

INTRODUCTION À LA GÉOLOGIE

La dynamique de la lithosphère

Gilbert Boillot

Professeur honoraire à l'UPMC (Sorbonne Universités)

Philippe Huchon

Professeur à l'UPMC (Sorbonne Universités)
à l'UMR Institut des Sciences de la Terre Paris, CNRS/UPMC

Yves Lagabrielle

Directeur de recherche au CNRS
à l'UMR Géosciences, Université de Rennes 1

Glossaire des termes de physique

Jacques Boutler

Maître de conférences honoraire
à l'UPMC (Sorbonne Universités)

5^e édition

DUNOD

DES MÊMES AUTEURS

- G. Boillot, L. Montadert, M. Lemoine et B. Biju-Duval : *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Paris, Masson, 1984, 342 p.
- G. Boillot et C. Coulon : *La déchirure continentale et l'ouverture océanique*. Paris, Gordon and Breach Science Publishers, 1998, 212 p.
- G. Boillot : *Les Laisses de Mer. Chronique d'une carrière scientifique*. Paris, L'Harmattan, 2005, 174 p. G. Boillot est également l'auteur de six autres récits publiés chez le même éditeur.
- Y. Lagabrielle et coll. : *Mémo visuel de Géologie*. Dunod (sortie prévue 2013).
- Y. Lagabrielle, S. Leroy et coll. : *Le visage sous-marin de la Terre – Éléments de géodynamique CCGM-CNRS*, Paris, co-édition, 2005.
- S. Lallemand, P. Huchon, L. Jolivet et G. Prouteau : *Convergence lithosphérique*. Paris, Vuibert, 2005, 182 p.
- C. Pomerol, Y. Lagabrielle, M. Renard et S. Guillot : *Éléments de géologie*, 14^e édition. Paris, Dunod, 2011, 944 p.

Illustration de couverture :

Coucher de soleil au sommet du plus haut relief terrestre : Le Maura Kea. Ce volcan de point chaud situé à l'extrémité de la chaîne Empereur-Hawaii culmine à environ 10 000 m au-dessus de la croûte océanique de la plaque Pacifique. Les points chauds sont décrits dans la fiche 1.7 © Photo Mathieu Lagabrielle.

<p>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.</p> <p>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</p>		<p>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).</p>
--	---	---

© Dunod, Paris, 2000, 2003, 2008, 2013

© Masson, Paris, 1996 pour la 1^{re} édition

ISBN 978-2-10-070003-5

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2^o et 3^o 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	1
CHAPITRE I • INTRODUCTION	3
1.1 Le temps et l'espace géologiques	3
1.2 Lithosphère et asthénosphère	8
1.2.1 La lithosphère élastique	9
1.2.2 La lithosphère sismique	10
1.2.3 La lithosphère thermique	12
1.3 La tectonique des plaques	14
1.4 La croûte et le manteau	20
1.5 Le comportement mécanique de la lithosphère	23
CHAPITRE II • OCÉAN ET CONTINENT	43
2.1 La fabrication de la croûte aux dépens du manteau	43
2.2 La lithosphère océanique	47
2.3 La lithosphère continentale	54
2.4 Conclusion : océan et continent	61

CHAPITRE III • L'ÉQUILIBRE ISOSTATIQUE ET LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHERE	71
3.1 Le principe d'isostasie et l'équilibre isostatique local	71
3.2 Les mouvements verticaux de la lithosphère provoqués par les variations de l'épaisseur crustale	76
3.3 Les mouvements verticaux de la lithosphère provoqués par son état thermique et son épaisseur	81
3.4 Les mouvements verticaux de la lithosphère provoqués par son élasticité	85
CHAPITRE IV • LES CONSÉQUENCES DES MOUVEMENTS HORIZONTAUX DE LA LITHOSPHERE : LA DIVERGENCE	91
4.1 La déchirure continentale	91
4.2 Rifting « actif » et rifting « passif »	99
4.3 La rupture continentale et les différentes sortes de marges continentales passives	103
4.4 L'ouverture océanique	107
CHAPITRE V • LES CONSÉQUENCES DES MOUVEMENTS HORIZONTAUX DE LA LITHOSPHERE : LA CONVERGENCE	131
5.1 La sismicité et la déformation active dans les zones de subduction	133
5.2 L'accrétion continentale et l'érosion tectonique dans les zones de subduction	137
5.3 La collision continentale	143
5.4 L'effondrement des chaînes de montagnes après la collision	150
5.5 L'exhumation tectonique des roches métamorphiques	153
5.5.1 Le métamorphisme	153
5.5.2 La dénudation tectonique des terrains métamorphiques	156
CONCLUSION	204
Pour en savoir plus	206
Glossaire des termes de physique	208
INDEX	231
LÉGENDES COMPLÈTES DES PLANCHES COULEURS	235

