

Correction du devoir surveillé de SVT n°4

Géologie

Exercice 1. Les effets de l'eau sur la fusion des systèmes silicatés

1.1.

- a. Albite et anorthite formant les pôles respectivement sodique et calcique de la série chimique continue des plagioclases.

Les feldspaths comprennent les feldspaths alcalins (potassiques comme l'orthose ou sodi-potassiques intermédiaires entre l'orthose et l'albite) et les feldspaths plagioclases (sodi-calciques).

- b. À une pression de 0,5 GPa et saturation d'eau, le mélange commence à fondre à $T_{f0} \approx 900$ °C (voir document 1 ci-dessous). À 1000°C, le solide résiduel **S₁₀₀₀ contient 75% d'anorthite et la phase liquide L₁₀₀₀ contient 25% d'anorthite.**

Il est demandé « d'indiquer l'évolution sur le diagramme fourni en annexe » ; la réponse attendue ne se limite pas à surligner les trajets représentant l'évolution du liquide et celle du solide résiduel. On peut aussi chercher à caractériser l'état du système à 1000°C. Tout peut se faire graphiquement.

- c. Dans les conditions du système anhydre du graphique, la température de fusion commençante du mélange est $T_{f0} \approx 1250$ °C. Donc, aux températures indiquées, le solidus du mélange n'est pas franchi pour le système anhydre. Il n'y a donc pas apparition d'une nouvelle phase, la **composition du mélange ne change pas.**
- d. Quelle que soit la composition du mélange, l'hydratation entraîne un **abaissement du point de fusion de l'ordre de 350°C** puisque les diagrammes de phase sont presque identiques aux hautes pressions et à pression atmosphérique (10^5 Pa) si ce n'est un glissement vers le bas des solidus et liquidus provoqué par la présence d'eau. Cependant, deux facteurs diffèrent entre les deux systèmes : la pression d'eau et la pression totale. Mais la baisse de pression de 0,5 GPa (conditions régnant à 15 km de profondeur) à 10^5 Pa (conditions de la surface) devrait faire baisser la température de fusion (décompression adiabatique). On peut donc conclure que l'hydratation favorise la fusion du mélange d'albite et anorthite.

1.2.

- a. Le mélange franchit son liquidus à $T_f \approx 1230$ °C (Voir document 2 complété ci-dessous)
- b. À 1100°C, pour $P_{H_2O} = 1$ GPa, la proportion de liquide %L est donnée par la règle du levier $\%L = MS_D / S_D L_{1000}$ soit $\%L = 16/54 \approx 30$ % (voir construction en annexe)
- c. Pour les deux autres pressions, le point de fusion n'est pas franchi. Tout est solide !
- d. Les valeurs de la température et la composition de l'eutectique pour les 3 pressions sont déterminées graphiquement et récapitulées dans le tableau ci-dessous.

