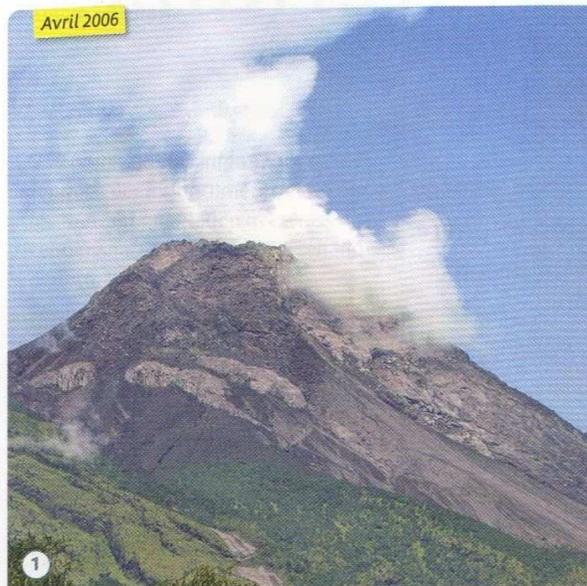


Chapitre III La production de nouveaux matériaux continentaux

Introduction

3 marqueurs principaux d'une zone de subduction :

- une fosse
- une activité sismique
- un volcanisme de type explosif



● **5 octobre.** Des séismes annoncent la montée d'un grand volume de magma.

● **27 - 29 octobre.** Le cratère laisse échapper de la lave incandescente visqueuse. Des coulées pyroclastiques (mélange de laves, de cendres, de blocs et de débris à haute température) dévalent les pentes depuis le dôme de lave du sommet.

● **30 octobre - 4 novembre.** L'activité s'intensifie. Des détonations sont entendues jusqu'à 12 km. Les explosions sont accompagnées de nuées ardentes (nuages de gaz brûlants à très forte pression transportant une grande quantité de débris et de lave de toute taille). Un panache éruptif (cendres et gaz) atteint 3,5 km d'altitude au-dessus du cratère (photo 2 ci-contre). Un total de 50 millions de m³ de matériaux éruptifs est émis entre le 27 octobre et le 4 novembre.

● **5 novembre.** Une éruption paroxysmale (d'intensité maximale) se déclenche. Une coulée pyroclastique parcourt plus de 15 km à partir du cratère et tue près de 200 personnes.

Le Merapi sort transformé de l'éruption. L'empilement de dômes de laves formé depuis 1931 fait place à un cratère de 500 m de diamètre et 200 m de profondeur (photo 3 ci-contre). L'activité du volcan s'accompagne d'émissions de lave dans ce cratère. Un nouveau dôme de lave visqueuse se forme.



⚠ Le déroulement de l'éruption du Merapi (île de Java, Indonésie) en 2010. Le Merapi est le volcan le plus actif d'Indonésie. Il culmine à 2900 m et son diamètre à la base est de 10 km.

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

3 Relations entre composition chimique, viscosité et température d'émission des laves.

La viscosité des magmas (qui, lorsqu'ils parviennent en surface, forment des laves) varie, en fonction notamment de leur teneur en silice. Il en résulte des différences de vitesse de remontée vers la surface : plus le magma est visqueux, plus il remonte lentement, plus il se refroidit. Cet effet amplifie encore les différences de viscosité. Or plus un magma est visqueux, plus les gaz libérés par la décompression ont de mal à s'échapper. Au-delà d'une certaine accumulation, ils provoquent des explosions qui sont à l'origine de coulées pyroclastiques. Lors de son émission en surface, une lave andésitique est 10⁶ fois plus visqueuse qu'une lave basaltique.

- I - Les roches magmatiques des zones de subduction

- roches magmatiques volcaniques

• L'ANDÉSITE



a Un échantillon d'andésite

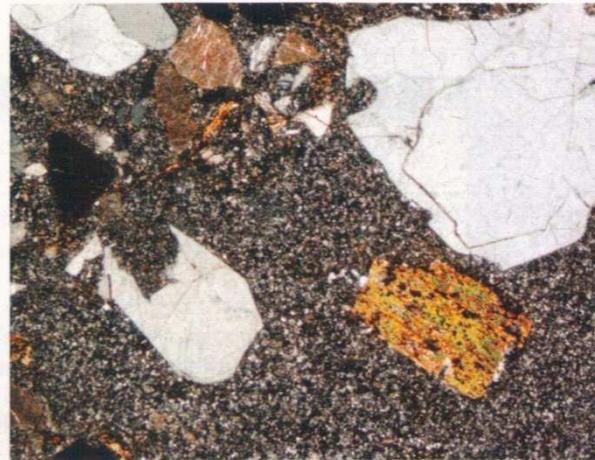


b Lame mince d'andésite observée en lumière polarisée analysée

• LA RHYOLITE



a Un échantillon de rhyolite



b Lame mince de rhyolite observée en lumière polarisée analysée

- roches
magmatiques
plutoniques

• LA DIORITE



a Un échantillon
de diorite

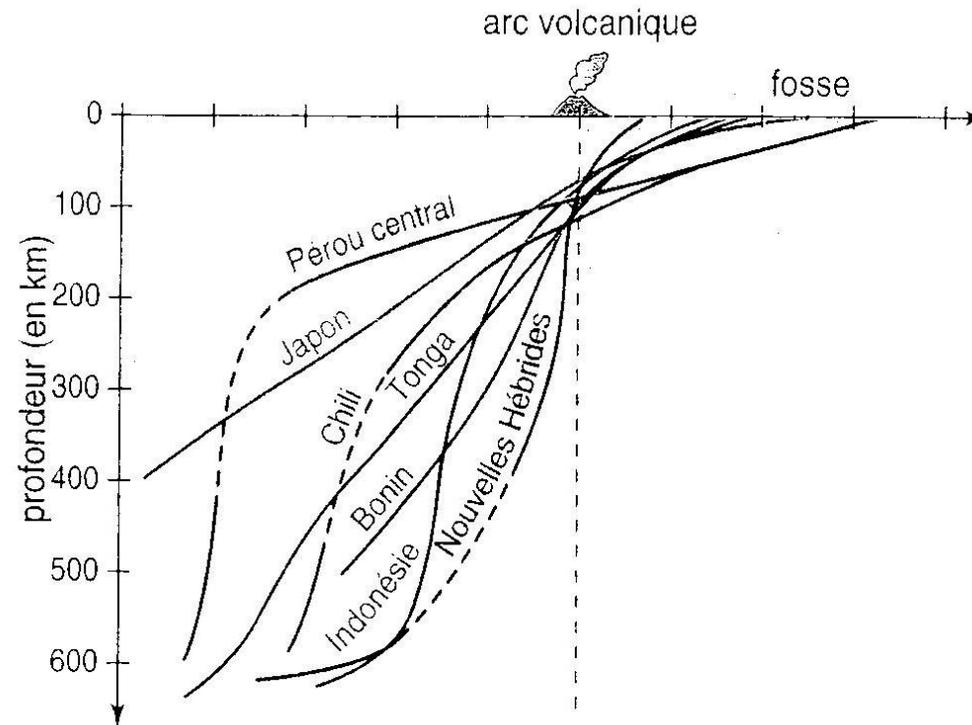


b Lame mince de diorite observée en lumière polarisée analysée

Bilan

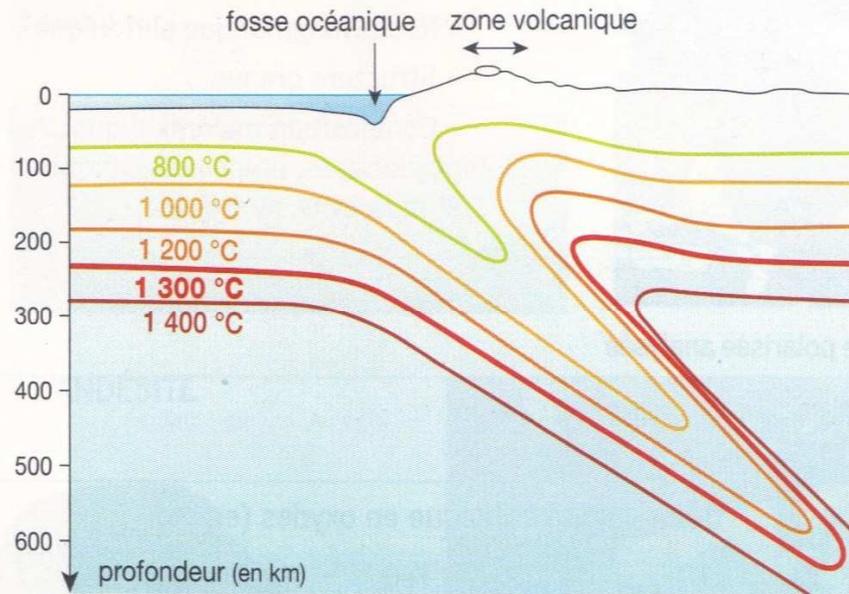
- Les zones de subduction sont marquées par une activité volcanique importante et caractéristique. Les éruptions sont explosives et violentes: elles produisent des coulées pyroclastiques et des nuées ardentes meurtrières. Les édifices volcaniques présentent souvent un dôme de lave détruit puis reformé lors des différentes éruptions.
- Ce type d'éruption s'explique par l'importante viscosité des laves, liée en particulier à leur température relativement faible et leur forte teneur en silice. Dans ces laves visqueuses, les gaz s'accumulent, jusqu'à provoquer les explosions à l'origine des coulées pyroclastiques et des nuées ardentes.
- Les éruptions volcaniques des zones de subduction produisent une grande diversité de roches, dont l'andésite est la plus caractéristique. Toutes ces roches volcaniques sont faites de petits cristaux allongés et de verre: cette structure, dite microlithique, témoigne d'un refroidissement rapide de la lave à partir de laquelle s'est formée la roche, lié à sa mise en place en surface. Ces roches sont en outre constituées de minéraux hydroxylés (biotite, amphibole), ce qui les distingue des basaltes de dorsale et témoigne du rôle prépondérant de l'eau dans la formation des magmas.

