

Magma et magmatisme

Selon leur nature, les magmas se mettent en place dans la croûte ou dans le manteau.

La croûte

C'est la partie superficielle de la Terre.

On distingue 2 types de croûtes, la croûte continentale et la croûte océanique. La croûte continentale possède certains terrains vieux de 3,8 milliards d'années, elle n'est donc pratiquement pas régénérée par rapport à la croûte océanique qui n'a que 200 millions d'années au maximum.

La croûte océanique est composée essentiellement de basaltes pauvres en SiO₂ (la silice, minéral formant le quartz entre autre). La croûte continentale est essentiellement composée de roches métamorphosées et de granites.

L'épaisseur est également différente : 7-12 km pour la croûte océanique (densité : 2,7 à 2,9), 30-40 pour la croûte continentale jusqu'à 70 km sous les montagnes (d : 2,7). Les sédiments ont une densité de 2,5.

Grâce aux ondes sismiques, il a été possible de montrer une discontinuité au sein de la croûte continentale, à mi-épaisseur environ, principalement dans les régions les moins actives (boucliers). Cette discontinuité, de Conrad, indiquerait une différence de composition entre les deux ensembles. Les rares sites où cette croûte inférieure est étudiable montrent de nombreuses intrusions mantelliques basiques. Ainsi la partie supérieure de la croûte continentale est riche en SiO₂ tandis que sa partie inférieure l'est moins en raison des nombreuses intrusions mantelliques.

Le manteau

Il est séparé de la croûte par le Moho. Il est composé de péridotites.

On distingue un manteau supérieur qui comprend une couche rigide supérieure (d : 3,4), qui est rattachée à la croûte pour donner la lithosphère, puis une zone à moindre vitesse (d : 3,5), constituant le sommet de l'asthénosphère, et 2 autres couches plus rigides s'enfonçant jusqu'à 700 km (d : 3,5 et 4,0). Le manteau inférieur va jusqu'à 2900 km avec une densité de 4,5 à 6.

On peut considérer la lithosphère comme un ensemble rigide et froid et l'asthénosphère comme chaude et plastique (mais pas liquide !).

Les roches magmatiques se forment en profondeur, on parle aussi de roches endogènes, et en surface, on parle alors de roches éruptives. Le magma provient de l'activité tectonique du globe, c'est un état transitoire et local des roches profondes. Une partie de la roche est à l'état fondu mais de nombreux cristaux restent présents.

Formation du magma

Le magma correspond à la fusion d'une partie des roches du manteau ou de la croûte puis à une cristallisation de certains minéraux caractéristiques. Il peut être formé par l'action d'une source de chaleur interne ou par un métamorphisme très évolué. Le magma obtenu dans ce dernier cas est appelé anatexique. Il est toujours cristallin.

La fusion des roches

Si le mécanisme de fusion est identique pour tous les magmas, leur évolution sera différente en fonction de leur composition et de leur localisation. La comparaison d'un magma granitique et basaltique le montre bien.

Les mécanismes de la fusion

Ils sont commandés par les conditions de températures et de pressions qui règnent en profondeur mais aussi par la présence d'eau. Dans les conditions normales il ne peut pas y avoir fusion des roches. C'est pourquoi manteau et croûtes sont constitués de roches solides. Toutefois en certains endroits, le plus souvent liés à la tectonique des

plaques, les conditions sont modifiées et permettent la fusion, locale, des roches.

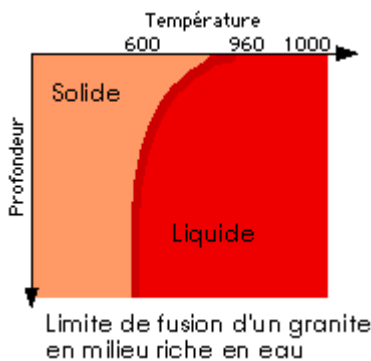
Chaque minéral possède une température de fusion qui lui est propre. La roche étant constituée d'un mélange de minéraux sa température de fusion dépendra de sa composition. La présence d'eau (dans des minéraux hydratés par exemple) permet de diminuer cette température de fusion. Elle joue un grand rôle dans la formation des magmas.

Les magmas sont moins denses que les roches qui les entourent (la densité du magma est de 2,9 contre une densité de 3,4 dans le manteau, il est donc plus "léger"), ils tendent donc à remonter vers la surface de la terre. Sous cette poussée d'Archimède, les pressions fortes du magma sur les roches du manteau entraîne la formation de fractures par lesquelles le magma monte vers la surface.

