



Lycée E. Delacroix Tale S

Stage de révision 2020

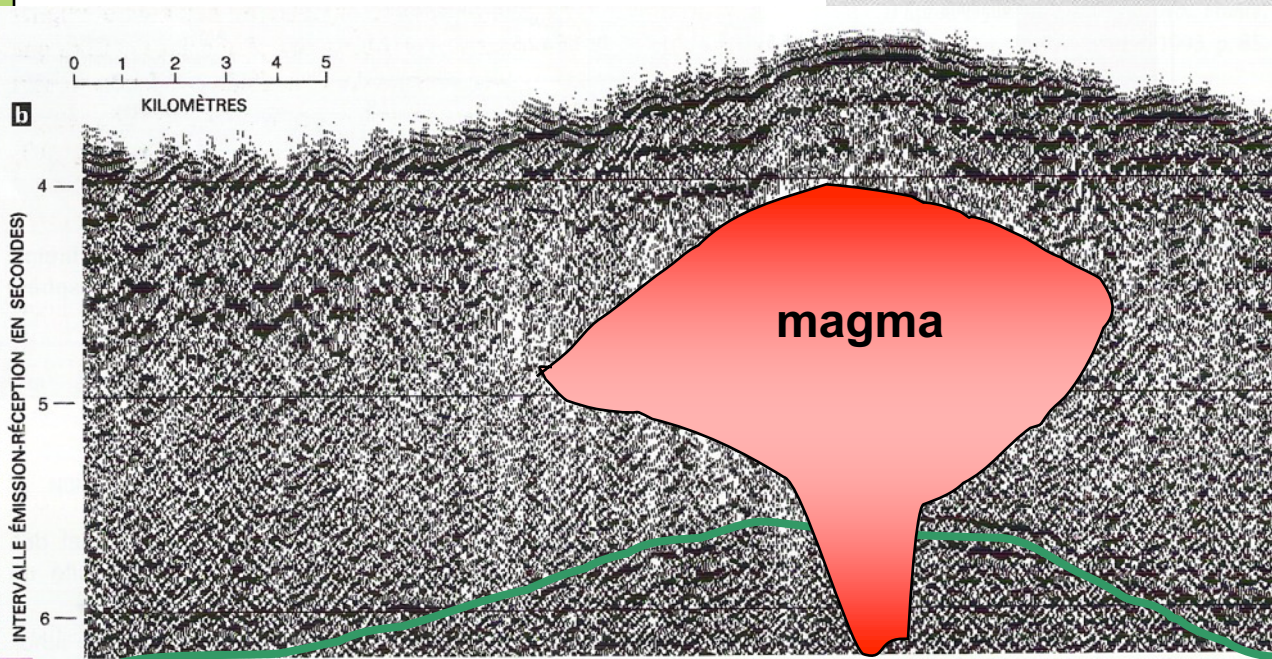
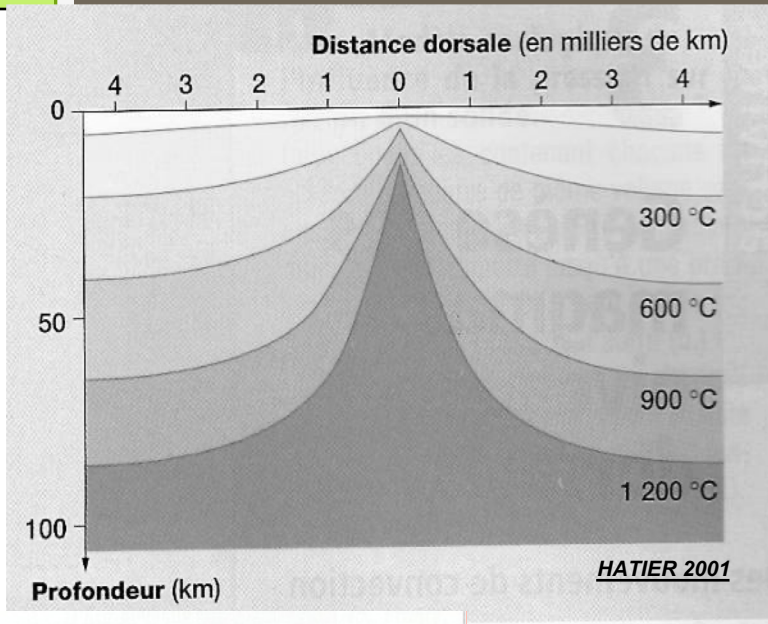
Séance 1: Thème 1 la Terre
dans l'Univers, la Vie et
l'évolution du vivant

**Thème 1 – B Le domaine
continental et sa dynamique**

Thème 1-B-1 La caractérisation du domaine continental : lithosphère continentale, reliefs et épaisseur crustale