- II - La genèse du magma dans les zones de subduction

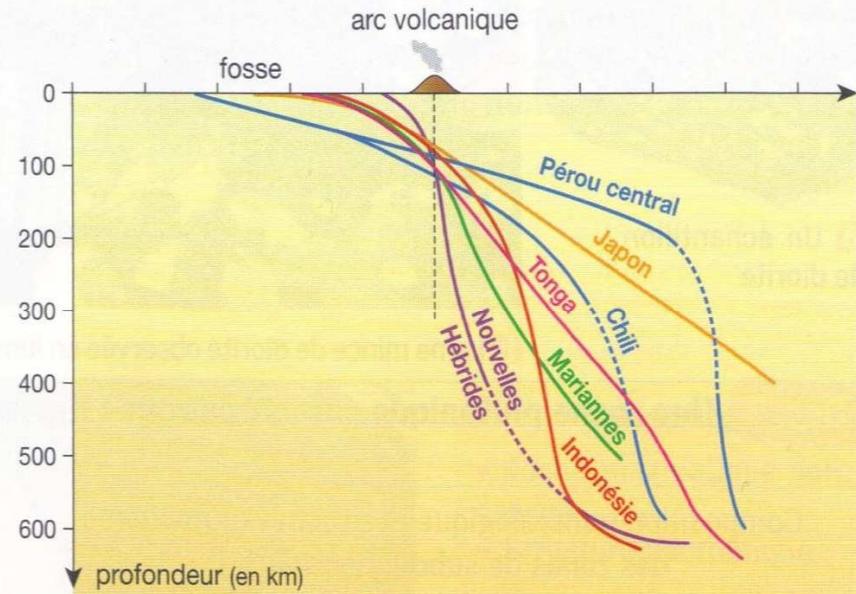


Localisation du volcanisme par rapport au plan de Benioff dans différentes zones de subduction

• Données thermiques et sismiques en zone de subduction



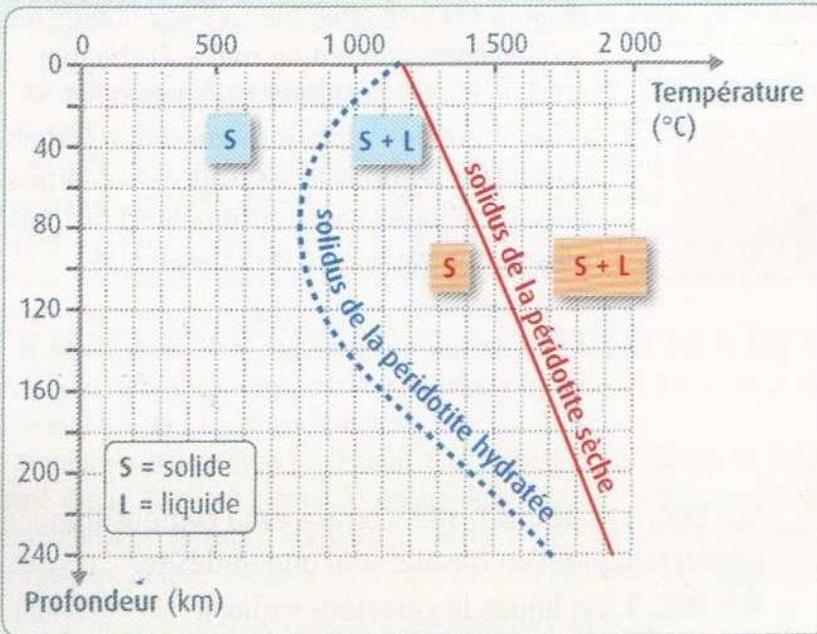
Modèle des isothermes en zone de subduction



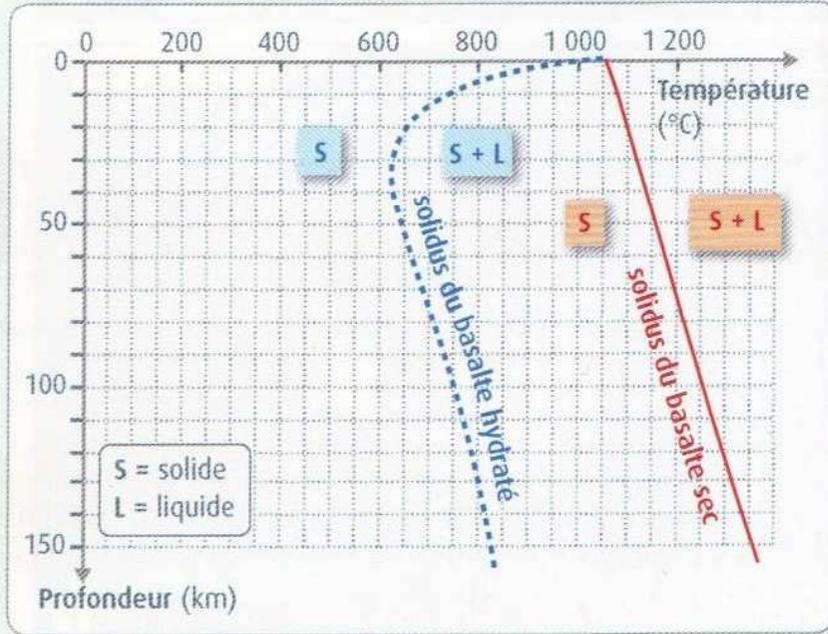
Localisation du volcanisme par rapport au plan de Benioff dans différentes zones de subduction

Au laboratoire, il est possible de soumettre un échantillon de roche à différentes conditions de pression P (correspondant à différentes profondeurs) et de température T, et d'observer l'état de la matière. Les mesures réalisées permettent de tracer, sur un diagramme P/T, la courbe de fusion commençante

d'une roche (ou **fusion partielle**), appelée **solidus**. Connaissant les conditions de pression et de température rencontrées par une roche dans un contexte géodynamique donné, on peut alors déterminer si les conditions de fusion de la roche sont atteintes dans ce contexte.

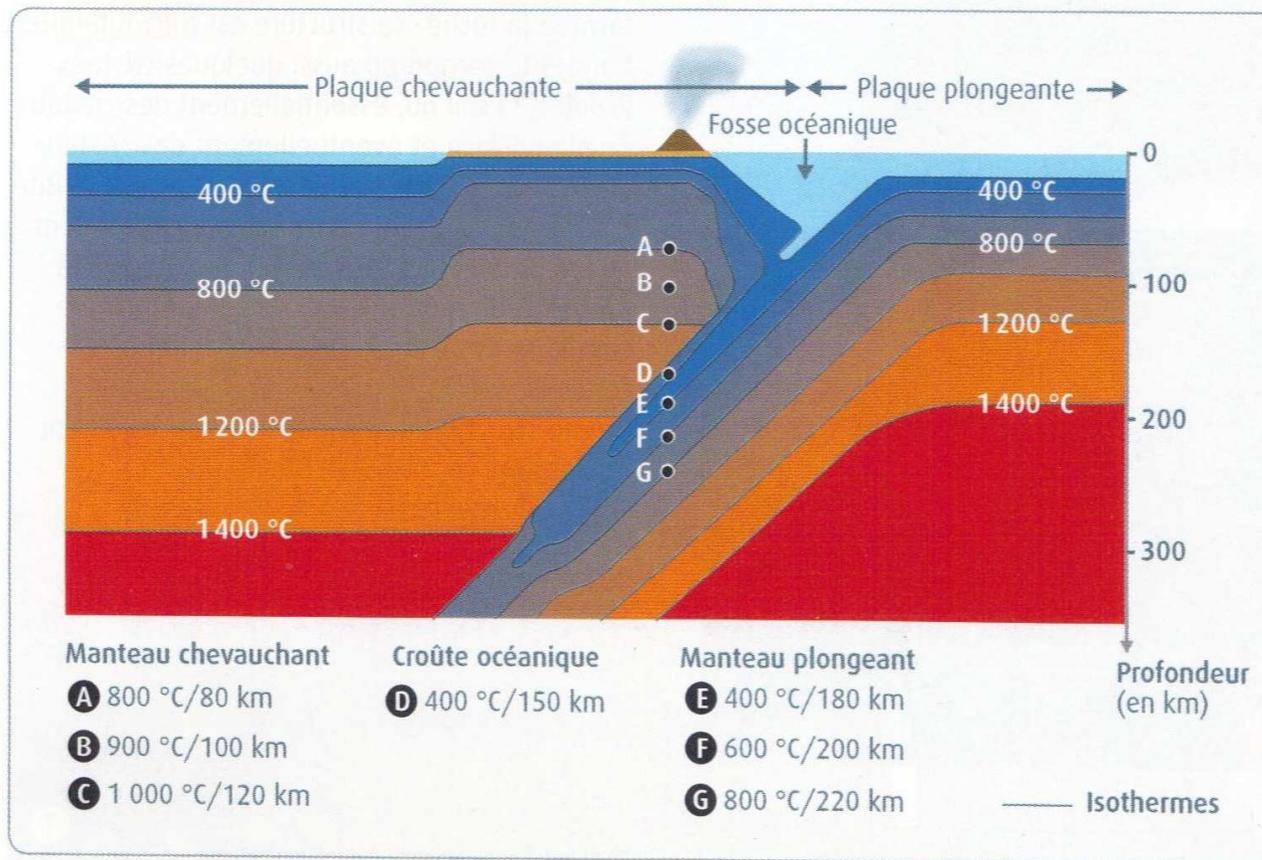


Conditions de fusion d'une péridotite sèche ou hydratée.

