

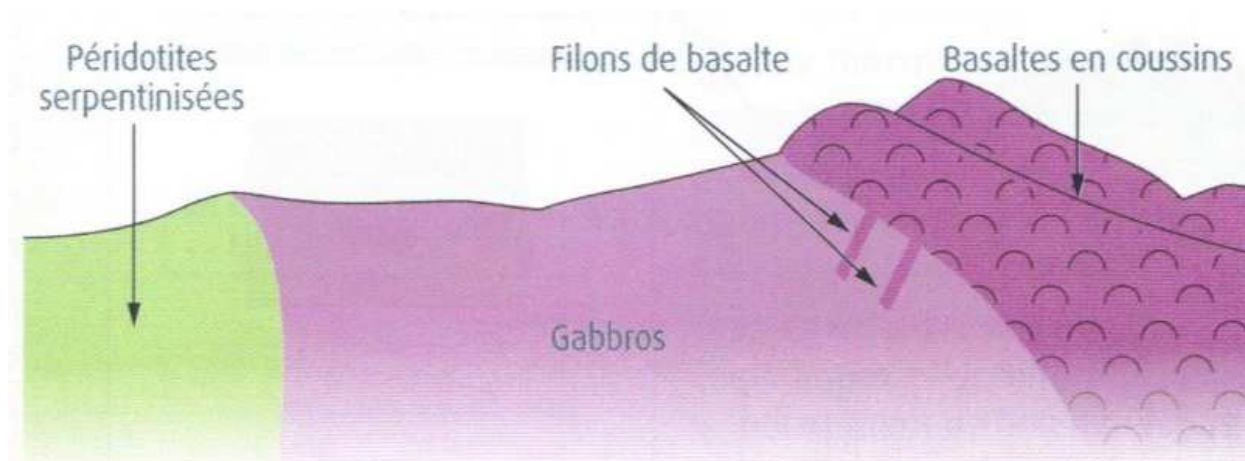
Chapitre II La formation des chaînes de montagnes

- I - Les traces d'un domaine océanique dans les chaînes de montagnes

1) Des roches témoins d'un océan disparu



▲ Le panorama du Chenaillet dans les Alpes françaises.
 Le massif du Chenaillet culmine à 2650 m d'altitude (localisation: voir doc. 3). Les numéros renvoient au doc. 2 ci-dessous.



L'interprétation des ophiolites du Chenaillet. Photo: voir doc. 1 p. 164.

Basaltes en coussin au fond de l'océan Pacifique





2 Les roches observées à l’affleurement au Chenaillet. **a.** Près du sommet, affleure un empilement de laves en coussins; il s’agit de basaltes (zone 3 du doc. 1). **b.** Sur l’arête (zone 2 du doc. 1), on observe des gabbros, parfois recoupés de filons de basalte. **c.** Au pied de l’arête (zone 1 du doc. 1), la serpentinite affleure; cette roche résulte de la transformation d’une péridotite par hydratation. L’association des basaltes, des gabbros et de la serpentinite constitue une ophiolite. **d.** Sur l’ophiolite, on observe par endroits des radiolarites; ces roches datées de - 180 à - 170 Ma proviennent d’une accumulation de sédiments à grande profondeur en milieu océanique.



Radiolarites, roches sédimentaires de grandes profondeurs

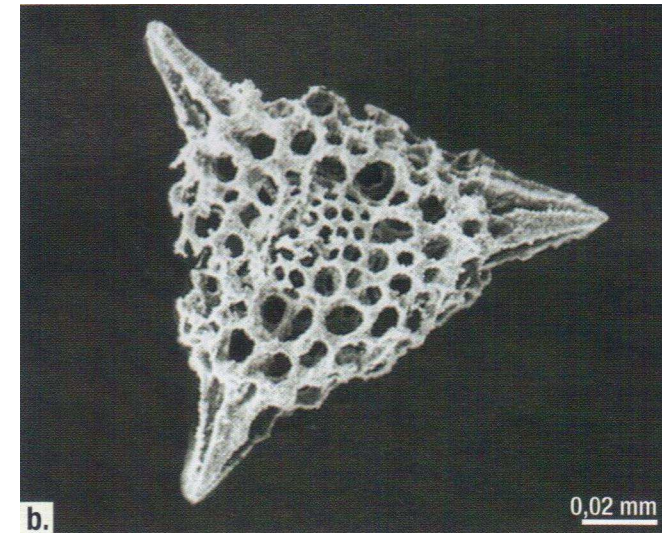
Les radiolarites sont des roches provenant de l'accumulation de tests siliceux (squelettes) d'organismes unicellulaires planctoniques marins : les radiolaires.

À la surface des océans, les organismes planctoniques à test calcaire (foraminifères...) sont plus abondants que ceux à test siliceux.

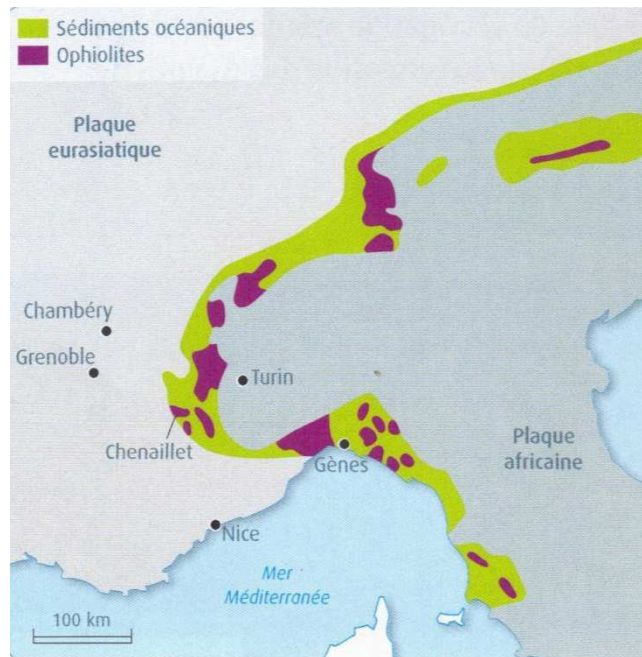
À forte profondeur, les tests carbonatés qui sédimentent après la mort des organismes sont dissous et, à partir d'une certaine profondeur (4 000 mètres), la sédimentation carbonatée sera absente.

En dessous de cette limite, les sédiments déposés seront essentiellement siliceux car les radiolaires sont moins sensibles à la dissolution dans l'eau de mer que les organismes calcaires. Ils persistent ainsi dans les sédiments de grande profondeur. Ils sont donc caractéristiques d'une sédimentation de plaine abyssale.

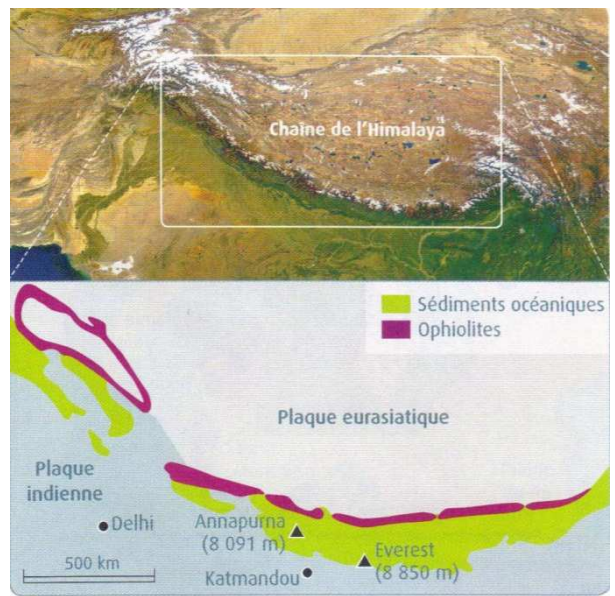
La formation des radiolarites



Radiolaire actuelle observée au MEB et remontée par forage de sédiments océaniques profonds



3 Localisation simplifiée des ophiolites dans la chaîne des Alpes. Les Alpes forment un arc de 1200 km de longueur orienté NE-SW.



4 Localisation simplifiée des ophiolites dans la chaîne de l'Himalaya. L'Himalaya forme un arc de 2900 km de longueur orienté E-W, situé entre l'Inde et l'Asie.

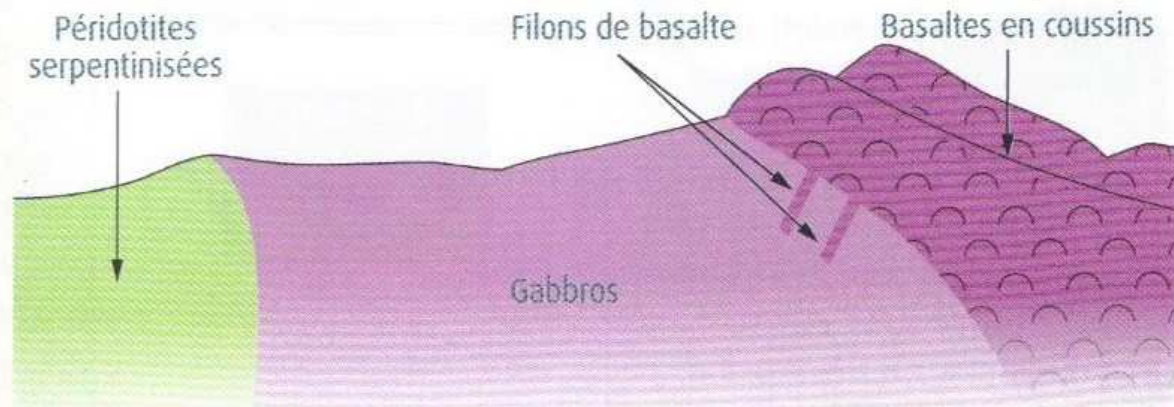
Ces ophiolites sont situées à la frontière entre 2 plaques lithosphériques continentales. Elles sont présentes sous forme de lambeaux le long de la suture entre plaques et témoigne de l'existence d'un océan aujourd'hui disparu par subduction et dont des lambeaux de la lithosphère ont été incorporés à la chaîne de montagnes, dans un contexte de convergence entre 2 plaques lithosphériques.

Conclusion

L'étude des ophiolites présentes dans les chaînes de montagnes permet de les interpréter comme des lambeaux de lithosphère océanique charriée sur les continents. Leur présence est interprétée comme un vestige d'un océan disparu et leur localisation au cœur des chaînes de montagnes témoigne d'un phénomène de convergence.

Bilan

- Dans les Alpes, comme dans la plupart des chaînes de montagnes, affleurent des complexes de roches appelés **ophiolites**, qui sont constitués de péridotites transformées en serpentinites, de gabbros, de basaltes en coussins et de roches issues de l'accumulation de sédiments à grande profondeur en milieu océanique (radiolarites). Les ophiolites sont interprétées comme des vestiges de lithosphère océanique.
- Les ophiolites sont situées au cœur des chaînes de montagnes, à la frontière entre deux plaques lithosphériques. Cette localisation suggère que la formation d'une chaîne de montagnes est associée à la disparition d'un domaine océanique par subduction dans un contexte de **convergence** entre deux plaques lithosphériques.

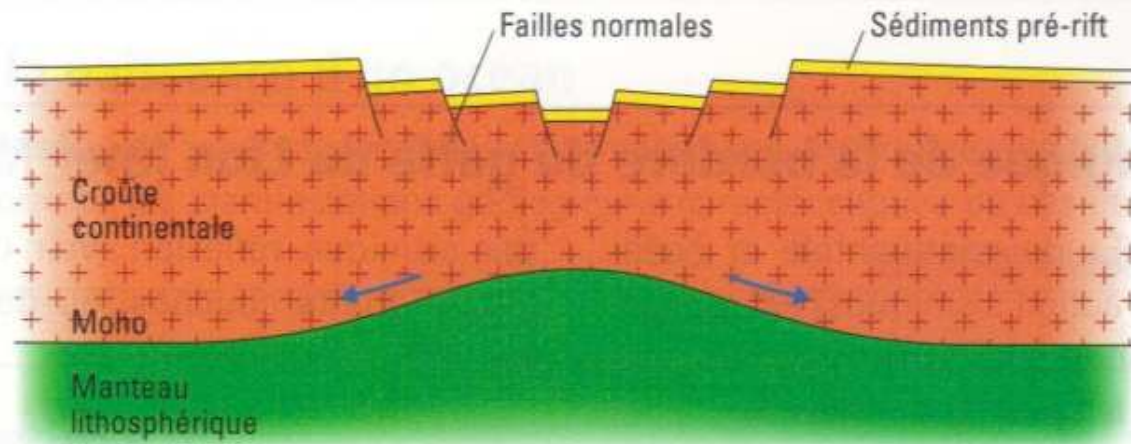


L'interprétation des ophiolites du Chenaillet. Photo : voir doc. 1 p. 164.

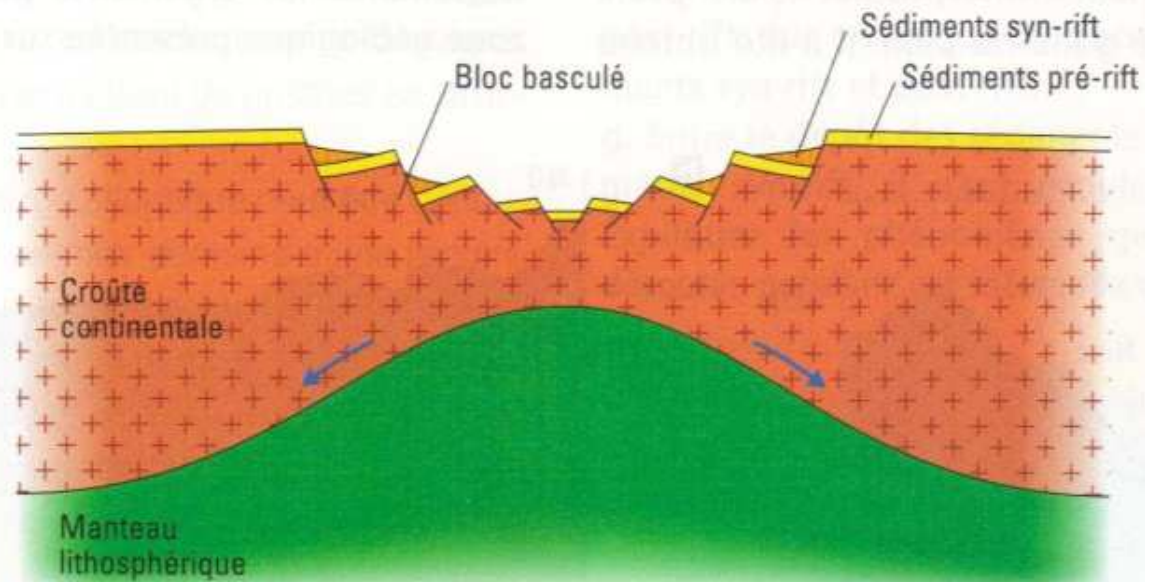
2) Les marges continentales passives de l'océan
aujourd'hui disparu

