

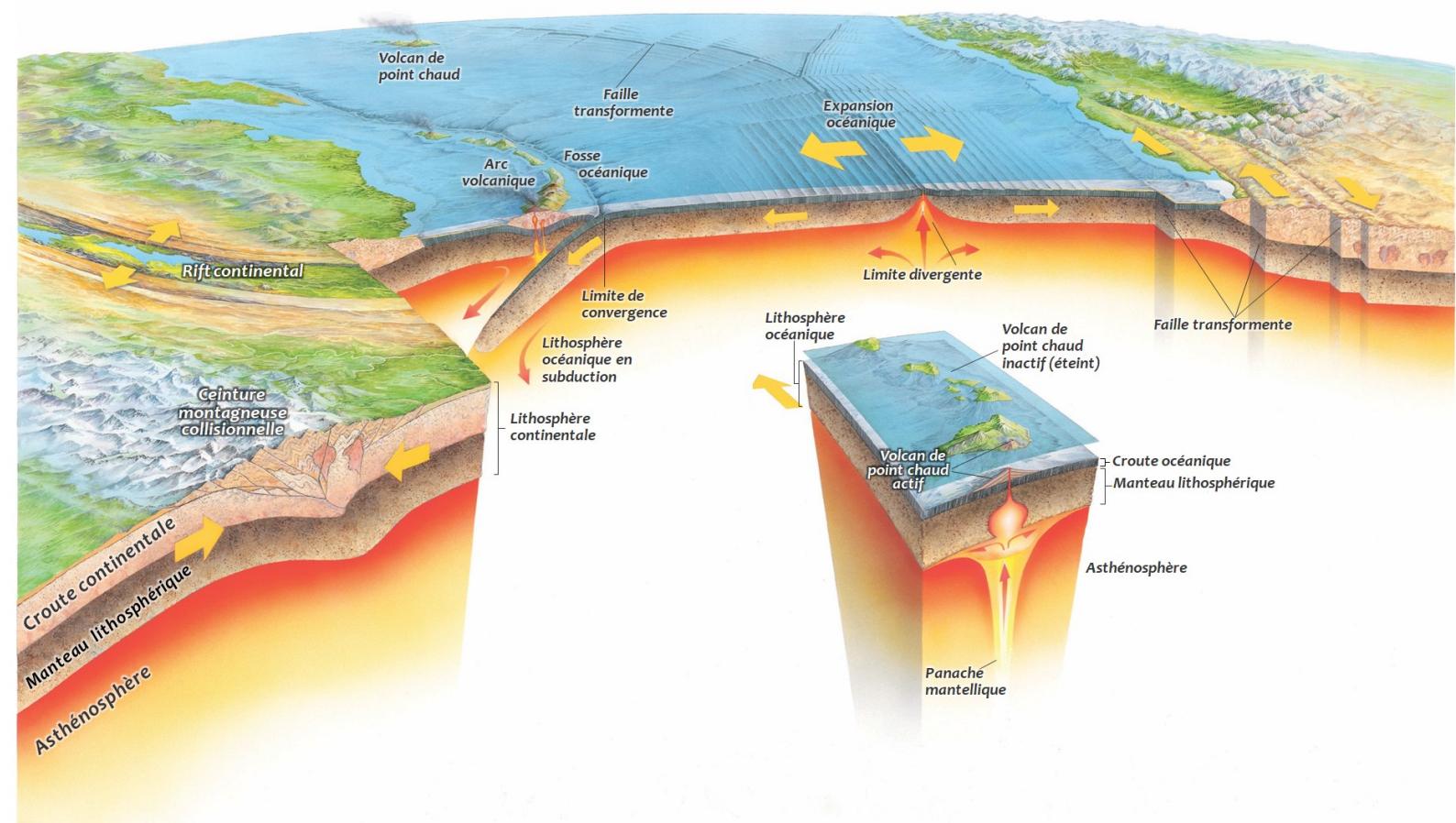
Filière : Sciences de la Vie, de la Terre et de l'Univers

BCG-S2

Module : Géodynamique

Support de Cours

Géodynamique Interne



Pr. El Mahjoub MAHJOUBI

2024 - 2025

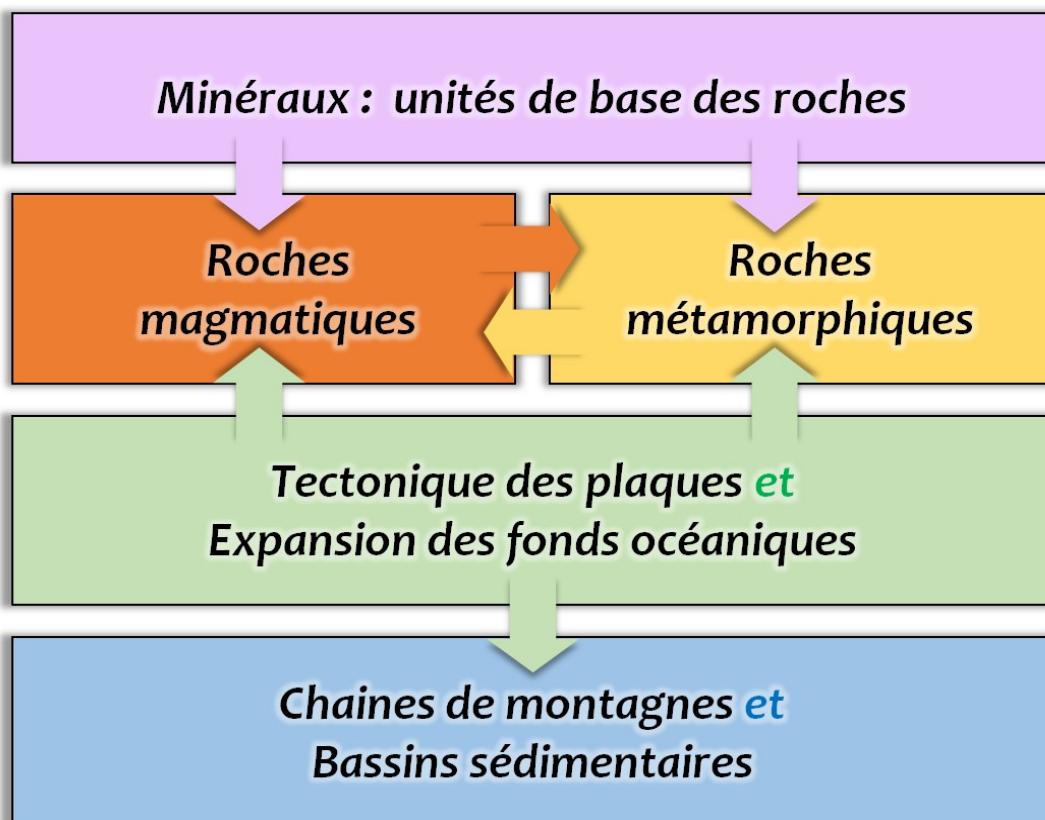
Introduction

La **Géodynamique Interne** étudie les processus qui se déroulent à l'intérieur de la Terre. Ces mécanismes sont essentiels pour comprendre les phénomènes observables à la surface, comme les séismes, le volcanisme et la formation des montagnes. En effet, les dynamiques internes influencent directement la géodynamique externe et la nature des matériaux constituant la lithosphère.

Ce cours vise deux objectifs principaux : i) fournir aux étudiants de la filière Géosciences (BCG-S2) les connaissances fondamentales sur les processus internes de la Terre ; ii) expliquer comment ces processus influencent les manifestations géologiques en surface, comme les séismes, les éruptions volcaniques et la formation des reliefs.

En étudiant la composition, la structure et la dynamique interne de la Terre, ce cours donne les outils nécessaires pour analyser les phénomènes géologiques et comprendre l'évolution de notre planète. Il offre aussi une base pour appréhender les risques naturels, l'exploitation des ressources et les grands cycles terrestres.

Nous commencerons par l'étude des **minéraux**, leurs structures cristallines et leur classification, car ils constituent les éléments de base des roches. Ensuite, nous aborderons le **magmatisme**, en expliquant la formation des magmas, leur cristallisation et la diversité des roches magmatiques. Nous poursuivrons avec le **métamorphisme**, qui montre comment la chaleur et la pression transforment les roches existantes en nouvelles roches métamorphiques. Enfin, nous étudierons la **tectonique des plaques**, un concept clé pour comprendre les mouvements de la lithosphère, l'expansion des fonds océaniques et la formation des **chaînes de montagnes** et des **bassins sédimentaires**.



Contenu du module

- **Cours de Géodynamique interne (14h) : assuré par Pr. El Mahjoub MAHJOURI**
 - Chapitre 1. Les Minéraux : Unités de base des Roches
 - Chapitre 2. Magmatisme et Roches magmatiques
 - Chapitre 3. Métamorphisme et Roches métamorphiques
 - Chapitre 4. Tectonique des plaques et Expansion des fonds océaniques
 - Chapitre 5. Chaînes de montagnes et Bassins sédimentaires
- **Cours de Géodynamique externe (10h) : assuré par Pr. Ali CHARROUD**
- **Travaux dirigés (9h) :**
 - Illustration du cours et Exercices d'applications
- **Travaux pratiques (14h) :**
 - 1^{ère} séance : Minéralogie
 - 2^{ème} séance : Roches magmatiques
 - 3^{ème} séance : Roches sédimentaires
 - 4^{ème} séance : Roches métamorphiques
 - 5^{ème} séance : Evaluation
- **Evaluation :**
 - La note finale du module Géodynamique (interne et externe) est composée de la note de l'examen écrit (70%) et de l'examen des travaux pratiques (30%).
 - La note minimale requise pour la validation du module est 10/20.

Chapitre I. Les Minéraux : Unités de base des Roches

La terre abrite une grande variété de minéraux utiles et essentiels. L'aluminium par exemple est utilisé dans les canettes de boissons, le cuivre dans les câbles électrique et l'or et l'argent dans les bijoux. Pratiquement tous les produits manufacturés contiennent des matériaux obtenus à partir de minéraux.

Outre les utilisations économiques des minéraux et des roches, chaque processus géologique étudié (magmatique, métamorphique, tectonique et sédimentaire) dépend d'une manière ou d'une autre des propriétés des minéraux.

1.1. Les composantes des minéraux

1.1.1 Les minéraux : unités de formation des roches

Nous étudions les minéraux par ce qu'ils sont les unités constitutives de notre planète ; aussi car les minéraux constituent la plupart des roches et des sédiments de la terre solide. La branche de la géologie qui étudie les minéraux est la minéralogie (du mot grec mineral= minéral et logos=étude de).

a. Qu'est-ce qu'un minéral ?

Un **minéral** est un solide inorganique naturel qui possède une structure cristalline ordonnée et une composition chimique définie.

b. Qu'est-ce qu'une roche ?

Une **roche** est toute masse solide de matière minérale formée naturellement dans notre planète. La plupart des roches, comme le granite illustré dans la **figure 1.1** en face (Fig.1.1), se présentent sous forme d'agrégats de plusieurs minéraux différents.



Fig. 1.1 Echantillon de granite et trois de ses minéraux constitutifs.

1.1.2. Les atomes : unités de formation des minéraux

Toute matière, y compris les minéraux, est composée de minuscules unités de construction appelés atomes. Les **atomes** sont les plus petites particules qui ne peuvent pas être séparées chimiquement. Les atomes, à leur tour, contiennent des particules encore plus petites : des **protons** et des **neutrons** situés dans un noyau central entouré d'**électrons**.

1.1.3. Les éléments chimiques et les liaisons atomiques

Les atomes se lient les uns aux autres pour former des **composés ioniques**, des **molécules** ou des **substances métalliques**. Cela se produit suite à des **forces électriques** qui maintiennent les atomes ensemble et les lient les uns aux autres. Les électrons de la **couche externe** sont généralement impliqués dans la **liaison chimique**.

a. liaison ionique

Dans la **liaison ionique**, un atome **cède** un ou plusieurs électrons de valence à un autre atome pour former des ions. Les ions de charges opposées sont fortement attirés les uns vers les autres pour former des composés ioniques.

La liaison ionique qui se produit entre le sodium (Na^+) et le chlore (Cl^-) produit le composé ionique solide : chlorure de sodium (halite, Fig. 1.3).

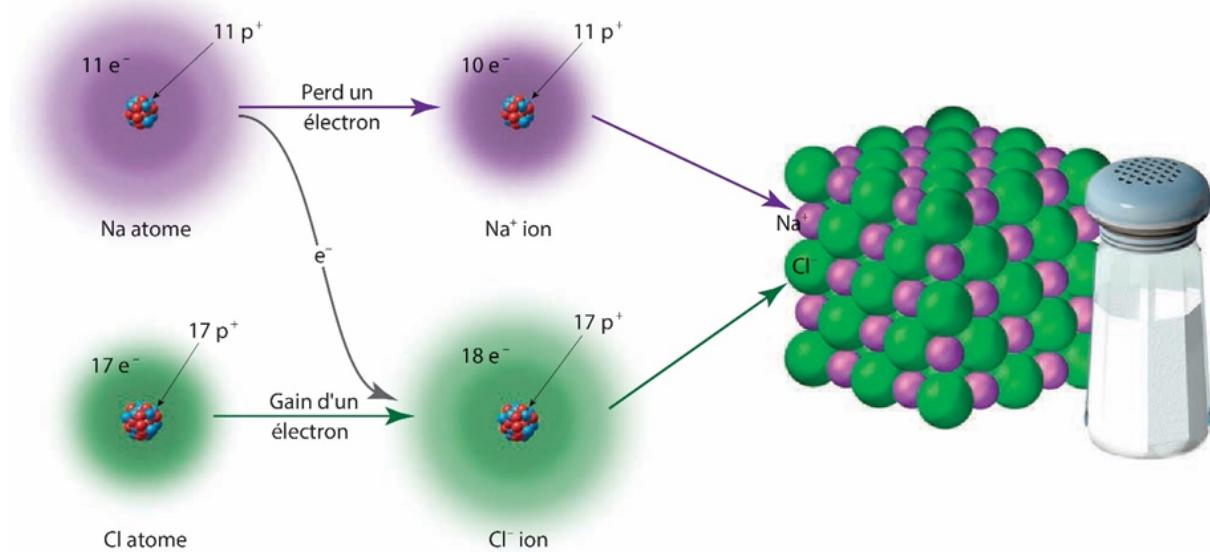


Fig. 1.3 Formation du composé ionique chlorure de sodium.

b. liaison Covalente

Dans la **liaison covalente**, la force d'attraction (forte) qui maintient ensemble deux ou plusieurs atomes résulte du **partage** d'un ou plusieurs électrons de valence entre ces atomes. C'est le cas du diamant ou l'atome du carbone partage quatre électrons avec les autres.

Lorsque les deux liaisons (**covalente et ionique**) coexistent au sein d'un minéral, on dit qu'il présente des **liaisons hybrides**. C'est le cas des minéraux silicatés.

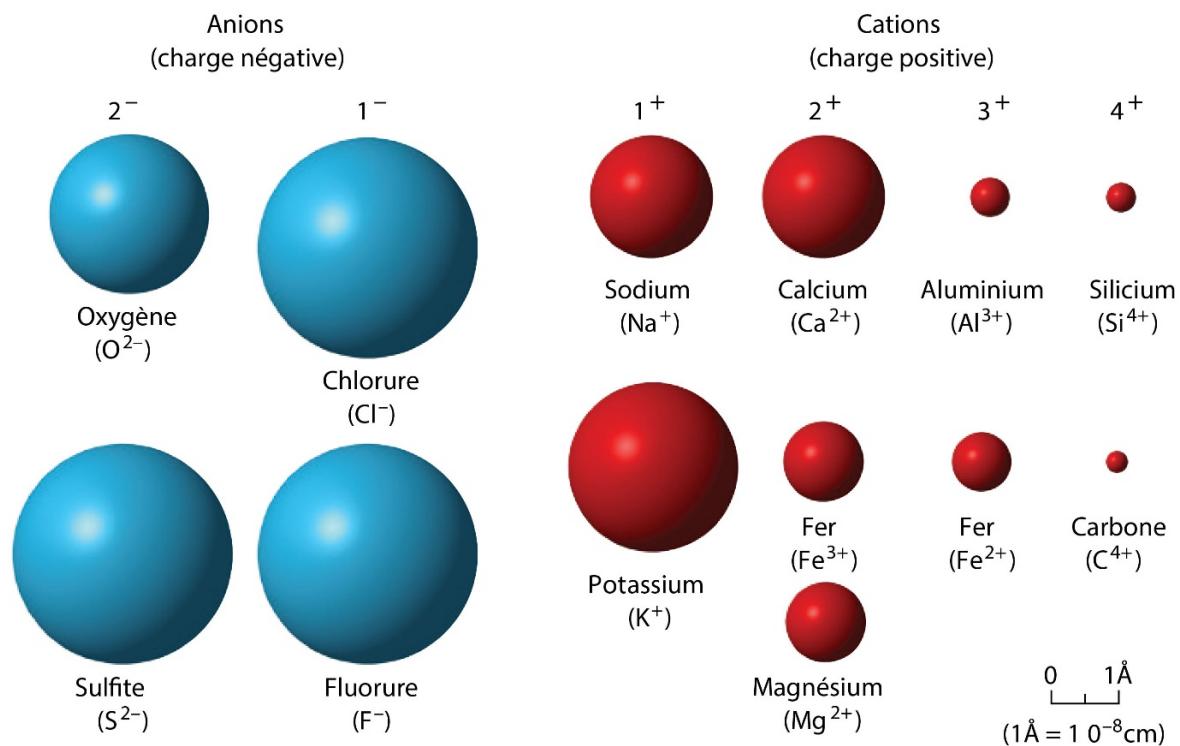
1.2 Propriétés des minéraux (voir TP).

1.3. Structure cristalline des minéraux et leur composition

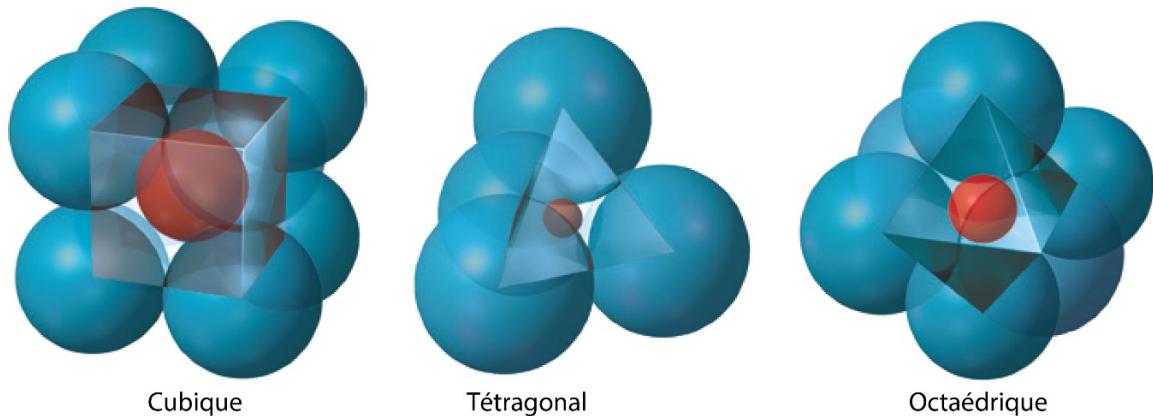
Un **cristal** est un solide naturel ayant une **forme géométrique bien définie** et caractérisé par une **répartition régulière et périodique** des atomes dans l'espace. Par conséquent, tous les minéraux sont des cristaux ou des solides cristallins, même s'ils n'ont pas de faces lisses.

1.3.1. Structure cristalline des minéraux

La structure atomique de la plupart des minéraux se compose d'au moins deux ions différents, souvent de tailles très différentes. La figure 1.4 illustre les tailles relatives de certains ions, les plus courants, trouvés dans les minéraux.



A. Les ions montrent différentes tailles. La différence de taille dépend, en partie, du nombre d'électrons qu'ils contiennent.



B. Les ions peuvent se regrouper de différentes manières. Chaque configuration peut être décrite par une forme géométrique : cube, tétraèdre et octaèdre.

Fig. 1.4 Les différentes tailles d'ions et la façon dont ils se regroupent dans les minéraux.

a. Edifices élémentaires

Les **structures cristallines** peuvent être considérées comme des **empilements tridimensionnels de sphères** plus **grandes** (anions) avec des **sphères plus petites** (cations) situées dans les espaces entre elles (Fig. 1.4A). Les empilements possibles formant les **édifices élémentaires**, suffisants pour comprendre les formes des **minéraux**, sont essentiellement : **tétraédrique**, **octaédrique** et **cubique** (Fig. 1.4B).

b. Réseau cristallin et maille élémentaire

Les atomes qui composent un minéral ne sont pas arrangés de manière aléatoire. Ils sont disposés à la manière d'un réseau, tel un grillage.

Le **réseau cristallin** est le résultat de la répétition, dans les trois directions de l'espace, de la **maille cristalline élémentaire**.

Prenons le minéral d'**halite** (NaCl), qui a une structure relativement simple composée d'un nombre égal d'ions sodium (Na^+) et d'ions chlore (Cl^-). Dans ce minéral, chaque ion sodium est entouré par des ions chlore et inversement (Fig. 1.5). Cet agencement particulier forme des blocs de construction de base (mailles, Fig. 1.5B) qui ont des formes cubiques. Comme le montre la figure 1.5C, ces mailles cubiques se combinent pour former des cristaux d'**halite** en forme de cube (Fig. 1.5D).

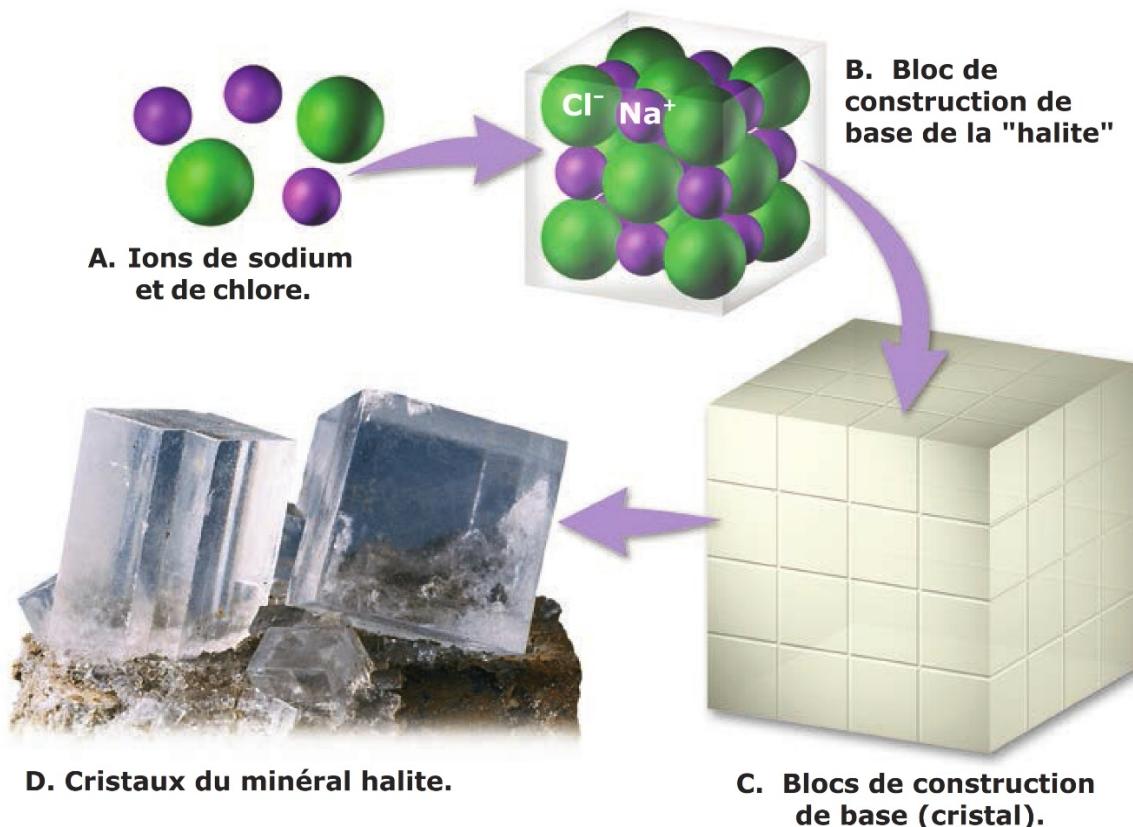


Fig. 1.5 Arrangement des ions sodium et chlore dans l'**halite**. L'arrangement des atomes en blocs de construction de base qui ont une forme cubique donne des cristaux cubiques

Ainsi, une **maille cristalline élémentaire** correspond au **plus petit volume** conservant toutes les **propriétés géométriques, physiques et chimiques** du cristal.

Un **cristal** peut être défini aussi comme un **solide** dont les divers **atomes** sont **arrangés** de manière **régulière** selon une disposition fondamentale (**maille élémentaire**) dont la répétition dans l'espace dessine un **réseau cristallin**.

Compte tenu de leur symétrie, les solides cristallins peuvent être classés dans 7 **systèmes cristallins** (ou polyèdres fondamentaux). Chacun de ces systèmes peut être repéré par rapport à trois axes, dont les **angles α , β et γ** sont droits ou non, égaux entre eux ou non. La maille élémentaire est rapportée à ces axes et est caractérisée en outre par les valeurs a , b , c de ses **arêtes**. Les sept **systèmes cristallins** sont ainsi illustrés dans la figure 1.6.

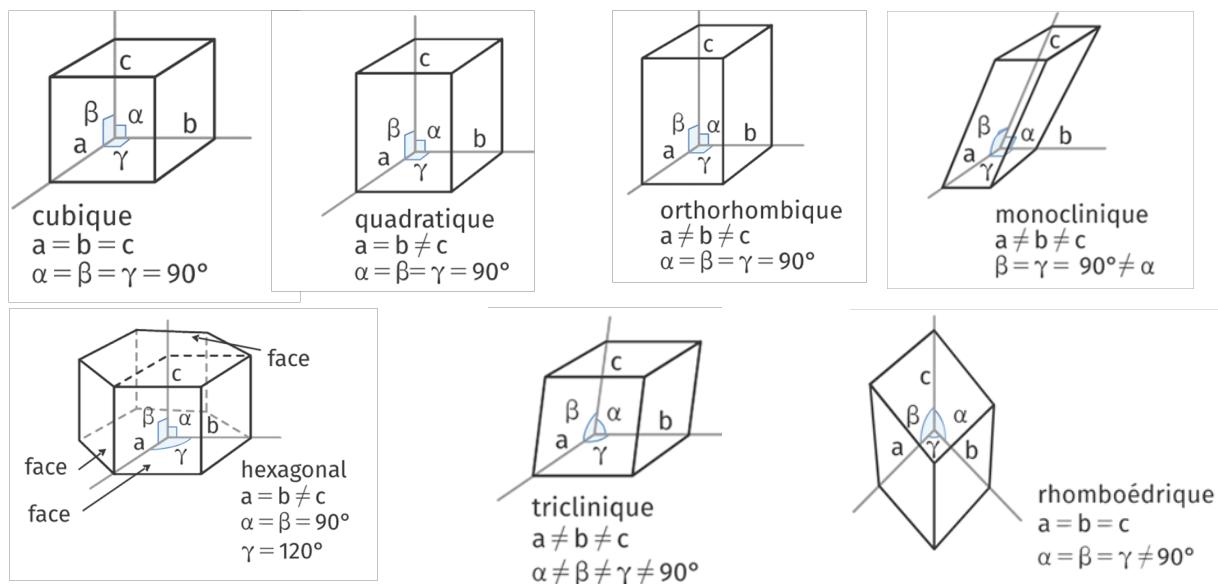


Fig. 1.6 Les sept systèmes cristallins.

1.3.2. Variation de la composition des minéraux

La composition chimique de certains minéraux varie considérablement d'un échantillon à l'autre. Ces variations de composition sont possibles car des ions de taille similaire peuvent facilement se **substituer** les uns aux autres sans perturber la structure interne d'un minéral.

Par exemple, dans le minéral d'**olivine** de formule chimique $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ le magnésium (Mg^{2+}) et le fer (Fe^{2+}) se substituent facilement car ils ont presque la même taille et ont la même charge électrique (Fig. 1.4). C'est le cas aussi dans le groupe des feldspaths **plagioclases** ($\text{Ca}, \text{Na}\text{AlSi}_3\text{O}_8$) où le sodium (Na^+) et le calcium (Ca^{2+}) se substituent.

1.4. Classification des minéraux

La plupart des minéraux peuvent être classés en spécifiant l'**anion principal** ou le **groupe anionique** au sein du minéral.

Seuls huit éléments chimiques constituent la grande majorité des minéraux. Ils représentent plus de 98 % (en poids) de la croûte continentale (Fig. 1.7). Ces éléments, du plus au moins abondant, sont l'**oxygène** (O), le **silicium** (Si), l'**aluminium** (Al), le **fer** (Fe), le **calcium** (Ca), le **sodium** (Na), le **potassium** (K) et le **magnésium** (Mg).

Comme le montre la figure 1.7, l'oxygène et le silicium sont de loin les éléments les plus courants de la croûte terrestre. De plus, ces deux éléments se combinent facilement pour former le «bloc de construction» de base du groupe minéral le plus courant, les **silicates**. Plus de 800 minéraux silicatés sont connus, ils représentent plus de 90% de la croûte terrestre.

Les autres groupes de minéraux, beaucoup moins abondants que les silicates, forment les **non silicatés**.

1.4.1. Les silicates

Tous les minéraux silicatés ont le même bloc de construction fondamental, le **tétraèdre silicium-oxygène** (SiO_4 , Fig. 1.8). Cette structure se compose de **quatre ions oxygène** qui sont liés de manière **covalente** à un **ion silicium** relativement petit, formant un tétraèdre de forme pyramidale avec quatre faces identiques.

Les blocs de construction anioniques sont mis entre crochets dans la description. On distingue les types de silicates suivants (Fig. 1.9 et 1.10) :

-**Nésosilicates** avec tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$

isolés. L'une des structures de silicates les plus simples consiste en des tétraèdres dont les quatre ions oxygène sont liés à des ions positifs, tels que Mg^{2+} , Fe^{2+} et Ca^{2+} . Exemple : olivine $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$, dans lequel les ions magnésium (Mg^{2+}) et/ou fer (Fe^{2+}) s'entassent entre des tétraèdres indépendants relativement grands, formant une structure tridimensionnelle dense.

-**Sorosilicates** à groupes finis, essentiellement des **tétraèdres doubles** de composition $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$, dans lesquels deux tétraèdres sont reliés par un oxygène commun. Exemple : epidote.

-**Cyclosilicates** avec des cycles fermés à 3, 4 ou 6 tétraèdres; dans ces cercles, chaque tétraèdre partage 2 de ses 4 oxygènes avec les 2 tétraèdres adjacents. Par conséquent, le complexe anionique à 6 tétraèdres est $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$. Exemple : beryl.