Table des fiches

Fiche 1.1 :	Hawaii	28
Fiche 1.2 :	Groenland-Scandinavie	29
Fiche 1.3 :	Îles Loyauté	30
Fiche 1.4 :	Taiwan	31
Fiche 1.5 :	Mer Rouge et Fossé rhéan	33
Fiche 1.6 :	Subduction et moteur des plaques	35
Fiche 1.7 :	Conceptions récentes sur les points chauds et sur la convection du manteau	37
Fiche 1.8 :	La cinématique des plaques, du modèle de Le Pichon (1968) à MORVEL (2010)	41
Fiche 2.1 :	Vitesses d'expansion des dorsales mondiales	62
Fiche 2.2 :	Dorsales océaniques, flux géothermique et tomographie sismique à 150 km	64
Fiche 2.3 :	Bathymétrie comparée : dorsales lentes et rapides	65
Fiche 2.4 :	Structure et fonctionnement de l'axe des dorsales lentes et rapides	67
Fiche 3.1 :	L'étude de la subsidence des bassins sédimentaires	87
Fiche 3.2 :	La stratigraphie séquentielle et l'analyse des bassins sédimentaires	89
Fiche 4.1 :	Le rift de Corinthe	111
Fiche 4.2 :	Le rift est-africain	112
Fiche 4.3 :	Les rifts de l'Europe	114
Fiche 4.4 :	Marge ouest ibérique et analogues	116
Fiche 4.5 :	Marge de Norvège	119
Fiche 4.6 :	Marge de Ghana-Côte d'Ivoire	121

Fiche 4.7 :	Les zones transformantes océaniques	122
Fiche 4.8 :	Les failles transformantes continentales	124
Fiche 4.9 :	L'exhumation du manteau dans les océans : progrès de l'exploration et évolution des concepts	126
Fiche 5.1 :	Les frontières en subduction : présentation	160
Fiche 5.2 :	Les Antilles et le prisme de la Barbade	162
Fiche 5.3 :	L'Amérique du Sud et le volcanisme des Andes	164
Fiche 5.4 :	L'Ouest-Pacifique	166
Fiche 5.5 :	La Nouvelle-Zélande	168
Fiche 5.6 :	Structure comparée des chaînes de montagne	170
Fiche 5.7 :	La collision dans les Alpes	171
Fiche 5.8 :	La Méditerranée	173
Fiche 5.9 :	La collision Inde-Asie, l'Himalaya et le Tibet	175
Fiche 5.10 :	Une chaîne de subduction, la cordillère des Andes	177
Fiche 5.11 :	La collision arc-continent de Taiwan	181
Fiche 5.12 :	La collision arc-arc du Japon central	183
Fiche 5.13 :	Les sutures ophiolitiques : localisation et signification	185
Fiche 5.14 :	Les sutures ophiolitiques, position dans les chaînes de montagne	187
Fiche 5.15 :	Les ophiolites des Alpes occidentales	188
Fiche 5.16 :	Les ophiolites d'Oman	190
Fiche 5.17 :	Les ophiolites de Nouvelle Calédonie : subduction, obduction et fermeture de bassin arrière-arc	192
Fiche 5.18 :	La province du Basin and Range, un cas particulier d'extension syn- et post-orogénique	197
Fiche 5.19 :	L'exhumation des zones internes des chaînes de montagne, rôles de l'extension et de l'érosion	202

Avant-propos

Ce livre a été écrit pour faire partager une conviction : la géologie devient une science fascinante quand elle vise à comprendre plutôt qu'à décrire. Certes, la première étape des recherches géologiques, encore inachevée aujourd'hui, est nécessairement d'exploration et d'inventaire. Mais les Sciences de la Terre sont aussi devenues, au cours des cinquante dernières années, autant des applications de la physique et de la chimie qu'une branche des Sciences Naturelles. Ainsi est née la « géodynamique », qui analyse les forces et les mouvements animant notre Planète à sa surface et en profondeur.

Plus précisément, cet ouvrage traite de la géodynamique de la lithosphère, c'est-à-dire de l'enveloppe superficielle et rigide du globe. S'adressant à des lecteurs soucieux d'enrichir leur culture plutôt que leur savoir, il a été débarrassé autant que possible du vocabulaire spécialisé qui les décourage trop souvent. Il vise à expliquer les phénomènes naturels par les lois physiques élémentaires, dont les termes sont rappelés dans un « glossaire » préparé par J. Boutler et placé en fin de volume.

Il reste que la géodynamique est avant tout une science naturelle, fondée sur des observations « de terrain ». Pour mieux tenir compte de cette spécificité, le texte des premières éditions du livre, corrigé et mis à jour par G. Boillot avec l'aide de ses co-auteurs, a été enrichi, depuis la troisième édition, par des exemples naturels décrits dans des « fiches » à la fin

des chapitres. Ph. Huchon et Y. Lagabrielle se sont chargés du choix et de la présentation de ces exemples. Les auteurs espèrent ainsi favoriser une double lecture de leur ouvrage, selon le niveau de connaissance et de spécialisation souhaitées :

- le « corpus » du livre offre les clefs donnant accès aux illustrations présentées dans les fiches. Il a été écrit pour être lu et pas seulement consulté, les chapitres s'enchaînant comme dans un récit, celui du fonctionnement de notre planète ;
- les documents réunis dans les fiches visent à apporter au lecteur les arguments concrets à l'appui des concepts exposés dans le corpus.

Ainsi composé, le livre s'adresse aux étudiants, aux enseignants ou plus généralement au grand public intéressé par la géologie, et désireux de mieux connaître et comprendre l'univers dans lequel nous vivons, et à mieux situer l'homme dans cet univers.

Remerciements : Gilbert Boillot remercie ses amis et collègues G. Grau, J. Kornprobst et M. Lemoine, qui ont lu la première version de ce livre, en lui apportant de multiples corrections et en lui faisant de très utiles suggestions. G. Bellaiche, Y. Boillot, J. Deverchère, Ph. Gillet, J. Girardeau, J. et P. Lamarque, F. Michaud, D. Mougenot, J.-Y. Royer et C. Sabouraud l'ont également aidé par de précieux commentaires. V. Gourbaud et Y. Descatoire ont établi le texte et les dessins issus des éditions précédentes.

