosphérique, ce qui fait remonter l'asthénosphère et permet la fusion partielle du manteau asthénosphérique. L'incorporation, à la base de la croûte, des magmas issus de cette fusion, porte cette croûte à une température anormalement élevée entraînant un métamorphisme de haute température, voire l'anatexie. Nous avons vu une application de cette hypothèse dans les Alpes, avec le massif simplio-tessinois et le magmatisme périadriatique paléogène.

Si la délamination, le métamorphisme HT et l'anatexie restent des phénomènes à l'échelle de la chaîne, en revanche la montée des m.c.c. apparaît comme une disposition plus locale, liée à des conditions mal connues et certainement variées, comme un sur-amincissement local de la croûte, une cassure ou l'hétérogénéité du flux thermique.

Ce qui est sûr, est que la présence de m.c.c. traduit l'existence d'une croûte dont la partie profonde est suffisamment chaude et ductile pour constituer un substrat incapable de supporter le poids de l'édifice sus-jacent.

Chapitre 11

Les collages

Le concept de collage date des années 1970 et a pris corps en Alaska où l'on individualisa un certain nombre de compartiments juxtaposés (« collés ») à la côte nord-américaine le long de failles de décrochement. Il s'avérait impossible de relier entre eux de façon logique ces blocs de nature et d'âge si différents, si bien que l'on pensa qu'il s'agissait de blocs d'origine lointaine, transportés jusque là par le mouvement d'une lithosphère océanique actuellement engloutie.

De tels blocs furent désignés sous le nom de « suspect terranes »¹, terme difficilement traduisible en français sinon par celui de « blocs exotiques ».

L'identification des « suspect terranes » est fondée sur trois groupes de critère :

- inclinaisons et déclinaisons magnétiques fossiles différentes de part et d'autre de la surface de collage;
- juxtaposition de faunes fossiles appartenant à des provinces différentes, décalées en latitude;
- absence de suture ophiolitique ou de surface de chevauchement, car la juxtaposition résulte d'un coulisement (ce critère est en fait plus délicat à manier que les précédents car une telle surface de juxtaposition a pu être ultérieurement transformée en surface de chevauchement).

1. Le terme de « terrane », isolé, est synonyme de « zone structurale » des géologues européens, c'est-à-dire d'un ensemble paléogéographique et tectonique bien individualisé au sein d'un orogène et pouvant chevaucher les voisins.

Une certaine dérive s'est produite dans la notion de collage depuis quelques années. Le terme est en effet employé par certains auteurs pour désigner toute structure résultant d'un coulisement qui juxtapose des compartiments différents quel que soit le contexte structural.

Le terme apparaît aussi pour décrire la collision d'un arc insulaire avec le continent, ce qui peut impliquer des chevauchements et des sutures ophiolitiques. Enfin, certains auteurs vont plus loin encore en en faisant le synonyme de juxtaposition tectonique d'ensembles structuraux différents, quels que soient leur composition et le style de la zone de contact (voir, par exemple, l'ouvrage de D.-G. Howell, *Tectonics of Suspect Terranes*, Chapman & Hall, 1989, 232 pages).

Dans un but de simplification et de clarté, nous avons ici conservé le sens primitif de « collage » en le réservant à des structures particulières liées à un certain mode de déplacement de la lithosphère océanique par rapport au continent voisin.

11.1 LE BLOC DE WRANGELLIA (fig. 11.1)

Les monts Wrangell, en Alaska, l'île de la Reine Charlotte et celle de Vancouver, au Canada, bien qu'éloignés les uns des autres (2 000 km), montrent une similitude de caractères géologiques originaux tout à fait remarquable.

Tous trois montrent, en effet, un empilement de plusieurs milliers de mètres de laves tholéitiques triasiques recouvertes de carbonates de plate-forme carnien et norien. Cet ensemble repose sur un complexe andésitique et des sédiments d'âge permien. Il s'agit donc là, probablement, des restes dissociés d'un ancien arc insulaire. Mais ce qui est surtout important est que cette série diffère totalement des séries triasiques et permien des domaines auxquels ces blocs sont juxtaposés. Par contre, les terrains mésozoïques sus-jacents, quand ils existent, sont beaucoup moins contrastés.

On pourrait penser qu'il s'agit, comme dans bien d'autres structures de raccourcissement, de la juxtaposition de domaines paléogéographiques différents, les zones de passages ayant été oblitérées par chevauchement. Mais les données paléomagnétiques obtenues sur les tholéites triasiques indiquent que celles-ci ont été mises en place à une latitude beaucoup plus basse que leur position actuelle (15° N ou S). En outre, les anciens pôles triasiques de ces blocs sont différents de celui du continent voisin.

D'où l'idée qu'on aurait là trois morceaux d'un ancien arc insulaire, dit Wrangellia, de position primitive plus méridionale. La date d'arrivée des fragments à leur position actuelle n'est pas encore définitivement établie, d'autant plus qu'elle est variable suivant les points. Sur la base d'arguments discutables, on a proposé des âges allant du Jurassique supérieur pour les blocs les plus méridionaux, au Crétacé moyen pour les blocs les plus septentrionaux.

Le mécanisme de mise en place invoque des décrochements importants. Ceux-ci sont très hypothétiques car antérieurs à la naissance de la faille de San Andreas. Ils sont vraisemblablement liés à la migration puis à la disparition, vers le N, de la plaque fossile dite Kula (fig. 11.2).

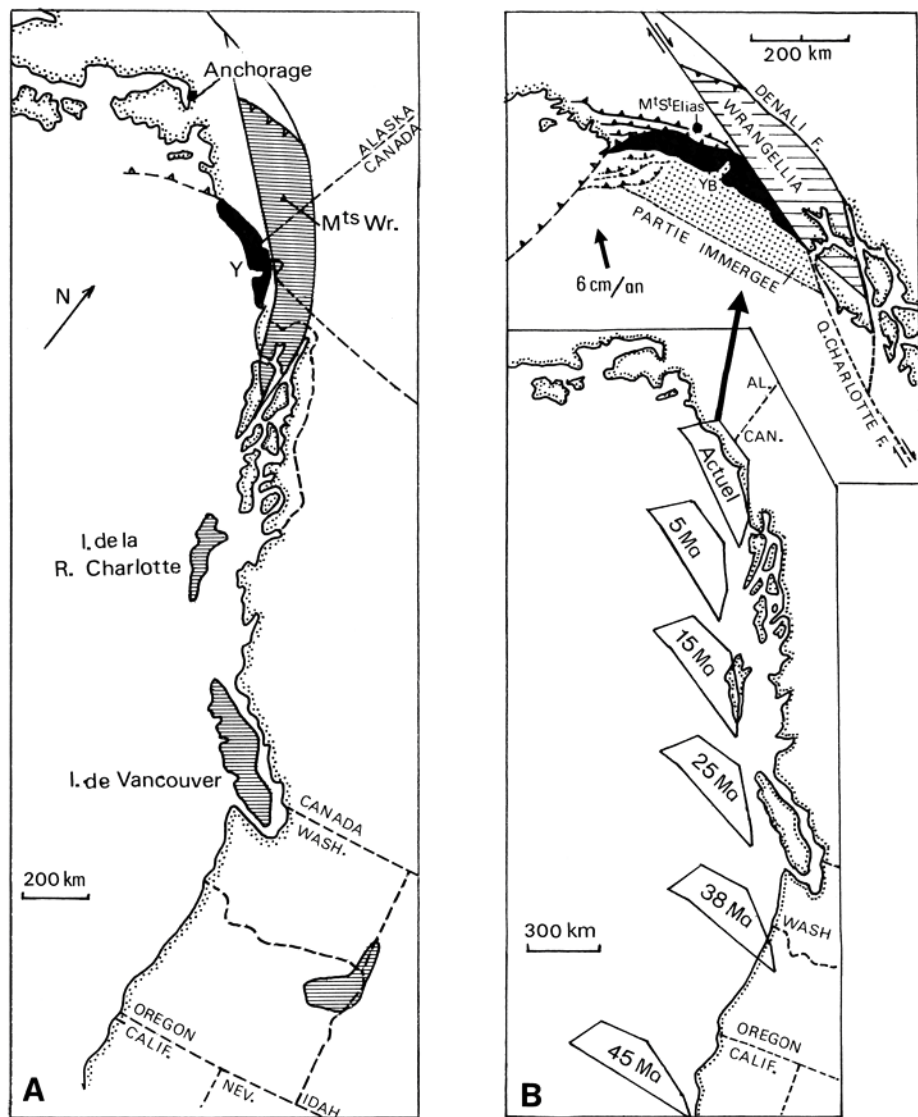


Fig. 11.1 Blocs exotiques (« suspect terranes ») sur la côte SW de l'Alaska.

A. Différentes zones d'affleurement des séries de type Wrangellia (Mts Wr. : Monts Wrangell) (d'après Jones et al., 1977).

Y. position du bloc de Yakutat (noir)

B. Schéma structural du bloc de Yakutat et ses positions successives depuis l'Éocène (d'après Bruns, 1983).

YB. Yakutat bay.

11.2 LE BLOC DE YAKUTAT (fig. 11.1)

Il forme la bordure du golfe de l'Alaska au pied du mont Saint-Élias (5 490 m), l'un des points culminants des cordillères pacifiques nord-américaines. Comme le précédent, ce bloc est limité de tous côtés par des failles de décrochements sauf au pied du mont Saint-Élias où il s'enfonce en subduction sous le continent nord-américain, déterminant ainsi un système en compression dont fait partie le mont Saint-Élias. Cette zone de subduction est celle de l'arc des Aléoutiennes.

Le bloc comprend, à l'E, un ensemble sédimentaire de marge continentale, à l'W, une croûte océanique couverte de sédiments paléogènes épais de 3 à 5 km. Or les massifs ayant donné le matériel détritique de ces sédiments se retrouvent seulement dans les états de Californie, d'Orégon et de Washington (c'est-à-dire à des latitudes plus basses de 15 à 20°) et pas du tout dans les montagnes qui bordent actuellement le bloc en question. Les fossiles confirment cette donnée.

On pense donc que le bloc s'est déplacé au cours du Tertiaire vers le N. Comme pour Wrangellia, le détail du mécanisme est encore très hypothétique, combinant l'expansion océanique du Pacifique E, la disparition de la plaque Kula par subduction vers le N et le coulisement de la faille de San Andreas et de ses prolongements N (faille de la Reine Charlotte et annexes). Ce sont ces failles qui auraient associé à

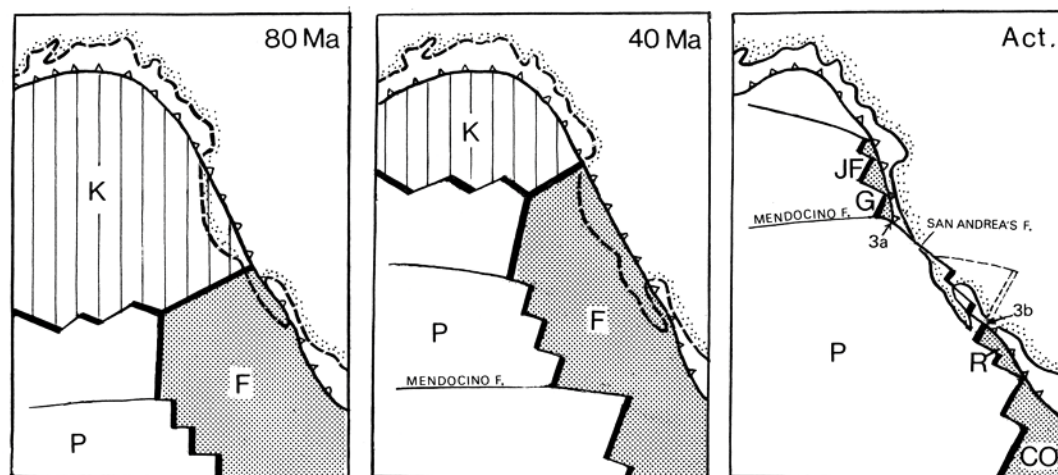


Fig. 11.2 Disparition des plaques Kula (K) et Farallon (F) au bord nord-oriental de la plaque Pacifique (P).

Le phénomène de subduction entraînant la disparition de la plaque Farallon n'est pas encore arrivé à son terme. Il reste quelques résidus qui sont, du N au S, les petites plaques de Juan de Fuca (JF), de Gorda (G), Rivera (R) et Cocos (CO). Gorda et Rivera sont, de plus, décalées par le fonctionnement de la faille de San Andreas depuis 20 Ma.

3a. Point triple de Mendocino (subduction nord-américaine + failles transformantes de Mendocino et de San Andreas).

