

Chapitre 1

DYNAMIQUE LITHOSPHERIQUE DE CONVERGENCE : LES SUBDUCTIONS

I / LES INDICES DE MOBILITE HORIZONTALE DE LA LITHOSPHERE

Depuis la dérive des continents d'Alfred Wegener remise au goût du jour avec la découverte inopinée des dorsales, dans les années 60, zones de mouvements d'écartement horizontal de la lithosphère en l'axe de ces montagnes sous-marines médio-océaniques, le but était d'épier l'ennemi par des sous-marins lors de la guerre froide, 4 indices de mobilité horizontale ont ensuite été quantifiés et recoupés entre eux :

- 1/ l'âge des 1ers sédiments par les fossiles contenus datables, déposés immédiatement sur le plancher de la croûte océanique de basaltes qui le date par principe de superposition des couches (basaltes = roches à feldspaths, olivines et pyroxènes formant un couche de 6Km d'épaisseur en moyenne) surmontant des gabbros à même composition mais à refroidissement plus lent et entièrement cristallisés contrairement aux basaltes à refroidissement rapide d'un magma à environ 1200-1300°C en surface au contact de l'eau de mer (années 60) pour rappel : plus un magma refroidit vite, moins les minéraux ont le temps de prendre de la place et de cristalliser en prenant une certaine taille à l'oeil nu ou à la lame mince
- 2/ les points chauds comme celui sous l'archipel d'Hawaï qui forme des édifices volcaniques sur des îles d'âge connu à des distances du point chaud permettant d'établir la vitesse moyenne de la plaque entre 2 édifices formés par la remontée de magma en surface (années 60)
- 3/ les anomalies du champ magnétique aux bandes parallèles au rift (peau de zèbre) qui montrent un âge croissant symétriques des basaltes de part et d'autre du rift (fossé d'effondrement central à la dorsale d'où sort le magma à l'origine des basaltes de la croûte océanique), par la valeur du champ prise par le Fer des minéraux le contenant dans les basaltes (magnétites FE3O4 et hématite Fe2O3) (années 60)
- 4/ la géodésie spatiale par le système de Global Positioning System (GPS) à triangulation définissant le déplacement de points (balise) à l'origine du tracé de milliers de vecteur vitesse par plaque (années 70)

Une subduction est le lent plongement d'une lithosphère (dans 2/3 des cas à croûte océanique) dans l'asthénosphère sous-jacente normalement plus dense ... sauf si une frontière de plaque lithosphérique devient avec l'âge plus dense à un certain âge d'au moins 40 Ma sur le terrain qu'elle.

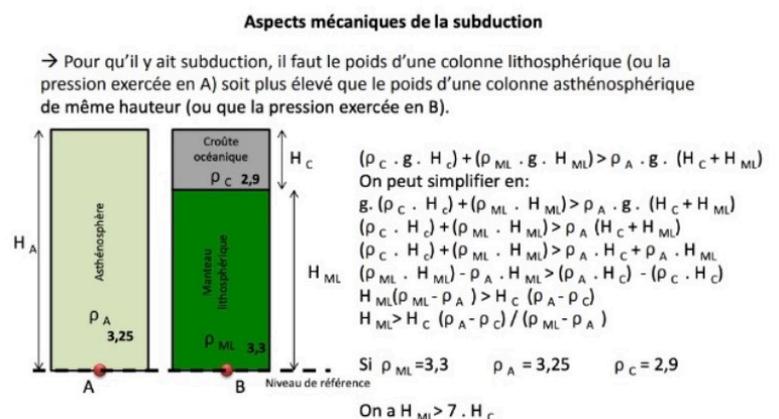
Le métamorphisme correspond à toute transformation de roche à l'état solide selon la circulation de fluides (eau par exemple) et changements des conditions de pression et/ou température assurant des changements structuraux ou/et minéralogiques à celle-ci.

Comment expliquer cette anomalie de plongement et son entretien ? Quels marqueurs de ces zones particulières de mobilité horizontale et verticale ? quelles conséquences à cet enfoncement systématique pour des distances de quelques centaines de km à la dorsale où s'est formé la néocroûte océanique (voir futur chapitre 3) ?