La naissance des océans

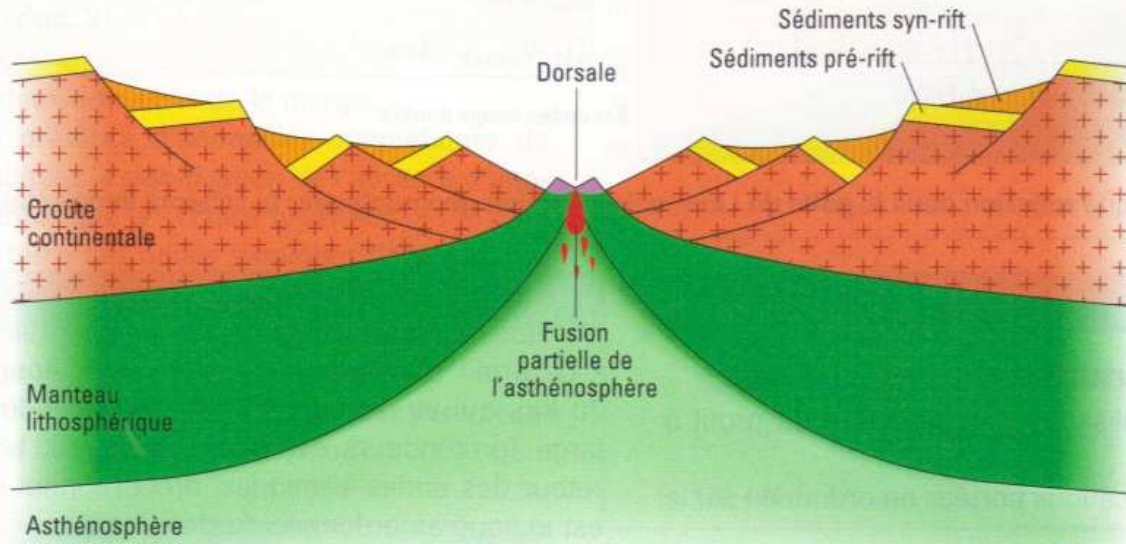
1. Fracturation de la croûte



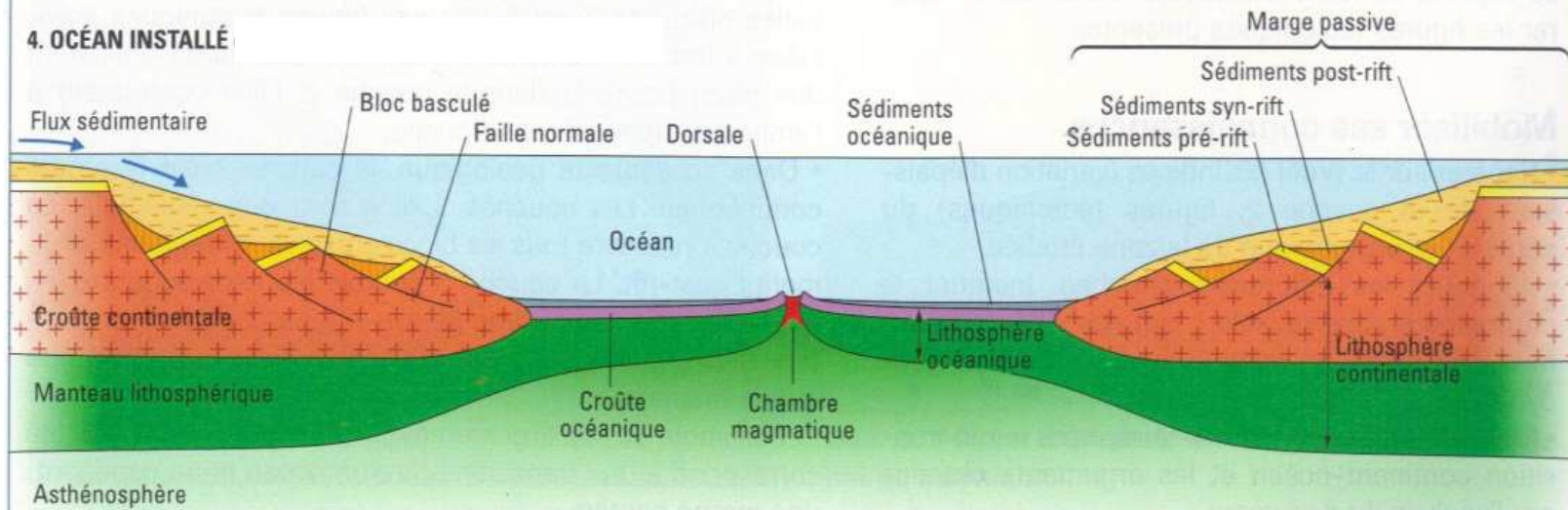
2. Amincissement et subsidence de la croûte : RIFT CONTINENTAL



3. Mise en place d'une dorsale : Océanisation



4. Océan installé



Conclusion : la naissance des océans

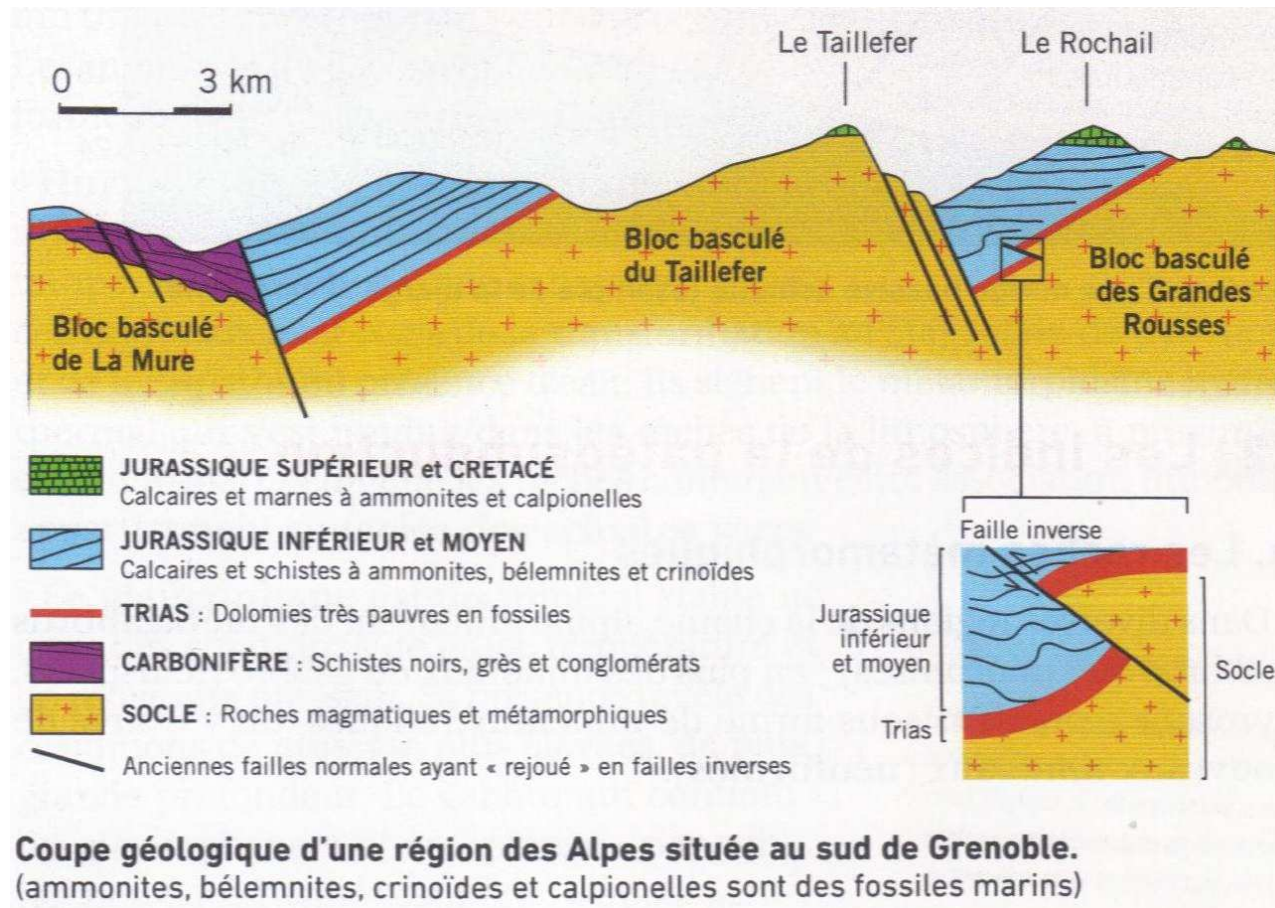
La naissance d'un océan implique la fracturation de la croûte continentale au niveau d'un rift continental.

Un rift continental est une zone soumise à des mouvements d'extension. Il est formé d'un fossé fracturé par un ensemble de failles normales.

Au niveau du rift, la lithosphère continentale est amincie, entraînant une remontée et une fusion partielle de l'asthénosphère. Il y a ainsi formation de magma.

A partir d'un certain stade, de la croûte océanique se forme au centre du rift et la mer s'installe. C'est l'océanisation. La croûte océanique est bordée par la croûte continentale amincie, qui forme une marge passive.

La marge passive comprend notamment le talus continental, formé de blocs basculés sur lesquels se déposent des sédiments.



ère secondaire {

- Sédiments du Jurassique supérieur et du Crétacé : -96 Ma à -154 Ma
- Sédiments du Jurassique inférieur et moyen : -154 Ma à -205 Ma
- Sédiments du Trias : -205 Ma à -245 Ma
- Carbonifère (ère primaire) : -355 Ma à -295 Ma

Dans les Alpes, certains massifs présentent des affleurements de roches continentales fracturées par une série de failles normales plus ou moins parallèles.

Ces failles délimitent des blocs basculés, larges de plusieurs km, au niveau desquels des sédiments océaniques se sont accumulés.

La présence de failles normales témoigne de l'action de contraintes divergentes, responsables d'une extension.

Failles normales et blocs basculés sont des structures caractéristiques des marges continentales passives actuelles.

Ces failles sont générées pendant le rifting, c'est-à-dire la fracturation de la lithosphère continentale qui a donné naissance à un océan.

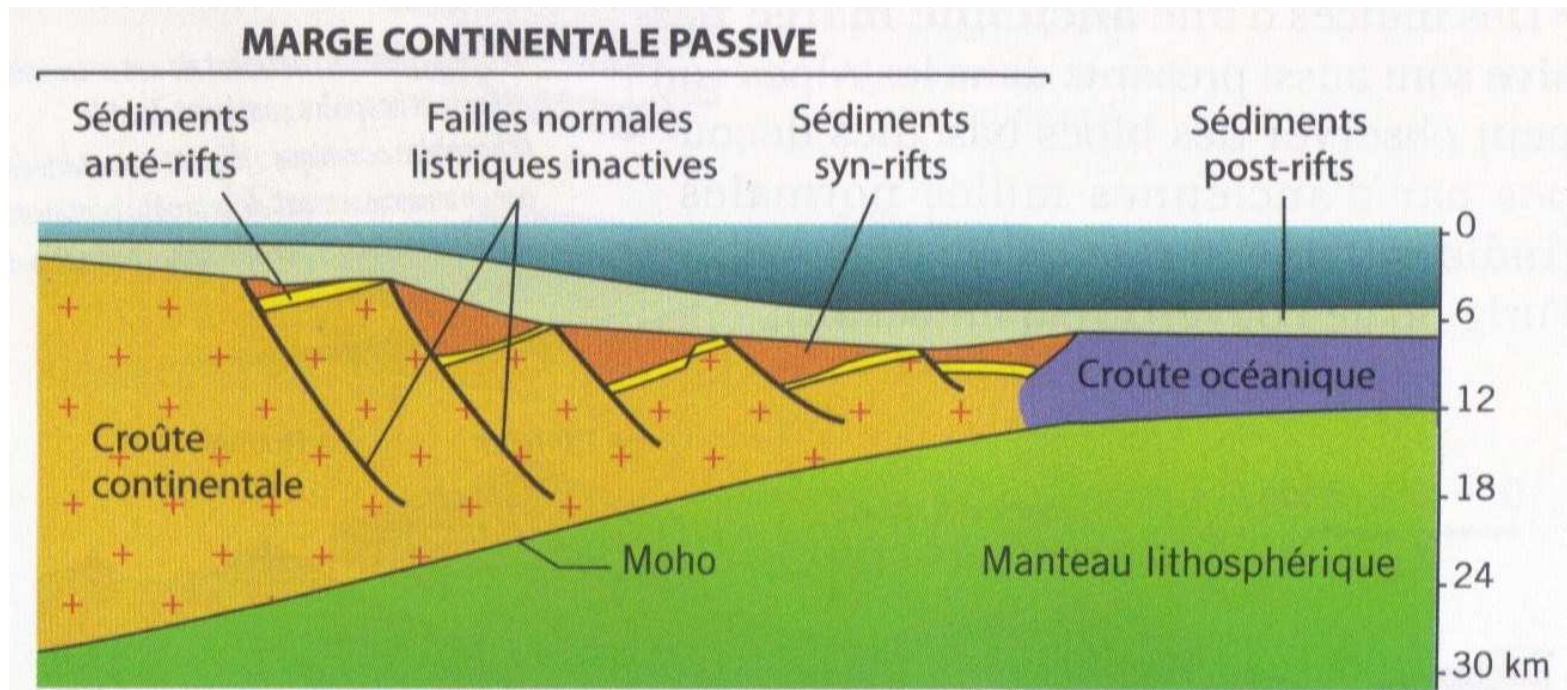
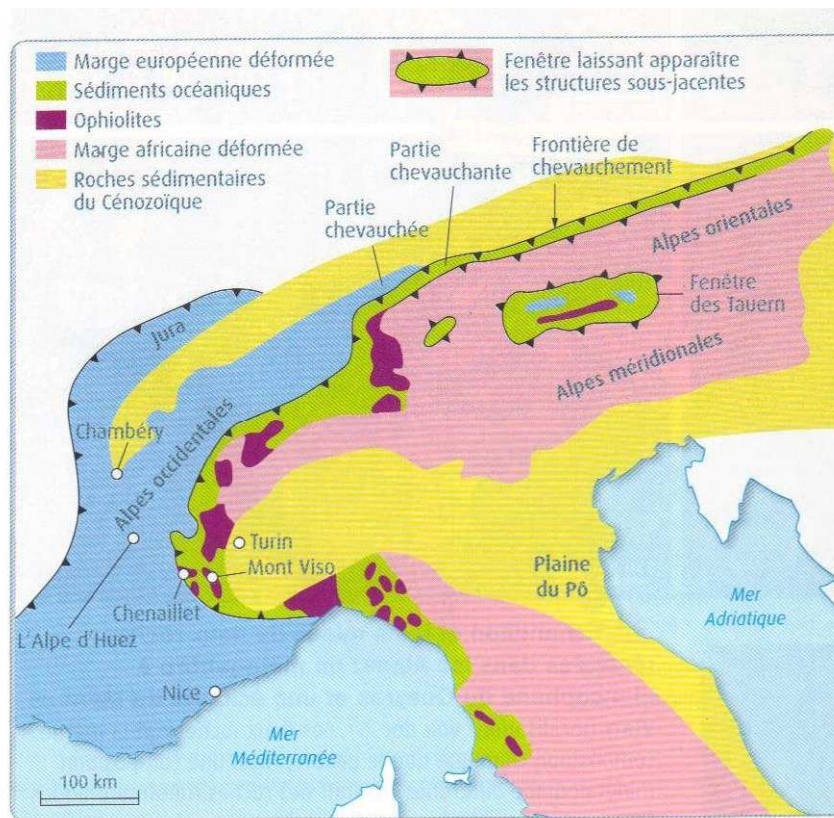


Schéma d'une marge passive actuelle (exemple de la marge armoricaine).



Vocab un autre par l'intermédiaire d'un contact anormal (faille) peu incliné.

5 Une présentation simplifiée de la chaîne des Alpes.

L'étude de la nature et de la structure des formations rocheuses dans les Alpes a permis aux géologues de montrer que cette chaîne de montagnes comprend les vestiges de deux marges continentales. L'une était située sur la plaque eurasiatique (marge européenne), l'autre correspondait à la bordure de la plaque africaine (marge africaine). La région des Alpes orientales est formée par de vastes ensembles de roches sédimentaires de la marge africaine qui ont été charriées: ce sont les « nappes austro-alpines ». L'érosion a, dans certaines régions, creusé des « fenêtres » dans ces nappes de charriage, laissant apparaître à l'affleurement les roches qu'elles ont recouvertes.

