

1. LA SUBDUCTION

L'une des phases critiques du cycle de Wilson, qui schématise le processus de divergence océanique est la subduction.

Suite à l'expansion océanique, la plaque océanique a tendance à se refroidir et à se densifier lors des phases de serpentinitisation.

1.1 Les zones de subduction en France

Les zones de subduction affleurante en France sont principalement au nombre de 6 :

- ile de Groix (56) avec une subduction dans les conditions PT des schistes bleus
- le complexe de Champtoceaux (44) au nord est de Nantes, qui est une subduction de plaque continentale avec formation d'éclogites à petits grenats
- Le complexe des Essarts (44 et 85) au sud de Nantes avec formation des éclogites renommées des deux St Philbert, de Grand Lieu et de Bouaine
- Enclaves du Limousin
- Lévezou, Rouergue
- Mont Viso dans le massif du Queyras avec formation d'éclogites

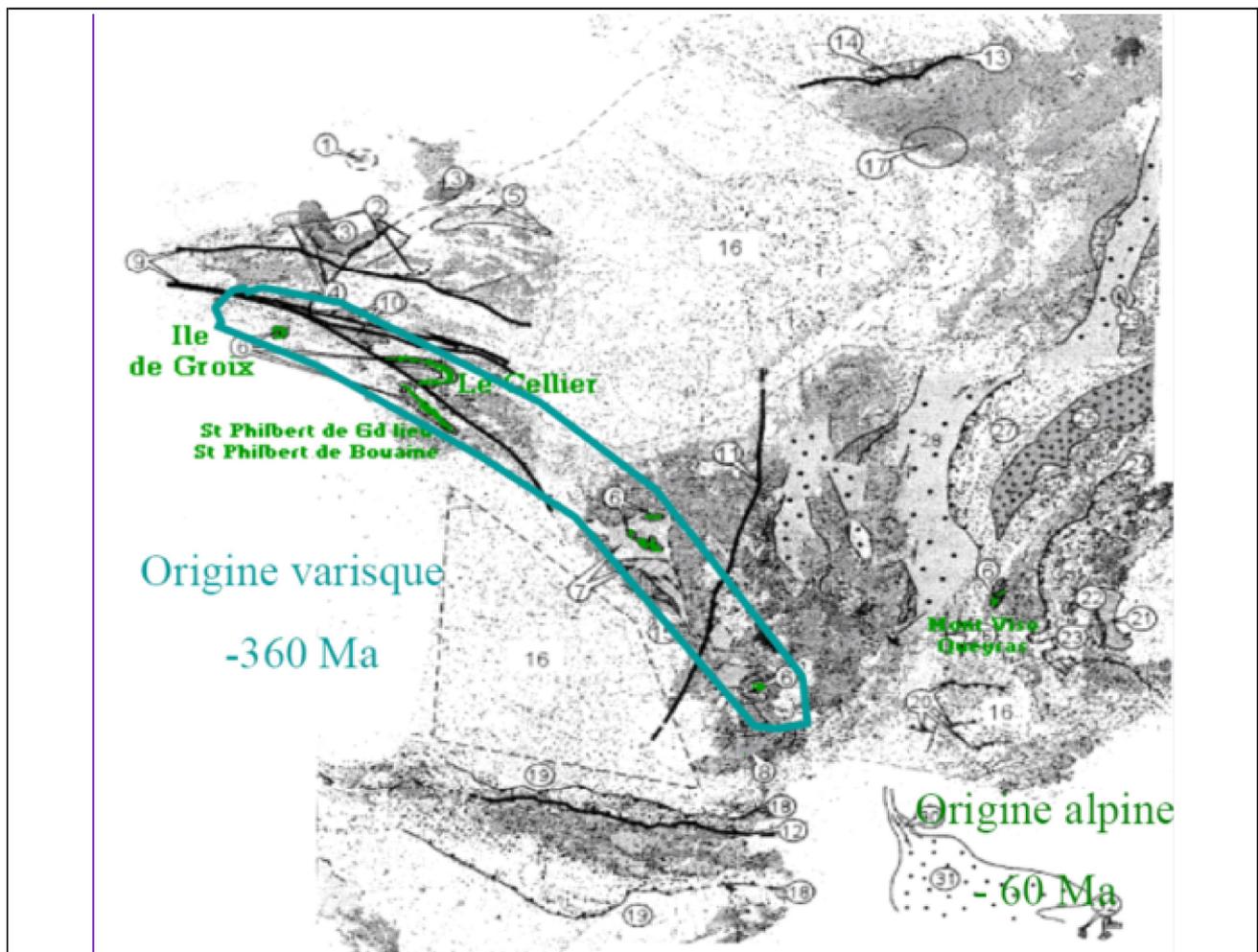


Figure 1 : marquage 6 : Zones de subduction en France

1.2 La croûte terrestre

La croûte terrestre est constituée de deux composants la croûte terrestre et la croûte océanique.

	Croûte terrestre	Croûte océanique
Représentation	Continents et leurs	Fonds des océans

	plateaux continentaux	
Epaisseur	30 km en moyenne Mais avec de fortes disparités de 15 à 80 km (en fonction du relief et selon le modèle d'Airy)	5 à 7 km en moyenne
Composition	Roches granitiques à dioritiques – roches métamorphiques (gneiss) Placage de gabbro au contact du Moho	Basaltes pauvres en silice gabbros
Densité	2,7 à 2,8	3 à 3,3
Age	Jusqu'à 3,8 Ga	Jusqu'à 220 Ma

Table 2 : Comparatif des propriétés entre les croûtes terrestres et océaniques

1.3 Mécanisme de subduction

1.3.1 Déclenchement

La croûte océanique se forme le long des dorsales médio-océaniques sous la forme d'ophiolites, principalement constituées de basaltes et de gabbros après cristallisation des minéraux les composant, plagioclase, pyroxène, olivine et biotite principalement.

Puis, la croûte se déplace, repoussant les continents : c'est le processus d'expansion océanique. Au cours de cette expansion, l'épaisseur de la lithosphère océanique, constituée de cette croûte et de la partie du manteau qui lui est subordonnée, évolue au cours du temps. En s'éloignant du point chaud sous-jacent à la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit, et son épaisseur augmente selon une cinétique proportionnelle à la racine carrée du temps.