3b. Point triple de Rivera (plan de subduction de l'Amérique centrale + dorsale est-pacifique + une des transformantes du golfe de Californie).

la croûte océanique en mouvement un morceau de la marge continentale nord-américaine, formant ainsi le bloc composite de Yakutat. Le phénomène est toujours en cours puisque le bloc pénètre actuellement dans la zone de subduction aléoutienne, sous le mont Saint-Élias, et y subit un certain plissement.

En définitive, il paraît maintenant bien établi qu'il existe sur la côte nord-américaine un type de collision particulier que l'on peut désigner sous le nom de « collage », c'est-à-dire de juxtaposition par coulissement. Ce phénomène serait lié aux rapports très particuliers de l'Amérique du Nord et des structures du Pacifique oriental (dorsales plus ou moins obliques au continent, microplaques disparues de Kula et Farallon). Il serait d'ailleurs toujours actif, en ce sens que des blocs continueraient à arriver du S. La péninsule de Basse Californie nous donne une image du détachement et du début de la migration de tels blocs. En effet, son déplacement le long de la faille de San Andreas se fait à une vitesse de 4 cm/an, de sorte que, si le mouvement continue, la Basse Californie sera en face de l'Alaska dans 50 Ma.

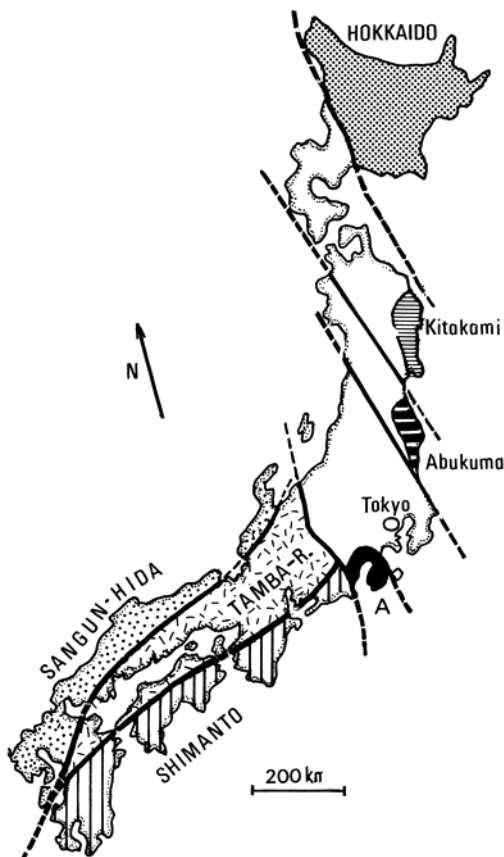


Fig. 11.3 Structures éventuelles de collage au Japon.

A. Extrémité N de la plaque des Philippines, actuellement en collision avec le Japon.

Trouve-t-on de telles dispositions ailleurs ?

On les a évoquées en *Californie* (bloc salinien, p. 229). Par ailleurs, certains auteurs y ont fait appel pour expliquer la structure du *Japon*, ce qui mérite quelques mots de commentaire.

On sait en effet que si l'on supprime par la pensée l'édifice lié à l'arc insulaire volcanique néogène, on retrouve au Japon des structures plus anciennes constituées de lanières séparées par des contacts tectoniques subverticaux à valeur de décrochements sénestres récents (post-Crétacé supérieur). Ces compartiments sont formés de terrains de nature et d'âge différents qui pourraient donc avoir été jadis très éloignés les uns des autres, aucune transition n'existant entre eux.

Dans Honshu S (*fig. 11.3*) où ces lanières affleurent, leur âge est décroissant du NW au SE puisqu'on trouve successivement la *zone de Hida-Sangun*, à matériel paléozoïque, la *zone de Tamba-Ryoke*, qui est une chaîne névadienne (Jurassique supérieur), et la *zone de Shimanto*, qui est une chaîne tertiaire résultant probablement d'une collision intercontinentale, mais où le continent sud a disparu, probablement déplacé vers le N. On en retrouverait peut-être un reste dans l'un des massifs anciens qui bordent la côte de Honshu N (plateau d'Abukuma et massif de Kitakami) et qui sont sans relation avec leur contexte.

Mais on mesure immédiatement par cet exemple le danger de la notion de collage, qui est de l'utiliser comme solution de facilité : tout compartiment dont on ne saisit pas bien les rapports avec les zones voisines, est immédiatement déclaré exotique. Le contrôle paléomagnétique et paléontologique est dès lors absolument nécessaire.

Échelle stratigraphique

EFE	SYSTEME	Sous-système	Etage	Age base	err.	EFE	SYSTEME	Sous-système	Etage	Age base	err.
QUATERNAIRE	HOLOCENE			11,500 A		SECONDAIRE MESOZOIQUE	CRETACE		Cénomanien	99,6 Ma	0,9
								inférieur	Albien	112,0 Ma	1
	PLEISTOCENE	supérieur		126 Ka					Aptien	125,0 Ma	1
		moyen		781 Ka					Barrémien	130,0 Ma	1,5
		inférieur		1,806 Ma					Hauterivien	136,4 Ma	2
									Valanginien	140,2 Ma	3
TERTIAIRE CENOZOIQUE	PLIOCENE	supérieur	Gelasien	2,588 Ma					Berriasien	145,5 Ma	4
		moyen	Plaisancien	3,600 Ma			JURASSIQUE	supérieur Malm	Tithonien	150,8 Ma	4
		inférieur	Zancleen	5,332 Ma					Kimmeridgien	155,7 Ma	4
									Oxfordien	161,2 Ma	4
	MIOCENE	supérieur	Messinien	7,246 Ma				moyen Dogger	Callovien	164,7 Ma	4
			Tortonien	11,608 Ma					Bathonien	167,7 Ma	3,5
			Serravallien	13,65 Ma					Bajocien	171,6 Ma	3
		moyen	Langhien	15,97 Ma					Aalénien	175,6 Ma	2
			Burdigalien	20,43 Ma			TRIAS	inférieur Lias	Toarcien	183,6 Ma	1,5
			Aquitanién	23,03 Ma					Pliensbachien	189,6 Ma	1,5
	OLIGOCENE		Chattien	28,4 Ma	0,1				Sinemurien	196,5 Ma	1
			Rupélien	33,9 Ma	0,1				Hettangien	199,6 Ma	0,6
	EOCENE	supérieur	Priabonien	37,2 Ma	0,1			supérieur	Rhétien	203,6 Ma	1,5
			Bartonien	40,4 Ma	0,2				Norien	216,5 Ma	2
		moyen	Lutétien	48,6 Ma	0,2				Carnien	228,0 Ma	2
		inférieur	Yprésien	55,8 Ma	0,2			moyen	Ladinien	237,0 Ma	2
	PALEOCENE		Thanétien	58,7 Ma	0,2				Anisien	245,0 Ma	1,5
			Selandien	61,7 Ma	0,2				Olenekien	249,7 Ma	0,7
			Danien	65,5 Ma	0,3				Induen	251,0 Ma	0,4
	CRETACE	supérieur	Maastrichtien	70,6 Ma	0,6						
			Campanien	83,5 Ma	0,7						
			Santonien	85,8 Ma	0,7						
			Coniacien	89,3 Ma	1						
			Turonien	93,5 Ma	0,8						
			Cénomanien	99,6 Ma	0,9						

EPE	SYSTEME	Sous-système	Etage	Age base	err.	EPE	SYSTEME	Sous-système	Etage	Age base	err.	
				251,0 Ma	0,4	PALEOZOIQUE	SILURIEN	Pridoli	Pridolien	418,7 Ma	2,7	
PRIMAIRE	PERMIEN	supérieur Lopingien	Changhsingien	253,8 Ma	0,7			Lludlow	Ludfordien	421,3 Ma	2,6	
			Wuchiapingien	260,4 ma	0,7				Gorstien	422,9 Ma	2,5	
			moyen Guadalupien	Capitanien	265,8 Ma				0,7	Wenlock	Homerien	426,2 Ma
		Wordien		268,0 Ma	0,7			Sheinwoodien	428,2 Ma		2,3	
		Roadien		270,6 Ma	0,7			Llandovery	Telychien		436,0 Ma	1,9
		inférieur Cisouralien	Kungurien	275,6 Ma	0,7				Aeronien	439,0 Ma	1,8	
			Artinskien	284,4 Ma	0,7				Rhuddanien	443,7 Ma	1,5	
			Sakmarien	294,6 Ma	0,8				supérieur	Hirnantien	445,6 Ma	1,5
			Asselien	299,0 Ma	0,8			Non encore défini		455,8 Ma	1,6	
		CARBONIFERE	Pennsylvanien	Gzhelien	303,9 Ma			0,9		Non encore défini	460,9 Ma	1,6
				Kasimovien	306,5 Ma			1	moyen	Darriwilien	468,1 Ma	1,6
				Moscovien	311,7 Ma			1,1		Non encore défini	471,8 Ma	1,6
				Bashkirien	318,1 Ma			1,3	inférieur	Non encore défini	478,6 Ma	1,7
			Mississippien	Serpukhovien	326,4 Ma		1,6	Tremadocien		488,3 Ma	1,7	
	Viséen			345,3 Ma	2,1		supérieur Furongien	Non encore définis				
	Tournaisien			359,2 Ma	2,5			Paibien	501,2 Ma	2		
	DEVONIEN			supérieur	Famennien		374,5 Ma	2,6	moyen	Non encore définis	513,0 Ma	2
			Frasnien		385,3 Ma		2,6	inférieur		Non encore définis	542,0 Ma	1
			moyen		Givetien		391,8 Ma		2,7			
		Eifelien		397,5 Ma	2,7							
		inférieur		Emsien	407,0 Ma		2,8					
			Praguien	411,2 Ma	2,8							
	Lochkovien		416,0 Ma	2,8								

EPE	SYSTEME	Age base
		542,0 Ma
NEO PROTEROZOIQUE	EDIACARIEN	630 Ma
	CRYOGENIEN	850 Ma
	TONIEN	1000 Ma
MESO PROTEROZOIQUE	STENIEN	1200 Ma
	ECTASIEN	1400 Ma
	CALYMMIEN	1600 Ma

EPE	SYSTEME	Age base
		542,0 Ma
NEO	EDIACARIEN	630 Ma
	CRYOGENIEN	850 Ma
PROTEROZOIQUE	TONIEN	1000 Ma
MESO	STENIEN	1200 Ma
	ECTASIEN	1400 Ma
PROTEROZOIQUE	CALYMMIEN	1600 Ma
PALEO	STATHERIEN	1800 Ma
	OROSIRIEN	2050 Ma
PROTEROZOIQUE	RHYACIEN	2300 Ma
	SIDERIEN	2500 Ma
ARCHEEN	NEOARCHEEN	2800 Ma
	MESOARCHEEN	3200 Ma
	PALEOARCHEEN	3600 Ma
	EOARCHEEN	

Bibliographie

Les publications en Sciences de la Terre ont connu ces dernières années une expansion exponentielle, y compris dans le domaine des études régionales ; il est donc hors de question de fournir ici une liste exhaustive. Les titres listés ont été choisis, soit parce qu'ils représentent une synthèse d'actualité, soit parce qu'ils proposent des documents de qualité aptes à compléter ceux qui sont présentés dans cet ouvrage, soit enfin parce qu'ils contiennent une bibliographie suffisamment riche. Par ailleurs, les sources des documents utilisés pour l'illustration sont précisées dans les légendes.

OUVRAGES GÉNÉRAUX

Cartes

- BARRIER E., CHAMOT-ROOKE N. & RABAUTE A. 2004. Carte géodynamique de la Méditerranée. CCGM/CGMW-Unesco.
- BOUYASSE P. *et al.* 2001. Carte géologique du monde. CD-ROM, CCGM-UNESCO éd.
- CALMANT S., CAZENAVE A. & BERGÉ-NGUYEN M. 2006. Carte des fonds océaniques par altimétrie spatiale. IRD, **116**, CD-Rom.
- CHAMOT-ROOKE N. & RABAUTE A. 2006. La tectonique des plaques depuis l'espace. Carte CCGM/CGMW.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A. & CAVELIER C. *et al.* 2003. Carte géologique de France au millionième. 6^e éd. révisée, BRGM.
- HAGHIPOUR A. *et al.* 2001. Carte sismo-tectonique du monde. CCGM/CGMW-Unesco.
- MEDIMAP GROUP 2005. Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea. CIESM-Ifremer.
- UNESCO, 1980. Atlas géologique du monde :
Océan pacifique (f. 20, au 36 000 000^e)
Océan indien (f. 21, au 29 000 000^e)
Océan atlantique (f. 22, au 34 000 000^e).