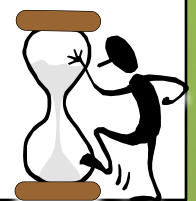
- DEFINIR : lithosphère, lithosphère continentale, lithosphère océanique, croûte continentale, croûte océanique, granite, gabbro, basalte, péridotite, Moho, isotherme 1300°C, radiochronologie, isostasie, racine crustale, subduction, collision, déformation tectonique, faille inverse, faille normale, pli, nappes de charriage, métamorphisme, schiste, gneiss, migmatite, fusion partielle, anatexie crustale

Isogéothermes au niveau d'une dorsale



1 a. Principe de la sismique réflexion. b. Profil de sismique réflexion à l'axe de la dorsale du Pacifique Est. La ligne sombre localisée à six secondes est interprétée comme le Moho.

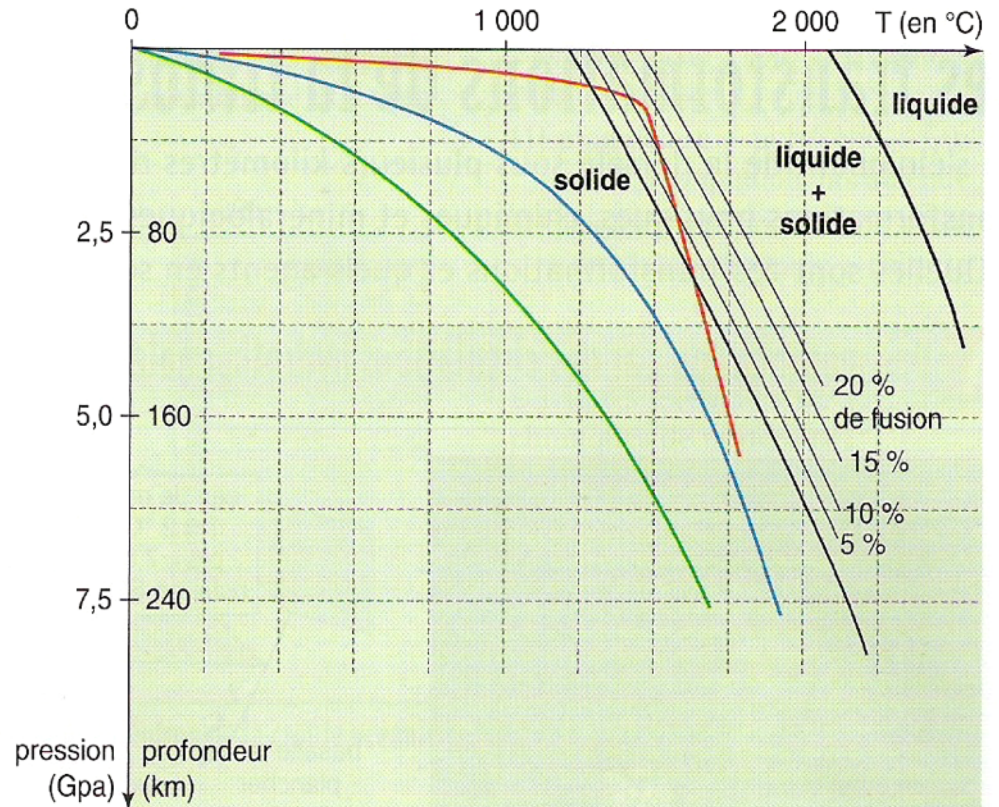
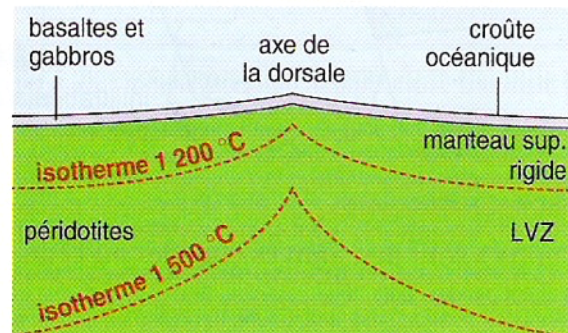
Moho



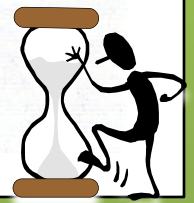
L'origine de la fusion de la péridotite, et conséquence sur la nature du magma des dorsales

On sait aujourd'hui soumettre des matériaux à des pressions et des températures comparables à celles régnant dans le manteau à de grandes profondeurs.