Au fur et à mesure qu'ils se rapprochent de la surface, la température des roches qu'ils traversent diminue (rappel : le gradient géothermique est d'environ 30°C tous les kilomètres). De plus les magmas en s'éloignant de leur lieu de formation, et donc de la source de chaleur, vont progressivement refroidir.

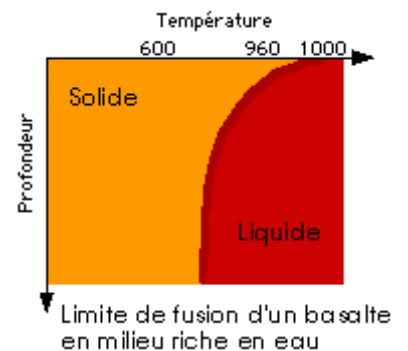
Les caractéristiques du magma influence son comportement, notamment sa viscosité : la fluidité d'un magma facilite sa remontée vers la surface au travers de fissures.

Magmas basaltiques et granitiques



Il existe, grossièrement deux grands types de magma : granitique et basaltique. Un magma granitique est un magma formé par la fusion de roches riches en silice, il est épais et visqueux. Un magma basaltique, moins riche en silice, sera lui beaucoup plus fluide. Quand un magma granitique remonte vers la surface il se solidifie généralement en profondeur car la température devient vite insuffisante pour le maintenir à l'état liquide. C'est pourquoi les granites se forment exclusivement en profondeur.

La température de solidification d'un magma basaltique étant beaucoup plus forte que celle des magmas granitiques (1200°C en surface contre 900°C) les magmas basaltiques arrivent le plus souvent à l'état liquide en surface. Ils donnent alors des éruptions. C'est un magma de ce type que l'on rencontre dans les volcans.



La viscosité d'un magma dépend de :

- sa température (plus c'est chaud, plus c'est fluide)
- la teneur en eau qui facilite l'hydrolyse de la silice et donc la fluidification du magma
- la teneur en gaz (plus il y a de gaz plus c'est fluide). Cette caractéristique est à l'origine de la nature explosive ou effusive des volcans.
- l'acidité du magma (plus le magma est basique, c'est dire de moins en moins riche en silice, plus il est fluide).
- la présence de Na, Ca, Mg, Fe qui permettent la formation de petites chaînes et renforcent donc la fluidité.

Lors de sa remontée vers la surface, le magma peut s'accumuler à certains endroits du manteau ou de la croûte. Ce sont les chambres magmatiques.

Cristallisation

Au fur et à mesure de la cristallisation d'un magma, il y a transformation de sa composition chimique. Ainsi un même magma peut fournir une succession de roches différentes déterminées par une série magmatique. Selon la taille des cristaux dans une roche magmatique il est facile de connaître son temps de refroidissement et donc son lieu de refroidissement.

Les phénomènes chimiques

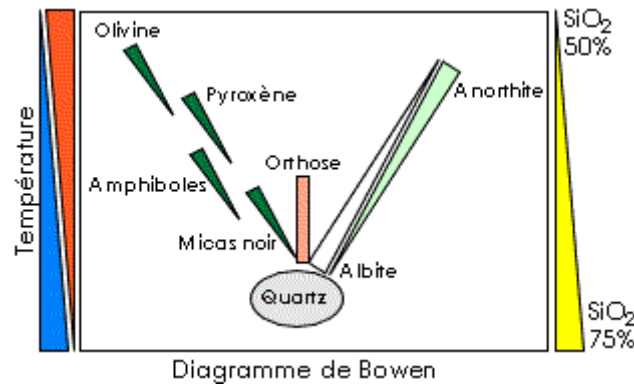
Au cours de sa remontée vers la surface et de son stockage dans une chambre magmatique, un magma refroidit. Il peut arriver directement en surface, il subit alors peu de modification. Mais lorsqu'il stagne dans les chambres magmatiques, son refroidissement, plus intense, va entraîner des modifications dans sa composition. Lors du refroidissement, il y a cristallisation des minéraux (comme le sel d'eau de mer cristallise lors de l'évaporation). Mais cette cristallisation n'a pas lieu en même temps pour tous les minéraux. En effet les minéraux ne peuvent cristalliser que dans certaines conditions de température et de pression. Il peut y avoir recristallisation des mêmes minéraux que ceux de la roche d'origine (dont est issue le magma) mais souvent ce sont de nouvelles espèces minérales qui se forment. Des substitutions d'ions peuvent avoir lieu (rayons ioniques semblables, charge plus forte comme Na^+ et Ca^{++}). Enfin, les minéraux entrant dans la composition des premiers cristaux ne sont plus disponibles dans le magma. Ainsi au fur et à mesure du refroidissement, le magma s'appauvrit en certains éléments chimiques (ceux entrant dans la composition des cristaux) et s'enrichit en conséquence des autres éléments (quand de l'eau de mer s'évapore, l'eau encore liquide est de plus en plus riche en sel). C'est le phénomène de la **cristallisation fractionnée**.