Manuels

- Anonyme, 1995. *L'Écorce terrestre* (Dossier). Rev. *Pour la Science*, 129 pages.
- BRAHIC A., HOFFERT M., MAURY R., SCHAAF A. & TARDY M. 2006. Sciences de la Terre et de l'Univers. Vuibert, Paris, 758 p.
- BOILLOT G., HUCHON P. & LAGABRIELLE Y. 2005. Introduction à la géologie. La dynamique de la lithosphère. Dunod, 3^e éd., Paris, 202 p.
- CARON J.M., GAUTHIER A., LARDEAUX J.M., SCHAAF A., ULYSSE J. & WOZNIAK J. 2003. La planète Terre. 3^e éd., Ophrys, Gap, 303 p.

- DERCOURT J. 2002. Géologie et géodynamique de la France. Dunod, 3^e éd., Paris, 330 p.
- DERCOURT J., PAQUET J., THOMAS P. & LANGLOIS C. 2002. Géologie : objets et méthodes. Dunod, 12^e éd., Paris, 534 p.
- GEE D.G. & STEPHENSON R.A. (Eds.) 2006. European Lithosphere Dynamics. *Geol. Soc. London Mem.*, **32**, 662 p.
- GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A. 2004. A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press éd., 589 p.
- JOLIVET L. & NATAF H.C. 1998. Géodynamique. Dunod, Paris, 226 p.
- JUTEAU T. & MAURY R. 1997. Géologie de la croûte océanique : de l'accrétion au recyclage. Masson, Paris, 306 p.
- LALLEMAND S. 1999. La subduction océanique. CPI éd., Paris, 194 p.
- LALLEMAND S., HUCHON P., JOLIVET L. & PROUTEAU G. 2005. La convergence lithosphérique. Vuibert, Paris, 182 p.
- LARROQUE C. & VIRIEUX J. 2001. Physique de la terre solide. CPI éd., Paris, 360 p.
- MOORES E. et TWISS R., 1996. *Tectonics*. Freeman, 672 pages.
- NATAF H.C. & SOMMERIA J. 2000. La physique et la Terre. Belin-CNRS, Paris, 144 p.
- POMEROL C., LAGABRIELLE Y. & RENARD M. 2005. *Eléments de géologie*. 13^e éd., Dunod, Paris, 762 p.
- WILSON M., 1988. Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. Ass. Hyman, London, 465 pages.
- Structures océaniques**
- BOILLOT G. et COULON C., 1998. La déchirure continentale et l'ouverture océanique. Gordon & Beach Sc. Publ., 208 pages.
- CHABRIER G. et MASCLE G., 1975. Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne. *Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn.*, XVII, 121-136.
- CHAMOT-ROOKE N., GAULIER J.M., JESTIN F. 1999. Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. *In* DURAND B. *et al.* (Eds.), The mediterranean Basins : tertiary extension within the Alpine orogen. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **156**, 37-61.
- DÉVERCHÈRE J., YELLES K., DOMZIG A., MERCIER DE LÉPINAY B., BOUILLIN J.-P., GAULLIER V., BRACÈNE R., CALAIS E., SAVOYE B., KHERROUBI A., LE ROY P., PAUC H. & DAN G. 2005. Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L04311, doi:10.1029/2004GL021646,
- DROLIA R. K. & DEMETS C. 2004. Deformation in the diffuse India-Capricorn-Somalia triple junction from a multibeam and magnetic survey of the northern Central Indian ridge, 3°S-10°S. *G3*, **6**, Q09009, DOI 10.1029/2005GC000950.
- GAUTHIER A. et REHAULT J.-P., 1986. Dérive de la plaque corso-sarde. Docum. de Géol. régionale. CRDP-Corse, Ajaccio.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONNATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI P., EMEIS K.C., GLAÇON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MC COY F., MC KENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1990). Tyrrhenian Sea. *Proc. Ocean Drilling Program*, vol. **107 B**.
- LAGABRIELLE Y. & LEROY S. 2005. Le visage sous-marin de la Terre. *CCGM-CGMW*, 49 p.
- NICOLAS A., 1990. Les montagnes sous la mer, BRGM, 186 pages.
- ROLLET N., DÉVERCHÈRE J., BESLIER M.O., GUENNOC P., REHAULT J.P., SOSSON M. & TRUFFERT C. 2002. Back-arc extension, tectonic inheritance and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, **21**, 218-243.
- SIBUET J.C., MONTI S., LOUBRIEU B., MAZÉ J.P. & SRIVASTAVA S. 2004. Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du golfe de Gascogne : implications cinématiques. *Bull. Soc. Géol. France*, **175**, 429-442.
- THIBAUD R., DAUTEUIL O. & GENTE P. 1999. Mid-Atlantic ridge segment morphology and faulting pattern : a consequence of along axis variation in lithospheric rheology. *Tectonophysics*, **312**, 157-174.

Arcs et Bassins arrière-arcs

- BIJWARD H. et SPAKMAN W., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography, *J. geoph. Res.*, **103**, p. 30055-30078.
- CAVAZZA W., ROURE F., SPAKMAN W., STAMPFLI G.M. & ZIEGLER P.A. (EDS). 2004. The TRANSMED Atlas : the mediterranean region from Crust to mantle. Springer, Berlin, CD.
- CHAMOT-ROOKE N., RANGIN C., LE PICHON X. & DOTMED WORKING GROUP. 2005. Dotmed. *Mém. Soc. Géol. France*, **177**, 64 p, CD.
- DESCHAMP P. & LALLEMAND S. 2003. Controls on back-arc crustal accretion : insights from the Lau, Manus and Mariana basins. *In* Larter R. & Leat P., Intraoceanic subduction systems : tectonic and magmatic processes. *Geol. Soc. London sp. pub.*, **219**, 163-185.
- EISSEN J.-Ph. *et al.*, 1990. Pétrologie et géochimie de la zone d'accrétion du centre du bassin N.-Fidjien (S.-W. Pacifique). *Cpte Rend. Acad. Sc. Paris*, **310**, 771-778.
- FABBRI O. & FOURNIER M. 1999. Extension in the southern Ryukyu arc (Japan): Link with oblique subduction and back-arc rifting, *Tectonics*, **18**, 486-497.
- FOURNIER M., JOLIVET L. & FABBRI O. 1995. Neogene stress field in SW Japan and mechanism of deformation during the Japan Sea opening, *JGR*, **100**, 24295-24314.
- FOURNIER M., JOLIVET L., HUCHON P., SERGEYEV K. F. & OSCORBIN L. S. 1994. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening. *JGR*, **99**, 2701-2715.
- KASTENS K., MASCLE J. *et al.*, 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea : insights into passive margin and back-arc evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, p. 1140-1156.
- HAMILTON W., 1981. *Tectonics of the Indonesian region*. USA Geol. Survey, Prof. Paper 1078, 2^e éd., 345 pages.
- HOUSA E. *et al.*, 1989. Subduction erosion and accretion in the Solomon sea region. *Tectonophysics*, **160**, 49-62.
- LAGABRIELLE Y., GOSLIN J., MARTIN H., THIROT J.L. & AUZENDE J.M. 1997. Multiple spreading centres in the hot North Fiji Basin (Southwest Pacific) : a possible model for the Archean seafloor dynamics? *EPSL*, **149**, 1-13.
- MARTINEZ F. & TAYLOR B. 2003. Controls on back-arc crustal accretion : insights from the Lau, Manus and Mariana basins. *In* Larter R. & Leat P., Intraoceanic subduction systems : tectonic and magmatic processes. *Geol. Soc. London sp. pub.*, **219**, 19-54.
- PELLETIER B., LAGABRIELLE Y., BENOIT M., CABIOCH G., CALMANT S., GAREL E. & GUIVEL C. 2001. Newly identified segments of the Pacific-Australia plate boundary along the North Fiji transform zone. *EPSL*, **193**, 347-358.
- PELLETIER B. & LOUAT R., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the Tonga-Kermadec region. *Tectonophysics*, **165**, 237-250.
- PUBELLIER M., RANGIN C., LE PICHON X. DOTSEA WORKING GROUP. 2005. Dotsea. *Mém. Soc. Géol. France*, **176**, 32 p, CD.
- RUELLAN E., DELTEIL J., WRIGHT I.C. & MATSUMOTO T. 2003. From rifting to active spreading in the Lau Basin – Havre Trough backarc system (SW Pacific) – locking / unlocking induced by ridge subduction. *G3*, **4**, DOI: 10.1029/2001GC000261.
- WESTERCAMP D., 1988. Magma generation in the Lesser Antilles : geological constraints. *Tectonophysics*, **149**, 145-163.
- TATSUMI Y. *et al.*, 1989. Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, **166**, 317-329.

Points chauds

- CONDIE K. C., DES MARAIS D. J., ABBOTT D. 1999. Geologic evidence for a mantle superplume event at 1.9 Ga. *G3*, **1**, 12, DOI 10.1029/2000GC000095
- GODFREY FITTON J., MAHONEY J. J., WALLACE P. J., ANTRETT M. J., BANERJEE N. R., CAIRNS G., CASTILLO P. R., CHAMBERS L. M., CHAZEY W. J., COFRIN M. F., GODARD M., HONNOREZ J., INGLE S. P., KROENKE L. W., MACLEOD K., NARUSE H., NEAL C. R., OGG J. G., RISSAGER P., SANO T., SIKORA P. J., VAN DER WERFF W., WHITE R. & ZHAO X. X. 2004. Basement drilling of the Ontong Java Plateau.

Proceedings of the Ocean Drilling Program, vol. **192 B**.

KIEFFER B., ARNDT N., LAPIERRE H., BASTIEN F., BOSCH D., PECHER A., YIRGU G., AYALEW D., WEIS D., JERRAM D.A., KELLER F. & MEUGNIOT C. 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African superswell. *J. Petrol.*, **45**, 793-834.

LAPIERRE H., BOSCH D., DUPUIS V., POLVÉ M., MAURY R.C., HERNANDEZ J., MONIÉ P., YEGHICHEYAN D., JAILLARD E., TARDY M., MERCIER DE LÉPINAY B., MAMBERTI M., DESMET A., KELLER K. & SÉNEBIER F. 1999. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *J. Geoph. Res.*, **105**, 8403-8421.

SLEEP N.-H., 1990. Hot spots and mantle plume : some phenomenology. *J. Geophys. Res.*, **95**, no B5, 6715-6736.

Extension

TAYLOR B., GOODLIFFE A.M. & MARTINEZ F. 1999. How continents break up: insights from Papua New Guinea. *JGR*, **104**, 7497-7512.

TAYLOR B., HUCHON P., KLAUS A. *et al.* 1999. *Proc. ODP, Init. Repts.*, **180** [CD-ROM].

Subsidence

ALLEN P.A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G. 1986. Foreland basins : an introduction. *Sp. Pub. Int. Ass. Sediment.*, **8**, 3-12

BRUNET M.F. 1986. La subsidence de trois bassins sédimentaires français (Paris, Aquitaine, Sud-Est). *Bull. Elf-Aquit.*, **10**, 23-32.

KARNER G. & WATTS A. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere. *JGR*, **12**, 10449-10477.

SCLATER J.G. *et al.* 1980. The formation of the intra-carpethian basins as determined by subsidence data. *EPSL*, **51**, 139-162.

STECKLER M.S. & WATTS A. 1978. Subsidence of the Atlantic type continental margin off New York. *EPSL*, **41**, 1-13.

FOSSÉS D'EFFONDREMENT

N° spécial de Tectonophysics (*Processus of continental rifting*), 1983 (94), n°s 1-4.

N° spécial du Bull. Elf Aquit. (*Rifts et fossés anciens*), 1983 (7), 127-448.

Rift rhénan

SITTLER Cl., 1974. *Le fossé rhénan*, in *Géologie de la France*. Doin, Paris, 78-104.

VILLEMIN Th., ALVAREZ Fr., ANGELIER J., 1986. The Rhine graben : extension, subsidence and shoulder uplift. *Tectonophysics*, **128**, 47-59.

VILLEMIN Th. et BERGERAT Fr., 1987. L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque. *Bull. SGF*, 245-255.

LARROQUE J.M. et LAURENT Ph., 1988. Evolution of the stress-field pattern in the South of the Rhine graben from the Eocene to the present. *Tectonophysics*, 41-58.

BRUN J.P., GUTSCHER H.A. & DEKORP-ECORS team, 1992. Deep crustal structure of the Rhine graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data : a summary. *Tectonophysics*, **208**, 139-147.

Afar-Aden-Mer Rouge

Numéro spécial des Notes et mém. Total-CFP, 1987, n° 21.