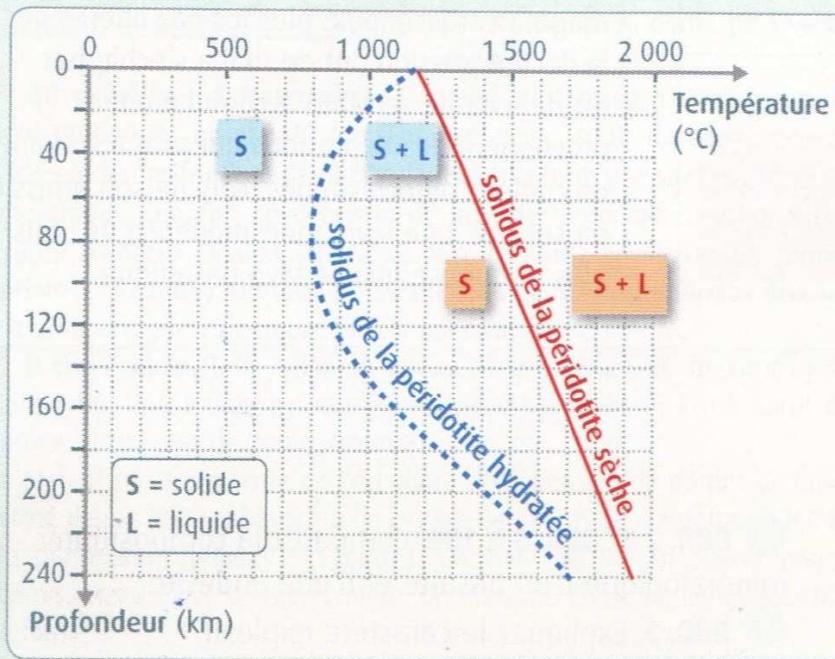


Conditions de fusion d'un basalte sec ou hydraté.

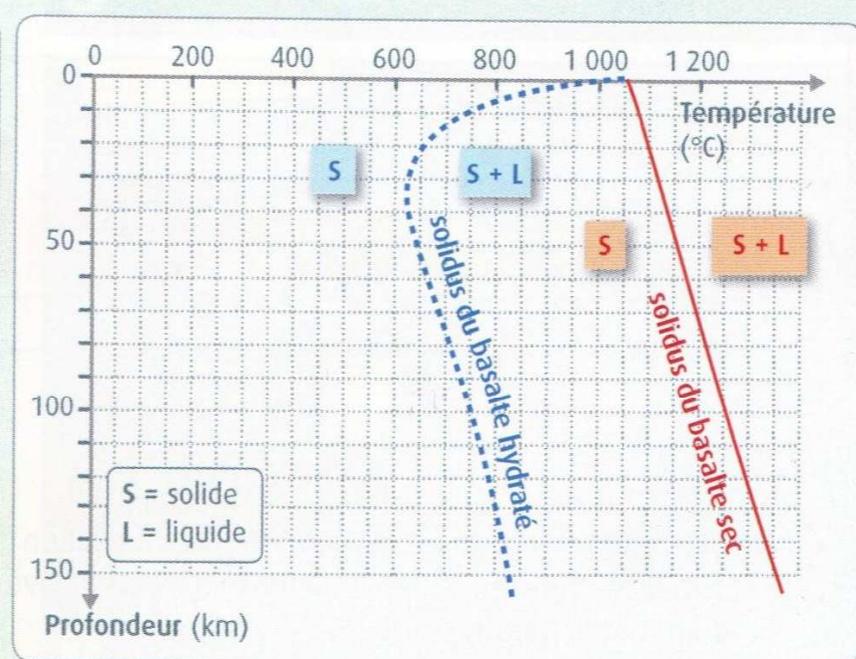
2 La recherche expérimentale des conditions de fusion au niveau d'une zone de subduction.



1 La répartition des isothermes dans une zone de subduction. Dans les zones de subduction, on observe que l'activité volcanique est localisée au niveau d'un arc volcanique à une centaine de km de distance de la fosse océanique. Les points A, B, C correspondent à des péridotites du manteau lithosphérique chevauchant. Le point D correspond à une roche de la croûte océanique plongeante (en subduction) et les points E, F, G correspondent à une péridotite du manteau lithosphérique plongeant.



Conditions de fusion d'une péridotite sèche ou hydratée.



Conditions de fusion d'un basalte sec ou hydraté.

2 La recherche expérimentale des conditions de fusion au niveau d'une zone de subduction.

Manteau chevauchant

- A** 800 °C/80 km
- B** 900 °C/100 km
- C** 1 000 °C/120 km

Croûte océanique

- D** 400 °C/150 km

Manteau plongeant

- E** 400 °C/180 km
- F** 600 °C/200 km
- G** 800 °C/220 km

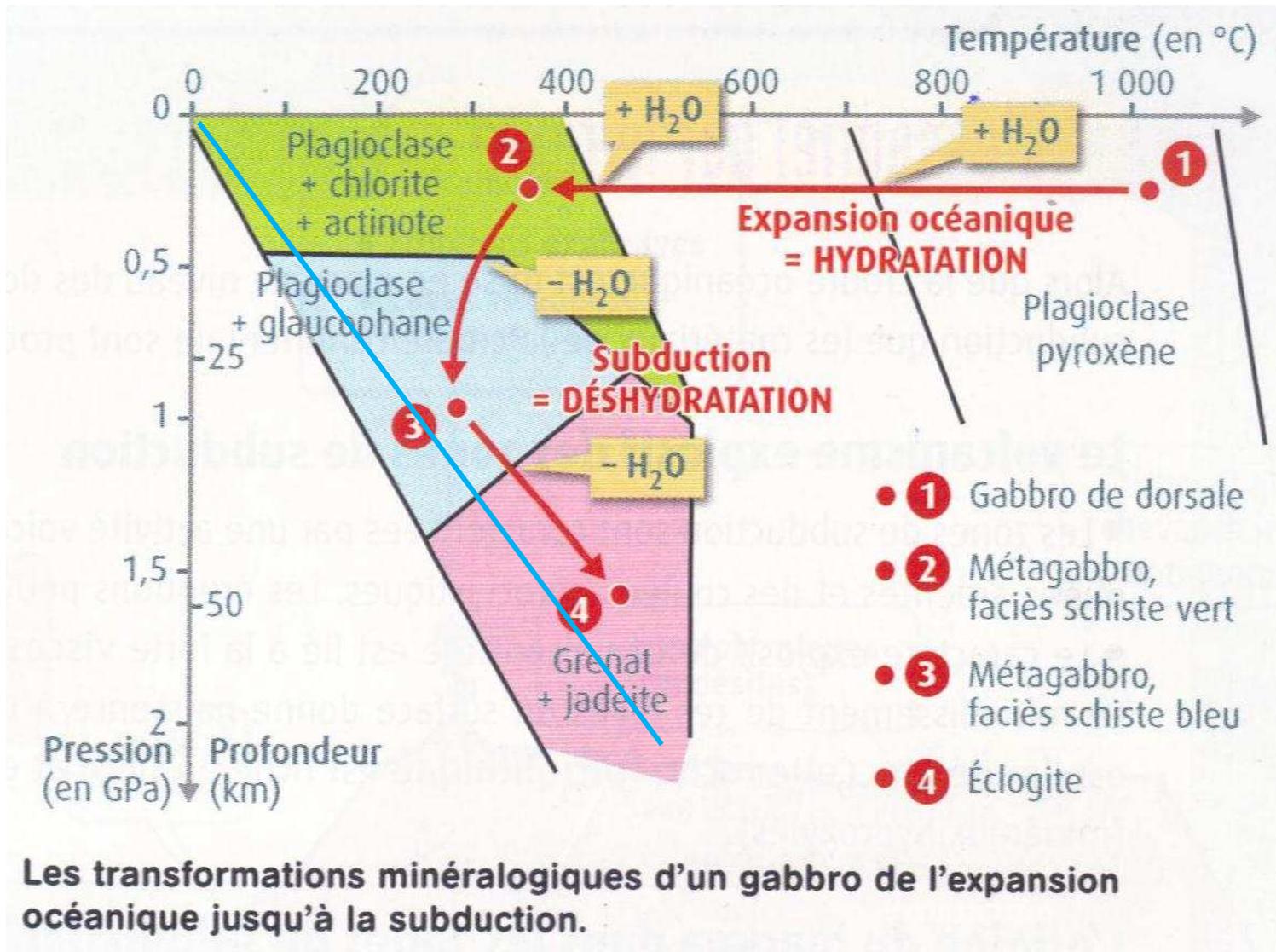
Conclusion

Seule la péridotite du manteau chevauchant peut fondre, si elle est hydratée et à des profondeurs comprises entre 80 et 150 km pour des températures de 1000°C.

L'eau qui abaisse la T de fusion des péridotites provient des transformations minéralogiques subies par les roches (les gabbros) au cours de l'expansion océanique puis de la subduction.

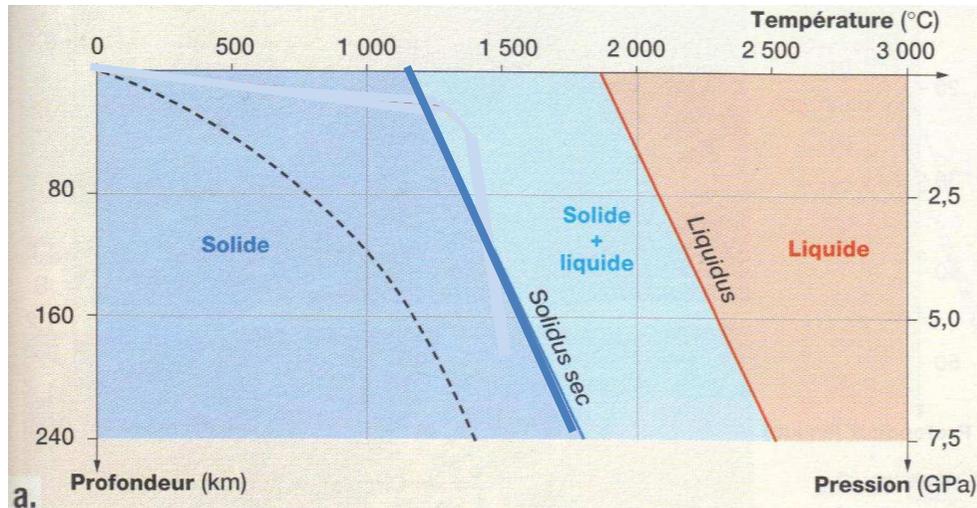
L'eau libérée par les réactions entre les minéraux hydrate les péridotites du manteau de la plaque chevauchante et contribue à abaisser leur point de fusion.

La fusion partielle de ces péridotites est à l'origine du magma dans les zones de subduction.



