

Chapitre 2 : la convergence lithosphérique, contexte de formation des chaînes de montagnes

La collision est l'aboutissement de la fermeture d'un océan au cours de la convergence de plaques lithosphériques.

Problématique : Comment se mettent en place les chaînes de montagnes ? Quelles sont les structures reconnaissables permettant d'identifier les étapes de la formation d'une chaîne de montagnes ?

I. Les témoins de l'ouverture océanique et de la subduction (TP n°5)

1. Les traces d'un ancien océan soit ancienne océanisation Livre p 168 à 171

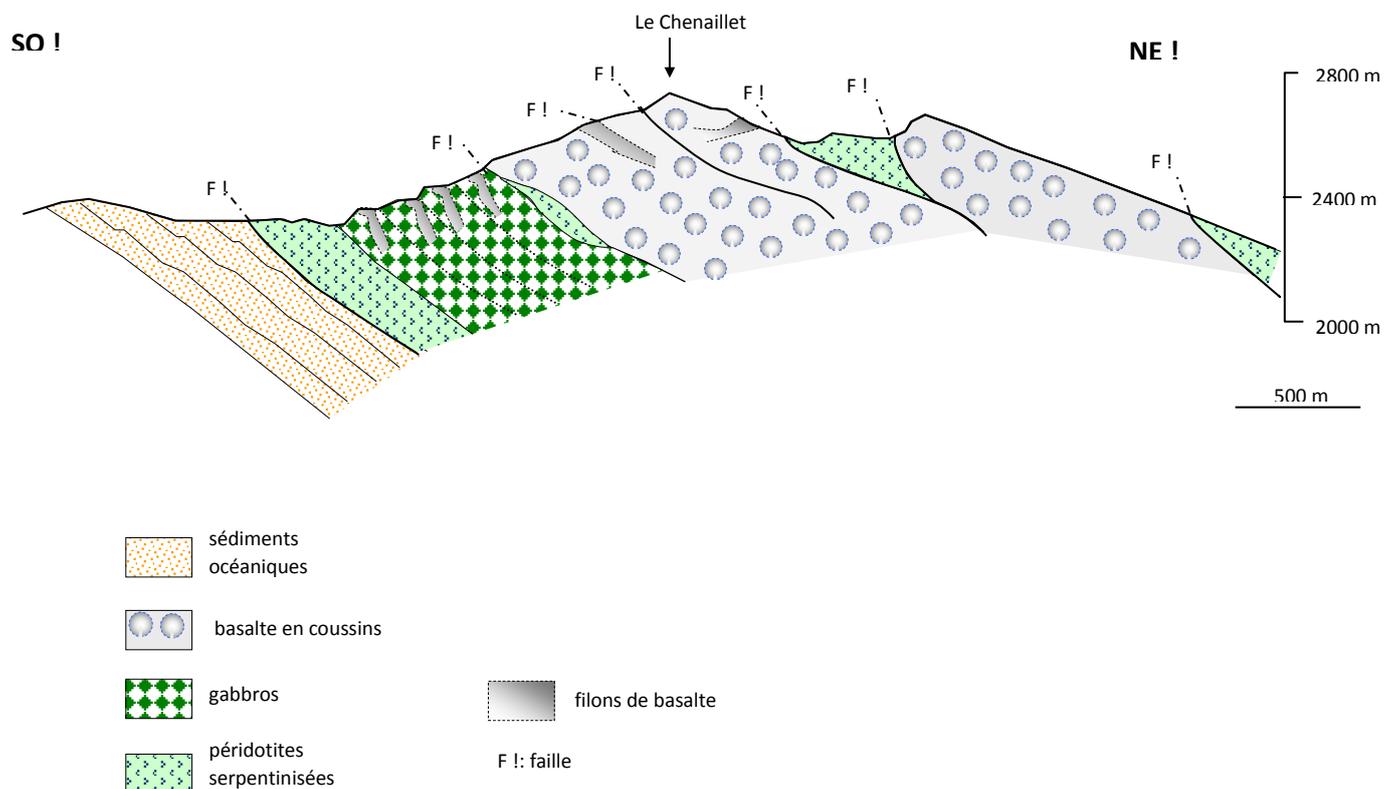
Objectif : montrer les traces d'un ancien océan et d'une ancienne marge continentale au sein des chaînes de montagne.