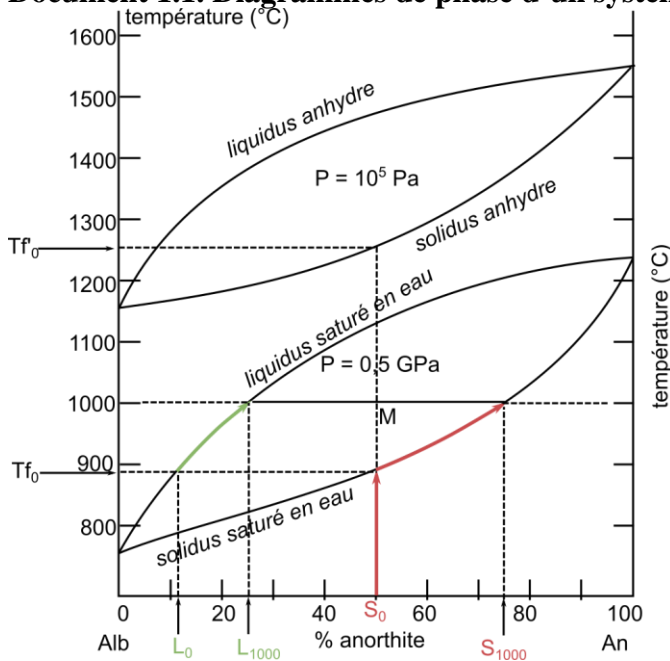
Résultats des déterminations graphiques

Pression	Température de fusion commençante (°C)	Composition du liquide eutectique
$P_{H_2O} = 1$ GPa	1050	80%An et 20%Di
$P_{H_2O} = 10^5$ Pa	1250	52% An et 48% Di
P anhydre = 1 GPa	1330	43% An et 57% Di

- e. Les réponses sont les mêmes si la composition du solide initiale est modifiée car la température et la composition de l'eutectique d'un mélange ne dépendent pas des proportions des minéraux (constituants) du mélange mais seulement de la nature de ces minéraux (constituants).

Annexe complétée

Document 1.1. Diagrammes de phase d'un système albite (Alb) – anorthite (An)



Tf₀ : température de fusion commençante à P = 0,5 GPa (hydraté)
 Tf₀ : température de fusion commençante à P = 10⁵ Pa (anhydre)

S₀ : solide initial (50% An ; 50 % Alb)

S₁₀₀₀ : phase solide à 1000 °C (75% An ; 25 % Alb)

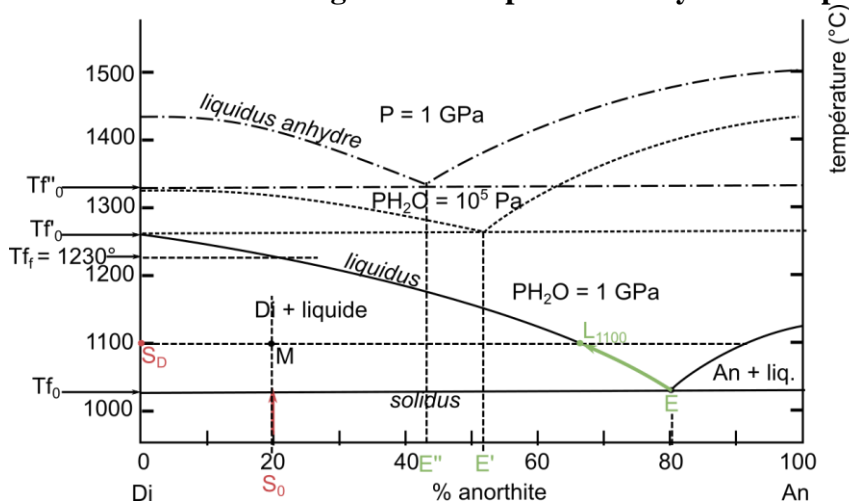
→ évolution de la composition de la phase solide

L₀ : première goutte de liquide (11% An ; 89 % Alb)

L₁₀₀₀ : phase liquide à 1000 °C (25% An ; 75 % Alb)

→ évolution de la composition de la phase liquide

Document 1.2. Diagrammes de phase d'un système diopside (Di) – anorthite (An)



S₀ : solide initial (20% An ; 80 % Di)

PH₂O = 1 GPa

Tf₀ : température de fusion commençante

Tf_f : température de fusion finissante

E : première goutte de liquide (eutectique)

L₁₁₀₀₀ : phase liquide à 1100 °C et)

→ évolution de la composition de la phase liquide

PH₂O = 10⁵ Pa

Tf₀ : température de fusion commençante

E' : première goutte de liquide (eutectique)

P = 1 GPa anhydre

Tf₀ : température de fusion commençante

E'' : première goutte de liquide (eutectique)

Exercice 2 Les roches de l'Archéen, archives de la géodynamique des premiers âges de la Terre.