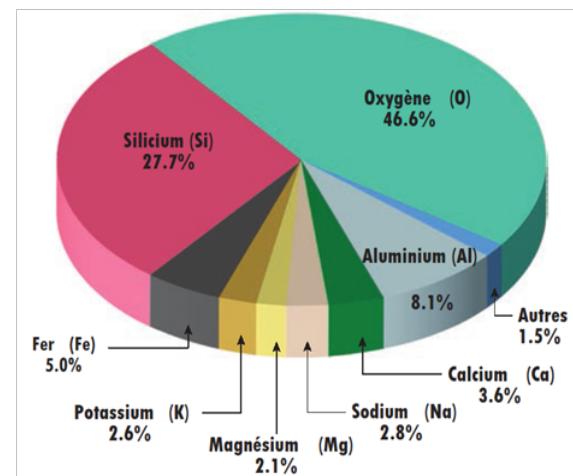


Fig. 1.7 les huit éléments les plus abondants dans la croûte.

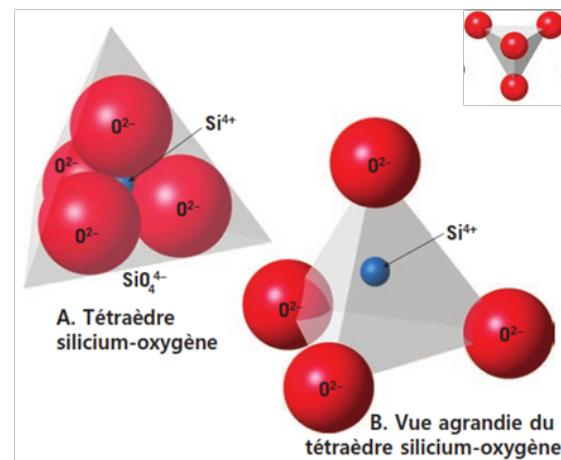


Fig. 1.8 Représentations du tétraèdre SiO_4

Nésosilicates
 $(\text{SiO}_4)^4-$
Exemple: olivine,
 $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$

Sorosilicates
 $(\text{Si}_2\text{O}_7)^6-$
Exemple: hémimorphite,
 $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Cyclosilicates
 $(\text{Si}_6\text{O}_18)^12-$
Exemple: beryl,
 $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_18$

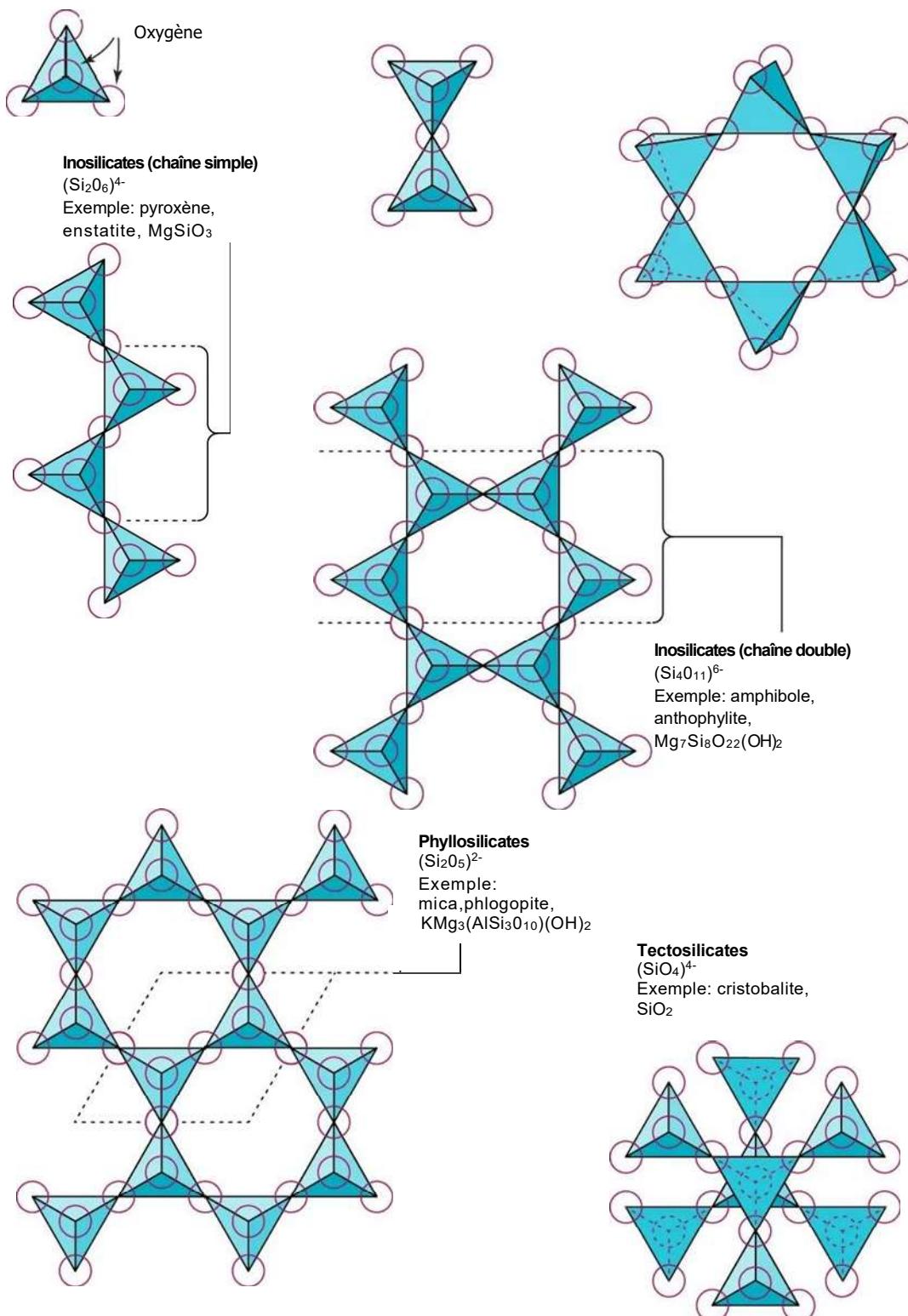


Fig. 1.9 Structures basiques des silicates avec tétraèdres (SiO_4) indépendants, associés à deux, en cycle, en chaîne simple, chaîne double, en feuillets et en réseau tridimensionnel.

- **Inosilicates** à chaînes simples ou doubles chaînes de tétraèdres:

- Dans les **chaînes simples**, chaque tétraèdre partage 2 de ses 4 oxygènes avec le tétraèdre voisin dans le sens de la chaîne. Exemple : pyroxène, dans lesquels la liaison unidimensionnelle des tétraèdres conduit à un groupe anionique basique de composition $[Si_2O_6]^{4-}$;

- Les **chaînes doubles** infinies sont formées en reliant deux chaînes simples de tétraèdres par un oxygène. Par conséquent, par rapport à la chaîne simple, chaque second tétraèdre partage un oxygène avec le tétraèdre de la chaîne voisine, ce qui conduit à un complexe anionique de $[Si_4O_{11}]^{6-}$. Exemple : amphibole, comme l'anthophyllite, $(Mg, Fe)_7[Si_8O_{22}](OH)_2$.

- **Phyllosilicates** sont composés de couches bidimensionnelles infinies de tétraèdres; chaque tétraèdre partage 3 oxygènes avec les 3 tétraèdres adjacents. Le groupe anionique basique est $[Si_4O_{10}]^{4-}$. Exemple : muscovite, $K^+Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$.

- **Tectosilicates**, tous les tétraèdres sont reliés les uns aux autres par leurs quatre oxygènes, formant un réseau tridimensionnel. Ainsi, chaque tétraèdre partage 4 oxygènes avec les 4 tétraèdres adjacents conduisant à SiO_4 . Exemple : quartz, SiO_2 , feldspaths et feldspathoïdes.

1.4.2. Les silicates communs

Les principaux groupes de minéraux silicatés et des exemples courants sont illustrés dans la figure 1.10. Les **feldspaths** sont de loin le groupe de silicate le plus abondant, comprenant plus de 50% de la **croûte terrestre**. Le **quartz**, le deuxième minéral le plus abondant de la **croûte continentale**.

Les minéraux silicatés les plus courants, peuvent être divisés en deux grands groupes sur la base de leur composition chimique : les silicates **clairs** et les silicates **foncés**.

a. Les silicates clairs

Les silicates clairs (ou **non ferromagnésiens**) sont généralement de couleur claire et ont une densité d'environ 2,7, inférieure à celle des silicates foncés (ferromagnésiens). Ces différences sont principalement attribuables à la **présence** ou à l'**absence** de **fer** et de **magnésium**, qui sont « lourds ». Les silicates légers contiennent des quantités variables d'aluminium, de potassium, de calcium et de sodium plutôt que de fer et de magnésium.

▪ Groupe des Feldspaths

Tous les minéraux de feldspath ont des propriétés physiques similaires ; toutefois, on en distingue deux sous-groupes :

- Le premier contient des ions potassium (K) dans sa structure et est donc appelé **feldspath potassique (orthose et microcline)**.

- Le second, appelé feldspath **plagioclases**, contient à la fois des ions **sodium (Na)** et **calcium (Ca)** qui se **substituent** librement pendant la cristallisation.

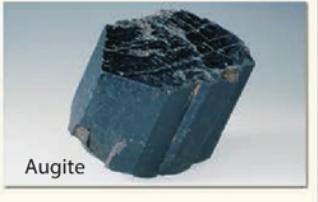
minéral/formule	clivage	structure des silicates	exemple
Groupe olivine $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$	-	Tétraèdre simple	 Olivine
Groupe des pyroxènes (Augite) $(\text{Mg},\text{Fe},\text{Ca},\text{Na})\text{AlSiO}_3$	Deux plans à 90°	Chaîne simple	 Augite
Groupe d'amphibole (Hornblende) $\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Deux plans à 60° et 120°	Chaîne double	 Hornblende
Micas	Biotite $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Feuilles	 Biotite
	Muscovite $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Un plan	 Muscovite
Feldspaths	Feldspath potassique (Orthose) KAlSi_3O_8	Deux planes à 90°	 Feldspath potassique
	Plagioclase $(\text{Ca},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$	-	 Quartz
Quartz SiO_2	-	Réseau Tridimensionnel	

Fig. 1.10 Minéraux silicatés communs. La complexité de la structure des silicates augmente de haut en bas. SmartFigure : <https://goo.gl/xpaEPC>

- **Quartz**

Le quartz (SiO_2) est le seul minéral silicaté commun composé entièrement de silicium et d'oxygène. Dans le quartz, un réseau tridimensionnel est développé grâce au partage complet de l'oxygène par les atomes de silicium adjacents. Par conséquent, le quartz est **dur**.

- **Muscovite**

La muscovite est un membre commun de la famille des micas. Elle est de couleur claire et a un éclat nacré. Comme les autres micas, la muscovite a un excellent clivage dans une direction.

- **Groupe des feldspathoïdes**

Les feldspathoïdes ont une composition proche des feldspaths, ils se trouvent dans les **roches pauvres en silice, mais riches en sodium (Na) et potassium (K)**. La leucite est riche en 'K' tandis que la néphéline est riche en 'Na'. La **coexistence** entre le **quartz** et les **feldspathoïdes** (sous-saturés) est **impossible**.

b. Les silicates sombres

Les silicates **sombres** (ou **ferromagnésiens = mafiques**) sont des minéraux contenant des ions de fer (= ferro) et/ou de magnésium dans leur structure. En raison de leur teneur en fer, les silicates ferromagnésiens sont de couleur foncée et ont une densité plus élevée, entre **3,2** et **3,6**, que les silicates clairs. Les minéraux silicatés foncés les plus courants sont **l'olivine**, les **pyroxènes**, les **amphiboles** et la **biotite** (mica noir).

- **Groupe de l'Olivine**

L'olivine, une famille de minéraux silicatés à **haute température**, est de couleur noire à **vert olive** et a un éclat vitreux. L'olivine se trouve généralement dans le **basalte**, une roche ignée commune de la croûte océanique et des zones volcaniques sur les continents.

- **Groupe des pyroxènes**

Les pyroxènes sont un groupe de divers minéraux qui sont des composants importants dans les roches ignées de couleur foncée. **L'augite** est l'un des minéraux dominants du **basalte**.

- **Groupe des amphiboles**

Le membre le plus commun de ce groupe est appelés **hornblende**. Dans une roche, l'hornblende forme souvent des cristaux allongés. Cela permet de le distinguer du pyroxène, qui forme des cristaux plutôt polyédriques.

- **Biotite**

La biotite est sombre et **riche en fer** de la famille des micas. Comme les autres micas, la biotite possède une structure **en feuillets** qui lui confère un **excellent clivage** dans une direction. C'est un constituant **commun** des **roches ignées**, y compris le granite.

1.4.3. Les minéraux non silicatés

Les minéraux non silicatés sont généralement divisés en groupes, en fonction de **l'ion chargé négativement** ou du **groupe anionique** que les membres ont en **commun** (Fig. 1.11).

Bien que les non silicatés ne représentent qu'environ 8% de la **croûte terrestre**, certains minéraux, tels que le **gypse**, la **calcite** et la **halite**, sont présents en quantités importantes dans les roches sédimentaires. En outre, beaucoup d'autres sont importants sur le plan économique.

Groupes de minéraux non silicatés communs				
Groupe du minéral (ion(s) clé(s) ou élément(s))	Nom du minéral	Formule chimique	Utilisation économique	Exemples
Carbonates (CO_3^{2-})	Calcite Dolomite	CaCO_3 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Portland ciment, chaux	 
Halogénures (Cl^{1-} , F^{1-} , Br^{1-})	Halite Fluorite Sylvite	NaCl CaF_2 KCl	Sel commun Utilisé dans la fabrication de l'acier Utilisé comme engrais	 
Oxydes (O^{2-})	Hématite Magnétite Corindon Glace	Fe_2O_3 Fe_3O_4 Al_2O_3 H_2O	Minéral de fer, pigment Minéral de fer Pierre précieuse, abrasive Forme solide de l'eau	 
Sulfures (S^{2-})	Galène Sphalérite Pyrite Chalcopyrite Cinabre	PbS ZnS FeS_2 CuFeS_2 HgS	Minéral de plomb Minéral de zinc Production d'acide sulfurique Minéral de cuivre Minéral de mercure	 
Sulfates (SO_4^{2-})	Gypse Anhydrite Barytine	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ CaSO_4 BaSO_4	Plâtre Plâtre Boue de forage	 
Éléments natifs (éléments uniques)	Or Cuivre Diamant Graphite Soufre Argent	Au Cu C C S Ag	Commerce, bijouterie Conducteur électrique Pierre précieuse, abrasive Mine de crayon Médicaments sulfamides, produits chimiques Bijoux, photographie	 

Fig. 1.11 Les principaux groupes de minéraux non silicatés

a. Métaux Natifs

Les métaux natifs sont constitués de masses pures **d'un seul métal**. Les atomes métalliques sont liés par des **liaisons métalliques**. Le **cuivre** et **l'or**, par exemple, peuvent se présenter sous forme de métaux natifs.

b. Halogénures

L'anion dans un halogénure est un halogène ou un ion producteur de sel (tel que le **chlorure**, Cl^- , ou le **fluorure**, F^-). L'**halite**, ou sel gemme (NaCl), et la **fluorine** (CaF_2), une source de fluor, en sont des exemples courants.

c. Sulfures

Les sulfures sont constitués d'un **cation métallique** lié à un **anion de soufre** (S^{2-}). Les exemples incluent la **galène** (PbS) et la **pyrite** (FeS_2).

d. Oxydes

Les oxydes sont constitués de **cations métalliques** liés à des **anions oxygène** (O^{2-}). Les minéraux oxydés typiques comprennent l'**hématite** (Fe_2O_3) et la **magnétite** (Fe_3O_4).

e. Carbonates

Dans les minéraux carbonatés, la molécule CO_3^{2-} sert de **groupe anionique**. Les exemples incluent la **calcite** (CaCO_3) et la **dolomite** ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$).

f. Sulfates

Les sulfates sont constitués de **cations métalliques** liés à des **groupes anioniques** SO_4^{2-} . De nombreux sulfates se forment par précipitation hors de l'eau à la surface de la Terre ou à proximité. Le **gypse** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) se forme par évaporation de l'eau salée.

g. Phosphates

Les phosphates sont constitués de **groupe anionique** (PO_4^{3-}) exemple : L'**apatite** $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ qui se présente en cristaux ou agrégats, où l'on trouve des inclusions de chlore, de fluor, de silicium et de **terres rares**.

Chapitre 2. Magmatisme et Roches magmatiques

Introduction : Place des Roches magmatiques dans le Cycle des Roches

Les roches peuvent être subdivisées en trois groupes principaux : **magmatiques**, **sédimentaires** et **métamorphiques**. Dans notre planète, chaque groupe est lié aux autres par des processus qui interagissent. Nous examinons le cycle des roches, illustré dans la figure 2.1, pour mieux illustrer l'interaction entre les différents groupes. Le cycle des roches nous aide à comprendre l'origine des roches **magmatiques**, **sédimentaires** et **métamorphiques**.

Comme le montre la figure 2.1, Le **magma** se forme en profondeur, sous la surface de la Terre. Au fil du temps, le magma se refroidit et se solidifie. Ce processus, appelé **cristallisation**, peut se produire soit sous la surface, soit, à la suite d'une **éruption** volcanique, à la surface. Dans les deux cas, les roches résultantes sont appelées **roches magmatiques** (= **ignées**).

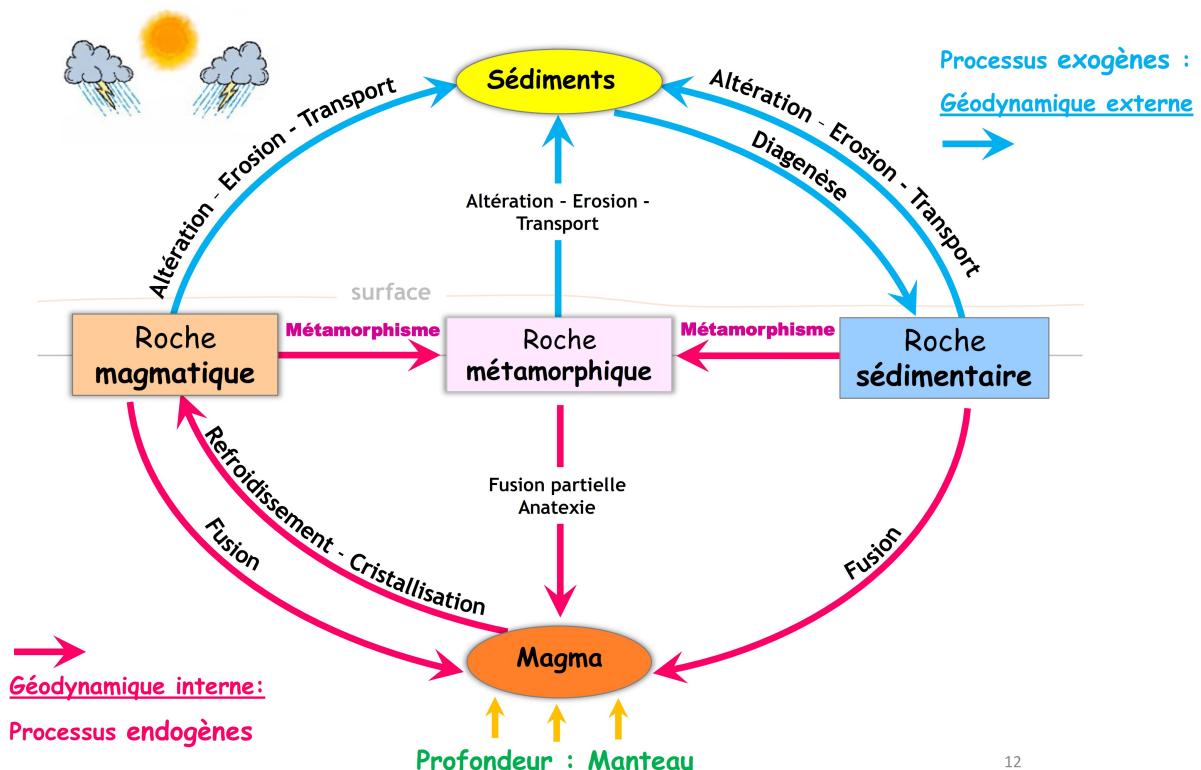


Fig. 2.1 Cycle des roches. Les flèches représentent les processus qui relient chaque groupe aux autres.

SmartFigure : <https://goo.gl/dYWRsL>

2.1 Origine des roches ignées : le magma

Les roches ignées (ignis = feu) se forment lorsque le magma se refroidit et se solidifie. Les matériaux d'origine des roches ignées (**magma**) sont formés par **fusion partielle** qui se produit à différents niveaux dans la **croûte terrestre** et le **manteau supérieur**. Une fois formé, le magma monte vers la surface car il est moins dense que les roches environnantes.

Parfois, le magma atteint la surface de la Terre, on parle alors **d'éruption** (lave et pyroclastes, **Fig. 2.2**).

a. Nature du magma

Le magma à l'origine est une roche totalement fondue qui, une fois refroidie, se solidifie pour former des **roches ignées** composées principalement de **minéraux silicatés**. Les magmas sont constitués de trois composants : liquide, solide et gazeux.

La partie **liquide** est composée principalement d'ions mobiles des huit éléments les plus communs trouvés dans la croûte terrestre.

Les composants **solides** du magma sont des cristaux de minéraux silicatés. Au fur et à mesure qu'un corps magmatique se refroidit, la taille et le nombre de cristaux augmentent.

Les composants **gazeux** du magma (volatils) sont des matériaux qui se vaporisent (forment un gaz) à des pressions de surface. Les composés volatils les plus courants trouvés dans le magma sont la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2) et le dioxyde de soufre (SO_2). Ces gaz ont tendance à se séparer de la masse fondue lors de sa montée vers la surface.

c. Niveau de mise en place des magmas

Les roches ignées se forment dans deux contextes de base. Le magma peut cristalliser dans la croûte terrestre à **différentes profondeurs** ou se solidifier à la **surface de la Terre** (**Fig. 2.2**).

Lorsque le magma cristallise en **profondeur**, il forme des **roches ignées intrusives**, appelées aussi **roches plutoniques**. Lorsque le magma se solidifie à la **surface** il forme des **roches ignées extrusives**. On les appelle aussi **roches volcaniques**. Les roches ignées extrusives se forment lorsque la **lave** se solidifie ou lorsque des débris volcaniques tombent à la surface de la Terre.

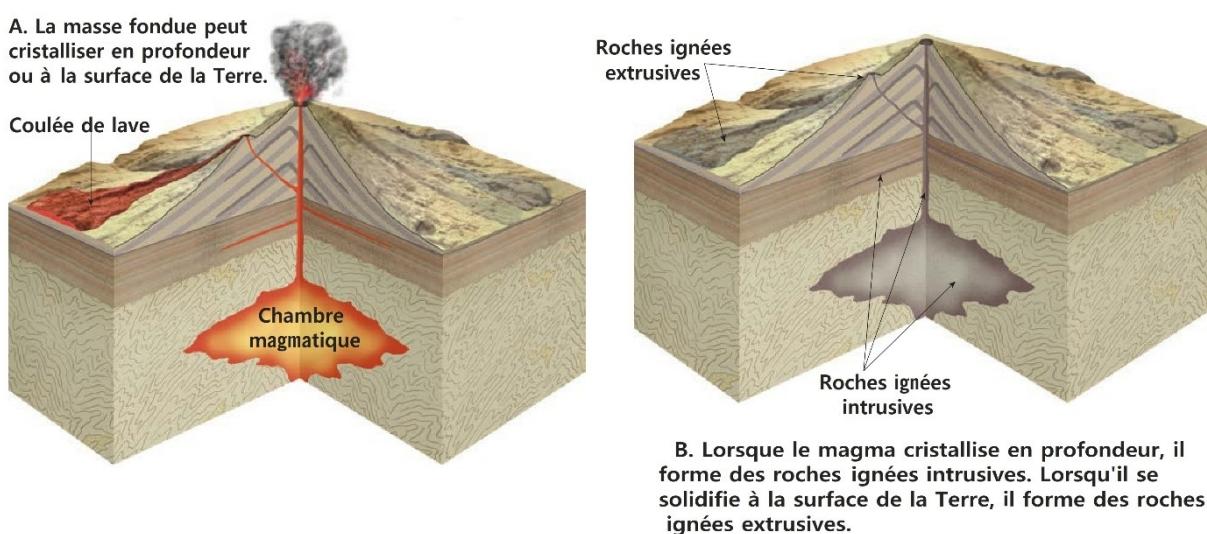


Fig. 2.2 Roches ignées intrusives et extrusives.

2.2 Compositions des roches ignées

Les roches ignées sont composées principalement de **minéraux silicatés**. Malgré leur grande diversité de composition, les roches ignées (et les magmas à partir desquels elles se forment) peuvent être divisées en grands groupes selon leurs **proportions de minéraux clairs et sombres** (Fig.2.3).

a. Compositions granitiques (felsiques) versus basaltiques (mafiques)

Si une roche ignée donnée est majoritairement composée de **minéraux clairs**, elle est qualifiée de **felsique**, un terme dérivé du feldspath et de la silice (quartz). Les roches ignées dans lesquelles dominent ces minéraux ont une **composition granitique** ou composition **felsique**. La plupart des roches granitiques contiennent environ **10 % de minéraux silicatés foncés**, généralement la **biotite** et l'**amphibole** (Fig. 2.3).

Si la roche contient une plus grande proportion de **minéraux ferromagnésiens**, elle est qualifiée de **mafique** (du magnésium et du fer). Les roches qui contiennent au moins **45 % de minéraux silicatés foncés** et des **plagioclases** riches en **calcium** (mais pas de quartz) auraient une **composition basaltique** (Fig. 2.3).

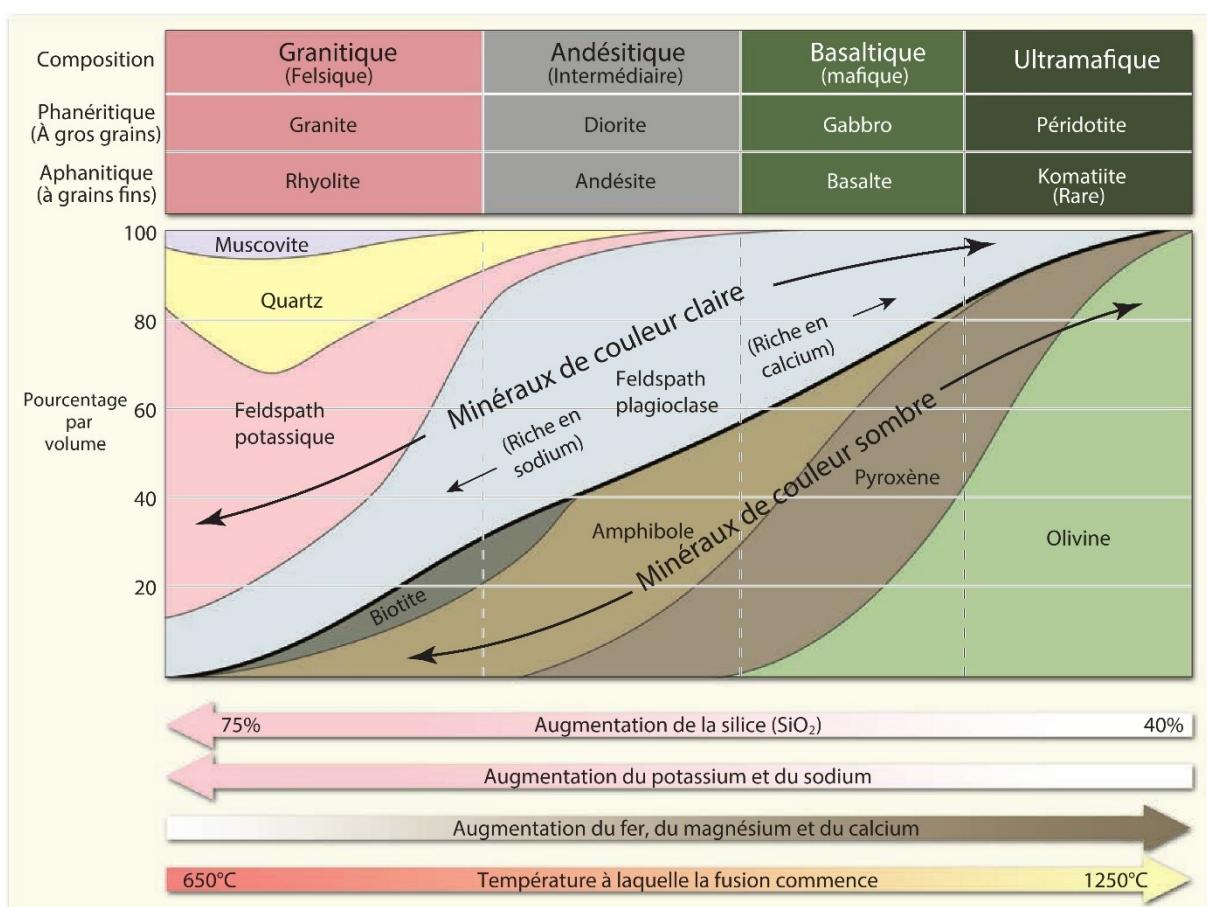


Fig. 2.3 Minéralogie des roches ignées communes. SmartFigure : <https://goo.gl/vST3z8>

Les **roches mafiques** sont généralement de couleur **plus foncée** et de plus **grande densité** que leurs homologues felsiques. De manière générale, la **croûte continentale** est de composition **felsique** et la **croûte océanique** est **mafique**.

b. Composition intermédiaire et ultramafique

Les roches dont la composition se situe **entre** les roches **granitiques** et **basaltiques** ont une **composition intermédiaire**, ou **composition andésitique**. Les roches intermédiaires contiennent au moins **25% de minéraux silicatés sombres**, principalement des **amphiboles**, des **pyroxènes** et des **biotites**, le minéral dominant étant le **feldspath plagioclase** (Fig. 2.3). Ces roches sont typiques des **arcs volcaniques**.

Les roches **ultramafiques** sont riches en **olivine** et **pyroxène** (Fig. 2.3). Bien que les roches ultramafiques soient **rares** à la surface de la Terre, la **péridotite** est le principal constituant du **manteau supérieur**.

c. Teneur en silice comme indicateur de composition

La **quantité de silice** (SiO_2) dans une roche ignée est une indication de sa composition globale. Les roches contenant beaucoup de silice (**jusqu'à 70 % ou plus**) sont **felsiques**, tandis que les roches **pauvres en silice** (**jusqu'à 40 %**) se situent à l'extrême **ultramafique** du spectre. La **quantité de silice** présente dans un magma détermine à la fois sa **viscosité** et sa **température de cristallisation** (voir Fig. 2.3).