a- Les traces d'une ancienne LO

Les chaînes de montagnes présentent souvent les traces d'un domaine océanique disparu (**ophiolite**) et d'anciennes marges continentales passives. Dans les Alpes, le massif de Chenaillet correspond à un **complexe ophiolitique**, on y observe 4 types de roches en partant du bas

- Des péridotites sombres appelées **serpentinites** : ce sont des péridotites métamorphisées dont les olivines et le pyroxène a été transformé en serpentine (minéral noir)
- Des **gabbros** (souvent **métagabbro/métamorphisme hydrothermal**)
- Des basaltes en pillow-lava (en coussin)
- Des radiolarites, roches sédimentaires siliceuses contenant des radiolaires, organismes caractéristiques des fonds océanique profonds (4000 mètres).

L'observation de cette structure ophiolitique est donc la preuve de l'existence d'un plancher océanique ancien.



b- Les traces d'une ancienne marge passive.

La **sismique réflexion** permet d'identifier les structures présentes au niveau des jonctions entre les océans et les continents. Les bordures des océans sont appelées par les **marges passives**, zones sismiquement peu actives comportant de nombreuses failles normales courbes (**failles listriques**) formant des blocs basculés. Ces structures apparaissent lors de la formation d'un rift d'abord au niveau continental. Puis ce rift continental permet la formation de lithosphère océanique et contribue à la naissance d'un océan. Dans les Alpes, de nombreux blocs basculés anciens sont identifiables. Ce sont notamment tous les massifs cristallins externes (Taillefer, Belledone, Grande Rousse ...). Ces massifs sont composés majoritairement de granites (ancienne CC qui a été mobilisée).

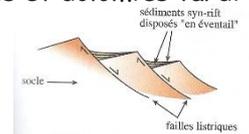
c- Les sédiments associés aux blocs basculés

Entre les blocs basculés alpins, on retrouve des sédiments de l'ère secondaire qui contiennent de nombreux fossiles marins et dont la structure est en éventail. La formation de cet éventail est liée au basculement progressif du bloc au cours de la sédimentation (le sédiment se dépose à plat).

On décrit ces **sédiments** selon 3 groupes :

- Les sédiments pré-rift sont ceux qui se déposent avant la formation du **rift** (ex : Quartzite du Trias : ne présente aucun fossile marin et beaucoup de particules de quartz issus de la dégradation du granite)

- Les sédiments syn-rift qui se déposent au moment de la formation du rift (ex : les calcaires et dolomies tardi-triasiques portant des traces de terriers d'animaux marins : plage).



- Les sédiments post-rift qui se déposent après la formation du rift dans un océan (ex : les calcaires roses et calcaires gris du Jurassique qui contiennent des Ammonites et des Belemnites : animaux vivants).

Leur étude montre que l'Océan Alpin s'est formé à la fin du Trias (200 à 180 MA) et qu'il s'est étendu jusqu'au milieu du Crétacé (80 Ma). L'analyse des sédiments confirme donc l'existence d'un océan disparu.

2. Les témoins de la subduction

Objectif: Montrer que certaines roches sont des indices prouvant un enfoncement de la lithosphère dans les zones de subduction

• Des témoins d'une subduction océanique (doc 1 et 2 p. 172-173)

Certaines ophiolites ont subi un **métamorphisme caractéristique des zones de subduction**, c'est-à-dire une transformation minéralogique (**métamorphisme Haute Pression-Basse Température**). + **HYDRATATION**

Certains minéraux instables dans ces nouvelles conditions se transforment ou interagissent entre eux pour donner de nouveaux minéraux plus stables dans ces nouvelles conditions.