II / CONDITIONS DE PLONGEMENT DU SLAB ET MOTEURS DES SUBDUCTIONS

Pour qu'une lithosphère plonge, il faut :

- 1/ qu'elle se fracture
- 2/ qu'elle s'incurve 1 + 2 = qu'elle se flexure
- 3/ qu'elle soit dans un matériau malléable, ductile, plastique, ce qui est le cas pour



l'asthénosphère qui a cette propriété

- 4/ qu'elle devienne à volume égal plus dense que l'asthénosphère sous elle

Comment devient-elle plus dense ? Il faut que s'initie un déséquilibre, c'est-à-dire que le poids d'une colonne B de lithosphère PB dépasse celui d'une colonne A de volume équivalent d'asthénosphère PA, ce qui n'est possible que si :

- 1/ la masse volumique de B dépasse celle de A, ce qui implique pour une masse m_A fixe une baisse de volume V_A or en se refroidissant le magma qui remonte à la dorsale donne des basaltes et gabbros produits de refroidissement d'un matériau à 1300°C dans de l'eau à 4°C environ pour les premiers (en se refroidissant, le matériau se contracte donc le volume diminue bien donc la densité augmente) = contraction thermique

- 2/ de l'eau entre par métamorphisme hydrothermal HTBP (Haute Température Basse Pression) par les fracturations de la croûte néoformée ce qui augmente la masse volumique de cette dernière par incorporation de néo-atomes dans la masse molaire

- 3/ de plus, en s'éloignant de la dorsale, le poids des sédiments sur la croûte de la lithosphère océanique augmente (voir I /), ce qui vient ajouter à la hausse de poids expliquée déjà par le refroidissement précédent qui augmente la densité de la lithosphère océanique

- 4/ ensuite, la lithosphère en vieillissant s'épaissit aux dépens de l'asthénosphère car l'isotherme 1300°C frontière entre les 2 devient plus basse (slab froid autour, déformation des isothermes donc celle de 1300°C NB : isotherme = ligne reliant les points de même température) : des péridotites y sont supplémentées

- 5/ enfin, la subduction est entretenue car en s'enfonçant, la densité continue d'augmenter car avec la profondeur croissante, la pression augmente avec une influence supérieure à la température croissante car les roches se réchauffent peu (forte inertie thermique, les températures restent basses pour la vitesse d'enfoncement), ce qui augmente la quantité de matériau dans un même volume, la densité augmente donc encore, ce qui maintient l'enfoncement. Ainsi le slab pull (enfoncement du panneau plongeant) est aussi entretenu en permanence.

Le moteur de subduction serait :

- 1/ principalement $\Delta d > 0$, la différence de densité slab /asthénosphère sous-jacente > 0 quand d litho $> 3,25$ à partir de 35 Ma environ. Cette rupture d'équilibre de flottabilité se produit lorsque le poids de la plaque qui plonge dépasse l'asthénosphère en-dessous. Ce mécanisme est l'un des principaux moteurs responsables du mouvement des plaques à la surface de la Terre. Il explique pourquoi les plaques océaniques se déplacent toujours en direction de l'endroit où elles plongent en subduction. Plus la lithosphère s'éloigne de la dorsale, lieu de production de la lithosphère océanique, plus sa température diminue et sa densité moyenne augmente. Après $> 30-40$ Ma minimum, les plaques deviennent plus denses que l'asthénosphère ($> 3,3$) : une force de traction les entraîne vers le bas (slab pull). Après le début de la subduction, les transformations minéralogiques lors du métamorphisme de la plaque plongeante entraînent une augmentation de la densité des roches qui la constituent. Ainsi, un schiste vert en début de subduction gagnera en densité lors de sa transformation en schiste bleu, pour atteindre une densité encore plus importante au stade éclogite. La traction qui résulte de ce poids supplémentaire permet d'entretenir la subduction. (90 à 95% d'influence dans l'enfoncement du slab sont les éclogites de densité supérieure à 4,5 contre 3,25 pour l'asthénosphère

- Les vitesses de déplacement de plaques les plus rapides correspondent à celles qui présentent un pourcentage élevé de % de frontières en subduction. A l'inverse, les plaques lentes ne subduisent peu ou pas => ceci confirme bien l'importance de la subduction comme moteur du déplacement des plaques.

