

Chapitre 3

Le magmatisme en zone de subduction : une production de nouveaux matériaux continentaux

📖 p.188 à 207

Les zones de subduction sont le siège d'une importante activité magmatique qui aboutit à une production de croûte continentale. Le magmatisme est le mécanisme de production des magmas qui constituent de la matière minérale silicatée en fusion. Selon la nature des magmas, on pourra distinguer globalement deux grands types d'éruption : le volcanisme effusif (volcans rouges) et le volcanisme explosif (volcans gris), classables selon leur indice d'explosivité volcanique.

I) Le volcanisme des zones de subduction.

Les zones de subduction sont le siège d'un volcanisme explosif qui peut être très dangereux. Il se caractérise par :

- ❖ des explosions de matériel et des colonnes éruptives pouvant s'élever à haute altitude
- ❖ le dégagement d'une nuée ardente qui correspond à un mélange de gaz, cendres, lapilli et blocs, porté à très haute température et dévalant les pentes du volcan à plus de 200 km.h⁻¹
- ❖ un magma visqueux et donc une lave visqueuse formant un dôme de lave, voire parfois une aiguille, du fait que la lave ne s'écoule pas.

Sous l'effet de la pression des gaz, la matière minérale en fusion est entraînée en hauteur, et remonte via des fractures et failles qui forment des conduits, les cheminées volcaniques. Une fois à la surface, c'est l'éruption et le magma perd alors ses gaz qui s'échappent dans l'atmosphère, et devient de la lave.

Dans les magmas visqueux, les bulles de gaz ont du mal à s'échapper, la pression s'accumule, ce qui va provoquer des explosions. Cela emporte une partie du volcan, laissant un cratère qui sera comblé par un dôme de lave.

Si le magma est visqueux, cela s'explique par sa richesse en silice SiO₂. Ce type de magma correspond aux magmas andésitique et rhyolitique.

Le gaz principal présent dans les magmas visqueux et qui est rejeté est de l'eau.

La dangerosité vient également de la possible toxicité des matériaux rejetés.

II) Les roches magmatiques des zones de subduction.

Le magma produit dans les zones de subduction entraîne la formation de deux catégories de roches magmatiques :

- ❖ des roches magmatiques volcaniques refroidies en surface rapidement
- ❖ des roches magmatiques plutoniques refroidies en profondeur lentement.

1 - La production de roches volcaniques.

Deux roches volcaniques sont caractéristiques des zones de subduction et correspondent à des laves de viscosité très élevée :

❖ **l'andésite.**

Observée à l'œil nu, l'andésite est une roche de couleur grise avec peu de cristaux et du verre correspondant à la partie non cristallisée.

Observée au microscope en LPA, la roche présente une structure **microlitique** : peu de phénocristaux de feldspaths plagioclases, d'amphiboles, de pyroxènes et de biotite ; beaucoup de microlites d'amphiboles et de feldspaths plagioclases ; et du verre correspondant à la partie non cristallisée.

❖ **la rhyolite.**

Lorsque le magma évolue dans les réservoirs, il peut donner naissance à des roches volcaniques plus riches en silice et en potassium, appelées rhyolites.

Observée à l'œil nu, la rhyolite est une roche de couleur grise avec peu de cristaux et du verre correspondant à la partie non cristallisée.

Observée au microscope en LPA, la roche présente une structure **microlitique** : peu de phénocristaux de quartz, de feldspaths potassiques et plagioclases, d'amphiboles, et de biotite ; beaucoup de microlites de quartz et de feldspaths ; et du verre correspondant à la partie non cristallisée.

On peut également retrouver la dacite, roche de composition comparable à l'andésite avec en plus du quartz.

2 - La production de roches plutoniques.

Lorsque ce magma cristallise lentement en profondeur, il donne naissance à une roche de même composition minéralogique, mais constituée de cristaux visibles à l'œil nu : la **granodiorite**. Dans les Andes, les gigantesques massifs de granodiorites participent à l'épaississement de la croûte continentale et à l'architecture de la chaîne de montagnes.

Quand le quartz est rare ou absent, on parle de **diorite**. Observé à l'œil nu, la diorite est une roche sombre. Elle présente des phénocristaux de différentes couleurs : des cristaux noirs de pyroxène et blancs de feldspaths plagioclases. Observée au microscope en LPA, la roche présente une structure **grenue** avec des phénocristaux de pyroxène et feldspaths plagioclases.

Lorsque l'on compare les compositions minéralogiques, on remarque que le granite et la rhyolite d'une part, et la diorite (ou granodiorite) et l'andésite (ou dacite) d'autre part, ont la même composition. Cela signifie que **la rhyolite est l'équivalent volcanique du granite**, de même que **l'andésite est l'équivalent**

volcanique de la diorite. Toutes les roches des zones de subduction sont riches en minéraux hydroxylés (riches en oxydes, donc riches en eau).