2.3 Textures des roches ignées : que peuvent-elles nous dire ?

Le terme **texture** est utilisé pour décrire **l'apparence** générale d'une roche en fonction de la **taille**, de la **forme** et de la **disposition de ses grains** minéraux. La texture est une propriété importante car elle renseigne sur **l'environnement** dans lequel la roche s'est formée (Fig.2.4).

Trois facteurs influencent les textures des roches ignées :

- La **vitesse de refroidissement** du magma ;
- La **quantité de silice** présente dans le magma ;
- La **quantité de gaz** dissous dans le magma.

L'effet du **refroidissement** sur les textures rocheuses est assez simple : un refroidissement **lent** favorise la croissance de **gros cristaux**, tandis qu'un refroidissement **rapide** a tendance à générer de **petits cristaux**. Cependant, le magma peut migrer vers la surface avant de se solidifier complètement. En conséquence, plusieurs types de textures ignées existent :

- **Texture phanéritique** : Les cristaux sont **visibles** à l'œil nu:

Textures des roches platoniques:

- **Texture grenue** : les cristaux sont de même taille (de l'ordre du mm ou du cm) ;
- **Texture grenue porphyroïde** : de gros cristaux plutôt automorphes sont dispersés parmi des cristaux bien plus petits ;

- Texture **pegmatitique** : minéraux de taille centimétrique à pluri-centimétrique, quartz et feldspath automorphes, avec ou sans micas;

Texture des roches semi-profonde (hypovolcanique):

- Texture **microgrenue** : les cristaux sont très petits parfois difficile à distinguer à l'œil nu ;
- Texture **microgrenue porphyrique** : cristaux automorphes de taille centimétrique (1 à 5cm ou plus) dispersés dans une matrice très finement grenue dont le grain est parfois difficile à distinguer à l'œil nu ;

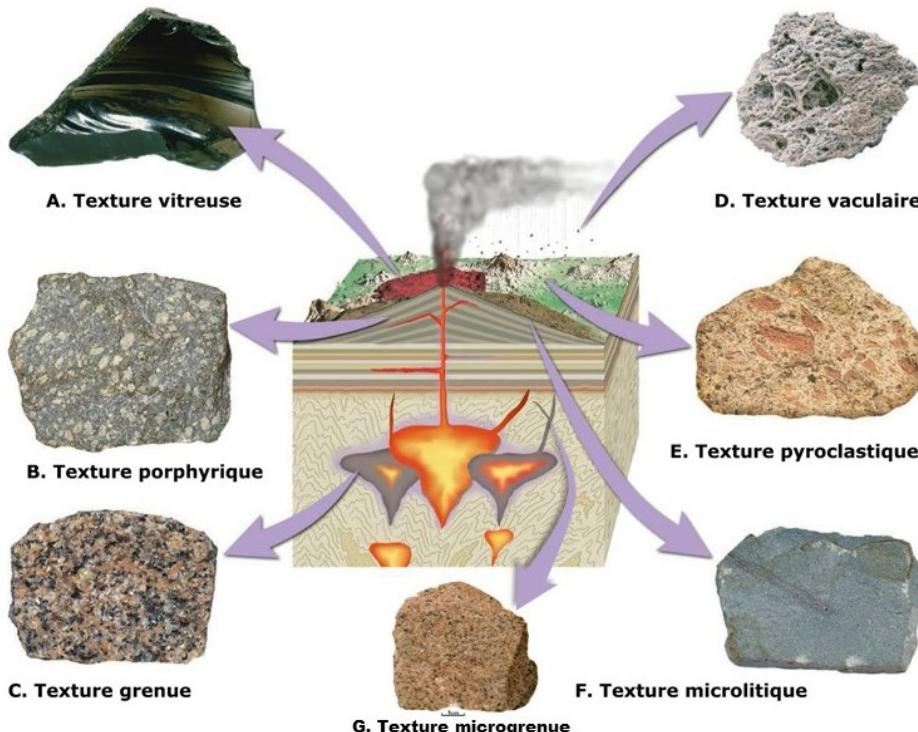


Fig. 2.4 Textures des roches ignées. SmartFigure : <https://goo.gl/U00Ix8>

- **Texture des roches de surface (aphanitique)** : de nombreux cristaux ne sont visibles qu'au microscope optique. C'est la texture des roches **volcaniques**.
 - Texture **microlithique**: microlithes et microcristaux (en forme de baguettes) flottant dans une pâte;
 - Texture **microlithique porphyrique**: cristaux automorphes de grande taille (phénocristaux) enrobés dans une pâte.
 - **Texture hyaline**: texture vitreuse (texture des roches volcaniques). Le verre est une substance minérale non cristallisée d'un magma ayant refroidi brutalement (effet de trempe).
 - **Texture vacuolaire** : Les caractéristiques de nombreuses roches extrusives sont les vides (vacuoles) laissés par les bulles de gaz qui s'échappent lors de la solidification de la lave.

- **Texture pyroclastique :** Les fragments de roche individuels, éjectés lors d'éruptions volcaniques explosives, subissent la consolidation ; ils ont une **texture pyroclastique**.

2.4 Classification des roches ignées

Les roches ignées sont classées en fonction de leur **texture** et de leur **composition minéralogique** (Fig. 2.5). Les différentes textures ignées décrites résultent principalement d'histoires de **refroidissement** différentes, alors que la **composition minéralogique** d'une roche ignée dépend de la **composition chimique** de son magma parent.

a. Roches granitiques (felsiques)

Granite : Le granite est une roche à **gros grains** composée de 10 à 20 % de **quartz** et d'environ 50 % de **feldspath**. D'autres constituants mineurs comprennent de petites quantités de **biotite** et **d'amphibole** et parfois la **muscovite** (Fig. 2.5).

Rhyolite : La rhyolite est l'équivalent à **grains très fins** du granite et, comme le granite, est composée essentiellement de **silicates clairs** (voir Fig. 2.5). La rhyolite contient fréquemment des fragments de verre et des vides.

Obsidienne : C'est une roche **vitreuse** de couleur foncée qui se forme généralement lorsque la lave **très riche en silice** se refroidit **rapidement** à la surface de la Terre (voir Fig. 2.5).

Ponce : La ponce est une roche volcanique vitreuse avec une texture **vacuolaire**. En raison du taux élevé de vides et sa richesse en silice, la ponce flotte lorsqu'il est placé dans l'eau.

b. Roches andésitiques (intermédiaires)

Andésite : (des Andes d'Amérique du Sud), c'est une roche d'origine volcanique. Elle présente généralement une **texture porphyrique** (Fig. 2.5). Les phénocristaux sont souvent des cristaux rectangulaires légers de plagioclase ou des cristaux d'amphibole allongés noirs.

Diorite : La diorite est l'équivalent intrusif de l'andésite. Elle est composée principalement de **plagioclases** et **d'amphiboles** (Fig. 2.5). C'est une roche qui contient peu ou pas de cristaux de quartz visibles.

c. Roches basaltiques (mafiques)

Basalte : Le basalte est la roche ignée extrusive la plus commune. C'est une roche à grain fin, vert très foncé à noir, composée principalement de **pyroxène** et de **plagioclase** riche en **calcium**, avec des quantités moindres **d'olivine** et **d'amphibole** (Fig. 2.5).

Gabbro : Le gabbro est l'équivalent intrusif du basalte (Fig. 2.5). Il est noir et composé principalement de **pyroxène** et de **plagioclase riche en calcium**. Le gabbro est rare dans la croûte continentale, il constitue un pourcentage important de la **croûte océanique**.

d. Roches pyroclastiques

Les roches pyroclastiques sont composées de fragments éjectés lors d'une éruption volcanique explosive. L'une des roches pyroclastiques les plus courantes, appelée **tuf**, est composée principalement de minuscules fragments qui ont ensuite été cimentés ensemble.

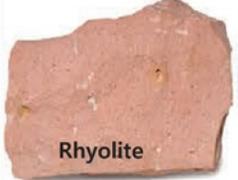
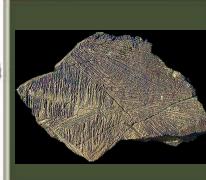
		Composition minéralogique			
		Granitique (Felsique)	Andésitique (Intermédiaire)	Basaltique (mafique)	Ultramafique
Texture	Minéraux dominants	Quartz Feldspath potassique	Amphibole Feldspath plagioclase	Pyroxène Feldspath plagioclase	Olivine Pyroxène
	Minéraux accessoires	Feldspath plagioclase Amphibole Muscovite Biotite	Pyroxène Biotite	Amphibole Olivine	Feldspath plagioclase
	Phanéritique Grenue (à gros grains)	 Granite	 Diorite	 Gabbro	 Péridotite
	Aphanitique Microlithique (à grains fins)	 Rhyolite	 Andésite	 Basalte	
	Porphyrique (deux tailles distinctes)	 Granite porphyrique	 Andésite porphyrique	 Basalte porphyrique	non commun
	Vitreuse	 obsidienne	Moins fréquents	Moins fréquents	non commun
	Vésiculaire (contient des vacuoles)	 ponce	 scorie	La plupart de fragments < 4 mm	non commun
Pyroclastique		 Tufou tuf soude	La plupart de fragments > 4 mm	 Brèche volcanique	non commun
Couleur de la roche (basée sur % de minéraux sombres)		0% à 25%	25% à 45%	45% à 85%	85% à 100%
					

Fig. 2.5 Classification des roches ignées Les roches ignées sont classées en fonction de leur composition minéralogique et de leur texture. **SmartFigure :** <https://goo.gl/WiyTul>

2.5 Origine du magma : Formation à partir de roches solides

La plupart du magma provient du manteau supérieur de la Terre. Les plus grandes quantités sont produites aux limites des **plaques divergentes**, en association avec l'expansion du fond marin. Des quantités moindres se forment dans les **zones de subduction**, où la lithosphère océanique s'enfonce dans le manteau. Le magma peut également être généré lorsque les roches de la croûte sont suffisamment chauffées pour fondre, c'est le phénomène de **l'anatexie**.

L'augmentation de température avec la profondeur est connue sous le nom de **gradient géothermique**. Ce **taux de changement de température** varie considérablement d'un endroit à l'autre, il est en moyenne d'environ **25 °C par kilomètre** dans la croûte supérieure.

a. Diminution de la pression : fusion par décompression

La **décompression** (diminution de la pression) exercée sur une roche hautement chaude, **abaisse sa température de fusion**. Lorsque la pression de confinement chute suffisamment, la **fusion par décompression** est déclenchée (Fig. 2.6).

Ce processus est responsable de la formation de **magma** le long des **dorsales** océaniques où les plaques se séparent. Sous la crête de la dorsale, la roche chaude du manteau monte et fond, produisant un magma qui remplace le matériel qui s'est déplacé horizontalement par rapport à l'axe de la dorsale.

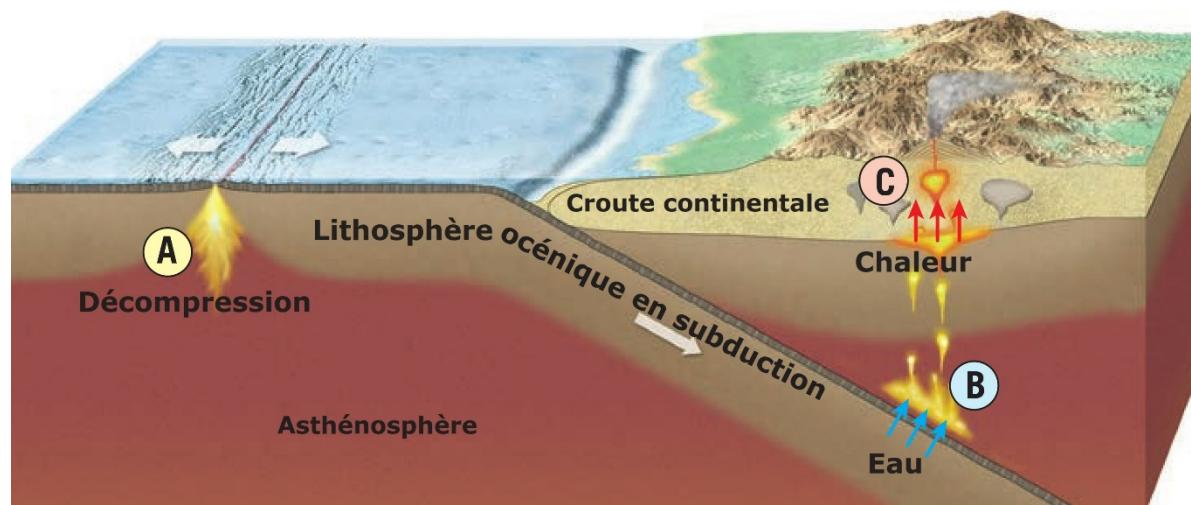


Fig. 2.6 Processus de production de magma dans différents contextes tectoniques. **Décompression** (A : dorsales océanique), **Ajout de l'eau** (B : zone de subduction), **Fusion des roches crustales** (C : collision).

b. Ajout d'eau

Un facteur important affectant la température de fusion de la roche est **sa teneur en eau**. L'eau et les autres substances **volatiles** agissent comme le sel pour faire fondre la glace.

Lorsqu'une plaque océanique s'enfonce, la chaleur et la pression chassent l'eau de la croûte océanique en subduction et des sédiments sus-jacents. Ces fluides migrent dans la partie du manteau chaud qui se trouve juste au-dessus. À une profondeur d'environ 100 kilomètres, la

partie de roche du manteau est suffisamment chaude pour que l'ajout d'eau entraîne la fusion (Fig. 2.6).

La **fusion partielle** de la **péridotite** du manteau génère un **magma basaltique** chaud dont les températures peuvent dépasser 1250°C.

c. Augmentation de la température : fusion des roches crustales

Dès que le magma basaltique dérivé du manteau se forme, il monte avec flottabilité vers la surface. Dans les milieux continentaux, le magma basaltique « s'accumule » souvent sous les roches de la croûte, qui ont une densité plus faible et sont déjà proches de leur température de fusion. Le **magma basaltique chaud** peut chauffer suffisamment les roches crustales sus-jacentes pour produire un **magma secondaire riche en silice**. Les roches de la croûte peuvent également fondre lors de **collisions** continentales qui entraînent la formation d'une chaîne de montagnes (Fig. 2.6).

En bref, le magma peut être généré de trois manières : (1) Une **diminution de la pression** (sans augmentation de la température) peut entraîner la fusion du manteau par décompression ; (2) **l'introduction d'eau** peut abaisser suffisamment la température de fusion de la roche chaude du manteau pour former du magma ; et (3) le **chauffage** des roches crustales **au-dessus** de leur **température de fusion** produit du magma.

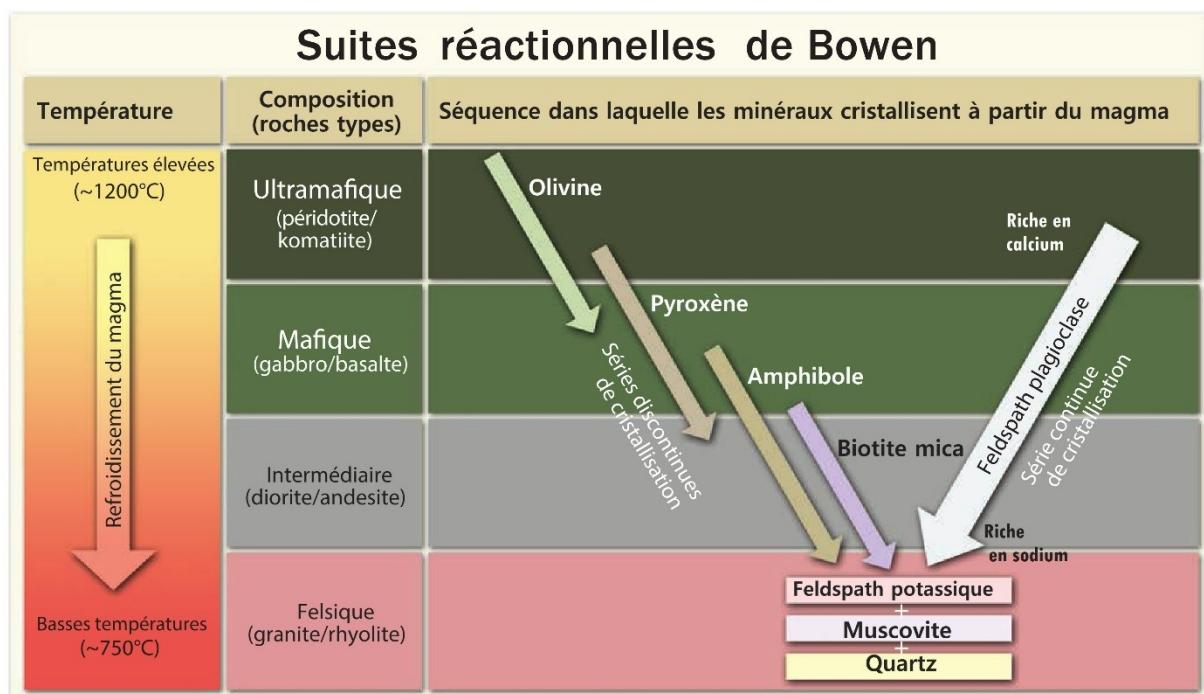


Fig. 2.7 Séries réactionnelles de Bowen. Ce diagramme montre la séquence dans laquelle les minéraux cristallisent à partir d'un magma mafique. Comparez cette figure à la **figure 2.5**. Notez que chaque groupe de roches est constitué de minéraux qui cristallisent dans la même fourchette de température.

SmartFigure : <https://goo.gl/s5Vigs>

2.6 Comment les magmas évoluent ?

Un **volcan** peut expulser des **laves** dont la **composition varie**. Ces observations ont amené les géologues à examiner la possibilité que le magma puisse **changer** ou **évoluer**, et ainsi un magma pourrait devenir le **parent** d'une variété de **roches ignées**.

Pour explorer cette idée, **Norman L. Bowen** a mené une étude pionnière sur la cristallisation du magma au début du XX^{ème} siècle.

a. Suites réactionnelles de Bowen et composition des roches ignées

Selon Bowen, lorsqu'un magma basaltique se refroidit, les minéraux ont tendance à cristalliser de manière systématique, en fonction de leurs températures de fusion (Fig. 2.7). Le premier minéral à cristalliser est **l'olivine**. Un refroidissement supplémentaire génère du **plagioclase** riche en **calcium** ainsi que du **pyroxène**, et ainsi de suite sur le diagramme.

Au cours de ce processus de cristallisation, la composition de la partie liquide restante du magma change également continuellement. Par exemple, au stade où environ un **tiers du magma s'est solidifié**, le magma résiduel sera presque appauvri en **fer**, **magnésium** et **calcium** car ces éléments sont les principaux constituants des minéraux, qui se forment tôt, dans le processus. L'absence de ces éléments entraîne **l'enrichissement** de la masse fondue en **sodium** et en **potassium**.

De plus, comme le magma basaltique d'origine contenait environ 50 % de **silice** (SiO_2), la cristallisation de **l'olivine**, qui ne contient qu'environ 40 % de silice, laisse le mélange restant plus riche en SiO_2 . Ainsi, le composant de **silice** du mélange restant **s'enrichit** à mesure que le **magma évolue**.

Les **minéraux** qui se forment dans le même régime général de température décrit dans la suite réactionnelle de Bowen se retrouvent **ensemble** dans les **mêmes roches ignées**. Par exemple, **quartz**, **feldspath** potassique et **muscovite**, qui sont situés dans la même région du diagramme de Bowen, se trouvent ensemble comme constituants du **granite** (Fig. 2.7).

b. Différenciation magmatique et cristallisation fractionnée

Lorsque les minéraux qui ont cristallisé très tôt dans la chambre magmatique sont plus lourds que la partie liquide ils coulent vers le fond (Fig. 2.8). Ce mécanisme s'appelle la **cristallisation fractionnée** ; celle-ci entraîne une **évolution chimique progressive du magma** et celle de la composition des minéraux qui s'y forment les uns après les autres.

Lorsque le magma résiduel se solidifie, il formera une roche avec une composition minéralogique différente de celle du magma parent. La formation d'un corps magmatique ayant une minéralogie ou une composition chimique différente de celle du magma parent est appelée **différenciation magmatique**.

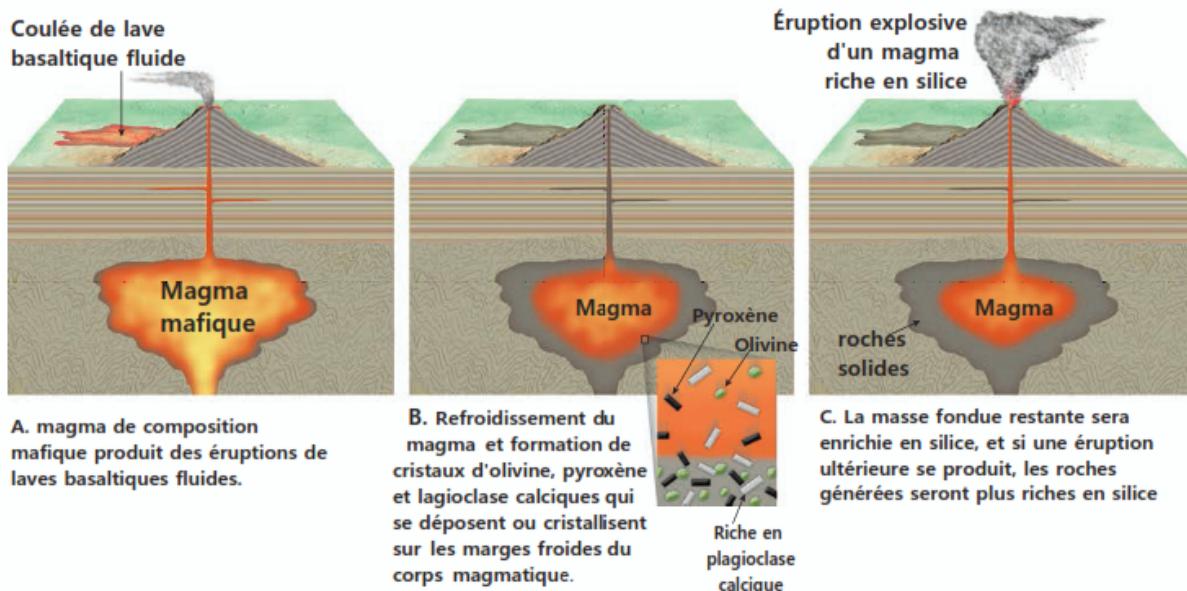


Fig. 2.8 Le processus de cristallisation fractionnée entraîne un changement progressif de la composition du magma pendant le refroidissement

c. Assimilation et mélange de magmas

Une fois qu'un magma se forme, l'incorporation de matières étrangères peut également modifier sa composition. Par exemple, dans les environnements proches de la surface, le magma peut provoquer de nombreuses fractures dans la roche sus-jacente (Fig. 2.9). La fusion de ces blocs, un processus appelé **assimilation**, modifie la composition chimique globale du corps magmatique.

Un autre moyen par lequel la composition du magma peut être modifiée, est appelé **mélange de magma**.

Un mélange de magma peut se produire lors de l'ascension de deux corps magmatiques chimiquement distincts lorsque la masse la plus flottante dépasse le corps qui s'élève plus lentement (Fig. 2.10). Une fois qu'ils sont joints, le flux convectif agite les deux magmas, générant une masse unique qui a une composition intermédiaire (entre A et B).

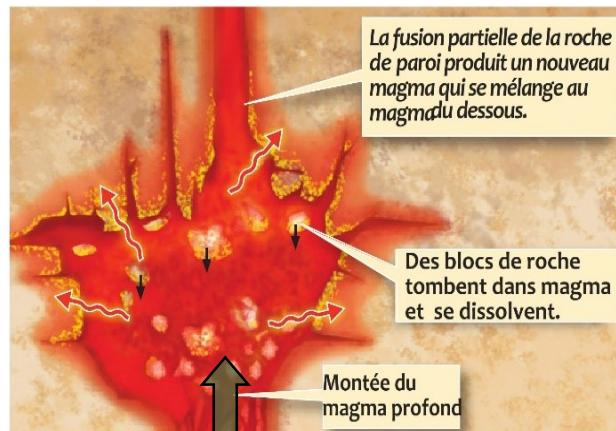


Fig. 2.9 Assimilation de la roche hôte par un corps magmatique.

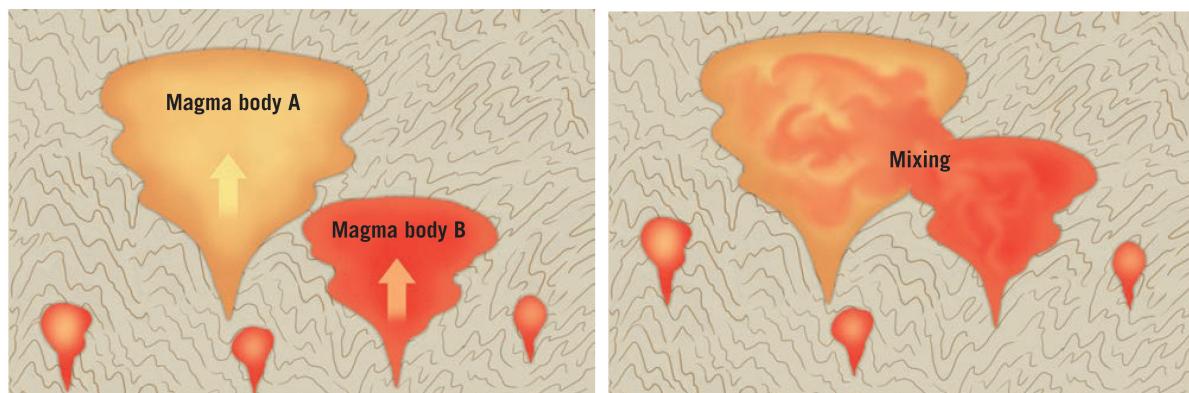


Fig. 2.10 Mélange de magma. Une autre manière dont la composition d'un corps magmatique peut changer.

2.7 Fusion partielle et composition du magma

Lorsqu'une roche subit une **fusion partielle**, elle forme une **masse fondue** enrichie en ions provenant de minéraux ayant les **températures de fusion** les plus **basses**, tandis que la partie **non fondue** est composée de minéraux ayant des **températures de fusion** plus **élevées** (voir Fig. 2.11). La séparation de ces deux fractions donne un **magma** de composition chimique plus **riche en silice** et plus proche de l'extrémité felsique (**granitique**) du spectre que la roche à partir de laquelle il s'est formé.

En général, la fusion partielle des roches **ultramafiques** a tendance à produire des **magmas mafiques (basaltiques)**, la fusion partielle des roches **mafiques** produit généralement des **magmas intermédiaires (andésitiques)** et la fusion partielle des roches **intermédiaires** peut générer des **magmas felsiques (granitiques)**.

a. Formation de magma basaltique

La plupart du magma qui arrive à la surface de la Terre est de composition **basaltique** (1000° à 1250°C). Une preuve que de nombreux magmas basaltiques ont une source mantellique est la présence d'**enclaves de péridotite**, que les magmas basaltiques transportent souvent jusqu'à la surface de la Terre **depuis le manteau**. Les magmas basaltiques (mafiques) qui proviennent de la fusion partielle des roches du manteau sont appelés **magmas primaires** ou **primitifs** car ils n'ont pas encore évolué.

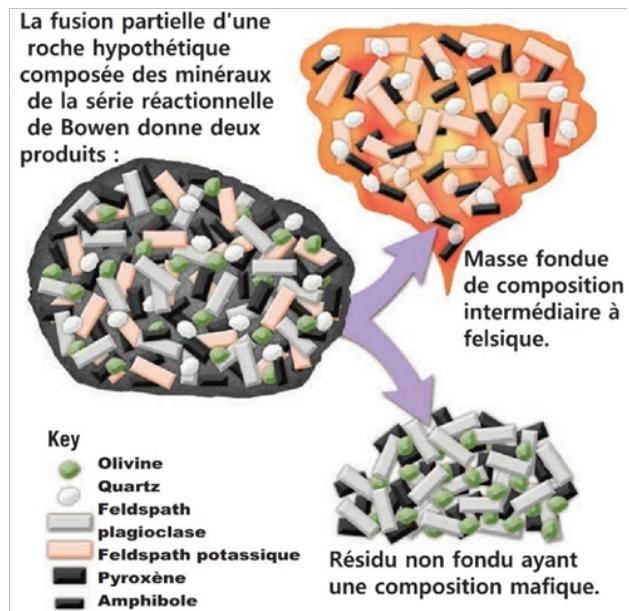


Fig. 2.11 Fusion partielle. La fusion partielle génère un magma qui est plus proche de l'extrémité felsique (granitique) du spectre de composition que la roche mère dont il est issu. SmartFigure : <https://goo.gl/s5Vigs>

b. Formation des magmas andésiques et granitiques

Rappelons que les **magmas riches en silice** subissent une éruption principalement le long des marges **continentales**. Ceci est une preuve solide que la **croûte continentale**, qui est plus épaisse et a une **densité plus faible** que la croûte océanique, doit jouer un **rôle** dans la **génération** de ces **magmas plus évolués** (Fig.2.12).

Le **magma andésitique** peut se former de différentes manières :

- 1) **différenciation magmatique** du magma **basaltique** dérivé du manteau ;
- 2) **assimilation** des roches crustales, riches en silice, par les magmas **basaltiques** ascendants ;
- 3) **fusion partielle** des roches **basaltiques**.

Les **magmas granitiques** peuvent se former par :

- 1) **différenciation magmatique** des magmas **andésitiques** ;
- 2) **fusion partielle** des roches crustales lorsque des magmas **basaltiques** chauds sont piégés **sous la croûte continentale** d'où la production de grandes quantités de **magmas granitiques** (voir Fig.2.12).

2.8 Activité ignée intrusive

a. Nature des corps intrusifs

Les structures qui résultent de la mise en place de magma dans des roches préexistantes sont appelées **intrusions** ou **plutons**. Les intrusions se produisent dans une grande variété de tailles et de formes (Fig. 2.13).

Les corps ignés intrusifs sont classés en fonction de leur **forme, tabulaire ou massive** (en forme de goutte), et de leur **orientation** par rapport à la roche hôte. Les corps ignés sont dits **discordants**, s'ils traversent des structures préexistantes, et **concordants** s'ils s'injectent parallèlement aux couches sédimentaires.

b. Corps intrusifs tabulaires : dykes et sills

Les **dykes** sont des corps **discordants** qui se forment lorsque le magma est injecté de force dans les **fractures** et coupe le litage et d'autres structures dans la roche hôte (Fig. 2.13A et B). En revanche, les **sills** sont des corps presque horizontaux et **concordants** qui se forment lorsque le magma exploite les faiblesses entre les lits des roches sédimentaires. Les **necks** correspondent aux cheminées volcaniques mises à nu.