Les matériaux océaniques et continentaux montrent les traces d'une transformation minéralogique (métamorphisme) à grande profondeur au cours de la subduction. Par ailleurs, on sait que les gabbros se forment au niveau de la dorsale. Ce sont des roches magmatiques plutoniques de texture grenue et composées principalement de plagioclase et de pyroxène. Ces gabbros subissent une série de transformations métamorphiques que l'on classe en 3 faciès.

a- **Le faciès des schistes verts** (Métagabbros à Actinote et Chlorite)

Le gabbro formé au niveau de la dorsale s'en éloigne et subit alors une **hydratation** permettant la formation de minéraux caractéristiques : la hornblende (Hb, amphibole verte).

En continuant de s'éloigner, de nouveaux minéraux hydratés comme la chlorite apparaissent. C'est le faciès schiste vert. La formation de ces minéraux est associée à un contexte métamorphique de Basse Pression - Basse Température (BP/BT).

b- Le faciès des schistes bleus (Métagabbros à Glaucophane)

Lors de la subduction, l'augmentation de la pression et de la température (déshydratation) font apparaître des minéraux tels que le glaucophane. Les métagabbros à glaucophane (Glc, amphibole bleue) seront classés dans les faciès schiste bleu. La présence de glaucophane est associée à un contexte de Haute Pression - Basse Température (HP-BT).

c- Le faciès des écoligites

Si l'enfoncement continue, on passe alors à un faciès écoligite caractérisé par la présence de **grenat et de jadéite** (faisant partie des pyroxènes). Ce faciès est uniquement rencontré dans les zones de subduction. Dans les Alpes, on trouve sur le terrain la succession de ces différents faciès en allant d'Ouest en Est. Ceci confirme la présence d'une ancienne zone de subduction dont la plongée s'est faite vers l'est. Ainsi, on peut identifier que la plaque européenne (Alpine) plonge sous la plaque africaine (Adriatique).