Jacques Boutler remercie particulièrement G. Grau et P. Mechler qui ont suggéré de judicieuses améliorations au glossaire. Enfin, Y. Lagabrielle et Ph. Huchon sont reconnaissants à M. Lagabrielle-Juguet pour sa contribution efficace à la relecture des fiches et remercient pour leur contribution à l'illustration des fiches M.-O. Beslier, L. Boschi, G. Cabioch, V. Courtillot, E. Garel, L. Geoffroy, L. Jolivet, S. Lallemand, M. Lemoine, J. Malavieille, G. Manatschal, S. Mazzotti, G. Mohn.

Merci également à J. Bébien et J. Kornprobst pour leurs remarques constructives.

Chapitre I

Introduction

1.1 LE TEMPS ET L'ESPACE GÉOLOGIQUES

Souvent dans ce livre il sera question de durées apparemment immenses (des dizaines ou des centaines de millions d'années ou davantage), ou de processus agissant à des vitesses qui peuvent sembler dérisoires (des fractions de millimètre, au mieux des centimètres par an ou par siècle). Ceci compense cela : les fantastiques bouleversements subis par la face de la Terre depuis sa naissance ne se comprennent que si on les inscrit dans la durée géologique : un océan reliant le pôle Nord au pôle Sud qui s'ouvrirait à l'équateur à la vitesse de huit centimètres par an recouvrirait toute la planète en 500 millions d'années. Or, la Terre est née il y a 4,55 milliards d'années... Dans ces conditions, des phénomènes physiques ou chimiques extrêmement lents finissent par avoir des effets prodigieux aux yeux de l'Homme.

Une comparaison souvent faite de la vie de notre planète avec une année civile fera mieux percevoir notre place dans ce temps géologique. Supposons que la formation du système solaire (et donc la naissance de la Terre), il y a 4,55 milliards d'années, corresponde au premier jour de l'année. La vie apparaît au début du printemps (il y a 3,8 milliards d'années, l'âge de traces organiques trouvées dans la formation d'Isua, au Groenland). Après la Toussaint naissent les premiers êtres pluricellulaires

(– 670 millions d’années, comme le montrent les fossiles trouvés à Ediacara, en Australie) et vers le 20 novembre les premiers vertébrés (– 500 Ma). L’océan Atlantique commence à s’ouvrir le 18 décembre (– 160 Ma). Enfin le genre *Homo* paraît le 31 décembre vers huit heures du soir (– 2 Ma), tandis que le Christ meurt quatorze secondes avant minuit. Quant à la vie d’un homme de soixante-dix ans, elle ne dure qu’une demi-seconde...

Il faut donc largement tenir compte du facteur temps lorsque l’on cherche à appliquer aux processus géologiques les lois de la physique et de la chimie. Une dalle de marbre soumise pendant quelques dizaines ou quelques centaines d’années à une contrainte faible mais permanente peut se déformer. L’observation est facile à faire sur les pierres tombales dans les cimetières. À plus forte raison, les terrains réputés les plus rigides sont-ils facilement déformables, surtout si la pression et la température s’élèvent, et si des contraintes s’exercent pendant plusieurs millions d’années. De nos jours, les Alpes et l’Himalaya se soulèvent chaque année de quelques millimètres. Qui l’aurait soupçonné avant la multiplication des nivellements géodésiques ? La nature même de son objet d’étude oblige le géologue à raisonner dans un « espace-temps » immense, tout à fait différent de celui auquel nous sommes habitués.

Comment mesure-t-on le temps en géologie ? Jusqu’au milieu de ce siècle, on ne disposait le plus souvent que d’une échelle relative, établie à partir de l’idée d’évolution des êtres vivants (la paléontologie) et de quelques principes simples permettant d’interpréter les observations de terrain : une couche sédimentaire non déformée est plus jeune que les formations géologiques sur lesquelles elle repose ; le plissement de cette couche est un événement plus récent que sa formation sur le fond marin ; un filon de roche volcanique est plus jeune que les terrains qu’il traverse, etc. Les couches sédimentaires contiennent d’autre part les restes fossiles d’êtres vivants, animaux ou végétaux, qui sont apparus sur le globe à un moment de son histoire, se sont multipliés, puis se sont éteints tandis que d’autres formes vivantes apparaissaient. En étendant sans cesse les collectes des restes fossiles et les observations sur la disposition relative des terrains à la surface de la planète, les géologues sont peu à peu parvenus, en 150 ans de recherche, à corréliser ces terrains à grande distance et à établir une *chronologie relative* des événements géologiques et paléontologiques qui ont bouleversé la face de la Terre depuis sa naissance. Toutefois cette approche purement naturaliste de l’histoire de la Terre avait ses limites : les idées restaient très incertaines sur la durée et l’âge réels des événements rapportés au temps universel. Et la mémoire des terrains étant d’autant plus

fidèle qu'ils sont plus récents, les débuts de cette histoire restaient tout à fait hypothétiques. Cette première étape de la recherche a toutefois permis d'établir une échelle « chronostratigraphique » où le temps géologique est divisé en ères, en systèmes (tableau 1.1) et finalement en étages.

