

THEME 1

LE DOMAINE
CONTINENTAL ET SA
DYNAMIQUE

Chapitre 2 – Convergence lithosphérique et formation des chaines de montagne



Pauline Alméras
2018-2019

Table des matières

CHAPITRE 6 – CONVERGENCE LITHOSPHERIQUE ET FORMATION DES CHAINES DE MONTAGNE

| | |
|---|----|
| I – Le scénario-type de la formation d’une chaîne de montagne | 3 |
| II – Les traces d’une ancienne expansion océanique | 4 |
| A – Les traces d’un ancien domaine océanique | 4 |
| B – Les traces d’une ancienne marge passive | 5 |
| III – Les traces d’une ancienne fermeture océanique | 6 |
| A – Plancher océanique et subduction..... | 6 |
| B – Des traces de subduction océanique dans les chaînes de montagne | 7 |
| 1 – Les traces d’un ancien prisme d’accrétion | 7 |
| 2 – Des ophiolites métamorphisées | 7 |
| IV – Les traces de la collision continentale..... | 8 |
| A – De la subduction océanique à la subduction continentale | 8 |
| 1 - Observation des roches..... | 8 |
| 2 - Les apports de la tomographie..... | 9 |
| B – Des chevauchements en surface..... | 9 |
| V – L’origine de la convergence : la mise en place de la subduction | 10 |
| A – Le moteur de la subduction | 10 |
| B – L’entretien de la subduction | 11 |
| C – Un retard dans l’entrée en subduction | 12 |
| Conclusion | 12 |

CHAPITRE 2 – CONVERGENCE LITHOSPHERIQUE ET FORMATION DES CHAINES DE MONTAGNE

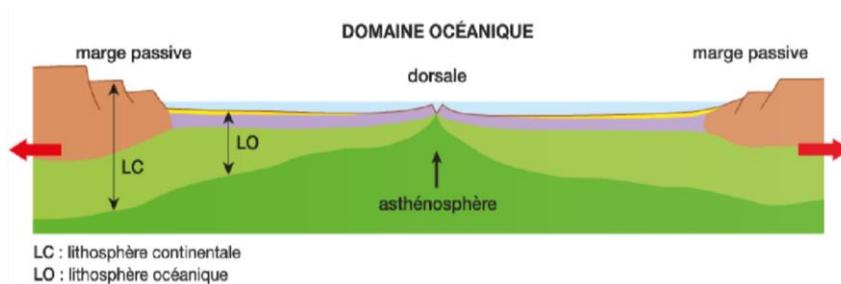
Nous avons vu que les chaînes de montagne se mettent en place dans un contexte de convergence. Des masses considérables de croûte continentale sont ainsi portées en altitude. Dans ce chapitre, nous allons voir quel est le modèle de formation des chaînes de montagne, et sur quels indices géologiques il se base.

I – Le scénario-type de la formation d'une chaîne de montagne

Quelles sont les étapes typiques de la formation d'une chaîne de montagne, et quels types d'indices doit-on trouver pour les valider ?

Repérer les étapes et les indices à chercher pour les valider sur la fiche associée.

1 - Avant la collision : l'expansion océanique



L'ouverture d'un océan se fait dans un contexte géologique de divergence. Des formations géologiques typiques sont associées à ce phénomène.

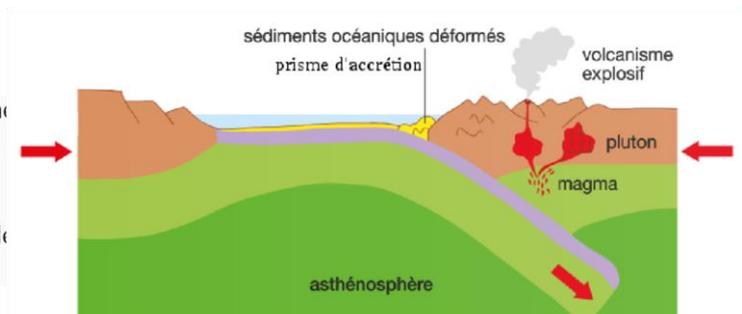
Caractéristiques de cette phase à rechercher dans une chaîne de montagne :