Numéro spécial de Tectonophysics (*The Gulf of Suez and Red Sea Rifting*), 1988 (153), n°s 1-4.

Numéro spécial du Bull. Soc. Géol. Fr., 1990, n° 3, 371-446.

Numéro spécial du J. Afr. Earth Sc. (Africa rifting), 1989, 629 pages.

AUDIN L., MANIGHETTI I., TAPPONNIER P., MÉTIVIER F., JACQUES E. & HUCHON P. 2001. Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Ghoubet Rift Floor: insights from the Tadjouraden cruise in the western Gulf of Aden. *GJI*, **144**, 391-413.

BELLAHSEN N., FOURNIER M., D'ACREMONT E., LEROY S. & DANIEL J.-M. 2006. Fault reactivation and rift localization: The north-eastern Gulf of Aden margin, *Tectonics*, **25**, doi: 10.1029/2004TC001626.

CAMINITI A. 2000. Le fossé d'Asal et le lac Ahbé. *Editions couleur locale Djibouti*, 128 p.

D'ACREMONT E., LEROY S., MAIA M., PATRIAT P., BESLIER M.O., BELLAHSEN N., FOURNIER M. & GENTE P. 2006. Structure

- and evolution of the eastern Gulf of Aden : insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba cruise). *Geoph. J. Int.*, **165**, 786-803.
- FOURNIER M., HUCHON P., KHANBARI K. & LEROY S. 2007. Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults? *G3*, **8**, Q03007.
- MANIGHETTI I., TAPPONNIER P., GILLOT P.-Y., JACQUES E., COURTILOT V., ARMIJO R., RUEGG J.-C. & KING G. 1998. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: Into Afar. *JGR*, **103**, 4947-4974.
- MORLEY C.K., 1989. Extension, detachment and sedimentation in continental rifts, with particular reference to E. Africa. *Tectonics*, **8**, 1175-1192.
- PARK Y., NYBLADE A. A., RODGERS A. J., AL-AMRI A. 2006. Upper mantle structure beneath the Arabian Peninsula and northern Red Sea from teleseismic body wave tomography: Implications for the origin of Cenozoic uplift and volcanism in the Arabian Shield. *G3*, **8**, Q06021, DOI 10.1029/2006GC001566
- SANDER St. et ROSENDAHL Br., 1989. The geometry of rifting in Lake Tanganyika (E.-Africa). *J. Afric. Earth Sc.*, **8**, 323-354.
- SPECHT Th. et ROSENDAHL Br., 1989. *Architecture of Lake Malawi rift (E.-Africa)*. Ibid., 355-382.
- Numéro spécial du Bull. Soc. Géol. Fr., 1990, n° 3, 371-446.
- YIRGU G., EBINGER C.J. & MAGUIRE, P.K.H. (Eds) 2006. Structure and Evolution of the Rift Systems within the Afar volcanic province, Northeast Africa. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **259**.
- Baïkal**
- CALAIS E., VERGNOLLE M., SAN'KOV V., LUKHNEV A., MIROSHNITCHENKO A., AMARJAGAL S. AND DÉVERCHÈRE J. 2003. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area, 1994-2002. *JGR*, **108**, 2501.
- HUTCHINSON D.R. *et al.* 1992. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baïkal from multichannel seismic data. *Geology*, **20**, 589-592.
- KISELEV A., 1987. *Volcanism of the Baikal rift zone*. Tectonophysics (143), 235-244.
- LESNE O., CALAIS E. & DEVERCHÈRE J. 1998. Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive debate. *Tectonophysics*, **289**, 327-430.
- PETIT C. & DÉVERCHÈRE J. 2006. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis. *G3*, **7**, Q11016.
- SAN'KOV V.A., DEVERCHÈRE J., GAUDEMER Y., HOUDRY F. & FILIPPOV A. 2000. Geometry and rate of faulting in the North Baikal rift, Siberia, *Tectonics*, **19**, 707-722.
- ZORIN Y. *et al.*, 1989. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions. *Tectonophysics*, **168**, 327-337.
- Basin and Range**
- ALLMENDIGER R.W. *et al.*, 1987. Overview of the COCORP 40° N. transect, W. USA. The fabric of an orogenic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**, 308-319.
- BRADY R., WERNICKE B., McNUTT M., MUTTER J. & CORREA G. 1999. Results of the Basin and Range Geoscientific Experiment (BARGE): A marine-style seismic reflection survey across the eastern boundary of the central Basin and Range Province. *G3*, **1**, No. 9, DOI 10.1029/2000GC000078
- FAULDS J., & STEWART J. (eds.) 1998. The regional segmentation of the Basin and Range Province. *Geol. Soc America sp. pub.*, **323**, 257 p.
- Crustal**
- LERCH D. W., KLEMPERER S. L., GLEN J. M. G., PONCE D. A., MILLER E. L. & COLGAN J. P. 2006.
- Crustal structure of the northwestern Basin and Range Province and its transition to unextended volcanic plateaus. *G3.*, **8**, Q02011, DOI 10.1029/2006GC001429
- LISTER G. et DAVIS G., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during tertiary continental

extension in the N-Colorado River region. USA, *J. Str. Geol.*, **11**, 65-94.

Transformantes et Coulissements

Numéro spécial du Bull. Elf Aquitaine, 1987, **11**, 153-180.

Numéro spécial de Tectonophysics sur la mer Morte et ses environs, 1987 (141), n°s 1-3.

BONIJOLY D. et CASTAING C., 1984. Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ibid.*, 187-199.

BUTLER R.W.H., SPENCER S. AND GRIFFITHS H.M. 1998. The structural response to evolving plate kinematics during transpression: evolution of the Lebanese restraining bend of the Dead Sea transform. In Oldsworth, R.E., Strachan, R.A. and Dewey, J.F. (Eds.), Continental, transpressional and transtensional tectonics, *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **135**, 81-106.

GIRDLER R.W. 1990. The Dead Sea transform fault system. *Tectonophysics*, **180**, 1-13.

MASCLE J., BENKHELIL J., BELLAICHE G., ZITTER T., WOODSIDE J. & LONCKE L. 2000. Marine geologic evidence for a Levantine-Sinai plate, a new piece of the Mediterranean puzzle. *Geology*, **28**, 779-782.

MICHAUD F., SOSSON M., ROYER J-Y, CHABERT A., BOURGOIS J., CALMUS T., MORTERA C., BIGOT-CORMIER F., BANDY B., DYMENT J., PONTOISE B. & SICHLER B. 2004. Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate : the Tosco-Abreojos fault revisited, *GRL*, **31**, L08604, doi:10.1029/2004GL019665.

RON H., NUR A. AND EYAL Y. 1990. Multiple strike-slip fault sets: a case study from the Dead Sea Transform. *Tectonics*, **9**, 1421-1431.

ORTLIEB L. *et al.*, 1989. Geodetic and tectonic analyse along an active plate boundary : the central gulf of California. *Tectonics*, **8**, 429-441.

GUIRAUD R. et MAURIN J.-C., 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur. *BSGF*, 811-823.

ROLET J., 1984. Graben losangiques (*pull-apart*) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation

des bassins carbonifères du Massif central. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **CIII**, 209-220.

STORTI F., HOLSWORTH R. & SALVINI F. 2003. Intraplate strike-slip deformation belts. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **210**, 284 p.

THINON I., RÉHAULT J.P. & FIDALGO-GONZALEZ L. 2002. La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord Gascogne et du bassin Armoricaïn (golfe de Gascogne) à partir de nouvelles données de sismique réflexion. *Bull. Soc. Géol. France*, **173**, 515-522.

UMHOFER P. 2003. A model for the North America Cordillera in the Early Cretaceous : tectonic escape related to arc collision of the Guerrero terrane and a change in North America plate motion. In Johnson S. *et al.*, *Geol. Soc. America sp. pub.*, 117-134.

WALLEY C.D. 1998. Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance of the tectonic evolution of the Levantine region. *Tectonophysics*, **298**, 37-62.

WALLACE R., 1990. *The San Andreas fault system (Calif.)*. U.S. geol. Survey, Prof. Paper, 1515.

Marges Actives

Numéro spécial de *Tectonophysics*, 1989 (160), n°s 1-4, dont :
Aubouin J. *Some aspects of the tectonics of subduction zone*. 1-21.

Numéro spécial de *Earth Plan. Sc. Lett.* sur l'opération Kaïko. Janvier 1987.

Numéro spécial de *Tectonophysics* sur l'opération Kaïko, 1987.

HAMILTON W., 1988. Plate tectonics and island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1503-1527.

ZVI BEN-AVRAHAM (ed.), 1990. The evolution of the Pacific ocean margins. *Oxford Monographs on Geol. & Geoph.*, **8**, 246 pages.

Prisme d'accrétion

BECK C. *et al.*, 1988. Anatomie et physiologie d'un prisme d'accrétion : premiers résultats des forages du complexe de la ride de la Barbade. *Bull. SGF*, 129-140.

BIJU-DUVAL B. *et al.*, 1982. Multibeam bathymetric survey on the Barbados ridge complex. A key to the knowledge and

- interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics*, **86**, 275-304.
- Société géologique de France, 1983. Bull. sp., n° 6, 797-910.
- COCHRAN J., STOW D. *et al.* 1988. Site 717 (Distal Bengal fan). *Proc. ODP In. Rep.*, **116**, 42-48 et 197-210.
- DEVILLE E., GUERLAIS S.H., CALLEC T., GRIBOULARD R., HUYGHE P., LALLEMANT S., MASCLE A., NOBLE M., SCHMITZ J. & the Caramba Working group 2006. Liquefied vs stratified sediment mobilization processes : insight from the South of the Barbados Accretionary Prism. *Tectonoph.*, **428**, p. 33-47.
- ELLOUZ-ZIMMERMANN N., LALLEMANT S.J., CASTILLA R., MOUCHOT N., LETURMY P., BATTANI A., BURET C., CHEREL L., DESAUBLIAUX G., DEVILLE E., FERRAND J., LUGKE A., MAHIEUX G., MASCLE G., MUHR P., PIERSON-WIRCKMANN A.C., ROBION P., SCHMITZ J., DANISH M., HASANY S., SHAHZAD A. & TABREEZ A. 2007. Offshore frontal part of the Makran accretionary prism (Pakistan): the Chamak survey. In *Thrust Belts and Foreland Basins. From fold kinematics to hydrocarbon systems*. O. LACOMBE, J. LAVÉ, F. ROURE, J. VERGES eds., Springer, p. 359-364.
- ## BASSINS FLEXURAUX
- CASSONO E., ANELLI C., FICHERA L., 1990. Geophysical data along the North Italian sector of the European geotraverse. *Tectonophysics*, **176**, 167-182.
- CASTELLARIN A. et VAI G.-B., 1986. South-alpine versus Po plain Apenninic arcs, in *The Origin of Arcs* (Wezel, ed., Developm. in Geotectonics, Elsevier, 21, 253-280.
- HOMEWOOD P., ALLEN P., WILLIAMS G., 1986. Dynamics of the Molasse basin of Western Switzerland. *Sp. Publ. Intern. Ass. Sediment*, **8**, 199-217.
- HORVATH F., BADA G., SFAZIAN P., TARI G., ADAM A. ET CLOETHINGH S. 2006. Formation and deformation of the Pannonian Basin : constraints from observational data. In Gee D.G. et Stephenson R.A. (Eds.), *European Litosphere Dynamics. Geol. Soc. London Mem.*, **32**, 191-206.
- HORVATH F. & TARI G. 1999. IBS Pannonian Basin project : a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. In Durand B. *et al.* (Eds.), *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine orogen. Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **156**, 195-213.
- MUGNIER J.L. et MÉNARD G., 1986. Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes, un modèle cinématique. *Bull. ElfAquit.*, **10**, 167-180.
- PIFFNER O., 1986. *Evolution of the North Alpine foreland basin in the Central Alps. Ibid.*, **8**, 219-228.
- PIERI M. et GROPPI M., 1981. *Subsurface geological structures of the Po basin. Publ. 414. Geodinamica. CNR*, 23 pages.
- TARI G., DOVENY P., DUNKL I., HORVATH F. LENKEY L., STEFANESCU M., SFAZIAN P. & TOTH T. 1999. Lithospheric structure of the Pannonian Basin derived from seismoc, gravity and geothermal data. In Durand B. *et al.* (Eds.), *The mediterranean Basins : tertiary extension within the Alpine orogen. Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **156**, 215-250.
- VAN BALEN R.T., LENKEY L., HORVATH F. & CLOETHING S. 1999. Two-dimensional modelling of stratigraphy and compaction driven fluid flow in the Pannonian Basin. In Durand B. *et al.* (Eds.), *The Mediterranean Basins : tertiary extension within the Alpine orogen. Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **156**, 391-414.
- ## BASSINS MOLASSIQUES
- BERGER J.P., REICHENBARER B., BECKER D., GRIMM M., PICOT L., STORNI A., PIRKENSEER C. & SCHAEFER A. 2005. Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). *Int. J. Earth Sci.*, **94**, 711-731.
- LACOMBE O. & *al.* (Eds.) 2007. Thrusts belts and Foreland basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems. Springer.