En soumettant une péridotite à de telles conditions, on peut définir les conditions de pression et de température pour lesquelles apparaît la première trace de liquide (début de fusion) et disparaît le dernier cristal (fusion totale). On peut préciser dans cet intervalle le taux de fusion des péridotites, c'est-à-dire la proportion de liquide produit dans les différentes conditions.



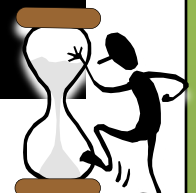
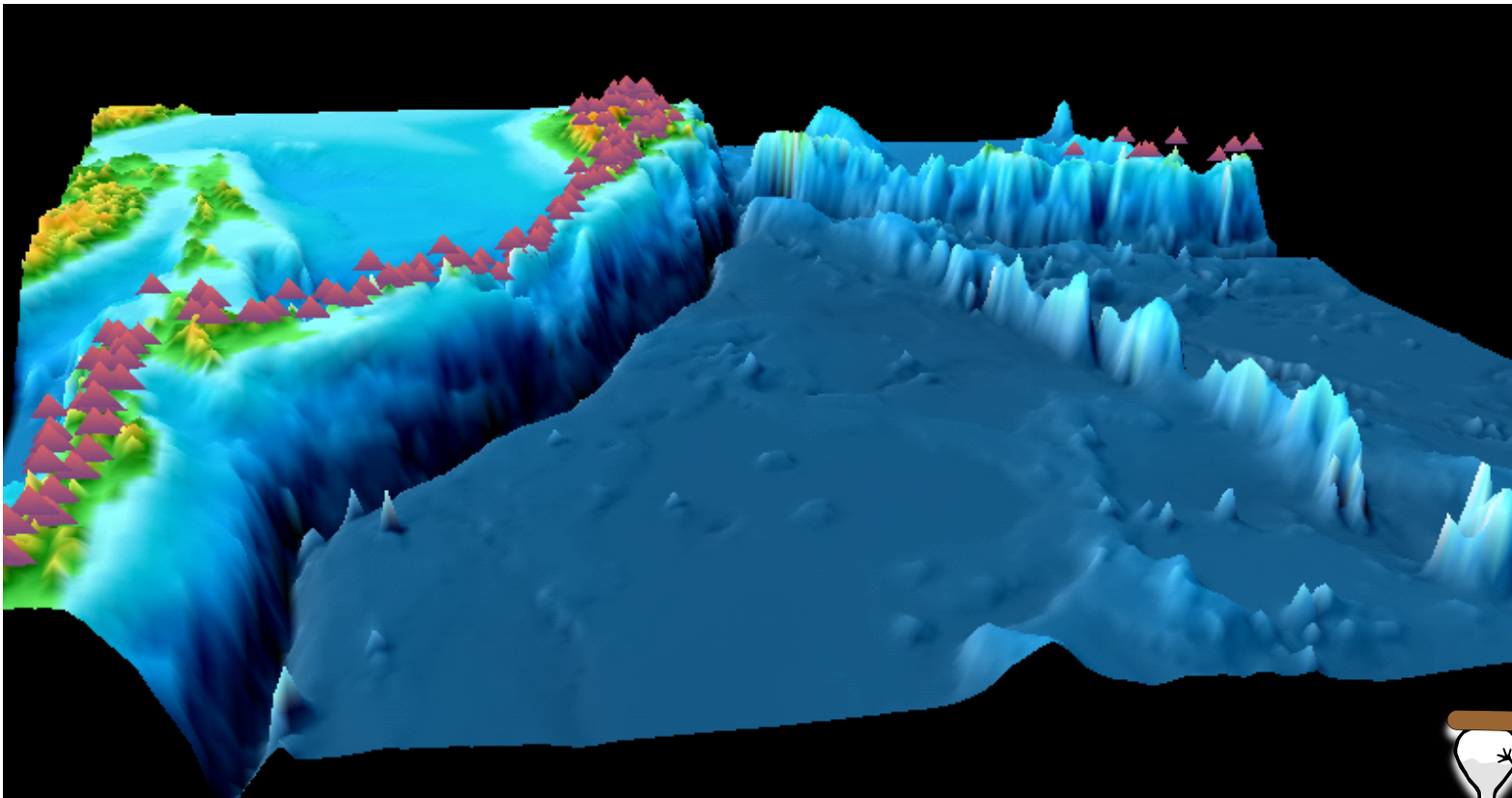
- géotherme sous une dorsale
- géotherme océanique moyen
- géotherme continental moyen