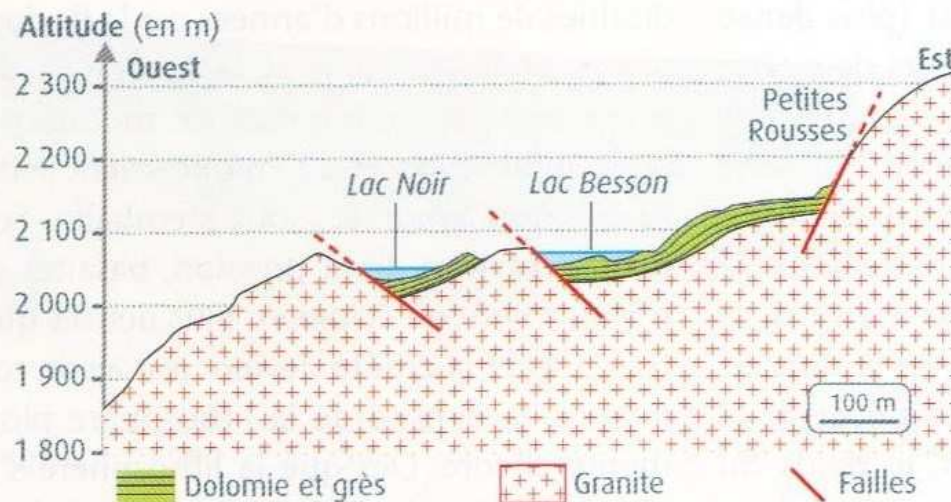
Les marges continentales passives actuelles sont localisées de part et d'autre d'un océan. Dans les Alpes, elles sont très proches et seulement séparées par des lambeaux d'ophiolites ou des sédiments océaniques. Cette disposition atteste d'un rapprochement de ces 2 marges.

Conclusion

La présence de vestiges de marges continentales passives et leur localisation au cœur des chaînes de montagnes témoignent d'un phénomène de convergence lithosphérique associée à la disparition d'un domaine océanique. Leur déformation atteste de l'affrontement de 2 lithosphères continentales.

Bilan

- Dans les Alpes, comme dans la plupart des chaînes de montagnes, on observe la présence de deux anciennes marges continentales passives. Dans la chaîne alpine, l'une appartient à la plaque eurasiatique, l'autre à la plaque africaine. Plus ou moins déformées, ces marges sont cependant identifiables grâce à des arguments structuraux et



Profil topographique d'une ancienne marge passive à l'Alpe d'Huez.

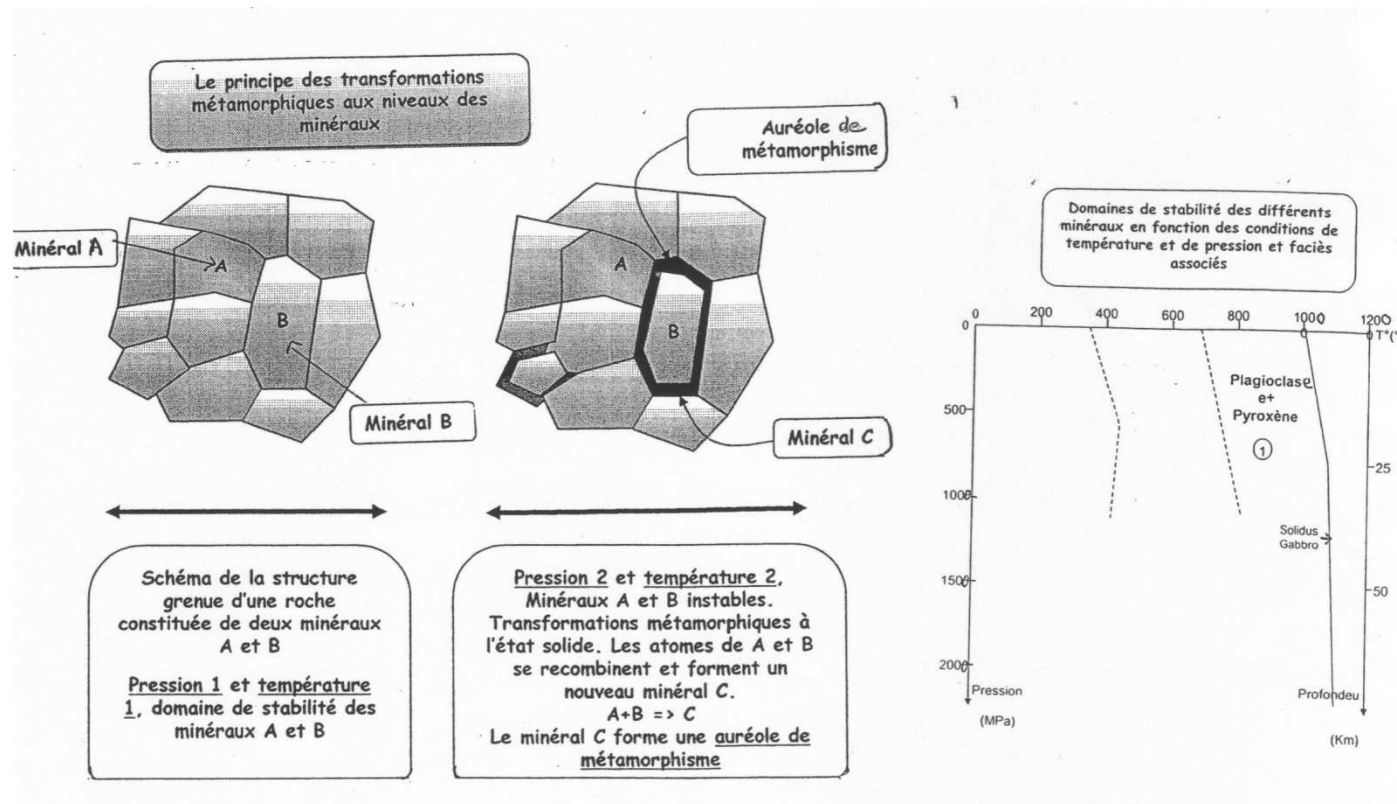
et pétrographiques (présence de blocs basculés séparés par des failles normales et/ou de sédiments de milieux océaniques peu profonds caractéristiques des marges passives).

- Le rapprochement au sein d'un même massif montagneux de deux marges continentales autrefois séparées par un océan témoigne également du contexte de convergence entre deux plaques lithosphériques associé à la formation d'une chaîne de montagnes.

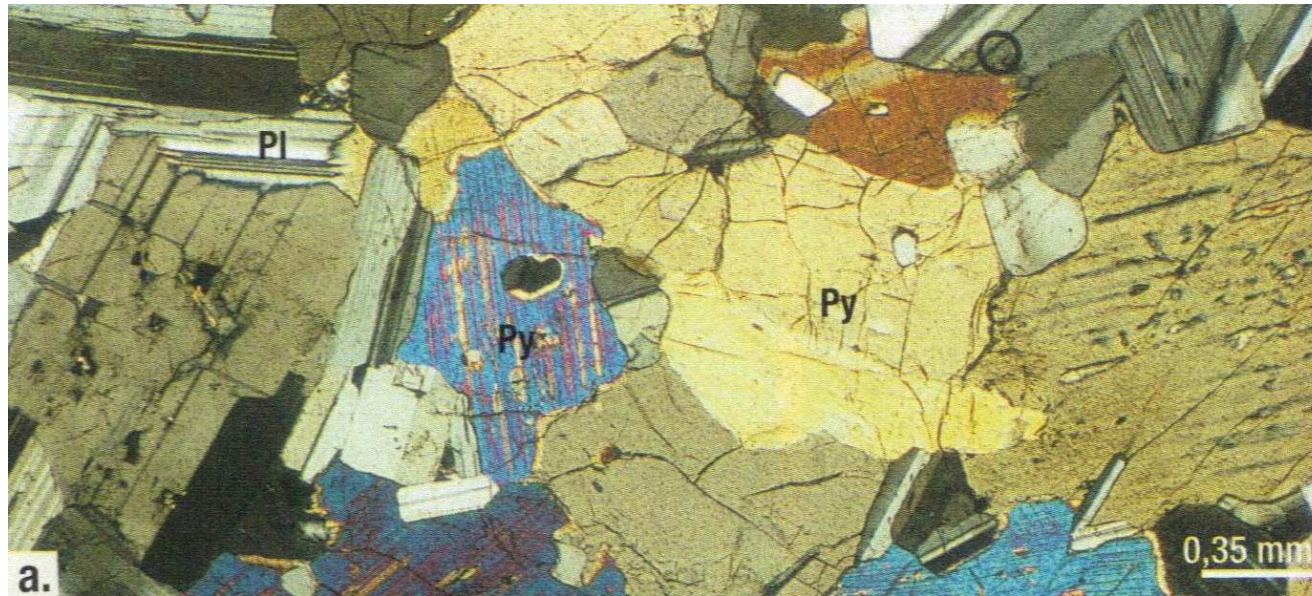
- II - Des transformations minéralogiques

Explication du métamorphisme

roche : ensemble de minéraux



Lame mince d'un gabbro prélevé au niveau d'une dorsale
(Pl : plagioclase ; Py : pyroxène)



1) Les témoins de l'océanisation

Quitter **Métagabbro à auréoles (Chenailler)** **autre roche**

5 mm

1 cm

pla : plagioclase
pyr : pyroxène
hb : auréole réactionnelle de hornblende

Détail (vu à l'oeil nu)

détail (à l'oeil nu)

Lame mince X 10 (l.p.)

pyroxène

plagioclase

plagioclase

pyroxène

hornblende

plagioclase

lame mince (X 10) (l.p.o.)

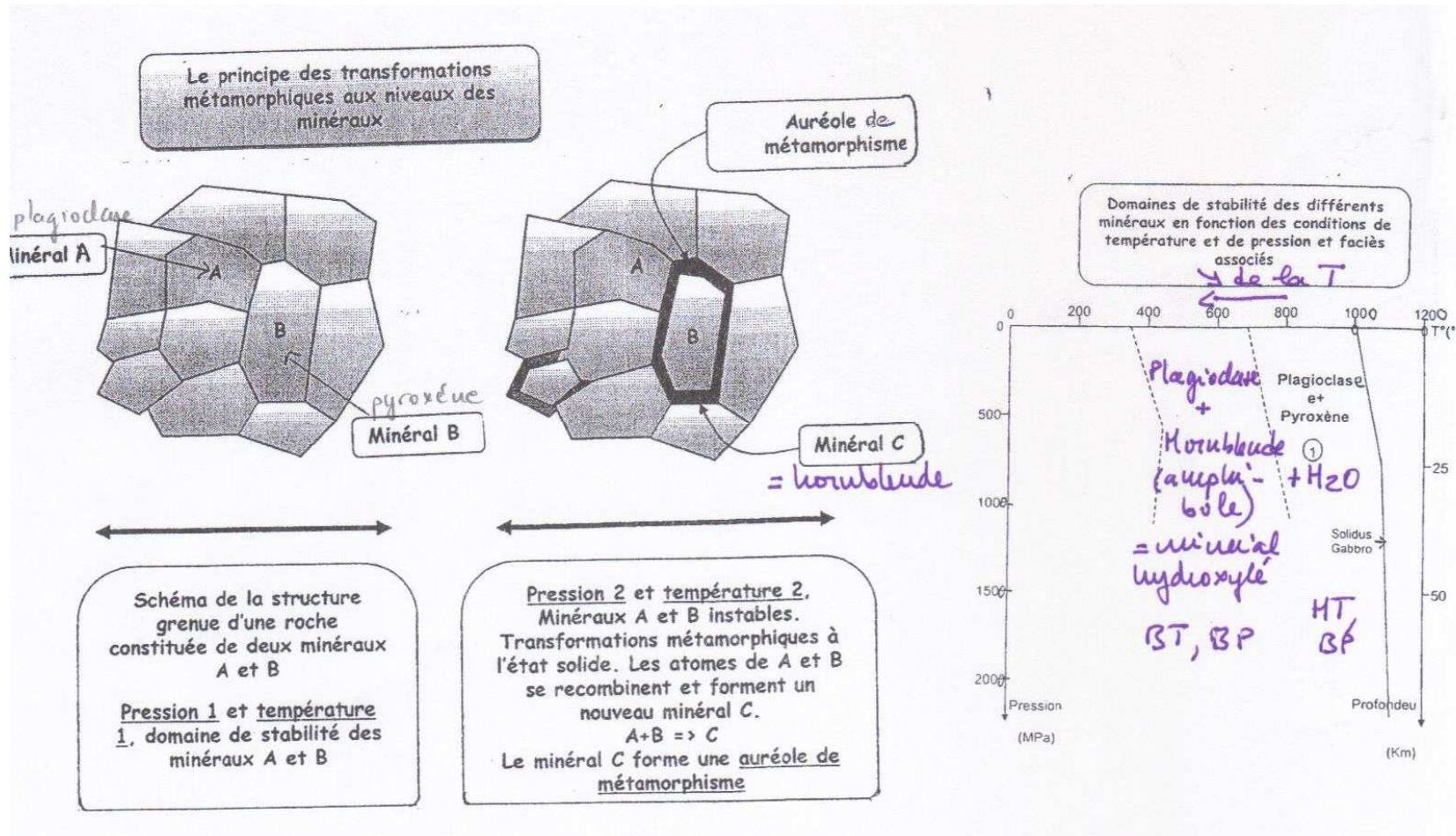
gabbro non métamorphisé

minéraux

domaines de stabilité

faciès

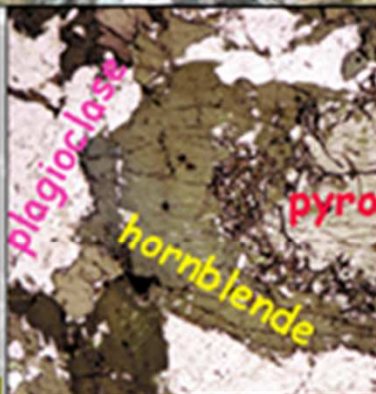
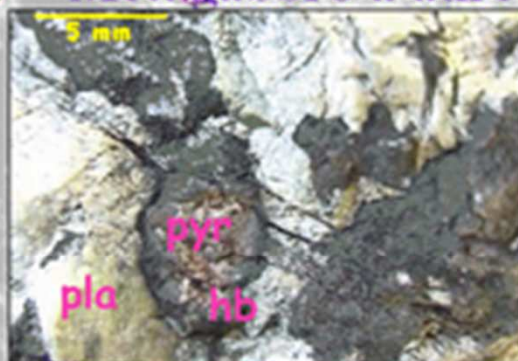
gabbro de référence



Quitter

Métagabbro à auréoles (Chenaillet)

autre roche



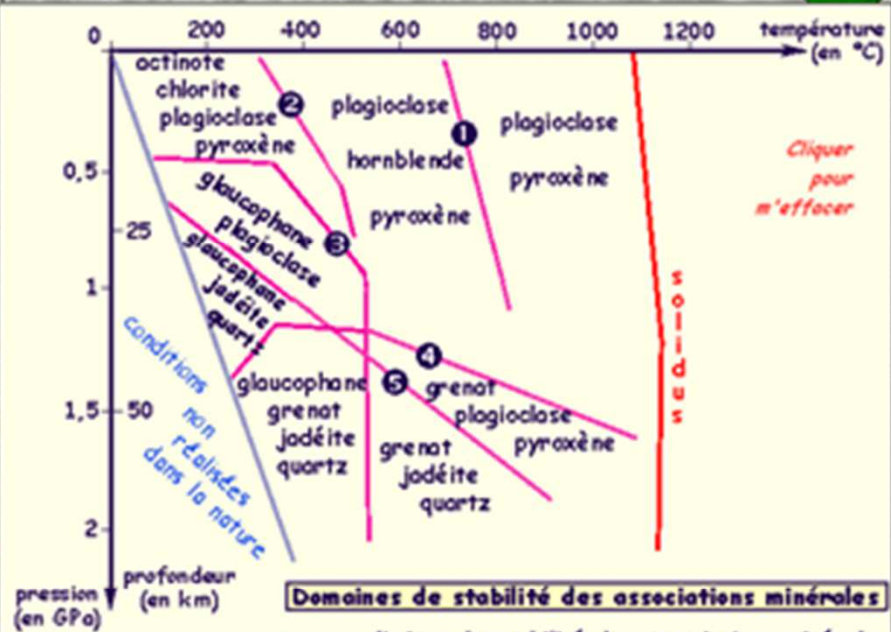
Lame mince
X 10 (I p.)