La vitesse de variation de l'épaisseur de cette lithosphère, en fonction de l'âge de cette croûte peut être exprimée par la loi empirique :

$$\Delta E_{lo} = 9,2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5}$$

Où lo : lithosphère océanique
 E_{lo} : Epaisseur de la lithosphère océanique en km
 Age_{lo} : Age de la lithosphère océanique en Ma

Considérons que la formation de la croûte océanique est instantanée et que son épaisseur est constante, ce qui est parfaitement valable à l'échelle géologique.

soient

E_{co} : Epaisseur de la croûte océanique = 6 km
 d_{co} : densité de la croûte océanique = 2,85
 d_{Mi} : densité du manteau = 3,3

Pour un coefficient moyen de vitesse d'épaississement de 9,2 :

$$E_{lo} = E_{co} + E_{Mi} = 6 + 9,2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5}$$

la densité de la lithosphère océanique vaut alors :

$$d_{lo} = \frac{E_{co} \times d_{co} + E_{Mi} \times d_{Mi}}{E_{co} + E_{Mi}}$$

$$d_{lo} = \frac{6 \times 2,85 + 9,2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5} \times 3,3}{6 + 9,2 \times (\text{Age}_{lo})^{0,5}} \quad (1)$$

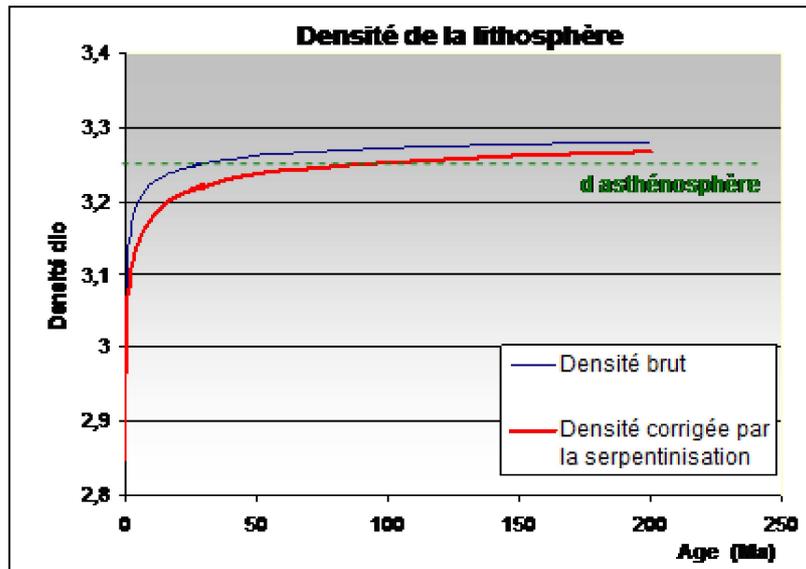


Figure 2 : Evolution de la densité de la lithosphère océanique en fonction de son âge
La densité brut correspond à l'équation (1)
la densité corrigée tient compte de la serpentinisation de la croûte et de sa diminution de densité.

L'observation de la courbe précédente montre que la densité de la lithosphère atteint puis dépasse la valeur de la densité de l'asthénosphère vers un âge de 30 Ma environ. A cette date, [la lithosphère peut commencer à s'enfoncer dans l'asthénosphère, sous l'effet de son propre poids.](#)

Toutefois, les observations indiquent plutôt des débuts de subduction aux alentours de 50-70 Ma. Certains géologues avancent comme explication à ce retard, les liens de cohésion qu'il y a entre la lithosphère océanique et la marge continentale adjacente.

Pour ma part, le retard au déclenchement de la subduction d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique serait plutôt dû à la serpentinisation de la croûte océanique.

En effet, cette serpentinisation consiste en une hydratation qui augmente jusqu'à 40% le volume de la roche, le densité de la croûte passant de 2,85 à 2,5. Si la totalité de la croûte venait à se serpentiniser, la courbe de la densité de la lithosphère océanique en fonction du temps passerait de la courbe bleue à la courbe rouge ci-dessus, et la densité de la lithosphère n'atteint plus celle de l'asthénosphère qu'après 90 Ma environ. On constate que la serpentinisation a donc bien un effet retardant sur le déclenchement du processus de subduction de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère.

1.4 Réactions minéralogiques au cours de la subduction

Comme toute bonne histoire commençons là parIl était une fois un magma si pétillant qu'il décida de jaillir hors du manteau le long d'une dorsale médio-océanique. Dès lors son histoire se compliqua bien vite tout en devenant plus passionnante.

La grande majorité des présentations de la subduction consiste à faire s'écouler une lithosphère sous une plaque océanique ou continentale, indiquer la présence de séismes le long du [plan de Wadati-Benioff](#), et la formation d'un arc volcanique sur [la plaque chevauchante](#) après fusion de l'asthénosphère sous-jacente due à la libération d'eau de la lithosphère de [la plaque plongeante \(appelée slab\)](#).

Mais ceci peut rapidement devenir très compliqué dès que l'on s'intéresse aux réactions minéralogiques qui interviennent tout le long du processus de formation et disparition d'une lithosphère et plus particulièrement à la formation des grenats dans les éclogites.

Reprenons donc notre histoire, mais cette fois en décomposant (et en simplifiant encore !) la lithosphère en trois niveaux successifs :

- A) la partie supérieure de la croûte constituée de basaltes (pillows lavas + complexe filonien (cf composition des séquences ophiolitiques)
- B) la partie inférieure de la croûte constituée de gabbros, lités ou pas, de granulométrie microgrenue à grenue

- C) le manteau lithosphérique composée essentiellement d'harzburgite ou de lherzolite

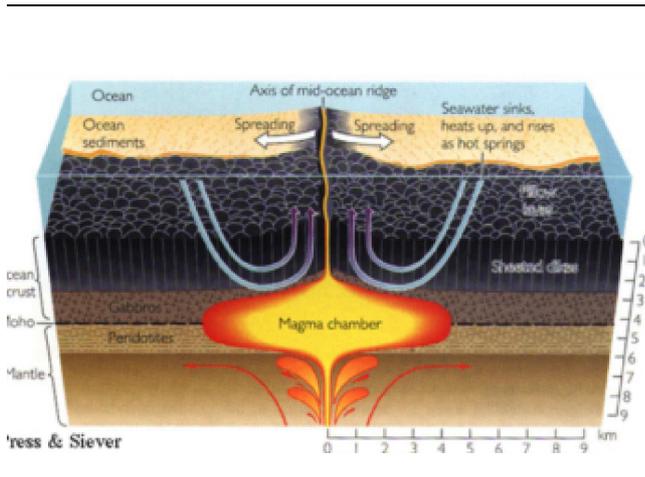
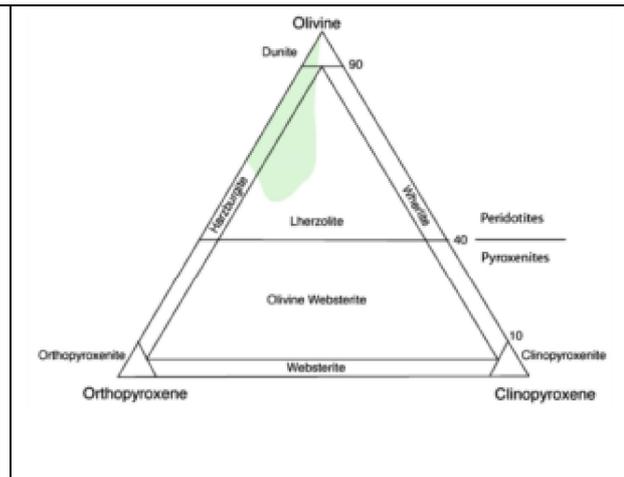


Figure 3 : Décomposition stratifiée de la lithosphère océanique composée de la croûte et du manteau lithosphérique.