- 2/ secondairement, la force « RIDGE push » (poussée à la dorsale) : le glissement lithosphérique sur la pente océanique (créé par le gonflement thermique), anciennement poussée à la dorsale mais on a démontré qu'une dorsale ne pousse pas vraiment (voir conférence de Pierre Thomas, un spécialiste de l'ENS Lyon de Géologie), influence supposée de 5 à 10%

- 3/ troisièmement, la convection (encore discuté, considérés négligeables dans le moteur, ces mouvements visualisés dans le montage atelier 3 de l'AP # 3 + 6 p 179), mouvements de matière avec transfert d'énergie thermique par une remontée chaude) puisque pas toujours dans le même sens que le déplacement de la plaque, et on a montré l'existence d'un certain « découplage » donc indépendance entre

mouvements de la lithosphère et mouvements de convection (vus dans le montage avec l'huile colorée en TP) en-dessous de l'asthénosphère

III / MARQUEURS DES SUBDUCTIONS

A/ un sismicité intense dont les hypocentres dessinent le plan 3D dit de Wadati-Benioff du slab

l'apport de la sismique : le plan de Bénihoff en zone de subduction (1930-1955)

On a séisme si et seulement si : 1/ contraintes fortes accumulées en contexte rigide => 2/ seuil des contraintes franchi : rupture de roches en profondeur au niveau d'une faille souvent préexistante => 3/ lors de toute transformation, il y a conservation de l'énergie (1er principe de la thermodynamique), ce qui implique qu'une néoénergie ne peut provenir que de la conversion d'une autre forme préexistante : l'énergie des contraintes tectoniques est libérée en cette faille (hypocentre de projection en surface = épicentre) sous forme de chaleur par frottement et de trains d'ondes sismiques élastiques dans toutes les directions

Il existe 3 types de séismes :

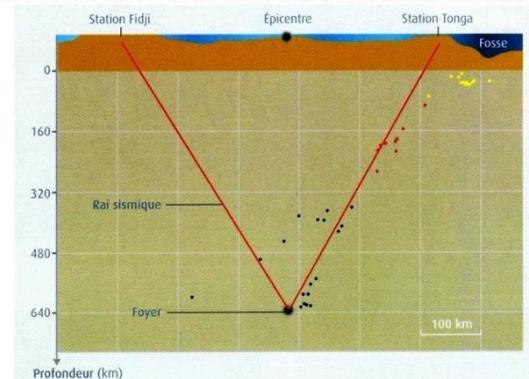
- superficiels $p < 100$ km
- intermédiaires : $100 \text{ km} < p < 400$ km
- profonds : $400 \text{ km} < p < 700$ km

Pourquoi y a-t-il des séismes à plus de 100 km de profondeur ?

attendu pour $p > 50$ km : (pression, température) ne devraient pas permettre la rupture d'un matériau car asthénosphère = ductile (solide déformable, opposé à fragile), cassant de la lithosphère qui est la seule apte donc aux séismes qui sont des ruptures profondes de roches, jusqu'à 700 km !! (à peu près 670 km : limite manteau supérieur / inférieur) pas de rupture de roches en profondeur possible sauf si ...

=> hypothèse interprétative I : la lithosphère rigide plonge raisonnablement par l'absurde : si la lithosphère était statique, elle devrait se réchauffer (milieu environnant plus chaud qu'elle) et perdre son identité rigide donc gagner en ductilité ou se désagréger : si sa propriété persiste (voir tomographies + étude Δv ondes sismiques), c'est qu'elle est renouvelée en permanence or nous avons vu qu'elle est créée au niveau des dorsales donc il existe des zones où elle disparaît

Document 1 : schéma d'une coupe sous la fosse des Tonga (les différents points illustrent des foyers sismiques).



AU VOISINAGE DES FOSSES OCÉANIQUES, LA DISTRIBUTION SPATIALE DES FOYERS SISMQUES S'ÉTABLIT SELON UN PLAN INCLINÉ REPÉRABLE JUSQU'À VERS 700 KM NOMMÉ PLAN DE WADATI-BÉNIOFF, CE QUI TRADUIT UN ENFONCEMENT LITHOSPHÉRIQUE DANS DES ZONES DITES DE SUBDUCTION. IL VARIE EN VALEUR SELON LA ZONE DE SUBDUCTION CONSIDÉRÉE : ON REMARQUE UN ALIGNEMENT VOLCANIQUE EN AVANT DE LA FOSSE ET AUSSI DES SÉISMES DANS LA PLAQUE CHEVAUCHÉE.

remarques : distinguer plaque océanique plongeante = plaque subduite de la plaque chevauchante sous laquelle l'autre s'enfonce

