

Chapitre 8 : le magmatisme en zone de subduction : la production de nouveaux matériaux continentaux

Les chaînes de montagne présentent les traces d'ancienne zone de subduction à l'origine de la disparition d'une lithosphère océanique.

Les zones de subduction actuelles sont des secteurs dans lesquels une lithosphère océanique passe sous une autre portion de lithosphère et s'enfouit au sein du manteau. Ces zones sont caractérisées par une **intense activité sismique mais aussi par un magmatisme caractéristique**. La Ceinture de Feu du Pacifique regroupe ainsi plus de 75% des volcans émergés de la planète.

Problème : Quels sont les mécanismes géologiques à l'origine de la création de magma au niveau des zones de subduction ?

1. L'activité magmatique des zones de subduction.

Le **volcanisme** consiste en l'émission de laves, de gaz et de projections plus ou moins importantes à la surface de la lithosphère, lesquelles témoignent de la remontée vers la surface de magmas formés en profondeur. Cependant, ceux-ci peuvent très bien interrompre leur remontée et s'immobiliser en profondeur pour y subir un refroidissement plus progressif : ces magmas alimentent alors un autre processus magmatique nommé **plutonisme**.

Volcanisme et plutonisme participent à la création des matériaux constituant la croûte continentale.

TP 15 : le magmatisme des zones de subduction

A. Les caractéristiques du volcanisme des zones de subduction.

L'activité volcanique se matérialise par l'émission de laves plus ou moins visqueuses, de gaz et de projections. Suivant la nature des matériaux émis et la fluidité des magmas, on distingue deux grandes catégories de dynamismes volcaniques :

- Le volcanisme **effusif** avec prédominance d'écoulement de laves.
- Le volcanisme **explosif** dominé par des projections de matériels (bombes, cendres, gaz)

Les zones de subduction, qui caractérisent les **marges actives** des plaques tectoniques, sont le siège d'un volcanisme brutal, souvent **explosif**, associé à une forte sismicité. C'est en particulier le cas du volcanisme de la « **ceinture de feu** » du Pacifique.

Le **volcanisme explosif des zones de subduction** s'accompagne d'émission de gaz, cendres, nuées ardentes et de laves visqueuses.

Les éboulements et les explosions décapitent le volcan et ouvrent un grand cratère. Cette phase majeure est caractérisée par la formation de **nuées ardentes**, projections solides

accompagnées de gaz en combustion à très haute température, émises souvent à l'horizontale, à la vitesse initiale de 500 km/h et précédées d'une onde de choc meurtrière.

Roche volcanique issue du refroidissement de la lave		Basalte	Andésite	Dacite	Rhyolite
Lave	Température d'émission	1160 °C → 900 °C			
	Teneur en silice	48-52 %	52-63 %	63-68 %	68-77 %
	Viscosité	Faible	Forte	Très forte	Extrême

La teneur en **silice SiO₂** des magmas est le plus fréquemment comprise entre 45% et 65%. Les magmas à 45% sont dits pauvres en silice et les magmas à 65% sont dits riches en silice. C'est cette teneur en silice qui détermine la **viscosité** du magma, c'est-à-dire la résistance à l'écoulement.

Plus un magma est riche en silice, plus il est visqueux, ce qui est le cas des magmas produits en zone de subduction.

La forte viscosité de la lave bloque le dégazage progressif du magma au cours de sa remontée si bien que, parvenus en surface, les gaz piégés dans la lave se détendent violemment, ce qui provoque l'explosion du volcan.

B. Les roches magmatiques des zones de subduction.

Dans les zones de subduction, on retrouve deux types de roches magmatiques : des roches volcaniques à **structure microlitique** et des roches plutoniques à **structure grenue**.

Les roches volcaniques sont des **andésites** (du nom de la cordillère) et des **rhyolites**. Leur structure microlitique indique qu'elles sont issues d'un magma qui a refroidit rapidement, elles doivent donc cristalliser en surface à la suite d'une éruption.

Les roches plutoniques sont de **type granitoïde** comme les **diorites** et les **granites**. Leur structure grenue indique qu'elles sont issues d'un magma ayant refroidit lentement, elles doivent donc se former en profondeur.

Elles proviennent de magmas riches en silice très visqueux qui se déplacent lentement, ils forment des **diapirs**, de grosses bulles de magma qui cristallisent avant d'atteindre la surface en formant des **plutons granitiques** que l'érosion dégage au cours du temps.