- Traces de marges passives, mises en place lors de l'océanisation (blocs basculés + failles normales)
- Traces de croûte océanique

2 – Changement de dynamique et début de convergence : la fermeture océanique

Il y a convergence lithosphérique et subduction

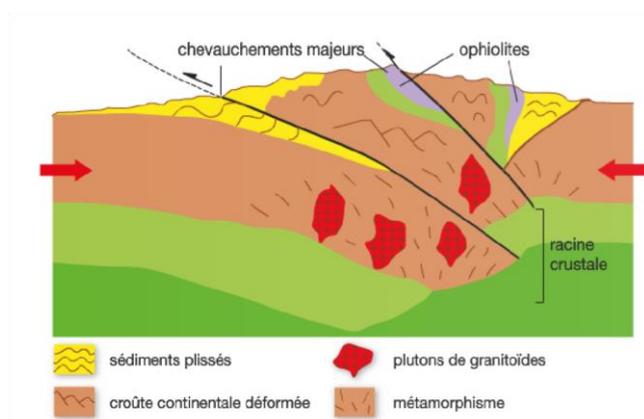
Prisme d'accrétion : superposition d'écaillés au front d'une plaque dans certaines zones de subduction. Il résulte du rabotage des sédiments (océaniques et issus de l'érosion des continents) et de fragments de croûte océanique appartenant à la plaque plongeante, qui sont arrêtés par le butoir rigide formé par la plaque chevauchante.



Caractéristiques de cette phase à rechercher dans une chaîne de montagne :

- Traces d'un ancien prisme d'accrétion
- Traces de subduction océanique

3 - Poursuite de la convergence après la disparition de l'océan : la collision



Lors de la collision, le mouvement se poursuit : il y a un enfoncement en profondeur de la lithosphère continentale (on parle parfois de « subduction continentale »), tandis qu'en surface les nappes s'empilent.

Caractéristiques de cette phase à rechercher dans une chaîne de montagne :

- Traces de subduction continentale (enfoncement profond de roches continentales)
- Formation d'écaillés de croûte continentale

L'ensemble des processus de mise en place d'une chaîne de montagne est qualifiée d'**orogénèse**.

II – Les traces d'une ancienne expansion océanique

Quels indices sur le terrain sont le signe d'une expansion océanique ?

A – Les traces d'un ancien domaine océanique

- Livre page 168-169

Rappelez ce qu'est une ophiolite.

Montrer que le massif du Chenaillet en constitue un exemple.