B/ un volcanisme explosif (relief > 0) : voir IV/

existence de 30 000 km de volcans mondiaux associés à la subduction

C/ une fosse océanique (relief < 0)

D/ un prisme d'accrétion résultant de l'affrontement/friction de 2 croûtes qui génère un écaillage qui peut émerger et former des îles (cas flagrant des Barbades)

E/ des anomalies thermiques négatives (déformation des isothermes [= lignes reliant les points de même température] autour du slab) puisqu'une lithosphère froide qui se réchauffe peu refroidit plus son encaissant qu'elle ne se réchauffe à son contact

IV / DES HISTOIRES D'EAU DEPUIS LA DORSALE : LE COUPLAGE METAMORPHISME / MAGMATISME EN CONTEXTE DE SUBDUCTION

On observe des minéraux hydroxylés (riches en OH venus d'une eau : biotite, le mica noir, hornblende) parmi les minéraux des roches de la croûte continentale de la plaque chevauchante (dans des granites, granodiorites, andésites, rhyolites, trachytes ou encore dacites). *D'où viennent ces OH ?*

Formée à 25% environ à la fin de l'Archéen (-2,5 Ga) et à > 85% 1 Ga après, la croûte continentale a aujourd'hui un volume stable, ce qui suppose une compensation création/recyclage (érosion ...).

Volcanisme et plutonisme participent à la création des matériaux constituant la croûte continentale. Les zones de subduction sont le siège d'un volcanisme brutal, souvent explosif, à forte sismicité

constats : Le volcanisme explosif des zones de subduction s'accompagne d'émission de gaz, cendres, nuées ardentes (= laves visqueuses + gaz + cendres + blocs de taille variable dévalant les pentes d'un volcan). 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. La teneur en silice SiO₂ des magmas est le plus fréquemment comprise entre 45% (pauvres) et 65% (riches) : c'est cette teneur en silice qui détermine la viscosité du magma, c'est-à-dire la résistance à l'écoulement : plus elle est élevée, plus le magma est visqueux, « acide »

A / LES TRANSFORMATIONS MINÉRALOGIQUES DE LA LITHOSPHERE SUBDUITE SONT LIÉES AU FLUIDE H₂O

1/ Caractéristiques de la lithosphère subduite et métamorphisme HTBP (⇒ voir 1 du 1er schéma-bilan)

Après sa formation à l'axe (rift) d'une dorsale, la lithosphère océanique fracturée et peu épaisse est le siège d'une circulation d'eau de mer, lui faisant subir un métamorphisme dit BPHT (Haute Température Basse Pression) :

- la croûte océanique entrant en subduction au bout d'environ 40 Ma comme nous l'avons vu dans le II / est donc riche en minéraux hydroxylés (à radicaux hydroxyles OH) : hornblende (amphibole verte), actinote, chlorite, épidote
- la péridotite du manteau lithosphérique de la plaque plongeante est au moins dans sa partie supérieure, métamorphisée (hydratée en serpentinite (roche serpentinisée, ressemblant à une peau de serpent, où l'olivine s'est hydroxylée en un minéral verdâtre, la serpentine). tous ces minéraux appartiennent à des roches placées dans ce que l'on appelle le faciès schistes verts (SV).

réactions chimiques : (ne pas apprendre les formules détaillées, mais savoir les réactions et qui est hydroxylé et qui ne l'est pas, en lien avec son faciès (schiste vert, bleu ou éclogite)

AU NIVEAU DE LA CROÛTE (BASALTES ET METAGABBROS CRUSTAUX)	AU NIVEAU DU MANTEAU PÉRIDOTITIQUE
pyroxène + plagioclase + H ₂ O => amphibole verte hornblende NaCa ₂ (Mg,Fe) ₄ Si ₆ Al ₃ O ₂₂ 3Al(OH) ₂	olivine (Mg,Fe) ₂ SiO ₄ + H ₂ O => serpentines (Mg,Fe,Ni) ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ Olivine + eau → Serpentine
amphibole hornblende NaCa ₂ (Mg,Fe) ₄ Si ₆ Al ₃ O ₂₂ 3Al(OH) ₂ + plagioclase + H₂O => chlorite (Fe,Mg,Al) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ + actinote Ca ₂ (Mg,Fe) ₃ (OH,F) ₂ (Si ₄ O ₁₁) ₂	