- **Des témoins d'une subduction continentale (doc 3 p 173)**

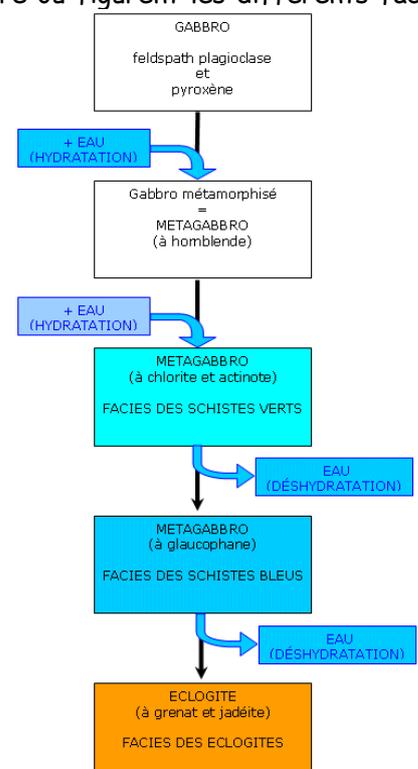
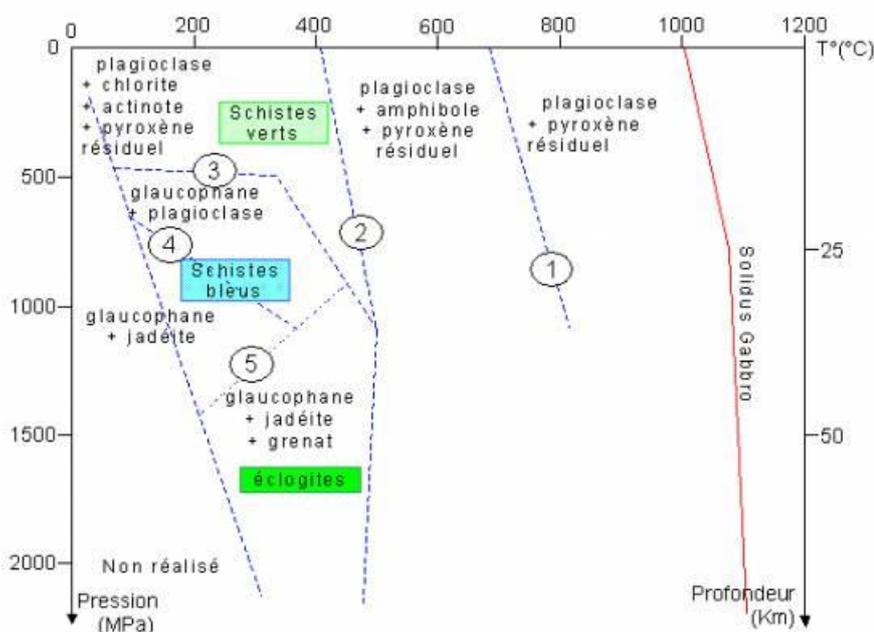
Lorsque l'océan a complètement subduit, il y a affrontement des deux lithosphères continentales : c'est l'obduction. Il y a alors « suture » des matériaux océaniques entre les lithosphères continentales et c'est alors qu'une ophiolite peut être produite. Par la suite, l'essentiel de la lithosphère continentale s'épaissit par empilement de nappes dans la zone de contact entre les deux plaques. On trouve de nouveaux indices de l'obduction. Par exemple, dans les massifs italiens (Dora Maira), on trouve des roches de la croûte continentale contenant de la **coésite** : il s'agit d'une forme de quartz formée à très haute pression et haute température (HP-HT) plus de 100 km (et diamant). Les formes de très haute pression telles que la coésite sont des témoins du blocage de la subduction et de la suture entre les 2 plaques.

Remarque : <http://svt.tice.ac-orleans-tours.fr/php5/publis/faure/faure3.htm> Des données récentes mettent en évidence la possibilité d'une subduction de la lithosphère continentale. Ce serait en particulier le cas dans l'Himalaya au niveau de laquelle la lithosphère indienne plongerait à plus de 600km de profondeur. Ces éléments restent toutefois à confirmer.

Au cours de la subduction continentale, la partie supérieure de la croûte continentale s'épaissit par **empilement de nappes** dans la zone de contact.

Des fragments de lithosphères océanique et continentale ont ensuite été ramenés vers la surface.

Il est possible de reconstituer le **trajet Pression-Température** suivi par une roche métamorphique d'origine océanique ou continentale au cours du **temps**, à partir des associations minérales présentes dans cette roche, replacées dans un diagramme (**domaines de stabilité**) Pression-Température où figurent les différents faciès métamorphiques.



3- Le moteur de la subduction

a. Le refroidissement et l'épaississement de la lithosphère océanique (doc 1 et 2 p 174)

L'enfoncement de la lithosphère dans le manteau au niveau d'une zone de subduction s'explique par ses changements de propriétés au cours du temps.

À la dorsale, la jeune lithosphère formée, mince et chaude, flotte sur l'asthénosphère ductile, car elle est moins dense.

Au fur et à mesure de son éloignement de l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique **s'hydrate et se refroidit**. L'abaissement en profondeur de l'isotherme 1300 °C, qui marque la base de la lithosphère océanique, implique un **épaississement progressif par le bas**.

Cet épaississement du manteau lithosphérique se fait aux dépens du manteau asthénosphérique de même nature chimique.

b. Une augmentation de la densité de la lithosphère océanique. (doc 3 et 4 p 175)

Cet ajout de manteau froid **augmente progressivement la densité moyenne** de la lithosphère océanique.