TABLEAU 1.1 ÉCHELLE DES TEMPS GÉOLOGIQUES
d'après K.M. Cohen, S. Finney, P.L. Gibbard (2012) – International
chronostratigraphic chart – *International Commission on Stratigraphy*.

Millions d'années (Ma)	Ères géologiques	Systèmes géologiques
0		
66	CÉNOZOÏQUE (Tertiaire et Quaternaire)	QUATERNAIRE ————— 2,6 Ma NÉOGÈNE ————— 23 Ma PALÉOGÈNE
252	MÉSOZOÏQUE (Secondaire)	CRÉTACÉ ————— 145 Ma JURASSIQUE ————— 201 Ma TRIAS
541	PALÉOZOÏQUE (Primaire)	PERMIEN ————— 299 Ma CARBONIFÈRE ————— 359 Ma DÉVONIEN ————— 419 Ma SILURIEN ————— 443 Ma ORDOVICIEN ————— 485 Ma CAMBRIEN
4 550	PRÉCAMBRIEN	PROTÉROZOÏQUE ————— 2 500 Ma ARCHÉEN

À partir des années 1950 (mais il y eut auparavant des précurseurs), la chimie de la Terre (la géochimie) est venue en aide à la géologie, et nous a progressivement proposé une *échelle absolue du temps géologique*. Fort heureusement, les terrains n'ont pas seulement gardé la mémoire de leur histoire sous la forme de fossiles ou de structures superposées. Ils sont constitués d'éléments chimiques qui ont évolué depuis la formation initiale de l'univers selon des lois que l'on commence à bien connaître. Un peu comme le monde vivant, le monde minéral a changé au cours des temps géologiques. La physique nucléaire nous apprend que l'élément premier, élaboré peu de temps après le « Big Bang », est l'hydrogène, avant que ne se forme, à la suite de collisions d'atomes, l'hélium. Tous les autres éléments ont été produits beaucoup plus tard, après la formation des galaxies, par coalescence d'atomes d'hélium ou par fusion des nouveaux éléments dans les étoiles. Les spécialistes discutent encore aujourd'hui sur l'âge du « Big Bang », qu'ils situent entre 10 et 15 milliards d'années. Ils sont d'accord en revanche sur celui du système solaire dont la Terre fait partie, apparu il y a 4,55 milliards d'années environ.

À partir de là, le relais a été pris par ces sortes d'horloges que sont les isotopes instables des éléments chimiques. Le principe est simple : la quantité d'isotopes radioactifs « pères », instables, suit une loi de décroissance exponentielle définie. Enfermés dans un système chimique clos, ils se transforment en isotopes « fils », le plus souvent stables, suivant un « calendrier » précis. Inversement, le dosage du rapport « père »/« fils » dans une roche ou dans un minéral de cette roche permet de mesurer le temps écoulé depuis la « fermeture » du système géochimique (c'est-à-dire depuis la naissance ou le refroidissement de la roche ou du minéral), à la condition toutefois de connaître par d'autres moyens sa composition isotopique initiale. La géochimie isotopique permet ainsi d'établir une chronologie absolue des événements auparavant situés seulement les uns par rapport aux autres dans une échelle chronologique relative. C'est à partir de toutes les données ainsi réunies depuis un demi-siècle que la comparaison entre une année civile et l'histoire de la planète a pu être tentée au début de ce chapitre, et que l'échelle des temps géologiques, établie naguère par la « chronostratigraphie », a pu être « calibrée » et exprimée désormais en milliards, millions ou milliers d'années (tableau 1.1).

Quant à l'espace géologique, il est plus facile à concevoir, sinon à explorer. Les dimensions de la planète sont à échelle humaine, malgré l'immensité des domaines océaniques et continentaux (rayon moyen de la Terre : 6 371 km ; surface totale : 510×10^6 km²). Naturellement, les trois

dimensions de cet espace sont inégalement accessibles. La surface des continents a été la première à être explorée par les géologues, avant le fond des mers et des océans, accessibles depuis peu grâce aux progrès de la technologie sous-marine. Ainsi peut-on comparer aujourd'hui la profondeur des plus grands fonds océaniques (11 000 m dans la fosse des îles Mariannes) à l'altitude des plus hauts sommets (l'Everest culmine à 8 850 m). Mais la difficulté principale reste dans l'accès à la troisième dimension. Comment connaître la nature et la structure de terrains enfouis à plusieurs dizaines, centaines ou milliers de kilomètres, jusqu'au centre de la Terre ? Sur les continents, le forage le plus profond jamais réalisé, et à très grands frais, n'a pas dépassé 14 km, et dans le tréfonds des océans, 3 km seulement.

Pour contourner l'obstacle, les géologues ont d'abord utilisé de méthodes indirectes. En observant en surface les roches à l'affleurement, l'inclinaison des couches, la forme des plis et des failles, ils ont cherché à reconstituer la nature et la structure des terrains enfouis. Ainsi ont-ils pu dessiner des coupes géologiques, qui décrivent l'arrangement (la structure) du sous-sol. La méthode a permis de démontrer que, dans les chaînes plissées, les terrains constituant les « nappes de charriage » ont subi des déplacements relatifs de plusieurs dizaines de kilomètres. Mais imaginer ce qui se passe en profondeur à partir de la surface n'est pas un exercice facile, et les coupes établies de cette manière comportent, par nature, une part d'interprétation et d'hypothèse. De plus, elles sont forcément limitées à la couche superficielle du globe.