épidote = Ca₂(Fe³⁺,Al)₃(SiO₄)₃(OH), albite,

2/ le métamorphisme de cette lithosphère en subduction HPBT (⇒ voir 2 du 1er schéma-bilan)

Au cours de sa subduction, due à sa contraction thermique par refroidissement avec l'éloignement de la dorsale (divergence lithosphérique), à son épaissement aux dépens de l'asthénosphère ductile sous-jacente (celle du manteau lithosphérique, due à l'abaissement de l'isotherme 1300°C et subsidence (= enfoncement selon la gravité) thermique. Devenue plus dense qu'elle (> 3,25 après > 40 Ma à > 2000 km de la dorsale), la croûte océanique lithosphérique se réchauffe lentement et est surtout soumise à des pressions de plus en plus importantes avec la profondeur croissante : dans ces conditions, les minéraux qui la constituent deviennent instables : à de profondeurs

supérieures à - 30 à -40 km, la croûte devient siège de réactions à l'état solide conduisant à la formation avec perte d'eau de nouvelles associations minéralogiques, marquées en particulier par l'apparition de la glaucophane et de la lawsonite par exemple à partir de minéraux initiaux = métamorphisme Haute Pression Basse Température HPBT. Pour de profondeurs supérieures encore, le métagabbro devient une roche anhydre éclogitique (à minéraux non hydroxylés : grenats et jadéite notamment) : ainsi, ce n'est pas à partir de minéraux de la lithosphère océanique subduite que prend naissance le magma : sa subduction a comme conséquence unique une déshydratation libérant des hydroxydes percolant dans la péridotite de la plaque chevauchante.

faciès schistes bleus SB : glaucophane $\text{Na}_2(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, épidote $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$, lawsonite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})$ (formules non-exigibles !!)

feldspath plagioclase + chlorite + actinote => glaucophane + H₂O

glaucophane => jadéite (pyroxène vert sodique) + H₂O + grenat omphacite

diopside = pyroxène calcique

faciès éclogites : grenat rouge $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, jadéite, clinopyroxène vert sodique $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$

• Plagioclase + Actinote + Chlorite → Amphibole bleue (Glaucophane) + eau

• Plagioclase → Pyroxène (Jadéite) + Quartz et Plagioclase + Amphibole bleue → Grenat + Jadéite + eau

B / GENÈSE MAGMATIQUE

1/ matériel d'origine

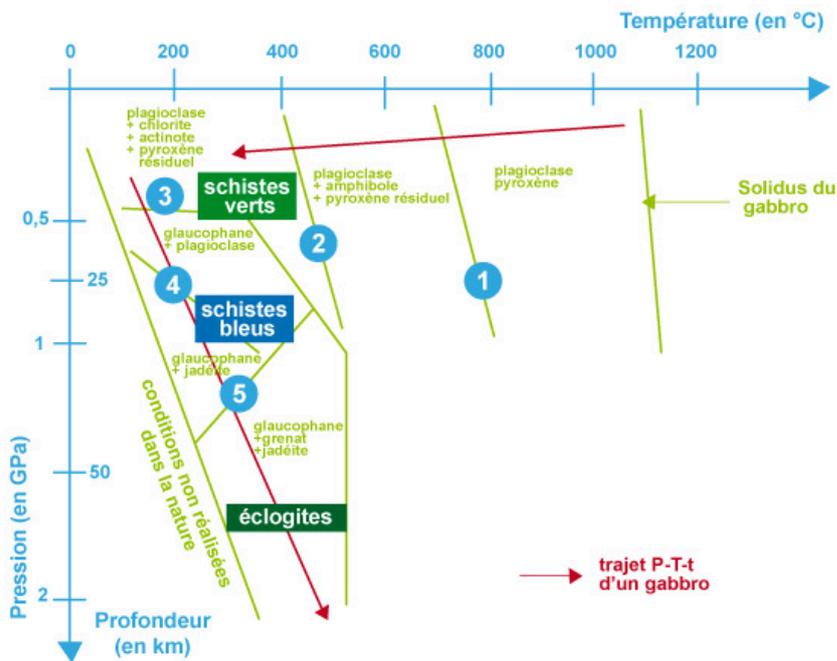
Un magma provient toujours de la fusion partielle d'une roche préexistante. En dépit des variations de valeur du pendage (angle de plongée par rapport à l'horizontale) du slab, les volcans se situent à l'aplomb (verticale) d'une zone où le toit de la lithosphère en subduction est à une profondeur de - 100 km au plus. La péridotite de la plaque chevauchante située à ces profondeurs subit une fusion partielle à l'origine d'un magma.