**Figure 4: roches de la partie sous-jacente le MOHO des séquences ophiolitiques
En vert composition moyenne du magma sous les dorsales**

et suivons le trajet de la lithosphère océanique dans son périple de la dorsale médio-océanique au tréfonds de l'asthénosphère en fin de subduction.

1.4.1 Phase 1 (P1)

Les conditions de pression et de température permettent un début de fusion du manteau, dès 60 à 100 km de profondeur, selon les auteurs. Il y a alors remontée convective du manteau plastique (asthénosphère) jusqu'en surface, et ainsi formation d'une dorsale, ou ride médio-océanique.

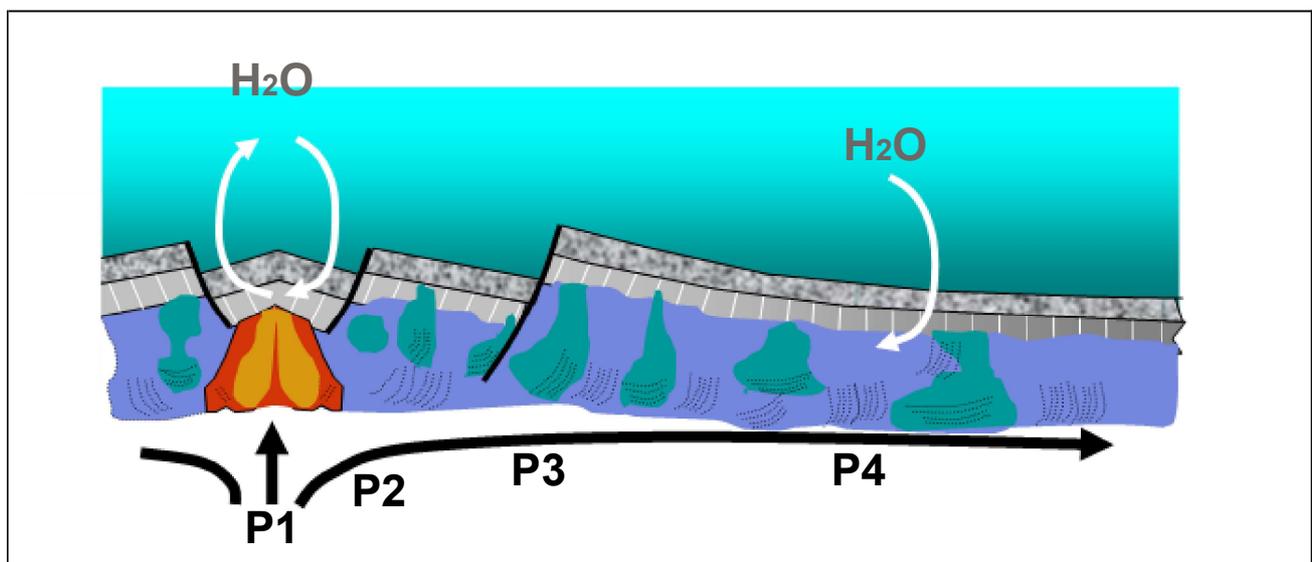
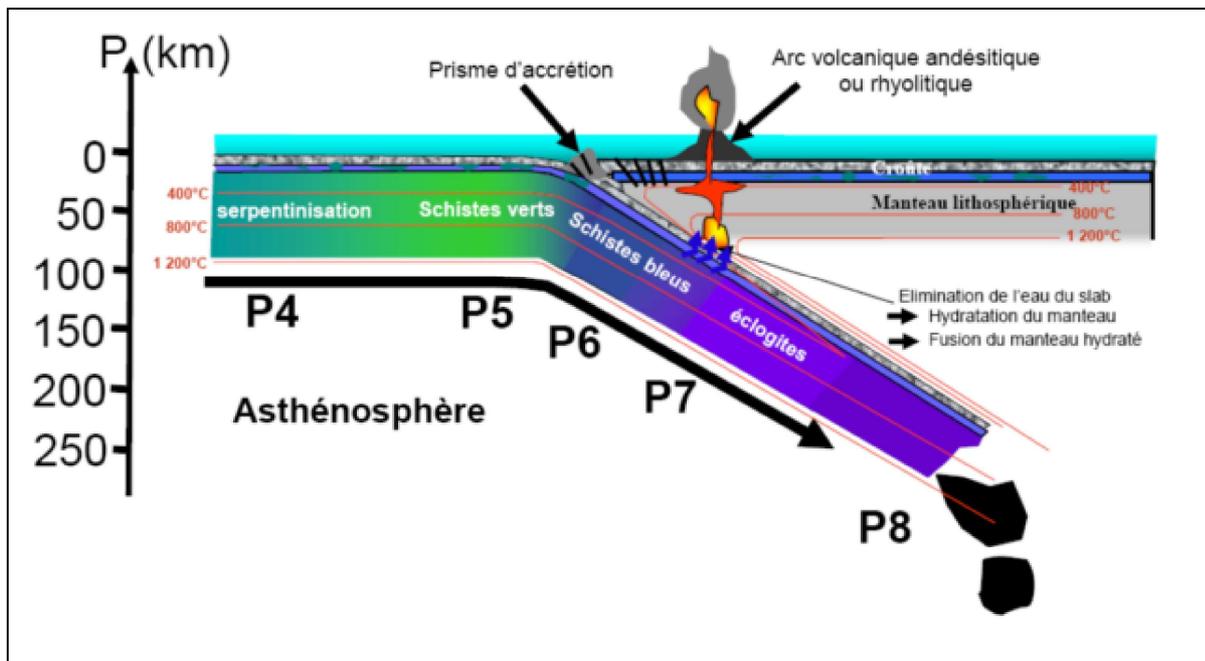


Figure 5 : Parcours de la lithosphère océanique : Phases de formation et d'expansion océanique
Séquence ophiolitique composée de bas en haut gabbros lités, gabbros supérieurs, complexe filonien, et pillows lavas
Au-dessous de cette séquence ophiolitique, le manteau lithosphérique est constitué de lherzolite ou harzburgite qui forment des dunites au cours du parcours.