Voir les roches p.192-193.

III) La genèse des magmas dans les zones de subduction.

Au cours de son éloignement de l'axe de la dorsale, les roches de la lithosphère océanique sont hydratées par la circulation hydrothermale, ce qui forme des minéraux hydroxylés (amphiboles, micas).

La transformation des basaltes et des gabbros de la croûte océanique, en schistes bleus puis en éclogites, libère progressivement de l'eau qui percole et hydrate le manteau de la plaque chevauchante. Ce manteau hydraté, parallèlement à la déshydratation de la croûte océanique, est entraîné en profondeur par les courants de convection induits, dans le manteau de la plaque chevauchante, par le mouvement de subduction.

Dans la zone de subduction, on observe une distribution inégale du flux de chaleur : l'isotherme 1 300 °C présente une anomalie négative qui traduit l'enfoncement d'une couche de matériel froid (lithosphère océanique) dans l'asthénosphère. De plus, les données sismiques montrent que les plans de Bénéoff se recoupent entre 80 et 150 km de profondeur, et qu'à la verticale de ce recoupement en surface se trouve un arc volcanique. Cela signifie que le magma doit prendre naissance entre 80 et 150 km de profondeur, soit à une température de 1 000 °C environ.

En raison de la présence d'eau, la température de fusion des roches du manteau est abaissée : le solidus des péridotites hydratées est plus bas que le solidus des péridotites anhydres. La fusion partielle intervient alors dès 1 000 °C, donnant naissance à un magma. Ainsi, seule l'hydratation permet la fusion partielle, puisque les conditions de pression et de température ne le permettent pas, du fait que les péridotites sont anhydres dans le manteau (pyroxène et olivine sont des minéraux anhydres).

Des magmas riches en silice sont alors engendrés et alimentent un volcanisme andésitique ou rhyolitique, ou bien encore forment d'énormes bulles de lave ou diapirs, à l'origine de plutons granitiques cristallisant en profondeur. C'est pourquoi de nombreuses roches peuvent se former selon leurs conditions de cristallisation.

Voir les documents p.194-195.

IV) La mise en place de nouveaux matériaux continentaux.

L'**accrétion continentale** est l'augmentation du volume de la croûte continentale par apport de matière issue du magmatisme des zones de subduction. C'est un phénomène qui a été continu à l'échelle des temps géologiques, mais dont la vitesse varie selon les périodes : très faible à l'Archéen, puis très important au cours du Protérozoïque, il a été ensuite moins important. Aujourd'hui il est quasiment nul puisque la destruction des continents est globalement compensée par la formation de matériel continental.

La production d'une grande variété de roches de type **granitoïdes** s'explique par le mécanisme de **différenciation magmatique** à partir d'un même magma. Au cours du refroidissement dans la croûte continentale, les minéraux apparaissent

successivement, et le magma de nature basaltique s'enrichit progressivement en silice par cristallisation première de minéraux pauvres en silice (olivine, pyroxène). On parle alors de **cristallisation fractionnée**. Ces cristaux formés dans le magma vont sédimenter vers la base du réservoir magmatique et donner une roche riche en olivine et pyroxène (comme le gabbro). Le liquide résiduel enrichi en silice formera après refroidissement des roches variées de type granitoïdes ou andésites, qui sont de composition granitique. La majeure partie cristallise en profondeur. Parfois une contamination des roches dites encaissantes, par lesquelles remonte le magma dans la croûte continentale, peut l'enrichir en silice.

Voir le document 3 p.197.

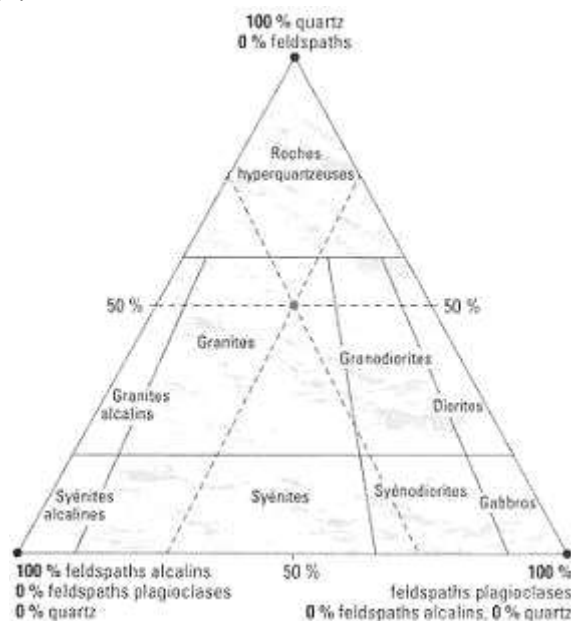
Travail personnel :

Quelle est la différence entre les termes : granite, granit, granitoïdes ?