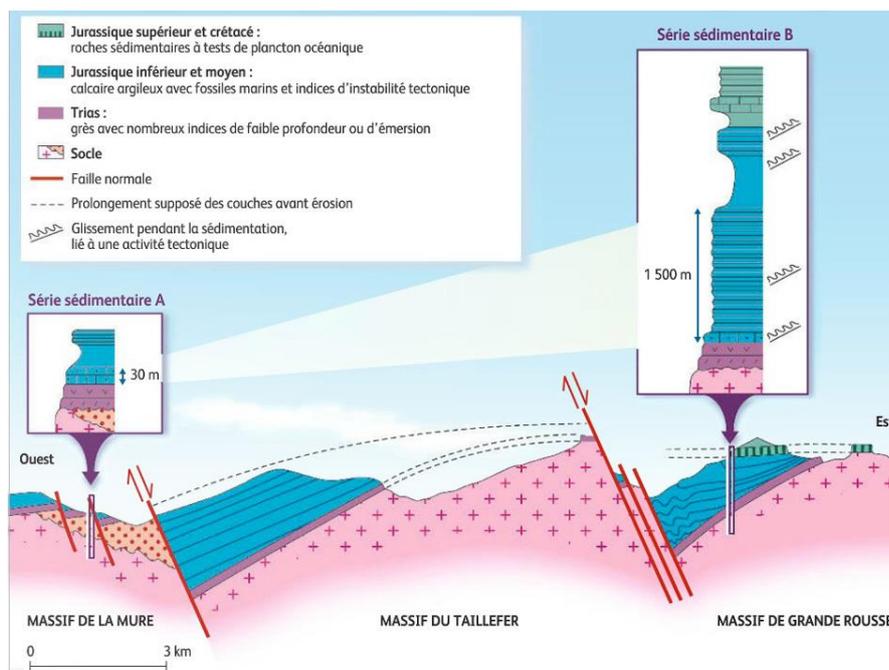
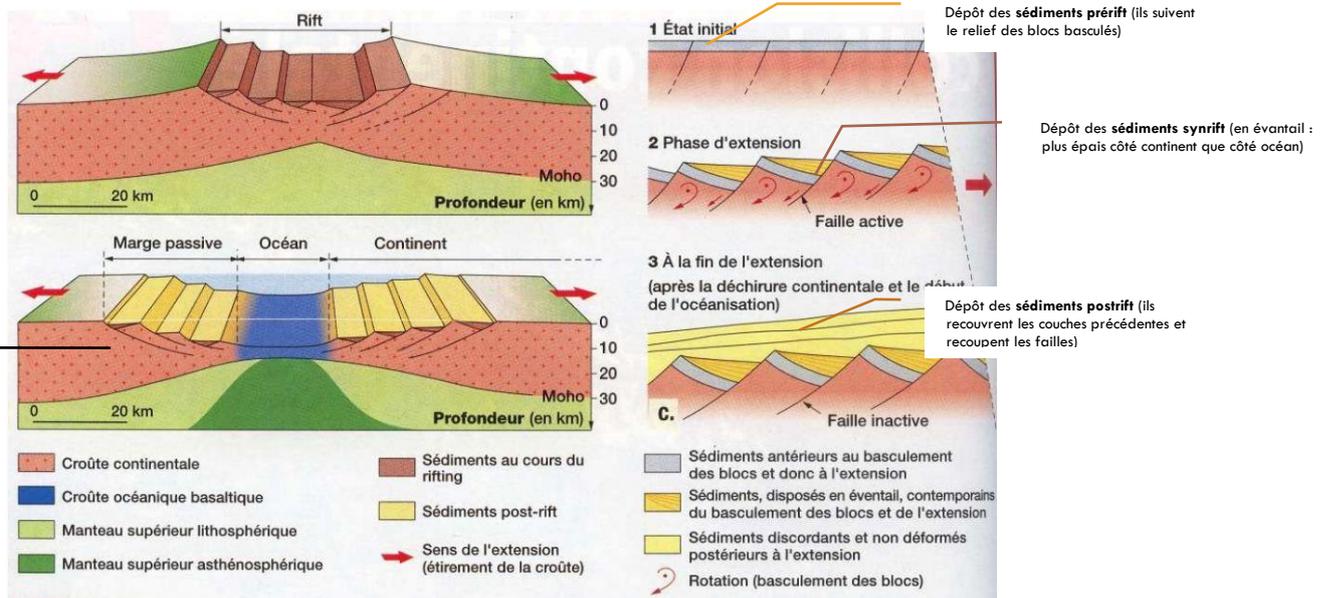
Une **ophiolite** est un vestige du plancher océanique observé en domaine continental. En effet, un fragment de croûte ou de lithosphère océanique peut se détacher lors d'une collision et être charrié (déplacé sur une grande distance) sur le continent. Ce phénomène est appelé obduction.

Dans le massif du Chenaillet, on trouve de la base vers le sommet, des péridotites, du gabbro et du basalte. Ces roches sont les mêmes que celles du plancher océanique, et sont superposées dans le même ordre : il s'agit bien d'une ophiolite.

Remarque : Certaines ophiolites sont surmontées d'une couche de sédiments formés en profondeur : les radiolarites.

B – Les traces d’une ancienne marge passive

- Mise en relation des documents (fiche)



Région alpine

Dans les Alpes, on trouve des **failles normales** (signe de divergence) encadrant des **blocs basculés** surmontés de **sédiments marins**. Ces éléments sont caractéristiques d’une ancienne marge passive, mise en place lors de l’ouverture de l’ancien océan alpin.