Une lithosphère plus âgée, plus dense, aura tendance à s'enfoncer davantage : on parle de **subsidence thermique**. C'est ainsi que la profondeur des fonds océaniques passe de 2,5 km, au niveau d'une dorsale à flux thermique élevé, à 6 km, au niveau des plaines abyssales à flux thermique plus faible.

Dès 30 Ma, une lithosphère océanique à croûte mince (5 km) voit sa densité devenir supérieure à celle de l'asthénosphère sous-jacente, sa subduction devient inexorable. Cette dernière peut être retardée de plusieurs dizaines de millions d'années en raison de la résistance mécanique à l'enfoncement qu'exerce l'asthénosphère solide mais visqueuse.

L'âge de la lithosphère océanique en surface **n'excède** cependant **jamais 200 Ma**.

Au cours de leur enfoncement au sein du manteau, les roches de la croûte océanique se transforment en **éclogites**, ce qui **augmente** encore la **densité** moyenne de la lithosphère.

Ainsi, la force de traction exercée par la masse de la lithosphère en subduction constitue un des moteurs essentiels de la tectonique des plaques. Rôle moteur de la traction par la lithosphère océanique plongeante.

II. Les témoins de la convergence lithosphérique

1- La collision continentale et ses conséquences

Lors de la collision continentale, la lithosphère s'adapte à la compression. Les terrains subissent alors un raccourcissement à l'origine :

- De failles inverses
- De plis
- De nappes de charriage et chevauchement

La collision aboutit à un très fort empilement de terrains, ce qui permet l'épaississement de la lithosphère. Le Moho peut alors atteindre plus de 50 à 80 km de profondeur sous la chaîne de montagnes : c'est la racine crustale. *Remarque : certaines anciennes failles normales (blocs basculés) peuvent être à nouveau mobilisées en contexte compressives et se transforment alors en failles inverses.*