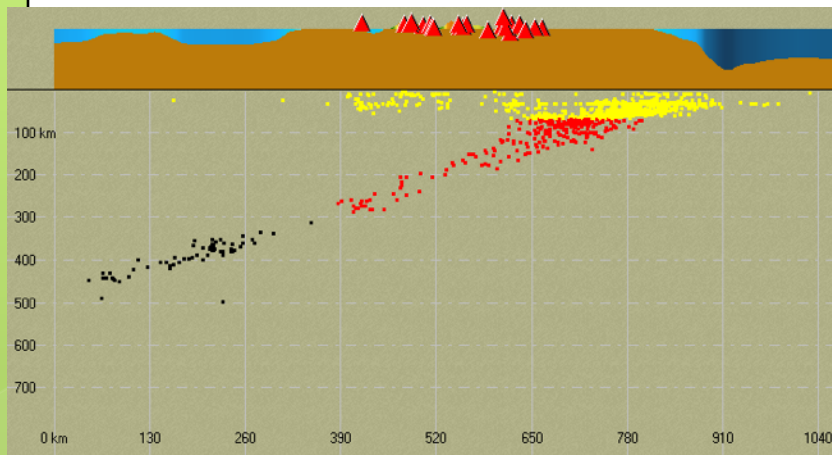
Vue 3D de l'archipel des Mariannes

Ouest

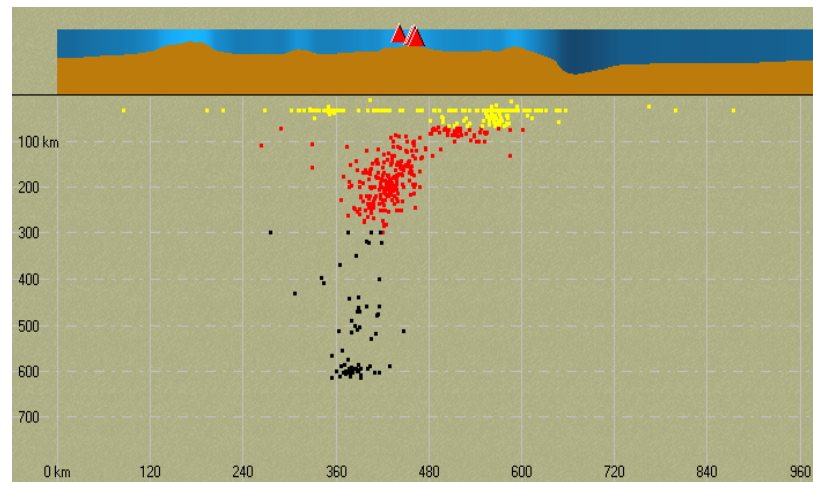
Est



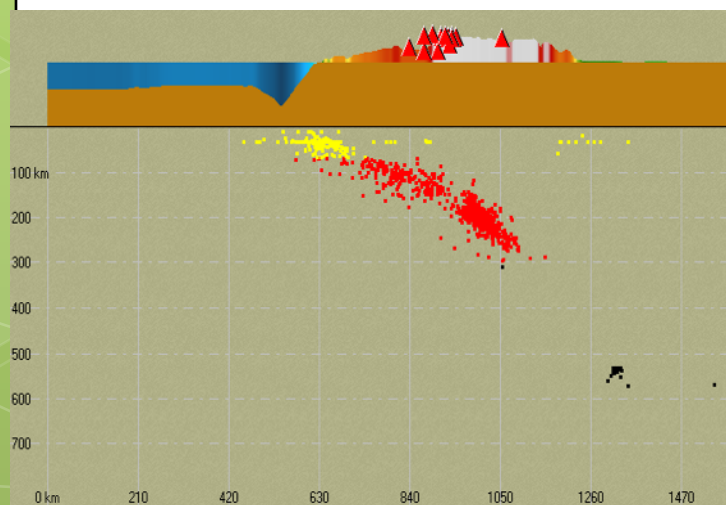
Coupes réalisées à partir du logiciel *Sismolog*