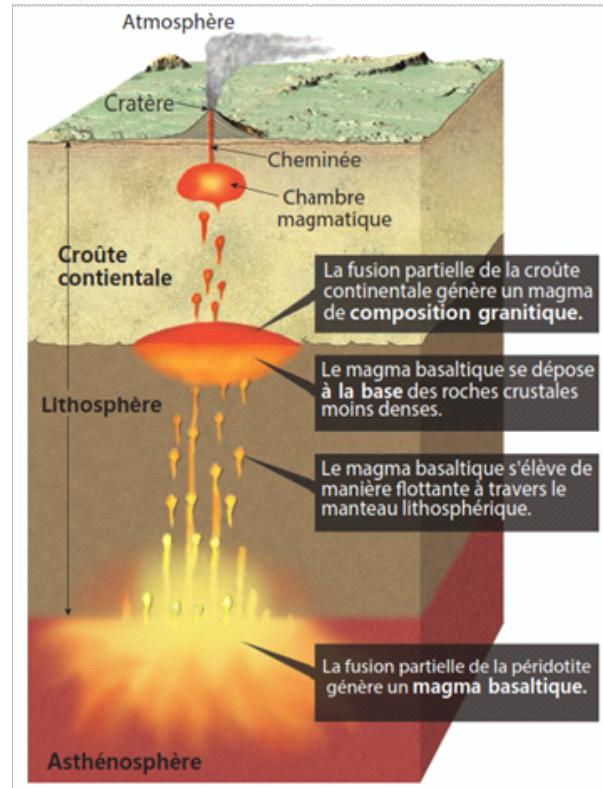
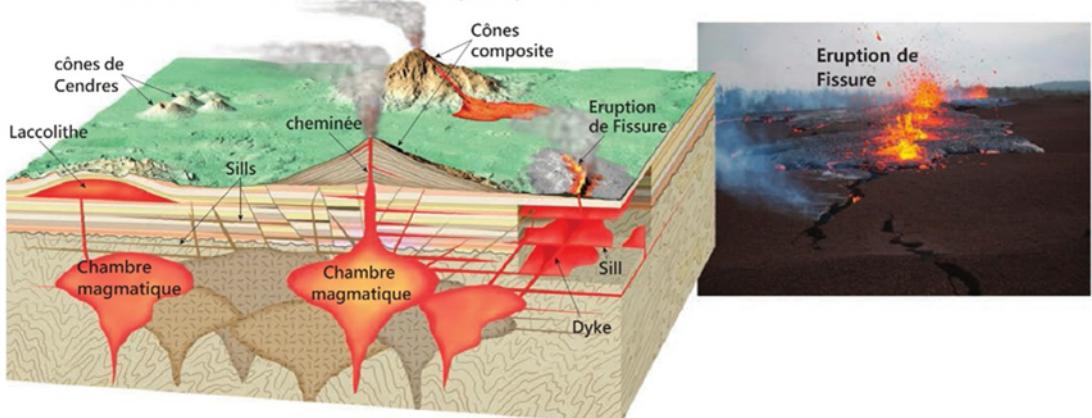


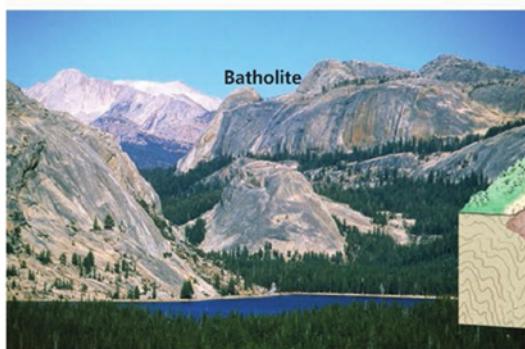
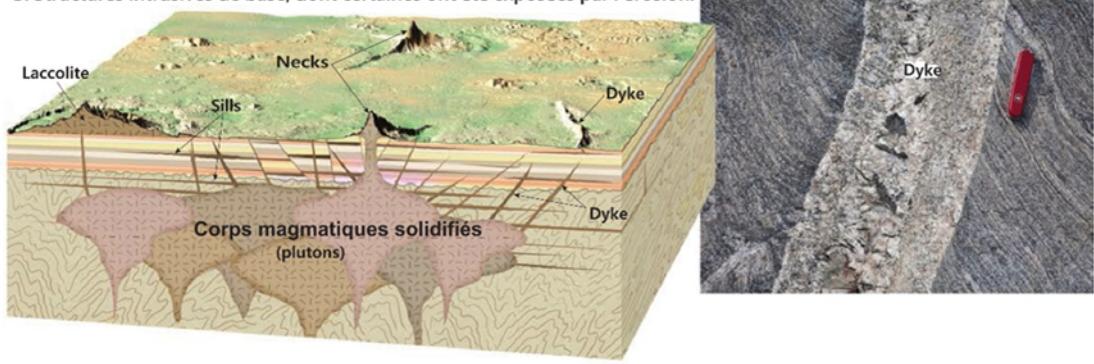
Fig. 2.12 Formation du magma granitique.

SmartFigure : <https://goo.gl/P4Bffs>

A. Inter-relation entre le volcanisme et l'activité magmatique intrusive.



B. Structures intrusives de base, dont certaines ont été exposées par l'érosion.



C. Un soulèvement et une érosion importants exposent un batholithe composé de plusieurs corps intrusifs plus petits (plutons).

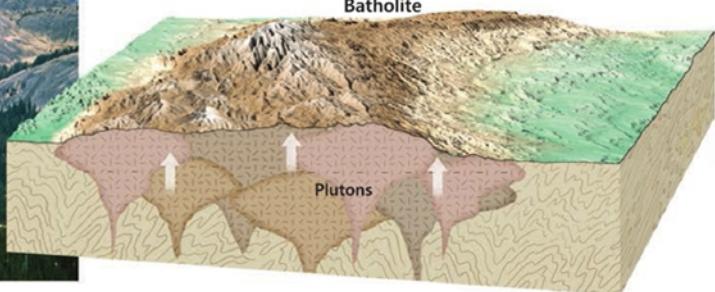


Fig. 2.13 Structures ignées intrusives. SmartFigure : <https://goo.gl/3sS9U5>

c. Corps intrusifs massifs : Batholites, Laccolites

▪ Batholites

Les corps ignés intrusifs les plus gros sont les **batholites** (bathos = profondeur, lithos = pierre). Les **batholites** se présentent sous la forme de structures gigantesques (surface supérieure à 100km^2 jusqu'à des dizaines de milliers de Km^2). La plupart mesurent moins de 10 kilomètres d'épaisseur (Fig. 2.13C). Les batholites sont généralement composés de types de roches felsiques (granitiques) et intermédiaires et sont souvent appelés « **batholites granitiques** ».

▪ **Laccolithes**

Les intrusions ignées peuvent soulever les strates sédimentaires qu'elles pénètrent donnant naissance à des **corps de dimensions moyennes**. Elles sont nommées les **laccolites** quand la forme de la roche ressemble à une coupole à base horizontale (Fig. 2.13).

2.9- Volcanisme et roches volcaniques

Une éruption volcanique est l'un des événements les plus spectaculaires de la nature. Les volcans projettent des cendres volcaniques brûlantes dans l'air, tandis que des ruisseaux orange de laves se déversent sur le flanc du volcan. Tous les deux sont formés à des grandes profondeurs. Les volcans nous permettent d'observer directement les processus qui se produisent en profondeur. Toutefois, ils représentent un danger géologique évident et les éruptions peuvent coûter la vie à des dizaines de milliers de personnes à la fois.

2.9.1 Nature des éruptions volcaniques

L'activité volcanique est généralement perçue comme un processus qui produit une structure typique en forme de cône qui éclate périodiquement de manière violente. Cependant, de nombreuses éruptions ne sont pas explosives. Qu'est-ce qui détermine la manière dont les volcans éclatent ?

a. Facteurs affectant la viscosité

Le magma en éruption est appelé **lave**. Les principaux facteurs qui affectent le comportement du magma sont sa **température** et sa **composition** chimique et, dans une moindre mesure, la quantité de **gaz** dissous qu'il contient. À des degrés divers, ces facteurs déterminent la mobilité ou la **viscosité** d'un magma (viscos = collant). Plus une lave est visqueuse, plus sa résistance à l'écoulement est grande (Fig. 2.14).

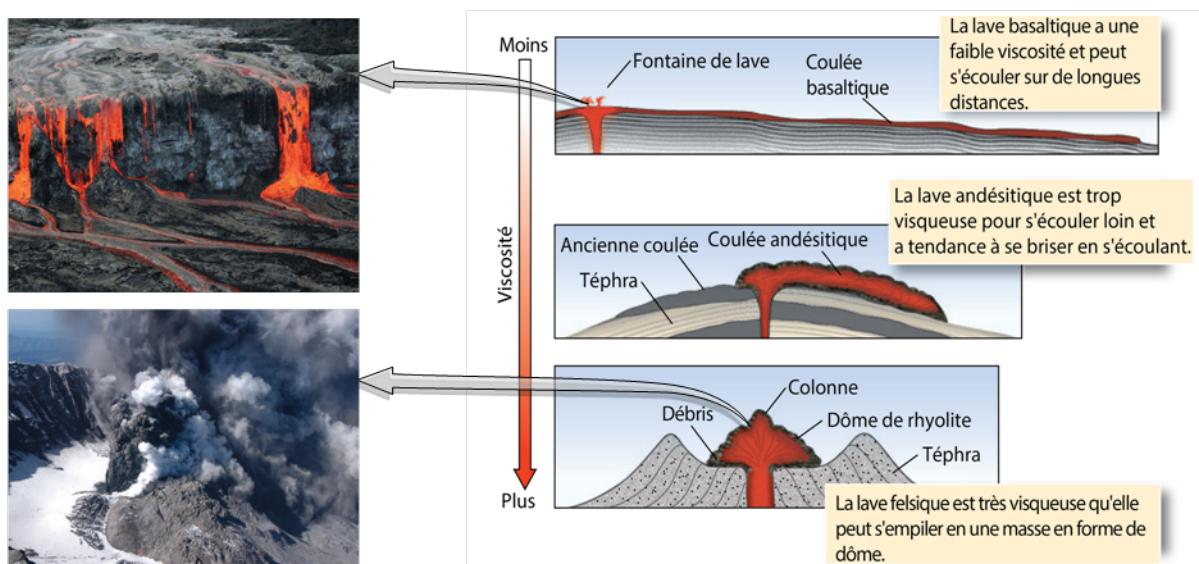


Fig. 2.14 Les caractéristiques d'une coulée de lave dépendent de sa viscosité

▪ Température

L'effet de la température sur la viscosité est facilement visible. En chauffant le miel, on le rend **plus fluide (moins visqueuse)**. La température influence également fortement la mobilité de la lave. Au fur et à mesure que la lave se refroidit et commence à se solidifier, sa viscosité augmente et finalement le flux s'arrête.

▪ Composition

Rappelons qu'une différence majeure entre les diverses roches ignées est leur teneur en silice (SiO_2) (**tableau 2.1**). Les roches mafiques (**basalte**) contiennent environ **50 % de silice**, tandis que les roches felsiques (**granite** et son équivalent extrusif, la **rhyolite**) contiennent plus de **70 % de silice**. Les roches **intermédiaires** (andésite et diorite) contiennent environ **60 % de silice**.

La viscosité d'un magma est directement liée à sa teneur en silice : plus il y a de silice dans le magma, plus sa viscosité est élevée. Par conséquent, les **laves felsiques** (rhyolitiques) sont **très visqueuses** et ont tendance à former des coulées relativement courtes et épaisses. En revanche, les **laves mafiques** (basaltiques), qui contiennent moins de silice, sont relativement **fluides** et sont connues pour parcourir jusqu'à 300 kilomètres ou plus avant de se solidifier.

▪ Gaz dissous

Les composants gazeux du magma, principalement la vapeur d'eau dissoute, affectent également la mobilité du magma. La **vapeur d'eau dissoute** dans le magma a tendance à **augmenter la fluidité**. Il s'ensuit donc que la **perte de gaz** rend le magma (la lave) plus **visqueux**. Les gaz confèrent également aux magmas leur caractère **explosif**.

Tableau 2.1 Les différences de composition des corps magmatiques font varier leurs propriétés.

Properties of Magma Bodies with Differing Compositions						
Composition	Silica Content (SiO_2)	Gas Content (% by weight)	Eruptive Temperature	Viscosity	Tendency to Form Pyroclastics	Volcanic Landform
Basaltic (mafic) High in Fe, Mg, Ca, low in K, Na	Least (~50%)	Least (0.5–2%)	Highest 1000–1250°C	Least	Least	Shield volcanoes, basalt plateaus, cinder cones
Andesitic Intermediate amounts of Fe, Mg, Ca, K, Na	Intermediate (~60%)	Intermediate (3–4%)	Intermediate 800–1050°C	Intermediate	Intermediate	Composite cones
Rhyolitic (felsic) High in K, Na, low in Fe, Mg, Ca	Most (~70%)	Most (5–8%)	Lowest 650–900°C	Greatest	Greatest	Pyroclastic flow deposits, lava domes

b. Éruptions effusives et explosives

La plupart des magmas sont générés par la fusion partielle de la péridotite dans le manteau supérieur, ils ont tendance à avoir une composition basaltique. Le magma basaltique

nouvellement formé, moins dense que la roche environnante, remonte lentement vers la surface. Dans certains contextes, des magmas basaltiques à haute température atteignent la surface de la Terre, où ils produisent des **laves très fluides**. Cela se produit le plus souvent au fond de l'océan, en association avec l'expansion du fond océanique.

Dans les milieux continentaux, cependant, la densité des roches crustales est inférieure à celle du magma ascendant, ce qui fait que le magma s'accumule à la limite croûte-manteau. La chaleur du magma chaud est souvent suffisante pour faire fondre partiellement les roches crustales sus-jacentes, générant un **magma moins dense et riche en silice**, qui poursuit ensuite son voyage vers la surface de la Terre (Fig. 2.15A).

▪ Éruptions hawaïen effusives

Les éruptions qui impliquent des laves basaltiques très fluides, telles que les éruptions de **Kilauea sur la grande île d'Hawaï**, sont souvent déclenchées par l'arrivée d'un nouveau magma s'élevant dans une chambre magmatique proche de la surface. Les géologues peuvent souvent détecter un tel événement car le sommet du volcan commence à gonfler et à monter des mois voire des années avant une éruption. L'injection d'une nouvelle source de magma chaud chauffe et remobilise la chambre magmatique semi-liquide.

De plus, le gonflement de la chambre magmatique fracture la roche au-dessus, permettant au magma fluide de se déplacer vers le haut le long des ouvertures nouvellement formées, générant souvent des épanchements de lave pendant des semaines, des mois, voire des années (Fig. 2.15B).

▪ Éruptions de type explosives

Tous les magmas contiennent de la **vapeur d'eau** et d'autres **gaz** qui sont maintenus en solution par l'immense pression des roches sus-jacentes. Au fur et à mesure que le magma monte, la **pression de confinement** chute, provoquant la séparation des gaz dissous du

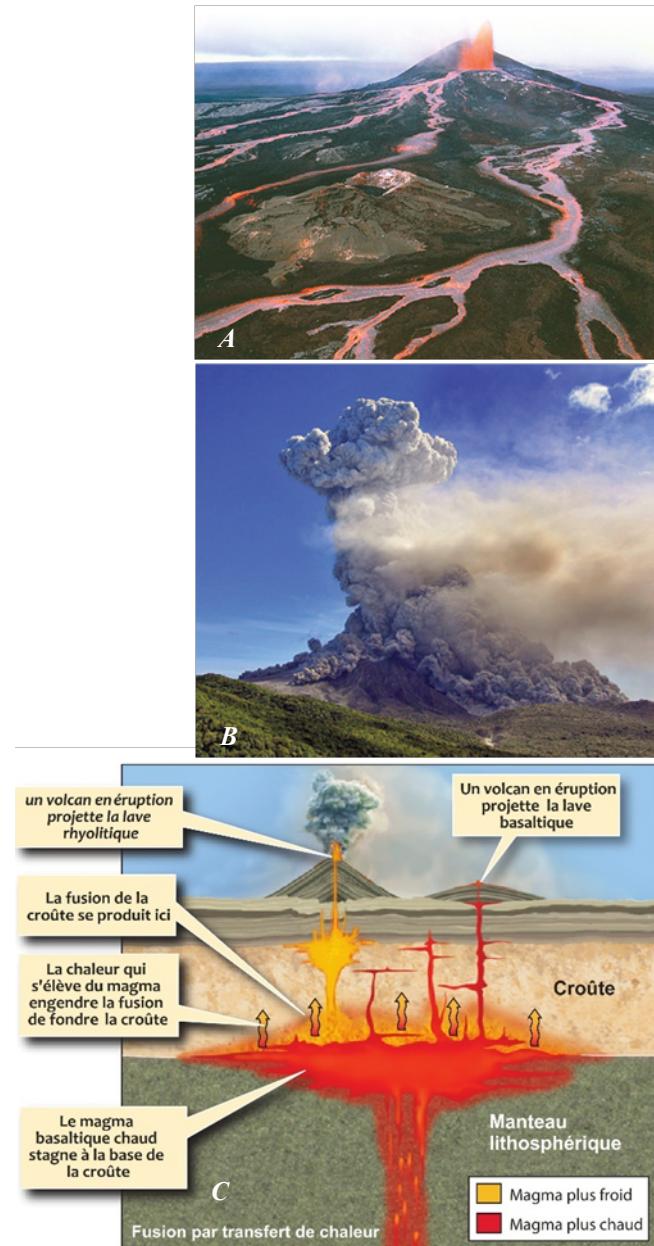


Fig. 2.15 Eruption volcanique effusive A, explosive B et leurs relation avec la nature du magma à l'origine C.

magma et la formation de nombreuses minuscules bulles. Ceci est analogue à l'ouverture d'une canette de soda, où le dioxyde de carbone dissous dans le soda forme rapidement des bulles qui montent et s'échappent.

Comme le montre la figure 2.15C, lorsque des **magmas basaltiques fluides** arrivent à la surface, les gaz sous pression s'échappent facilement. Parfois, **ces gaz en expansion propulsent la lave incandescente** à des centaines de mètres dans l'air, produisant des **fontaines de lave** (Fig. 2.15A). Ces fontaines sont généralement inoffensives et ne sont généralement pas associées à des événements explosifs majeurs qui causent de grandes catastrophes.

À l'autre extrême, les **magmas felsiques sont très visqueux et expulsent la lave fragmentée** à des vitesses presque supersoniques, créant des panaches flottants composés principalement de cendres volcaniques et de **gaz** appelés **colonnes d'éruption**. Par conséquent, les volcans associés à ces magmas sont les plus destructeurs pour les biens et la vie humaine (Fig. 2.15B).

2.9.2 Matériaux des éruptions volcaniques

Les volcans amènent la **lave** liquide, des **gaz** et des matériaux **solides** à la surface de la Terre. Dans cette section, nous examinerons chacun de ces matériaux.

a. Coulées de lave

On estime que la grande majorité de la lave sur Terre, **plus de 90 % du volume total**, est de composition **basaltique** (mafique). Les laves andésitiques et autres laves de composition intermédiaire représentent la majeure partie du reste, tandis que les coulées rhyolitiques (felsiques) n'en représentent que 1%.

Les **laves basaltiques chaudes**, généralement **très fluides**, s'écoulent généralement en fines et larges nappes ou en rubans filiformes. Sur l'île d'Hawaï, le mouvement des laves mesuré est de 30 km/ heure sur des pentes abruptes. La vitesse la plus courante des laves est de **10 à 300m/ heure**. En revanche, le **mouvement de la lave rhyolitique** riche en silice peut être **trop lent** à percevoir. De plus, la plupart des laves rhyolitiques parcourent rarement plus de quelques kilomètres de la cheminée. Les **laves andésitiques**, qui sont de composition intermédiaire, présentent des caractéristiques d'écoulement entre celles des laves basaltiques et rhyolitiques.

b. Gaz

Les magmas contiennent des quantités variables de **gaz dissous** appelés **volatils**. Ces gaz sont retenus par la pression de confinement dans le magma, tout comme le dioxyde de carbone est retenu dans les canettes et les bouteilles de boissons gazeuses. La partie gazeuse de la majorité des magmas représente **1 à 6% du poids total**, la plupart est **sous forme de vapeur d'eau**. Bien que le pourcentage semble faible, la quantité réelle de gaz émis peut dépasser des milliers de tonnes par jour.

c. Matériaux pyroclastiques

Lorsque les volcans éclatent fortement, ils éjectent des roches pulvérisées, de la lave et des fragments de verre de la cheminée. Les particules produites sont appelées **matériaux pyroclastiques** (*pyro* = feu, *clast* = fragment) et sont également appelées **tephra**. Des particules de cendres et de **poussière** (moins de 2mm) sont produites lors de **l'éruption explosive d'un magma visqueux riche en gaz**. Lorsque les cendres chaudes tombent, les éclats vitreux fusionnent souvent pour former une roche appelée **tuf soudé**.

Des pyroclastes dont la taille varie de 2 à 64 mm sont connus sous le nom de **lapilli** (petites pierres) appelés aussi **pouzzolane**. Les particules de plus de 64 mm de diamètre sont appelées **blocs**, lorsqu'elles sont constituées de lave durcie, et **bombes** lorsqu'elles sont éjectées sous forme de lave incandescente (Fig. 2.16).

Certains matériaux sont identifiés par leur texture et leur composition. En particulier, les **scories** est le nom attribué aux projections **vésiculaires** produites à partir de **magma basaltique**. Ces fragments noirs à brun rougeâtre se trouvent généralement dans la gamme de taille des lapillis.

Lorsque des **magmas de composition intermédiaire (andésitique)** ou felsique (rhyolitique) entrent en éruption explosive, ils émettent des **cendres** et des **ponces** vésiculaires. La ponce est généralement de couleur plus claire et moins dense que les scories, certains fragments de pierre ponce sont tellement poreuses qu'ils peuvent flotter.

2.9.3 Structure d'un volcan

L'activité volcanique commence fréquemment lorsqu'une fissure se développe dans la croûte terrestre alors que le magma se déplace avec force vers la surface. Au fur et à mesure que le magma riche en gaz monte à travers une fissure, son chemin est généralement localisé dans un **conduit** quelque peu circulaire qui se termine par une ouverture de surface appelée **évent ou cheminée** (Fig. 2.17).

Matériaux pyroclastiques (Tephra)		
Nom de la particule	Taille des particules	Image
Cendres volcaniques*	Moins de 2 mm	
Lapilli (pouzzolane)	Entre 2 mm et 64 mm	
Bombes volcaniques	Plus de 64 mm	
Blocs volcaniques		

*Le terme cendres volcanique est utilisé pour les poussières volcaniques fines inférieures à 0,063 mm.

Fig. 2.16 Types de matériaux pyroclastiques

La structure en forme de cône que nous appelons un **cône volcanique** est souvent créée par des éruptions successives de **lave**, de matériel **pyroclastique**, souvent séparées par de longues périodes **d'inactivité**. Au sommet de la plupart des cônes volcaniques se trouve une dépression en forme d'entonnoir, appelée **cratère**.

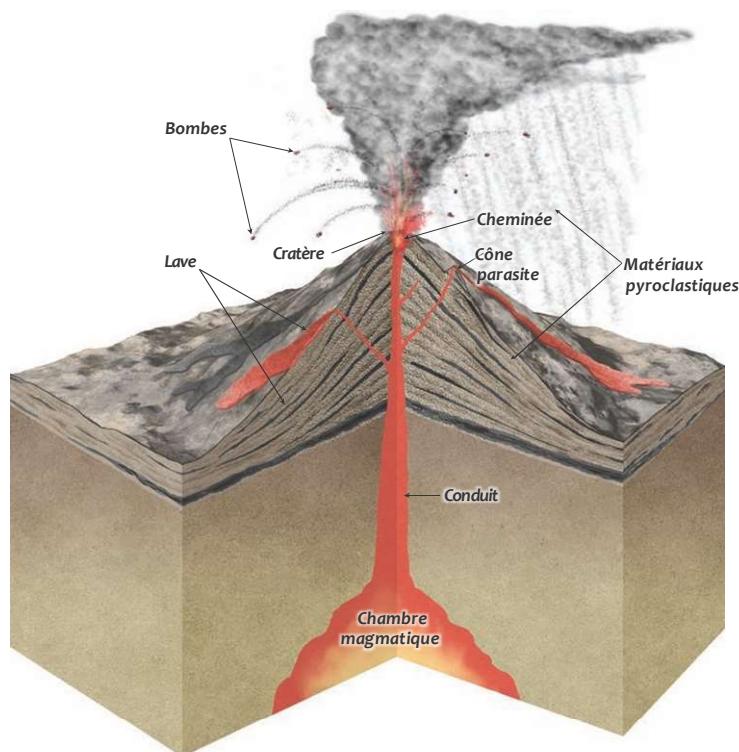


Fig. 2.17 Structure d'un volcan

Chapitre 3. Métamorphisme et Roches métamorphiques

3.1 Qu'est-ce que le métamorphisme ?

La **roche métamorphique**, des mots grecs *meta* (=changement) et *morphe* (=forme), se forme lorsqu'une **roche préexistante**, ou **protolith**, subit un **changement à l'état solide** suite au **changement des conditions de son environnement**. Le processus d'un tel changement est le **métamorphisme**.

Le **métamorphisme** est l'ensemble de transformations d'une roche à l'état solide en réponse aux variations de température et/ou de pression, avec cristallisation de nouveaux minéraux, dits **néoformés**, et acquisition de **textures** et structures particulières.

Le degré auquel une roche mère change au cours du métamorphisme est appelé son **degré métamorphique**; il varie de bas degré: basses températures (BT) et basses pressions (BP) au haut degré: hautes températures (HT) et hautes pressions (HP).

Dans les environnements métamorphiques à faible degré, l'argilite se transforme en **ardoise** métamorphique plus compacte. La transition de la roche sédimentaire à la roche métamorphique est souvent progressive (Fig. 3.1A).

Dans les environnements à haut degré, le métamorphisme provoque une transformation si complète que l'identité de la roche mère ne peut être facilement déterminée (Fig. 3.1B).

La **figure 3.2** illustre les relations entre les **environnements métamorphiques, sédimentaires et ignés**. Le métamorphisme se produit sur un domaine qui se situe entre les températures rencontrées lors de la formation des roches sédimentaires (environ 200°C) et les températures proches de celles auxquelles les roches commencent à fondre (environ 700°C).

Tout type de roche peut être métamorphisé, roche sédimentaire, magmatique ou même une roche métamorphique déjà existante. On distingue :

- le **para-métamorphisme** : Métamorphisme affectant une roche sédimentaire.

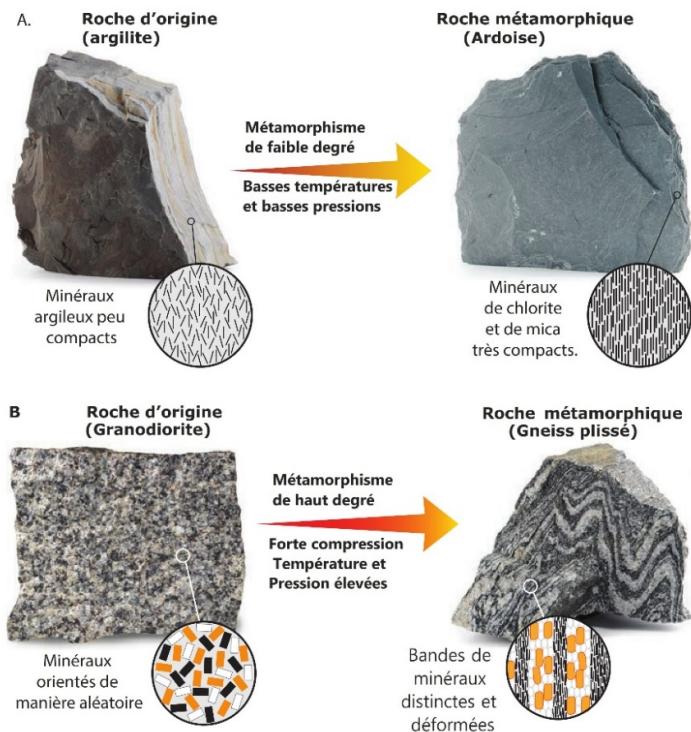


Fig. 3.1 Degré du métamorphisme A. Métamorphisme de faible degré transformant l'argilite. B. métamorphisme de haut degré effaçant la texture de la roche mère.

SmartFigure : <https://goo.gl/Jzgflx>

- **l'ortho-métamorphisme** : Métamorphisme affectant une roche magmatique.
- **le poly-métamorphisme** : Métamorphisme affectant une roche métamorphique.

3.2 Quels sont les facteurs du métamorphisme ?

Les agents du métamorphisme comprennent la **chaleur**, la **pression**, les **contraintes directionnelles** et les **fluides hydrothermaux**. Au cours du métamorphisme, les roches peuvent être soumises simultanément aux quatre agents métamorphiques. Cependant, le degré de métamorphisme et la contribution de chaque agent varient fortement d'un contexte géodynamique à l'autre.

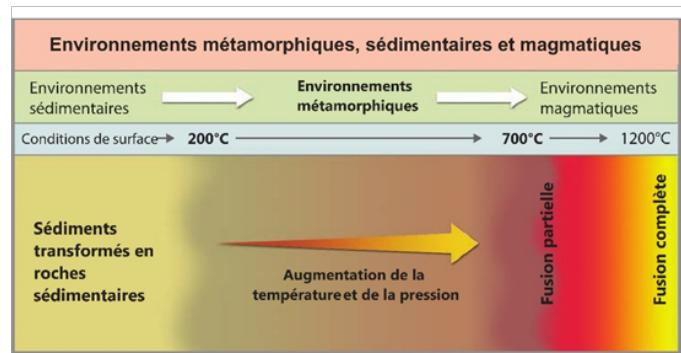


Fig. 3.2 Environnements métamorphiques.

a. La chaleur comme agent métamorphique

La chaleur est le facteur le plus important à l'origine du métamorphisme car elle fournit l'énergie nécessaire pour les réactions chimiques qui aboutissent à la **recristallisation** des minéraux existants. Les **nouveaux minéraux** formés ont tendance à être plus gros que les grains d'origine.