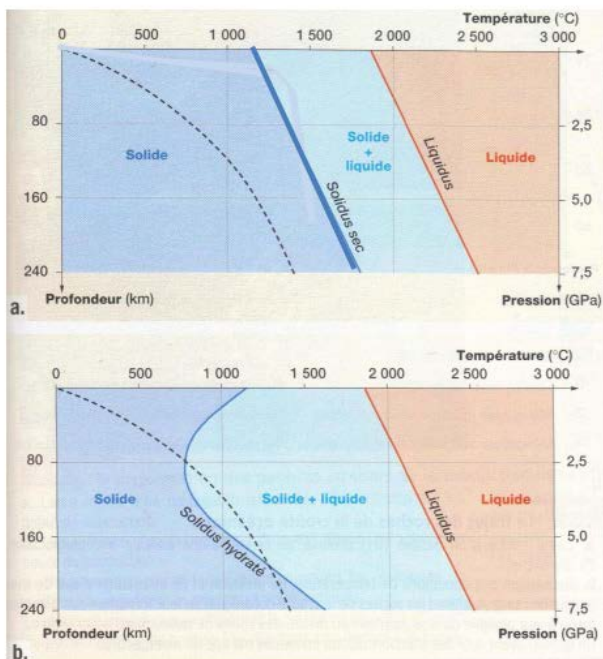
La composition chimique et minéralogique très proche indique que ces roches proviennent d'un même type de magma (granite/rhyolite – granodiorite/dacite – andésite/diorite) plutôt riche en silice, donc visqueux et d'origine mantellique.

Les minéraux ferromagnésiens les plus fréquents dans ces roches (amphiboles et micas) sont hydratés ou hydroxylés. Cette propriété suggère la présence d'eau dans le magma à l'origine de leur formation.

Exercice : formation du magma dans les zones de subduction

2. La formation du magma dans les zones de subduction.

A. L'origine du magma des zones de subduction.



Les différences de composition chimique sont telles que le magma à l'origine des roches plutonique et volcanique de la zone de subduction ne peut pas provenir de la fusion des matériaux de la lithosphère plongeante. En effet, il a pour origine une fusion de la péridotite du manteau située au niveau de la lithosphère chevauchante, au-dessus du plan de Bénioff.

Or, à la profondeur où sont produits ces magmas, la température est insuffisante pour entraîner la fusion des péridotites du manteau. **En revanche, des études expérimentales ont montré que l'hydratation des péridotites abaisse leur solidus, celui-ci recoupant alors le géotherme des zones de subduction**, la fusion partielle de la péridotite devient donc possible si le manteau de la

lithosphère chevauchante est hydraté.

Comment expliquer l'hydratation du manteau ?

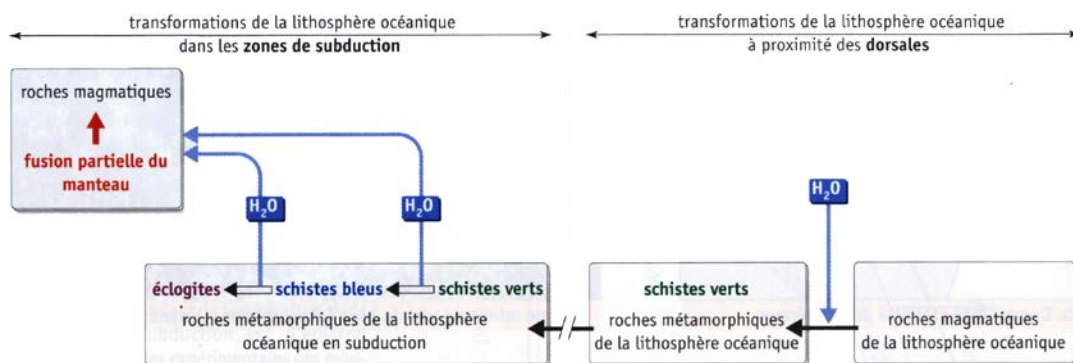
B. L'origine de l'eau dans la création du magma.

L'eau libérée au niveau du manteau de la lithosphère chevauchante provient de la lithosphère plongeante.

Dans un premier temps, lorsque la lithosphère océanique **s'éloigne** de la dorsale, basalte et gabbro subissent un **hydrothermalisme** (circulation d'eau dans les fractures du plancher océanique : métamorphisme de BP/HT). Ainsi, basalte et gabbro subissent des **transformations minéralogiques** se caractérisant par l'apparition de **minéraux « hydratés »** (ex : chlorite).

Dans un second temps, le long du plan de Wadati-Benioff, les roches de la lithosphère océanique sont soumises à des **conditions de P et de T** différentes de celle de leur formation.

Ainsi **les transformations métamorphiques subies par la croûte océanique libèrent de l'eau**, notamment le passage des métagabbros du faciès schiste verts au faciès schiste bleus et du faciès schiste bleus au faciès éclogite.



Bilan : La déshydratation des matériaux de la croûte océanique subduite libère de l'eau qu'elle a emmagasinée au cours de son histoire, ce qui provoque la fusion partielle des péridotites du manteau sus-jacent d'où la formation du magma à l'origine des roches magmatiques des zones de subduction.

Si une faible fraction des magmas (environ 15%) arrive en surface (volcanisme), la plus grande partie cristallise en profondeur (plutonisme) et donne des roches à structure grenue de type granitoïde. Un magma d'origine mantellique aboutit ainsi à la création de nouveau matériel continental.

Comme la croûte océanique est produite au niveau des dorsales, la croûte continentale est, elle, fabriquée au niveau des zones de subduction.

BILAN : Réalisez un schéma complet d'une zone de subduction en coupe qui explique comment se forment les magmas qui sont à l'origine de la production de croûte continentale.