minéraux

domaines de stabilité

faciès

gabbro



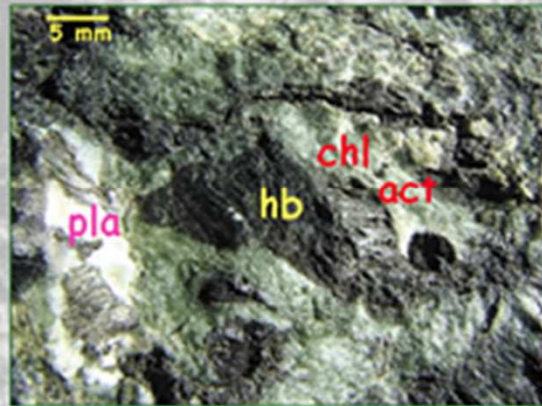
Les limites de stabilité des associations minérales correspondent aux réactions métamorphiques suivantes :

- 1 : plagioclase + pyroxène + eau → hornblende (variété d'amphibole)
- 2 : plagioclase + hornblende + eau → chlorite + actinote
- 3 : plagioclase + chlorite + actinote → glaucophane (variété d'amphibole) + eau
- 4 : hornblende + plagioclase → grenat + pyroxène + quartz + eau
- 5 : plagioclase → jodéite (variété de pyroxène) + quartz



Métagabbro à auréoles (Chenaillet)

autre roche



Détail (vu à l'oeil nu)

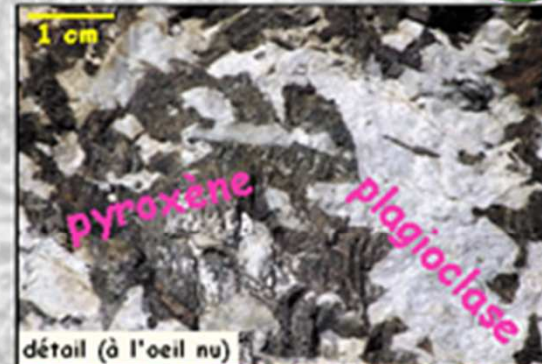
pla : plagioclase
hb : hornblende
chl - act : auréole
réactionnelle de chlorite
(chl) et actinote (act).

minéraux

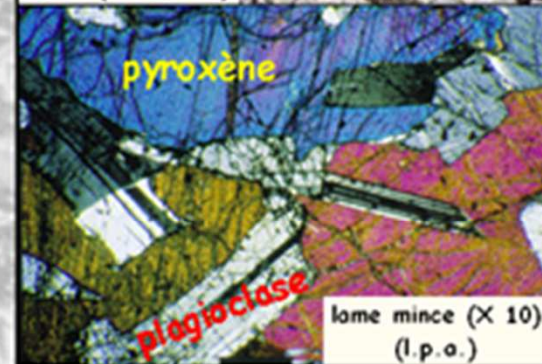
domaines de stabilité

faciès

gabbro de référence



détail (à l'oeil nu)



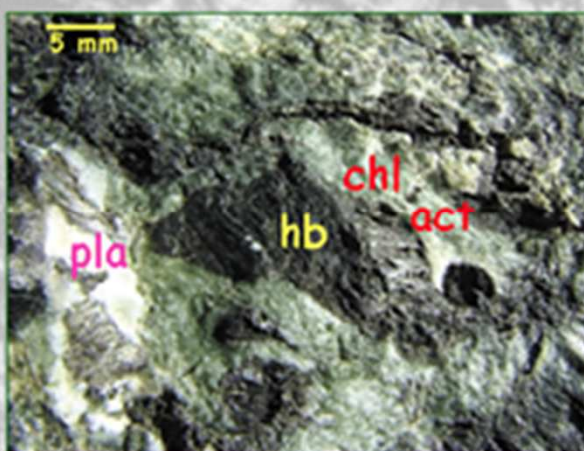
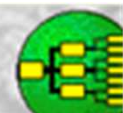
lame mince (X 10)
(l.p.o.)

gabbro non métamorphisé

Quitter

Métagabbro à auréoles (Chemaillet)

autre roche



Détail (vu à l'oeil nu)

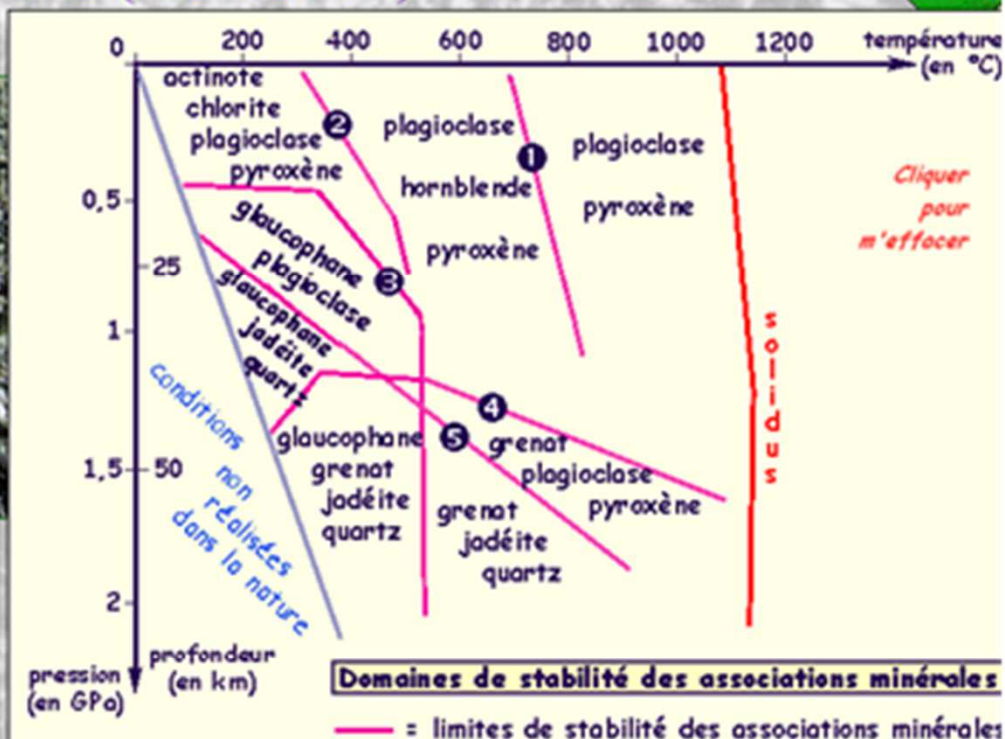
pla : plagioclase
hb : hornblende
chl - act : auréole
réactionnelle de chlorite
(chl) et actinote (act).

minéraux

domaines de stabilité

faciès

gabbro



Les limites de stabilité des associations minérales correspondent aux réactions métamorphiques suivantes :

- 1 : plagioclase + pyroxène + eau → hornblende (variété d'amphibole)
- 2 : plagioclase + hornblende + eau → chlorite + actinote
- 3 : plagioclase + chlorite + actinote → glaucophane (variété d'amphibole) + eau
- 4 : hornblende + plagioclase → grenat + pyroxène + quartz + eau
- 5 : plagioclase → jadéite (variété de pyroxène) + quartz

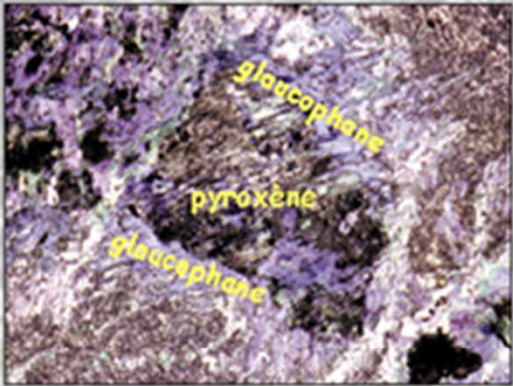
Conclusion

Certains gabbros du Chenaillet ont subi un faible métamorphisme, lié à une hydratation et à un refroidissement de la croûte océanique.

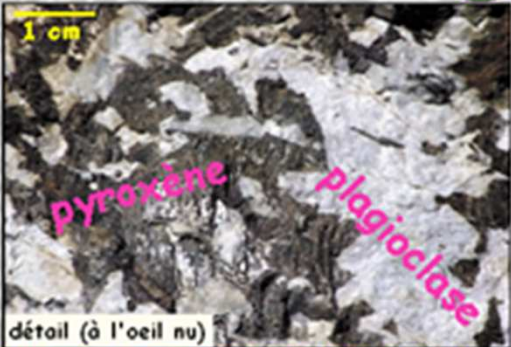
Ceci correspond à l'évolution de la croûte lorsqu'elle s'éloigne de la dorsale où elle a pris naissance, sans être entraînée à grande profondeur.

2) Les témoins de la subduction de la lithosphère océanique


Quitter **Métagabbro "Queyras 2"** **autre roche**



Lame mince (X 10)
(lumière polarisée analysée)



détail (à l'oeil nu)



lame mince (X 10)
(l.p.a.)

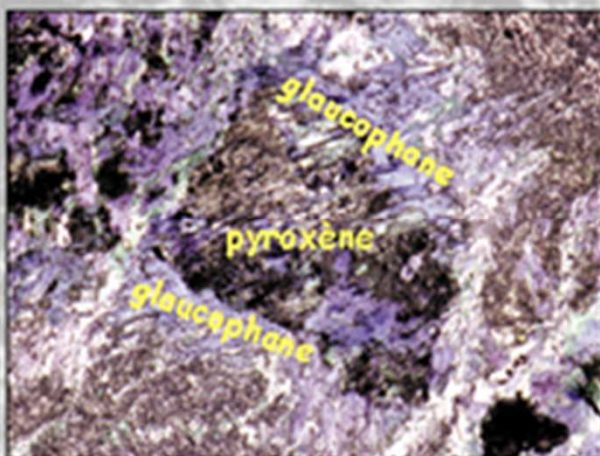
gabbro non métamorphisé

minéraux
domaines de stabilité
faciès **gabbro de référence**

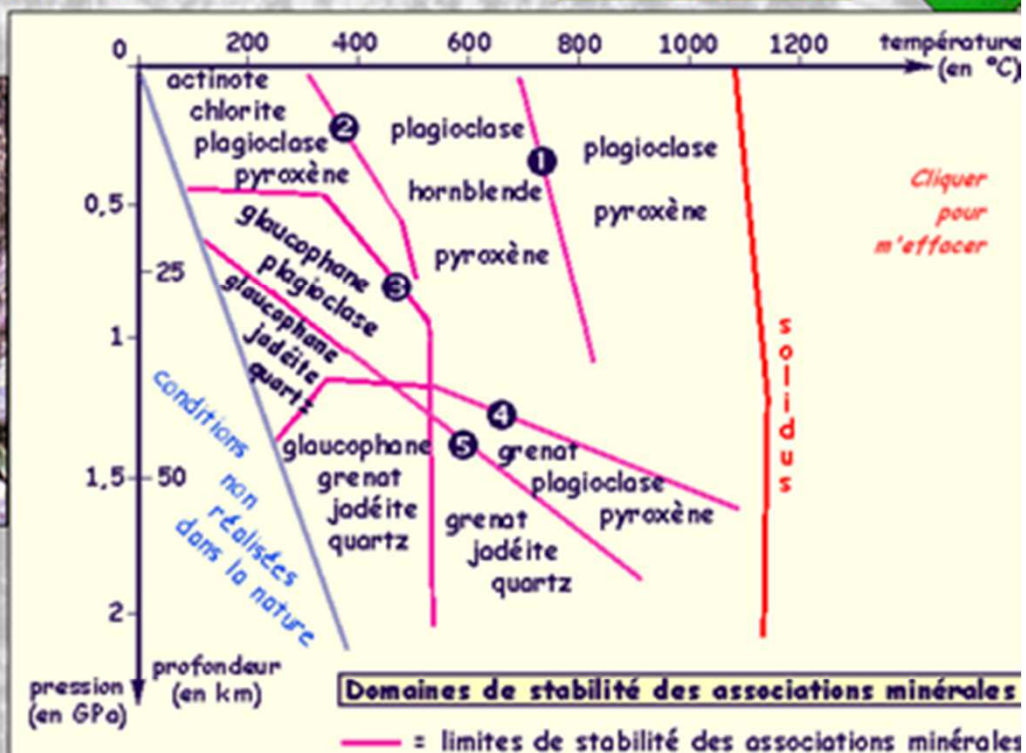
Quitter

Métagabbro "Queyras 2"

👉 autre roche



Lame mince (X 10)
(lumière polarisée analysée)



Les limites de stabilité des associations minérales correspondent aux réactions métamorphiques suivantes :

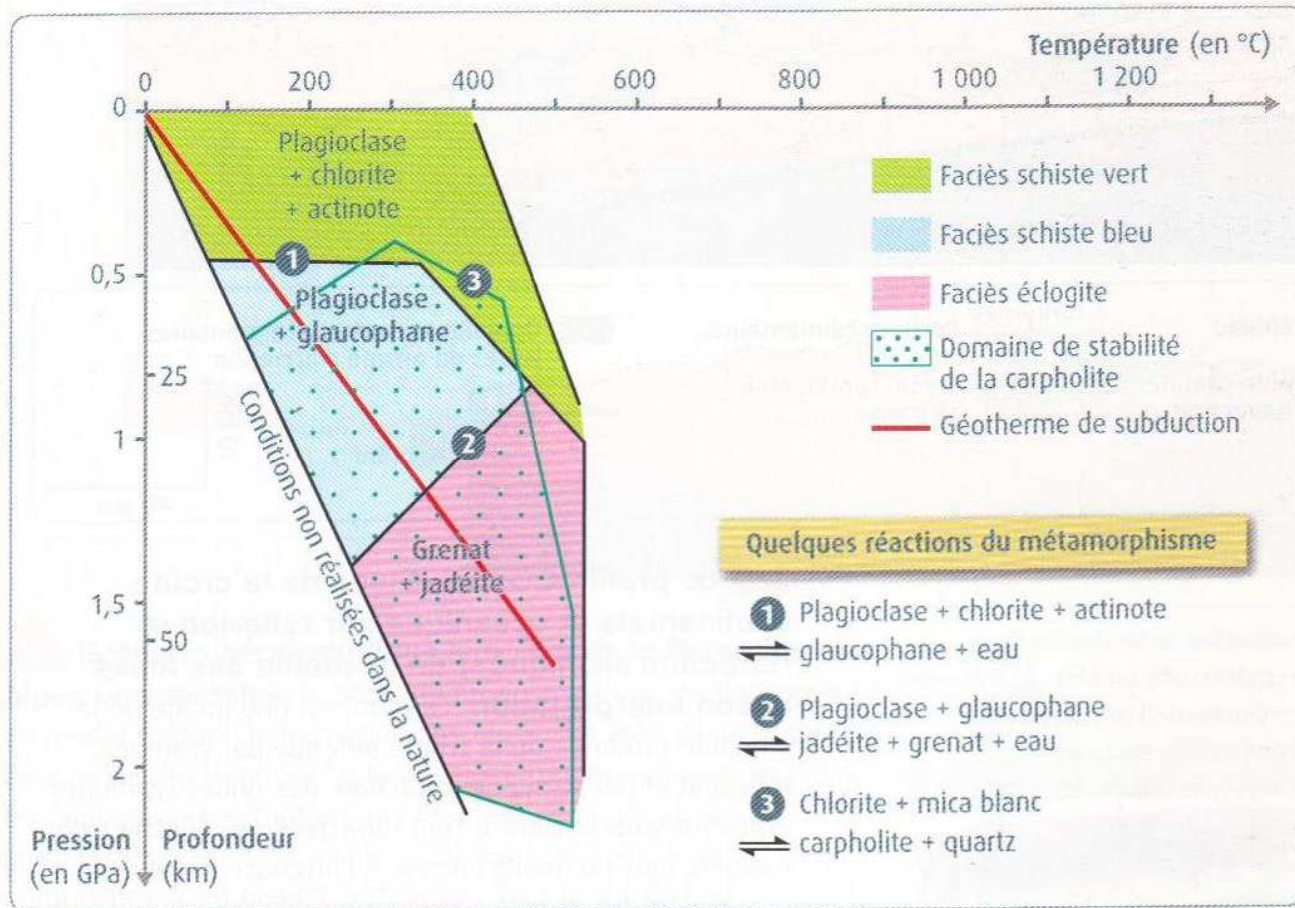
- 1 : plagioclase + pyroxène + eau → hornblende (variété d'amphibole)
- 2 : plagioclase + hornblende + eau → chlorite + actinote
- 3 : plagioclase + chlorite + actinote → glaucophane (variété d'amphibole) + eau
- 4 : hornblende + plagioclase → grenat + pyroxène + quartz + eau
- 5 : plagioclase → jadéite (variété de pyroxène) + quartz

👉 minéraux

👉 domaines de stabilité

👉 faciès

👉 gabbro

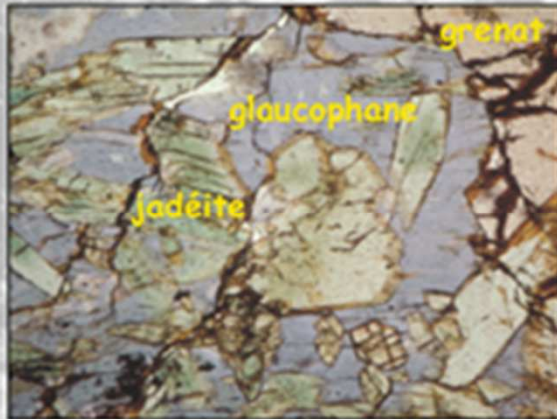
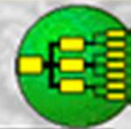


4 Le domaine de stabilité quelques associations minéralogiques. Le géotherme de subduction décrit l'évolution de la température en fonction de la profondeur au niveau d'une zone de subduction. Lorsqu'il s'engage dans un processus de subduction, un gabbro est déjà métamorphisé : il contient du plagioclase, de la chlorite et de l'actinote.