Figure

6 : Parcours de la lithosphère océanique : Phases de subduction

Indication des différents faciès de conditions métamorphiques subies par les roches

Remarque : Dans cette représentation, il a été choisi de représenter une plaque chevauchante océanique mais cela n'a aucune incidence sur le texte de l'exposé. Seule l'inclinaison du plan de Wadati-Benioff s'en trouve affectée (la pente étant moins forte dans le cas de deux plaques océaniques)

1.4.2 Phase 2 : Formation d'une croûte océanique

Le magma est refroidit au contact de l'eau de mer et forme une nouvelle croûte océanique sous la forme d'une séquence ophiolitique, constituée de basalte et de gabbros en poche ou lités. Cette croûte récente est repoussée de la dorsale vers l'extérieur par le magma émergeant.

Les péridotites du manteau supérieur, appelées lherzolites, sont constituées d'olivine + (orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclases), vont alors produire du basalte par fusion partielle, pour un taux pouvant atteindre 10 à 20 %. Elles forment le manteau dit "fertile".

Au-dessus se forment des harzburgites (olivine + orthopyroxène + spinelle), résidus des lherzolites après extraction du liquide basaltique, puis des dunites (roches encore plus réfractaires constituées presque exclusivement d'olivine). Ces deux dernières espèces de péridotites constituent le manteau dit "appauvri".

1.4.3 Phase 3 : Migration de la lithosphère océanique – Hydratation des roches de la lithosphère océanique

A mesure que la lithosphère s'éloigne de la ride médio-océanique, celle-ci se refroidit, s'épaissit et s'hydrate au contact de l'eau de mer réchauffée. Il se produit donc un métamorphisme hydrothermal. Et comme les roches ne sont soumises qu'aux seules pressions lithostatiques normales de faible intensité compte tenu de l'épaisseur restreinte de la lithosphère ; il s'agit donc d'un métamorphisme MT/BP.

- B) Métamorphisme MT/BP des gabbros de la croûte océanique (17)

Lorsque la température atteint celle du solidus, les gabbros cristallisent en association pyroxène + plagioclases.

Puis, d'une manière simplifiée, au fur et à mesure de leur éloignement de la dorsale et de leur refroidissement au contact de l'eau de mer, les gabbros voient les éléments chimiques des minéraux qui les composent se recombinaient avec H₂O par métamorphisme hydrothermal (Humphrys et al 1978), pour former tout d'abord de l'amphibole (hornblende) en périphérie des grains de pyroxènes, puis de l'actinote et jusqu'à de la chlorite [17].

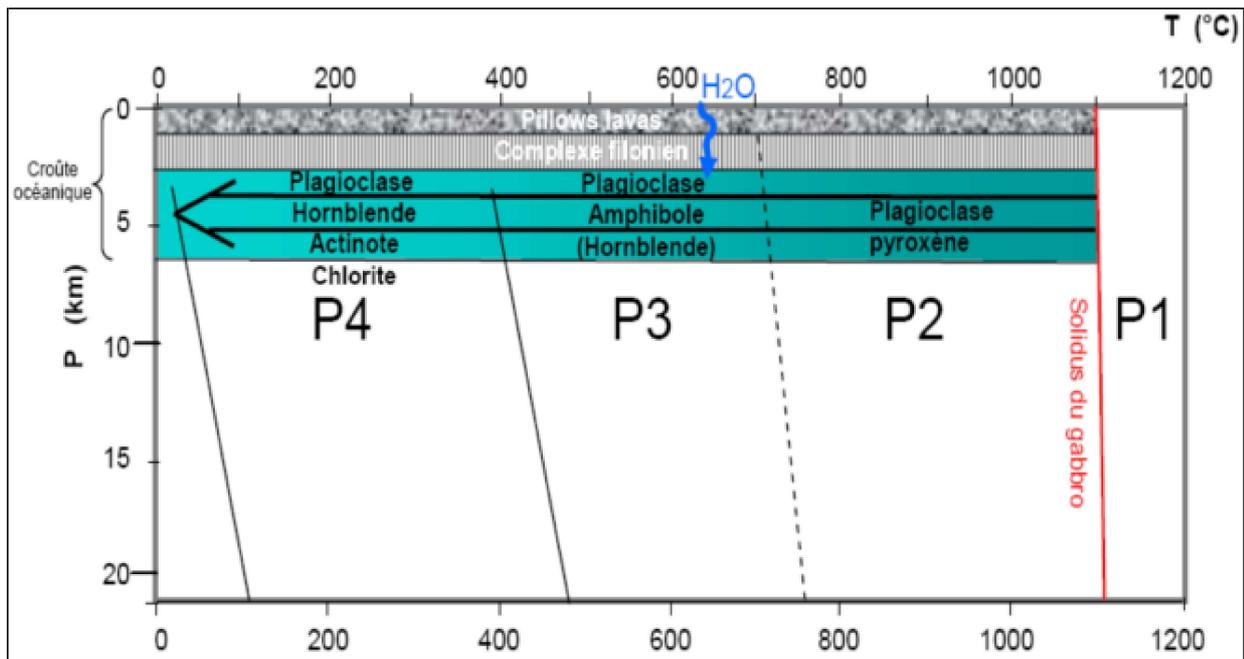


Figure 7 : Evolution minéralogique des gabbros de P1 à P4 au cours du trajet d'expansion océanique (d'après C. NICOLLET [17])



Figure 8 : Lames minces de gabbros en phase P2 et P3 (d'après C. NICOLLET [17])

- A) Gabbro cristallisé constitué de plagioclases reconnaissables à leurs macles multiples et de pyroxènes (jaune et bleu en lumière polarisée)
 B) Apparition d'une couronne d'amphibole (hornblende 3) autour du cristal de pyroxène originel 2