2/ eau et genèse magmatique

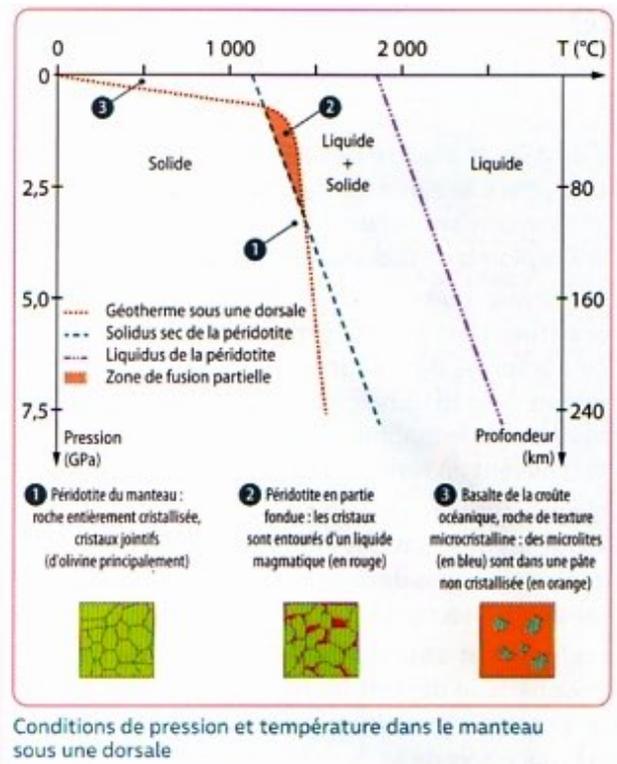
Les données thermiques indiquent que la température de la péridotite de la plaque chevauchante vers - 100 km est d'environ 1000°C, température insuffisante pour une fusion partielle de péridotite anhydre, là où expérimentalement on peut observer que les conditions de P/T rencontrées en subduction actuelle sont incompatibles avec une fusion partielle d'un basalte anhydre, hydraté ou même d'une péridotite anhydre. Les fluides comme l'eau peuvent expérimentalement abaisser la température de fusion patelle d'environ 300°C : ainsi, seule une péridotite hydratée à cette température sous la pression de cette profondeur peut entrer en fusion partielle (d'environ 10-15%, ce qui est faible) : certains minéraux gagnent alors le liquide magmatique en formation (éléments chimiques les plus hygromagmatophiles, encore appelés incompatibles comme K par exemple) quand d'autres demeurent dans la roche résiduelle (une péridotite appauvrie, l'harzburgite). Ainsi, l'hydratation de la péridotite chevauchante montre un couplage métamorphisme de subduction /magmatisme.

L'introduction d'eau caractérise toutes les régions qui, en surface, correspondent au plongement d'une plaque océanique (chapelet d'îles comme le Japon, "marges" continentales actives comme la cordillère des Andes ...)... La tomographie sismique du manteau dans les zones de subduction montre qu'il existe un coin de manteau entre la croûte de l'arc et la plaque plongeante. La morphologie du solidus humide est très incurvée vers les basses pressions, recoupant largement les géothermes continentaux anciens ou récents, et plus encore le géotherme océanique au niveau des dorsales.

	Andésite	Diorite	Rhyolite	Granite
				
Feldspath plagioclase $(\text{Na,Ca})[\text{Al}(\text{Si,Al})\text{Si}]_2\text{O}_8$	✓	✓	✓	✓
Feldspath orthose KAlSi_3O_8	✓	✓	✓	✓
Amphibole Hornblende $(\text{Na,Ca})_2(\text{Mg,Fe,Al})_5\text{Si}_6(\text{Si,Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	✓	✓	✓	✓
Pyroxène $(\text{Ca,Mg,Fe})\text{SiO}_3$	✓	✓		
Biotite $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{OH,F})_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})$			✓	✓
Quartz SiO_2			✓	✓
Verre	✓		✓	✓



ci-dessus : non exigible, à titre informatif en lien avec les lames minces observées à l'AP # 4



C / DU MAGMA AUX ROCHES CONTINENTALES

Ce magma est injecté dans les couches sus-jacentes, le manteau lithosphérique chevauchant puis la croûte continentale plus en surface où il est stocké dans des chambres magmatiques où ce magma provoque la fusion partielle des roches continentales encaissantes : il y a mélange des 2 magmas mantelliques et granitique d'origine crustale, l'arc volcanique de la plaque chevauchante étant généralement situé à l'aplomb du coin mantellique fusionnant situé à ~ 100km.