Quitter

Métagabbro éclogitique (Viso)

☞ autre roche



Lame mince (X 10)



détail (à l'oeil nu)



lame mince (X 10)
(l.p.a.)

gabbro non métamorphisé

☞ minéraux

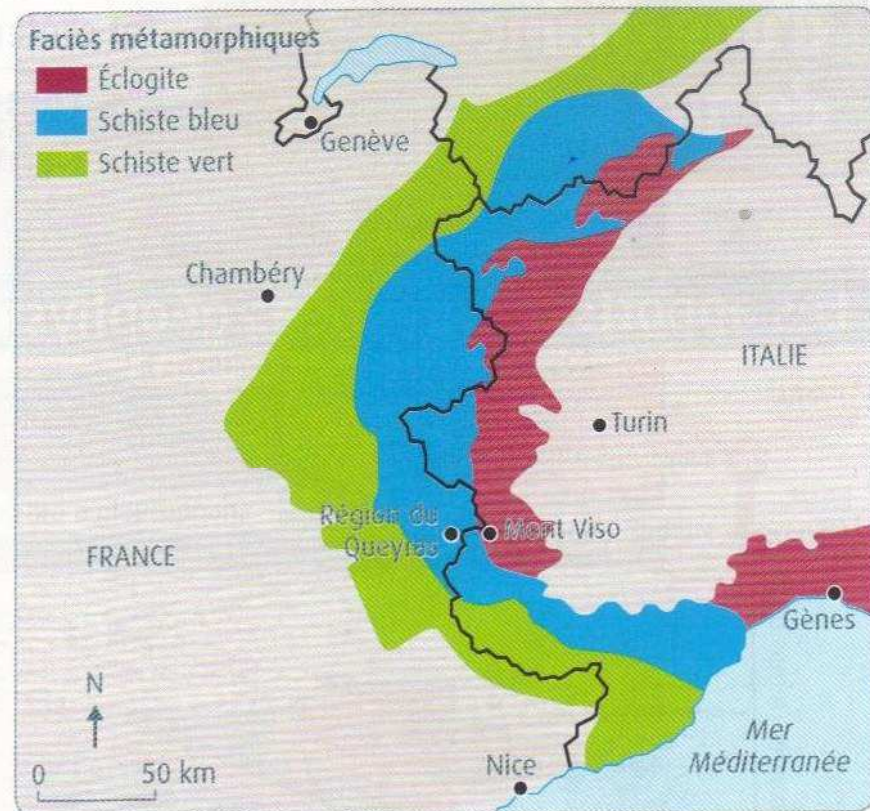
☞ domaines de stabilité

☞ faciès

☞ gabbro de référence

Au sein d'une roche, les associations de minéraux ne sont stables que dans un domaine précis de pression (P) et de température (T). Au-delà, certains minéraux réagissent entre eux, donnant naissance à de nouveaux minéraux. Ces réactions participent au métamorphisme, c'est-à-dire aux transformations subies par les roches à l'état solide (sans fusion, même partielle) sous l'effet des variations de P et T. La présence de certains minéraux dans une roche permet donc de caractériser les conditions P/T dans lesquelles cette dernière a été portée. En effet, les réactions entre les minéraux sont extrêmement lentes et l'échantillon contient ainsi des minéraux « reliques » des différentes conditions P/T qu'il a rencontrées au cours de son histoire. Une association minéralogique définit un **faciès métamorphique**.

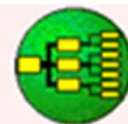
3 Les domaines de stabilité des minéraux.



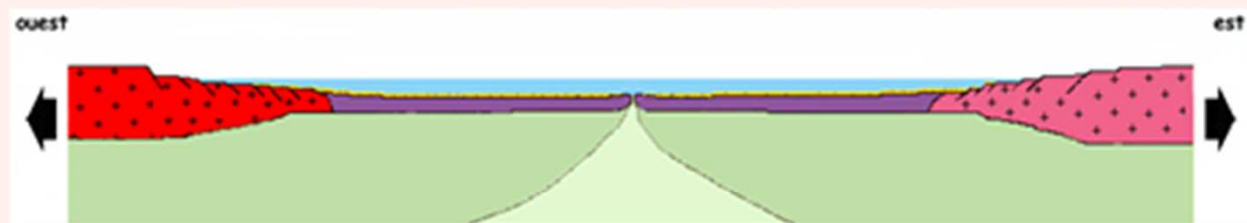
5 Carte simplifiée des faciès métamorphiques dans les Alpes franco-italiennes.



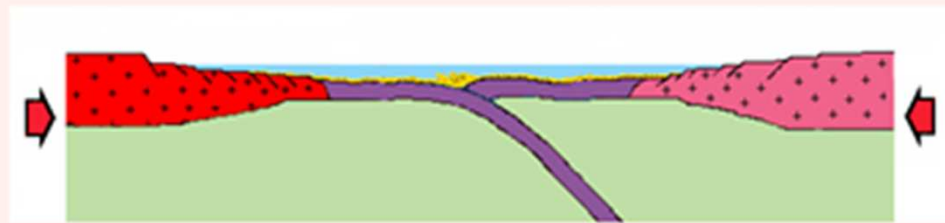
Phase de compression



 compression



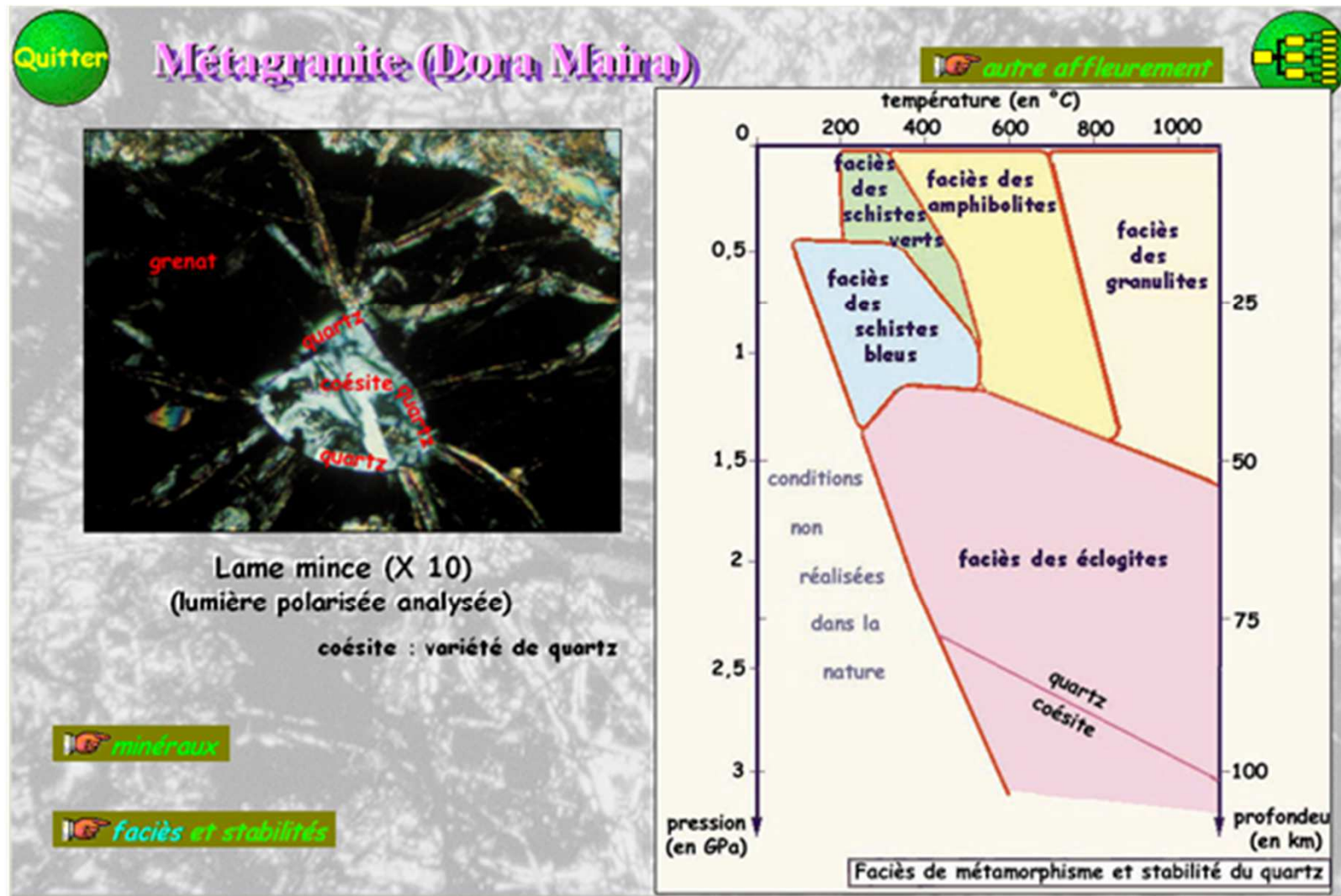
Phase de convergence
(de 80 à 60 Ma) : les mouvements relatifs des plaques s'inversent, ce qui conduit à la disparition progressive du domaine océanique par subduction.



Puis  collision

- | | | |
|--|--|--|
|  croûte continentale européenne |  croûte océanique |  manteau lithosphérique |
|  croûte continentale africaine |  sédiments |  asthénosphère |

3) Les témoins de la subduction de la lithosphère continentale

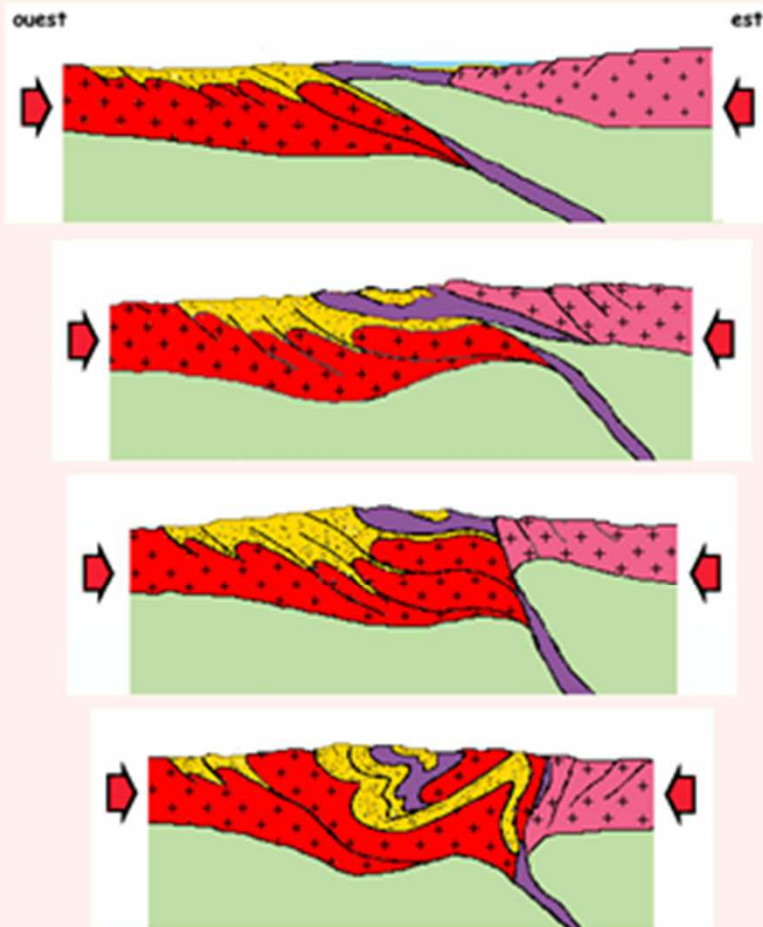


Phase de collision

collision

Phase de collision continentale :
 suite à la disparition complète de l'océan "alpin" (environ 40 Ma), les deux continents entrent en collision. La lithosphère est lentement déformée. Elle se raccourcit et s'épaissit.

-  croûte océanique
-  sédiments
-  croûte continentale européenne
-  croûte continentale africaine
-  manteau lithosphérique
-  asthénosphère



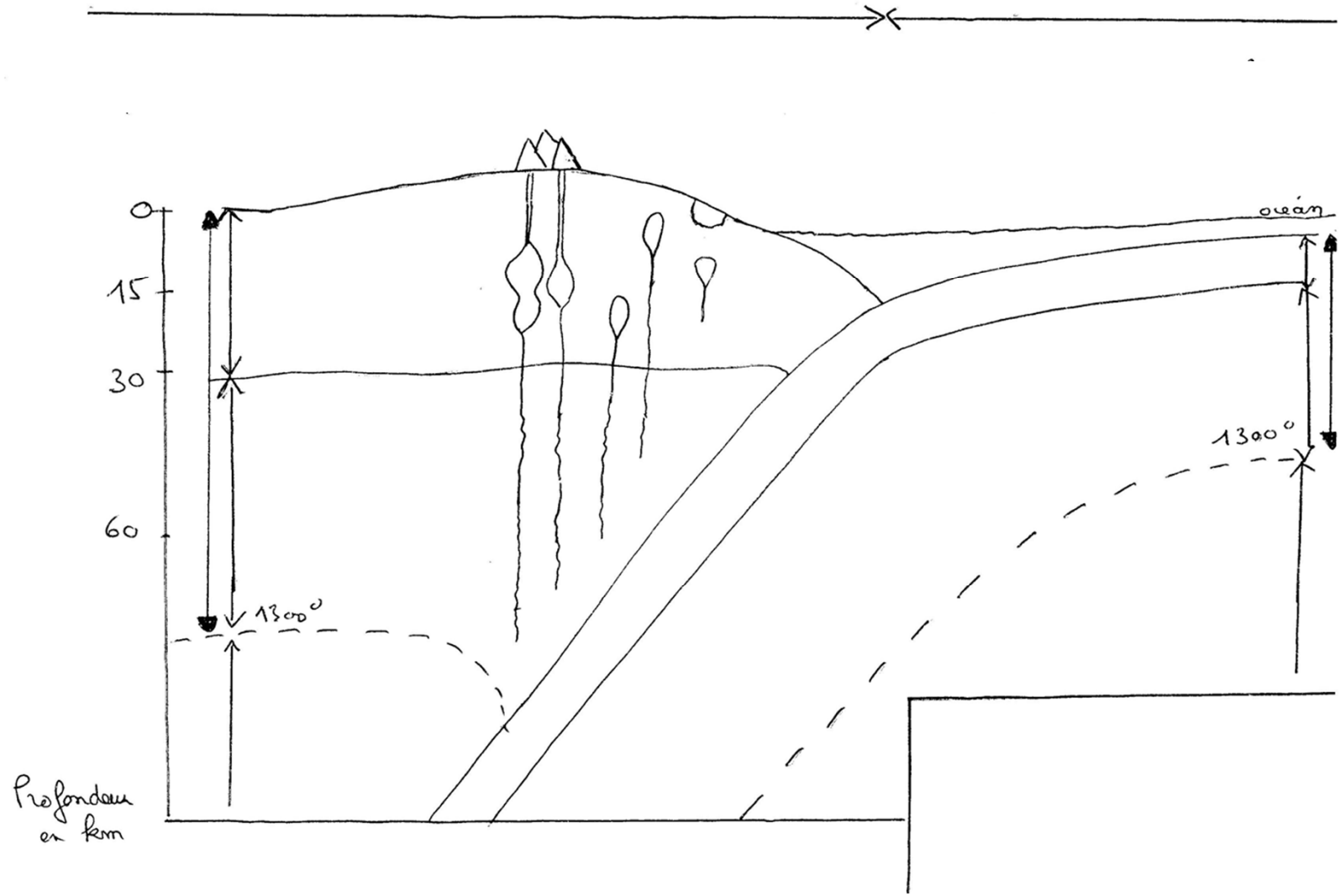
Conclusion

La subduction entraîne progressivement la fermeture de l'océan puis l'affrontement des 2 lithosphères continentales. Les marges de l'ancien océan entrent alors en collision.