Pour aller plus loin, il a fallu faire appel aux méthodes indirectes de la géophysique. Les terrains, en ce cas, sont caractérisés non par le prélèvement d'échantillons, mais par l'acquisition d'images, ou par la mesure, depuis la surface terrestre, de leurs propriétés physiques (densité, température, aimantation, etc.). La sismique, comme l'échographie en médecine, produit des images des terrains enfouis, tandis que la mesure des vitesses de propagation des ondes acoustiques dans les roches, la gravimétrie (la mesure du champ de pesanteur), et la magnétométrie (la mesure du champ magnétique terrestre) permettent de caractériser ces terrains par des paramètres physiques. Mais cette auscultation du globe, quels que soient ses succès, laisse subsister une inconnue : parce que les mêmes paramètres physiques sont communs à plusieurs sortes de roches, la nature des terrains en présence demeure souvent un objet de spéculation et de discussion.

C'est la géochimie, encore elle, qui permet un retour aux « cailloux ». Puisque les géologues ne peuvent aller eux-mêmes recueillir des échan-

tillons à grande profondeur, le mieux est de confier ce travail à un agent naturel qui le fait pour eux. Les volcans, par exemple, « échantillonnent » à plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres sous la surface terrestre, dans la région où naissent les magmas (les roches en fusion) qui les nourrissent. Certes, les terrains ainsi prélevés ont été profondément transformés par la fusion et par toutes les modifications subies au cours de leur voyage vers la surface terrestre. Mais ils ont gardé dans leur composition chimique la mémoire des roches dont ils sont issus ou qu'ils ont traversées, et renseignent ainsi sur la nature des matériaux qui constituent notre planète. Enfin les météorites et les autres planètes informent sur la composition moyenne des roches du système solaire, et par conséquent sur celle de la Terre tout entière dont la surface seule nous est accessible.

1.2 LITHOSPHERE ET ASTHENOSPHERE

La *lithosphère* est située sous l'atmosphère ou sous l'hydrosphère (l'océan, les glaciers). L'étymologie du mot (du grec *lithos*, pierre) donne une première définition : il s'agit de l'enveloppe la plus rigide du globe, celle sur laquelle nous marchons et nous bâtissons. Par exemple, la lithosphère est capable de supporter la surcharge de volcans, de deltas fluviaux, de calottes glaciaires, etc., sans beaucoup se déformer : en ce cas, elle fléchit seulement, et tend à reprendre sa forme si la charge disparaît. On dit que sa viscosité est forte. Au contraire, le milieu sur lequel elle repose se déforme lentement par fluage sous l'effet d'efforts faibles mais prolongés : c'est l'*asthénosphère* (du grec *asthenès*, sans force). Mais attention : sauf en quelques rares endroits, l'asthénosphère reste à l'état solide. Il ne s'agit pas, comme on l'a cru longtemps, d'un magma liquide fait de roches fondues. Toutefois, sa viscosité est plus faible que celle de la lithosphère, en raison des pressions et des températures élevées qui règnent en profondeur, de sorte que sa déformation plastique irréversible est aussi plus facile.

À première vue, les concepts de lithosphère et d'asthénosphère paraissent donc assez simples. Pourtant, le mot « lithosphère » peut revêtir plusieurs significations selon les phénomènes et l'échelle de temps que l'on considère. Dans tous les cas, il s'agit bien du même matériau, des mêmes roches, mais trois grands types de lithosphère peuvent être définis selon que l'on considère (1) les réactions aux forces qui lui sont appliquées, (2) sa façon de transmettre les ondes acoustiques, ou bien (3) la répartition des températures suivant la profondeur.

1.2.1 La lithosphère élastique (fiches 1.1 à 1.5)

C'est l'enveloppe superficielle du globe qui peut subir une déformation réversible. La figure 1.1 en montre un exemple : le poids d'un volcan (A) provoque un affaissement local (B), compensé par un bombement (C) à cent ou deux cents kilomètres du point d'application de la surcharge. Si la charge du volcan était supprimée, la lithosphère reprendrait à peu près sa forme initiale. L'épaisseur de cette lithosphère élastique peut être calculée d'après la longueur d'onde et l'amplitude de la déformation observée en surface. Elle dépend de l'âge et de la nature (océanique ou continentale) de la lithosphère. Dans tous les cas, l'épaisseur de la lithosphère élastique diminue sous l'effet d'un réchauffement, et inversement augmente avec l'âge et le refroidissement qui en résulte. On admet en effet que la base de la lithosphère élastique se situe entre les isothermes 400 et 600 °C. Dans les océans, cette isotherme est tout près du fond marin à l'axe des dorsales, là où la lithosphère est en voie de formation (Ch. II, § 2.2); elle s'abaisse ensuite à mesure que cette lithosphère vieillit, et se stabilise vers 40 km de profondeur après 100 millions d'années. Sous les continents, l'épaisseur de la lithosphère élastique est en moyenne de 60 km, mais peut augmenter jusqu'à 150 km sous les plus vieux « cratons ».