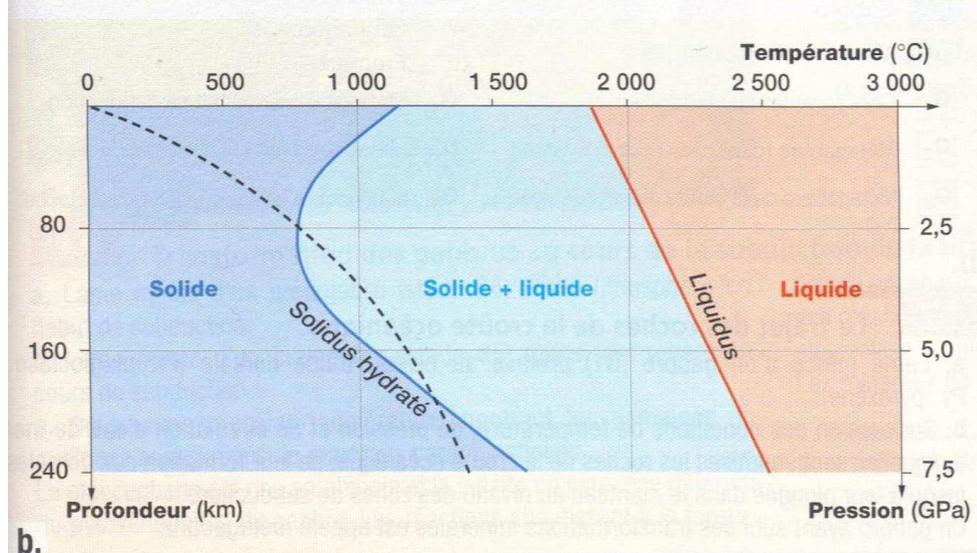
— géotherme de subduction

Conditions de fusion expérimentale de la péridotite



- - - : géotherme de zone de subduction

a. Fusion expérimentale de la péridotite sèche



b. Fusion expérimentale de la péridotite hydratée

Composition chimique d'une péridotite hydratée et d'un magma andésitique

	Péridotite hydratée	Magma andésitique
SiO₂	44,77	62,39
TiO₂	0,19	1,00
Al₂O₃	4,16	14,12
Fe₂O₃ + FeO	10,24	9,76
MgO	39,22	2,13
CaO	2,42	6,16
Na₂O	0,54	4,06
K₂O	0,06	0,44
H₂O	5,23	1,24

La fusion partielle d'une péridotite hydratée

- Lorsque les conditions de fusion sont atteintes, la péridotite commence à fondre: certains éléments chimiques des minéraux passent préférentiellement dans la phase liquide (comme le potassium K) et d'autres restent dans les réseaux cristallins (comme le magnésium Mg). Cette fusion partielle produit un magma et une péridotite résiduelle. Ni l'un ni l'autre n'ont la même composition que la péridotite « mère ». Le magma, moins dense que la péridotite résiduelle, migre vers la surface.

- On peut estimer le taux de fusion T_f d'une roche, c'est-à-dire le pourcentage du volume de la roche qui a fondu (lorsque $T_f = 1$, 100 % du volume a fondu). Il faut pour cela comparer les pourcentages massiques d'un élément chimique A dans la roche mère, dans la

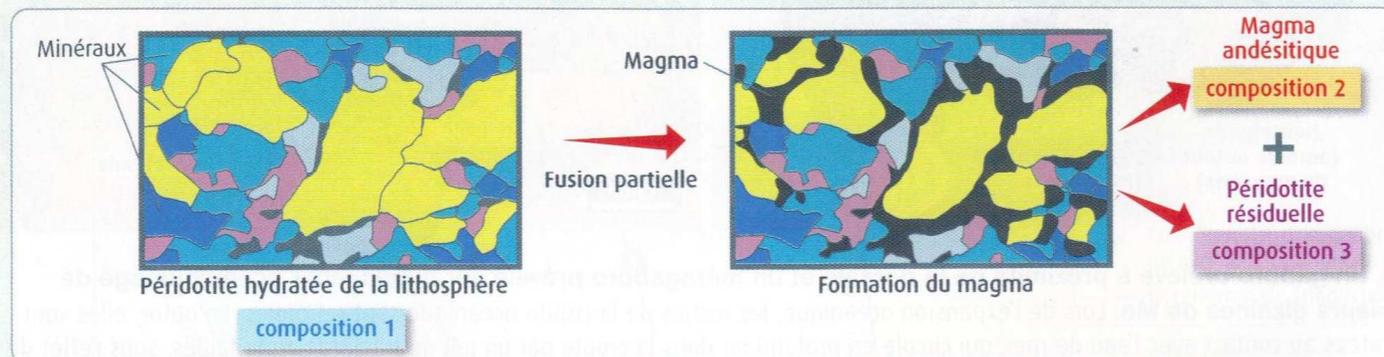
roche résiduelle et dans le magma. En effet, ces pourcentages sont liés par la relation :

$$A_{\text{roche mère}} = [A_{\text{magma}} T_f] + [A_{\text{roche résiduelle}} (1 - T_f)]$$

En première approximation, on peut considérer que, dès le début de la fusion, l'élément potassium (K) passe intégralement en phase liquide, c'est à dire que $K_{\text{roche résiduelle}} = 0$. La relation précédente devient alors :

$$K_{\text{roche mère}} = K_{\text{magma}} T_f$$

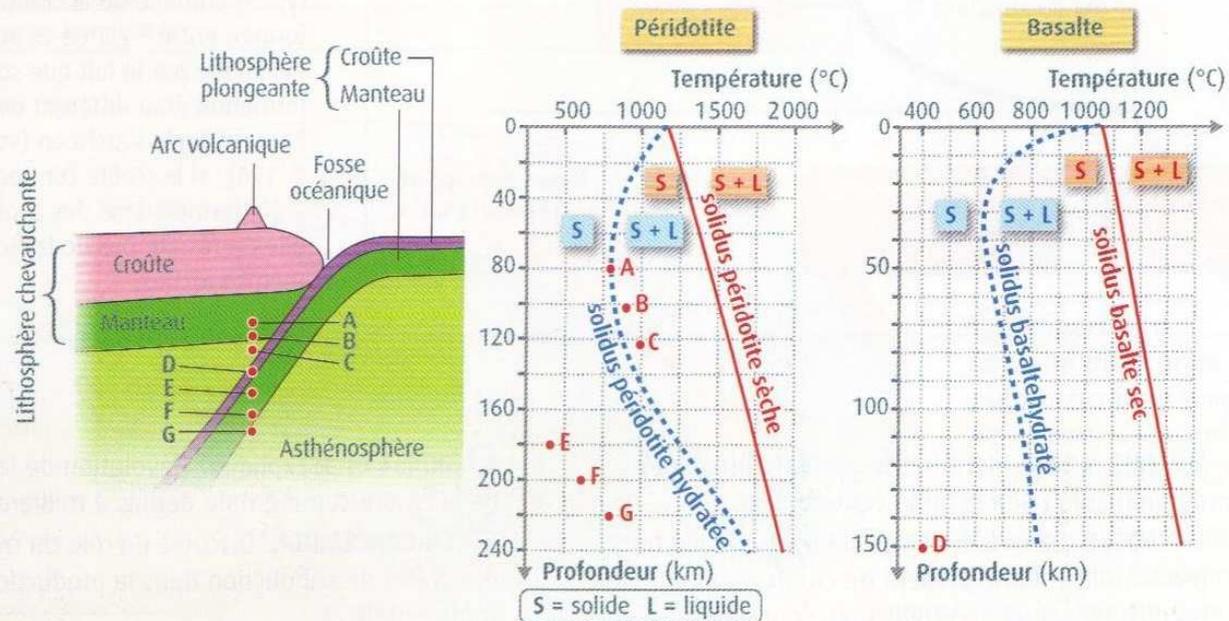
- En tout début de fusion (T_f proche de 0), K_{magma} a une valeur élevée, puisque la totalité du potassium de la roche mère se trouve concentrée dans un très petit volume de magma.



La production d'un magma par fusion partielle d'une péridotite. Les dessins représentent des lames minces d'échantillons rocheux observées au microscope polarisant.

Bilan

- L'étude au laboratoire de la fusion de roches dans différentes conditions de pression et de température (P/T) montre que, dans un contexte de subduction :
 - un basalte anhydre ou hydraté ne peut pas fondre. Ce n'est donc pas la croûte océanique plongeante qui fond.
 - une péridotite anhydre ne peut pas fondre.
 - seule une péridotite placée dans les conditions P/T du manteau de la plaque chevauchante peut fondre partiellement, si sa température de fusion a été abaissée par hydratation. Le magma des zones de subduction provient donc de la fusion partielle de péridotites mantelliques hydratées de la plaque chevauchante.
- La comparaison de la composition chimique d'une péridotite hydratée et d'un magma andésitique montre que le taux de fusion est de l'ordre de 10 % et que le magma andésitique est enrichi en silice par rapport à la péridotite.



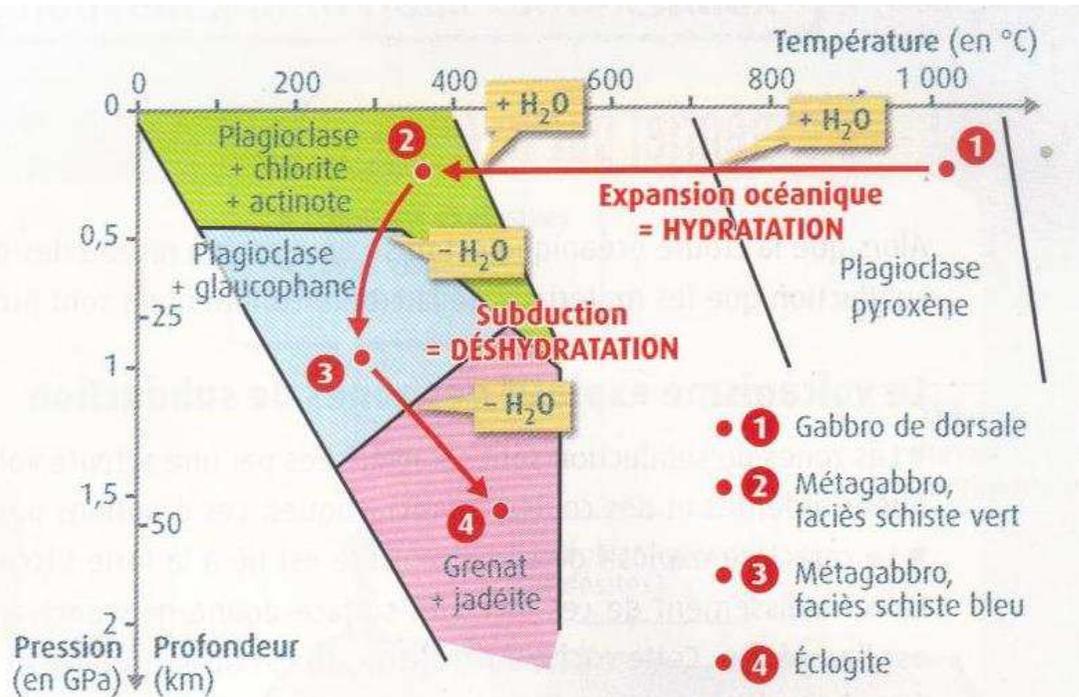
La recherche expérimentale des conditions de fusion au niveau d'une zone de subduction.