Le chevauchement des 2 lithosphères continentales convergentes entraîne un empilement de nappes, responsable d'un épaissement de la croûte.

Bilan

- Dans une roche, les associations de minéraux sont stables dans un domaine précis de pression (P) et de température (T), et donc de profondeur. Lorsque les conditions P/T changent, la roche subit des transformations minéralogiques.
- Dans les chaînes de montagnes, affleurent des roches océaniques et continentales dont les minéraux portent les traces de transformations minéralogiques à plus ou moins grande profondeur : ce sont des **roches métamorphiques**. Grâce aux diagrammes de stabilité des associations minéralogiques, il est possible de retrouver quelles conditions de pression et de température ont subies ces roches. Ces conditions correspondent à celles que rencontrent des matériaux océaniques ou continentaux lors d'un enfouissement lié à un processus de subduction. Ce processus est donc à l'œuvre lors de la formation d'une chaîne de montagnes.



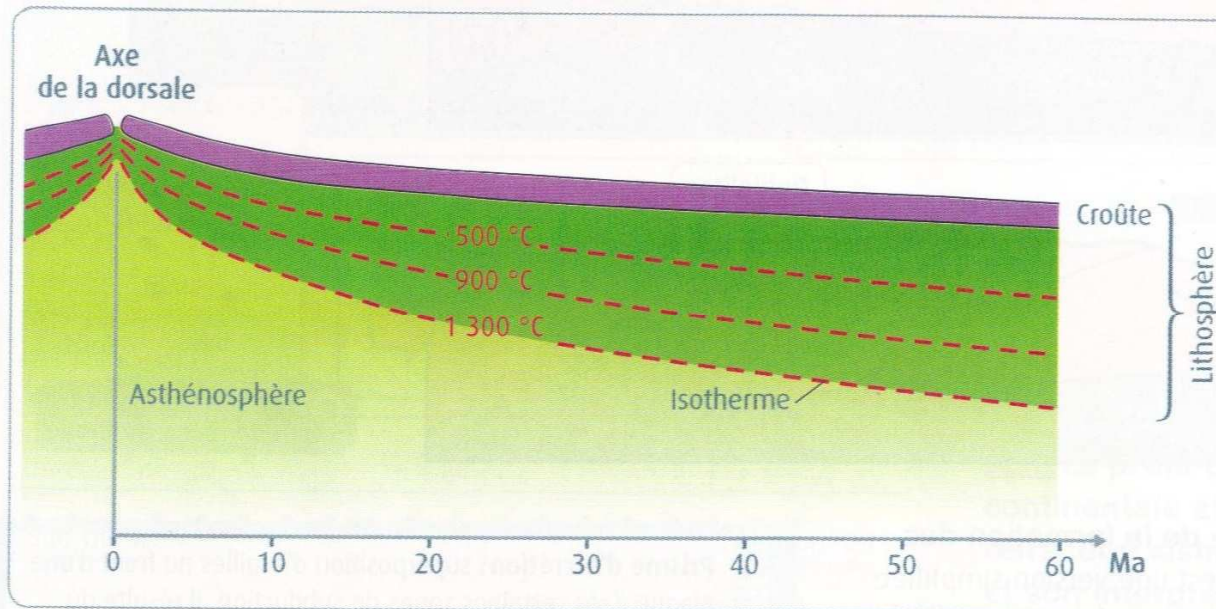
- III - Le moteur de la subduction



1 Flux thermique à l'aplomb de la lithosphère océanique en fonction de l'âge de cette lithosphère. Le flux thermique représente la quantité d'énergie géothermique dissipée par unité de temps et de surface. Il dépend notamment de la température des matériaux situés à l'aplomb du point de mesure.

Au fur et à mesure de son éloignement de l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit.

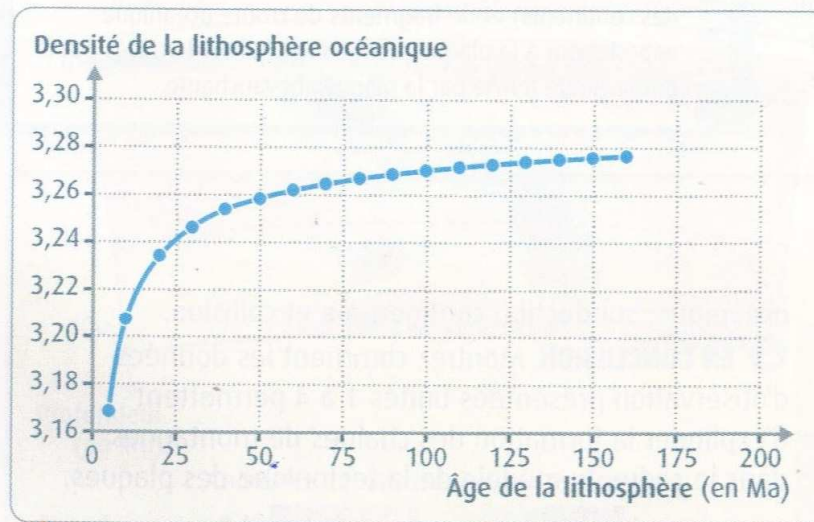
=> l'isotherme 1300°C qui sépare la lithosphère océanique de l'asthénosphère s'abaisse.



2 Évolution de l'épaisseur de la lithosphère océanique en fonction de son âge.

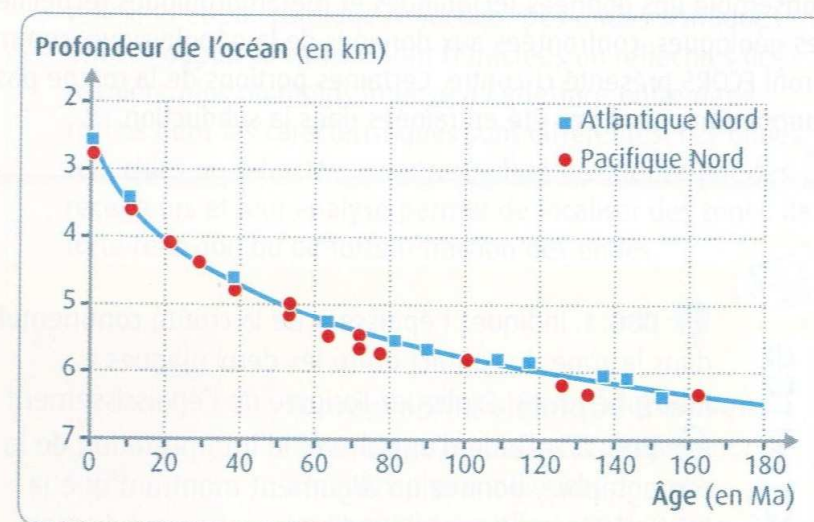
La croûte océanique a une épaisseur constante d'environ 7 km. La base de la lithosphère correspond, elle, à l'isotherme 1300 °C. Connaissant le mode de dissipation de l'énergie thermique au sein de la lithosphère océanique, on peut établir la relation suivante entre son âge t (en millions d'années) et son épaisseur h_L (en km): $h_L = 9,2 \sqrt{t}$.

La lithosphère océanique s'épaissit au détriment de l'asthénosphère.



3 Évolution de la densité de la lithosphère océanique en fonction de son âge.

Lors de l'expansion océanique, l'épaississement de la LO étant lié à une épaisseur de + en + importante du ML, plus la LO s'éloigne de la dorsale, plus sa densité augmente.



4 Profondeur des océans Atlantique nord et Pacifique nord en fonction de l'âge de la lithosphère océanique.

Cette augmentation de densité est responsable de l'enfoncement du plancher océanique, on parle de subsidence thermique.

Subsidence thermique : enfoncement de la LO au fur et à mesure de son éloignement de la dorsale. Il est dû à l'augmentation de la densité de cette lithosphère.



Interview de Pierre Thomas, géologue.

La lithosphère océanique est constituée de manteau refroidi

(plus dense que l'asthénosphère chaude) et de croûte (moins dense que le manteau, qu'il soit froid ou chaud). La lithosphère océanique est donc une plaque constituée d'un lest (manteau refroidi) surmonté d'un flotteur (la croûte). Le flotteur garde une épaisseur constante tout au long de sa dérive, mais pas le lest. Plus la lithosphère s'éloigne de la dorsale, plus elle perd de la chaleur, plus le lest s'épaissit et s'alourdit. Au bout d'un certain temps, le poids du lest devient théoriquement suffisant pour amorcer la subduction, malgré le flotteur. Dans la nature, ce

début d'enfoncement est souvent différé de plusieurs dizaines de millions d'années car la flexion de la lithosphère, sa fracturation et la résistance de l'asthénosphère exercent une résistance mécanique à l'amorce de la subduction et à l'enfoncement. Mais une fois la subduction amorcée, tout s'emballe. Sous l'effet de l'augmentation de la pression, basaltes et gabbros se transforment en éclogites, plus denses que le manteau ($d = 3,4$) et la croûte devient lest à son tour. En conséquence, la densité de la lithosphère plongeante augmente encore. Dès que la lithosphère s'est enfoncée, elle tracte ainsi le reste de la plaque lithosphérique : la subduction est entretenue.

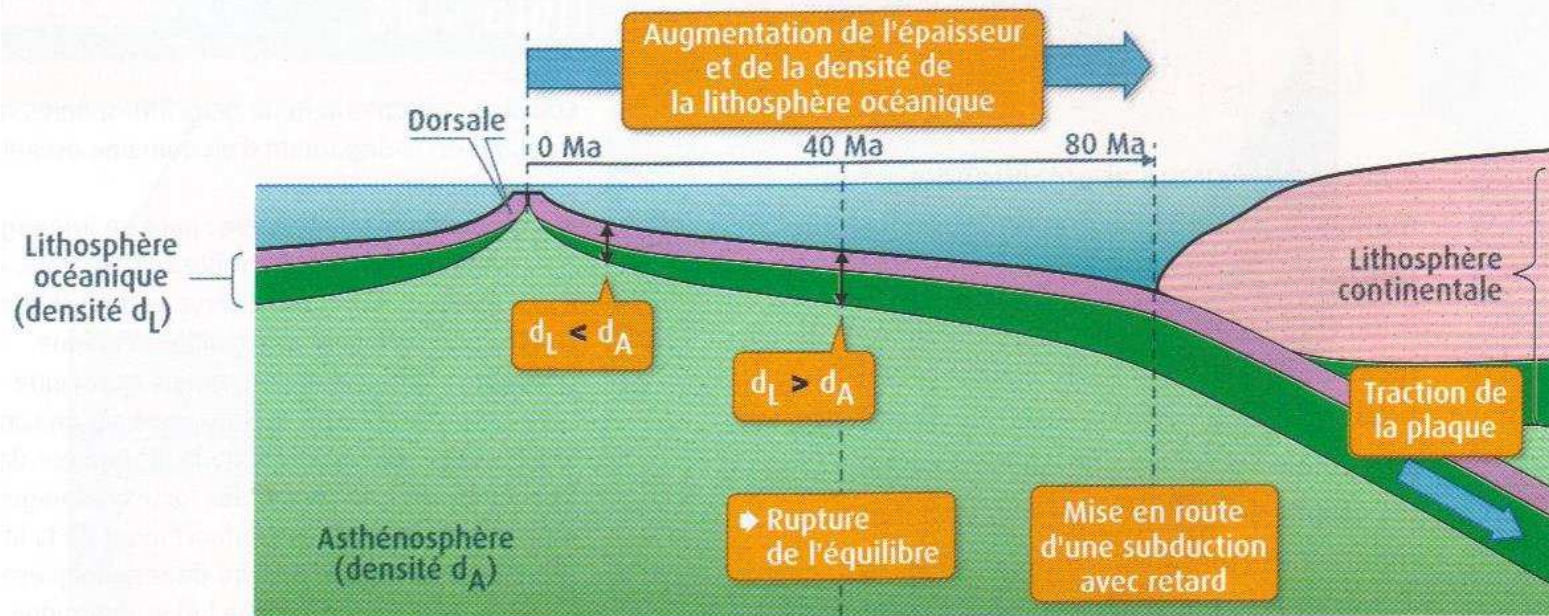
6 Qu'est-ce qui fait plonger une plaque lithosphérique ?

Conclusion

Lorsqu'elle vieillit, la lithosphère s'épaissit, en conséquence sa densité augmente. Lorsque cette densité devient supérieure à celle de l'asthénosphère, l'équilibre est rompu, et la subduction devient possible. Celle-ci se déclenche avec un retard lié à une résistance mécanique à l'amorce de la subduction et à l'enfoncement de la lithosphère.

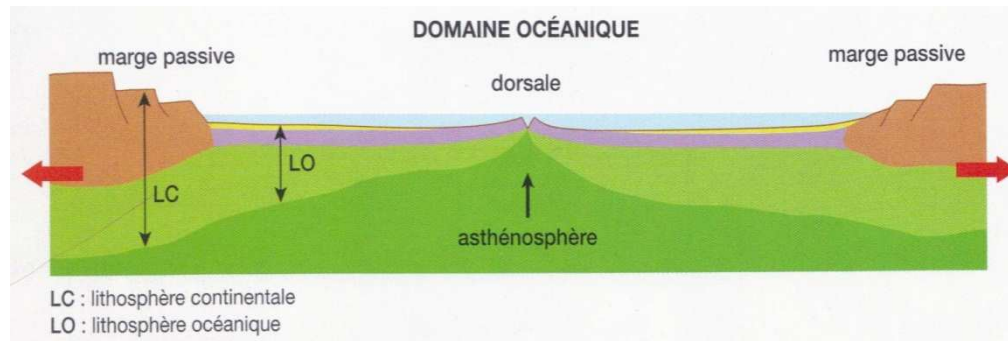
Bilan

- Au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de la dorsale, la lithosphère océanique s'épaissit, en raison de l'augmentation de la profondeur de l'isotherme 1300 °C (limite lithosphère-asthénosphère). La densité de la lithosphère océanique augmente donc avec son âge par ajout de manteau lithosphérique plus dense ($d = 3,3$) que la croûte océanique ($d = 2,9$). La densité de la lithosphère océanique s'approche ainsi de celle du manteau lithosphérique. Il en résulte un enfoncement de la lithosphère océanique : on parle de **subsidence thermique**.
- La densité du manteau lithosphérique étant supérieure à celle de l'asthénosphère ($d = 3,25$), la densité de la lithosphère océanique finit par excéder celle de l'asthénosphère. L'équilibre isostatique est rompu et, avec un certain retard, la lithosphère entre en subduction. Elle tracte alors le reste de la plaque.