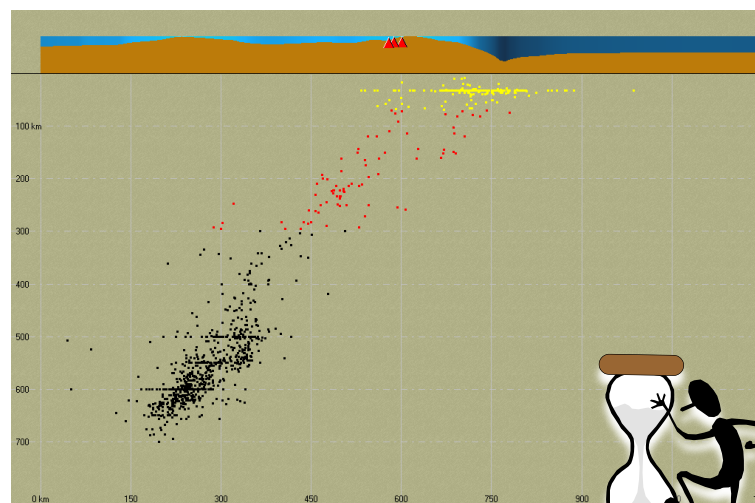
Japan



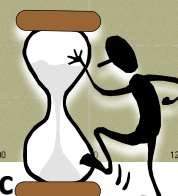
Les Mariannes



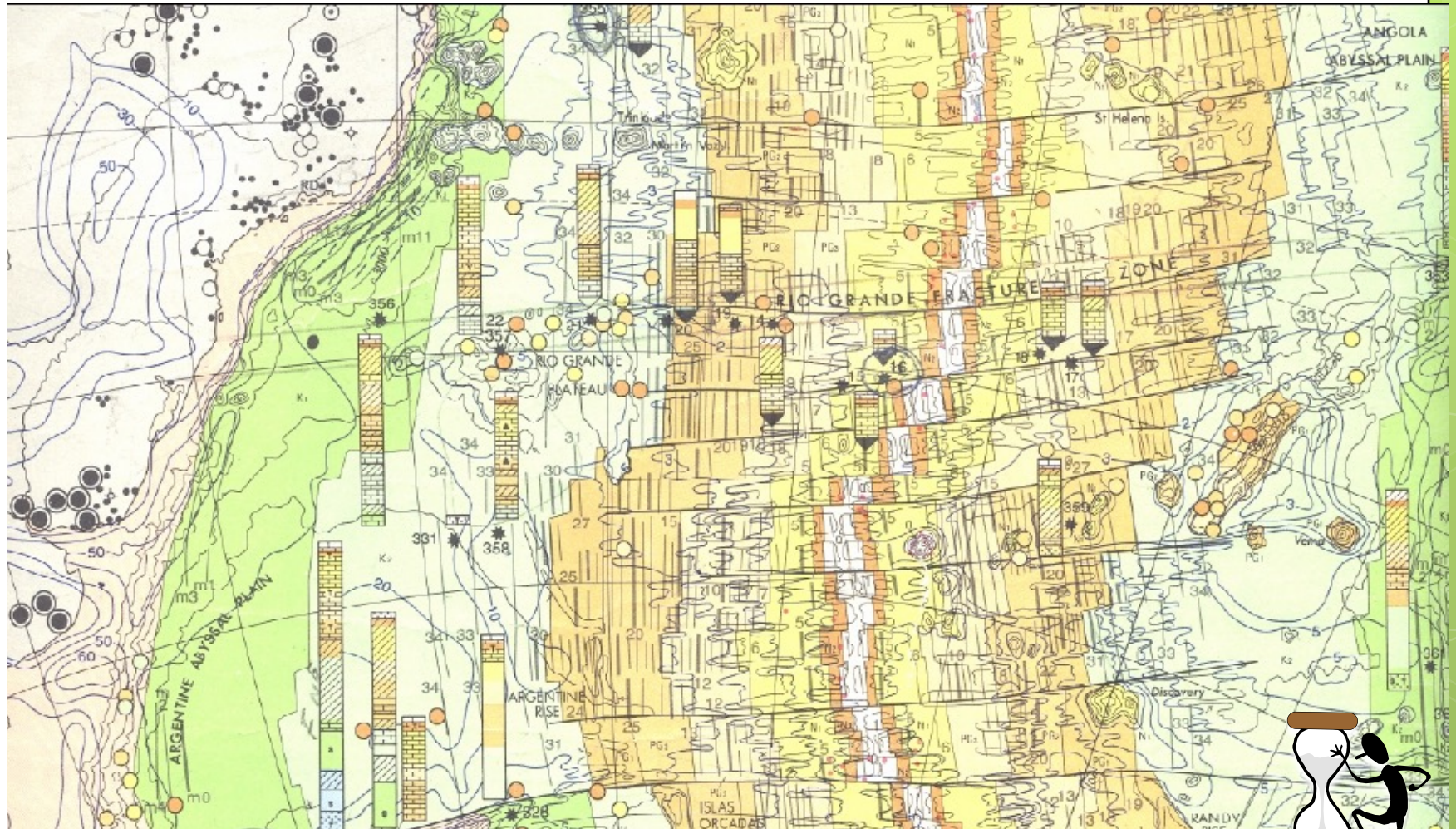