Bilan

- Au cours de l'expansion océanique, la lithosphère est en contact avec l'eau. Son refroidissement et son hydratation sont à l'origine d'un **métamorphisme** qui transforme la minéralogie des roches. Les gabbros sont ainsi transformés en métagabbros de faciès schiste vert. Ces roches sont hydratées, comme en témoigne la présence de minéraux hydroxylés (chlorite, actinote).

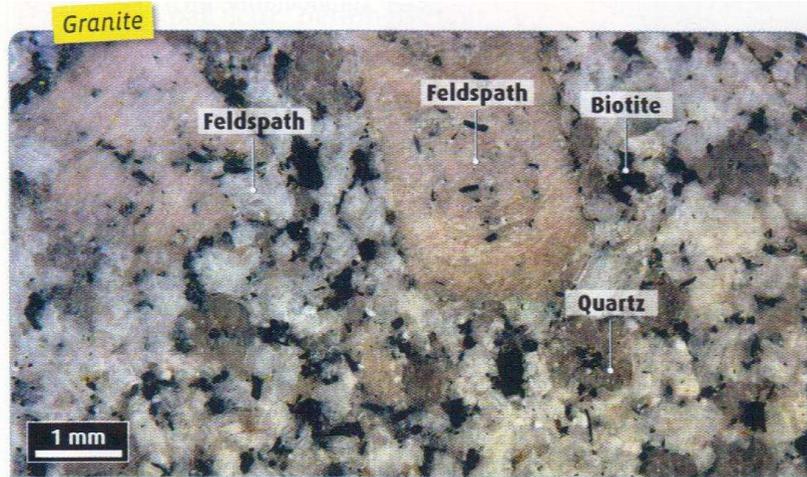
- Lorsque la lithosphère océanique entre en subduction, les variations de pression et de température entraînent de nouvelles transformations

minéralogiques au sein des roches de la croûte, qui sont transformées en métagabbros de faciès schiste bleu, puis en écloïtes. Ces roches sont de plus en plus déshydratées. L'eau libérée par les réactions entre les minéraux hydrate les péridotites du manteau de la plaque chevauchante et contribue à abaisser leur point de fusion. La fusion partielle de ces péridotites est à l'origine du magma dans les zones de subduction.

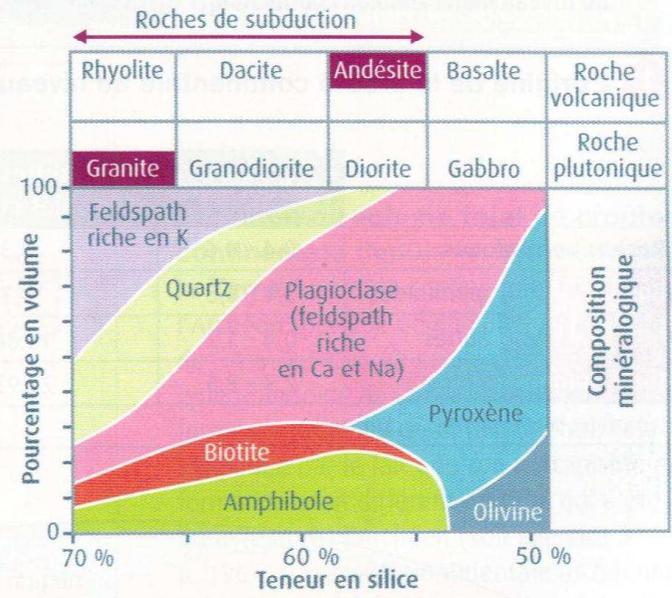


Les transformations minéralogiques d'un gabbro de l'expansion océanique jusqu'à la subduction.

- III - Du magma aux roches continentales



4 Échantillon de granite et de granodiorite de la Sierra Nevada. Une roche dont tous les cristaux sont visibles à l'œil nu a une structure dite grenue, qui témoigne du refroidissement lent du magma à partir duquel elle s'est formée.



5 Composition minéralogique des roches magmatiques de subduction et du basalte.

Conclusion

Les roches plutoniques des zones de subduction ont une structure grenue qui témoigne de leur mise en place en profondeur.

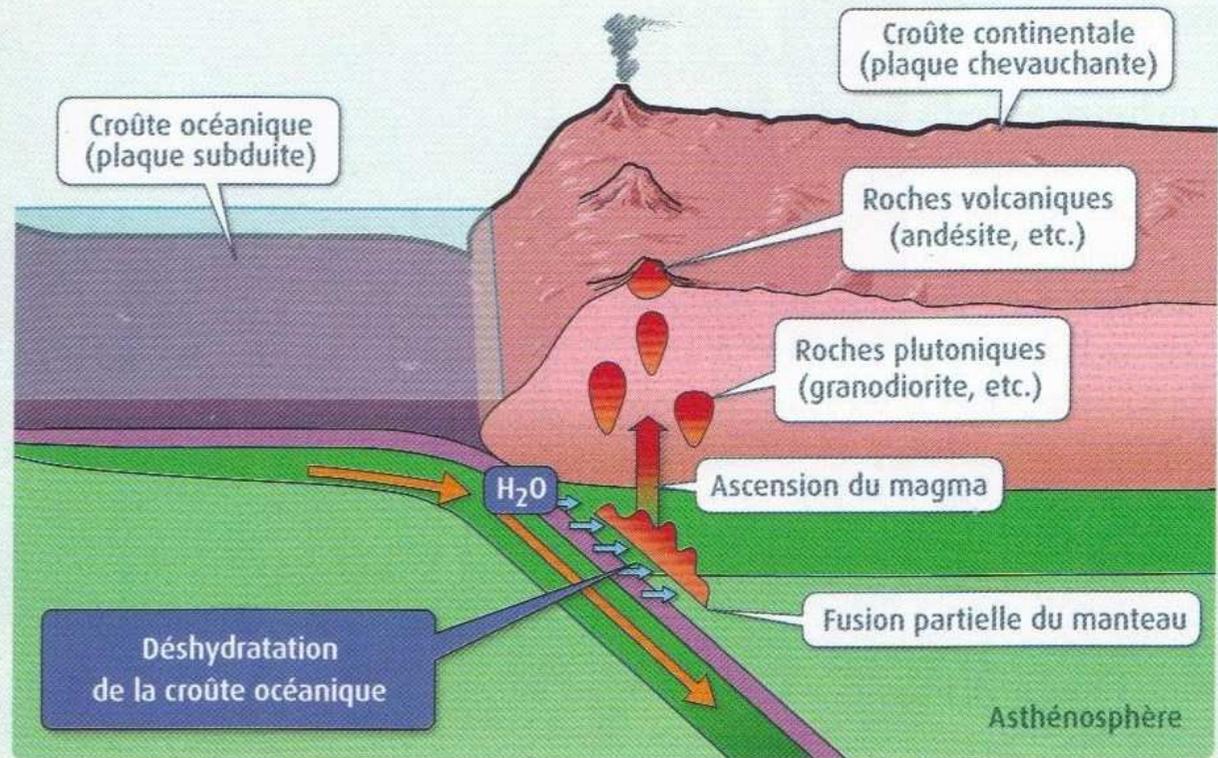
Elles ont une composition globalement granitique qui permet de les classer dans le groupe des granitoïdes.

Ces roches, granite et granitoïde, produites au niveau des zones de subduction, sont les roches constitutives de la croûte continentale.

« Former de la croûte continentale, c'est extraire des liquides magmatiques à composition de granite et de granodiorite, riches en Si, Al, Na et K, à partir d'un manteau ultrabasique, c'est-à-dire riche en Mg, Fe, Ca et relativement pauvre en Si. »

Hervé Martin, géologue (d'après le site Planet-Terre de l'ENS Lyon)

La fabrication de la croûte continentale au niveau d'une zone de subduction.