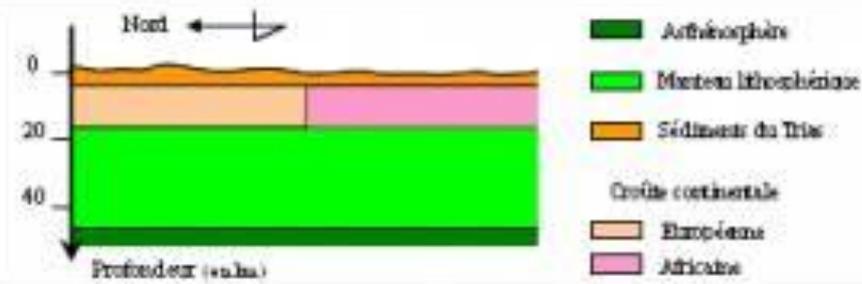
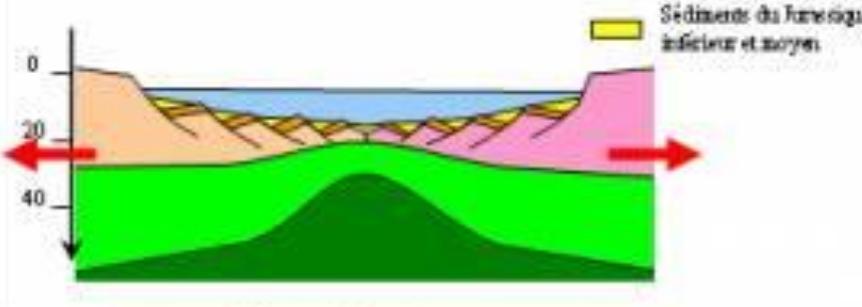
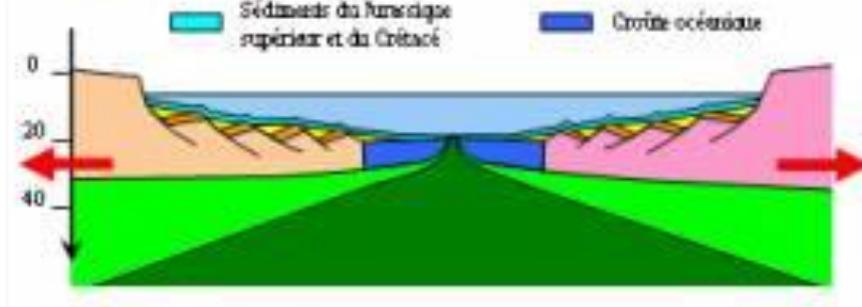
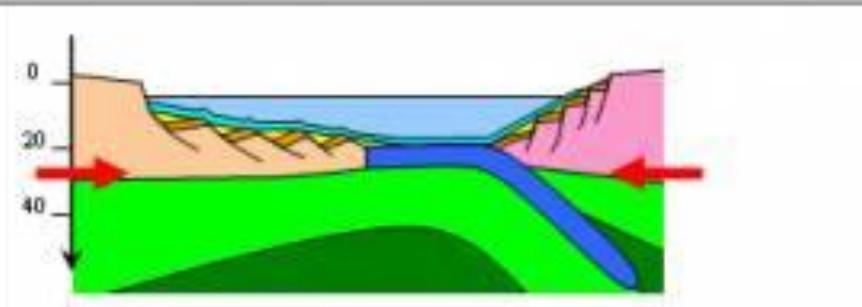
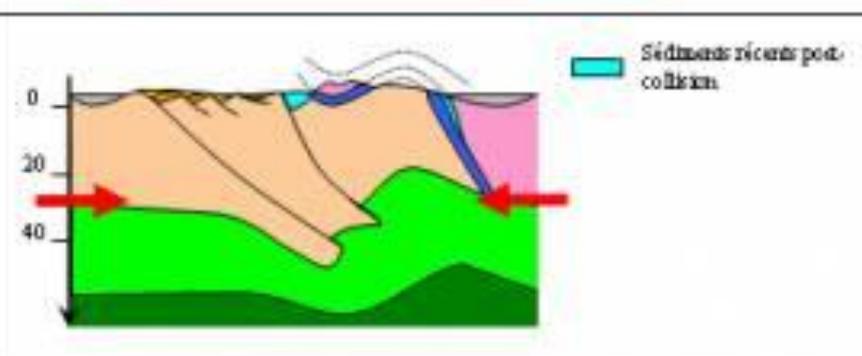
Les chaînes de montagnes présentent souvent les traces d'un domaine océanique disparu (ophiolites) et d'anciennes marges continentales passives. La « suture » de matériaux océaniques résulte de l'affrontement de deux lithosphères continentales (collision).

Tandis que l'essentiel de la lithosphère continentale continue de subduire, la partie supérieure de la croûte s'épaissit par empilement de nappes dans la zone de contact entre les deux plaques.

Les matériaux océaniques et continentaux montrent les traces d'une transformation minéralogique (métamorphisme) à grande profondeur au cours de la subduction.

La différence de densité entre l'asthénosphère et la lithosphère océanique âgée est la principale cause de la subduction. En s'éloignant de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit et s'épaissit. L'augmentation de sa densité au-delà d'un seuil d'équilibre explique son plongement dans l'asthénosphère. En surface, son âge n'excède pas 200 Ma.