Remarque 1 : les sédiments synrifts et postrifts se sont mis en place en milieu marin : ils peuvent donc comporter des fossiles surprenants en montagne, comme le montre la dalle à Ammonites de Dignes (Jurassique inférieur) ; + ichtyosaure du trias

Remarque 2 : l’étude des sédiments permet de dater l’ouverture de l’ancien océan alpin. Les sédiments disposés en éventails, dits synrifts, se sont déposés lors de l’ouverture océanique. On voit ici qu’elle a commencé au jurassique inférieur.

III – Les traces d’une ancienne fermeture océanique

A – Plancher océanique et subduction

Les roches du plancher océanique se mettent en place au niveau des dorsales, puis elles s’en éloignent au fur et à mesure que de nouvelles roches sont mise en place. Leurs conditions de pression et de température évoluent donc.

Quelles sont les modifications qui affectent les roches de la croûte océanique depuis leur formation au niveau des dorsales jusqu’à leur subduction ?

→ TP

Etape 1

Ce qu’on fait : Pour comprendre quelles sont les modifications subies par les roches de la croûte océanique, on recherche quelles sont les transformations minéralogiques qui les affectent.

Comment on le fait : Pour cela, on observe les échantillons et les lames minces disponibles. L’identification de ces minéraux nous permettra de déterminer les conditions d’hydratation, de pression et de température ayant affecté les roches.

Résultats attendus : On s’attend à trouver la trace d’une augmentation de la pression.

Etape 3 – Tableau récapitulatif des observations réalisées

| Faciès | Roche | Minéraux caractéristiques du faciès | Contraintes associées | Hydratation/Déshydratation de la roche |
|----------------|--------------|-------------------------------------|-----------------------|--|
| Schistes verts | Métagabbro 1 | Hornblende et chlorite | BP- HT (domaine V) | Hydratation |
| Schistes bleus | Métagabbro 2 | Glaucofane | MP-BT (domaine II) | Déshydratation |
| Eclogites | Eclogite | Jadéite + grenat | HP – BT (domaine III) | Déshydratation |

On observe une modification de la minéralogie des roches du plancher océanique au cours de la subduction.

Etape 4

Les roches de chaque faciès présentent des associations minéralogiques spécifiques. Ces minéraux métamorphiques permettent de déterminer les conditions de pression et de températures subies par les roches, ainsi que les conditions d’hydratation ou déshydratation. Les résultats obtenus montrent que les roches du plancher océanique portent les traces de la subduction : on observe un métamorphisme correspondant à une augmentation de la pression au cours de la subduction.

A proximité de la dorsale, les roches sont traversées par de nombreuses failles dans lesquelles l'eau de mer s'infiltré. L'asthénosphère étant proche de la surface à cet endroit, l'eau de mer infiltrée se réchauffe. En circulant dans ces roches, cette eau chaude entraîne des modifications minéralogiques : on parle de **transformations hydrothermales**. C'est un métamorphisme de basse pression et haute température qui est à l'origine du **faciès des schistes verts**.

Les roches s'éloignent ensuite de la dorsale et refroidissent. Au bout d'un certain temps, elles s'enfoncent dans l'asthénosphère et entrent en subduction. Cet enfoncement entraîne une augmentation de pression qui provoque une déshydratation de la croûte continentale. On est dans le domaine des **schistes bleus**.

La subduction se poursuivant, la pression augmente encore, donc la déshydratation s'accroît. Cela entraîne la formation de nouveaux minéraux, comme la jadéite et le grenat : on est dans le faciès des **éclogites**, typique des contraintes de haute pression.

Sur le diagramme pression/température : ajouter le trajet des roches.

Compléter le schéma de l'annexe.

Au cours de la subduction, les roches de la croûte océanique subissent un métamorphisme particulier qui se traduit par l'apparition de minéraux typiques des contraintes auxquelles elles sont soumises.