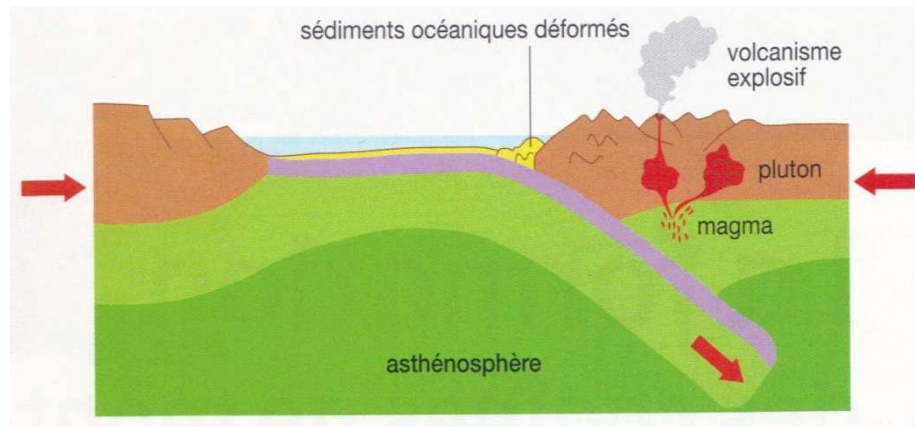


Évolution de la lithosphère océanique au cours de son vieillissement.

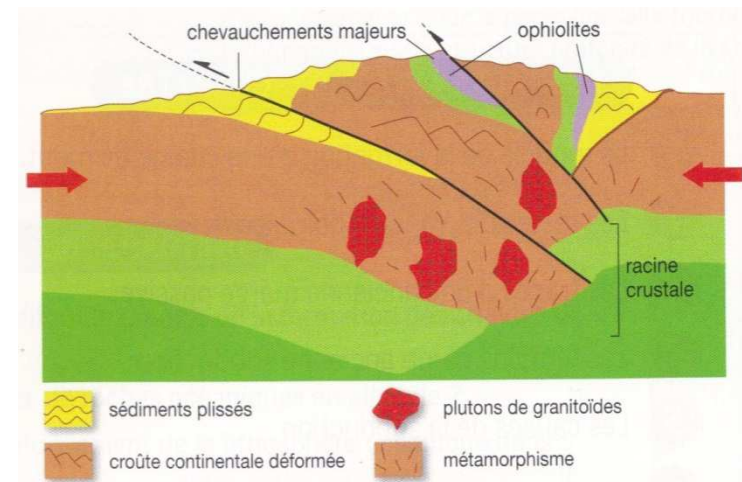
- IV - Un scénario type de l'histoire d'une chaîne de montagne



1. L'expansion océanique

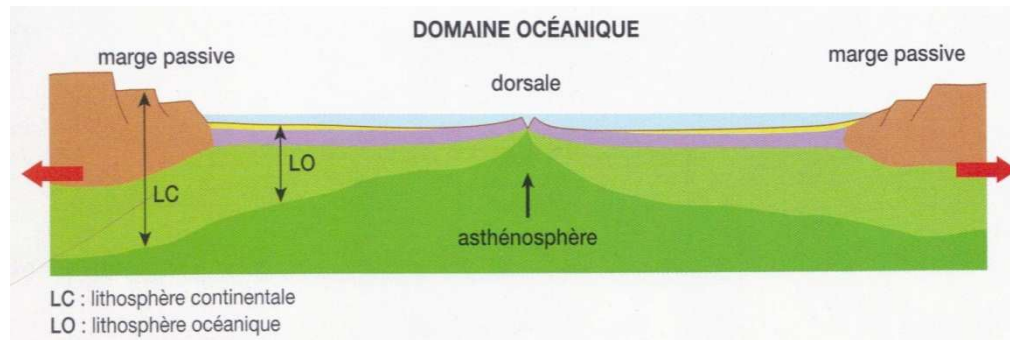


2. La fermeture océanique



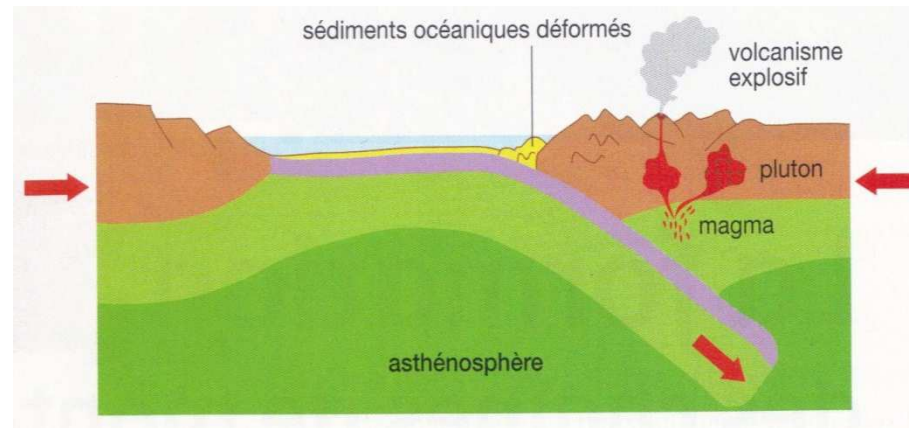
3. La collision continentale

1. L'expansion océanique



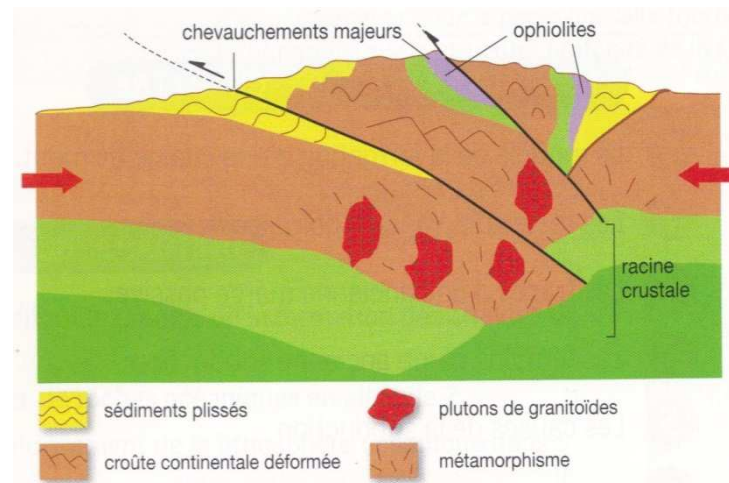
L'accrétion océanique au niveau des dorsales est associée à la divergence des plaques. L'océan, bordé par des marges continentales passives, s'élargit : c'est l'expansion océanique.

2. La fermeture océanique



Une modification des contraintes globales entraîne un rapprochement des plaques (convergence lithosphérique). L'océan se referme à la faveur d'une subduction océanique, c'est-à-dire d'un enfoncement de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère.

3. La collision continentale



L'océan entièrement fermé, les continents entrent en collision et les croûtes continentales se fracturent et s'empilent en écaillés. La croûte continentale devient plus épaisse avec la présence d'une racine crustale. Les anciennes bordures océaniques (marges passives) sont alors déformées. Des portions de lithosphère océanique peuvent être charriées en altitude et donner des ophiolites. Les roches de la croûte, entraînées en profondeur, peuvent entrer en fusion partielle et former des plutons de granitoïdes.

Conclusion

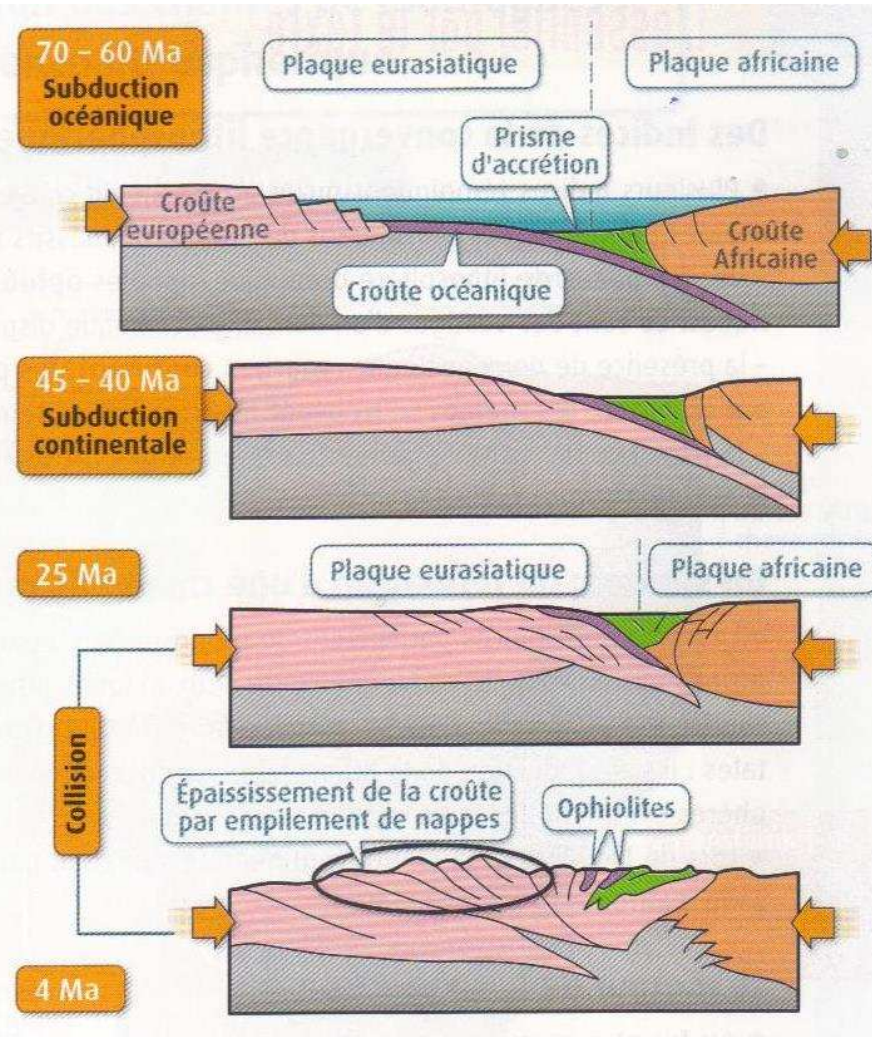
La présence d'ophiolites dans les chaînes de montagnes et d'anciennes marges continentales passives, ainsi que leur localisation au cœur des chaînes de montagnes, montre que la disparition d'un domaine océanique a accompagné la convergence de 2 plaques lithosphériques, qui a abouti à l'affrontement de lithosphères continentales.

La disparition d'un domaine océanique est liée à une subduction, qui concerne non seulement la lithosphère océanique mais aussi la lithosphère continentale.

Tandis que la lithosphère continentale continue de subduire, l'empilement d'unités de croûte édifie les reliefs (collision).

Bilan

- Les données géophysiques complètent les données structurales et pétrographiques, permettant d'élaborer un scénario de formation d'une chaîne de montagnes.
- Dans un contexte de convergence lithosphérique, la subduction d'une lithosphère océanique conduit à la suture de deux lithosphères continentales: il y a subduction d'une des deux lithosphères continentales et **collision** entre les deux plaques lithosphériques qui étaient auparavant séparées par un océan.
- Lors de la collision, la croûte continentale s'épaissit par empilement de **nappes de charriage** au niveau de la zone d'affrontement des plaques.



Un scénario de formation de la chaîne des Alpes.

Bilan général

Des indices de la convergence lithosphérique

- Plusieurs indices témoignent qu'un processus de convergence de plaques lithosphériques est à l'origine des chaînes de montagnes. Ainsi, dans de nombreux massifs montagneux, on observe :
 - des lambeaux de lithosphère océanique, appelés **ophiolites**, situés à la suture entre deux plaques lithosphériques. Ce sont des vestiges d'un domaine océanique disparu ;
 - la présence de deux anciennes **marges continentales passives** plus ou moins déformées. Autrefois séparées par un océan, ces marges se trouvent rapprochées au sein d'un même massif montagneux ;
 - la présence de roches continentales ou océaniques dont les minéraux présentent des transformations liées à la **subduction**.

Un scénario de formation d'une chaîne de montagnes

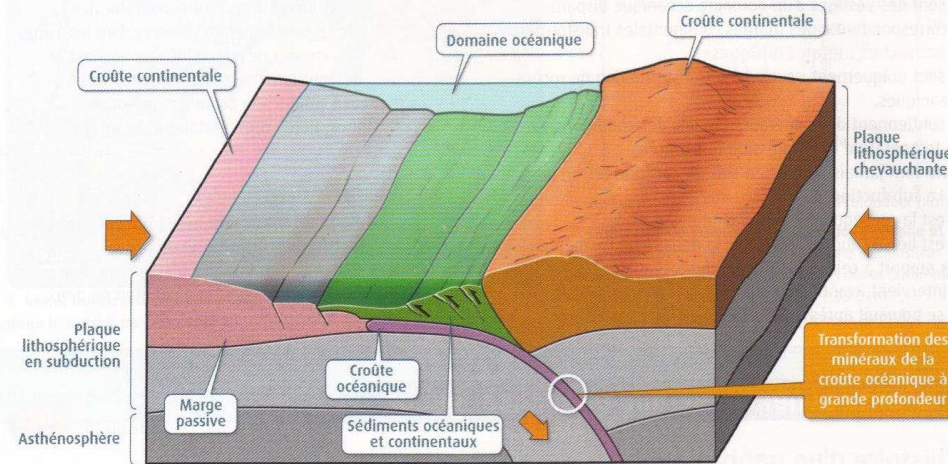
- Les différents indices permettent de proposer un scénario de formation d'une chaîne de montagnes.
- Dans un contexte de convergence de deux plaques lithosphériques, la formation de la chaîne débute par une subduction océanique. Celle-ci entraîne la fermeture d'un océan, puis la suture de deux lithosphères continentales : il y a subduction de la lithosphère continentale d'une des deux plaques et **collision** entre les deux lithosphères continentales jadis séparées par l'océan.
- Lors de la collision, la croûte continentale s'épaissit par empilement de nappes de charriage au niveau de la zone d'affrontement des plaques.

Le moteur de la subduction

- Au fur et à mesure que la lithosphère océanique vieillit et s'éloigne de la dorsale, elle s'épaissit par ajout d'une semelle de manteau lithosphérique (l'isotherme 1300 °C marquant sa limite inférieure est de plus en plus profond). Cet épaissement entraîne l'augmentation de la densité et donc de la profondeur de la lithosphère océanique : on parle de **subsidence thermique**.
- À partir d'un certain âge, la densité de la lithosphère océanique devient supérieure à celle de l'asthénosphère. L'équilibre isostatique est rompu et, avec un certain retard, la lithosphère océanique plonge dans l'asthénosphère : c'est la subduction.
- La lithosphère océanique plongeante tracte le reste de la plaque lithosphérique. La subduction a ainsi un rôle moteur dans la tectonique des plaques.

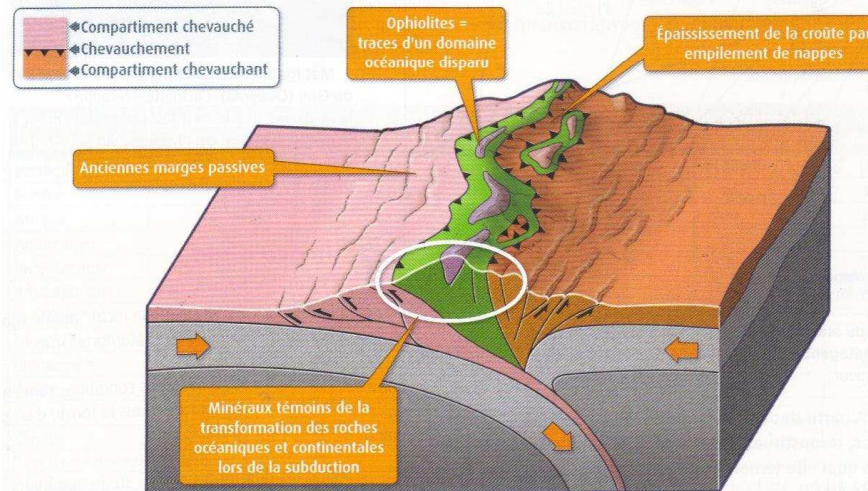
Le contexte de formation des chaînes de montagnes : la convergence lithosphérique

1 Subduction : disparition d'un océan



Moteur de la subduction = différence de densité entre la lithosphère océanique âgée et l'asthénosphère

2 Subduction de la lithosphère continentale et collision



Définitions

Collision: affrontement de deux lithosphères continentales résultant de la disparition d'un domaine océanique par subduction.