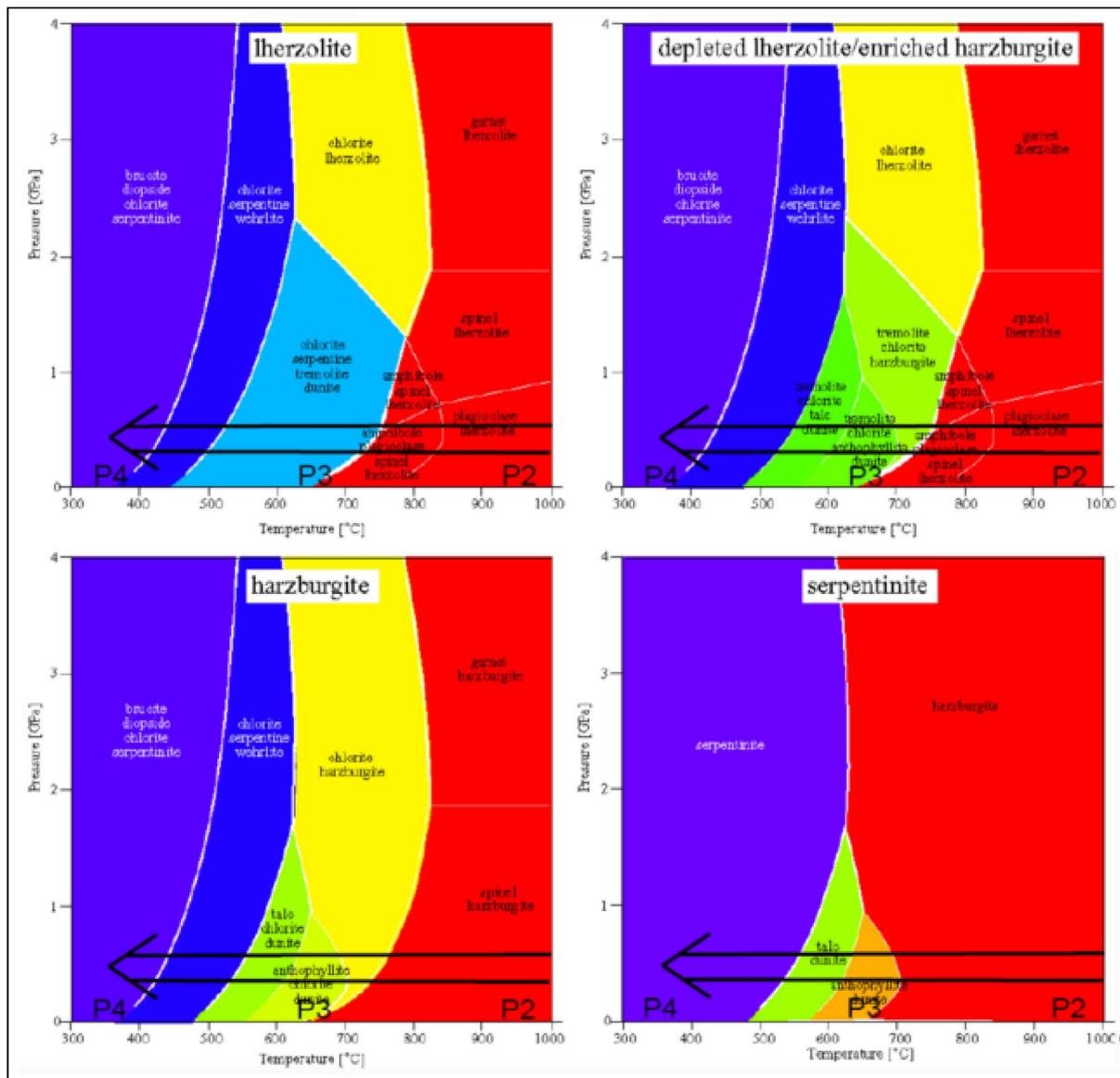


Figure 9 : Diagramme de phases des principaux constituants du manteau - Evolution de la nature minéralogique de la lithosphère lors de son refroidissement en fonction de sa composition initiale
Métamorphisme de BP avec diminution de la température et augmentation de la teneur en eau

Plus précisément, Hacker[21], a développé les mécanismes d'altération des croûtes océaniques. L'altération de la croûte océanique se produit sous l'effet de circulations hydrothermales, elle est par conséquent très inhomogène en fonction de la porosité et notamment des fissures ou des fractures dues à l'expansion océanique. Ainsi, certaines roches parviennent à échapper totalement à cette altération, alors que d'autres sont complètement recristallisés en nouveaux minéraux.

Les laves sont généralement diversement métamorphosées sous les conditions PT du faciès des « sous schistes verts », et les gabbros recristallisent très partiellement sous les conditions des faciès à amphibole.

Les pressions sous lesquelles ces séquences ophiolitiques se sont formées sont relativement basses (≤ 300 MPa), dues seulement à la profondeur de l'océan sus-jacent et à l'épaisseur de la croûte océanique, et leur température de formation étaient de l'ordre de 650°C .

Nos meilleures informations sur l'altération des laves océaniques et des dykes proviennent des études DSDP du forage 504 B (Alt et al 1986, 1989, voir texte asbestos/ophiolite). Elles indiquent que les laves contiennent 10 % d'auroles d'altération autour des vaines et des fissures, conduisant à une teneur moyenne de 12% H_2O pour l'ensemble des laves.

Les veines et vaines contenant hydroxydes ferreux, argile, celadonite, smectite, zéolites et carbonates, sont altérés en hydroxydes ferreux et argiles, le plagioclase est partiellement altéré en smectite ; l'olivine est partiellement à totalement remplacée par de l'argile ; les pyroxènes quant à eux ne sont pas altérés.

L'altération dans les dykes peut atteindre 50%vol. L'olivine est remplacée par de la chlorite, de l'argile et du talc ; le plagioclase est partiellement à totalement remplacé par l'association albite + zéolites, chlorite, ou argile ; et l'augite reste inaltérée dans les couches supérieures et auréolée d'actinolite dans les couches plus profondes. La teneur

Trajets des Différentes couches de la lithosphère :

A) partie supérieure de la croûte (d'après Hacker pour la subduction d'une croûte de 7 km à la vitesse d'enfouissement de 50 mm/a sous une pression de cisaillement de 100 MPa (courbe A1) et 33 MPa (courbe A2) environ [Peacock et Hacker 21]

B) partie inférieure de la croûte d'après Hacker pour la subduction d'une croûte de 7 km à la vitesse d'enfouissement de 50 mm/a sous une pression de cisaillement de 100 MPa (courbe B1) et 33 MPa (courbe B2) environ [Peacock et Hacker 21]

C) manteau lithosphérique [1,16]

C1 : cas d'une subduction « chaude » ou jeune type Nankai (sud du Japon) ou Cascadia (Ouest canadien)

C2 : cas d'une subduction « froide » ou ancienne type Tohoku (nord-ouest du Japon)

En trait continu : la subduction se poursuit jusqu'à fusion et disparition du manteau lithosphérique plongeant

En trait pointillé : Arrêt de la subduction et remontée des roches

1.4.5 Phase 6 et 7 (P6 et P7) : Faciès des schistes bleus et faciès des éclogites

Les études des phénomènes de subduction montrent qu'il y a deux grands types de subduction aux comportements très différents :

- Subduction « chaude » ou lente

exemple : Cascadia (ouest canadien) ou Nankai (sud du Japon)

On parle aussi de subduction jeune car même les subductions rapides se rapprochent de ce type de subduction dans leur premier temps

Les isothermes ne pénètrent pas profondément, il y a donc un fort gradient de température au sein du manteau lithosphérique. Les roches en subduction traversent donc ces isothermes, ce qui indique qu'il y a une forte augmentation de la température lors de la subduction : d'où la référence à « subduction chaude »

L'inclinaison du slab est faible : la pression évolue peu car l'enfouissement est relativement peu prononcé.

L'évolution des conditions PT est relativement simple et les réactions minéralogiques sont par conséquent limitées.