Un exemple est celui du Rubidium. Présent en faible quantité dans le magma d'origine, il se concentre au fur et à mesure de la cristallisation fractionnée. Cette caractéristique est utilisée pour connaître l'origine d'un magma. Il peut aussi y avoir cristallisation fractionnée quand les minéraux formés se déposent par gravité et n'entrent plus en relation avec le liquide, il n'y a plus alors d'échanges d'ions et le liquide devient plus concentré en certains ions que d'autres. La silice se cristallisant à faible température (en dernier), on peut ainsi observer une acidification de plus en plus grande au fur et à mesure du refroidissement d'un magma. En effet tous les autres minéraux cristallisant avant, le magma restant voit sa teneur en silice devenir de plus en plus importante.

Le mélange des minéraux dans un magma peut modifier certaines de leurs caractéristiques : si on regarde 2 espèces minérales différentes, le mélange de celles-ci peut permettre une température de fusion inférieure à la température de fusion de l'espèce la plus fusible prise isolément, c'est le point eutectique.

En plus de cette cristallisation fractionnée, la stabilité des minéraux va intervenir. En effet les cristaux ne sont stables que dans des conditions très précises de température et de pression (et d'environnement chimique). Ainsi les premiers cristaux formés à haute température vont se dissoudre à des températures plus faibles. L'olivine, par exemple, qui est un des premiers cristaux à se former, va donner un pyroxène lors de la baisse de température du magma. Les pyroxènes vont eux-mêmes être détruits pour donner des amphiboles si la baisse de température se poursuit. Cette suite réactionnelle se poursuit avec la cristallisation de biotite au dépend des amphiboles puis de muscovite au dépend de la biotite. La formation de quartz est le terme final qui se forme lors de la cristallisation complète du magma. Pour des solutions solides (minéraux isomorphes comme les plagioclases) il y aura enrichissement, ou non, de certains minéraux selon le temps de refroidissement d'un mélange liquide. A forte température c'est l'anorthite qui se cristallise, le magma restant s'enrichit donc en albite (il y a de plus en plus de Ca et de moins en moins de Na). Dans ce cas précis, l'anorthite n'est pas détruite mais reste protégée par les formations d'albites (et des minéraux intermédiaires).

A travers ces différentes caractéristiques, il a été possible de classer des minéraux selon leur ordre d'apparition en fonction de la température et de la teneur en SiO₂ du magma initial : (Suite réactionnelle de Bowen)



La teneur du magma en silice conditionne l'évolution de cette suite. Un magma riche en silice ira jusqu'aux termes ultimes de la suite : beaucoup de quartz, un peu de micas de plagioclases (albite) et d'orthose). Un magma peu siliceux conservera les cristaux de haute température. Un magma très pauvre en silice donne ainsi une roche riche en olivine et en feldspathoïdes.

Les séries magmatiques

Ces différents phénomènes lors de la cristallisation peuvent ainsi expliquer l'évolution des magmas.