MASCLE A., PUIGDEFABREGAS C., LUTERBACHER H. & FERNANDEZ M. (Eds.). 1995. Cenozoic foreland basins of western Europe. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **134**.

Bassins

Anonyme, 1989. Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Éd. Technip, 446 pages.

BITEAU J.F., LE MAREC A., LE VOT M. & MASSET J.M. 2006. The Aquitaine basin. *Petrol. Geosc.* **12**, 247-273.

DE GRACIANSKY P.C., DARDEAU G., DOMMERGUES J.L., DURLET C., GOGGIN V., DUMONT T., HESSELBO S.P., JACQUIN T., MARCHAND D., MEISTER C., MOUTERDE R., REY J. & VAIL P.R. 1998. Biostratigraphic correlation of Early Jurassic Sequence Stratigraphy in France and comparisons with some UK sections. In DE GRACIANSKY P. C., HARDENBOL J., JACQUIN T., FARLEY M. & VAIL P.R. (Eds.), Mesozoic–Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. *Sp. Pub. Soc. Sedim. Geol. (SEPM)*, **60**, 583-622.

PERRODON A., 1988. Bassins sédimentaires, provinces pétrolières et tectonique globale. *Bull. Elf. Aquit.*, 493-512.

POMEROL Ch., 1980. Le bassin de Paris, in *Géologie des pays européens* (vol. France). Dunod, Paris, 437-474.

CURNELLE R. et DUBOIS P., 1986. Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français. *Bull. SGF*, 529-546.

ROURE F., BRUN J.-P., COLLETTA B., VAN DEN DRIESCHE J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine foreland Basin of SE France. *J. Str. Geol.*, **14**, 503-519.

MONTADERT L., 1984. Le bassin d'Aquitaine, in *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, Paris, 122-131.

MARGES CONTINENTALES

C.R. 26^e CGI Paris, 1980. 1981. Colloque C3 : Géologie des marges continentales. *Bull. BRGM et Oceanologica acta*, n° spécial.

BOILLOT G., 1990. Géologie des marges continentales. Masson, Paris, 3^e édit., 134 pages.

BOILLOT G. *et al.*, 1984. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Paris, 342 pages.

BOILLOT G. *et al.*, 1989. Rifting of the W-Galicia continental margin: a review. *BSGF*, 393-400.

MASCLE J. et BASILE Chr., 1998. Marges continentales transformantes. *C.R. Ac. Sc. Paris*, **326**, p. 827-838.

Convergence

BRIDE J. *et al.*, 1990. Seismic reflection structure of intracratonic Palmyrides (Syrie). *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **74**, 238-259.

CHUBERT G. et FAURE-MURET A., 1971. L'Anti-Atlas et la chaîne de l'Ougarta, in *Tectonique de l'Afrique*. UNESCO, Paris, 359-371.

GUIMERA J. et ALVARO M., 1990. Structure et évolution de la compression alpine dans la chaîne ibérique et la chaîne côtière catalane (Espagne). *BSGF*, 339-348.

HGAI RON, 1987. Deformation along the Yam-muneh, the restraining bend of the Dead Sea transform. *Tectonics*, **6**, 653-666.

LE PICHON M. et GAULIER J.-M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics*, **153**, 271-294.

MICHARD A., 1976. Éléments de Géologie marocaine. *Notes et Mémoires S. Géol. Maroc*, **252**, 408 pages.

Jura

CHAUVE P., MARTIN J., PETITJEAN E., 1988. Le chevauchement du Jura sur la Bresse. Données nouvelles et réinterprétation des sondages. *BSGF*, 861-870.

LAUBSCHER H.P., 1986. The Eastern Jura : relation between thin skinned and basement tectonics local and regional. *Geol. Rdsch.*, **75/3**, 535-553.

PHILIPPE Y. 1994. Transfer zones in the southern Jura belt (eastern France): geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. In Mascle A. (Ed.) Hydrocarbon and Petroleum Geology of

- France. *Eur. Ass. Petrol. Geol. Sp. Pub.*, **4**, 269-280.
- PHILIPPE Y., COLLETTA B., DEVILLE E. & MASCLE A. 1996. The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. In Ziegler P. & Horvath F. (Eds.), *Structure and prospects of Alpine basins and forelands. Mém. Mus. nat. hist. nat.*, **170**, 235-261.
- ## Pyrénées
- Numéro spécial du *Bull. Soc. Géol. Fr.* consacré au programme ECORS dans les Pyrénées, 1990, n° 2, 209-348.
- BOILLOT G., 1984. *Les modèles explicatifs des Pyrénées*, in *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, Paris, 57-72.
- CHOUKROUNE P. *et al.*, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data. *Tectonics*, **8**, 23-39.
- JOLIVET M., LABAUME P., MONIÉ P., BRUNEL M., ARNAUD N. & CAMPANI M. 2007. Thermochronology constraints for the propagation of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics*, **26**, TC 5007.
- MIROUSE P., 1980. Les Pyrénées, in *Géologie des pays européens* (vol. France). Dunod, Paris, 212-223.
- ROURE P. *et al.*, 1989. *ECORS deep seismic data and balanced cross sections of the Pyrénées. Ibid.*, 41-50.
- SALAS R., GUIMERA J., MAS R., MARTIN-CLOSAS C., MELENDEZ A. & ALONSO A. 2001. Evolution of the Mesozoic Iberian rift system and its cenozoic inversion. In Ziegler P. *et al.* (Eds.), *Peritethyan rift/wrench basins and passive margins, Mém. Mus. nat. hist. nat.*, **146**, 145-185.
- SIBUET J.C., SRIVASTAVA S. & SPAKMAN W. 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *JGR*, **109**, B08104.
- VERGÈS J., MARZO M., SANTALEUARIA T., SERRA-KIEL D., BURBANK J., MUNOZ J., GIMENEZ-MONTSANT J. 1998. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Petrol. Geol.*, **12**, 903-916.
- VERGÈS J., MILLAN H., ROCA E., MUNOZ J., MARZO M., CIRÈS J., DEN BEZEMER T., ZOETMEYER R. & CLOETHING S. 1995. Eastern In Masclé A., Puigdefabregas C., Luterbacher H. & Fernandez M. (éds.), *Cenozoic foreland basins of western Europe. Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **134**, 107-134.
- SOUQUET P. et DEBROAS E., 1980. Tectogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. CR 26^e CGI Paris, *Mém. BRGM*, **107**, 213-233.
- ## CHAÎNES DE SUBDUCTION
- CHEMENDA A., 1993. Subduction : insights from physical modeling. Kluwer Ac. Publ. Ed., 215 pages.
- CHEMENDA *et al.*, 1995. A mechanism for syn-collisional deep-rock exhumation and associated normal faulting : results from physical modelling. *EPSL*, **132**, 225-232.
- ## Andes
- ALLMENDINGER R., JORDAN T., KAY S.M. & ISACKS B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central Andes. *Ann. Rev. Earth Plan. Sc.*, **25**, 139-174.
- BABY P., ROCHAT P., MASCLE G. & HÉRAIL G. (1999).- Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc system of the Bolivian orocline. *Geology*, **25**, 883-886.
- BECK S. & ZANDT G. (2002). The nature of orogenic crust in the central Andes. *J. Geoph. Res.*, **107**, B10, 2230, doi :10.1029/2000JB000124.
- GARZIONE C., MOLNAR P., LIBARKIN J., MACFADDEN B. 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **241**, 543-556.
- GREGORY-WODZICKI K. (2000). Uplift history of the Central and Northern Andes : a review. *Geol Soc Amer. Bull.*, **112**, 1091-1105.
- JAILLARD E., HÉRAIL G., MONFRET T., DIAZ-MARTINEZ E., BABY P., LAVENU A. & DUMONT J.F. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In Cordani U., Milani

- E., Thomaz-Filho A. & Campos D. (ed.), *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, 481-559.
- JAILLARD E. & SOLER P. 1996. The Cretaceous to Early Paleogene tectonic evolution of the northern central Andes and its relation to geodynamics. *Tectonophysics*, **259**, 41-53.
- MERCIER J.L., SÉBRIER M., LAVENU A., CABRERA J., BELLIER O., DUMONT J.F. & MACHARÉ J. (1992) Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *J. Geoph. Res.*, **97**, 11945-11982.
- RAMOS V. & ALEMAN A. (2000). Tectonic evolution of the Andes. In Cordani U., Milani E., Thomaz-Filho A. & Campos D. (eds.), *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, 635-685.
- ROCHAT P., BABY P., HÉRAIL G. & MASCLE G. (1999).- Bilan crustal, dynamique érosive et sédimentaire et implication sur les mécanismes de formation de l'Altiplano dans les Andes Centrales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **328**, 189-195.
- SÉBRIER M. & SOLER P. 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. In Andean magmatism and its tectonic setting, Harmon R.S. & Rapela C.W. (Eds.), *Geol. Soc. America Sp. Pub.*, **265**, 259-278.
- SOLER P. 1991. *Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. Petrographie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou central. Implications géodynamiques et métallogéniques*. Thèse Sciences, Paris VI, 950 p.
- OBDUCTION**
- Numéro spécial du *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1989, n° 2, 163-294.
- CLUZEL D., AITCHISON J. & PICARD C. 2001. Tectonic accretion and underplating of mafic terranes in the Late Eocene intra-oceanic fore-arc of New Caledonia (Southwest Pacific): geodynamic implications. *Tectonophysics* **340**, 23-59.
- CULLEN A. et PIGOTT J., 1989. Post-Jurassic tectonic evolution of Papua New Guinea. *Tectonophysics*, **162**, 291-302.
- COLLOT J. *et al.*, 1987. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite : geophysical evidence. *Tectonics*, **6**, 215-232.
- COLEMAN R.-G., 1971. Plate tectonic emplacement of Upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geoph. Res.*, **76**, 1212-1222.
- DEWEY J.F., 1976. Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, **31**, 93-120.
- MICHARD A., 1987. L'obduction. *La Recherche*, **186**, 312-322.
- PARIS J.-P., 1981. Géologie de la Nouvelle Calédonie. *Mém. BRGM*, **119**, 278 pages.
- SADDIQI O., MICHARD A., GOFFE B., POUPEAU G. & OBERHÄNSLI R. 2006. Thermochronologie par traces de fission des fenêtres continentales des montagnes d'Oman et problèmes actuels d'interprétation tectonique. *Bull. Soc. Géol. France*, **177**, 127-134.
- COLLISION**
- Équateur colombie**
- GUILLIER, B., CHATELAIN, J.L., JAILLARD, E., YEPES H., POUPINET G. & FELS J.F. 2001. Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-Northern Ecuador (South America). *Geoph. Res. Lett.*, **28**, 3749-3752.
- JAILLARD, E., BENÍTEZ, S. & MASCLE G. 1997. Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, **168**, 403-412.
- JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., BENÍTEZ, S., BERONES, G., JIMÉNEZ, N., MONTENEGRO, G. & ZAMBRANO, I. 1995. Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting : southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. In Tankard, A.J., Suárez, R. & Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, **62**, 615-631.
- KERR A.C., ASPDEN J.A., TARNEY, J. & PILATASIG L.F., 2002. The nature and prove-

nance of accreted terranes in Western Ecuador: Geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society, London*, **159**, 577-594.

MAMBERTI M., LAPIERRE H., BOSCH, D., ETHIEN, R., JAILLARD E., HERNANDEZ, J. & POLVÉ, M. 2003. Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos*, **66**, 173-199.

REYNAUD C., JAILLARD E., LAPIERRE H., MAMBERTI M. & MASCLE G. 1999. Oceanic plateau and island arcs of western Ecuador: their place in the geodynamic evolution of the peri-caribbean realm. *Tectonophysics*, **307**, 235-254.

TABOADA A., RIVERA L., FUENZALIDA A., CISTERNAS A., PHILIP H., BIJWAARD H., OLAYA J. & RIVERA C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, **19**, 787-813.

Taiwan

CHEMENDA A., YANG R.K., STEPHAN J.F., KONSTANTINOVSKAYA E.A. & IVANOV G.M. 2001. New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan : evolutionary model. *Tectonophysics*, **333**, 159-178

LACOMBE O., MOUTHEREAU F., ANGELIER J. & DEFFONTAINES B. 2001. Structural, geodetic and seismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan. *Tectonophysics*, **333**, 323-345.