- Subduction « froide » ou rapide

exemple : Tohoku : nord ouest du Japon

On parle aussi de subduction ancienne car au cours de l'éclogitisation, la lithosphère plongeante voit sa densité fortement augmenter. Elle a donc tendance à vouloir s'enfoncer plus vite dans l'asthénosphère, entraînant dans son enfouissement le reste de la lithosphère et accélérant le processus de subduction.

Les isothermes s'enfoncent profondément au niveau du slab, de manière quasi parallèle au plan de Wadati Bénéioff. Les conditions PT des roches suivent donc une courbe isotherme : il n'y a pas de forte évolution de la température au cours de la subduction, d'où la référence à « subduction froide ».

L'inclinaison du slab est importante, il y a donc un accroissement important de la pression au cours de la subduction

1.4.5.1 Cinétique réactionnelle

Il est très inhabituel de parler de cinétique avant d'aborder la thermodynamique. En effet, il est peu concevable que d'abord des vitesses de réaction avant d'étudier et de développer les réactions pour voir lesquelles sont possibles, thermodynamiquement. Toutefois, je me permets de déroger à la règle car compte tenu que les temps se chiffrent en millions d'années et que les échantillons ne peuvent être récoltés qu'après une remontée et une exhumation des roches. La cinétique n'a que peu d'effet sur les pauvres minéralogistes que nous sommes, et je ne rentrerai donc pas dans les détails des cinétiques.

Plusieurs paramètres régissent la cinétique des réactions minéralogiques au cours de la subduction. Parmi ceux-ci la composition du manteau émergent, le degré de serpentinisation de ses péridotites. La taille des grains des gabbros.

Nous verrons par la suite combien l'eau à une incidence sur l'éclogitisation qui justement se caractérise par l'élimination de l'eau des minéraux, ainsi le degré de serpentinisation aura une forte influence sur la nature et la composition des roches de la lithosphère plongeante et par conséquent sur la cinétique des réactions minéralogiques.

De part le caractère réfractaire accru des minéraux des pôles magnésiens par rapport à celui des pôles ferreux, si les minéraux originaux sont plus riches en magnésium, ils réagiront à plus haute température que les minéraux équivalents avec des teneurs en fer supérieures. Comme la température est liée au degré d'enfouissement et de là au temps, plus le ratio Mg^{2+}/Fe^{2+} est élevé, plus les réactions minéralogiques interviendront à plus haute température et par conséquent plus tard dans le temps.

La taille des grains des gabbros ont également une incidence notable, sur la cinétique. Plus les grains sont gros, plus la cinétique est ralentie. Ainsi les éclogites se forment plus rapidement si les grains initiaux des gabbros sont fins. Ainsi les basaltes vont atteindre l'éclogitisation totale bien avant les gabbros.

1.4.5.2 Réactions minéralogiques

- A) Eclogitisation de la croûte océanique

Les études de Peacock et Hacker [21] ont montré que les trajets PTt de la croûte océanique au cours de la subduction pouvaient être sensiblement différents. Ainsi, Peacock a établi ces trajets pour deux pressions de cisaillement distinctes de 33 et 100 MPa. On peut voir sur les trajets obtenus que si la pression est faible le trajet PTt de la croûte océanique au cours de la subduction suit une pente faible (courbe A1 pour une pression de cisaillement de 33 MPa), représentatif d'une forte montée en température et d'une faible augmentation de pression, correspondant à une subduction chaude exagérée, et que si la pression est élevée (courbe A2, obtenue pour une pression de cisaillement de 100 MPa), la pente est forte, l'augmentation de pression est rapide alors que la température évolue peu.

Ce second cas est plus proche de la réalité. En effet, dans la zone de subduction, les isothermes ont tendance à s'orienter parallèlement au plan de Wadati Bléniouff. Le gradient de température traversée par les roches au cours de la subduction est donc très faible. La température varie en $\ln t$ (t en Ma) avec comme asymptote des pentes de l'ordre de 0.5°C/Ma dans le cas d'une subduction froide et de 4.5°C/Ma dans le cas d'une subduction chaude, pour une vitesse de subduction de 5 cm/an). Par conséquent, les roches ne s'échauffent que lentement.

Alors que leur pression augmente constamment, d'une manière quasi linéaire au cours du temps. En considérant que la pression induite par le contact entre les roches est négligeable, la seule pression subie par les roches de la lithosphère plongeante est la pression isostatique due à la lithosphère chevauchante (et éventuellement l'asthénosphère chevauchante) au-dessus d'elle. Cette pression est proportionnelle à l'épaisseur de roches sus-jacentes la lithosphère plongeante.

Ainsi, on obtient des courbes $P=f(T)$ pour les trajets PTt avec $T = T_0 e^{P/P_0}$.

Dans le cas d'une subduction froide, la croûte océanique passe successivement par les conditions des faciès à sous-schistes verts (faciès des zéolites), des schistes bleus à lawsonite, écolgites à lawsonite, écolgite à coésite, jusqu'à écolgite à diamants.

Dans le cas d'une subduction chaude, le trajet PTt précédent est décalé vers les températures plus chaudes et les trajets PTt sont quasi-linéaires. Les conditions PT passent successivement par les faciès des zéolites, des schistes verts, des schistes bleus à épidote, puis des écolgites, écolgites à coésite et écolgite a diamants.

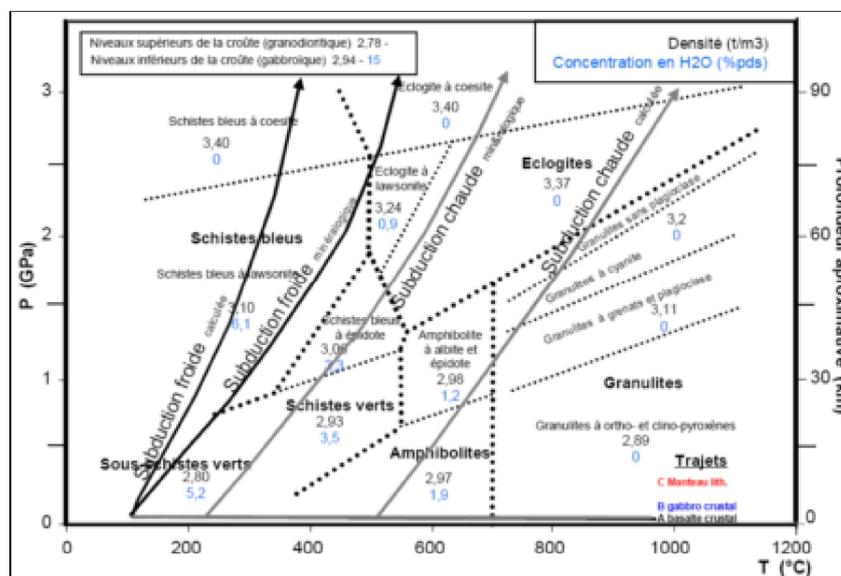


Figure 11 : Trajets PTt de la croûte océanique lors de la subduction

Distinction entre le cas d'une subduction chaude (Nankai) et d'une subduction froide (Tohoku)

Les courbes minéralogiques ont été définies à partir des faciès et minéraux précisés sur les schémas des subduction relatives au cas de Nankai et Tohoku.