1 L'origine de la croûte continentale au niveau d'une zone de subduction.

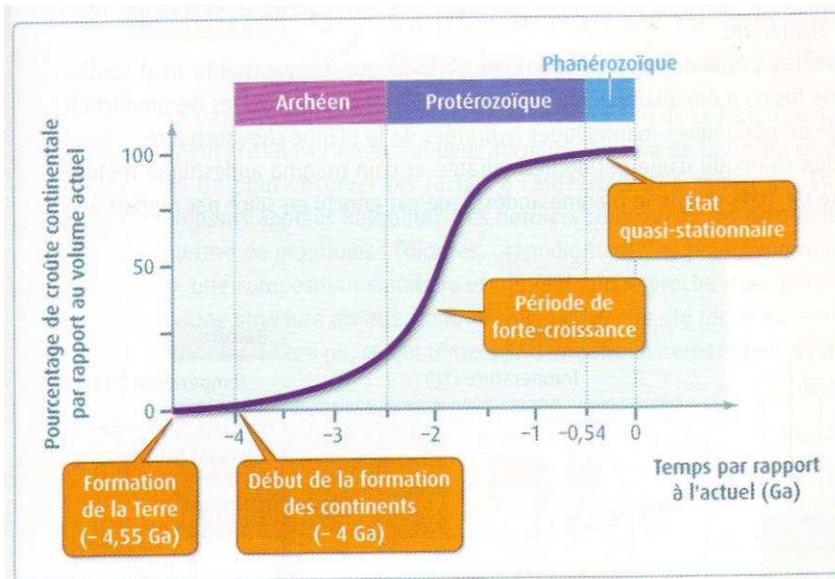
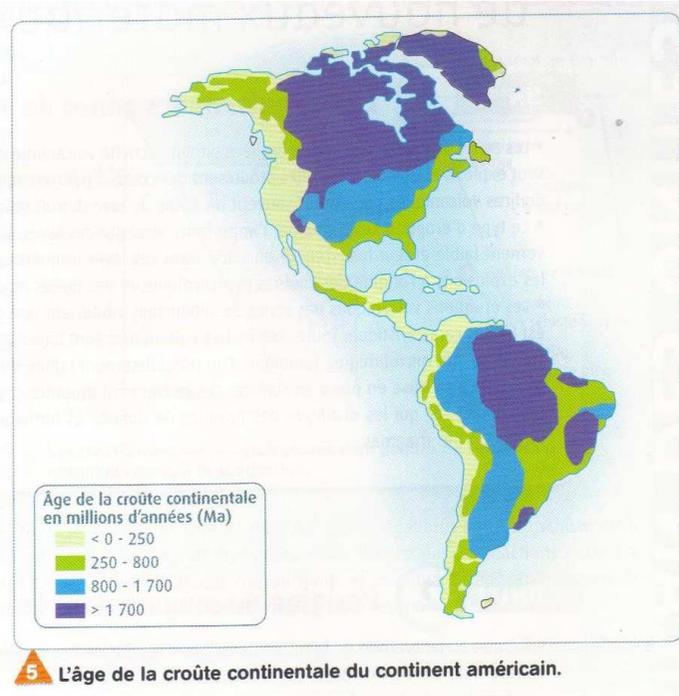
		Subductions	Autres contextes (dorsales et points chauds)	Total
Roches volcaniques		0,4 - 0,6	3,33 - 3,5	3,73 - 4,1
Roches plutoniques	granitoïdes	2,1 - 6,8	0,72 - 1,4	2,82 - 8,2
	autres	0,4 - 1,2	18,88 - 20,46	19,28 - 21,66
Total magma		2,9 - 8,6	22,93 - 25,36	25,83 - 33,96

Les valeurs sont exprimées en km³.an⁻¹

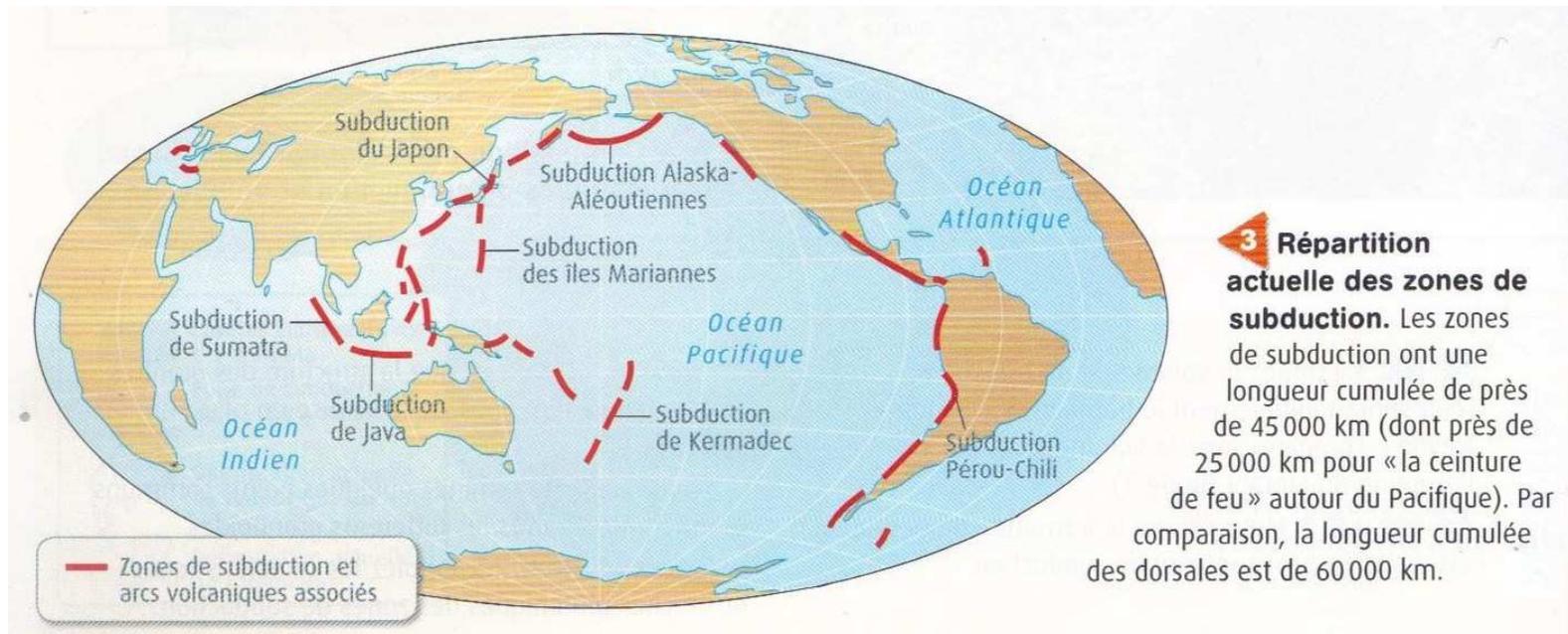
2 **Volume de magma et de roches magmatiques produits actuellement à l'échelle du globe.** Le volume de la croûte continentale sur l'ensemble de la Terre est d'environ 7 milliards de km³.

Au début de l'histoire de la Terre, le globe était complètement recouvert de croûte océanique. Les plus vieilles roches connues de la croûte continentale sont datées de 4 milliards d'années (Ga). La croissance de la croûte continentale a ensuite résulté de la différence entre sa formation (on parle d'accrétion continentale) et sa destruction (essentiellement par érosion et puis disparition des produits d'érosions dans le manteau au niveau des zones de subduction). Les géologues considèrent que les continents se sont agrandis par leur périphérie: ils parlent de croissance centrifuge. Aujourd'hui, la croûte continentale couvre environ 45% de la surface de la Terre.

4 Création et destruction de la croûte continentale.



6 **Évolution du volume total de croûte continentale depuis la formation de la Terre.** La croûte continentale formée à l'Archéen (période géologique qui s'étend de - 4 à -2,5 Ga) n'a pas la composition de type granitoïde de la croûte continentale formée entre - 2,5 Ga et aujourd'hui. Cela s'explique par le fait que son mécanisme de formation était différent de celui qui a été à l'œuvre après l'Archéen (voir exercice 3 p. 196) : si la croûte continentale archéenne a été formée dans des zones de subduction, elle ne résulte pas de la fusion partielle des mêmes roches.



Conclusion

Les continents ont une croissance centrifuge : ils se développent par leur périphérie où sont localisées les zones de subduction.

Les zones de subduction sont donc les contextes privilégiés de formation de matériaux continentaux.

En effet, la production de magma d'origine mantellique contribue à la formation de granite et de granitoïdes qui sont des roches constitutives de la croûte continentale. Celle-ci a donc une origine mantellique.

- Dans les zones de subduction, le magma issu de la fusion partielle du manteau de la plaque chevauchante peut cristalliser en profondeur, formant, au sein de la croûte continentale, des **roches plutoniques**.
- On peut observer ces roches à l’affleurement à l’ouest des États-Unis par exemple, où elles forment des massifs appelés batholites. Ces derniers sont constitués de granites et de diverses roches regroupées sous le terme de **granitoïdes** (diorites, granodiorites). Les points communs des granitoïdes sont :
 - une composition chimique et minéralogique proche d’un granite ;
 - une structure **grenue**, comme celle du granite : la roche est entièrement cristallisée et formée de minéraux visibles à l’œil nu, ce qui témoigne d’un refroidissement lent du magma à partir duquel elles se sont formées.

Roches volcaniques (structure microlithique)	Andésite	Dacite	Rhyolite
Roches plutoniques (structure grenue)	Diorite	Granodiorite	Granite

Les différentes roches produites par le magmatisme de subduction.

- À l’échelle du globe, plus de 85 % du magma produit dans les zones de subduction cristallise en profondeur, formant des granites et des granitoïdes, et produisant ainsi de nouveaux matériaux continentaux. Les zones de subduction sont en outre à l’origine de 75 à 85 % des granites et des granitoïdes produits sur notre planète.
- Les zones de subduction sont donc le contexte géologique privilégié de fabrication de la croûte continentale à partir d’un magma d’origine mantellique. Actuellement, cette production de croûte continentale est compensée par sa disparition par érosion puis subduction. La croissance des continents est donc nulle.

Alors que la croûte océanique est mise en place au niveau des dorsales, c'est essentiellement dans les zones de subduction que les matériaux de la croûte continentale sont produits.

Le volcanisme explosif des zones de subduction

- Les zones de subduction sont caractérisées par une activité volcanique fréquemment explosive, qui produit des nuées ardentes et des coulées pyroclastiques. Les éruptions peuvent provoquer des dégâts importants.
- Le caractère explosif de ce volcanisme est lié à la forte **viscosité** des laves émises et à leur richesse en gaz. Le refroidissement de ces laves en surface donne naissance à des roches volcaniques, dont la plus fréquente est l'**andésite**. Cette **roche microlithique** est riche en silice et en minéraux comprenant des groupements -OH (minéraux hydroxylés).

L'origine du magma dans les zones de subduction

- Au cours de l'expansion océanique, la croûte océanique emmagasine de l'eau lors de réactions métamorphiques qui produisent des minéraux hydroxylés. Lorsqu'elle se trouve impliquée dans une subduction, cette croûte subit un nouveau métamorphisme lié à l'augmentation de la pression et de la température. Les transformations minéralogiques associées entraînent une déshydratation des minéraux et donc une libération d'eau. Cette eau percole dans le manteau sous-jacent à la plaque chevauchante et abaisse le point de fusion des péridotites, à l'origine d'une fusion partielle de ces dernières.
- La fusion partielle des péridotites mantelliques de la plaque chevauchante donne un magma de composition moyenne andésitique et une roche résiduelle appauvrie.