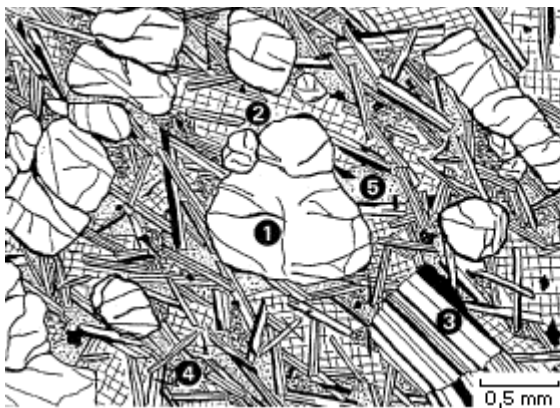
Au cours de son ascension et de son stockage dans des chambres magmatiques, le magma peut subir en plus de la cristallisation fractionnée, une contamination par l'encaissant lors de sa remontée. Ainsi au cours du temps le magma va peu à peu évoluer. La succession des roches dérivées d'un même magma constitue une série magmatique. Ceci explique comment il est possible de passer d'un magma basaltique à un magma riche en silice. On distingue :

- **La série tholéitique** : le rapport Na-K/SiO₂ est faible et le magma est saturé (il n'y a pas de feldspathoïdes). Le magma de départ est un basalte tholéitique (très pauvre en silice) que l'on rencontre généralement au niveau des dorsales océaniques, des arcs insulaires et dans le volcanisme continental (trapps). Le basalte tholéitique se forme à faible pression (donc en faible profondeur) à partir du manteau. Ensuite par enrichissement progressif (contamination, cristallisation fractionnée) du magma, il y a formation d'andésites (islandites) puis de rhyolites. Le stade basalte est le plus courant.
- **La série calco-alcaline** : le rapport Na-K/SiO₂ est plus fort. Na est dominant par rapport à K. Cette série se rencontre dans les zones de subduction (Cordillères) et les arcs insulaires évolués. Elle commence par des basaltes et va jusqu'aux rhyolites. Le stade intermédiaire andésitique est le plus courant.
- **La série alcaline** : le rapport Na-K/SiO₂ est fort. Les minéraux caractéristiques sont l'olivine et les feldspathoïdes, c'est donc un magma sous-saturé. Cette série se rencontre dans le volcanisme des domaines continentaux stables. Elle va des basaltes aux trachytes. Le stade basalte est dominant. Le magma ne se forme qu'à haute pression.

Cristaux et temps de refroidissement

Plus le temps de refroidissement sera long, plus les cristaux auront le temps de se développer. Ainsi les magmas qui refroidissent en profondeur, lentement, donnent des roches riches en gros cristaux. La taille et l'abondance de ces cristaux déterminent des textures différentes :

- texture grenue : Il n'y a que des cristaux visibles à l'oeil nu (phénocristaux). texture aplitique : les cristaux sont tous petits
- texture porphyroïde : il y a de gros et de petits cristaux
- texture pegmatitique : il n'y a que de gros cristaux
- texture microgrenue : il n'y a que des cristaux mais ceux-ci ne sont visibles qu'au microscope.
- texture microlitique : la roche n'est pas entièrement cristallisée. On trouve quelques gros cristaux, beaucoup de petits invisibles à l'œil nu qui sont contenus dans un verre. Le verre correspond à la phase liquide d'un magma ayant solidifiée très rapidement sans pouvoir former des minéraux. C'est donc un mélange d'espèces minérales non cristallisées. Les roches possédant cette texture se sont généralement formées près de la surface terrestre.



- 1 phénocristaux d'olivines
- 2 phénocristaux de pyroxènes
- 3 phénocristaux de plagioclases
- 4 microlites de plagioclases (fréquemment orientés)
- 5 verre (points entre les cristaux)

Texture microlitique (basalte)

- texture vitreuse ou hyaline : il n'y a pas de cristaux. Ce n'est que du verre. Les roches hyalines sont le plus souvent des laves ayant refroidies très rapidement (dans l'eau par exemple). On peut toutefois y observer des pseudocristaux (les sphérolites).

Caractères des roches

Il existe plusieurs classements différents et complémentaires.

Selon les minéraux, ces classements se basent sur les notions

▣ d'acidité de la roche :

- une roche acide possède plus de 65% de silice
- une roche intermédiaire possède entre 52 et 65% de silice
- une roche basique possède entre 45 et 52% de silice
- une roche ultrabasique possède moins de 45% de silice.

▣ d'alcalinité :

- une roche alcaline est riche en feldspaths potassiques et sodiques,

- une roche calco-alkaline possède en plus des plagioclases
- une roche calco-sodique ne possède que des plagioclases.

▣ de saturation :

- une roche sursaturée ne contient pas de feldspathoïdes et est riche en quartz
- une roche saturée ne contient pas de feldspathoïdes
- une roche sous-saturée est riche en feldspathoïdes.