Chili



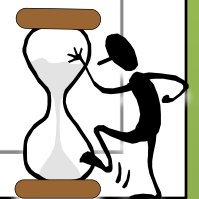
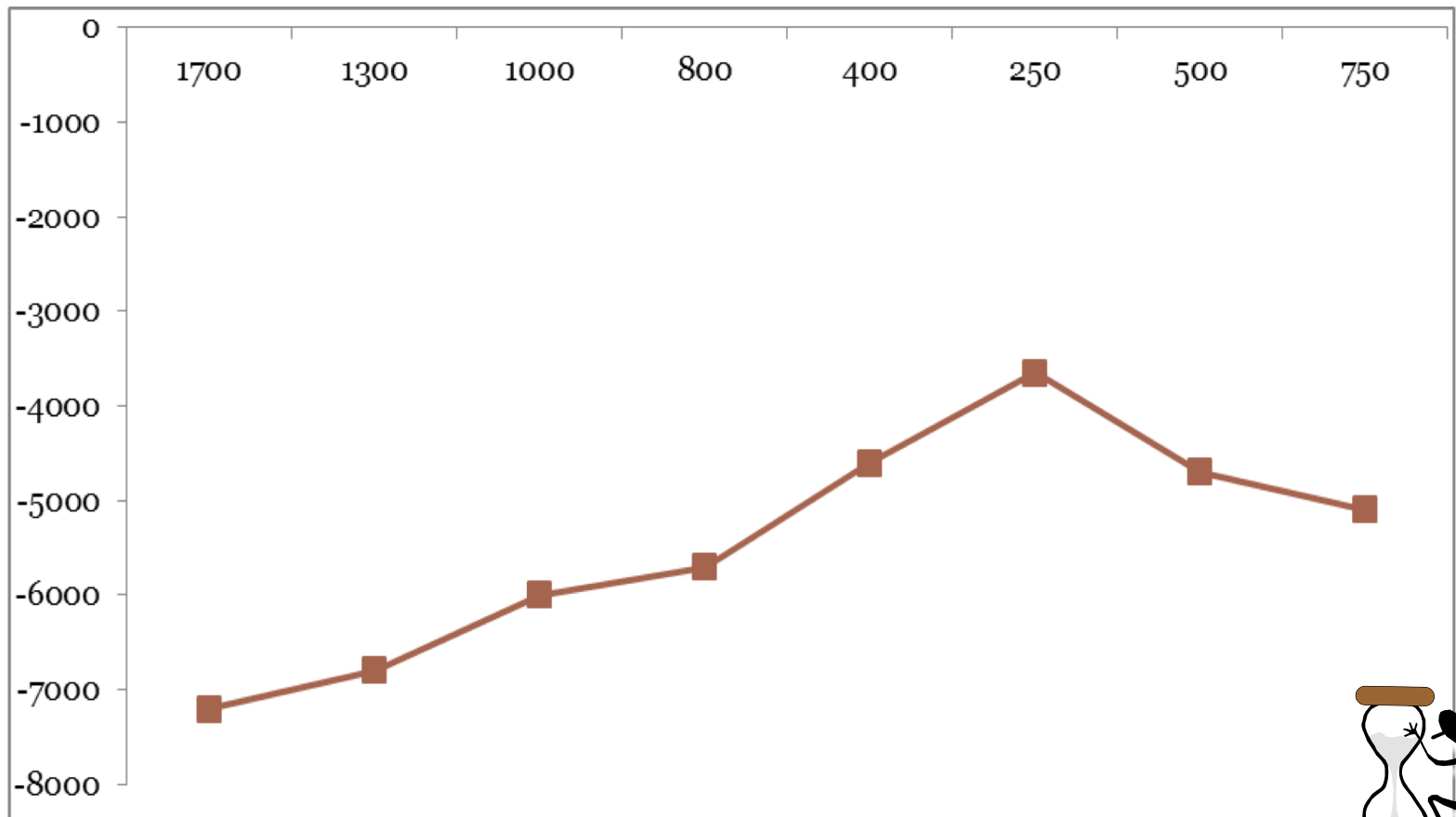
Archipel des îles Kermadec