Les courbes calculées ont été définies à parti de la figure présentant les courbes isothermes dans les cas de Nankai et Tohoku.

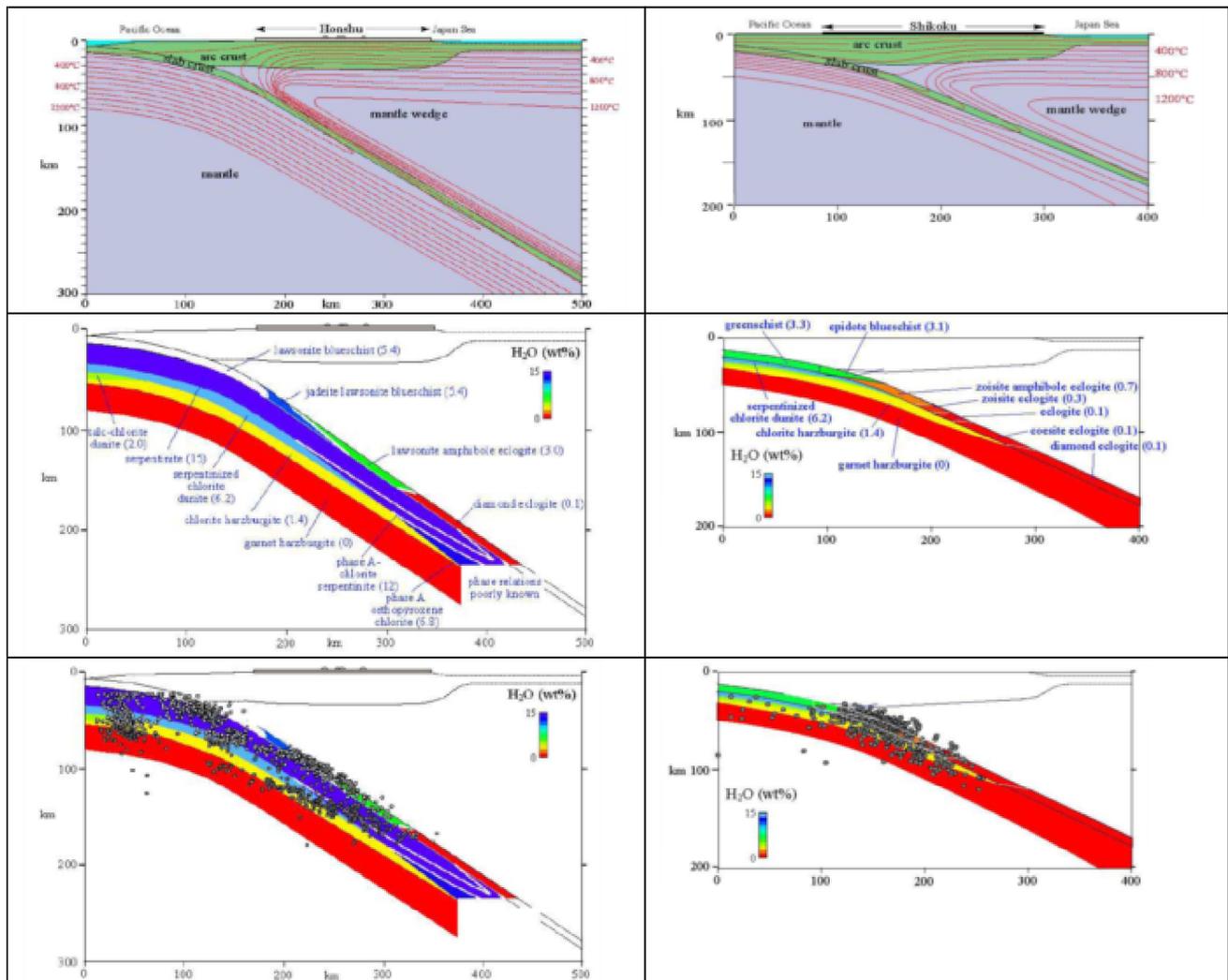


Figure 12 : Comparatif entre deux types de subduction « froide », rapide ou ancienne à gauche, « chaude », lente ou jeune à droite (Nankai)

- inclinaison du slab et courbes isothermes
- Minéraux et roches avec leur teneur en H₂O exprimée en échelle de couleur
- Idem b) avec les hypocentres sismiques

- C) Eclogitisation de la partie supérieure du manteau lithosphérique

- Cas 1 : subduction chaude

La serpentine à chlorite et dunite initiale donne successivement de l'harzburgite à chlorite puis de l'harzburgite à grenat.

Les réactions de métamorphisme interviennent dans des domaines de température élevée par élimination d'eau.

Le manteau est toujours à une température supérieure à 400-500°C.

Lorsque la pression commence à augmenter, la serpentine à chlorite et dunite dont la teneur en eau est supérieure à 6% commence à perdre cette eau pour former jusqu'à 600°C environ, de l'harzburgite à chlorite, dont la teneur en eau n'est plus que de 1 à 2 %.

Les conditions PT continuant à augmenter, l'harzburgite à chlorite perd elle aussi son eau de constitution, de sorte qu'au-delà de 800°C, il n'y ait plus que de l'harzburgite à grenat.

Ce métamorphisme s'accompagne, du fait de l'élimination de l'eau, d'un accroissement de densité de 2.8 à 3.4.

Le manteau devient alors plus dense que l'asthénosphère et précipite alors le mécanisme de subduction en tirant la lithosphère en arrière de subduction dans sa plongée dans l'asthénosphère.

- Cas 2 : subduction froide

Dans le cas d'une subduction froide, la partie supérieure du manteau a une évolution notablement différente du reste de la lithosphère.

L'analyse du diagramme de phase des roches harzburgitiques montrent une discordance au niveau des serpentines à

chlorite α et diopside. La pression, lorsqu'elle augmente, à température constante, provoque une recombinaison des éléments chimiques par métamorphisme avec formation de nouveaux minéraux plus denses, typiquement la chlorite donne du grenat.

Mais au niveau de cette discordance, la werhlite à serpentine et chlorite peut former cette serpentine à chlorite et diopside phase A dont la densité est inférieure, à cause d'une teneur en eau supérieure.

Le schéma des phases minéralogiques dans le cas de la subduction froide de Tohoku montre que la zone médiane du manteau lithosphérique constituée initialement de dunite à chlorite et serpentine donne au cours du métamorphisme de subduction d'une part de l'harzburgite à chlorite par élimination d'eau et densification, mais également de la serpentinite à chlorite α , par apport d'eau.