B – Des traces de subduction océanique dans les chaînes de montagne

Quels sont les différents indices de subduction océanique qu'on peut trouver en montagne ?

Exemple du parc de Queyras, dans les Alpes.

1 – Les traces d'un ancien prisme d'accrétion

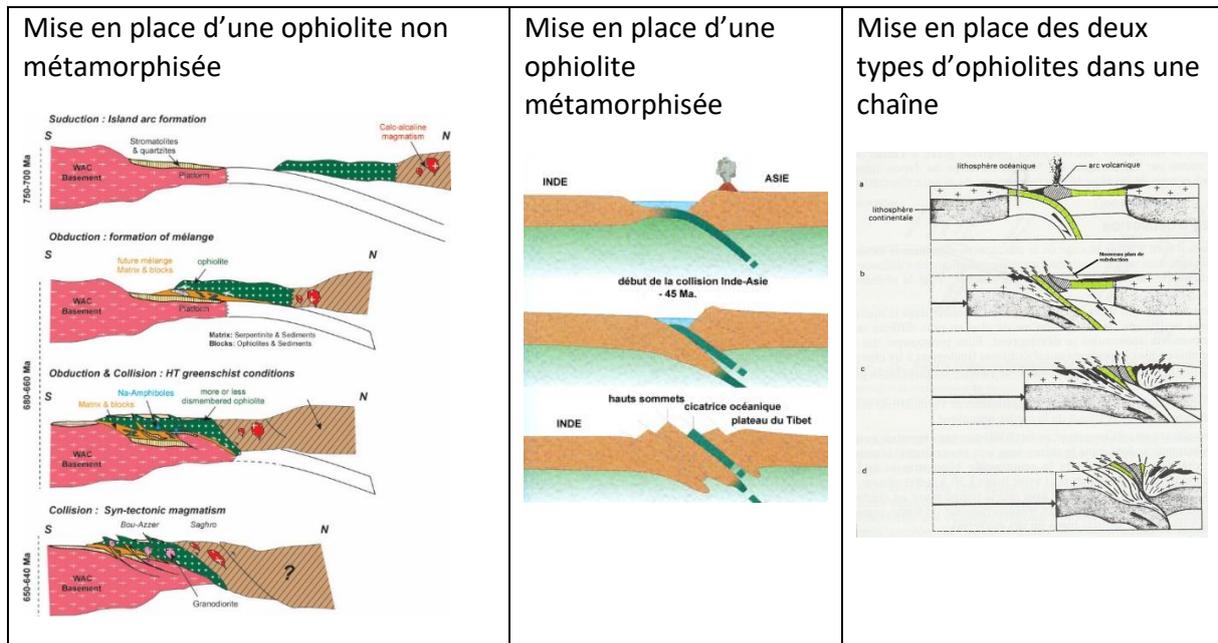
Dans les Alpes, on trouve des schistes lustrés. Ce sont d'anciens sédiments marins très plissés et déformés. Ils correspondent à un ancien prisme d'accrétion.

2 – Des ophiolites métamorphisées

Question 2 page 173

Dans le Queyras, on trouve des métagabbros et des éclogites. Leur composition est typique des roches de la croûte océanique : cet ensemble de roches constitue une ophiolite. Elles présentent en plus des minéraux caractéristiques du métamorphisme de subduction (glaucophane typique du faciès de schistes bleus, jadéite et grenat typiques du faciès des éclogites). Il s'agit donc d'anciennes roches de la croûte océanique qui ont commencé à entrer en subduction, avant d'être détachées de la plaque plongeante sous l'effet de fortes contraintes puis entraînées en domaine continental.

Remarque : mise en place d'une ophiolite -> schémas



IV – Les traces de la collision continentale

Quel est le devenir de la croûte continentale au cours de la collision ?

A – De la subduction océanique à la subduction continentale

1 - Observation des roches

- **Des minéraux particuliers**

Question 3 page 173

Le quartz est un minéral typique de la croûte continentale. La présence en montagne d'une forme de haute pression du quartz, la coésite, montre que des roches continentales ont été entraînées à une grande profondeur. Ceci suggère donc qu'une partie de la croûte continentale a été entraînée par la subduction.