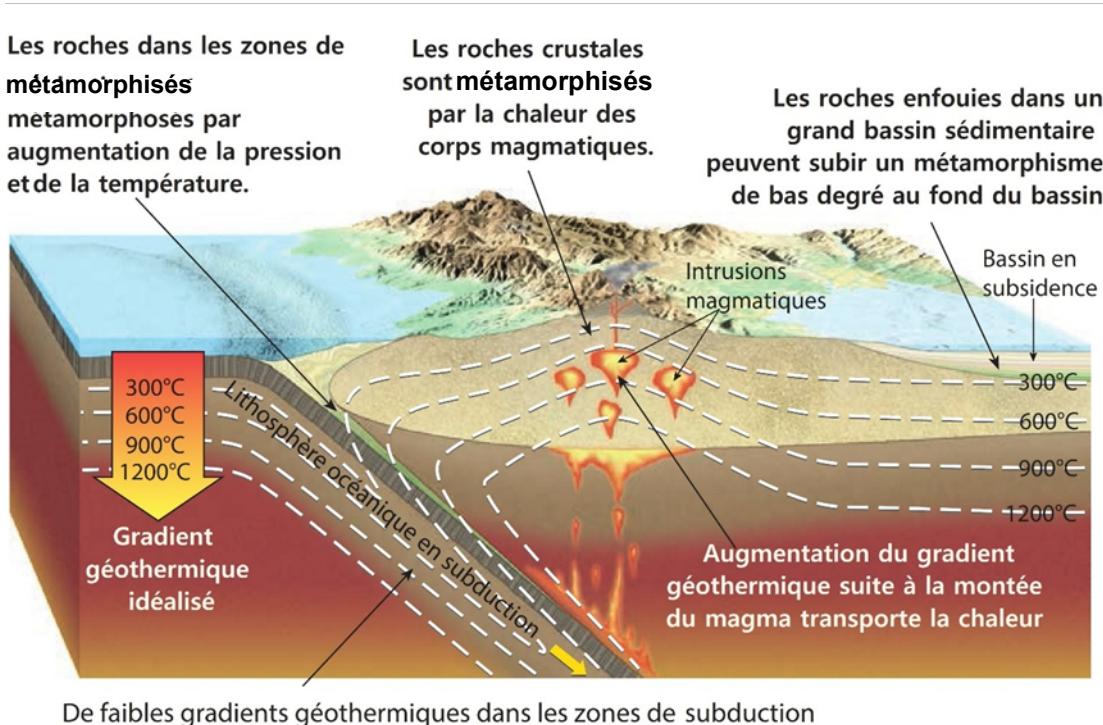


Fig. 3.3 Sources de chaleur pour le métamorphisme.

Il existe deux principales sources de chaleur sur Terre : l'augmentation de la température avec la profondeur à l'intérieur de la Terre (**gradient géothermique**) et la libération de la chaleur vers les roches environnantes lorsqu'un **corps magmatique** se refroidit (Fig. 3.3).

b. Pression de confinement

La pression, comme la température, augmente avec la profondeur car l'épaisseur de la roche sus-jacente augmente. Les roches enfouies sont soumises à une **pression de confinement** dans laquelle les forces sont appliquées de manière égale dans toutes les directions (Fig. 3.4A).

c. Contrainte différentielle

Les roches peuvent être soumises à une **pression orientée**. Cela se produit, par exemple, aux limites des plaques convergentes où les plaques de lithosphère entrent en **collision**. Ici, les **forces** qui déforment la roche sont **inégales** et de différentes directions et sont appelées **contraintes différentielles** (Fig. 3.4B).

Dans les environnements à **haute température** les roches sont **ductiles**, ce qui entraîne l'aplatissent des grains minéraux lorsqu'ils sont soumis à des contraintes différentielles. En conséquence, les roches profondément enfouies développeront des **plis complexes**.

d. Fluides hydrothermaux

En profondeur, des températures et des pressions élevées provoquent la déshydratation des minéraux hydratés (amphiboles, micas, argiles), expulsant de l'eau chaude chargée d'éléments chimiques. Les fluides hydrothermaux améliorent le métamorphisme en facilitant le processus de recristallisation.

Dans certains milieux métamorphiques, les **fluides chauds transportent les éléments chimiques** sur des distances considérables. Cela se produit, par exemple, lorsque des fluides **hydrothermaux**, sont expulsés d'un corps magmatique qui se refroidit et se solidifie.

Si les roches qui entourent le pluton diffèrent nettement en composition chimique des fluides envahisseurs, il peut y avoir un échange d'éléments chimiques entre ces fluides et les roches hôtes. Lorsque cela se produit, la composition chimique globale de la roche environnante change, ce processus est appelé **métasomatisme**.

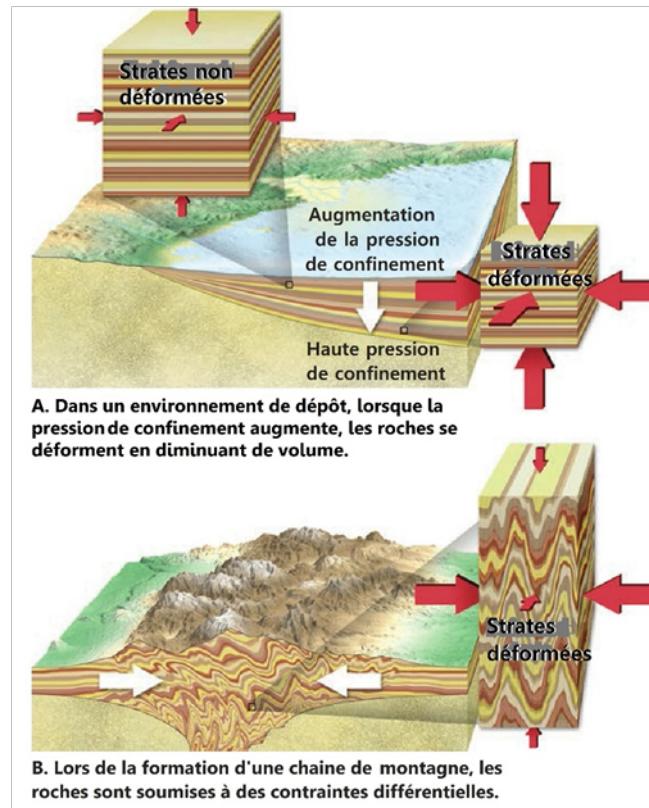


Fig. 3.4 Pression de confinement (A) et contrainte différentielle (B)

3.3 Structures métamorphiques

Les roches métamorphiques qui contiennent des **minéraux lamellaires** (tels que les micas) et/ou des **minéraux allongés** (tels que les amphiboles) montrent généralement une orientation préférentielle dans laquelle les minéraux présentent un alignement parallèle à subparallèle ; on dit que ces roches présentent une **foliation**. Les roches métamorphiques qui ne présentent pas de textures **foliées** sont appelées **non foliées**.

a- Foliation

La **foliation** est la structure des roches dont les minéraux sont arrangés ou aplatis selon des plans parallèles. Dans les environnements métamorphiques, la foliation est causée par la compression des roches. Cela provoque l'alignement parallèle ou presque parallèle des grains minéraux dans les roches préexistantes.

Des **exemples** de foliation comprennent l'alignement parallèle des grains par :

- 1) **Rotation** des minéraux lamellaires ;
- 2) **Recristallisation** qui produit de nouveaux minéraux, et
- 3) **Aplatissement** des minéraux de forme sphérique.

Notons que l'alignement des minéraux se fait **perpendiculairement à la direction de la contrainte maximale** (Fig. 3.5).

Les textures de foliation comprennent la **schistosité** dans laquelle les roches peuvent être facilement divisées en dalles tabulaires, et les **bandes** de minéraux sombres et clairs. Ces divers types de foliation peuvent se former de différentes manières.

b- Textures foliées

Les types de foliation dépendent largement du **degré de métamorphisme** et de la **minéralogie de la roche mère**. Trois types de foliation peuvent être distingués : **clivage ardoisier**, **schistosité** et **texture gneissique** ou en bandes.

- **Clivage ardoisier**

Les roches qui se divisent en **plaques minces** lorsqu'elles sont frappées avec un marteau présentent un **clivage ardoisier**. Le clivage ardoisier se développe dans diverses roches métamorphiques, mais se manifeste mieux dans les **ardoises**.

Suite à la compression, les argilites subissent le plissement. Avec l'augmentation de la déformation, les **minéraux argileux**, initialement alignés à peu près parallèlement aux surfaces de stratification, commencent à **recristalliser** en minuscules paillettes de chlorite et de mica.

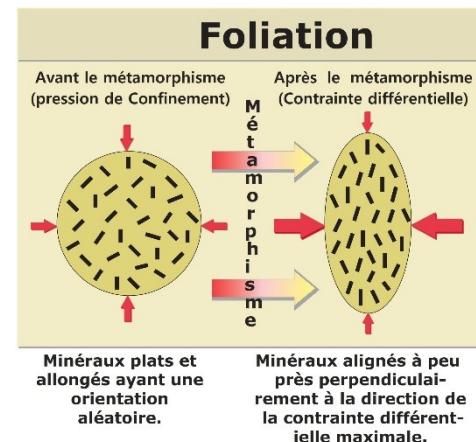


Fig. 3.5 Rotation mécanique des minéraux lamellaires et formation d'une roche à foliation.

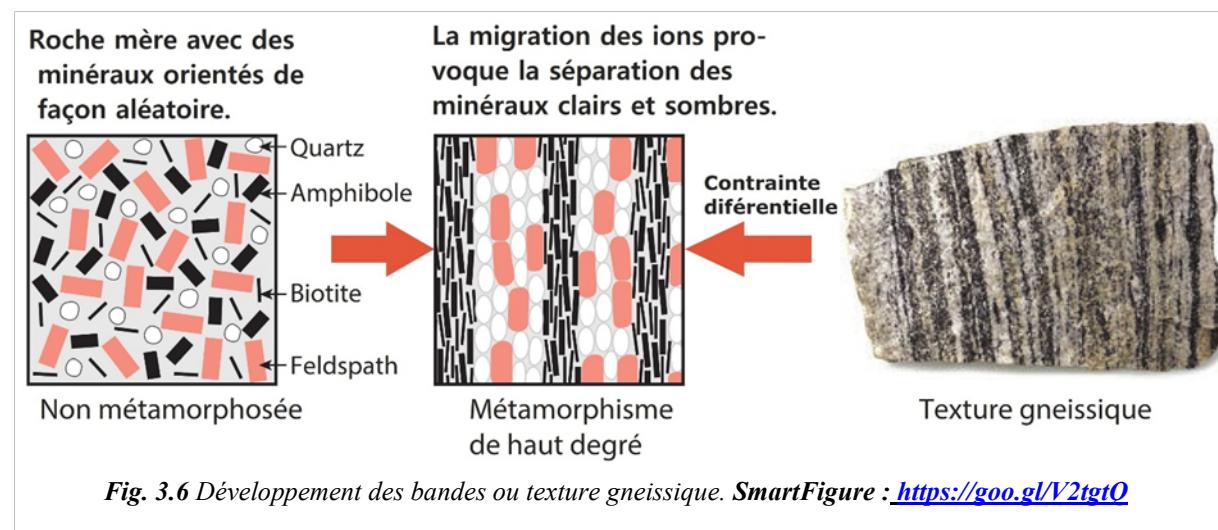
SmartFigure : <https://goo.gl/vaWv6I>

▪ Schistosité

À des températures et des pressions plus élevées, les minuscules minéraux de mica et de chlorite dans l'ardoise commencent à recristalliser en cristaux de **muscovite** et de **biotite** plus gros. Lorsque ces minéraux lamellaires sont suffisamment gros pour être discernables à l'œil nu, ils présentent des structures planes ou en couches appelées **schistosité**. Les roches qui ont ce type de foliation sont appelées des **schistes**. En plus de contenir des minéraux lamellaires, le schiste contient souvent des cristaux de **quartz** et de **feldspaths** déformés associés aux grains de mica.

▪ Texture gneissique ou en bandes

Lors d'un **métamorphisme de haut degré**, les minéraux sombres de biotite et d'amphibole et les minéraux de silicates légers (quartz et feldspaths) se séparent (Fig. 3.6). La roche acquiert un aspect en bandes appelé **texture gneissique**, ou **bandes gneissiques**. Les roches métamorphiques qui ont ce type de texture sont appelées des **gneiss**.



c. Textures non foliées

Les roches métamorphiques non foliées se développent généralement dans des environnements où la **déformation est minimale** et les roches mères sont composées de minéraux qui présentent des **cristaux équidimensionnels** fortement **engrenés** sans orientation préférentielle apparente tels que le quartz ou la calcite. On parle de texture **granoblastique** (quartzite, marbre, cornéenne).

Les roches métamorphiques peuvent également contenir des grains inhabituellement gros, appelés **porphyroblastes**, qui sont entourés d'une matrice à grains fins d'autres minéraux. Les **textures porphyroblastiques** se développent lorsque les minéraux de la roche mère recristallisent pour former de nouveaux minéraux.

3.4 Types de roches métamorphiques

La plupart des roches métamorphiques que nous observons à la surface de la Terre proviennent des trois roches sédimentaires les plus courantes : l'**argilite**, le **calcaire** et le **grès**.

Les principales caractéristiques des roches métamorphiques communes sont résumées dans la figure 3.7. Ces roches peuvent être classées selon le type de **foliation** et, dans une moindre mesure, la composition **chimique de la roche mère**.

a. Roches métamorphiques foliées

Ardoise : L'ardoise est une roche foliée à **grains très fins** (moins de 0,5 millimètre, donc trop petits pour être visibles à l'œil nu). Elle est composée principalement de chlorite et de mica très fin et montre un excellent clivage. Elle a tendance à se briser en plaquettes plates.

Phyllades : roches présentant un degré de métamorphisme entre celui de l'ardoise et du schiste. Les phyllades se distinguent facilement de l'ardoise par leur éclat brillant (dû à la muscovite et/ou de la chlorite) et leur surface ondulée (voir Fig. 3.7).

Schiste : Les schistes sont des roches métamorphiques à grain moyen à grossier dans lesquelles les minéraux lamellaires sont dominants. La muscovite et la biotite qui présentent des alignements parallèles donnent à la roche sa texture foliée. Les schistes contiennent de plus petites quantités de quartz et de feldspaths.

Gneiss : Le gneiss est le terme appliqué aux roches métamorphiques rubanées à grains moyens à grossiers dans lesquelles les bandes claires (à quartz, feldspath potassique et plagioclases dominants) alternent avec les bandes foncées (ferromagnésiens).

b. Roches métamorphiques non foliées

Marbre : Le métamorphisme du calcaire ou de la dolomie produit la roche métamorphique cristalline appelée **marbre** (voir Fig. 3.7). Le marbre pur est blanc et composé essentiellement du minéral calcite.

Quartzite : Le quartzite est une roche métamorphique très dure formée de quartz. Sous métamorphisme modéré à élevé, les grains de quartz du grès fusionnent.

Cornéennes : La cornéenne est une roche non foliée à grains fins et de composition minéralogique variable. La roche mère de la plupart des cornéennes est de nature pélitique ou riche en argile, qui a été "cuite" au contact d'un intrusif chaud.

Roche métamorphique	Texture	Commentaire	Roche mère
Ardoise		Composé de minuscules chlorite et de mica, se brise en plaquettes suivant des plans de clivage, surfaces lisse	Schiste, argilite, ou siltite
Phyllade		Grains fins, éclat brillant, cassures le long des surfaces ondulées.	Schiste, argilite, ou siltite
Schiste		Grains moyens à grossiers, foliation, micas dominent.	Schiste, argilite, ou siltite
Gneiss		Grains grossiers, bandes formées de minéraux clairs et sombres.	Schiste, granite, ou roches volcaniques
Marbre		Grains moyens à grossiers, relativement tendres, grains de calcite ou de dolomite	Calcaire, dolomie
Quartzite		Grains moyens à grossiers, très durs, massifs, grains de quartz solidaires	Quartz Grès
Cornéenne		Grains très fins, souvent extrêmement résistante et durcie, généralement de couleur foncée	Souvent du schiste, mais peut avoir n'importe quelle composition

Fig. 3.7 Classification des roches métamorphiques communes

3.5 Types de métamorphismes : Où se produit le métamorphisme ?

Le métamorphisme se produit dans des environnements différents. La plupart de ces environnements sont à proximité des marges de plaques lithosphériques, et plusieurs sont associés à une activité ignée. Les environnements métamorphiques de base sont : métamorphisme de **contact**, métamorphisme **hydrothermal**, métamorphisme des zones d'**enfouissement** et de **subduction** et métamorphisme **régnal**.

a. Métamorphisme de Contact ou thermique

Le métamorphisme de contact, ou métamorphisme thermique, se produit dans la croûte terrestre supérieure (BP), lorsque les roches entourant immédiatement un corps igné en fusion sont « cuites » (HT). Ces roches métamorphiques ne sont pas foliées.

Le métamorphisme de contact transforme les roches dans une zone discrète adjacente à la source de chaleur, appelée **auréole de métamorphisme** (Fig. 3.8). Les grands corps en fusion qui finissent par se refroidir pour former des batholites dont l'auréole s'étend vers l'extérieur généralement sur quelques centaines de mètres à quelques kilomètres.

En fonction de la composition de la roche mère, diverses roches métamorphiques peuvent se former dans le même cadre (Fig. 3.8). Par exemple, lors du métamorphisme de contact des argilites, les **cornéennes** peuvent se former (voir Fig. 3.7). Les autres roches produites par métamorphisme de contact sont le **marbre** et le **quartzite** aux dépens des calcaires et grès respectivement (voir Fig. 3.8).

b. Métamorphisme régional

Le métamorphisme régional est un type de métamorphisme commun et répandu, généralement, associé à la formation des montagnes, où de grands segments de la croûte terrestre sont intensément déformés par la collision de deux blocs de la croûte continentale (Fig. 3.9).

Le métamorphisme régional produit certaines roches métamorphiques les plus courantes. Dans ce processus, les **argilites** sont métamorphosées pour produire les séquences **d'ardoises**, **phyllades**, **schistes** et **gneiss**. De plus, le **grès** quartzeux et le **calcaire** sont métamorphosés en **quartzite** et en **marbre**.

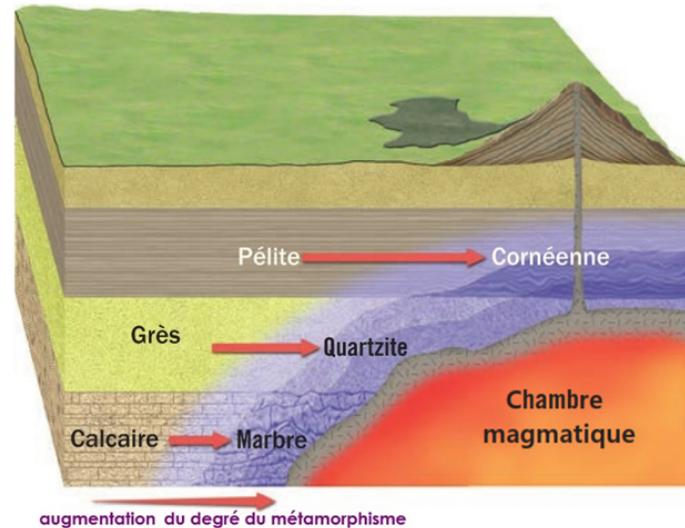


Fig. 3.8 Roches produites par le métamorphisme de contact. SmartFigure : <https://goo.gl/MWBhsm>

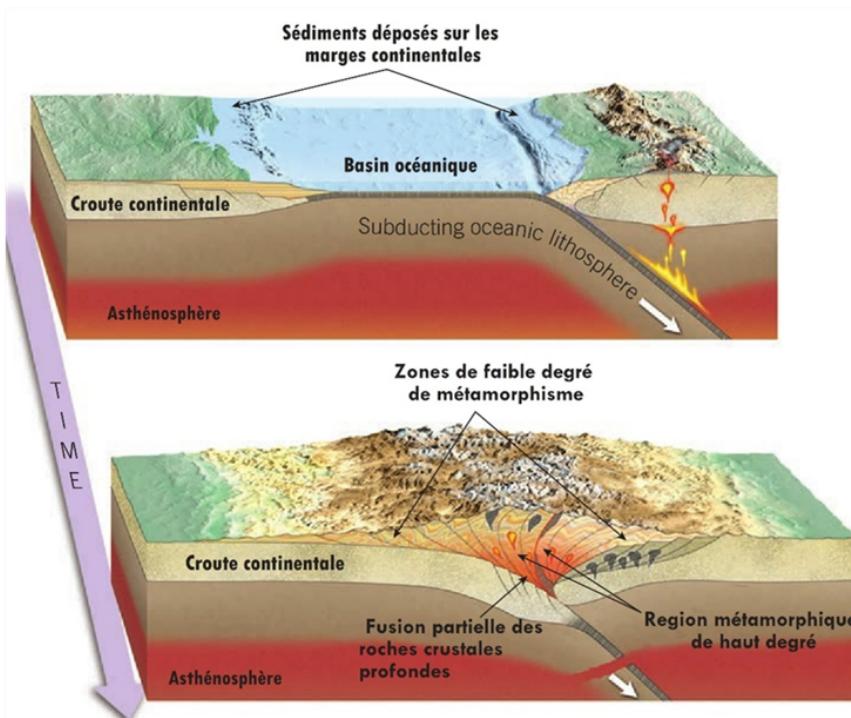


Fig. 3.9 Métamorphisme régional souvent associé à une collision continentale suite à la convergence de deux plaques, ce qui entraîne la formation de montagnes.

SmartFigure : <https://goo.gl/kkykbZ>

3.6 Zones métamorphiques

Dans les zones affectées par le métamorphisme régional, les géologues peuvent observer les variations généralement systématiques de la **minéralogie** et de la **texture** des roches transformées. Ces différences sont clairement liées aux variations du degré de métamorphisme qui a lieu dans chaque zone métamorphique.

a. Variations de texture

Dans les zones où le **métamorphisme régional** s'est produit, les **textures** rocheuses varient en fonction de **l'intensité du métamorphisme**. Si nous commençons avec une roche sédimentaire riche en argile comme l'argilite, une augmentation progressive de l'intensité métamorphique du bas degré au haut degré s'accompagne d'un grossissement général de la taille des grains.

La figure 3.10 illustre qu'à mesure que l'intensité métamorphique augmente, la **pélite** se transforme en **ardoise**, qui forme ensuite la **phyllade**, qui, par recristallisation continue, génère un **schiste**. Dans des conditions plus intenses, une texture **gneissique** peut se développer.

b. Zone métamorphiques et minéraux index

Parallèlement aux changements de texture, on rencontre des changements correspondants dans la minéralogie lorsque nous passons des zones de métamorphisme de bas degré à celles de métamorphisme de haut degré.

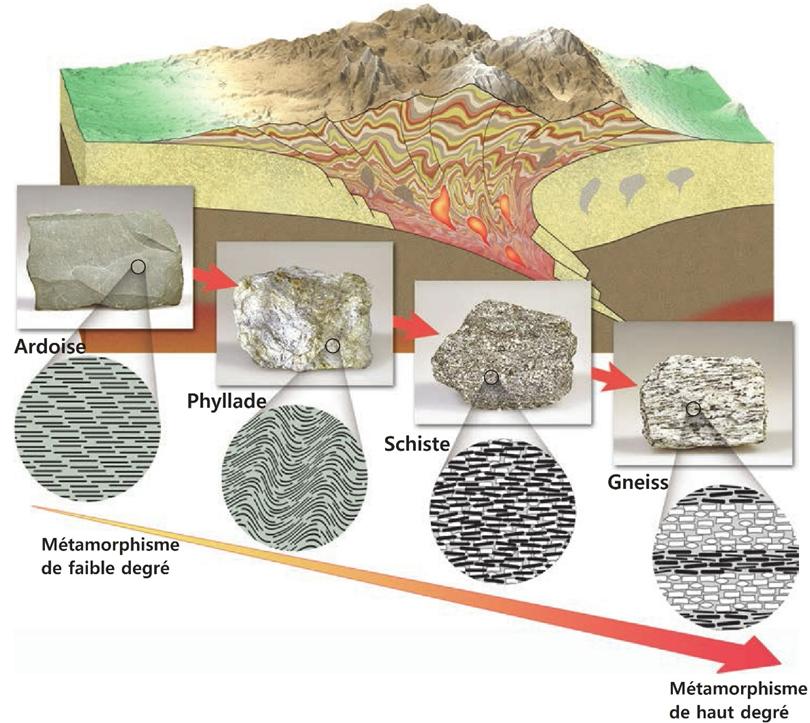


Fig. 3.10 Variations de texture causées par le métamorphisme régional. Progression du bas degré au haut degré. SmartFigure : <https://goo.gl/367yOH>

La transition minéralogique résultant du métamorphisme régional de l'argilite est illustrée dans la figure 3.11. Le premier minéral à se former lorsque l'argilite se transforme en ardoise est la **chlorite**. À des températures plus élevées, les minéraux de **muscovite** et de **biotite** commencent à dominer. Dans des conditions plus extrêmes, les roches métamorphiques peuvent contenir des cristaux de **grenat** et de **staurotide**. À des températures proches du point de fusion de la roche, la **sillimanite** se forme.

Certains minéraux des roches métamorphiques, dans leur milieu naturel, sont de bons indicateurs de l'environnement métamorphique dans lequel ils se sont formés.

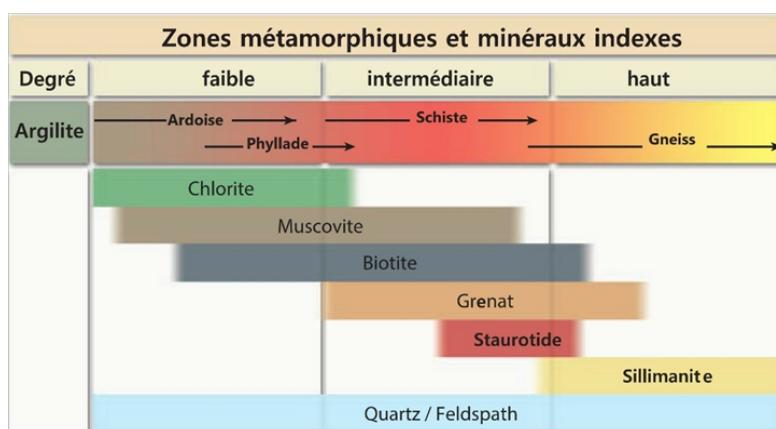


Fig. 3.11 Zones métamorphiques et minéraux indexés.

Chapitre 4. Tectonique des plaques et Expansion des fonds océaniques

La **tectonique des plaques** est la première théorie qui a fourni une vue complète des **processus** qui ont produit les principales caractéristiques de la surface de la **Terre**, y compris les **continents** et les **bassins océaniques**. Grâce à cette théorie, qui complète la théorie de **dérive des continents de Wegener**, les **causes fondamentales** et la **distribution géographique** des **tremblements de terre**, des **volcans** et des **chaînes de montagnes** ont pu être expliquées.

4.1 De la dérive des continents à la tectonique des plaques

Avant la fin des années 1960, la plupart des géologues croyaient que les bassins océaniques et les continents avaient des positions géographiques fixes. En fait, les continents ne sont pas stables, ils se déplacent progressivement. Ce profond renversement de la pensée scientifique a été qualifié de **révolution scientifique**. La révolution a commencé au début du XX^{ème} siècle sous la forme d'une proposition simple appelée **dérive des continents**. Pendant plus de 50 ans, la communauté scientifique a catégoriquement rejeté l'idée que les continents se déplacent.

Après la seconde guerre mondiale, les chercheurs ont fait plusieurs découvertes surprenantes qui ont ravivé l'intérêt pour l'hypothèse de la dérive. En 1968, ces découvertes ont conduit à l'instauration d'une théorie beaucoup plus globale connue sous le nom de **théorie de la tectonique des plaques**.

Dans ce chapitre, nous retracons brièvement le développement de **l'hypothèse de la dérive des continents**, examinons **pourquoi** elle a été initialement **rejetée** puis nous exposons les preuves qui ont finalement conduit à **l'acceptation** de son descendant direct qui est **la théorie de la tectonique des plaques**.

4.2 La dérive des continents : les preuves et le débat

L'idée que les continents, en particulier **l'Amérique du Sud** et **l'Afrique**, s'imbriquent comme les pièces d'un puzzle est née au XVII^e siècle. Cependant, peu d'importance a été donnée à cette notion jusqu'en 1915, quand **Alfred Wegener** (1880-1930), météorologue et géophysicien allemand, a écrit **"L'origine des continents et des océans"**. Ce livre a décrit l'hypothèse de Wegener appelée **dérive des continents**, qui a osé remettre en question l'hypothèse de

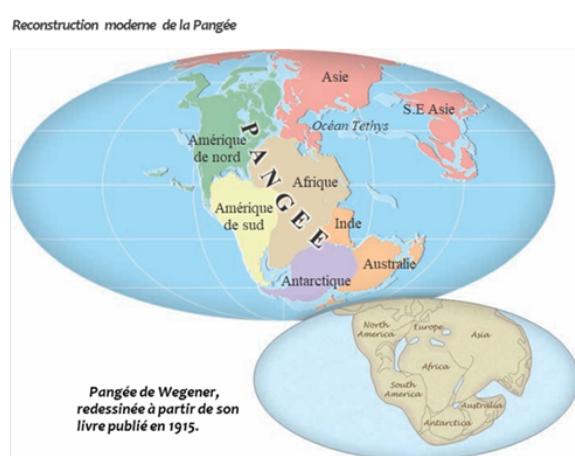


Fig. 4.1 Reconstructions de la Pangée.
SmartFigure : <https://goo.gl/eOttu9>

longue date selon laquelle les continents et les bassins océaniques avaient des positions géographiques fixes.