MAURY R. (Ed.) 2003-2004. Géodynamique de l'Asie du Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. France*, **174-175**, 103 p.

MOUTHEREAU F., LACOMBE O., DEFFONTAINES B., ANGELIER J. & BRUSSET S. 2001. Deformation history of the southwestern Taiwan foreland thrust belt : insights from tectono-sedimentary analysis and balanced cross-sections. *Tectonophysics*, **333**, 293-322

PUBELLIER M., EGO F., CHAMOT-ROOKE N. & RANGIN C. 2003. The building of pericratonic mountain ranges: structural and kinematic constraints applied to GIS-based reconstructions of SE Asia. *Bull. Soc. Géol. France*, **174**, 561-584.

PUBELLIER M., RANGIN C., LE PICHON X. & DOTSEA WORKING GROUP. 2005. Deep Offshore Tectonics of Southeast Asia. *Mém. Soc. Géol. France*, **176**, 32 p, 6 pl., CD.

Cordillères nord-américaines

Geology of North America 1992. Geology of the Cordilleran orogen in Canada, vol. G2, Gabrielse H. & Yorath C. (eds.), *Geol. Soc. Amer. Sp. Pub.*, 844 p.

Geology of North America 1992. The Cordilleran orogen conterminous US, vol. G3, Burchfiel B, Lipman P. & Zoback M.L. (eds.), *Geol. Soc. Amer. Sp. Pub.*, 724 p.

LAGABRIELLE Y. *et al.*, 1986. The Coast Range ophiolites (N. California) : possible arc and back-arc basin remnants; their relations with the Nevadan orogeny, *BSGF*, 981-999.

ROURE F., CARAYON V. et RANGIN C., 1986. Évolution comparée des bassins franciscains de Californie, de l'Oregon et de Basse Californie (USA et Mexique). *BSGF*, 931-944.

Zagros

ADAMIA S., BERGOUGNAN H., FOURQUIN C., HAGHIPOUR A., LORDKIPANIDZE M., OZGUL N., RICOU L.E & ZAKARIADZE G. 1980. The Middle East between the Aegean and the Oman traverses. In les Chaînes alpines issues de la Téthys. *Mem. BRGM*, **115**, 122-136.

BLANC E., ALLEN M., INGER S. & HASSANI H. 2003. Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Geol. Soc. London Bull.*, **160**, 401-412.

MOLINARO M., LETURMY P., GUEZOU J.C., FRIZON DE LAMOTTE D. & ESHRAGHI S.A. 2005. The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-and-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, **24**, DOI 10.1029/2004TC001633.

OVEISI B., LAVÉ J. & VAN DER BECK P. 2007. Active folding and deformation rate at the central Zagros front (Iran). In Thrusts belts and Foreland basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems, Lacombe O. & al. (Eds.), 267-287.

VERNANT PH., NILFOUROUSHAN F. HATZFELD D., ABBASSI M.R., VIGNY C., MASSON F., NANKALI H., MARTINOD J., ASHTIANI A., BAYER R., TAVAKOLI F. & CHÉRY G. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geoph. J. Int.*, **157**, 381-398.

Himalaya

AVOUAC P. & DE WEVER P. (Ed.) 2002. Himalaya-Tibet : le choc des continents. *MNHN-CNRS*, 191 p.

BEYSSAC O., BOLLINGER L., AVOUAC J.P. & GOFFÉ B. 2004. Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **225**, 233-241.

CANNAT M. & MASCLE G. 1990. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Himalaya au Ladakh. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), **6**, 553-582.

CHALARON E., MUGNIER J.L. & MASCLE G. 1995. Control on thrust tectonics in the Himalayan foothills : a view from numerical model. *Tectonophysics*, **248**, 139-163.

CIRIO R., MASCLE G. & PECHER A. 1996. Himalaya : déformation et métamorphisme dans une chaîne de collision. *Centre Briançonnais de Géologie Alpine* éd.

COLCHEN M., LE FORT P. & PÉCHER A. 1986. Annapurna, Manaslu, Ganesh Himal. CNRS Ed., 1-136.

DE CELLES P., ROBINSON D. & ZANDT G. 2002. Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, **21**, doi 10.1029/2001TC001322.

DE SIGOYER J., CHAVAGNAC V., Blichert-TOFT J., VILLA I., LUIS B., GUILLOT S., COSCA M. & MASCLE G. 2000. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Morari eclogites. *Geology*, **28**, 487-490.

GANSSEER A. 1964. Geology of the Himalayas. J. Wiley Ed., 1-289.

GRUJIC D. 2006. Channel flow and continental collision tectonics : an overview. *In* Law et

al. (eds), *Geol. Soc. London sp. pub.*, **268**, 25-37.

GUILLOT S., GARZANTI E., BARATOUX D., MARQUER D., MAHÉO G., DE SIGOYER J. 2001. Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. *G3*, **4**, No. 7, 1064, DOI 10.1029/2002GC000484

GUILLOT S., DE SIGOYER J., LARDEAUX J.M. & MASCLE G. 1997. Eclogitic metasediments from the Tso morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **128**, 197-212.

HARRIS N. 2007 Channel flow and the Himalayan-Tibetan orogen : a critical review. *J. Geol. Soc. London.*, **164**, 511-523.

MOLNAR P. et TAPPONNIER P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. *Science*, **189**, p. 419-426.

REPLUMAZ A., KARASON H., VAN DER HILST R., BESSE J. & TAPPONNIER P. 2004 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography. *EPSL*, **221**, 103-115.

STECK A. 2003. Geology of the NW Indian Himalaya. *Ecl. Geol. Helv.*, **96**, 147-196.

VAN DER VOO R., SPAKMAN W. et BIJWARD H., 1999. Tethyan subducted slabs under India. *E.P.S.L.*, **171**, p. 720.

ZHOU H. & MURPHY M.A. 2005. Tomographic evidence for wholesale underthrusting of India beneath the entire Tibetan plateau. *J. Asian Earth. Sc.*, **25**, 445-457.

Massif Central

BARD J.-P. et al., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique de plaques. CR 26^e CGI, Paris, Colloque C6, BRGM ed., 233-246.

BOUCHARDON J.L. et al., 1989. Eclogites in the French Paleozoic orogen : geodynamic significance. *Tectonophysics*, **169**, 317-332.

GIRARDEAU J., DUBUISSON G. et MERCIER J.-Cl., 1986. Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin. *BSGF*, 849-860.

FAURE M., LELOIX C. & ROIG J.Y. 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne Hercynienne. *Bull. Soc. Géol. de France*, **168**, 695-705.

MATTE P. 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**, 122-128.

MENOT R.P. *et al.*, 1988. Les associations magmatiques leptyno-amphiboliques du massif de Belledonne. *BSGF*, 917-926.

Cf. aussi Earth Plan. Sc. Let., 1988 (88), 82-92.

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 1986 (66), 229-258.

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 1987 (67), 273-284.

Alpes

Généralités et Alpes occidentales

AGARD PH. & LEMOINE M. 2003. Visages des Alpes : structure et évolution géodynamique. *Publ. CCGM-CGMW*, Paris.

BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. 1993. Structural model of Italia 1/500.000. CNRS éd., *Quad. Ric. Scient.*, **114**.

GIDON M. site internet constamment mis à jour : www.geol-alpes.com

MARTHALER M. 2005. Le Cervin est-il africain ? - Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. *Lep*, 96 p.

MASSON H. 2002. Ophiolites and other (ultra)-basic rocks from the West-central Alps. New data for a puzzle. *Bull. Soc. Vaudoise Sc.Nat.*, **88**, 263-276.

SCHMID S.M. *et al.* 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Ecl. Geol. Helv.*, **97**, 93-11.

STAMPFLI G.M. (ed.) 2001. Geology of the Western Alps, a guide-book. *Mém. de Géologie, Lausanne*.

STECK A., ALLIMAN M., BIGIOGERRO B., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHANT R., MARTINOTTI G., MOSAR J., DAL PIAZ G., MASSON H., SARTORI M., SPRING L. 2000. Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale (1:100'000). Carte géologique spéciale No 123. *Serv. hydrol. géol. national* Berne.

Déformation, métamorphisme, volcanisme

BOYER M., LAPIERRE H. *et al.* 2001. Nature des sources des composants andésitiques des grès du Champsaur et de Taveyannaz. Implications dans l'évolution des Alpes au Paléogène. *Bull. Soc. Géol. France*, **172**, 487-501.

FREY M., DESMONS J. & NEUBAUER F. 1999. Metamorphic map of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mittel.*, **79**.

MANATSCHAL G., MÜNTENER O., LAVIER L., MINSHULL T. & PÉRON-PINVIDIC G. 2007. Observations from the Alpine Tethys and Iberia-Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. In Karner G., Imaging, mapping and modelling continental extension and breakup. *Geol. Soc. London sp. pub.*, **282**, 291-324.

Structure profonde

LARDEAUX J.M. *et al.* 2006. A crustal-scale cross section of the SW Alps combining geophysical and geological imagery. *Terra Nova*, **18**, 412-422.

SCHMID S.M. *et al.* 1996. Geophysical transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, **15**, 1036-1064.

PIFFNER O.A. *et al.* 1997. Deep structure of the Swiss Alps. Results of NPP 20. Birkhauser, 380 p.

TRANSALP WORKING GROUP 2002. First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and trans-crustal ramps. *Geoph. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2002GL014911.

Distensions tardives

PROST A. et BECQ-GIRAUDON J.-F., 1989. Evidence for mid-Permian compressive tectonics in Western Europe. *Tectonophysics*, **169**, 333-340.

MALUSA M. *et al.* 2005. Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: insights from fission track thermochronology. *Tectonics*, **24**, TC3004.

PHILIPPOT P., 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-

italian occidental Alps. *Tectonics*, **9**, 1143-1164.

RATSBACHER L. *et al.*, 1991. Extrusion in the Eastern Alps. *Tectonics*, **10**, 257-271.

RING U., MERLE O., 1992. Forethrusting, backfolding and lateral gravitational escape in the Northern part of the W-Alps (M. Rosa). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 901-914.

SUE C., THOUVENOT F. & FRECHET J. 1999. Widespread extension in the core of the Western Alps revealed by earthquakes analysis. *JGR*, **104**, 25611-25622.

TRICART P. *et al.* 2006. The late extension in the Inner Western Alps : a synthesis along the S-Pelvoux transect. *Bull. Soc. Géol. France*, **177**, 229-310.

THOUVENOT F. & FRECHET J. 2007. Seismicity along the NW edge of the Adria microplate. In Pinter *et al.*, eds, "The Adria microplate", Springer, à paraître.

Alpes orientales

GAWLICK H.J. *et al.* 1999. The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geol.Rdsch.*, **87**, 644-657.

KRENNMAYR H.G. *et al.* 2000. Rocky Austria. A brief earth history of Austria. *Geol. Bundesanstalt*, Wien, 60 p. 1 carte couleur.

Alpes méridionales

BERTOLOTTI G. *et al.* 1998. Lithospheric weakening during "retroforeland" basin formation. Evolution of the central South Alpine foredeep. *Tectonics*, **17**, 131-142.

DOGLIONI C. 1992. Relationship between Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and Alpe inversion in the Southern Alps. *Ecl. Geol. Helv.*, **85**, 105-126.

VIOLA G. *et al.* 2001. Late Oligocene-Neogene evolution of Europa-Adria collision : new structural and geochronological evidence from the Giudicarian fault System (Italian Eastern Alps). *Tectonics*, **20**, 999-1020.

COLLAGES ET TERRANES

BRUNS T. *et al.*, 1984. The eastern gulf of Alaska transcurrent plate boundary and the migration of terranes. *BSGF*, 325-331.

MOLNAR P. et TAPPONNIER P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. *Science*, **189**, p. 419-426.

JONES D. *et al.*, 1977. Wrangellia, a displaced terrane in NW North America. *Can. J. Earth. Sc.*, **14**, 2565-2577.

MONGER J., 1984. Cordilleran tectonics : a Canadian perspective. *BSGF*, 255-278.

NUR A., 1984. Oceanic plateaus and accreted terranes : the view from western N-America. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **CIII**, 377-386.