- **Des roches particulières**

Les roches de la croûte continentale ainsi entraînées sont soumises à de très fortes contraintes, qui peuvent les mener à une fusion partielle. Le magma alors formé produit un granite en se refroidissant. Ce type de granite est appelé **granite d'anatexie**.

Les **migmatites** (voir illustration chapitre 1) sont aussi formées par anatexie : elles sont constituées de lits sombres = partie de la roche qui n'a pas fondu, et de lits clairs = partie de la roche qui a fondu puis a cristallisé de nouveau (zones de type granite).

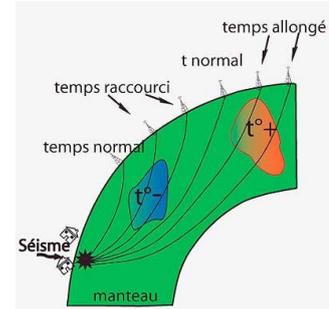
2 - Les apports de la tomographie

Fiche « rappel » :

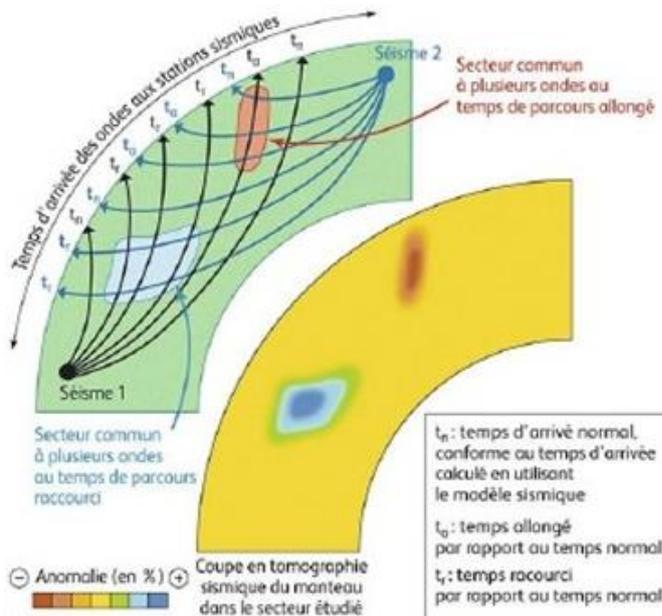
Le principe de base : utilisation du temps d'arrivée des ondes sismiques

Les ondes sismiques se propagent à l'intérieur de la Terre, de proche en proche. Plus le milieu est rigide, plus elles se propagent rapidement.

- ➔ Un milieu chaud est plus ductile, donc les ondes qui le traversent arrivent après le temps attendu.
- ➔ Un milieu froid est plus rigide, donc les ondes qui le traversent arrivent avant le temps attendu.



La localisation des zones chaudes ou froides



Un séisme unique ne permet pas de localiser les zones chaudes ou froides de façon précise : on sait quelles sont les ondes qui ont traversé une zone différente, mais pas où situer cette zone sur leur trajet.

Pour déterminer l'emplacement de ces zones, il faut utiliser les données provenant de plusieurs séismes et croiser les informations.

On obtient ainsi une image thermique de l'intérieur de la Terre : la tomographie est comparable à un scanner thermique.

Document 3 page 177

La tomographie sismique permet de mettre en évidence une zone plus froide qui plonge dans l'asthénosphère à la verticale de l'Himalaya. Cela montre que la lithosphère continentale s'enfonce dans le manteau: on peut parler de subduction continentale.