Wegener a suggéré qu'un seul **supercontinent** (la **Pangée**) composé de toutes les masses continentales de la Terre existait autrefois (voir **Fig.4.1**). Il a en outre émis l'hypothèse que ce supercontinent a commencé à se fragmenter, il y a environ 200 millions d'années, en masses continentales plus petites. Ces blocs continentaux ont ensuite "dérivé" vers leurs positions actuelles sur une période de millions d'années. Wegener s'est inspiré de plusieurs sources de **données différentes** pour étayer son **hypothèse**. Examinons quelques-unes de ces preuves.

a. Preuves en faveur de la dérive des continents

Les preuves de Wegener que la Pangée existait mais qu'elle s'est ensuite brisée en morceaux qui se sont par la suite séparés sont :

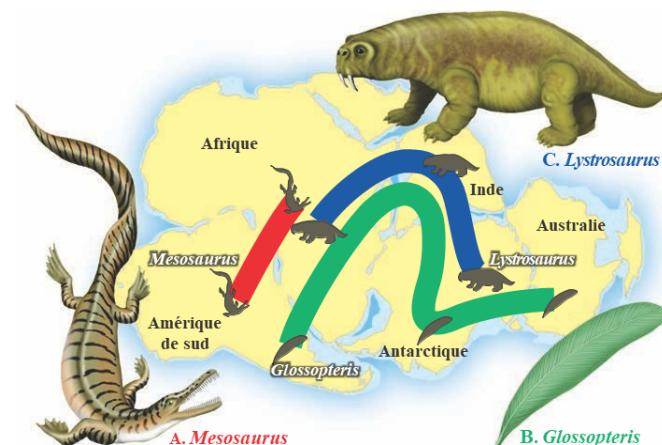


Fig. 4.2 Ajustement de l'Amérique du Sud et de l'Afrique

Fig. 4.3 Preuves fossiles à l'appui de la dérive des continents

(1) la **forme des continents**, notamment l'ajustement remarquable des **côtes**, d'Amérique du Sud et d'Afrique, de part et d'autre de l'océan Atlantique (voir **Fig.4.2**) ;

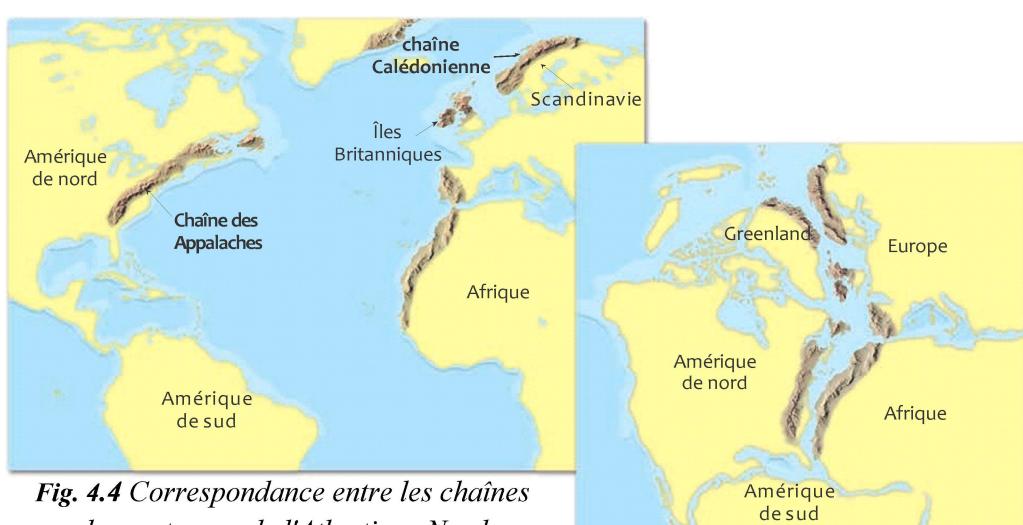


Fig. 4.4 Correspondance entre les chaînes de montagnes de l'Atlantique Nord

(2) la répartition des fossiles continentaux. Wegener a cité la distribution des fossiles suivants : **Glossopteris**, plante, et **Mesosaurus**, un petit reptile aquatique d'eau douce (**Fig.4.3**) ;

(3) les assemblages de roches distinctifs et les **ceintures de montagnes** qui se trouvent maintenant sur les côtés opposés de l'océan **atlantique** étaient adjacents sur la Pangée. Par exemple, la ceinture montagneuse qui comprend les **Appalaches** et les **Mauritanides** entre l'Amérique du Sud et l'Afrique. Aussi, les structures géologiques entre l'Amérique du Nord et l'Europe confirment l'idée de Wegener (**Fig.4.4**)

(4) les roches sédimentaires qui ont enregistré des climats anciens, y compris une période **glaciaire** en Afrique australe, Amérique du Sud, Australie et Inde. Cela signifiait qu'il y a environ 300 millions d'années, de vastes calottes glaciaires couvraient de larges portions de l'hémisphère sud ainsi que l'Inde (voir **Fig.4.5**).

b. Débat et rejet de l'hypothèse de la dérive des continents

Depuis 1924, date de traduction du livre de Wegener en plusieurs langues et jusqu'à 1930, date de sa mort, son hypothèse de dérive des continents a rencontré de nombreuses **critiques** hostiles.

Malgré toutes les observations qui ont soutenu la dérive des continents, la plupart des **géologues n'ont pas accepté l'idée au départ** car personne ne pouvait expliquer comment les continents pouvaient se déplacer. L'hypothèse de Wegener souffrait de **deux défauts** : elle proposait les **forces de marée** comme **mécanisme** du mouvement des continents, et elle supposait que les continents auraient migré à travers une croûte océanique mince, comme un bateau traversant une fine couche de glace dans l'océan.

L'hypothèse de Wegener était une hypothèse **génératrice** de sciences, parce que les questions soulevées sont suffisamment **sérieuses** et **fondées** sur des faits réels pour qu'on s'intéresse à y répondre. Il aura fallu attendre plus de **40 ans** pour que les **idées** de Wegener **remontent à la surface** et qu'on se mette à la recherche du **mécanisme de la dérive**.



Fig. 4.5 Preuves fossiles à l'appui de la dérive des continents.

4.3 La théorie de la tectonique des plaques

Les recherches menées après la seconde Guerre mondiale ont conduit à de nouvelles connaissances qui ont contribué à **raviver l'hypothèse de Wegener sur la dérive des continents**. L'exploration du fond océanique a permis de révéler les informations suivantes :

- l'existence d'une **crête médio-océanique extrêmement longue**;
- La croûte océanique est assez jeune par rapport aux continents ;
- Les tremblements de terre se produisaient à de grandes profondeurs sous des fosses océaniques profondes ;
- L'âge de la croûte océanique la plus ancienne ne dépasse pas **180 millions d'années** ;
- Les accumulations de sédiments dans les bassins océaniques profonds se sont avérées minces.

En 1968, ces données, entre autres, avaient conduit au déploiement d'une **théorie bien plus globale que la dérive des continents**, connue sous le nom de théorie de la **tectonique des plaques**. les points énumérés ci-dessous constituent ainsi les éléments de base de la nouvelle théorie.

a. Une lithosphère rigide recouvre une asthénosphère plastique

Selon le modèle de la tectonique des plaques, la **croûte** (océanique et continentale) et la partie la plus élevée (donc la plus froide) du manteau constituent la couche externe solide de la Terre appelée **lithosphère** (lithos = pierre). La **lithosphère** varie en épaisseur et en densité selon qu'il s'agit d'une lithosphère océanique ou continentale (voir **Fig. 4.6**) :

- La **lithosphère océanique** a une épaisseur d'environ 100 Km dans les bassins océaniques profonds, mais est beaucoup plus mince le long de la crête du système de dorsale océanique.
- En revanche, la **lithosphère continentale** a une épaisseur moyenne d'environ 150 Km mais peut s'étendre à des profondeurs de 200 km ou plus sous les continents stables.
- En termes de densité, la croûte **océanique** est composée de **basalte dense** ; la croûte **continentale** est en grande partie composée de roches **granitiques moins denses**. En

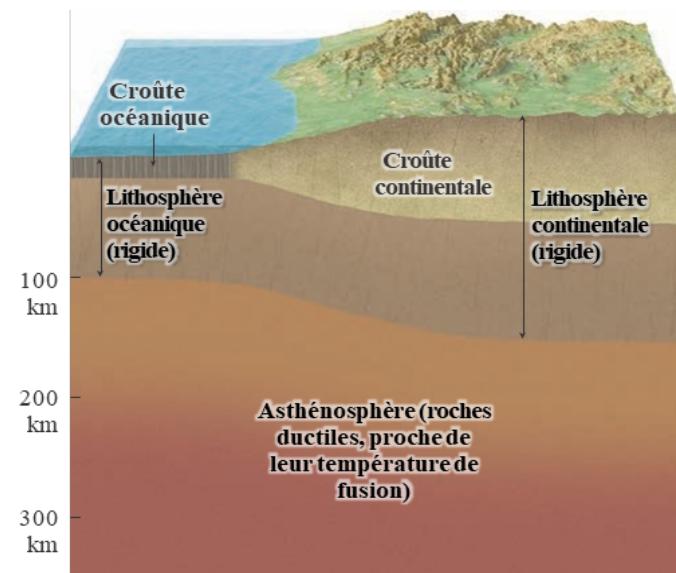


Fig.4.6 Lithosphère rigide recouvre l'asthénosphère chaude et moins rigide.

SmartFigure : <https://goo.gl/KH1iAR>

raison de ces différences, la **lithosphère océanique** est **plus dense** que la **lithosphère continentale**.

L'**asthénosphère** (asthenos = sans résistance) est une région, plus **chaude** et **moins rigide** du manteau, située sous la lithosphère (voir Fig.4.6). Les **températures** et les pressions dans l'**asthénosphère supérieure** (100 à 200 Km de profondeur) sont très fortes que les roches à cette profondeur sont très proches de leurs températures de fusion; par conséquent, ils répondent aux forces en s'écoulant. En revanche, la **lithosphère relativement froide** et **rigide** a tendance à répondre aux forces agissantes sur elle en se **pliant** ou en se **cassant** mais sans couler. En raison de ces différences rhéologiques, la **lithosphère rigide** est effectivement **détachée** de l'**asthénosphère**, ce qui permet à ces couches de **se déplacer indépendamment**.

b. Plaques majeures de la Terre

La lithosphère est divisée en plusieurs **plaques**, de taille et de forme irrégulières, appelés **plaques lithosphériques**; elles sont en mouvement constant les uns par rapport aux autres.

Sept grandes plaques lithosphériques sont reconnues et **représentent 94 % de la surface de la Terre** (Fig.4.7): Les plaques **nord-américaine**, **sud-américaine**, **pacifique**, **africaine**, **eurasienne**, **australio-indienne** et **antarctique**. Les 6 % restantes de la surface de la terre sont occupées par de petites plaques dont les noms et les positions sont indiqués sur la figure 4.7.

La plus grande est la plaque du **pacifique**, qui englobe une partie importante du bassin du Pacifique. Chacune des six autres grandes plaques se compose d'un continent entier, en plus d'une surface importante de la croûte océanique.

c. Limites et mouvement des plaques

L'un des principes de la théorie de la tectonique des plaques est que les plaques se déplacent comme des unités rigides les unes par rapport aux autres. En conséquence, la plupart des interactions majeures entre ces plaques se produisent le long de leurs limites. En fait, les **limites des plaques** ont été établies en traçant les emplacements des **tremblements de terre** et des **volcans**. Ainsi, les plaques sont délimitées par **trois types de frontières** qui se différencient par le **type de mouvement** qu'elles présentent (voir Fig.4.7) :

- **Limites de plaques divergentes**, où deux plaques s'écartent, entraînant une infiltration d'eau et une fusion partielle des matériaux chauds du manteau pour créer un nouveau fond marin (voir Fig.4.7A) ;
- **Limites de plaques convergentes**, où deux plaques se déplacent ensemble, entraînant soit la lithosphère océanique qui s'enfonce sous une plaque supérieure, pour finalement être réabsorbée dans le manteau, soit éventuellement la **collision** de deux blocs continentaux pour créer une **chaîne des montagnes** (Fig.4.7B) ;
- **Limites de plaques transformantes**, où deux plaques se broient l'une contre l'autre sans produire ou détruire la lithosphère (Fig.4.7C).

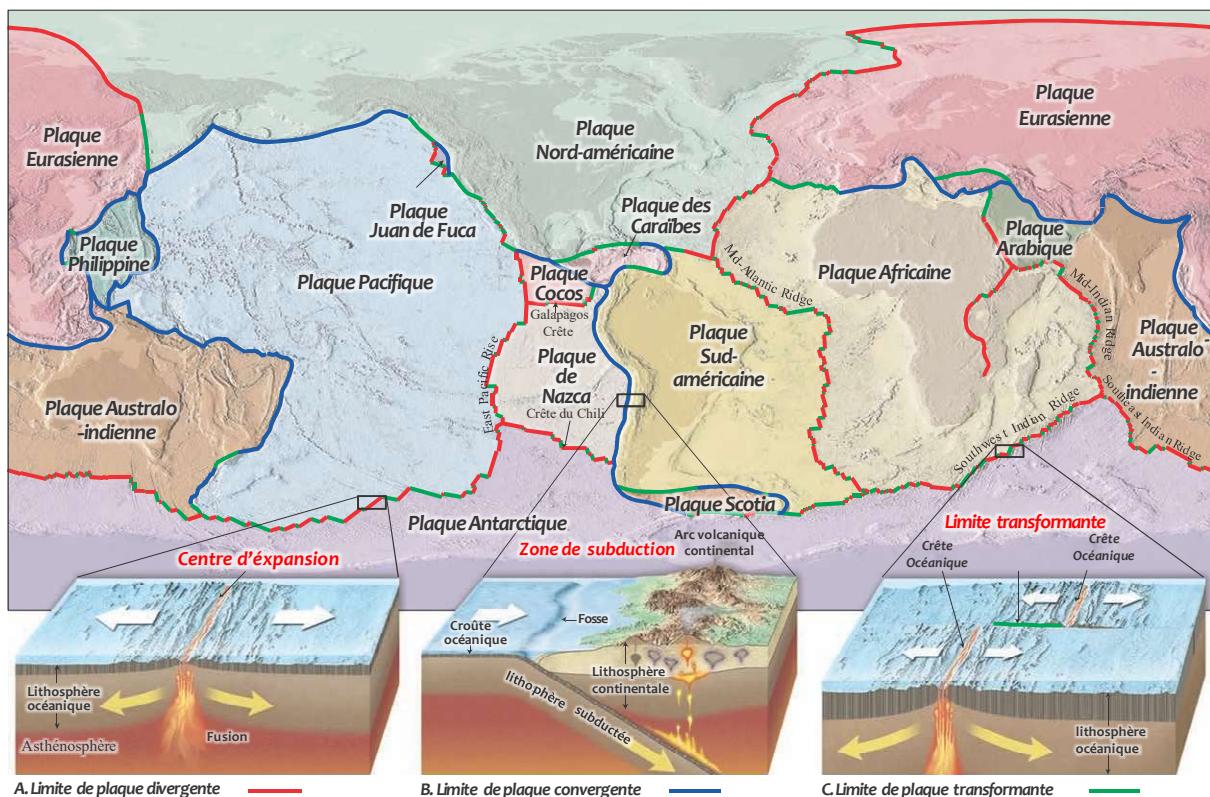


Fig. 4.7 Limites de plaques divergentes, convergentes et transformantes

4.4 Limites de plaques divergentes et expansion des fonds océaniques

a. Dorsales océaniques et expansion des fonds océaniques

L'expansion du fond marin conduit à la génération d'une nouvelle lithosphère océanique dans les systèmes de **dorsale médio-océanique**. Lorsque deux plaques s'éloignent l'une de l'autre, les forces de tension ouvrent des fissures dans les plaques, permettant au magma de remonter et de générer de nouvelles extensions du fond marin. Ce processus génère une nouvelle lithosphère océanique à une vitesse de 2 à 15cm chaque année.

En vieillissant, la lithosphère océanique se refroidit et se densifie. Elle s'affaisse donc à mesure qu'elle est transportée loin de la dorsale médio-océanique. En même temps, un nouveau matériel est ajouté provoquant la croissance et le rajeunissement de la plaque.

b. Failles continentales et formation des rifts

Les limites divergentes ne se limitent pas au fond marin. Les continents peuvent également se séparer, en commençant par un **rift continental** (Rift Est-africain) qui évolue éventuellement à un nouveau bassin océanique comme l'illustre la figure 4.8. Ainsi, des frontières divergentes peuvent se développer au sein d'un continent ; la masse continentale peut se diviser en deux ou plusieurs petits segments, séparés par un bassin océanique. Le rift continental commence lorsque les mouvements des plaques produisent des forces de tension qui tirent et étirent la lithosphère. <https://goo.gl/fFLJ9V>

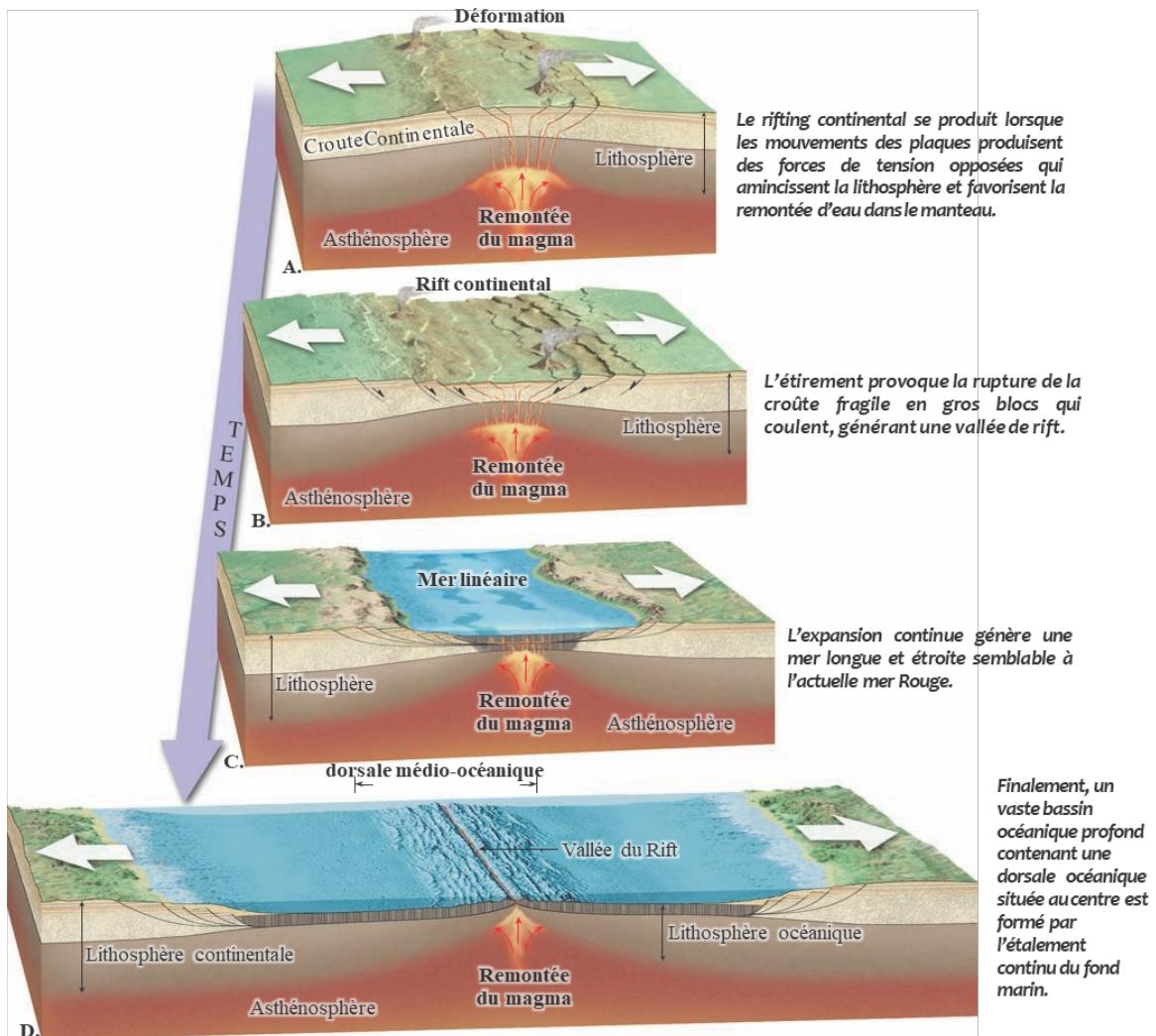


Fig. 4.8 Rifting continental et formation de nouveaux bassins océaniques.

SmartFigure : <https://goo.gl/s4RWua>

4.5 Limites de plaques convergentes et subduction

Bien que toutes les zones convergentes aient les mêmes caractéristiques de base, elles varient considérablement selon le type de **matériel crustal** impliqué et le **contexte tectonique**. Des frontières convergentes peuvent se former entre une plaque océanique et une plaque continentale, entre deux plaques océaniques ou entre deux plaques continentales (Fig.4.9).

a. Convergence océanique-continentale

Lorsqu'une plaque coiffée d'une croûte continentale converge avec une plaque de lithosphère océanique, le bloc continental moins dense reste « flottant », tandis que la dalle océanique plus dense s'enfonce dans le manteau (voir Fig.4.9A) ; c'est le phénomène de **subduction**. Lorsque la plaque océanique subductée atteint une profondeur d'environ 100 Km, la **fusion** est déclenchée dans le coin d'asthénosphère chaude qui se trouve au-dessus. L'eau contenue dans les plaques qui s'enfoncent agit comme le sel qui fait fondre la glace.

Les volcans des Andes sont le produit du magma généré par la **subduction** de la **plaque de Nazca** sous le **continent sud-américain** (voir Fig. 4.7B). Les systèmes montagneux comme les **Andes**, qui sont produits en partie par l'activité volcanique associée à la **subduction** de la lithosphère océanique, sont appelés **arcs volcaniques continentaux**.

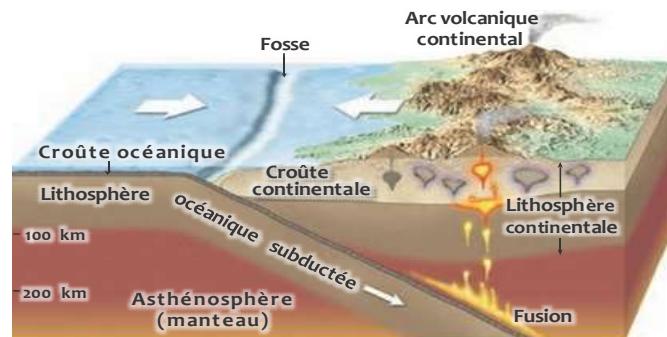
b. Convergence océanique-océanique

Une frontière convergente entre plaques océaniques a de nombreuses caractéristiques en commun avec les marges des plaques océaniques-continentes (voir Fig. 4.9B). Là où deux plaques océaniques convergent, l'une descend sous l'autre, initiant l'activité volcanique par le même mécanisme qui opère dans toutes les zones de subduction (voir Fig. 4.7B).

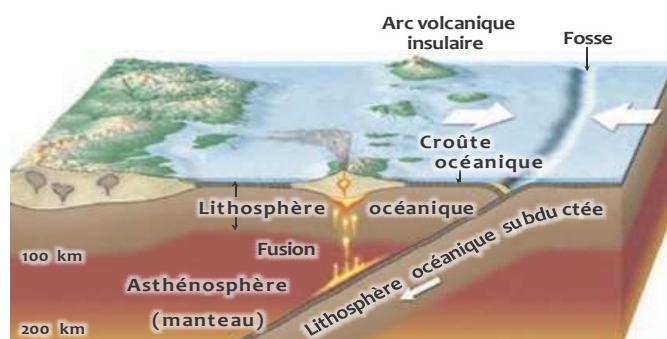
Dans ce cadre, les volcans se développent à partir du fond de l'océan. Lorsque la subduction est plus avancée, une **chaîne volcanique** suffisamment grande pourra émerger sous forme d'îles. La terre nouvellement formée constituée d'une chaîne d'îles volcaniques en forme d'arc est appelée un **arc insulaire volcanique**, ou simplement un **arc insulaire**.

c. Convergence continentale -continentale

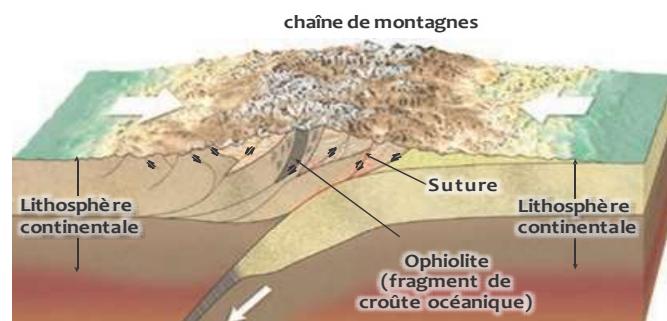
Le troisième type de frontière **convergente** se produit lorsqu'une masse **continentale** se déplace vers la marge d'une autre en raison de la **subduction** du fond marin intermédiaire. Alors que la lithosphère océanique a tendance à être dense et à s'enfoncer dans le manteau, la flottabilité de la croûte continentale faiblement dense l'empêche d'être subductée. Par conséquent, on assiste à une **collision** entre les deux fragments continentaux convergents (Fig. 4.9C). Le résultat est la formation d'une nouvelle **chaîne montagneuse** composée de



A. Limite de plaque convergente où la lithosphère océanique subductée sous la lithosphère continentale.



B. Limite de plaque convergente impliquant deux dalles de lithosphère océanique



C. Les collisions continentales se produisent le long des limites convergentes des plaques lorsque les deux plaques sont coiffées d'une croûte continentale

Fig. 4.9 Les trois types de limites de plaques convergentes

roches sédimentaires et métamorphiques déformées qui contiennent souvent des **reliques** de lithosphère **océanique** sous forme **d'ophiolites** (Fig. 4.9C). Ces ophiolites sont le témoin du phénomène **d'obduction** qui correspond au charriage de la lithosphère océanique sur la croûte continentale.

La **collision** entre l'Inde et l'Asie a produit l'**Himalaya**, la chaîne de montagnes la plus spectaculaire sur Terre. Au cours de cette collision, la croûte continentale s'est déformée et fracturée et s'est généralement raccourcie horizontalement et épaissie verticalement. En plus de l'Himalaya, plusieurs autres grands systèmes montagneux, dont les **Alpes**, les **Appalaches** et l'**Oural**, se sont formés lors de la collision de fragments continentaux.

NB : lorsque deux plaques continentales convergent et donnent naissance à une chaîne de montagnes, les deux plaques sont soudées pour former une seule plaque continentale, et l'ancienne limite n'est plus une limite de plaques.

4.6 Les limites des plaques transformantes

Le long d'une limite de plaque transformante, les plaques glissent horizontalement les unes par rapport aux autres. La plupart des **failles transformantes** se trouvent au **fond de l'océan**, où elles affectent les dorsales océaniques, produisant ainsi une marge de plaque en escalier (voir Fig.4.10A). En règle générale, les failles transformantes font partie de ruptures linéaires importantes dans le fond marin appelées zones de fracture (voir Fig.4.10B).

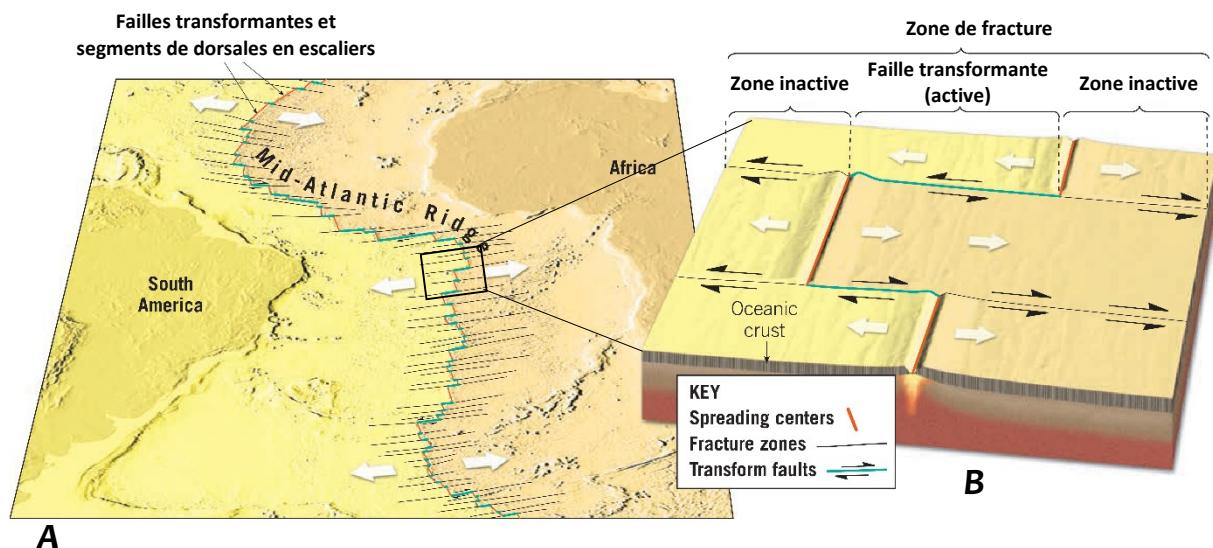


Fig. 4.10 Limite de plaque transformante. SmartFigure : <https://goo.gl/SaoJ2o>

Les failles transformantes fournissent également les moyens par lesquels la croûte océanique **créée** au niveau des **dorsales** peut être transportée à une vitesse plus grande vers un site de **destruction**, les **fosses** océaniques profondes.

À une limite de transformation, les plaques lithosphériques glissent horizontalement les unes sur les autres. Aucune nouvelle lithosphère n'est générée et aucune ancienne lithosphère n'est consommée. Les **tremblements de terre peu profonds** signalent le mouvement de ces blocs de roches lorsqu'ils se frottent contre leurs voisins.

La faille de **San Andreas**, en Californie, est un exemple de **faille transformante** dans la **croûte continentale**, tandis que les zones de fracture entre les segments de la dorsale **médio-atlantique** sont des failles de transformation dans la **croûte océanique** (voir Fig.4.10B).