2.1. Le **document 1** précise que les komatiites sont des roches issues de **laves** ; or, les laves sont l'expression des liquides magmatiques en surface, leur mise en place en surface justifie donc qu'il s'agit de **roches volcaniques**. L'affleurement (**document 2.2a**) montre des structures type **pillow lavas**, caractéristiques de laves arrivant au contact de l'eau donc cela confirme que les komatiites se sont mises en place en surface. De plus la **structure spinifex** (**document 2.2b**) est interprétée comme résultant d'un refroidissement très rapide ce qui, là encore, caractérise les roches volcaniques d'autant plus que les komatiites possédaient une température de mise en place encore supérieure aux basaltes.

Enfin, la présence de minéraux d'olivine et de pyroxène traduit la forte teneur en éléments ferromagnésiens du magma et sa pauvreté en silice, ce magma est d'ailleurs qualifié d'**ultrabasique**. Un magma étant toujours plus riche en silice que la roche mère dont il est issu, **le seul matériau source possible est donc la péridotite mantellique**.

Argumenter l'origine mantellique en disant seulement qu'olivine et pyroxène sont des minéraux de la péridotite mantellique manque de rigueur. Les komatiites sont issues de la solidification d'un magma issu d'une fusion partielle du manteau ; les olivines et pyroxènes qu'elles contiennent ne sont en aucun cas des minéraux résiduels de la péridotite.

2.2. Le solide initial est nécessairement moins riche en silice que les komatiites, puisque la silice passe préférentiellement dans le liquide résultant de la fusion partielle. La lherzolite comme la harzburgite remplissent ces conditions. Néanmoins, le solide résiduel est appauvri en silice par rapport à la roche qui fond : on peut donc proposer que la **lherzolite est le solide initial**, alors que la **harzburgite est le solide résiduel**.

C'est d'ailleurs en utilisant les éléments incompatibles, comme les alcalins (Na, K) que l'on peut estimer au mieux le taux de fusion partielle. Le raisonnement repose sur la conservation de la masse de ces éléments au cours de la fusion

Soit un élément X, dont la teneur dans le solide initial est X_{Si} , la teneur dans le solide résiduel X_{Sr} et celle dans le liquide résultant de la fusion partielle X_L , si on note T le taux de fusion partielle, alors :

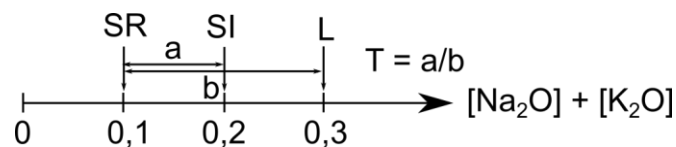
$$X_{Si} = X_L \cdot T + X_{Sr} \cdot (1-T) \text{ d'où : } T = (X_{Si} - X_{Sr}) / (X_L - X_{Sr})$$

Les komatiites reflètent la composition du liquide résultant de la fusion partielle. Alors :

$$T = (0,2 - 0,1) / (0,3 - 0,1) = 0,5 \text{ soit un } \mathbf{\text{taux de fusion partielle de 50 \%}}$$

Ce taux est très élevé.

On peut aussi déterminer graphiquement le taux de fusion partielle par la règle du levier (ce qui n'est pas beaucoup plus simple ici).



Ne manquez pas de faire remarquer que ce taux est très élevé.

2.3. La photo de l'affleurement (document 4) montre une roche **foliée** avec des cristaux visibles à l'œil nu. Cette foliation est confirmée par la lame mince qui présente des minéraux caractéristiques d'un **gneiss** (feldspaths blancs visibles à l'œil nu sur la photographie de l'affleurement). Si l'on considère l'absence d'orthose dans ces gneiss, le protolithe serait une roche type **granodiorite**. Il est en outre plus **riche en Na** que les roches de la lignée calco alcaline d'après le document 5. La faible teneur en potassium élimine un protolithe de type granite alcalin. On peut proposer une mise en place de ce protolithe dans un contexte de **subduction particulier**.