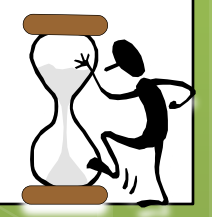
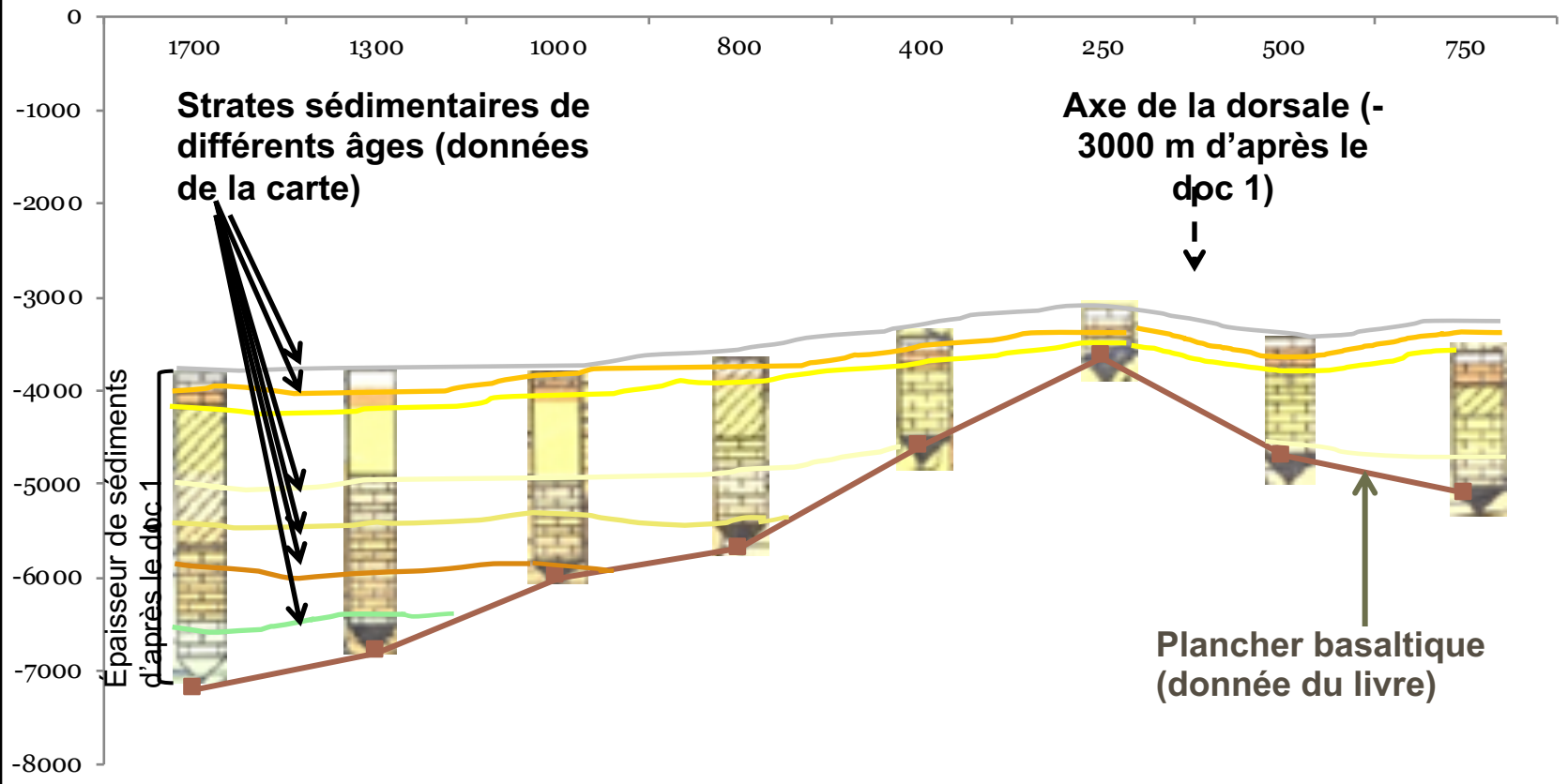