4.7 Preuves à l'appui du modèle de tectonique des plaques

Avec le développement de la théorie de la tectonique des plaques, les chercheurs ont commencé à tester ce nouveau modèle de fonctionnement de la Terre. De nouvelles données à l'appui ont été obtenues certes, mais ce sont souvent de nouvelles interprétations de données déjà existantes. Certaines preuves en faveur de la dérive des continents présentés ci-dessus (section 4.2, a) ont été reprises et réinterprétés dans la nouvelle théorie. De multiples sources de **preuves** ont vérifié le modèle de la tectonique des plaques :

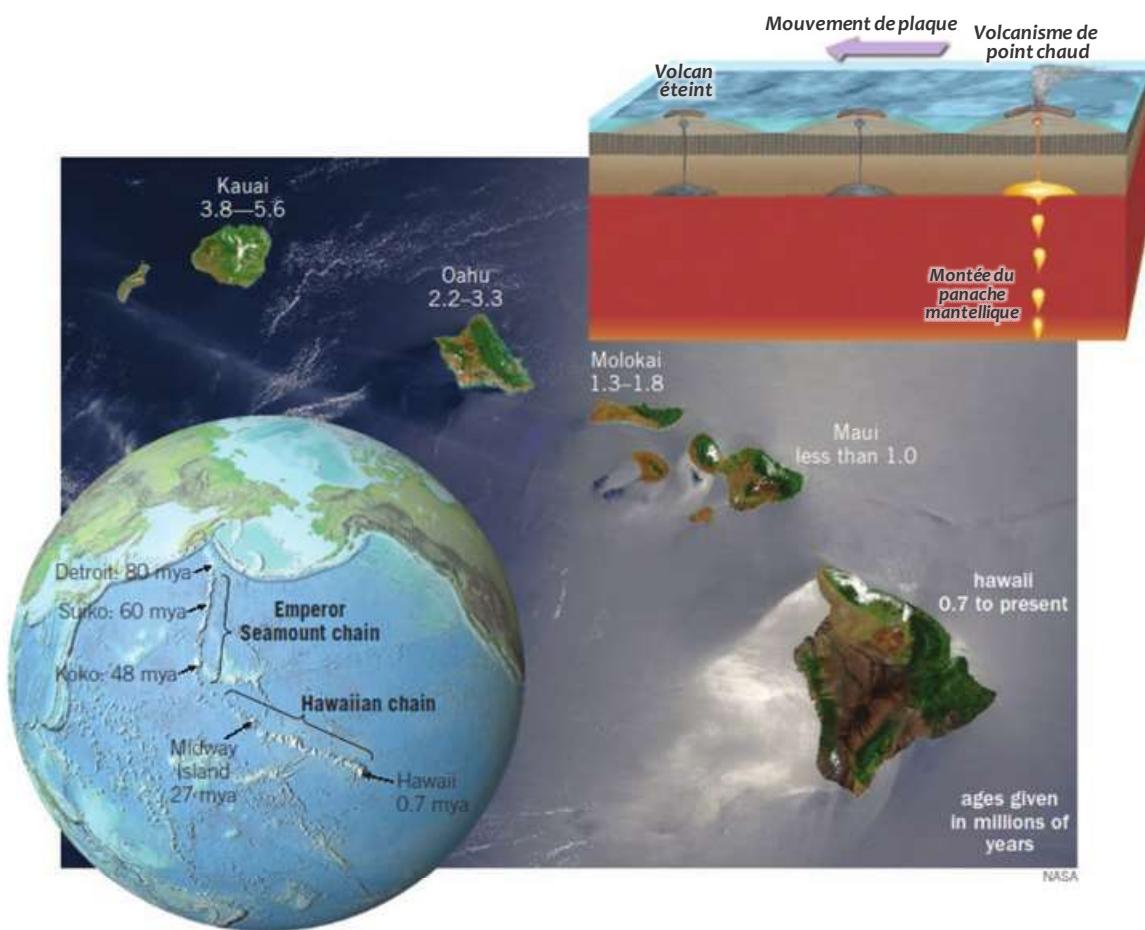


Fig. 4.11 Volcanisme des points chauds et formation de la chaîne hawaïenne. L'activité volcanique augmente avec l'âge en s'éloignant de la grande île d'Hawaï.

a. Forage océanique

Les données de **forage océanique** montrent que l'**âge** de la croûte océanique augmente avec la distance par rapport à la dorsale médio-océanique. L'épaisseur des sédiments au sommet de ce fond marin est également proportionnelle à la distance par rapport à la crête: la lithosphère plus ancienne a eu plus de temps pour accumuler des sédiments. Dans

l'ensemble, la **lithosphère océanique est assez jeune**, son âge ne dépasse pas **180 millions d'années**.

b. Panaches du manteau et points chauds

Un **point chaud** est une zone d'activité volcanique où un panache du manteau atteint la surface de la Terre. Les roches volcaniques générées par le volcanisme des points chauds fournissent des **preuves** à la fois de la **direction** et de la **vitesse du mouvement** des plaques au fil du temps comme c'est le cas pour les îles Hawaï (voir **Fig. 4.11**).

c. Paléomagnétisme

Dans les années 1950, les géologues ont découvert que le fond de l'océan présentait des **variations magnétiques** sous la forme de bandes symétriques de chaque côté de la dorsale médio-océanique. Les géologues ont interprété ces motifs comme étant un champ magnétique qui avait inversé sa polarité. Les modèles magnétiques nous permettent d'estimer l'âge de vastes zones de fond marin et de calculer les vitesses auxquelles deux plaques océaniques divergentes se sont écartées (voir **Fig. 4.12**).

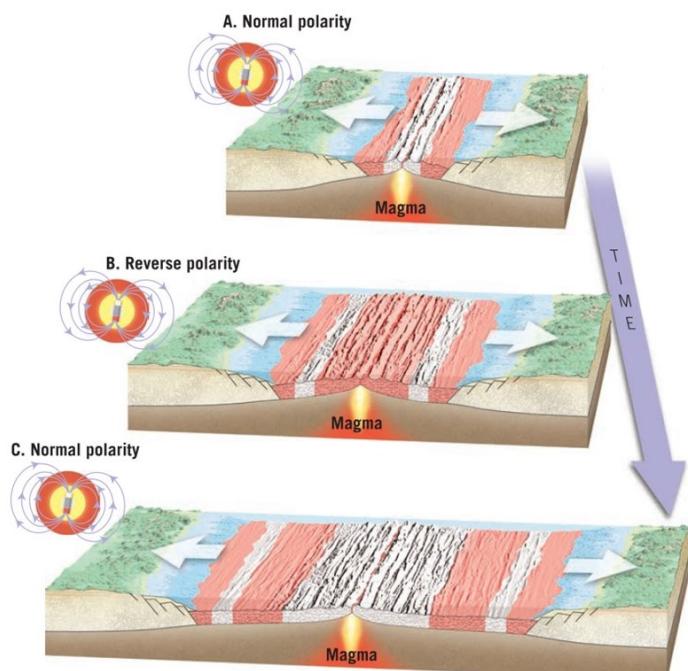


Fig. 4.12 Inversions magnétiques et expansion des fonds marins. SmartFigure: <https://goo.gl/5gKsdz>

1. Lorsque les plaques océaniques s'écartent au niveau d'une dorsale médio-océanique, la lave basaltique à la surface se solidifie. La magnétite, contenue dans ces roches enregistre l'**orientation du champ magnétique terrestre**. Dans cet exemple, la magnétite enregistre une **polarité normale** (indiquée en blanc) au moment où la roche se forme (voir **Fig. 4.12A**).
2. Si le champ magnétique s'inverse, les nouvelles roches qui se forment vont acquérir une **polarité inverse** (représentée par une couleur rougeâtre **Fig. 4.12B**). Les roches qui se forment le long de l'axe de la dorsale médio-océanique auront la même direction magnétique, formant une bande de roches magnétisées, de la même manière, parallèle à l'axe de la dorsale.
3. La polarité magnétique change plusieurs fois et l'expansion du fond marin continue et produit un motif de bandes magnétiques alternées sur le fond de l'océan (voir **Fig. 4.12C**).

4.8 Qu'est-ce qui génère les mouvements des plaques et à quelle vitesse ?

Les chercheurs admettent que la **convection** est le moteur ultime de la tectonique des plaques. Cependant, de nombreux détails de ce flux convectif restent sujets de débat dans la communauté scientifique.

Les preuves **géophysiques** confirment que bien que le manteau soit constitué presque entièrement de roche solide, il est **suffisamment chaud** et souple pour présenter un **écoulement convectif lent et fluide**. Le type de convection le plus simple est analogue au chauffage d'une casserole d'eau sur un four.

a. Forces qui agissent sur le mouvement des plaques

Les chercheurs favorisent désormais un modèle dans lequel la **convection** joue un rôle dans le mouvement des plaques. Selon le modèle de convection, les roches **chaudes** du manteau **s'élèvent** et la lithosphère océanique **froide** et **dense** **s'enfonce**. Deux autres forces, la **traction des dalles** et la **poussée des dorsales**, contribuent de manière significative à la mobilité des plaques comme illustré dans la figure 4.13 :

- La **dalle** de la lithosphère **océanique** coule dans la zone de subduction parce que celle-ci est plus **dense** que

l'asthénosphère sous-jacente. Dans ce processus, appelé **traction de la dalle**, la gravité terrestre tire sur la dalle, attirant ainsi le reste de la plaque vers la zone de subduction ;

- Lorsque la lithosphère glisse le long de la **dorsale** médio-océanique, elle exerce une petite force supplémentaire, la **poussée de la dorsale** dirigée vers l'extérieur.

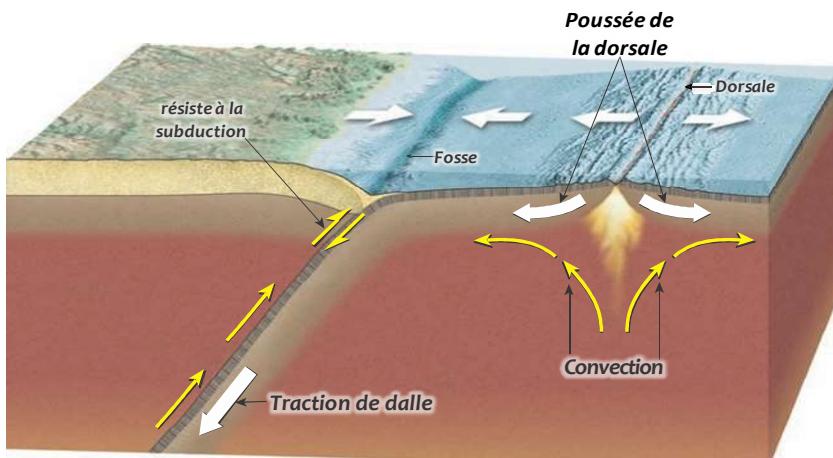


Fig. 4.13 Forces qui agissent sur les plaques lithosphériques

b. Modèles de convection plaque-manteau

Les modèles exacts de convection du manteau ne sont pas entièrement compris. La convection peut se produire dans tout le manteau, selon le modèle du "manteau entier" (voir Fig. 4.14). La **convection** du manteau sous les plaques peut-elle réellement provoquer le déplacement des plaques ?

La réponse peut provenir d'études démontrant qu'il y'a dans le manteau des zones d'**upwelling**, où l'asthénosphère plus chaude (moins dense) s'élève depuis la profondeur par rapport à des zones où l'asthénosphère est plus froide, donc plus dense, s'enfonce.

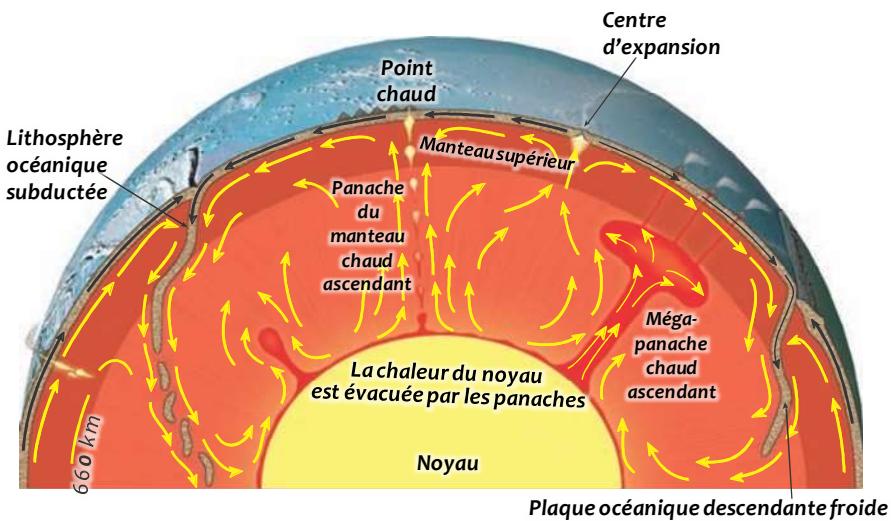


Fig. 4.14 Modèle de convection du manteau.

c. Vitesse de déplacement des plaques tectoniques

Un certain nombre de méthodes sont utilisées pour établir la **direction** et la **vitesse** du mouvement d'une **plaqué**. Certaines de ces techniques confirment non seulement que les plaques lithosphériques **bougent**, mais nous permettent de **retracer leurs mouvements** dans le temps géologique. En effet, les données recueillies au fond de l'océan ont permis d'établir la direction et la vitesse de mouvement des plaques lithosphériques. Les failles transformantes indiquent la direction dans laquelle une plaque se déplace.

À l'aide de navires de forage océanique, les chercheurs ont obtenu des âges pour des centaines d'emplacements au fond de l'océan. En connaissant l'âge d'un échantillon et sa distance par rapport à l'axe de la crête où il a été généré, une **vitesse moyenne** de mouvement de la plaque peut être calculée (voir **Fig. 4.15**). Les scientifiques ont utilisé ces données, combinées à leur connaissance du paléomagnétisme stocké dans les laves durcies du fond de l'océan et de la topographie du fond marin, pour créer des cartes montrant l'âge du fond des océans.

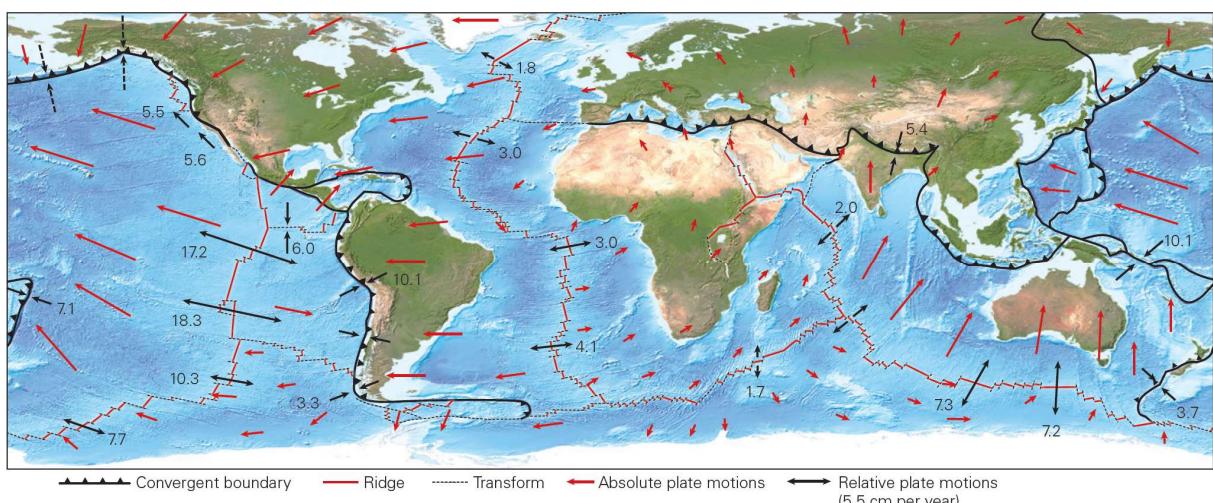
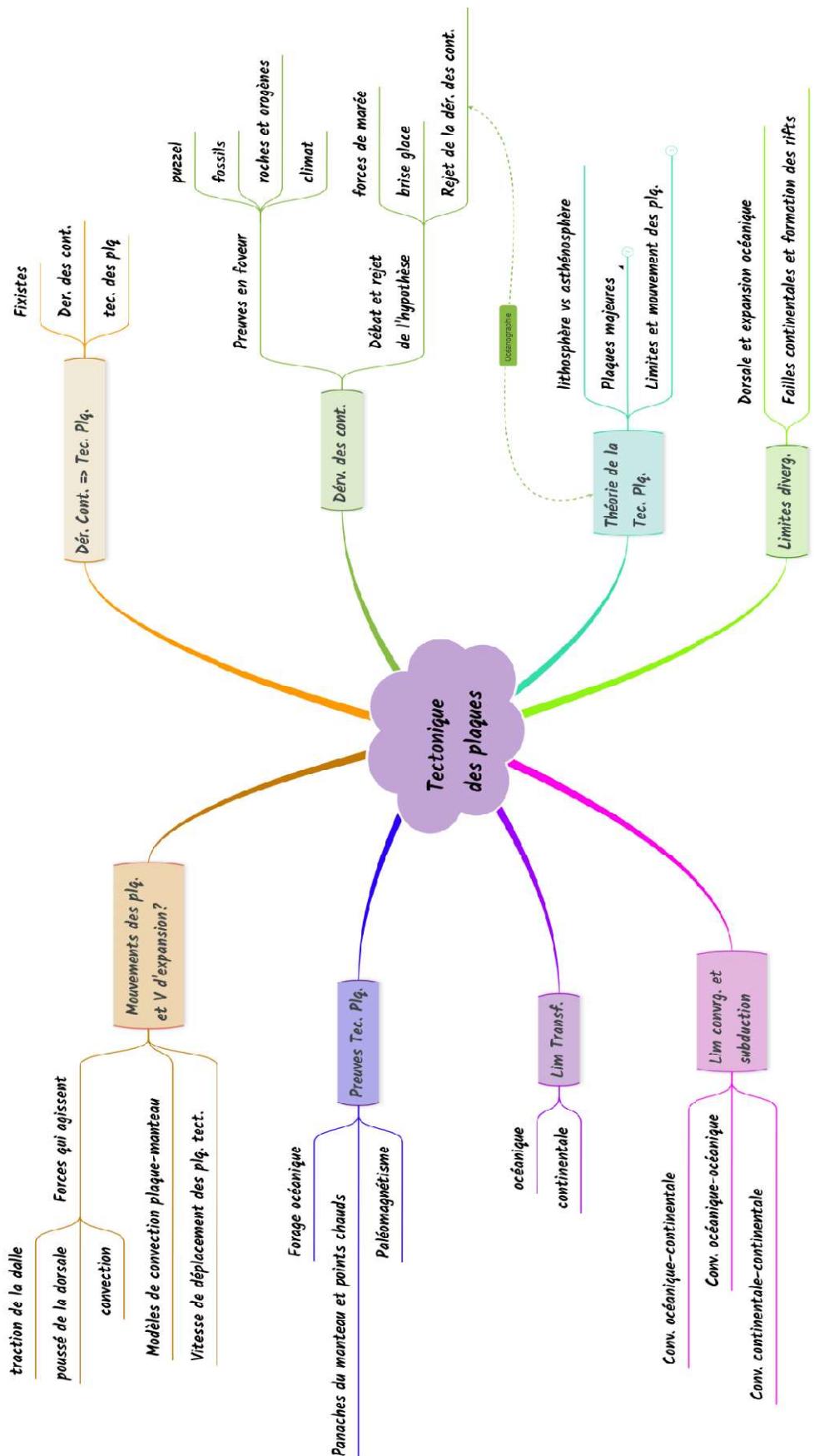


Fig. 4.15 directions et vitesses de déplacement des plaques les unes par rapport aux autres.



Chapitre 5. Chaîne de montagnes et Bassins sédimentaires

Grâce à la tectonique des plaques, les processus à l'origine de la formation des montagnes sont devenus clairs. Ces chaînes de montagnes ont tendance à être allongées car les zones de convergence, les rifts et les zones de collision sont linéaires (Fig. 5.1).

Ce chapitre explore le contexte de formation des chaînes de montagnes, des bassins sédimentaires et de structures géologiques associées.

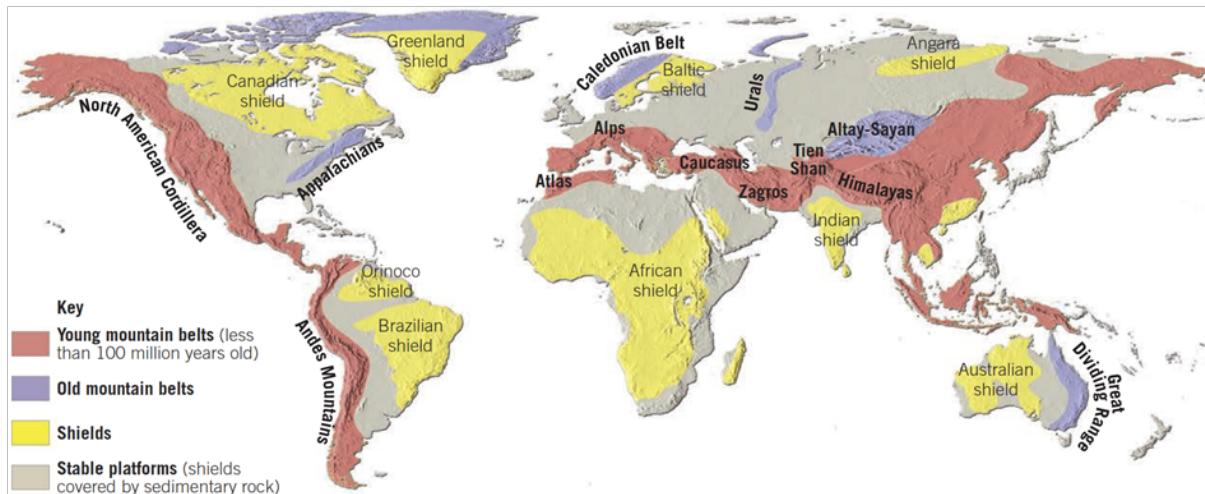


Fig. 5.1 Principales chaînes de montagnes du globe terrestre. **SmartFigure :** <https://goo.gl/cPwoXR>

5.1 Formation des chaînes de montagnes (Orogenèse)

Les limites de plaques convergentes présentent un **intérêt particulier**. La **subduction** de la lithosphère océanique génère les **séismes** les plus puissants de la Terre et les **éruptions volcaniques** les plus explosives. Aussi, elle joue un rôle central dans la génération de la plupart des chaînes de **montagnes** (Fig. 5.1).

Les zones de subduction peuvent être divisées en quatre régions (**Fig. 5.2**) :

- (1) un **arc volcanique**, qui est construit sur la plaque sus-jacente ;
 - (2) une **fosse océanique** profonde, qui se forme là où la dalle de subduction de la lithosphère océanique se plie et descend dans l'asthénosphère ;
 - (3) une **réglion d'avant-arc**, située

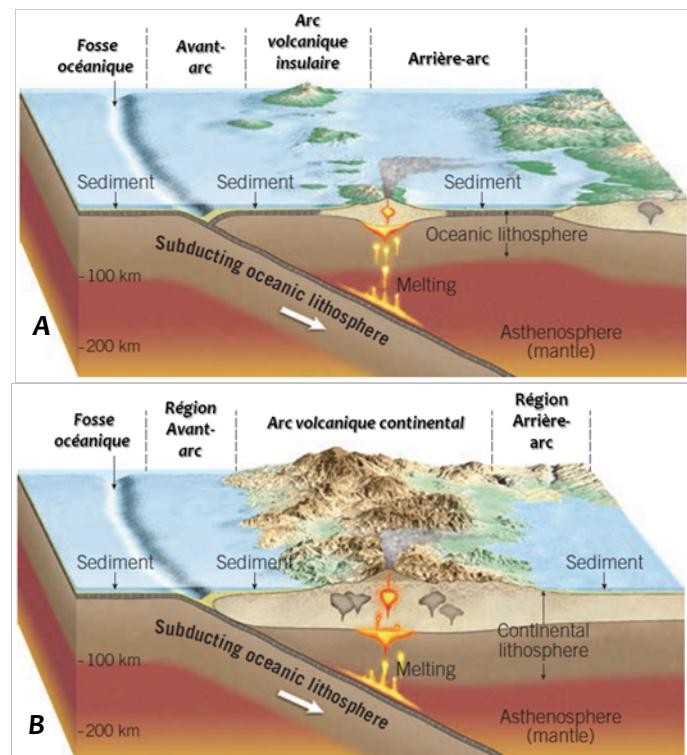


Fig. 5.2 Zone de subduction et arcs volcaniques. **A.** Arc volcanique insulaire. **B.** Arc volcanique continental.

entre une fosse et un arc volcanique ; et

(4) une **région d'arrière-arc**, qui est située du côté de l'arc volcanique opposé à la fosse océanique.

Les chaînes de montagnes se forment en réponse à la déformation des frontières convergentes (**subduction**), aux **collisions** continentales et au **lifting**. Dans cette section, nous examinons ces différents contextes et les types de montagnes et de structures géologiques qui s'y développent.

a. Chaînes de montagnes des zones de subduction

La subduction de la lithosphère océanique est le moteur de l'orogenèse. La subduction de la plaque **océanique** sous une plaque **océanique** donne un arc volcanique océanique (ou **arc insulaire**). La subduction **sous un bloc continental**, en revanche, forme un **arc volcanique continental** et une topographie montagneuse le long de la marge d'un continent.

Les arcs insulaires et autres fragments de croûte se **déplacent** à travers le bassin océanique jusqu'à ce qu'ils atteignent une zone de **subduction**, où ils entrent en collision et se soudent à un autre fragment de croûte ou à un bloc continental plus large.

Si la subduction **se poursuit** suffisamment **longtemps**, elle peut finalement conduire à la collision de deux blocs continentaux, déclenchant un événement majeur de **formation de montagnes**.

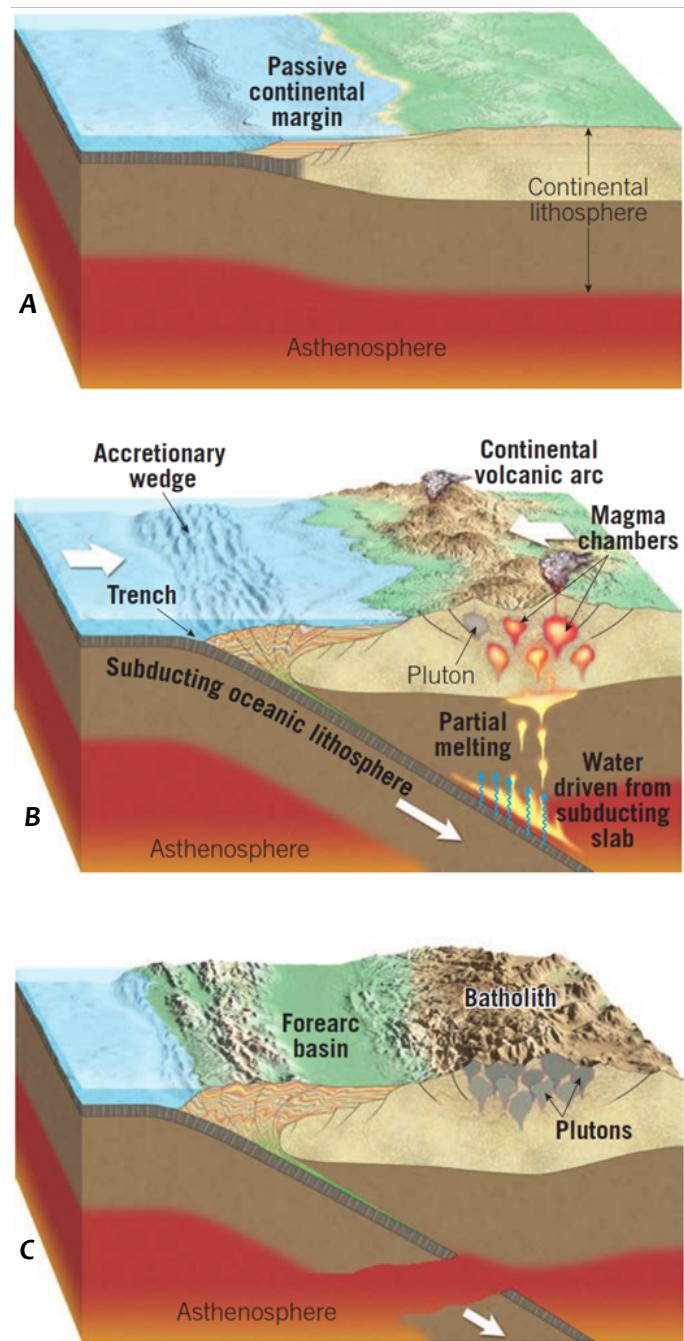


Fig. 5.3 Chaîne de montagnes de type andin. A. Une marge continentale passive avec une vaste plate-forme de sédiments et de roches sédimentaires. B. subduction et formation d'un arc volcanique continental. Compression et activité ignée déforment et épaisissent davantage la croûte, élévant la chaîne de montagne. C. fin de la subduction suivie d'une période d'élévation.

Exemple : Chaîne de montagnes type andin

La formation de montagnes de type andin se caractérise par une **subduction sous un continent** plutôt que sous la lithosphère océanique. La subduction le long de ces marges continentales actives est associée à une **activité magmatique** de longue durée qui construit des arcs **volcaniques** continentaux et des **plutons** en profondeur (voir Fig. 5.3).

La première étape du développement des chaînes montagneuses de type andin se produit le long des marges continentales passives. La formation de ce type de montagne commence lorsque les forces qui entraînent les mouvements des plaques changent et qu'une zone de subduction se développe le long de la marge d'un continent.

b. Chaînes de montagnes des zones de collision

La plupart des grandes chaînes de montagnes sont générées lorsqu'un ou plusieurs fragments de croûte flottants entrent en collision avec une marge continentale à la suite d'une subduction.

La lithosphère océanique, relativement dense, subit la subduction facilement ; en revanche, la lithosphère continentale, formée de roches crustales de faible densité, est trop flottante pour être entraînée en profondeur lors d'une subduction. Par conséquent, l'arrivée d'un fragment de croûte dans une fosse océanique entraîne une collision et met généralement fin à une subduction supplémentaire.

Les chaînes de montagnes formées

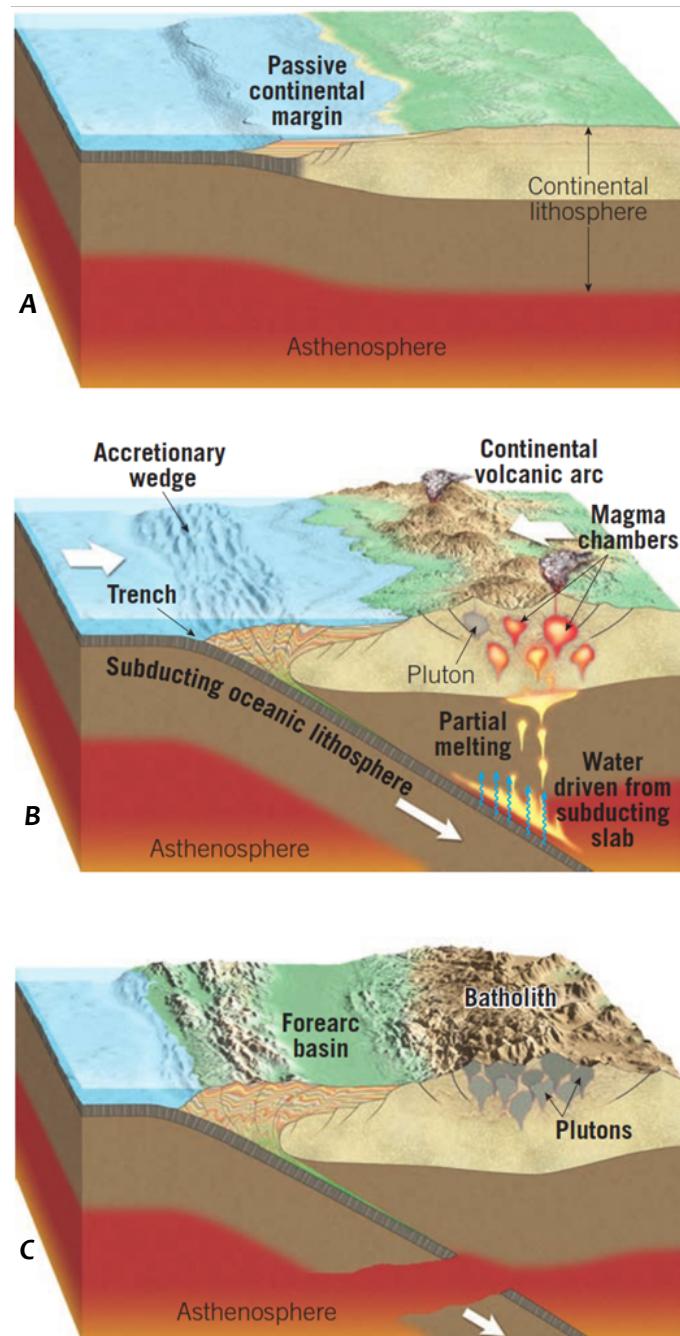


Fig. 5.3 Chaîne de montagnes de type andin. **A.** Une marge continentale passive avec une vaste plate-forme de sédiments et de roches sédimentaires. **B.** subduction et formation d'un arc volcanique continental. Compression et activité ignée déforment et épaisissent davantage la croûte, élevant la chaîne de montagne. **C.** fin de la subduction suivie d'une période d'élévation.

par la fermeture des principaux bassins océaniques comprennent les Appalaches, l'Oural, les Alpes et l'Himalaya (voir Fig. 5.1).