2.4. D'après le document 6, le géotherme de subduction archéen (environ 12°C/km) est près de **deux fois plus élevé** que l'actuel (7,5°C/km). Ce résultat peut être mis en relation avec les données du document 7 : à l'Archéen la production thermique de la terre était entre **4 et 2,5 fois plus élevée que la production actuelle**. La production de chaleur liée à la radioactivité de longue période était alors inférieure à la production de chaleur totale (alors que ces valeurs sont égales actuellement) : cela suggère que d'autres sources de chaleur étaient mises en jeu jusqu'à - 3 Ga, mais que depuis, c'est la radioactivité de longue période qui représente la source essentielle de chaleur.

Toujours d'après le document 6, la croûte océanique subduite atteignait la température du solidus hydraté vers 50 km, avant de se déshydrater (déshydratation consécutive au métamorphisme HP-BT des zones de subduction). La croûte océanique pouvait alors fondre à relativement faible profondeur. Ce n'est plus le cas actuellement où la croûte océanique se déshydrate bien avant la rencontre avec le solidus hydraté et le solidus anhydre et le géotherme de subduction ne se croise jamais le solidus de la croûte (à la profondeur de la croûte) : donc la croûte océanique ne fond plus.

2.5. L'Archéen se caractérise par une production de chaleur interne 2,5 à 4 fois plus importante qu'actuellement, qui se traduit par une géodynamique intense, avec de **nombreuses plaques lithosphériques** (document 2.9) qui se mettent en place au niveau de nombreuses dorsales et disparaissent au niveau de zones de subduction elles aussi nombreuses. Les plaques lithosphériques subduites sont chaudes car jeunes. Cette dynamique est à l'origine de roches singulières : les komatiites, roches volcaniques issues de la fusion partielle du manteau, peut-être au niveau des dorsales, et des TTG, roches

plutoniques qui pourraient être issues du magma formé par la fusion partielle de la croûte océanique plongeante.

Cette dynamique **semble cesser vers 2,5 Ga**, fin de l'Archéen, moment où la radioactivité de longue période devient la seule source de production thermique. Se mettent alors en place dans les zones de subduction des roches telles que les andésites et leur équivalent plutonique les granodiorites calcoalcalines, dont les contextes de mise en place sont connus de nos jours.

BIF et roches carbonatées ne sont pas à prendre en considération dans cet exercice qui concerne le magmatisme et non la sédimentation.

Exercice 3. Interactions physiques entre lithosphère océanique et eau de mer

3.1. Le flux de chaleur théorique est très élevé au niveau de la dorsale (plus de $0,5 \text{ W.m}^{-2}$) puis diminue fortement entre 0 et 5 Ma, avant de se stabiliser aux alentours de $10.10^{-2} \text{ W.m}^{-2}$. Le flux de chaleur observé est inférieur au flux théorique jusqu'à 20 Ma, particulièrement entre 0 et 5 Ma. Il est relativement constant autour de $10.10^{-2} \text{ W.m}^{-2}$.

Le flux théorique est calculé à partir d'un modèle purement conductif. Les différences observées avec le profil observé sont probablement liées à l'existence d'un autre mode de transport de la chaleur au voisinage de la dorsale : la **convection**. En effet, au niveau des dorsales, l'eau de mer froide s'infiltré dans la lithosphère océanique, au niveau des failles (zone de charge). Cette eau est alors transportée dans la lithosphère, qu'elle refroidit : c'est l'**hydrothermalisme**.

Les variations du flux observé sont peut-être à mettre en relation avec les zones de charge (flux bas) et de décharge (flux élevé)

3.2.