Cette spécificité de formation de serpentine à chlorite α , pourrait s'avérer anodine puisque sans conséquence pour la formation des grenats, si seulement elle n'était pas la conséquence d'augmentation de contraintes importantes au sein de la lithosphère, et probablement la cause de séismes. La figure des hypocentres des séismes dans le cas d'une subduction froide, montre clairement la présence d'un nombre important de séismes dans la zone de formation de ces serpentinites à chlorite α .

Les couches plus profondes du manteau sont à des températures suffisamment élevées pour que le trajet PT ne croisent pas le domaine de stabilité de la serpentinite à chlorite α . Il y a alors naturellement élimination d'eau, densification et formation d'harzburgite à chlorite puis harzburgite à grenats..

1.4.5.3 Exemples de réactions minéralogiques

Voici un exemple de séquence de métamorphisme présenté par Christian Nicollet.

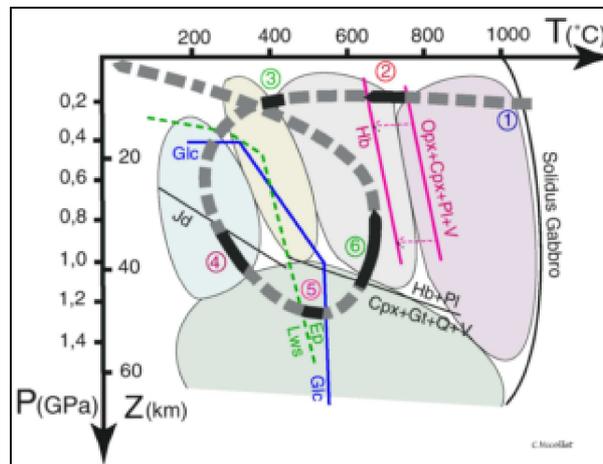
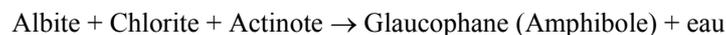


Figure 13 : Trajet PT d'après C. NICOLLET pour la lithosphère de sa formation au niveau de la dorsale médio-océanique,

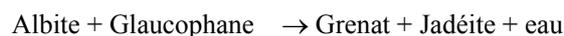
- (1) de sa cristallisation
- (2) métamorphisme isobare faible pression : expansion océanique et hydratation
- (3) Passage dans le domaine PT des schistes verts : début de subduction
- (4) Eclogitisation lors du passage des conditions PT du faciès de schistes bleus à celles des éclogites
- (5) Paroxysme de la subduction
- (6) Métamorphisme rétrograde avec diminution des contraintes de pression

Réaction du passage des conditions du faciès schistes verts au faciès schistes bleus



Réaction du passage des conditions du faciès schistes bleus au faciès éclogites

-



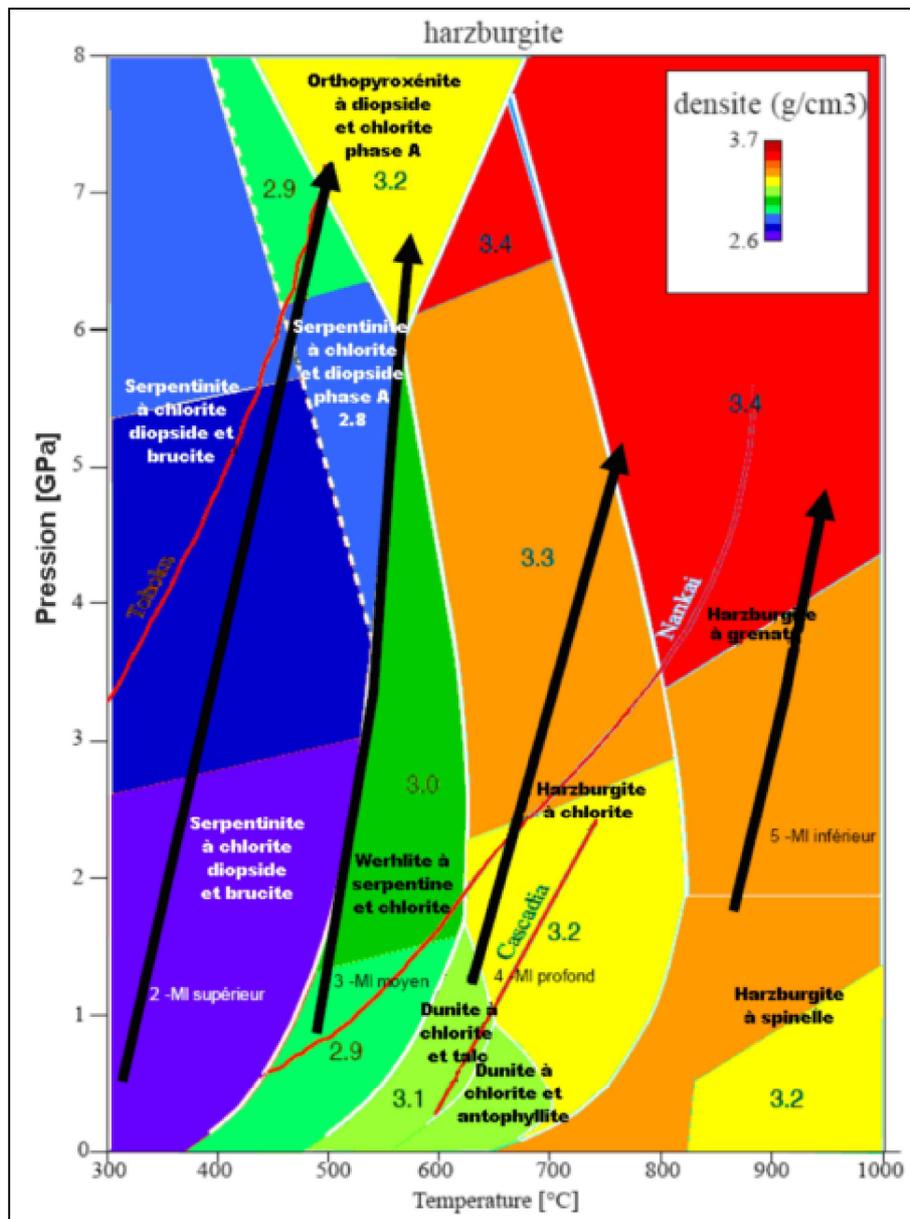


Figure 14 :Domaine de stabilité des roches harzburgitiques - Trajets PTt du manteau lithosphérique au cours d'une subduction froide (de typeTohoku)

pour respectivement

- la couche supérieure du manteau lithosphérique, frontière avec la croûte
- la couche médiane supérieure du manteau lithosphérique
- la couche médiane inférieure du manteau lithosphérique
- la couche frontière du manteau lithosphérique avec l'asthénosphère