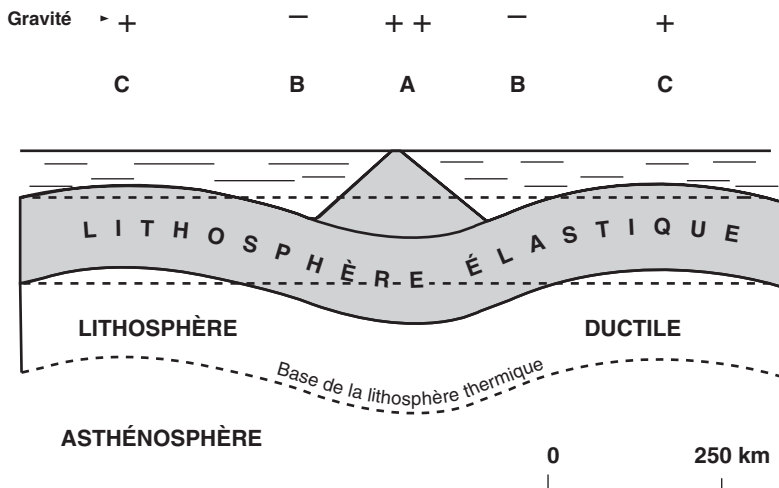


Figure 1.1 Les effets d'une surcharge (ici l'archipel des îles Hawaii) appliquée à la lithosphère élastique (échelles non respectées).

A, B, C : repères utilisés dans le texte. Les anomalies positives et négatives de la gravité sont commentées dans le paragraphe 3.4 du chapitre III.

1.2.2 La lithosphère sismique

Une autre façon de délimiter la lithosphère et l'asthénosphère est de faire appel aux données de la sismologie : vers 100 km de profondeur (souvent moins sous les océans), la vitesse de propagation des ondes sismiques (les ébranlements provoqués par les tremblements de terre) diminue d'environ 10 % (fig. 1.2 B). C'est la « zone à moindre vitesse » (*low velocity zone* – LVZ – en anglais), qui est l'indice d'un changement dans les propriétés physiques du milieu à ce niveau.

Rappelons que les ondes sismiques sont de deux sortes : les ondes longitudinales P font faire aux particules d'une roche un aller/retour dans le sens de propagation de l'ébranlement (compression-dilatation). Ce sont celles qui sont le plus utilisées pour caractériser les terrains, parce qu'elles se transmettent aussi bien dans les milieux liquides que dans les milieux solides. Les ondes transversales S, près de deux fois moins rapides (fig. 1.2 B) sont perpendiculaires à la direction de propagation de l'ébranlement et ne se transmettent pas dans les milieux liquides (sauf indication contraire, les vitesses citées dans ce livre sont toujours celles des ondes P). Mais qu'elles soient transversales ou longitudinales, ces ondes se propagent dans la lithosphère et plus profondément à l'intérieur de la Terre d'une façon qui dépend des propriétés physiques des milieux qu'elles rencontrent successivement. Leur vitesse de propagation notamment s'accroît avec la densité des terrains, et, à densité égale, diminue au contraire si la rigidité (la viscosité) de ces terrains diminue ; de sorte qu'elles sont réfléchies ou réfractées par les discontinuités géologiques où des terrains de densité ou de viscosité différentes sont en contact. L'analyse des temps de propagation des ondes sismiques renseigne ainsi sur la structure interne du globe. Tels sont les fondements de la sismologie, la science des tremblements de terre, à la fois irremplaçable instrument de connaissance de la planète, et outil précieux de maîtrise du risque naturel.

Si l'on revient à la lithosphère et à l'asthénosphère, on comprend comment la sismologie peut aider à les distinguer : la diminution de la vitesse des ondes observée à une centaine de kilomètres sous la surface de la lithosphère n'est probablement pas due à un changement dans la nature des terrains en profondeur (§ 1.4), mais plutôt à l'accroissement de température et de pression et à la diminution de densité et de viscosité qui en découle. La base de la « lithosphère sismique » est ainsi définie par la zone à moindre vitesse sismique, qui appartient quant à elle à l'asthénosphère.