▣ de coloration :

- une roche hololeucocrate est blanche, elle possède moins de 12,5% de ferromagnésiens
- une roche leucocrate possède entre 12,5 et 37,5% de ferromagnésiens
- une roche mésocrate possède entre 37,5 et 62,5% de ferromagnésiens
- une roche mélanocrate possède entre 62,5 et 87,5% de ferromagnésiens
- une roche holomélanocrate est noire avec plus de 87,5% de ferromagnésiens.

A ces critères se rajoute la texture de la roche.

Selon la proportion en minéraux, on distingue (Classification de Jung et Brousse) :

- ➔ les syénites et trachytes riches en orthose, biotite et amphibole
- ➔ les granites et rhyolites riches en quartz, orthose, plagioclases (Na), biotite et amphibole
- ➔ les granodiorites riches en quartz, orthose, plagioclases (Ca), biotite et amphibole et où les plagioclases dominant sur l'orthose
- ➔ les diorites et andésites riches en plagioclases (Ca), pyroxènes, biotite et amphibole
- ➔ les gabbros et basaltes riches en plagioclases (Ca), pyroxènes et olivine
- ➔ les péridotites riches en pyroxènes et olivine.

Selon le mode de gisement

➤ **Les roches de profondeur :**

Ce sont les roches grenues, et plus particulièrement le granite. Ces gisements peuvent être de deux types :

soit un énorme massif à bords francs avec l'encaissant. Ce sont les **batholithes**. Ce sont de grosses gouttes de magma qui se sont solidifiées dans la croûte. Ils ont une origine profonde ou sont produits par métamorphisme.

soit un massif où l'on passe progressivement aux roches sédimentaires. On y trouve les migmatites (mélange de granite et d'une autre roche) qui font transition. Ce sont des granites issus du métamorphisme.

➤ **Les roches de demi-profondeur :**

Leur structure est microgrenue. Elles forment généralement de petits massifs, les laccolites, ou des filons au travers de l'encaissant.

➤ **Les roches de surfaces :**

Elles sont microlitiques ou vitreuses. Ce sont les laves.

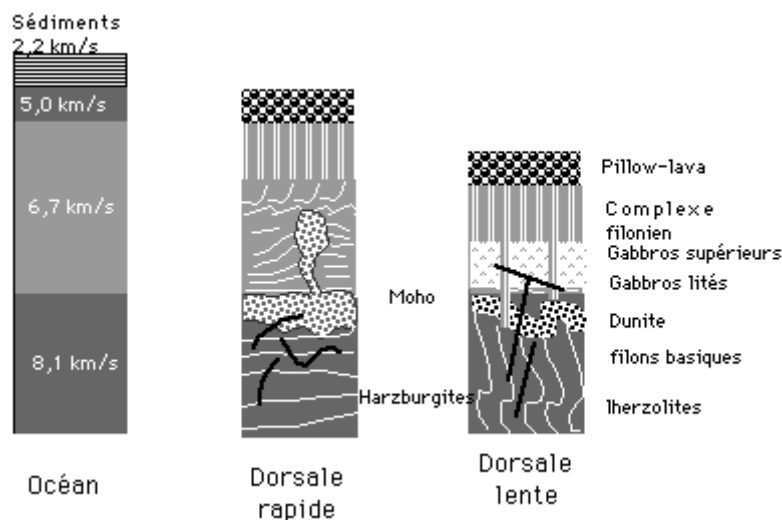
Origine des magmas

- Les magmas basaltiques

Ils prendraient leurs origines dans le manteau à partir d'une péridotite initiale, la pyrolite, riche en feldspath. On pourrait retrouver une roche de composition proche à la base de la croûte océanique.

On distingue les basaltes (tholéitiques) émis des points chauds ou OIB (type Hawaii), qui prennent leur origine dans un manteau profond, des basaltes émis au niveau des MORB (Basaltes des Rides Médio-Océaniques) qui sont issus d'un manteau plus appauvri à la suite des nombreuses fusions partielles précédentes. On retrouve également des magmas basaltiques tholéitiques au niveau des arcs insulaires.

Fonctionnement des dorsales

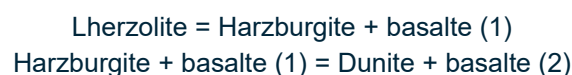


Lorsque le magma monte vers la dorsale, une partie cristallise au contact des roches déjà en place, elle est à l'origine des gabbros. Plus haut le magma s'infiltré sous forme de cheminée vers la surface. Les complexes filoniens en sont les restes.