1/ cristallisation fractionnée, remontée et refroidissement rapide : andésites, rhyolites, dacites, trachytes

L'analyse des roches volcaniques des zones de subduction montre qu'au lieu de basaltes (à 40 à 45% de SiO₂), on obtient des andésites et des diorites, qui contiennent 50 à 60% de SiO₂. Le magma résultant génère par refroidissement des roches effusives microlitiques, andésites et rhyolites, arrivant en surface au cours d'éruptions volcaniques explosives, plutôt imprévisibles, dangereuses, à nuées ardentes, laves visqueuses et gaz tels que la vapeur d'eau, engendrées par des surpressions rares faisant sauter un bouchon d'accumulation dans la chambre magmatique sous-jacente au point de sortie.

Le fractionnement des éléments légers comme Si, Na, K ou lourds comme U, Th, est alors maximum. Ces produits sont en outre de faible densité (d=2,8 au lieu de 3 pour les basaltes). Ils ne peuvent plus être recyclés dans le manteau et donnent naissance à de la croûte continentale, dont la composition chimique moyenne peut être assimilée à celle des diorites, roches intermédiaire entre les basaltes et les granites.

La rhyolite, issue de laves acides (richesse en silice Si dans l'espèce chimique SiO₂ dite intermédiaire), a une composition chimique proche du granite avec des minéraux essentiels qui sont le quartz et les feldspaths et où on trouve également des minéraux ferromagnésiens hydroxylés (riches en OH) comme la biotite (mica noir) et l'amphibole. L'andésite, issue de laves intermédiaires (richesse en silice entre 53 et 66%) de couleur gris clair, ne contient pas de quartz et contient essentiellement feldspaths et minéraux ferromagnésiens type amphiboles et biotite. Ces minéraux hydroxylés résiduels sont à corrélés avec l'hydratation de la péridotite dont ils proviennent.

NB : la remontée rapide du magma à l'origine de ses roches ne doit pas faire oublier une première cristallisation fractionnée préalable dans une autre chambre plus en profondeur avant cette remontée dite rapide liée à la structure minéralogique microlithique qui leur est propre.

2/ cristallisation fractionnée, remontée et refroidissement lents : plutons granitoïdes (granites, granodiorites)

La majeure partie du magma se refroidit en profondeur et donne des roches plutoniques grenues de type granitoïdes, à composition minéralogique proche du granite. Les roches de composition granitique étant caractéristiques de la

croûte continentale, celles issues du magma (rhyolites, andésites, granitoïdes) contribuent à produire un néomatériau continental.

C'est donc l'hydratation de la croûte océanique au niveau de la dorsale (métamorphisme hydrothermal HTBP) qui est à l'origine d'un magmatisme du manteau chevauchant avec la subduction qui par métamorphisme HPBT permettent la genèse de la croûte continentale par déshydroxylation progressive dès - 35 km avec formation de roches volcaniques et plutoniques sur la plaque chevauchante (croûte continentale) : andésites et granitoïdes entre autres, par fusion partielle des péridotites du manteau chevauchant, vers - 100km de profondeur, par abaissement du solidus des péridotites d'environ 300°C (courbe de fusion commençante du solide d'olivines et de pyroxènes qu'est la péridotite), hydraté par la déshydratation des métagabbros du faciès schiste vert (SV) et bleus (SB) de la croûte subduite, en raison de la hausse de la pression accompagnant l'enfoncement de la croûte océanique (slab) de la lithosphère plongeant dans l'asthénosphère, désormais plus dense qu'elle à 2000 km environ de la dorsale, de densité > 3,25 et d'âge > 35-40 Ma. On observe une écolgittisation formant des minéraux anhydres au-delà du faciès schistes bleus (roches écolgite à grenat et jadéite par exemple) dans la croûte du slab et une hydroxylation des minéraux de la néocroûte continentale de la plaque chevauchante au coin de manteau modifié chimiquement par l'eau percolante : c'est la métasomatose.