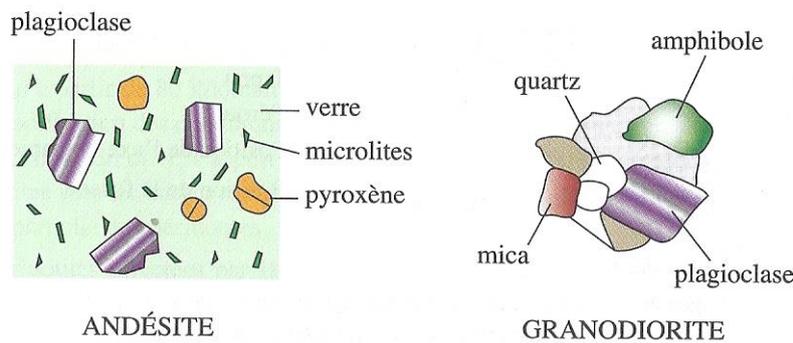
2- L'histoire des ALPES schéma bilan

Coupes schématiques	Evénements géologiques majeurs
 <p>0 20 40 Profondeur (en km)</p> <p> ■ Asthénosphère ■ Mantau lithosphérique ■ Sédiments du Trias Croûte continentale ■ Européenne ■ Africaine </p>	<p>A -245 Ma, tous les continents sont réunis en un seul, la Pangée.</p> <p>A noter le dépôt de sédiment artériif datant du Trias.</p>
 <p>0 20 40</p> <p> ■ Sédiments du Jurassique inférieur et moyen </p>	<p>A -180 Ma, la remontée de l'asthénosphère cause un début d'extension.</p> <p>Apparaît alors des failles normales et des blocs basculés.</p> <p>Naissance de l'océan alpin dans lequel se dépose des sédiments synrift du Jurassique inférieur et moyen.</p>
 <p>0 20 40</p> <p> ■ Sédiments du Jurassique supérieur et du Crétacé ■ Croûte océanique </p>	<p>A -140 Ma, l'océanisation est complète car il apparaît de la croûte océanique.</p> <p>Se dépose alors les sédiments postrift datant du Jurassique supérieur et du Crétacé</p>
 <p>0 20 40</p>	<p>A -80 Ma, l'Afrique, repoussée vers l'Europe de par la naissance de l'océan Atlantique, cause la compression.</p> <p>Ceci est à l'origine de la subduction de la croûte océanique du côté de la plaque africaine.</p>
 <p>0 20 40</p> <p> ■ Sédiments récents post-collision </p>	<p>Depuis -30 Ma, la subduction a fait place à une collision.</p> <p>De cette collision il y a différents marqueurs :</p> <ul style="list-style-type: none"> • le relief et la racine crustale • des plis, des failles et des nappes de charriage <p>Il subsiste tout de même des marqueurs :</p> <ul style="list-style-type: none"> • différentes ophiolites • des blocs basculés • des sédiments de type marin

Le magmatisme des zones de subduction

a. Les roches

Dans les zones de subduction, des volcans émettent des laves souvent visqueuses associées à des gaz et leurs éruptions sont fréquemment explosives (**nuées ardentes**). Ce volcanisme est à l'origine de la production de **roches magmatiques volcaniques** comme l'andésite ou la rhyolite. Ces roches sont associées à des roches plutoniques de composition proche qui refroidissent lentement en profondeur. L'andésite est associée à la diorite et la rhyolite au granite. Ces structures de **roches plutoniques** sont nommées plutons. **La comparaison entre les basaltes de la dorsale océanique et l'andésite des zones de subduction montre que l'ensemble des roches des zones de subduction présentent de nombreux minéraux hydratés (minéraux hydroxylés) comme le mica et l'amphibole. La péridotite d'origine ne fond donc pas dans les mêmes conditions dans les zones de subduction.**

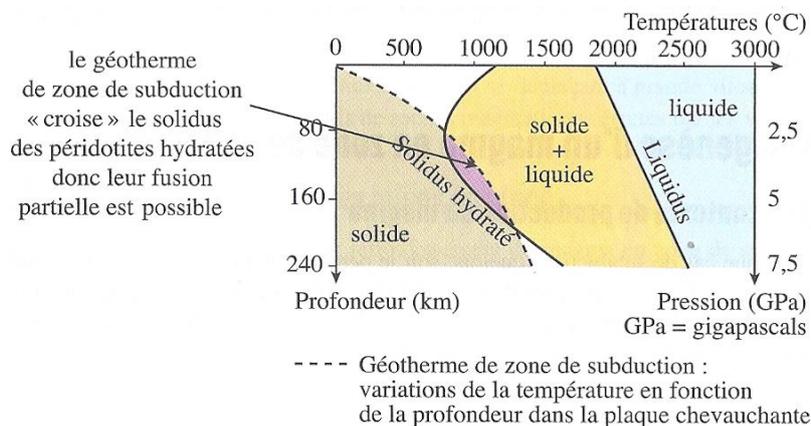


Lames minces d'une roche volcanique (andésite) et d'une roche plutonique (granodiorite) fréquemment rencontrées dans les zones de subduction