Le litage des gabbros de la croûte océanique est issu du mouvement de l'asthénosphère. Proche du Moho, ces foliations indiquent le mouvement de l'asthénosphère au niveau de la dorsale, plus profondes elles indiquent des mouvements à une distance d'autant plus grande que le niveau est profond. Car l'asthénosphère va se refroidir au contact de la lithosphère (qui elle même refroidit au cours de son déplacement) et s'accréter à la lithosphère d'où un épaissement de celle-ci.

- Dorsales rapides et lentes

Grâce aux ophiolites (morceau émergé d'ancienne croûte océanique), on a pu distinguer les dorsales rapides (la majorité des dorsales, qui ont un taux d'expansion de plus de 4 cm/an) et les dorsales lentes. On constate que le manteau des dorsales lentes est constitué principalement de lherzolites, péridotite normale du manteau supérieur, par contre celui des dorsales rapides est constitué de harzburgite. La lherzolite est constituée majoritairement d'olivine mais aussi de pyroxènes, l'enstatite et le diopside, plus un minéral alumineux associé, dont la nature varie selon la profondeur (plagioclase, spinelle puis grenat). Lors de la fusion du manteau, c'est le minéral alumineux et le diopside qui vont donner le basalte, le résidu réfractaire non fondu correspond alors à la harzburgite. Si la fusion se poursuit l'enstatite est fondue et le résidu correspond alors à la dunite, le basalte résultant est alors différent du premier basalte. En résumé on peut retenir l'équation suivante :



Les dorsales lentes ont donc un manteau qui a fournit peu de basaltes par rapport aux dorsales rapides.

Si le magma subit une fusion partielle à faible profondeur, on aura un magma tholéitique (dans ce cas les pyroxènes vont se dissoudre préférentiellement), par contre à grande profondeur ce sont les grenats qui vont se dissoudre et engendrer un magma alcalin.

- Les magmas andésitiques

Ils sont issus généralement de la fusion du manteau supérieur au niveau d'une zone de subduction

En plein océan, la subduction va former un arc insulaire. La croûte subductée subit lors de son enfouissement des températures de plus en plus grandes. Les amphiboles vont alors se transformer en éclogites. Cette transformation s'accompagne d'une perte d'eau. Cette eau va alors permettre la fusion des roches mantelliques sus-jacentes. Cela aboutit à la formation d'un magma tholéitique.

Dans des zones plus profondes les magmas seront calco-alcalins car ils proviennent en partie de la fusion de la croûte subductée. On peut en rencontrer dans les arcs insulaires.

Une subduction ayant lieu sous un continent donnera d'office des magmas calco-alcalins car les profondeurs sont plus importantes. La croûte subductée fusionne en partie et le magma obtenu se mélange aux magmas mantelliques. En plus de l'amphibole, la serpentine se déshydrate et fournit une source d'eau supplémentaire au processus. Au cours de la remontée vers la surface de nombreuses contaminations et cristallisations fractionnées vont aboutir à la formation d'un magma andésitique.

- Les magmas granitiques

Ils peuvent avoir une origine crustale, par anatexie, ou mantellique. Ils peuvent provenir d'une activité orogénique ou non. L'origine crustale des granites est déterminée par le rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ qui est supérieur à 0,710, le fait que ces granites sont associés aux schistes cristallins et souvent accompagnés de migmatites.

Ce sont souvent des leucogranites orogéniques (localisés dans les chaînes orogéniques à la suite d'une anatexie métamorphique).

L'origine mantellique est déterminée par le rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ qui est autour de 0,702 à 0,705. Ce sont généralement des granites anorogéniques océaniques, issus de la cristallisation fractionnée à partir d'un basalte alcalin (rares). La plupart des granites ont en fait une origine mixte : rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ intermédiaire, absence de migmatites associées, présence d'enclaves de roches basiques,

Ce sont les granodiorites et monzogranites orogéniques formés dans les zones de subduction (à la suite de la libération d'eau par la transformation des amphiboles de la croûte subductée en éclogite) ainsi que les granites des complexes annulaires anorogéniques (provenant de l'injection de granite dans un système de fractures circulaire comme les caldeira).