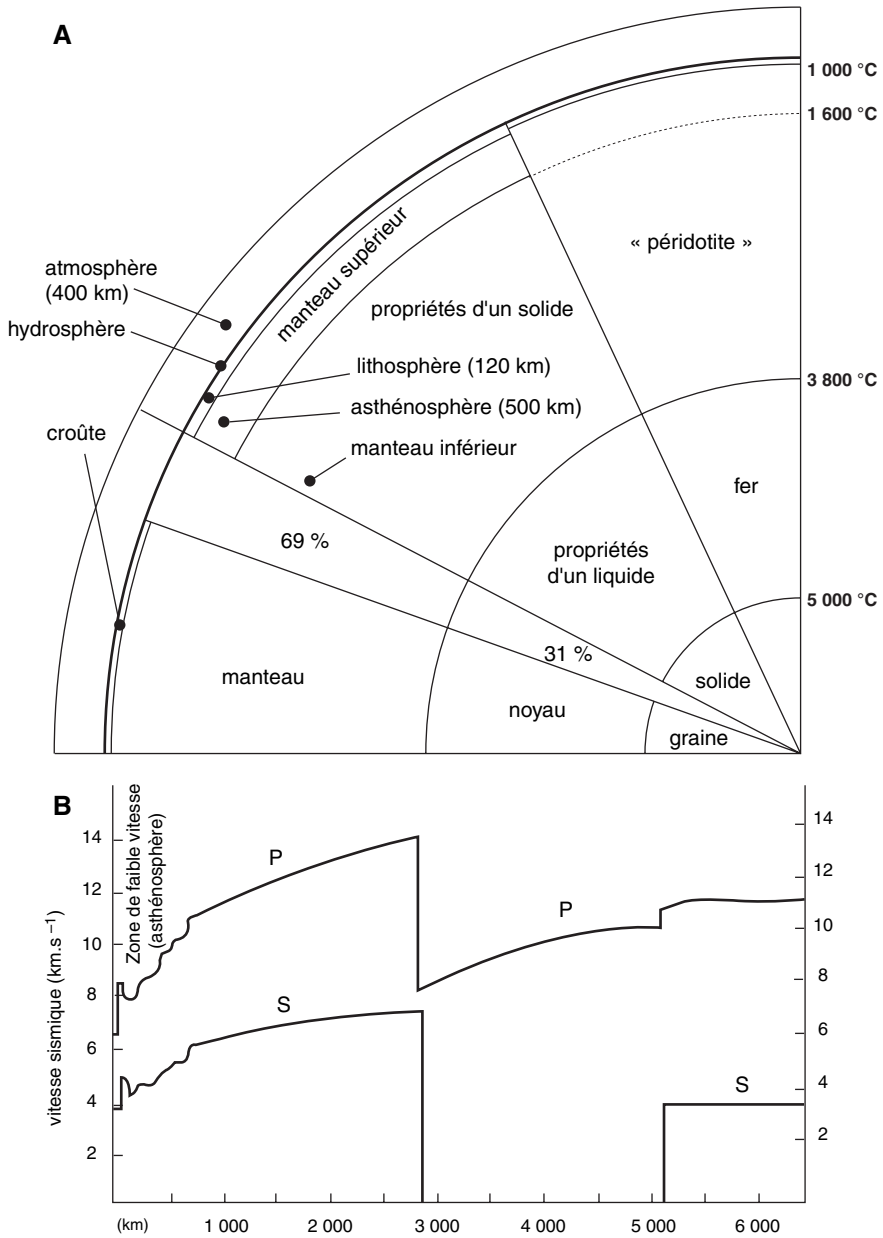


Figure 1.2 La structure interne de la Terre (A), avec quelques indications sur la répartition des vitesses sismiques (B) dans les différentes enveloppes (ondes P et S).

Reproduit d'après J.-M. CARON, A. GAUTHIER, A. SCHAAF, J. ULYSSE et J. WOZNIAK, 1995. *Comprendre et enseigner la planète Terre*, 3^e édition, Ophrys, Paris, 172 p.

1.2.3 La lithosphère thermique

Dans l'asthénosphère, nous avons dit que la résistance des terrains aux contraintes est faible; elle est insuffisante en tous cas pour empêcher un objet géologique de migrer vers la surface ou au contraire de « couler » vers le bas, selon que sa densité est inférieure ou supérieure à celle du milieu ambiant. En ce cas, c'est une force de gravité qui provoque le mouvement (la poussée d'Archimède), grâce à la différence de densité entre l'objet immergé et l'asthénosphère. De la même façon, des mouvements peuvent naître entre les portions d'asthénosphère « froide », relativement dense, et d'autres portions plus chaudes et moins denses. Ainsi naît la *convection* qui tend, par un lent brassage, à homogénéiser la température dans l'asthénosphère. On estime à 1 300 °C la température minimum permettant l'initiation des courants de convection asthénosphériques (fig. 1.3), et à quelques centimètres ou quelques dizaines de centimètres par an la vitesse de ces courants. Le toit de l'asthénosphère coïncide donc avec l'isotherme 1 300 °C, que l'on place en moyenne vers 120 km de profondeur.

Dans la lithosphère au contraire, où la viscosité est élevée, les différences de densité dues aux gradients de température engendrent des forces de gravité trop faibles pour provoquer la mobilité de ces terrains. Cela tient essentiellement à l'augmentation de la résistance des roches aux contraintes quand on se rapproche de la surface de la Terre et que diminuent la pression et la température. La convection n'est alors pas possible, et la chaleur se transmet par *conduction* depuis la base (1 300 °C) jusqu'à la surface (0 °C). Le transfert d'énergie est en ce cas très lent. Il dépend de la conductivité thermique des roches, et s'exprime par l'apparition d'un gradient géothermique (une diminution progressive de la température de bas en haut; fig. 1.3). En surface, le flux thermique correspond à de l'énergie perdue par la Terre et libérée dans l'atmosphère (ce flux toutefois provient pour une part de la chaleur transmise depuis l'asthénosphère, et pour une autre part de la chaleur dégagée par la radioactivité naturelle des roches de la lithosphère).

Mais il faut le redire avec insistance : l'asthénosphère, contrairement à une idée très répandue, n'est généralement pas un milieu liquide. Certes, si une fusion partielle se produit, alors les terrains affectés appartiendront à l'asthénosphère. C'est ce qui se passe, par exemple, sous les dorsales océaniques, entre deux plaques divergentes (chap. II, § 2.2). Mais la plus grande partie de l'asthénosphère est à l'état solide. Sa faible résistance aux contraintes et les courants de convection qui l'animent résultent le plus

souvent de la température et de la pression élevées du milieu et non pas d'une fusion des roches qui la constituent.