Le magmatisme de subduction, un « fabricant » de croûte continentale

- Une fraction du magma produit en profondeur arrive en surface et alimente les volcans. La majeure partie de ce magma cristallise en profondeur dans la croûte, formant des roches plutoniques. Ces **roches grenues** sont des granites et des roches de composition globalement granitique : les **granitoïdes**.
- Le magmatisme des zones de subduction produit ainsi, à partir de péridotite mantellique, de nouveaux matériaux continentaux.

Andésite: roche volcanique microlithique caractéristique des zones de subduction. Elle est constituée essentiellement de verre, de plagioclase et de minéraux hydroxylés (biotite et amphibole).

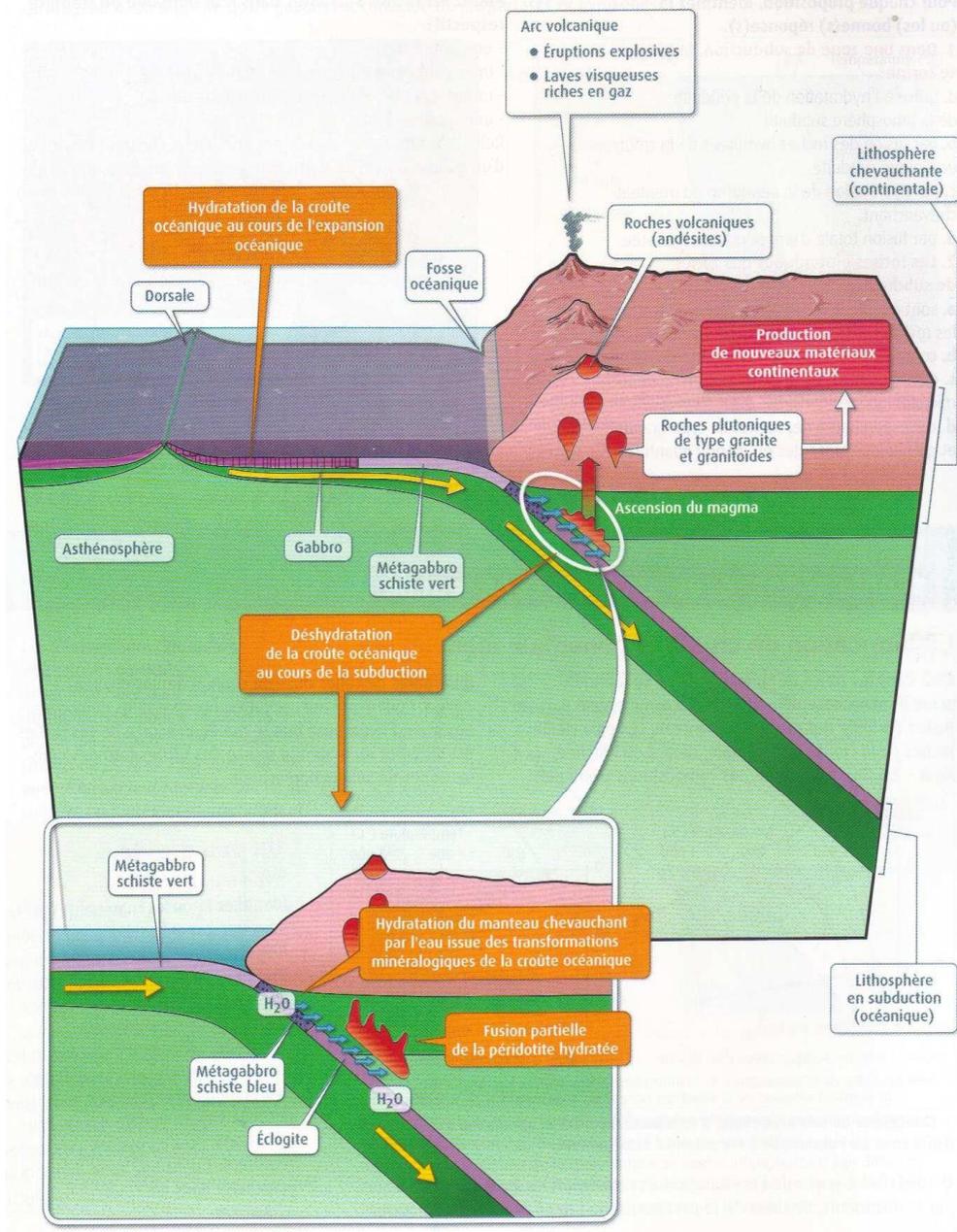
Granitoïde: ensemble des roches grenues à composition chimique et minéralogique globalement granitique.

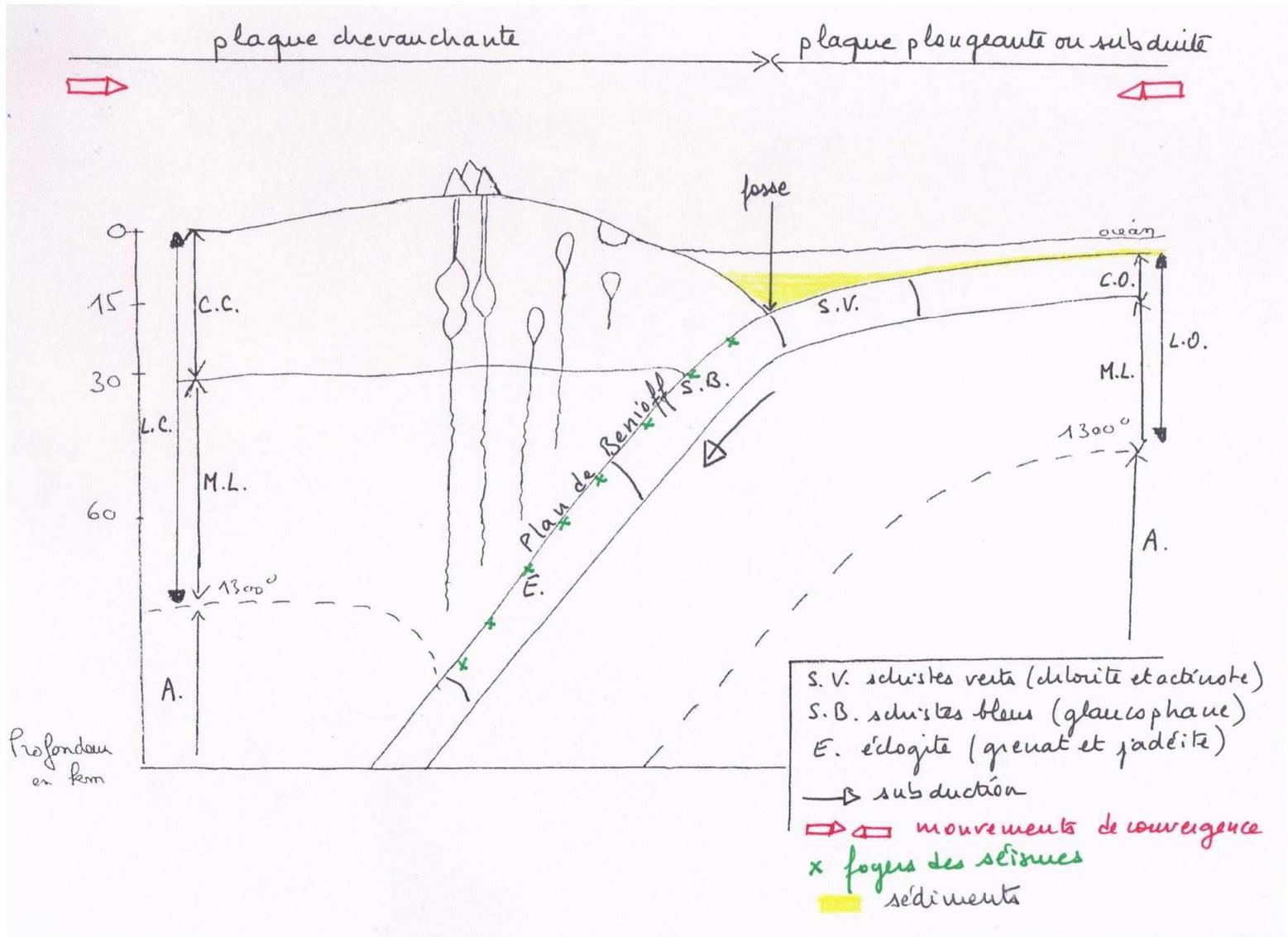
Roche grenue: roche dont tous les éléments sont cristallisés et les cristaux visibles à l'œil nu.

Roche microlithique: roche contenant du verre et de petits cristaux allongés non visibles à l'œil nu.

Viscosité: résistance qu'un corps déformable oppose à l'écoulement. Les laves émises dans les zones de subduction sont visqueuses et s'accumulent au sommet du volcan, créant un dôme de lave.

La production de nouveaux matériaux continentaux





QCM

Pour chaque proposition, identifiez la (ou les) bonne(s) réponse(s).

1. Dans une zone de subduction, le magma se forme :

- a. grâce à l'hydratation de la péridotite de la lithosphère subduite.
- b. par fusion des roches hydratées de la croûte océanique subduite.
- c. par hydratation de la péridotite du manteau chevauchant.
- d. par fusion totale d'une péridotite hydratée.