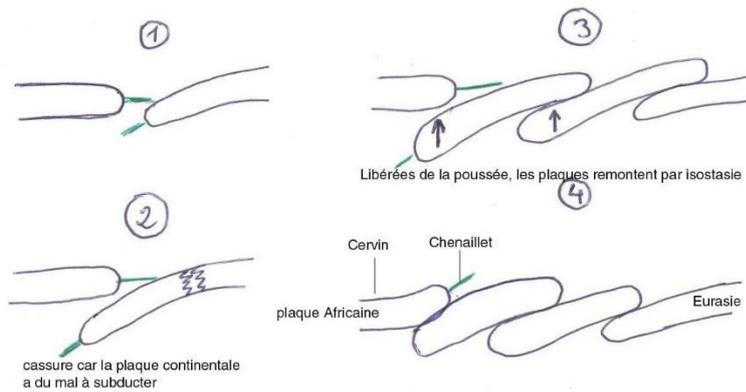
B – Des chevauchements en surface

Docs 2 et 1 pages 177-176

L'essentiel de la lithosphère continentale continue de subduire, mais en surface la partie supérieure de la croûte s'épaissit.

Les contraintes de pression très fortes lors de la collision entraînent des ruptures dans les roches de la partie supérieure de la croûte : de grande failles inverses se forment, et des pans de croûte continentale se décalent : il y a formation d'écaillés de croûte continentale. Cela se manifeste en surface par des nappes de charriage (doc 2 -> repérer le figuré sur la carte géologique).





En profondeur, on peut visualiser ces écaïlles de croute continentale à l'aide de profils sismiques (doc a). On peut ainsi mettre en évidence l'empilement des nappes, à l'origine l'épaississement en surface.

Les chaînes de montagnes que l'on voit en surface se traduisent par des phénomènes d'ampleur bien plus importante en profondeur.

V – L'origine de la convergence : la mise en place de la subduction

La collision se fait après la fermeture d'un océan par subduction.

On constate de plus que la lithosphère océanique n'a jamais plus de 200 Ma : elle entre systématiquement en subduction avant cet âge.

Quels phénomènes propres à la lithosphère océanique expliquent l'entrée en subduction, qui est à l'origine du rapprochement des continents ?

A – Le moteur de la subduction

Q1 – En s'éloignant de la dorsale qui est une zone très chaude, la lithosphère océanique refroidit.

Le manteau lithosphérique et l'asthénosphère sont constitués de la même roche = la péridotite. La limite entre le manteau lithosphérique rigide et le manteau asthénosphérique ductile est une limite thermique (1200 – 1300°C). A proximité de la dorsale, cette limite est atteinte rapidement. Mais plus on s'éloigne de la dorsale, plus cette limite est atteinte en profondeur, donc le manteau lithosphérique s'épaissit aux dépens de l'asthénosphère.

Q2 – D'après le document 3, on peut calculer la densité de la lithosphère pour une épaisseur ϖ de manteau lithosphérique :

$$\text{Densité} = (6 \times 2,9 + \varpi \times 3,3) / (6 + \varpi)$$

Le manteau lithosphérique étant plus dense que la croute océanique, plus il s'épaissit plus la lithosphère devient dense.

L'équilibre lithosphère/asthénosphère est atteint lorsque cette densité est égale à celle de l'asthénosphère, soit 3,25 : il faut résoudre l'équation

$$(6 \times 2,9 + \rho \times 3,3) / (6 + \rho) = 3,25$$

Ce qui donne $\rho = 42 \text{ km}$.

Q3 – D'après le graphique, cet équilibre est atteint peu après 25 Ma.

Q4 – Une lithosphère océanique jeune a une densité relativement faible : elle s'enfonce difficilement dans l'asthénosphère, donc la subduction a un faible pendage (ceci entraîne d'importants frottements donc séismes intenses). En revanche une lithosphère océanique ancienne a une forte densité : elle plonge plus facilement dans l'asthénosphère, donc la subduction a un pendage fort (séismes moins intenses)

Plus la lithosphère océanique s'éloigne de la dorsale, plus elle refroidit donc elle s'épaissit et devient plus dense. Elle s'enfonce donc de plus en plus dans l'asthénosphère et le fond marin devient de plus en plus profond : on parle de **subsidence thermique. Elle finit par devenir plus dense que l'asthénosphère, ce qui entraîne tôt ou tard la subduction.**

B – L'entretien de la subduction

TP

Etape 1 : On cherche à vérifier que les transformations minéralogiques des différentes roches de la croûte océanique s'accompagnent d'une augmentation de la densité des roches. Pour cela on mesure la densité des roches des différents faciès de la croûte océanique : densité = masse volumique de l'échantillon / masse volumique de l'eau.