On le voit, la frontière entre asthénosphère et lithosphère n'est pas une limite géologique entre des terrains de compositions différentes. Il s'agit d'une frontière physique, qui dépend essentiellement des conditions de pression et de température du milieu, et que l'on situe d'ailleurs, on vient de le voir, à des profondeurs assez différentes selon le paramètre que l'on considère (température, vitesse de propagation des ondes sismiques, élasticité des terrains). Dans le temps et dans l'espace, cette frontière peut donc se déplacer si les conditions viennent à changer. Par exemple, une élévation régionale de température sous l'effet d'une bouffée de chaleur issue des profondeurs du globe (un « panache » : cf. chap. IV, § 4.2) a pour effet de faire remonter la frontière lithosphère-asthénosphère vers la surface, c'est-à-dire d'amincir la lithosphère, quelle que soit sa définition. Inversement, un refroidissement provoque une augmentation de l'épaisseur lithosphérique.

Dans ce livre, c'est la définition thermique de la lithosphère qui a été adoptée. La limite avec l'asthénosphère, avons-nous dit, correspond alors approximativement à l'isotherme 1 300 °C, située en moyenne vers 120 km de profondeur sous un continent (fig. 1.3 A). Mais nous verrons par la suite que l'épaisseur de la lithosphère thermique varie considérablement (fig. 1.3 B), jusqu'à s'annuler à l'axe des dorsales océaniques ou dépasser 150 ou 200 km sous les vieux continents.

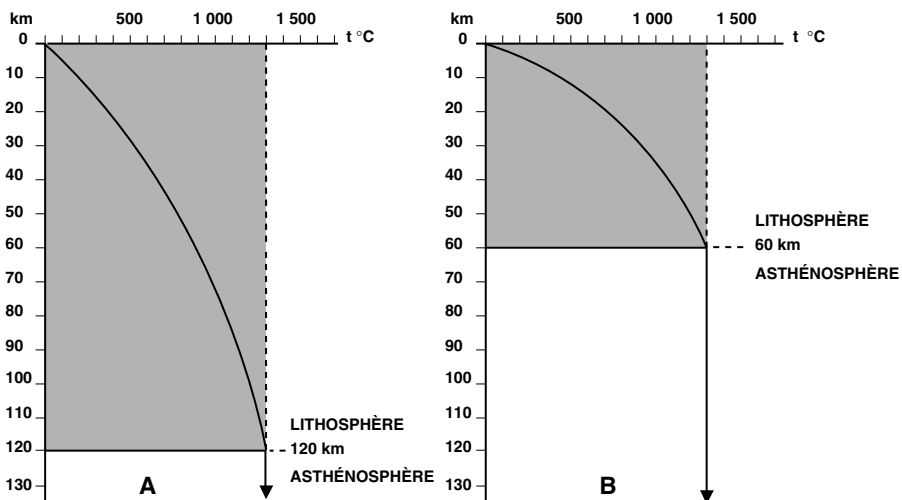


Figure 1.3 Répartition des températures dans une lithosphère « thermique » d'épaisseur normale (A) ou amincie (B) et dans l'asthénosphère (1 300 °C).

1.3 LA TECTONIQUE DES PLAQUES (fiches 1.6 à 1.8)

La lithosphère n'est pas une enveloppe continue (fig. 1.4 et 1.5). Elle est fragmentée et divisée en calottes sphériques de vastes dimensions (plusieurs millions ou même dizaines de millions de kilomètres carrés) nommées « plaques », qui se déplacent les unes par rapport aux autres. Si l'on s'en tient aux plus grandes, il existe aujourd'hui une quinzaine de plaques (fig. 1.6 A, où les noms des principales plaques sont donnés); mais leur nombre a varié au cours de l'histoire géologique.

Entre les plaques, trois mouvements relatifs sont possibles (fig. 1.4) :

- la *divergence* (l'écartement, perpendiculaire ou oblique par rapport à la frontière commune de deux plaques) ;
- la *convergence* (elle aussi perpendiculaire ou oblique) ;
- le *coulissement* bord à bord (la frontière des plaques est alors parallèle à leur mouvement relatif).

La divergence entraîne la création de nouvelle surface lithosphérique; la convergence implique au contraire une disparition de surface lithosphérique, tandis que le coulissement s'effectue sans destruction ni création de surface lithosphérique, le long de structures nommées « failles transformantes ». Naturellement tous les intermédiaires existent entre ces divers mouvements relatifs : par exemple on parle de mouvements transformants « transpressifs » ou « transtensionnels » selon que les plaques qui coulissent l'une contre l'autre ont tendance à légèrement se rapprocher (transpression) ou au contraire à s'écarter (transtension).

Chaque plaque est un ensemble rigide dont le mouvement à la surface du globe peut être décrit comme une rotation autour d'un axe passant par le centre de la sphère (fig. 1.5). Son mouvement est défini par les pôles de l'axe (les points où cet axe perce la sphère), et par une vitesse angulaire de rotation. Les paramètres de rotation changent d'une plaque à l'autre, chaque plaque ayant son mouvement propre. Les déplacements des plaques lithosphériques sont lents (quelques centimètres ou quelques dizaines de centimètres par an, tout au plus, comme les courants de convection asthénosphériques), nuls au pôle de rotation, et d'autant plus rapides que l'on s'éloigne de ce pôle. Leur mesure directe exige par conséquent des outils géodésiques de grande précision (GPS, par exemple), disponibles seulement depuis peu de temps.

Les frontières de plaques, quant à elles, peuvent être localisées grâce aux phénomènes géologiques spectaculaires qui s'y produisent. Du fait de sa rigidité, une plaque est capable de transmettre les forces appliquées