2. Les roches plutoniques des zones de subduction :

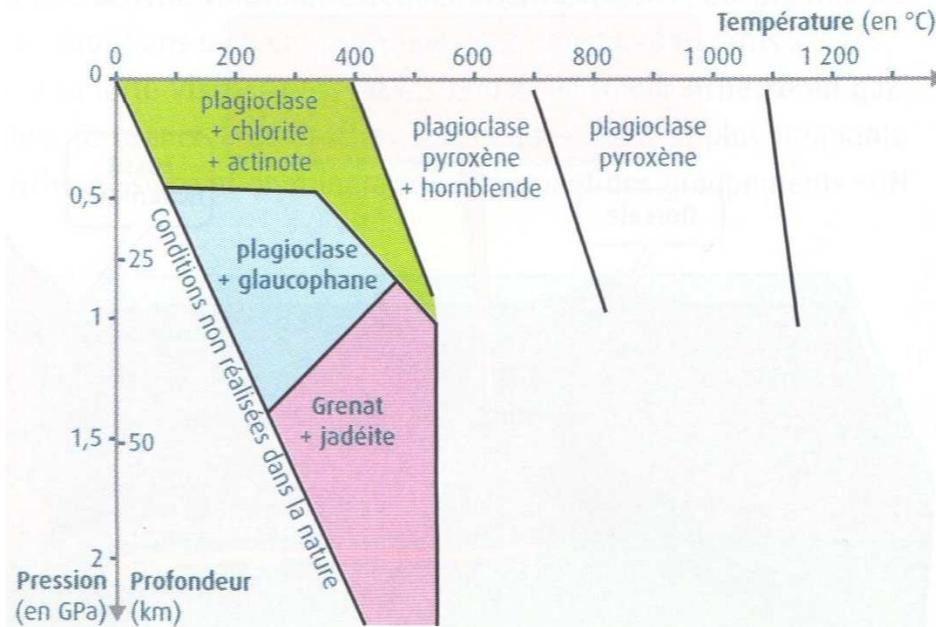
- a. sont quantitativement plus importantes que les roches volcaniques des zones de subduction.
- b. contribuent à la création de croûte océanique.
- c. correspondent à une grande diversité de roches microlithiques.
- d. correspondent à des roches de type granite et granitoïdes présentes en grande quantité.

Un graphique à compléter

Placez les roches suivantes dans leur domaine de stabilité respectif:

- un gabbro (G1)
- un métagabbro du domaine schiste vert (M2)
- un métagabbro du domaine schiste bleu (M3)
- une éclogite (M4)

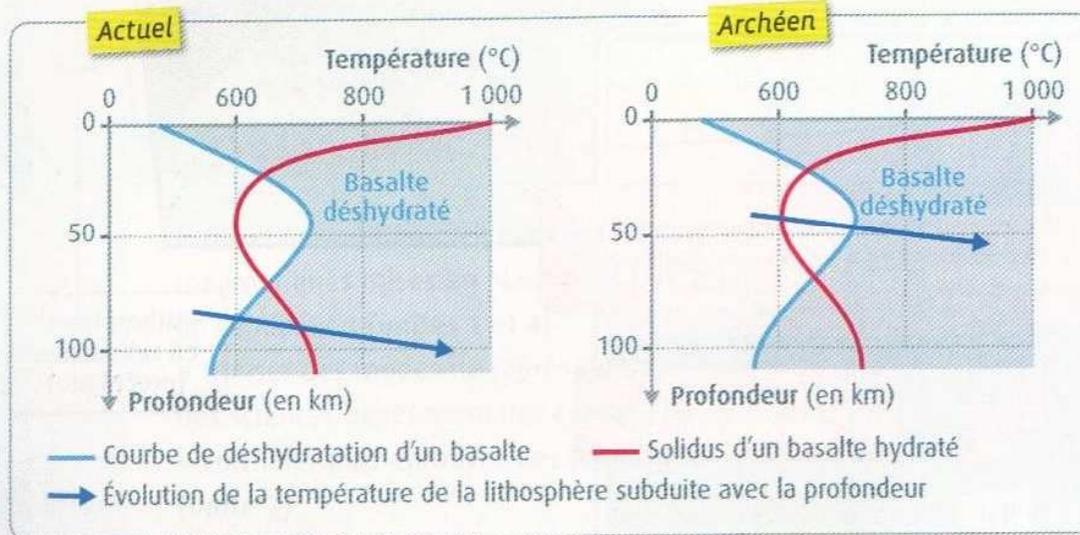
Reliez ces différentes roches par une flèche illustrant l'histoire d'un gabbro depuis sa formation jusqu'à la subduction.



La fabrication de croûte continentale archéenne

C'est dans les zones de subduction que se fabrique actuellement l'essentiel de la croûte continentale par fusion partielle des roches du manteau. Les plus vieilles roches de la croûte continentale, datant de l'Archéen (- 4 Ga à - 2,5 Ga), présentent des compositions chimiques

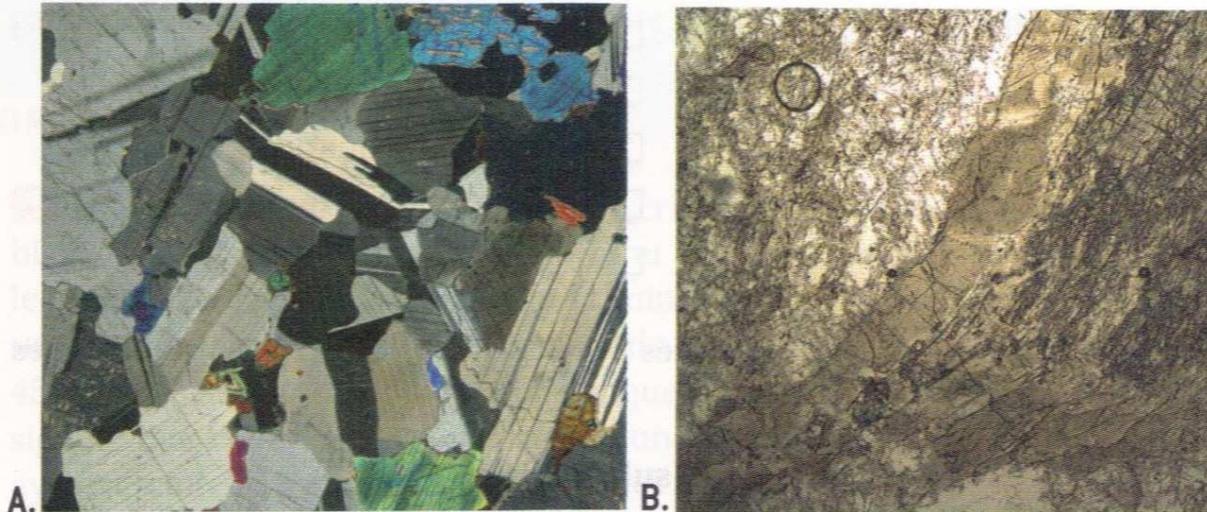
différentes de celles que l'on connaît depuis environ 2,5 Ga. Pour expliquer ces différences, certains géologues émettent l'hypothèse que le matériau source de ces roches est différent du matériau source des roches formées dans les zones de subduction actuelle.



1. Conditions de fusion partielle d'un basalte hydraté et conditions P/T au niveau d'une zone de subduction à l'Archéen et actuellement.

QUESTION À partir de l'exploitation des informations fournies par le document, discutez de la pertinence de l'hypothèse des géologues.

4 Identifier et comparer deux roches



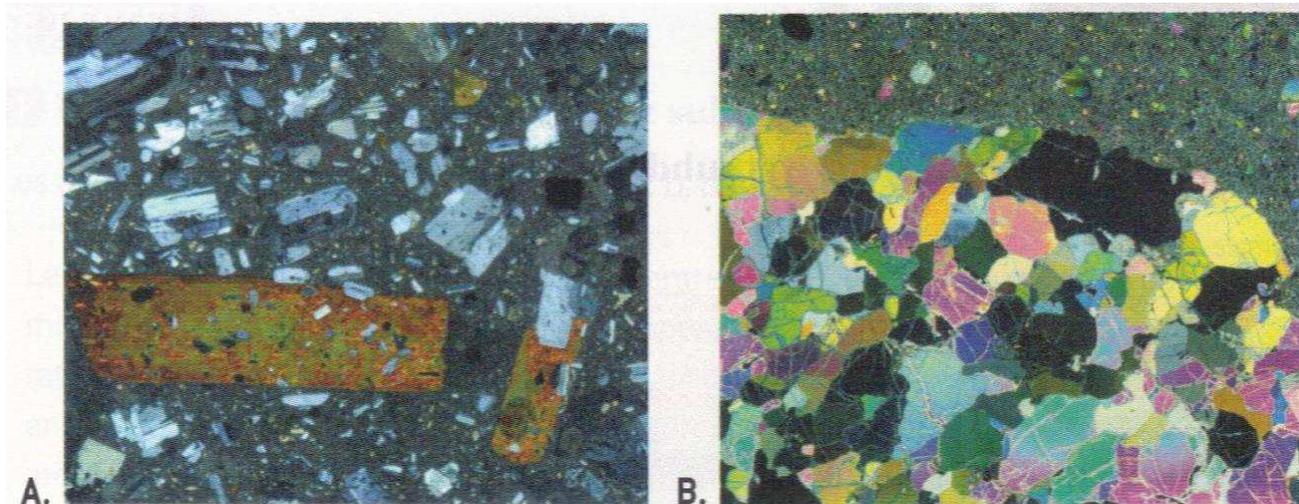
DOCUMENT 7 **Roche A** : olivine (bleu), pyroxène (vert), plagioclases (noir et blanc). **Roche B** : plagioclases (blanc), hornblende (brun clair), pyroxènes (noir).

À partir des informations extraites du document 7 (roches A et B), relever parmi les affirmations suivantes celles qui sont inexactes et les corriger.

- a. Les deux roches A et B sont toutes les deux des granitoïdes.
- b. La roche A est une roche magmatique grenue.
- c. La roche B est une roche magmatique effusive.
- d. La roche A provient d'une transformation de la roche B.

Comparaison de deux roches

A partir des informations extraites du document 8, relever parmi les informations suivantes celles qui sont inexactes et les corriger.



DOCUMENT 8 Roche A : plagioclases (noir et blanc), pyroxène (brun). Roche B : olivine (bleu), pyroxène (vert), plagioclases (blanc).

- a. Les deux roches sont des roches magmatiques effusives.
- b. La roche A est un constituant de la croûte océanique provenant de la dorsale et la roche B est produite dans la croûte de la plaque chevauchante.
- c. La roche A a pour origine la roche B.
- d. Les roches A et B ont la même composition chimique.

6 Rapports entre trois roches

Dans une zone de subduction, les roches 1 et 2 constituent en partie les reliefs de la plaque chevauchante. Dans cette même région, on a trouvé en faible quantité des échantillons de la roche 3 (document 9).

Roches	Structures	Minéraux principaux
1	Grenue	Quartz, feldspaths, mica
2	Microlitique	Quartz, feldspaths, mica
3	Grenue	Grenat, jadéite

DOCUMENT 9 Structure et composition minéralogique de trois roches.

- Déterminer ces différentes roches.
- En quoi la formation de la roche 3 a-t-elle contribué à celle des roches 1 et 2 ?