- a. **Avant 400°C**, la masse volumique et la viscosité chutent quand la température augmente : en chauffant, l'eau devient de moins en moins dense et visqueuse. **Après 400°C**, la masse volumique continue de diminuer mais la viscosité augmente : au-delà de 400°C, en chauffant, l'eau est moins dense mais devient de plus en plus visqueuse. Avant 400°C, une augmentation de la température de l'eau de mer par hydrothermalisme est a priori favorable à sa convection. Au-delà, celle-ci est a priori moins facile, à cause de la viscosité.

Même si une interprétation n'est pas explicitement demandée, une réponse qui se limite à décrire des variations présente un intérêt limité. Le terme « propriétés de l'eau » peut se comprendre largement.

- b. En supposant la convection possible entre 0 et 200°C, la **masse volumique encore forte** favorise un transport convectif **descendant** de l'eau de mer dans la lithosphère océanique. Entre 200 et 400°C, l'eau devient nettement **moins dense**, ce qui favorise un mouvement convectif **ascendant** vers la surface.

Exercice 4. Distribution spatiale des traceurs et circulation de l'océan Atlantique

4.1. Quelle que soit la latitude, la concentration en CFC est **la plus forte en surface**, il s'agit d'un gaz **d'origine anthropique** récemment introduit dans l'atmosphère et qui se dissout ensuite dans l'océan.

Il en va de même pour O_2 dont l'origine est atmosphérique.

En surface, la concentration des traceurs étudiés est 1,5 à 2 fois plus élevée au niveau des hautes latitudes de l'hémisphère nord (CFC : 3 à $4.10^{-12} \text{ mol.kg}^{-3}$, O_2 : 200 à 300 mL.L^{-1}) qu'au niveau de l'équateur (CFC : 1 à $2.10^{-12} \text{ mol.kg}^{-3}$, O_2 : 100 à 200 mL.L^{-1}). Ceci s'explique par le fait que les **gaz sont plus solubles dans les eaux froides**.

4.2. Vers 60°N, les fortes concentrations en CFC et en O_2 rencontrées dans les eaux de surfaces sont également observables jusqu'à 3000 m de profondeur. La propagation de ce signal vers les eaux profondes sous-jacentes témoigne d'un **transport des eaux de surface vers les eaux profondes**. Ce **downwelling** serait gouverné par la forte densité des eaux froides et salées (à cause de la formation de glace au pôle Nord qui exclut le sel).

4.3. On met ainsi mis en évidence que les eaux froides et salées sont le moteur **gravitaire** d'une circulation océanique profonde, la **circulation thermohaline**.

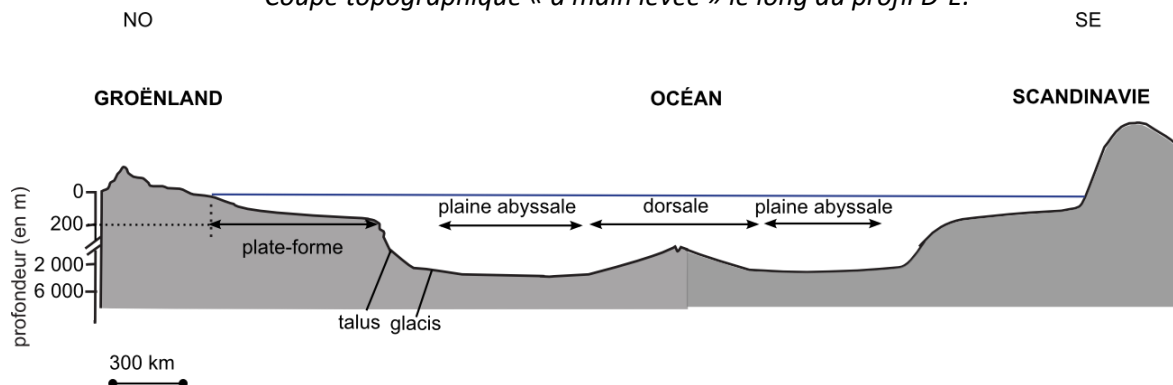
Exercice 5. Analyse morphologique de la mer du Nord

5.1 Il s'agit d'un relief sous-marin très allongé (ride océanique) correspondant vraisemblablement à une **dorsale** avec présence d'une vallée axiale ou rift océanique

5.2. Dans la mer du Nord, il n'y **pas de dorsale** : ce n'est **pas un océan**. La faible profondeur est également un argument en faveur d'une mer plutôt que d'un océan.