Masse volumique = m/V . On obtient la masse par une pesée, et le volume en observant le volume d'eau déplacé dans une éprouvette.

On s'attend à trouver $d(\text{schiste verts}) < d(\text{schistes bleus}) < d(\text{éclogites})$.

Etape B : Réaliser un tableau présentant pour chaque faciès la masse, le volume, la masse volumique et la densité.

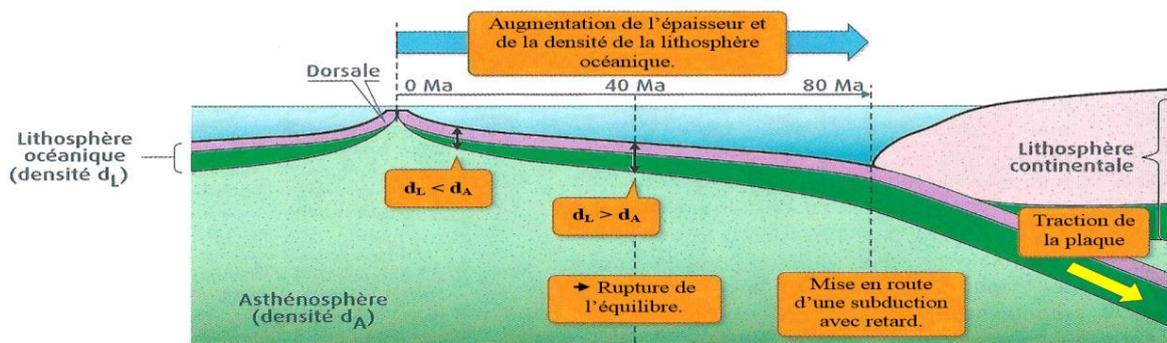
Masse volumique de l'eau = 1g/mL

On constate que la densité des roches de la croûte océanique augmente au cours de la subduction.

Tout au long de la subduction, la pression augmente, ce qui entraîne des transformations minéralogiques des roches de la croûte océanique. Les mesures montrent que ces modifications correspondent à une augmentation de la densité des roches. Ainsi plus les roches de la croûte océanique s'enfoncent, plus leur densité augmente, ce qui facilite encore l'enfoncement et tracte (= tire, ou entraîne) le reste de la plaque lithosphérique : ce phénomène entretient la subduction.

C – Un retard dans l'entrée en subduction

La lithosphère océanique a toujours moins de 200 Ma. Mais c'est bien plus que l'âge auquel l'équilibre lithosphère/asthénosphère est atteint (environ 25 Ma). Il existe donc un retard à la subduction.



Évolution de la lithosphère océanique au cours de son vieillissement.
(Belin TS 2012 P.175).

Ce retard est dû en partie à la résistance physique à l'enfoncement des matériaux dans l'asthénosphère ductile. D'autre part, avant l'entrée en subduction, la lithosphère dense est encadrée d'un côté par la lithosphère océanique jeune, de l'autre côté par la lithosphère continentale, à laquelle elle est encore rattachée. Ces deux zones moins denses jouent le rôle de flotteur.

→ Schéma

La subduction peut ainsi être retardée de plusieurs millions d'année.

Conclusion

L'ensemble des mécanismes de formation des chaînes de montagne est qualifié d'orogénèse.

Les indices géologiques trouvés dans les chaînes de montagnes permettent de construire un scénario type de leur mise en place :

- 1. D'abord un océan se forme (= expansion océanique)
- 2. Puis l'océan se ferme : la plaque océanique entre en subduction du fait de l'augmentation de sa densité au cours du temps.
- 3. Les continents se rapprochent donc, entraînant à terme une collision.

Tous ces indices ne sont pas nécessairement trouvés dans une même chaîne de montagne.