Index alphabétique général

A

abyssales (plaines), 4, 9, 22, 111
 Acapulco, 128
 accrétion océanique, 14, 108, 120
 Açores, 11, 12, 15
 Adamello (granite), 275, 284
 Aden (golfe d'), 98, 104, 105
 Adriatique (microcontinent), 263, 266, 285
 Afars, 99, 102, 103
 Alaska, 128, 138, 294
 Albert (lac), 63
 Alboran (mer d'), 232, 289, 291
 Aléoutiennes (îles, arc des), 126, 128, 138
 Alpes, 263
 – Apuanes, 292
 – centrales, 271, 277 et suiv.
 – occidentales, 266 et suiv., 279, 288
 – orientales, 274, 276, 284, 287
 Altiplano, 193, 194, 196
 Altyn Tagh (faille), 249
 Amlang La, 241
 Amsterdam (île), 21
 Ancenis (bassin d'), 71
 Andaman (îles, bassin d'), 70, 153, 188, 250

Andes, 188
 – de Bolivie, 195
 – du Chili, 195, 198
 – de Colombie, 216
 – d'Équateur, 216
 – du Pérou, 191
 Angola (bassin de l'), 115
 Annapurna, 242
 anomalie d'Ivrée, 273
 Anti-Atlas marocain, 162, 172
 Anti-Liban, 164
 Antilles (Petites), 24, 30, 138
 Apennins, 90, 94
 Aqaba (golfe d'), 57, 67, 68, 99
 Arabe (plate-forme), 98
 arcs, 232
 – alpin, 232, 263, 285
 – bético-rifain, 232, 291
 – hérité, 232
 – induit, 232
 – insulaires (intraocéaniques), 25
 – magmatique, 131
 – névadien, 226
 – rémanent (= résiduel), 29, 30, 32
 – sédimentaire, 127, 131
 – siculo-calabrais, 232
 – volcanique, 123, 131
 archipels Ouest-mélanésien, 32-34

Ardenne, 2
 armoricains (fossés), 70
 Ascension (île), 36
 Assam, 237
 Assoua (linéament), 60
 asthénosphère, 1, 17, 40, 102, 122, 144
 Atlantique (océan), 20
 Australes (îles), 39
 Avès (ride d'), 31, 33

B

Baïkal (lac), 64, 236, 250
 Bali, 131
 Banc de Galice, 109
 – de Goringe, 5, 16
 – de Yamato, 154
 Banda, 153
 Barbade (île de la), 30-32, 126, 138
 Bas-Dauphiné, 93
 Basin and Range, 78, 288, 289, 290, 291
 bassins (structuraux)
 – arrière-arc, 83, 125, 141
 – avant-arc, 137
 – avant-chaîne, 8
 – cratoniques, 84
 – en pull-apart, 66, 74, 287
 – en transtension, 78

bassins (structuraux) (*suite*)

- en transpression, 78
- étirement, 47
- flexuraux, 48, 89, 91
- intra-arc, 29, 31
- molassiques, 89
- sur décrochement, 66
- transportés (Piggy-back), 96
- volcaniques, 131

bassins (géographiques)

- Aquitaine, 75
- Bas-Dauphiné, 93
- de Paris, 84
- Égéen, 145, 288, 290
- germano-polonais, 89
- liguro-provençal, 148
- de Manus, 153
- méditerranéens, 142
- mer du Nord, 87
- nord- et sud-fidjien, 32, 156
- pannonique, 191
- péri-alpin, 89
- Pô (padan), 93, 95
- Sahara, 88
- San Joaquin, 77, 78
- Sulu-Célèbes, 153
- Suisse, 91, 180
- tyrrhénien, 146

Bekaa (plaine de la), 164

Benioff (surface de), 6

Bénoué (bassin de la), 73, 74

Bering (mer de), 153

Bermudes (îles), 35, 40

Bismark (îles, mer de), 34, 153

Blake (plateau), 115

blocs accréétés, 219

- basculés, 48, 78, 108, 110
- exotiques, 293

Bolivie, 195

Boulder (batholite), 186

Bregaglia (val) (granite), 270, 275, 284

Bresse, 49, 54, 93

Briançonnais (zone), 269

C

Californie (golfe de), 69, 116

Cameroun (volcan), 74

- (bassin du), 115

Canaries (îles), 35

Canavese (faille du), 283

cañons sous-marins provençaux, 151

Cap Vert (îles du), 35

Caraiïbe (plateau océanique), 40, 218, 219

Carlsberg (ride de), 21, 104

Carniques (Alpes), 256

Carpates, 141, 143, 232

Cascadia Mountains, 133, 225

Cayman (fosse), 24, 25

ceinture de feu du Pacifique, 131

Célèbes (îles, mer, arc des), 132

Cervin (klippe du), 274

Chagos-Maldives (îles, ride des), 37, 39

chaînes (géographiques)

- alpine, 263 et suiv.
- andine, 188 et suiv.
- catalane, 178
- de l'Ouest américain, 224 et suiv.
- hercynienne (= varisque), 251 et suiv.
- himalayenne, 234 et suiv.
- ibérique, 178
- transhimalayenne, 241

chaînes (structurales)

- par clivage intracrustal, 178
- de collision, 215, 216, 230
- de coulissement, 166, 168
- de couverture, 162
- intracontinentales, 161
- liminaires, 215
- d'obduction, 205
- de socle, 162
- de subduction, 187
- liminaires, 215

Chamrousse (ophiolites de), 255

Châteaulin (bassin de), 71

Chine (mers de), 153

Clarion (faille), 25

Clipperton (faille), 25

Clivage intracrustal, 178

Coast Ranges californiennes, 226

COCORP (profil), 163

Cocos (îles), 35

Cocos (plaque), 15

collages, 263, 293 et suiv.

Colombie (Andes de), 216

Coloured Melange (zone à), 230

Commentry (bassin de), 72

complexe franciscain, 227

- leptyno-amphibol., 2, 253, 265

Comores, 21, 37

Congo (bassin), 115

Cook Inlet, 128, 138

Corail (mer de), 27, 153, 211

Cordillera Blanca, 195

Corse, 148, 149

cratoniques (bassins), 84

croûte continentale, 2

- ductile, 3, 80, 81, 120, 122, 289
- intermédiaire, 6, 132, 137
- océanique, 4

Culm (faciès), 257

D

Dalle du Tibet, 238

danakil (horst), 102, 103

Daulaghi, 239

dauphinoise (zone), 266

Decazeville (bassin de), 72

décrochements ductiles, 258

déflexions, 194

dénudation tectonique, 122

détachement (failles de), 8, 81, 82, 102, 121, 286

- mantellique, 282, 289, 291

discontinuité de Mohorovicic.

Voir Moho

Djebel Druze, 167

- Siroua, 162

Dolomites, 275

dôme thermique lépontin, 284

dorsales océaniques, 5, 7, 11 et suiv.

- Atlantique, 11, 12, 13, 20, 37
- de Carlsberg, 104
- Chilienne, 12, 13
- Galapagos, 12
- Indienne, 17, 21, 37
- Pacifique, 12, 13, 17, 21

dorsales (activité hydrothermale), 14

- roches des, 16

Dras (arc de), 243

E

ECORS Alpes, 276, 278

- Alsace, 55
- Ardennes, 256
- Manche, 3
- Pyrénées, 177

Égée (mer), 145, 288, 290, 292

Elbe (île), 292
 Émilie, 95
 Entrées de la Manche, 106
 Éoliennes (îles), 146
 épaules de rift (soulèvement), 56, 60, 63, 66, 102, 104, 119, 151, 279
 Éperon de Goban (marge de l'), 107
 Équateur (Andes d'), 216
 Erta Ale (volc.), 103, 104
 étalement post-orogénique, 84, 263, 287, 288
 Éthiopien (plateau), 103
 – (rift), 61
 Everest, 241
 exhumation tardi-orogénique, 286
 Exmouth (plateau d'), 115
 expansion océanique, 19

F

failles (structurales)
 - de cisaillement oblique
 intracrustal, 55, 64, 65, 67, 82, 102, 121, 122
 – de décrochement, 23, 55, 66-78, 116-118, 165-168, 173-176, 178, 188, 250, 257, 259, 260, 275, 285, 287, 288, 293, 297
 – de décrochement ductile, 257
 – de détachement, 67, 68, 81, 82, 121, 122, 286, 292
 – en « flower structure », 70
 – listriques, 64, 108, 109
 – synthétiques, 48
 – transformantes, 15, 22, 272, 273, 279
 failles (géographiques)
 – Altyn Tagh, 236, 250
 – insubrienne, 93, 267-269, 274-278, 284
 – Jourdain, 60, 67, 99
 – judicarienne, 267
 – nord-pyrénéenne, 171-176, 261
 – Oriente, 26
 – Romanche, 25, 118
 – San Andreas, 24, 69, 83, 116, 168, 294, 296, 297
 – San Francisco, 25, 116

– St Paul, 118
 – Yammouna (Yamuneh), 164
 Falklands (plateau des), 24
 Farallon (plaque), 296
 fenêtre de l'Engadine, 267
 – des Tauern, 267, 287
 Ferrare-Romagne (arc), 95
 Fezzan (bassin du), 88
 Fidji (îles, arc), 27, 28, 32, 152, 155, 156
 fissure crustale (ou océanique), 60, 97
 flat slab, 188, 190
 fleur (structure en), 70
 flexural (bassin), 89
 flexure Arcachon-Toulouse, 76
 Florès (île), 131, 132
 flysch à helminthoïdes, 273, 274, 280
 Foothills belt, 184-186
 fosse d'Acapulco, 128
 – du Guatemala, 126
 – du Japon, 127
 – de Manille, 221
 – de l'Orient, 26
 – du Pérou, 192, 193
 – des Philippines, 22
 – de Ryu-Kyu, 221
 – des Salomon, 34
 – des Tonga, 27
 fossé d'effondrement, 48
 – rhénan, 49
 – des Grands Lacs de l'Est africain, 60
 – du massif armoricain, 70
 – du Massif central, 72
 franciscain (complexe), 227
 Front Range, 165
 front varisque, 252, 256

G

Gabon (bassin du), 115
 Gail (ligne du), 274
 Galapagos (dorsale des), 12, 14, 189
 Galice (banc de), 109
 germanotype (style), 48
 Gilbert (îles), 39
 golfe d'Aden, 98, 104, 105
 – Aqaba, 57, 68
 – Bengale, 41
 – Californie, 116, 117
 – Gascogne, 110, 176

– Gênes, 148
 – Guinée, 117
 – Mexique, 89
 – Suez, 57
 – Tadjura, 103
 Gorda (dorsale), 5
 – (plaque), 15
 Goringe (banc de), 5, 16
 GPS, 6
 graben, 48, 287
 Grand Sillon houiller, 261
 Great Basin, 79
 Great Valley, 228
 Grisons, 271
 Groix (île de), 253
 Guadeloupe, 30
 Guatemala-Nicaragua (plateau), 138
 guyot, 35

H

Haut-Atlas marocain, 169
 Hawaï (îles), 8, 39, 40
 helminthoïdes (flysch à), 273, 274
 helvétique (zone, nappes), 268, 270
 hercynienne (chaîne), 251 et suiv.
 Hida-Sangun (zone), 298
 Himalaya, 234 et suiv.
 Hoggar, 40
 horst danakil, 102, 103
 hot spots (voir Points Chauds)
 hydrothermalisme des dorsales, 14

I

Idaho (batholite), 186
 Illinois (bassin de l'), 88
 Indien (océan), 21, 37
 Indonésie, 132
 Indus (suture de l'), 241
 insubrienne (faille), 93, 267-269, 274, 278, 283
 – (marge), 263, 274
 inversion tectonique, 159, 269
 IPODE, 19
 Iran, 231
 Islande, 12, 16, 37-39
 isostasie, 6, 46, 134

Ivrée (zone, anomalie d'), 2, 274, 276, 277, 284

J

Jan Mayen (île), 11
Japon, 127, 153, 297
Japon-Insulinde (arcs type), 34, 154, 155
Java, 131, 132
JOIDES, 19
Jourdain (faille du), 60, 67, 99
Juan de Fuca (dorsale), 5
– (plaque), 15
Juan-Fernandez (île, faille, ride), 24, 25, 201
Jura, 180

K

Kaiserstuhl (volc.), 50
Kamtchatka, 131
Karakorum, 234, 237
Karroo (bassin du), 88
Kashmir, 241
Kathmandou, 239, 247
Kenai (péninsule de), 128
Kenya, 62
Kerguelen, 21, 37, 40
Kermadec (îles), 26, 32, 131
Kilimandjaro (volc.), 61
Kitakami, 297
Klamath Moutains, 224
Knoxville (formation de), 224
Kodiak (île), 128
Kohistan (arc du), 237, 243
Kouriles (îles), 34, 153, 154
Krakatoa (volc.), 135
Kula (plaque), 294, 296