Exemple : Chaîne de montagnes de l'Himalaya

L'épisode de formation des montagnes qui a créé l'Himalaya a commencé il y a environ 50 millions d'années, lorsque l'**Inde** a commencé à entrer en collision avec l'**Asie**. La zone de subduction qui a facilité la migration de l'Inde vers le nord se situait près de la marge sud de l'Asie (Fig. 5.4A).

Les forces tectoniques impliquées dans la collision de l'Inde avec l'Asie étaient immenses, provoquant le **plissement** et la **faille** des roches situés sur les bords vers la mer des masses continentales (Fig. 5.4B). Le **raccourcissement** et l'**épaississement** de la croûte ont élevé de grandes quantités de roches crustales, générant ainsi les spectaculaires montagnes de l'Himalaya.

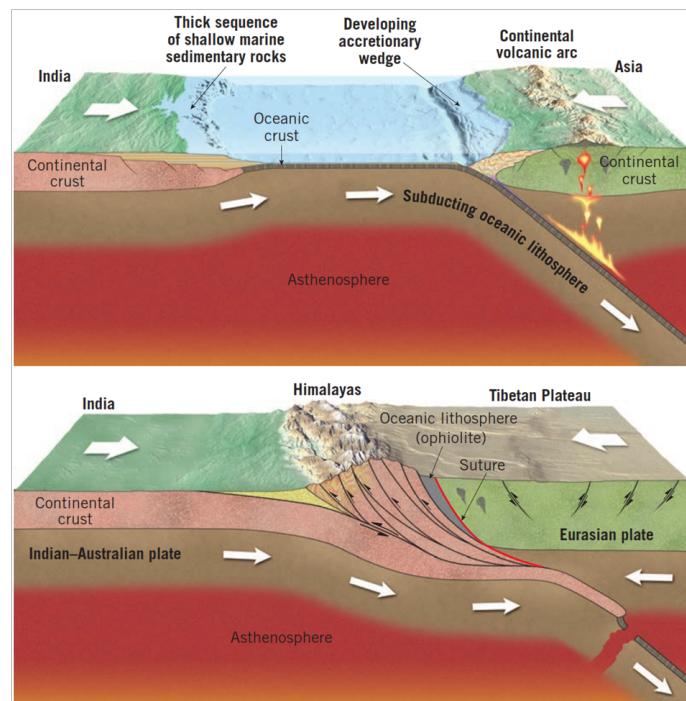


Fig. 5.4 Collision continentale entre l'Inde et l'Asie et formation de l'Himalaya. A. Avant la collision, la marge de l'Inde était recouverte d'épaisses couches de sédiments, et celle de l'Asie avec prisme d'accrétion. B. La collision continentale a produit le plissement et la fracturation des roches crustales qui se trouvaient le long des marges de continentales pour former l'Himalaya.

c. Chaînes de montagnes associées aux rifts continentaux

Les rifts continentaux sont des lieux où les continents se sépareront en deux. Lorsqu'un rift commence à se former, l'**étirement** cause la formation de **failles normales** au sein de la croûte fragile (Fig. 5.5). Le mouvement au niveau des failles normales fait tomber des blocs de la croûte, ce qui crée de **profonds bassins** remplis de sédiments et séparés par d'élargies **chaînes de montagnes allongées** qui contiennent des couches inclinées. Ces chaînes sont parfois appelées des montagnes de blocs soulevés et faillés.

L'**étirement** conduit à l'**amincissement** de la lithosphère ce qui permet à l'asthénosphère chaude de remonter et de subir la **fusion** par **décompression**. Ce processus produit

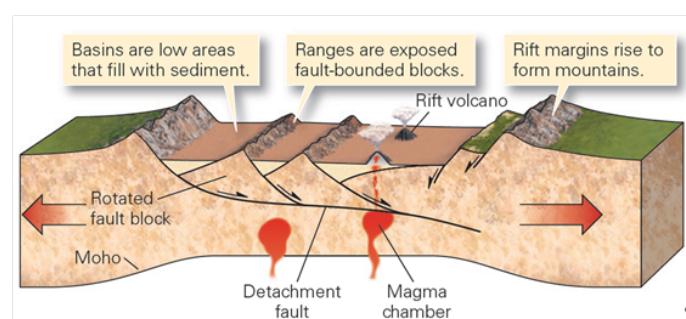


Fig. 5.5 Le rifting conduit au développement de nombreuses chaînes de montagnes étroites. Des montagnes au bord du rift peuvent également se former.

du magma qui remonte pour former des volcans au sein du rift.

Exemple : montagnes du Rift Est-africain

Aujourd'hui le Rift Est-africain (Afar) présente clairement la configuration de chaîne de montagnes et des volcans liés au Rift (Fig. 5.6). La coupe transversale, en bas dans la figure, traverse la dépression sud de l'Afar indique que le rift est bordé des **montagnes** dont le kilimajaro. Par ailleurs, la croûte continentale n'y est pas fracturée et le stade d'océanisation n'est pas encore atteint comme dans la mer rouge au nord.

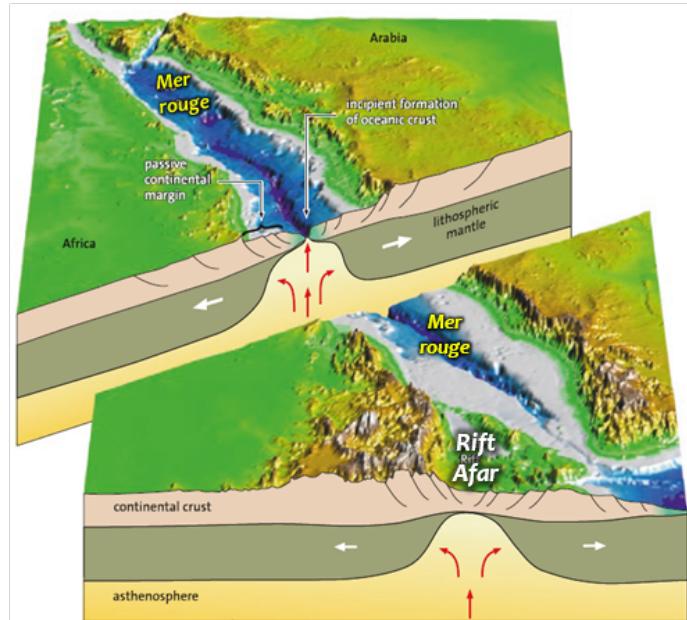


Fig. 5.6 Dépression de l'Afar et qui montre que le rift est bordé de montagnes. L'élévation et l'amincissement crustal peut engendrer la rupture de la croûte puis océanisation comme dans la mer rouge au nord.

5.2 Surrection et formation des chaînes de montagnes

La **surrection** (uplift en anglais) fait référence au processus par lequel la surface de la Terre se déplace verticalement d'une altitude inférieure à une altitude supérieure. La formation des montagnes nécessite un **soulèvement** important de la surface de la Terre (Fig. 11.26).

a. Le principe d'isostasie

La croûte terrestre de faible densité "flotte" au-dessus des roches déformables de haute densité du manteau. Le concept d'une croûte flottante en équilibre gravitationnel est appelé **isostasie**. Le principe de l'isostasie nous aide à comprendre de nombreuses variations à grande échelle à la surface de la Terre, depuis les **montagnes** gigantesques jusqu'aux **bassins océaniques profonds**.

Pour expliquer le concept d'isostasie, imaginer une série de blocs de bois de différentes hauteurs flottant dans l'eau, comme le montre la figure 5.7. Notez que les blocs de bois les plus épais flottent plus haut que les blocs les plus fins. De même, les montagnes compressées se dressent bien au-dessus du terrain environnant, car l'**épaississement** de la croûte crée des "racines" crustales flottantes qui s'étendent profondément dans le

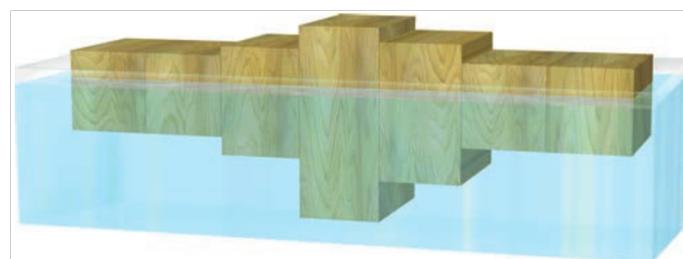


Fig. 5.7 Principe de l'isostasie. Cette figure montre comment des blocs de bois de différentes épaisseurs flottent dans l'eau. De la même manière, les sections épaisses de matériau crustal flottent plus haut que les plaques crustales plus minces.

manteau.

b. Isostasie et changements d'altitude

Si un autre petit bloc de bois était placé sur l'un des blocs de la Figure 5.7, celui-ci coulerait jusqu'à ce qu'il atteigne un nouvel équilibre isostatique. À ce stade, le haut du bloc combiné serait plus haut qu'avant et le bas serait plus bas. Ce processus d'établissement d'un nouveau niveau d'équilibre gravitationnel par **ajout** ou **retrait** du poids (matière), est appelé **ajustement isostatique**.

L'une des conséquences de l'ajustement isostatique est que, à mesure que l'**érosion** abaisse une chaîne de montagnes, la croûte se soulève en réponse à la charge réduite (Fig. 5.8). Les processus de **soulèvement** et d'**érosion** se poursuivent jusqu'à ce que le bloc montagneux atteigne une épaisseur crustale normale. De plus, à mesure que les montagnes s'usent, les sédiments érodés se déposent sur les paysages adjacents, provoquant l'**affaissement** de ces zones (voir Fig. 5.8).

À mesure que les montagnes grandissent, la gravité agit sur les roches chaudes et fragiles à l'intérieur des montagnes. Les montagnes commencent à s'effondrer sous leur propre poids s'élargissent latéralement comme du fromage laissé au soleil en plein 'été. Ce processus est appelé **effondrement orogénique**, *collapse* en anglais (Fig. 5.9).

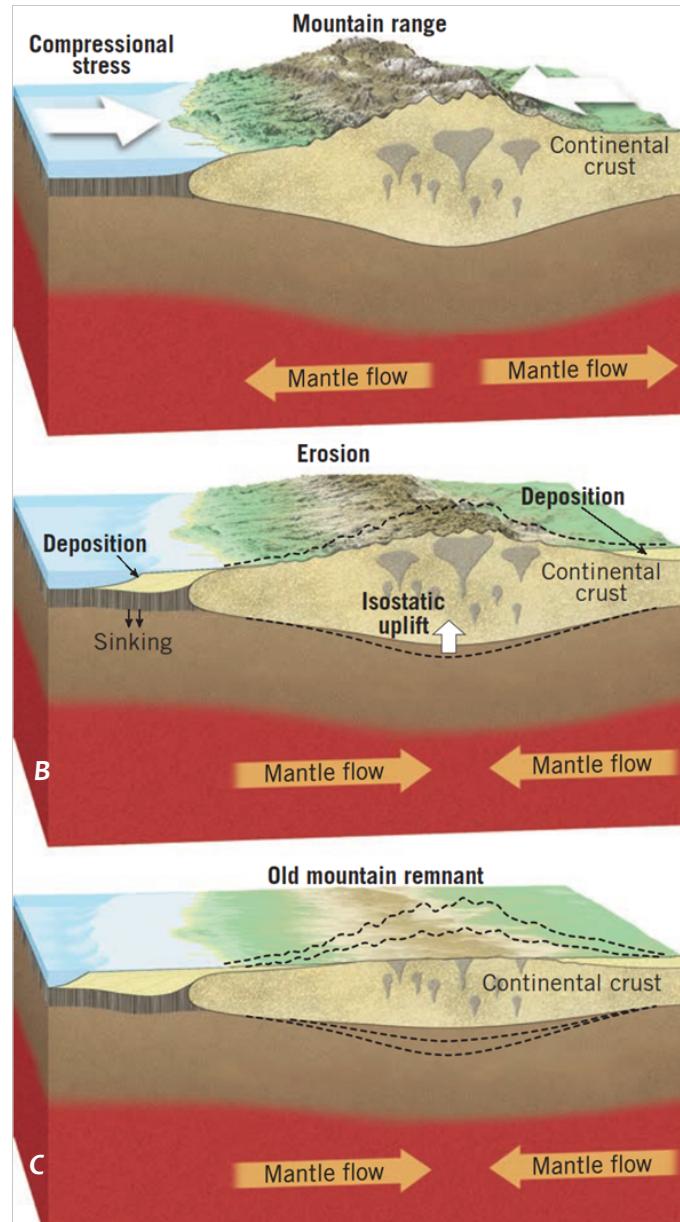


Fig. 5.8 Les effets de l'ajustement isostatique et de l'érosion sur l'altitude des montagnes. **A.** Lorsque les montagnes compressées sont jeunes, elles sont composées de roches crustales épaisses et de faible densité qui reposent sur le manteau plus dense en dessous. **B.** À mesure que l'érosion abaisse les montagnes, la croûte se soulève pour maintenir l'équilibre isostatique. **C.** L'érosion et le soulèvement se poursuivent jusqu'à ce que les montagnes atteignent une épaisseur crustale « normale ».

c. Pourquoi les montagnes sont-elles hautes ?

Pour savoir pourquoi les chaînes de montagnes sont elles hautes, nous devons identifier **les processus géologiques** qui peuvent **modifier l'épaisseur et/ou la densité des couches lithosphériques** ; il s'agit principalement de :

(1) Raccourcissement et épaississement de la croûte :

Exemple, la croûte située sous l'Himalaya, atteint une épaisseur de **70 km**. Pour compenser l'épaississement de la croûte et maintenir l'isostasie, les bases de la croûte et le manteau lithosphérique sous-jacent s'enfoncent (**Fig. 5.4B**).

(2) Ajout de roches ignées à la croûte :

Des **éruptions** successives sur des millions d'années et des **intrusions** granitiques à l'intérieur et au-dessous de l'édifice **volcanique** peuvent produire une chaîne dont les sommets s'élèvent à des kilomètres au-dessus du niveau de la mer.

(3) Détachement de la racine du manteau lithosphérique : Le manteau lithosphérique est constitué de roches très denses (**péridotite**). Le poids de cette roche entraîne la lithosphère vers le bas, tout comme un ballast fait enfonce un navire plus profondément dans l'eau. Le **détachement de la racine du manteau lithosphérique d'une plaque** provoque donc une **élévation** de la surface de la lithosphère restante pour maintenir l'isostasie (**Fig. 5.10**).

(4) Amincissement et réchauffement de la lithosphère : Au sein des rifts, la lithosphère subit un **étirement** et un **amincissement** ; ce qui provoque l'élévation globale de la région du rift, notamment les bords. Exemple, Rift est-africain (**voir Fig. 5.6**).

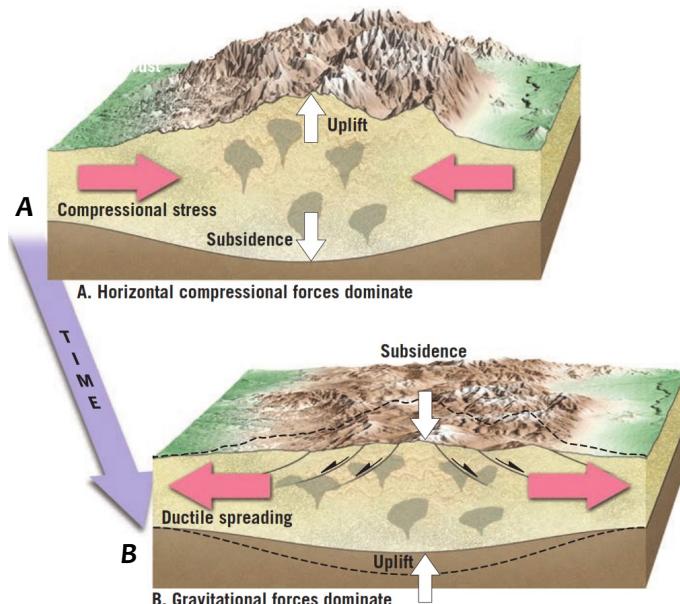


Fig. 5.9 Effondrement gravitationnel (collapse). **A.** Les forces de compression horizontales dominent. **B.** Les forces gravitationnelles dominent.

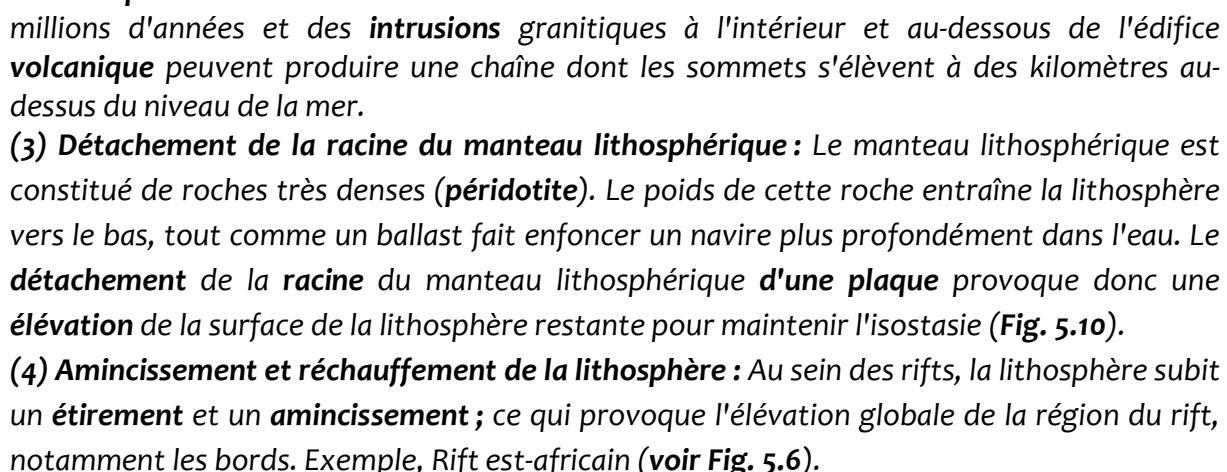


Fig. 5.10 Un soulèvement dû au détachement de la racine de la lithosphère peut se produire après une collision. **A.** épaisseissement de la croûte après la collision, la racine du manteau lithosphérique est comme un ballast, retenant la surface de la croûte vers le bas. **B.** détachement de la racine du manteau lithosphérique et soulèvement de la surface, comme un navire lâchant du ballast.

5.3 Bassins sédimentaires dans le cadre de la tectonique des plaques

L'épaisseur des couches sédimentaires à la surface de la Terre varie considérablement. Dans certaines zones, elle peut atteindre plus de 15 km. Des couches épaisses de sédiments se forment uniquement dans des régions spéciales où la surface de la lithosphère terrestre s'enfonce, offrant ainsi un espace dans lequel les sédiments peuvent s'accumuler. Le processus par lequel cet affaissement a lieu est appelé **subsidence**; le terme **bassin sédimentaire** désigne la dépression remplie de sédiments qui en résulte.

On distingue différents types de bassins sédimentaires en se basant sur la région de la plaque lithosphérique au niveau de laquelle ils se sont formés (Fig. 5.11).

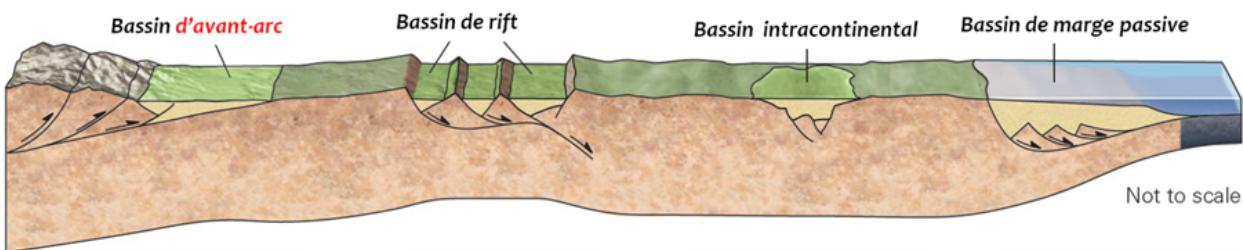


Fig. 5.11 Contexte géologique des bassins sédimentaires

a. Bassins de rift

Les bassins de rift se forment dans les rifts **continentaux**, régions où la lithosphère a été étirée. Lors du **rafting**, la surface de la Terre s'affaisse simplement parce que la croûte s'amincit à mesure qu'elle s'étire. À mesure que le rift grandit, des blocs de croûte glissent le long des failles créant des zones plus basses bordées de chaînes de montagnes étroites. Des dépôts de cônes alluviaux se forment le long des bases des montagnes et des lacs se développent dans les parties intérieures plus basses.

b. Bassins de marge passive

Des bassins à marge passive se forment le long des bords des continents qui ne sont pas des limites de plaques. Ils reposent sur une lithosphère étirée.

Les bassins à marge passive se forment parce que l'affaissement thermique de la lithosphère étirée se poursuit longtemps après la fin du rafting et le début de l'expansion du fond marin. Ces bassins se remplissent à la fois de **sédiments transportés** vers la mer par les rivières et de **sédiments carbonatés** formés dans les récifs côtiers. Les sédiments d'un bassin à marge passive peuvent atteindre une épaisseur étonnante de 15 à 20 km.

c. Bassins intracontinentaux

Les bassins intracontinentaux se développent à l'intérieur des continents, initialement en raison de l'affaissement sur une faille. Ils peuvent continuer à entrer en subsidence même sur des centaines de millions d'années après leur formation initiale. Le Michigan repose sur un

bassin intracontinental dans lequel jusqu'à 7 km de sédiments fluviaux, deltaïques ou marins peu profonds accumulés.

d. Bassins d'avant-arc

Les bassins d'avant-arc se forment sur le côté continental d'une chaîne de montagnes parce que les forces, lors de la convergence ou de la collision, poussent les masses rocheuses vers le haut des failles et sur la surface du continent (voir (Fig. 5.12). Le poids de ces roches exerce une pression à la surface de la lithosphère, ce qui crée une **dépression** en forme de prisme à côté de la chaîne de montagnes qui se remplit de sédiments érodés à partir de la chaîne et s'accumulent dans ces bassins d'avant-arc.

5.4 Les roches formées au cours de l'orogenèse

Le processus d'orogenèse engendre des conditions géologiques propices à la formation d'une grande variété de roches. Examinons brièvement des exemples des trois catégories de roches (Fig. 5.12A) :

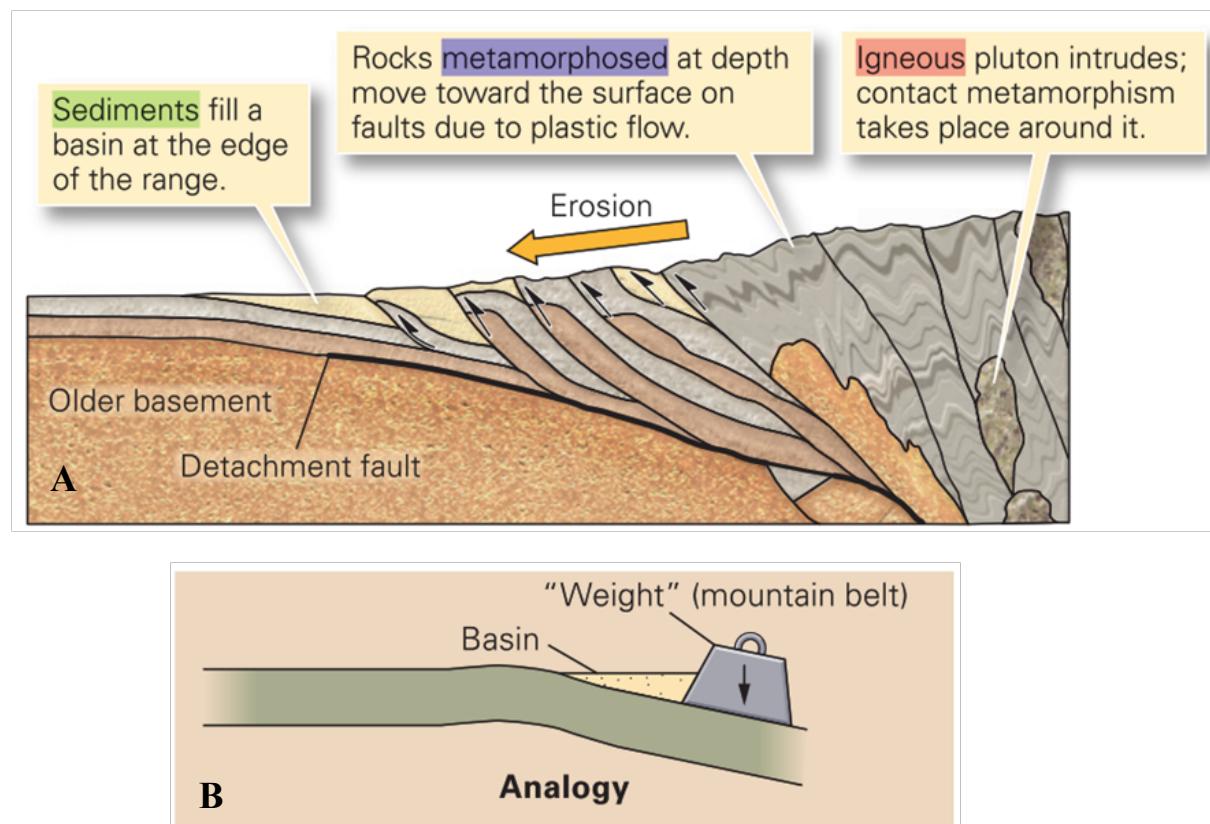


Fig. 5.12 Exemple de types de roches formées au cours de l'orogenèse. **A.** Dans la zone interne de la chaîne, se forment des roches métamorphiques et des roches ignées. En bordure de la chaîne, des roches sédimentaires se forment. **B.** Le bassin sédimentaire se développe parce que la chaîne de montagnes agit comme un poids qui pousse la surface de la lithosphère vers le bas.

a. activité ignée pendant l'orogenèse

Aux frontières convergentes, la fusion a lieu dans le manteau au-dessus de la plaque descendante et produit de grands **volumes de magma** qui remontent dans la croûte. Une

partie de ce magma jaillit des **arcs volcaniques**, mais une grande partie se solidifie en profondeur pour former des **plutons** voire des **batholites**.

L'étirement et l'amincissement de la lithosphère le long des failles provoquent la fusion par **décompression** du manteau sous-jacent, produisant des magmas. Une partie du magma atteint directement la surface et éclate sous forme de **lave basaltique**.

Le reste s'immobilise dans la croûte lors de sa remontée. Ce processus produit du magma felsique qui monte et éclate de manière explosive, produisant des nappes de cendres **rhyolitiques**. Et lors d'une collision continentale, la fusion peut avoir lieu là où des parties de la croûte subissent un réchauffement, produisant des magmas granitiques qui s'élèvent pour former des plutons. Ainsi, l'activité ignée apporte des volumes importants de roches aux orogènes.

b. métamorphisme pendant l'orogenèse

Le magma qui s'introduit dans les orogènes forme des auréoles **métamorphiques de contact** à côté de ces intrusions. Le **métamorphisme régional** se produit là où la formation de montagnes épaisse considérablement la croûte, car lorsque cela se produit, les roches qui peuvent être formées près de la surface de la Terre se retrouvent à une grande profondeur et supportent des températures et des pressions élevées. Parce que la déformation accompagne ce processus, les roches métamorphiques résultantes sont **folliées**.

c. Sédimentation pendant l'orogenèse

L'altération et l'érosion dans les **chaînes de montagne** génèrent de grandes quantités de sédiments. Ces **sédiments** sont emportés vers les zones basses, où ils **s'accumulent** dans de grands cônes ou **deltas**. Les grandes chaînes montagneuses de collision ou de convergence agissent comme de lourdes charges au sommet de la lithosphère. De telles charges poussent vers le bas la surface de la lithosphère, produisant ainsi un **bassin sédimentaire profond** (Fig. 5.12B). Dans les rifts, les bassins qui se forment à mesure que la croûte s'étire se remplissent d'épaisses couches de sédiments.

./.

Références bibliographiques

- **Dictionnaire de géologie (2014).** Foucault, A., Raoult, J. F. Cecca, F., Platevoet, B. 8ème Edition. Dunod (1041 pages).
- **Earth science: an introduction. (2021).** Hendrix, M. S., Thompson, G. R., Turk, J. 3rd Edition. Cengage (p. 642).
- **Earth: Portrait of a Planet (2019).** Marshak, S. 6th Edition. WW Norton & Company (p. 1025).
- **Mineralogy: an introduction to minerals, rocks, and mineral deposits (2020).** Okrusch, M., and Frimmel, H. E. Springer Nature (p. 711).
- **Exploring geology (2019).** Reynolds, S. J., Johnson, J. K., Morin, P. J., Carter, C. M. 5th Edition. McGraw-Hill (p. 673).
- **The blue planet: an introduction to earth system science (2011).** Skinner, B. J., Murck, B. 3rd Edition. New York: John Wiley (p. 674).
- **Earth: an introduction to physical geology (2017).** Tarbuck, E. J., Lutgens, F. K., Tasa, D. 12th Edition. Pearson (p. 817).
- **Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building (2022).** Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. C. 2nd Edition. Springer International Publishing (p. 247).
- <https://www.britannica.com/science/mineral-chemical-compound/Silicates>
- **SmartFigure :** <https://goo.gl/dYWRsL>, par exemple, après le titre de certaines figures est un lien hypertexte vers des vidéos et animations interactives. Il illustre avec plus de détails le concept de la figure et sa relation avec d'autres notions abordées dans le texte.

Les documents cités ci-dessus peuvent être utilisés pour élargir davantage vos connaissances. Vous pouvez télécharger ces références du net en écrivant uniquement le **Titre du document** dans la zone de recherche du site suivant : <https://libgen.is/>