

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-chaine	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).

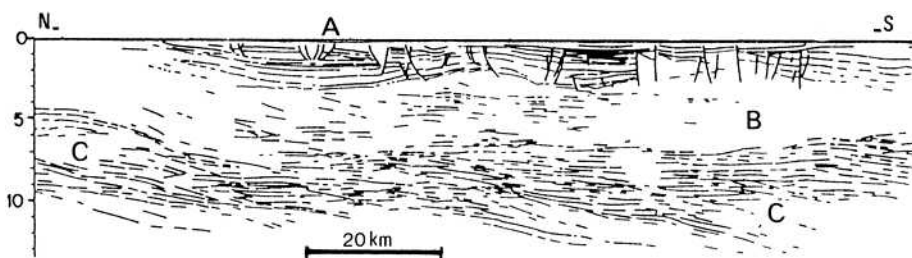


Fig. i-1 Profil ECORS SWAT n° 8 en Manche occidentale, entre Plymouth et l'Île d'Ouessant (ECORS inform. n° 3, 1985).

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.

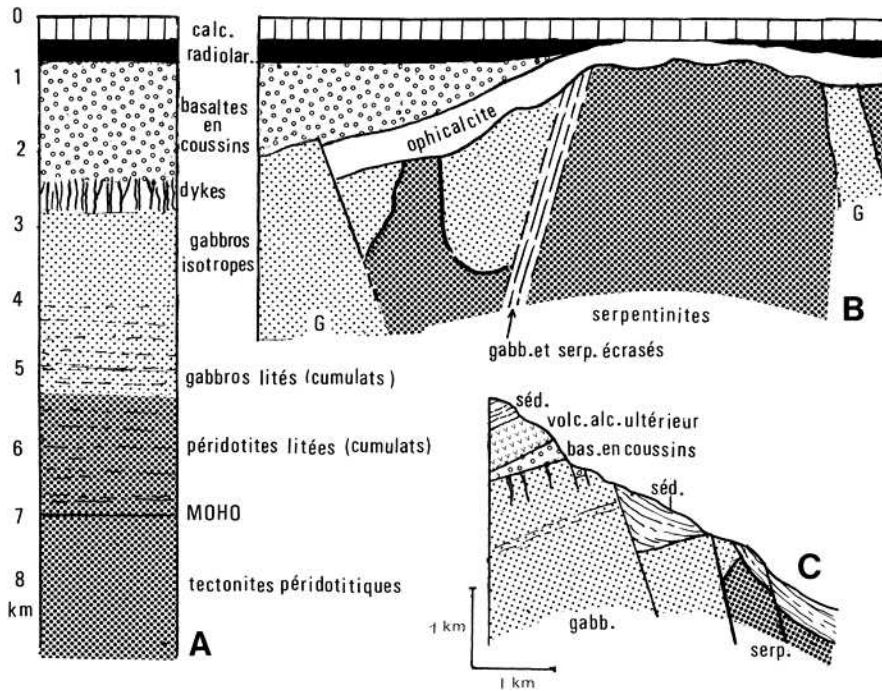


Fig. i-2 Croûte océanique et ophiolites.

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