L

lac Abhe, 103
– Assal, 103
– Baïkal, 64, 236
– Kyoga, 61
– Natron, 62
– Tanganyika, 62
– Tchad, 73
– Victoria, 61
Laddakh, 240
Lanzo, 270, 276
Laramie Mountains, 163
Lau (bassin et arc de), 32, 156
Laval (bassin de), 71

lépontin (massif), 283
leptyno-amphibolique (voir complexe)
Lherz (étang de), 172
lherzolite, 17, 18, 172
Lhasa (bloc de), 289
Liban, 164
Ligne (îles de la), 39
liguro-piémontaise (zone), 273
LIP (Large Igneous Province), 40
lithosphère, 1, 6, 187
Lizard (cap), 25
Lord Howe (ride de), 152, 153
Los Angeles, 69
Loyauté (îles), 208, 214
Luçon = Luzon (arc de), 220
Lut (bloc du), 231

M

Madère (îles), 35
Makran (prisme d'accrétion), 139, 208
Manaslu, 242
Manille (prisme d'accrétion, fosse de), 220
Mannheim (fosse de), 52
Marañon, 195, 200
marges continentales, 6, 123
– d'accrétion, 129
– convergentes (« pacifiques »), 123, 130
– divergentes (« atlantiques »), 97 et suiv.
– maigre, 114
– nourrie, 114
– progradante, 115
– transformantes, 116
– volcaniques, 99
marginale (mer), 34, 123, 153
Mariannes (îles), 26, 29
Marshall (îles), 39
Marsili (bassin de), 146
Martinique, 30
Massif central, 255
Maurice (île), 35, 37
mcc. Voir metamorphic core complex
mélanges, 129
– ophiolitiques, 228, 230
Mendocino (faille), 25, 296
Mentawai (îles), 132, 138

mer de Bering, 153
– de Bismark, 153
– des Célèbes, 153
– de Chine orientale, 153
– de Chine méridionale, 220, 250 Corail, 153
– Égée, 145, 288, 290, 292
– du Japon, 153
– Méditerranée, 142
– Morte, 66
– Noire, 142
– des Philippines, 27
– Rouge, 99
– de Tasmanie, 153
– Tyrrénienne, 146
Merapi (volc.), 135
metamorphic core complex (mcc), 82, 185, 259, 284, 292
métamorphisme alpin, 281
– himalayen, 245
Michigan (bassin du), 88
Mindoro (île de), 221
Moesien (bloc), 232
Moho, 1, 3, 4, 17, 41, 53, 109, 249
molassique (bassin), 89
Montferrat (arc du), 95
Monti Euganei (volc. Padoue), 275
Mont St Elias (volc.), 296
Mont St Helens (volc.), 135
Montagne Noire, 256, 258
– Pelée (volc.), 135
Montagnes Rocheuses, 224
– canadiennes, 183
– du Wyoming et du Colorado, 163
MORB (Mid-oceanic Ridge Basalt), 16
Morte (mer), 66
Mozambique (canal de), 19
Murray (faille), 25

N

nappes (mise en place des)
– Alpes, 283
– Himalaya, 245
– Oman, 20
– varisques, 255
Nauru (plateau océanique), 40, 41
Naxos-Paros (îles de), 292

Nazca (plaque), 95, 189, 190, 191

– (ride), 193, 197, 201

Népal, 240, 247

nord-pyrénéenne (zone), 5, 172, 175

Norfolk (ride de), 153

Nouvelle-Bretagne (fosse, ride), 32, 33

Nouvelle-Calédonie, 27, 208, 214

Nouvelle-Guinée, 27, 34, 211, 214

Nouvelles-Hébrides (Vanuatu), 27, 28, 156, 214

Nouvelle-Zélande, 131

O

obduction, 212

– chaînes d'obduction, 205

Occidentale colombien, 219

– équatorien, 218

ODP, 19

offscrapping, 129

Okhotsk (mer d'), 153

Oklahoma (bassin de l'), 88

OIB (Ocean Island Basalt), 36, 40

Omineca (m.c.c.), 185

Ontong Java (plateau), 33, 34, 40, 214

ophiolites, 5, 16, 17

– Alpes, 272

– Andes d'Équateur-Colombie, 218

– Célèbes, 132

– hercyniennes, 253

– Himalaya, 241

– Nouvelle-Calédonie, 210

– Nouvelle-Guinée, 212

– Oman, 207

– Ouest américain, 228

– Philippines (Mindoro), 221

Orénoque (bassin de l'), 88

Oriente équatorien et

colombien, 216

OSC (Overlapping Spreading Center), 22

Ouest-Mariannes (ride), 29

Owen (faille d'), 21

P

Pacifique (océan), 22

Palau-Kyu Shu (ride), 29, 32

Palmyre (monts de), 165, 167

partitionnement de la déformation, 234

Philippines (îles, mer des), 27, 221-223

Pamir, 235, 250

pannonique (bassin), 141, 288

Papouasie, 34

penniques (nappes), 270

Pérou, 191

Petites Antilles, 30

Philippines (îles), 32, 137, 220

piémontaise (zone), 269, 272

piggy back (structure en), 96

Pitcairn (île), 39

plateau continental, 97

plateaux océaniques, 40, 41 (carte)

pli de fond, 161, 284

Pô (bassin du), 93, 284

Pocklington (arc de), 32

point chaud, 37, 105

Préalpes, préalpines (nappes), 267

précaspique (dépression), 89

prisme d'accrétion (la

Barbade), 30-32, 126

– sédimentaire, 127 et suiv., 191, 208, 208, 228, 280

– lithosphérique, 283,

– tectonique, 125, 127, 245, 279, 280, 283

Puerto-Rico (fosse de), 126

pull-apart (bassins en), 47, 66, 68, 72, 74, 174, 287

Pyrénées, 171

Q

98° méridien (ride du), 21, 36, 37

R

racine crustale, 3, 7, 8, 275, 276, 290

racines penniques, 270

Reine-Charlotte (île, faille de la), 294

rémanent, résiduel (arc), voir arcs

Réunion (île), 35, 37

Rhénan (fossé), 49

rides asismiques de l'océan Indien, 41

Ridge Basin, 69

rift intracontinental, 47, 49, 118, 174

– est-africain, 60-64, 105

– nord-pyrénéen, 176

– océanique, 11, 14

Rio Grande (ride du), 37

Rivera (plaque), 296

Rockies Mountains, 184

Rocky Mountain Trench, 184, 186

Romanche (faille de la), 12, 23, 24, 118

rotation de la microplaque padane, 285

Rouge (mer), 99

Ruwenzori, 63

Ryu-Kyu (îles, fosse des), 151, 221

S

Sahara (bassin du), 88

Sainte-Hélène (île de), 35

salinien (bloc), 229

Salomon (îles), 27, 34, 156, 214

Salton Sea (bassin de), 9

Samoa (îles), 156, 214

San Andreas (faille), voir failles

Sandwich (îles), 131

Sangihe (arc de), 32

San Joaquin (bassin de), 69, 77, 78

San Francisco, 116, 168

Santorin (île volc.), 135, 145

Sardaigne, 149

schistes lustrés (Alpes), 271

Seamount, 35

SDR (Seaward Dipping Reflector), 106

Serrania del Baudo, 219

Sesia (zone), 274, 276

Shetlands (plate-forme des), 87

Shimanto (zone de), 298

Shoshonitique (magma), 134

Sierra Nevada, 224

Silvretta (nappe de la), 274

simploniques (nappes), 272

simplio-tessinoises (nappes), 272, 283
 Siwaliks, 8, 237, 239
 sous-charriage, 182, 203, 268, 283
 sous-placage, 40, 194, 203
 sous-pyrénéenne (zone), 173, 174
 sphénoclasme, 114, 149
 Spitzberg, 119
 St Paul (faille transformante), 23, 118
 St Paul-Amsterdam (île, faille), 37, 39
 St Vincent-Grenade, 137
 subandine (zone), 195, 197, 218, 220
 subduction, 6, 26, 30, 123 et suiv.
 – (chaînes de), 187
 – (fosse de), 126
 – intracontinentale, 178, 182
 subalpines (chaînes), 267, 268, 273
 subsidence, 45, 86, 87
 – thermique, 19, 45, 87, 108, 120, 144, 279
 sudalpine (zone), 274, 275
 Sud-Lybie (bassin), 88
 Sulu (arc), 32, 33
 Sumatra, 131, 132
 suspect terranes, 293
 suture ophiolitique, 233, 259
 – de l'Indus-Zangpo, 241
 – de la chaîne hercynienne, 253
 – de Taiwan, 221
 – du Zagros, 234

T

Tadjourah (golfe de), 103, 105
 Tahiti, 35
 Taïwan, 220
 talus continental, 97
 Tanganyika (lac), 61, 62
 Tamba-Ryoke (zone de), 298
 Tarim, 235, 250, 252

Tasmanie (mer de), 153
 Tauern (dôme des), 278, 287
 – (fenêtre des), 272, 274, 278, 287
 Tchad (bassin, lac), 73, 88
 Téthys, 19, 151, 241, 244, 245, 266
 terrane, 293
 tholéitique (magma), 5, 16, 25, 39, 40, 71
 Tibet, 8, 235, 248, 250, 288-290
 Tian Shan, 235, 256, 288
 Timor, 132
 Tindouf (bassin de), 88
 Titicaca (lac), 193
 tomographiques (coupes) (déf. p. 28)
 – Alpes, 277
 – Andes, 191
 – Himalaya, 247
 – Japon, 155
 – Islande, 38
 – Tonga-Fidji, 28
 Tonga-Kermadec (îles), 26-28, 131
 Touamotou (îles), 36, 39
 transformante (faille), 22 (v. aussi failles)
 Transhimalaya, 241
 transpression (bassin en), 78
 transtension (bassin en), 78
 trapps du Deccan, 41
 – d'Éthiopie, 99
 – du Parana, 40
 – de Sibérie, 41
 trench, 26, 124
 Tristan da Cunha (île), 16, 35, 36
 Trobriand (fosse de), 33, 34
 Tyrrhénienne (mer), 146, 288

U

Uinta Mountains, 163
 underplating, 283

V

valaisan (rift), valaisanne (zone), 271, 273
 Vancouver (île de), 225
 Vanuatu (îles), 28, 156, 214
 varisque (chaîne), 251 et suiv.
 Vavilov (bassin de), 146
 Vema (faille), 12, 16
 virgation ibéro-armoricaine, 111, 254, 257, 259
 virgation de l'Assam et du Kashmir (Pamir), 232, 235-237
 Vitiaz (fosse de), 27, 156
 Vogelsberg (volc.), 50
 volcanisme alcalin, 35, 52, 62, 74, 99, 100, 104
 – calcoalcalin, 25, 134, 136, 144, 212, 226, 265, 284
 – shoshonitique, 134, 212
 – tholéitique, 16, 25, 40, 103, 104, 133
 Voringe (banc de), 106

W

Wallis (île), 156
 Walvis (ride de), 36, 37, 39
 Wernicke (modèle de), 80, 120
 Woodlark (arc de), 32, 34
 Wrangell (mont), 294
 Wrangellia, 294

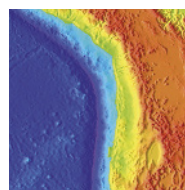
Y

Yakutat (bloc de), 295, 296
 Yamato (banc de), 154
 Yammouna (Yemuneh) (faille de), 164
 Yazd, 231

Z

Zabargad (île de), 101
 Zagros, 98, 233
 Zangbo (suture Indus), 240
 Zermatt-Saas (zone de), 272

Jacques Debelmas
Georges Mascle
Christophe Basile



5^e édition

LES GRANDES STRUCTURES GÉOLOGIQUES

Ce livre, destiné aux étudiants en Master des sciences de la Terre et de l'Univers, sera également utile aux candidats aux concours d'enseignement.

Cet ouvrage est consacré aux grandes structures géologiques (chaînes de montagnes, bassins sédimentaires, marges continentales, océans...), un domaine des sciences de la Terre où les progrès sont constants et de nouveaux concepts et de nouvelles interprétations formulés.

Cette cinquième édition entièrement renouvelée expose les nouvelles données et fournit une synthèse de leurs résultats. L'ouvrage est écrit dans une perspective dynamique, c'est-à-dire évolutive, corrélant les différents phénomènes en présence : sédimentation, déformation, volcanisme, métamorphisme, cinématique..., pour aboutir à une classification raisonnée des structures géologiques.

JACQUES DEBELMAS
est professeur honoraire
de l'université Joseph-Fourier
de Grenoble.

GEORGES MASCLE
est professeur honoraire
de l'université Joseph-Fourier
de Grenoble et chargé de cours
à l'École normale supérieure
de Lyon.

CHRISTOPHE BASILE
est professeur à l'observatoire
des Sciences de l'Univers
de l'université Joseph-Fourier
de Grenoble.