5.3. Sur les côtes orientales du Groenland, on ne repère aucune des signatures topographiques de la subduction (fosse, volcans). Il s'agit donc d'une marge passive : la profondeur augmente graduellement depuis la plateforme continentale vers la plaine abyssale, en passant par le talus continental.

Coupe topographique « à main levée » le long du profil D-E.

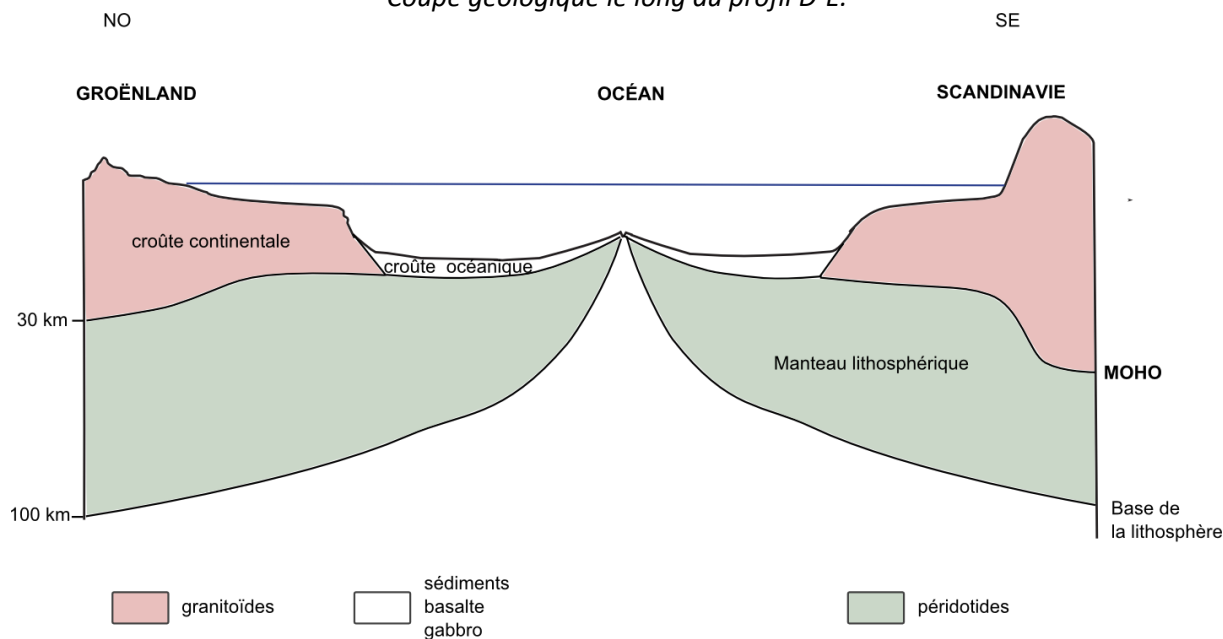


Pour déterminer l'échelle des distances, se souvenir qu'un degré de longitude ≈ 100 km

5.4. Famille de roches présentes (de haut en bas) : sédimentaires puis magmatiques (basalte et gabbro) puis péridotites

Epaisseur croûte continentale, amincissement au niveau du talus, blocs basculés zone de transition sédiments, Epaisseur de la croûte océanique magmatique constante, Epaisseur de la lithosphère qui augmente « enfoncement » de la LVZ.

Coupe géologique le long du profil D-E.



Remarque : sur ce corrigé du concours n'apparaissent pas les blocs basculés, leur présence était attendue au DS.