Marge continentale passive: bordure immergée d'un continent formée de croûte continentale. Au niveau d'une marge passive, on observe la transition entre cette croûte continentale et une croûte océanique.

Ophiolite: lambeau de lithosphère océanique qui s'est trouvé charrié puis dispersé sur un continent.

Subduction: enfoncement de la lithosphère dans l'asthénosphère au niveau des fosses océaniques.

Subsidence thermique: enfoncement de la lithosphère océanique au fur et à mesure de son éloignement de la dorsale. Il est dû à l'évolution thermique de la lithosphère océanique.

QCM

Pour chaque proposition, identifiez la (ou les) bonne(s) réponse(s).

1. Les ophiolites :

- a. sont constituées uniquement de roches sédimentaires.
- b. sont des vestiges d'un domaine océanique disparu.
- c. correspondent à des marges continentales transformées.

2. Les roches métamorphiques :

- a. sont uniquement issues de la transformation de roches océaniques.
- b. contiennent des minéraux témoins des conditions de température et de pression rencontrées.
- c. ne sont jamais visibles en surface car formées en profondeur.

3. La subduction de la lithosphère océanique :

- a. est la conséquence de l'activité des dorsales.
- b. est liée à l'augmentation de la densité de l'asthénosphère par rapport à celle de la lithosphère océanique.
- c. intervient avant la collision.
- d. se poursuit après la collision.

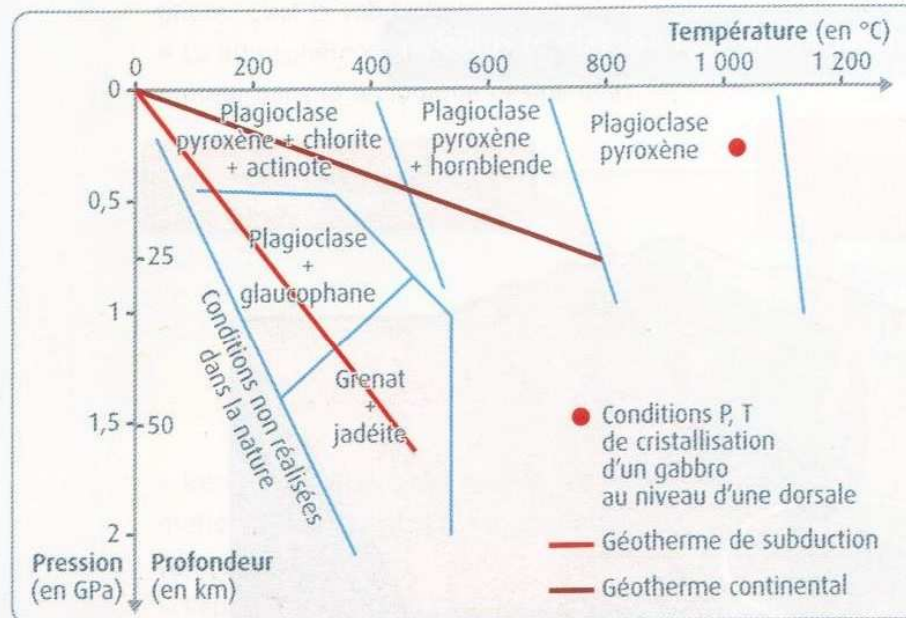
Vrai ou faux

Identifiez les affirmations fausses et rectifiez-les.

- a.** Lors d'une collision, les marges continentales ne sont pas déformées.
- b.** Certains minéraux présents dans les roches des chaînes de montagnes témoignent de transformations liées à la subduction.
- c.** La subduction cesse lorsque deux lithosphères continentales s'affrontent.

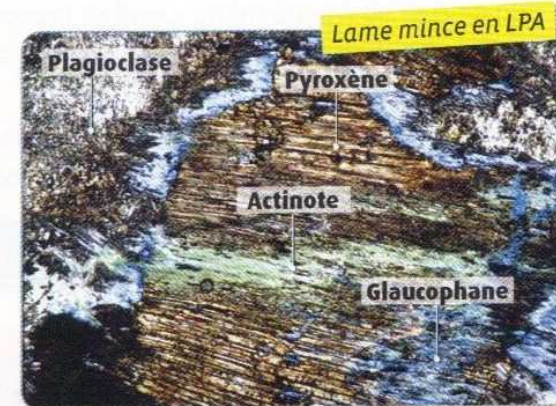
L'histoire d'un gabbro alpin

Les gabbros sont des roches magmatiques de structure grenue, constituées essentiellement de plagioclase et de pyroxène. Au cours de leur histoire, les gabbros de la croûte océanique se transforment en roches métamorphiques : les métagabbros.



2. Domaines de stabilité des associations minéralogiques dans les gabbros et métagabbros. Le géotherme décrit l'évolution de la température avec la profondeur.

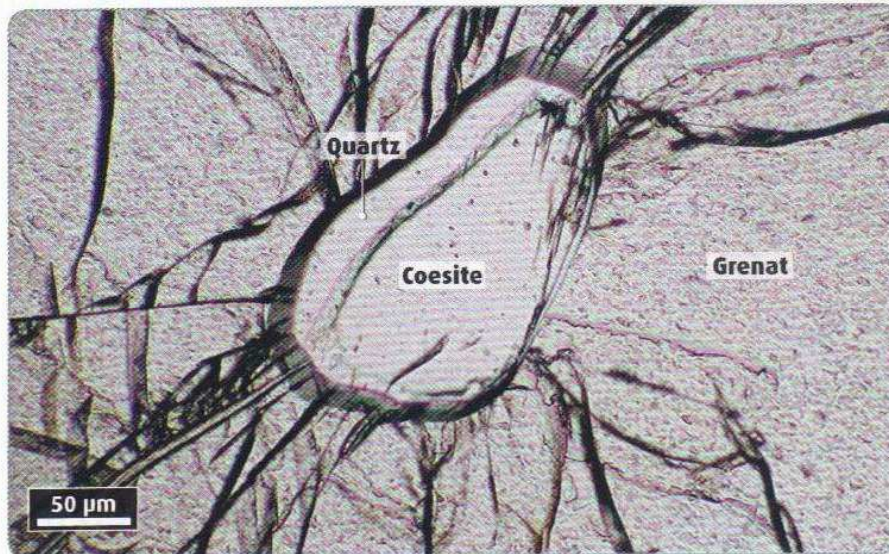
QUESTION À partir des minéraux et de leurs relations géométriques, reconstituez l'histoire de l'échantillon présenté puis expliquez en quoi elle témoigne de processus à l'œuvre lors de la formation des Alpes.



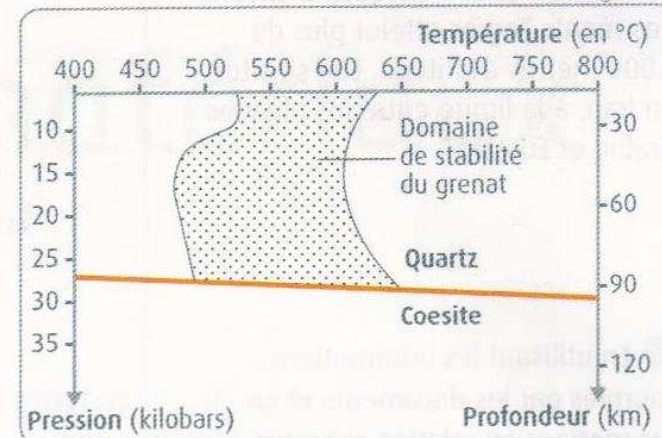
1. Métagabbro échantillonné dans la vallée du Guil (Queyras). L'actinote « recoupe » le pyroxène, et elle « est recoupée » par le glaucophane, ce qui renseigne sur la chronologie d'apparition de ces minéraux : pyroxène, actinote, glaucophane.

Des indices minéralogiques de l'histoire de la croûte continentale

Dans le massif alpin de Dora Maira, on a échantillonné des roches métamorphiques contenant un minéral particulier en inclusion dans des grenats : la coésite. L'analyse de ces roches montre qu'elles dérivent de roches sédimentaires continentales.



1. Lame mince d'une roche métamorphique échantillonnée dans le massif de Dora Maira.



2. Domaines de stabilité du quartz, de la coésite et du grenat. Coésite et quartz ont la même composition chimique (SiO_2) mais des propriétés physiques différentes. Le quartz a une masse volumique de $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$, la coésite a une masse volumique de $3,01 \text{ g.cm}^{-3}$.

- 1 Estimez les conditions qui ont permis l'apparition de coésite et de grenat dans ces roches.
- 2 Proposez des arguments justifiant que la roche initiale est une roche de la croûte continentale.
- 3 Proposez un scénario retraçant l'histoire de cette roche de la croûte continentale.

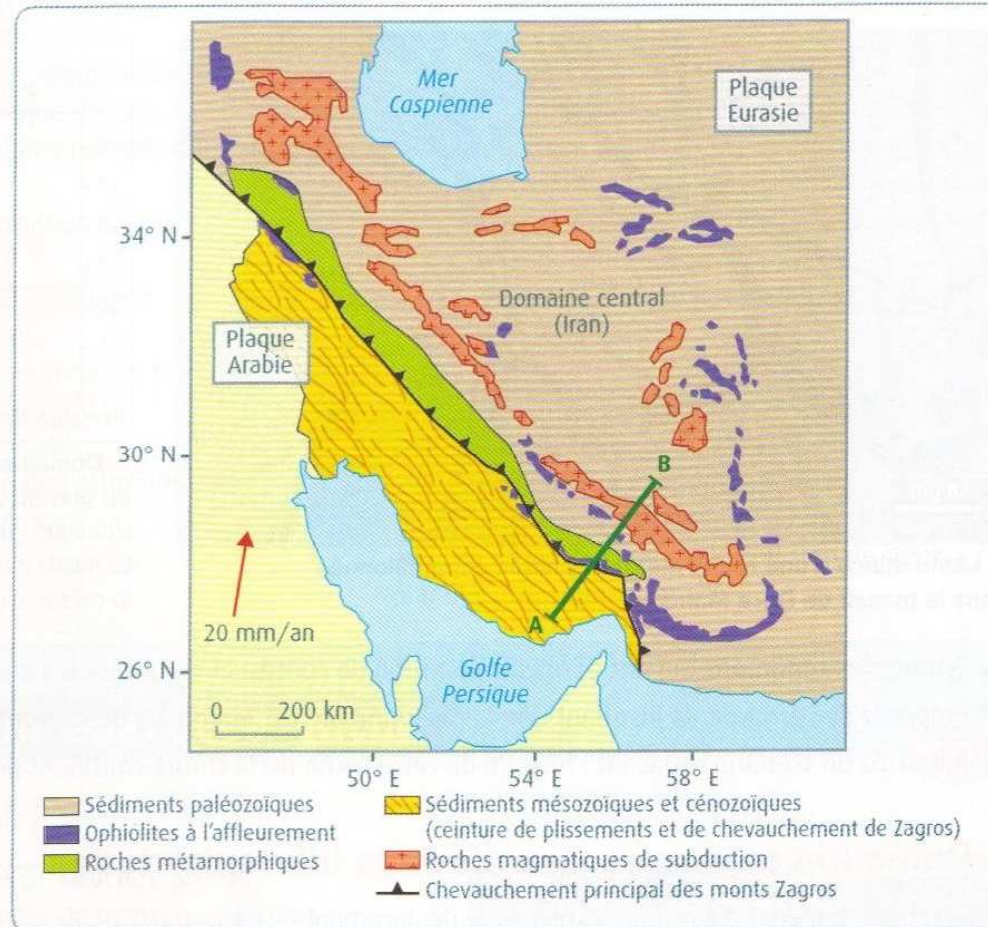
La chaîne des monts Zagros en Iran..... Mettre en relation des informations pour construire un raisonnement

Au nord du golfe Persique, la chaîne des monts Zagros atteint plus de 4000 mètres d'altitude. Elle se situe, en Iran, à la limite entre les plaques Arabie et Eurasie.

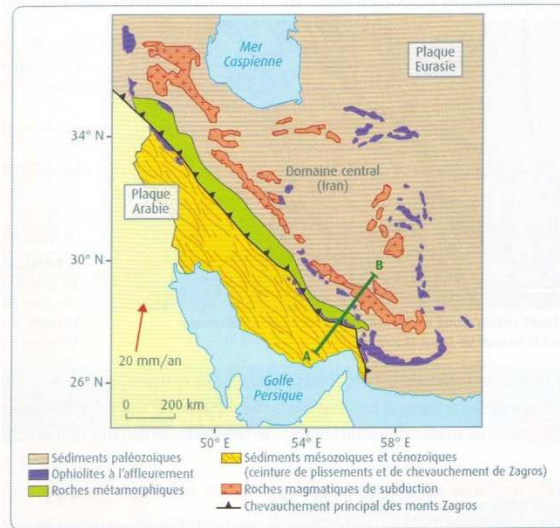
● En utilisant les informations fournies par les documents et en les mettant en relation avec vos connaissances, proposez un scénario de formation de la chaîne des monts Zagros en Iran.

Pour cela vous pouvez :

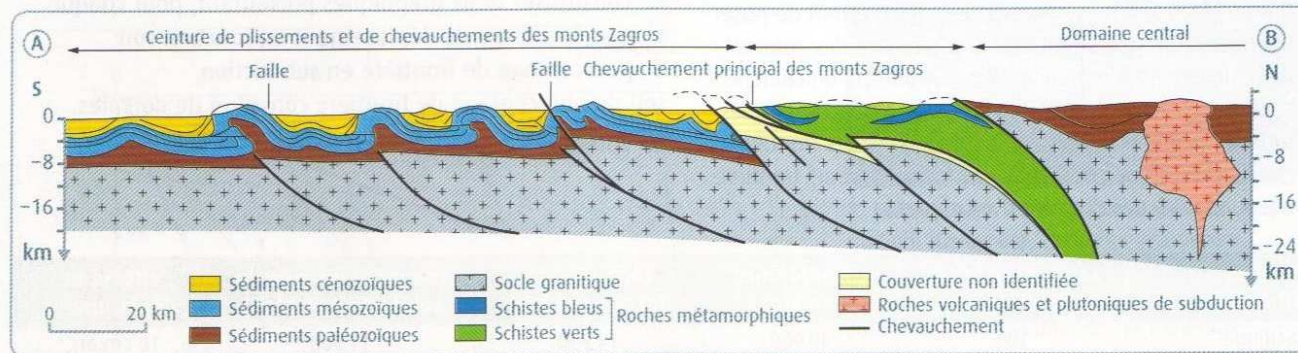
- relever des indices d'épaississement dans la région de la chaîne des Zagros et argumenter l'existence d'une racine crustale.
- expliquer la présence d'ophiolites au cœur de la chaîne des Zagros.
- montrer que le phénomène de subduction est impliqué dans la formation de la chaîne des Zagros.



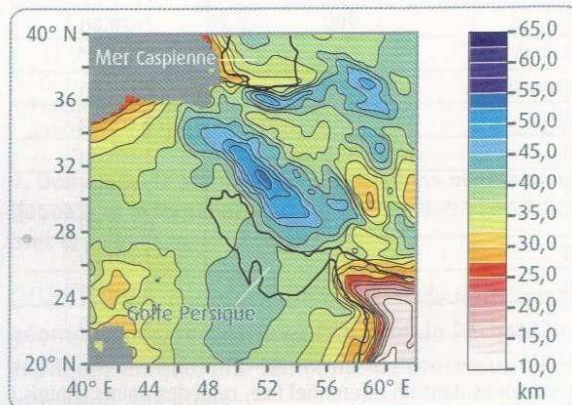
1. Carte géologique simplifiée de la région des monts Zagros.



1. Carte géologique simplifiée de la région des monts Zagros.



2. Coupe géologique transversale de la chaîne des monts Zagros selon A-B.



3. Carte des isobathes du Moho dans le golfe persique et la région d'Iran.