La classification de Streckeisen (1974), présentée de manière simplifiée ci-dessous, permet de classer les roches magmatiques grenues de la croûte continentale selon leur composition minéralogique en quartz, feldspaths plagioclases et feldspaths alcalins (type orthose).

Par exemple, le point représenté correspond à un granite ayant 50% de quartz, 25% de feldspaths plagioclases et 25% de feldspaths alcalins.

D'après cette classification, comment est défini un granite ? une granodiorite ? une diorite ? et un gabbro ?



Correction des exercices

La partie « Maîtriser ses connaissances » est corrigée à la fin du livre p.398.
Voici quelques éléments de correction.

Ex 6 p.204 : Le magmatisme des zones de subduction.

A.1.b.

A.2.d.

A.3.a.

Ex 7 p.205 : Le rôle de l'eau dans la fusion partielle du manteau.

On cherche à montrer que l'eau des océans joue un rôle majeur dans la fusion partielle du manteau au niveau des zones de subduction.

Le document 1 montre la présence la présence d'amphibole verte entre un pyroxène et un plagioclase au sein d'un gabbro océanique, ainsi que la présence de glaucophane entre un pyroxène et un plagioclase altéré au sein d'un autre gabbro océanique.

Le document 2 permet d'identifier les réactions qu'ont subies ces deux gabbros. Il s'agit dans les deux cas de réactions métamorphiques :

- ❖ le premier a subi la réaction 1 transformant un gabbro océanique en métagabbro de type schiste vert en présence d'eau océanique : cela montre l'hydratation des roches de la croûte océanique au cours du vieillissement de cette dernière
- ❖ le deuxième a subi la réaction 3 qui entraîne la libération d'eau : cela montre la déshydratation de la croûte océanique au cours de la subduction.

Le document 3 donne les conditions de fusion partielle des péridotites. On constate que seule une péridotite hydratée peut entrer en fusion partielle pour des températures mantelliques régnant à l'aplomb de l'arc magmatique. En effet, le géotherme recoupe le solidus des péridotites hydratées entre 80 et 120 km de profondeur, ce qui correspond aux profondeurs auxquelles le magma prend naissance au sein du manteau lithosphérique.

Ainsi, après avoir été hydratée au cours de son vieillissement, la croûte océanique se déshydrate pendant la subduction. Les réactions du métamorphisme dans la plaque plongeante entraînent une libération d'eau (réaction 3 du document 2) dans le manteau situé au-dessus de la plaque océanique en subduction. Cela permet alors l'hydratation des péridotites du manteau et est à l'origine du magmatisme des zones de subduction.

Ex 8 p.206 : Formation de la croûte terrestre au cours des temps géologiques.

On cherche à expliquer la double origine de la croûte continentale au cours des temps géologiques.

À l'Archéen, avant 2,5 Ga, le gradient géothermique est tel qu'il recoupe le solidus du basalte hydraté avant que celui-ci ne se déshydrate. Ainsi, les basaltes hydratés de la croûte océanique en subduction entrent en fusion partielle et permettent la formation d'un magma qui, en refroidissant, donne des matériaux continentaux. Après l'Archéen, après 2,5 Ga, le gradient géothermique de la Terre a diminué. On constate alors que la déshydratation du basalte s'effectue avant la fusion partielle du basalte hydraté. Ainsi, au cours la subduction, les basaltes de la croûte océanique se déshydratent, entraînant la fusion partielle des péridotites du manteau sus-jacent. Le magma formé est à l'origine de nouveaux matériaux continentaux.

La croûte continentale a donc eu une double origine au cours des temps géologiques : avant 2,5 Ga, la fusion partielle des basaltes de la croûte océanique plongeante, après 2,5 Ga, la fusion partielle des péridotites du manteau.

Ex 9 p.206 : La cristallisation fractionnée.

On cherche à expliquer la formation des roches magmatiques typiques des zones de subduction.

Le diagramme de Bowen illustre l'apparition des minéraux au cours du refroidissement lent d'un magma. En considérant les différents niveaux horizontaux successifs, on observe d'abord la formation de pyroxènes et de plagioclase calcique, ce qui correspond à la composition minéralogique du basalte et du gabbro. Ces minéraux, pauvres en silice, se séparent du liquide magmatique, ce qui a pour conséquence d'enrichir ce dernier en silice. Au fur et à mesure du refroidissement, le liquide devient de plus en plus riche en silice. L'association amphibole, biotite et plagioclase correspond à l'andésite et à la diorite. Les minéraux cristallisant en dernier sont riches en silice et forment des roches telles que la rhyolite ou le granite.

Ainsi, une grande diversité de roches magmatiques se forme au niveau des zones de subduction.