B L'origine de la fusion

Lors de la subduction, les minéraux subissent une déshydratation. L'eau est libérée dans le manteau et va **hydrater les péridotites**. Cette hydratation fait baisser le point de fusion de la péridotite qui fond pour donner l'andésite, la rhyolite, la diorite ou encore le granite. Cette **fusion partielle** se produit à environ 100km de profondeur sous les volcans et au niveau du plan de Wadati-Benioff. La déshydratation des matériaux de la croûte océanique subduite libère de l'eau qu'elle a emmagasinée au cours de son histoire (métamorphisme hydrothermal), ce qui provoque la fusion partielle des péridotites du manteau sus-jacent.

VOIR SITE SUBDUCTION DE PEREZ



Fusion expérimentale péridotite hydratée

C La création de croûte continentale

Si une fraction des magmas arrive en surface (volcanisme et formation d'édifices volcaniques), la plus grande partie cristallise en profondeur et donne des roches à structure grenue de type granitoïde (plutons granitiques). Un magma, d'origine mantellique, aboutit ainsi à la création de nouveau matériau continental. **C'est l'accrétion continentale.**

La formation d'une nouvelle croûte continentale s'effectue donc au niveau des zones de subduction par cristallisation des magmas issus de la fusion partielle des péridotites du manteau lithosphérique hydraté. Ces magmas, piégés dans la croûte continentale, subissent une différenciation au cours de leur refroidissement très lent, ce qui aboutit à la formation d'une grande diversité de roches plutoniques de composition granitique. A cette différenciation magmatique peut s'ajouter une contamination en silice des magmas par les roches de la croûte continentale encaissante.

Les zones de subduction sont le siège d'une importante activité magmatique qui aboutit à une production de croûte continentale. Dans ces zones, les volcans émettent des laves souvent visqueuses associées à des gaz et leurs éruptions sont fréquemment explosives. La déshydratation des matériaux de la croûte océanique subduite libère de l'eau qu'elle a emmagasinée au cours de son histoire, ce qui provoque la fusion partielle des péridotites du manteau sus-jacent. Si une fraction des magmas arrive en surface (volcanisme), la plus grande partie cristallise en profondeur et donne des roches à structure grenue de type **granitoïde**. Un magma, d'origine mantellique, aboutit ainsi à la création de nouveau matériau continental. **Accrétion continentale** : granodiorite.

Granodiorite : roche plutonique grenue caractéristique des zones de subduction. Sa minéralogie est constituée de phénocristaux de feldspaths (plagioclase et orthose) , de quartz, de biotite et d'amphiboles.

Le magmatisme andin



Volcan Ubinas le plus actif du Pérou

La bordure continentale du continent Sud- américain est une région sismique et volcanique caractérisée par la subduction de la lithosphère océanique de l'océan Pacifique sous la plaque sud- américaine (ceinture de feu du Pacifique) : c'est une marge active. Dans les zones de subduction, seule une faible proportion (inférieure à 15%) des magmas mantelliques atteint la surface et forme en se refroidissant brutalement au contact de l'air ou de l'eau des roches volcaniques. Le reste des magmas se refroidit lentement en profondeur (cristallisation fractionnée) en produisant des roches plutoniques regroupées sous le nom de **granitoïdes**. **Accrétion continentale**. Ces **granodiorites** constituent l'essentiel des roches de la Cordillère occidentale péruvienne qui culmine à 6770 mètres.