Carte géologique au 1/34 000 000 de l'Océan Atlantique

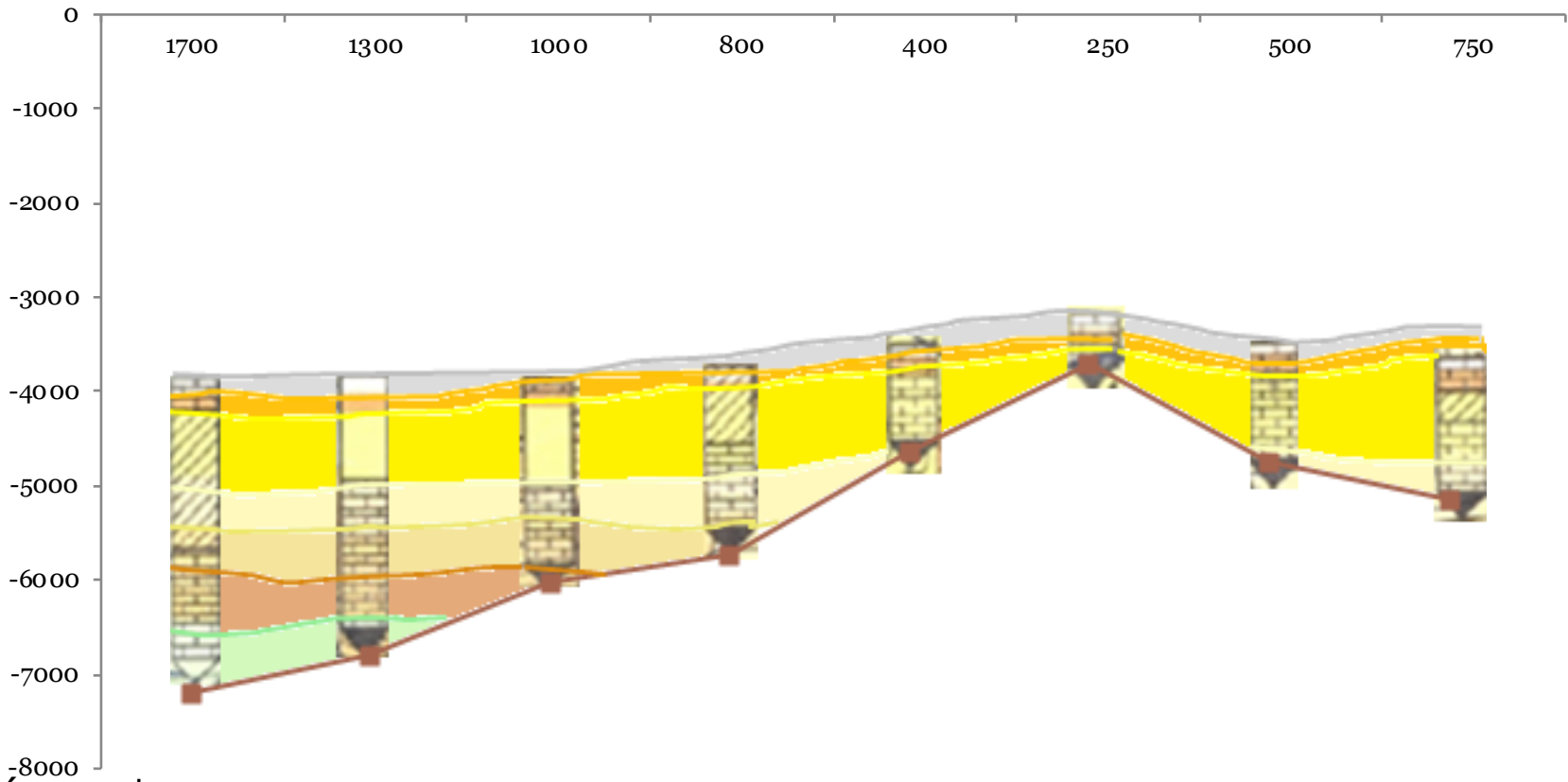


Document à compléter : Positionnement des carottes sur le socle océanique





Remplissage des strates sédimentaires



Légendes:

— Toit du basalte

■ Sédiments du Crétacé Supérieur

■ Sédiments du Paléocène

■ Sédiments de l'Eocène

■ Sédiments de l'Oligocène

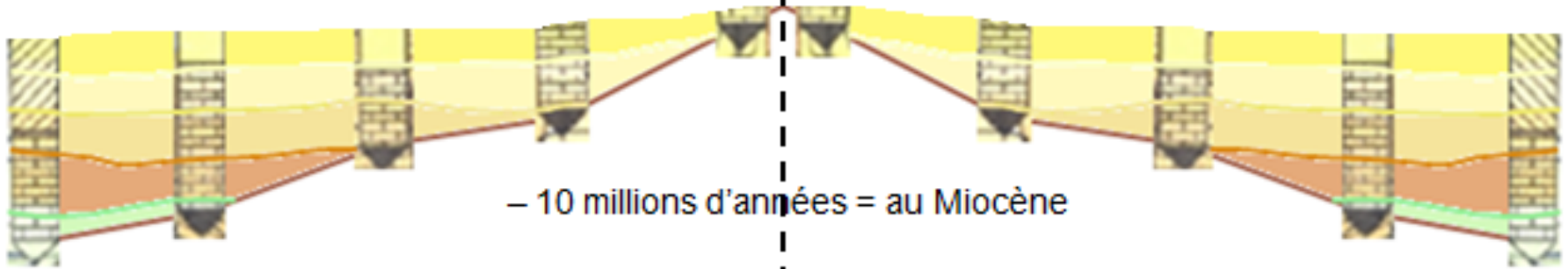
■ Sédiments du Miocène

■ Sédiments du Pliocène

■ Sédiments du Quaternaire



Axe de la dorsale



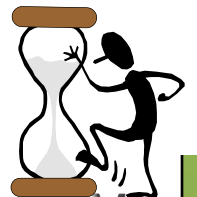
- 10 millions d'années = au Miocène



-40 millions d'années = Eocène

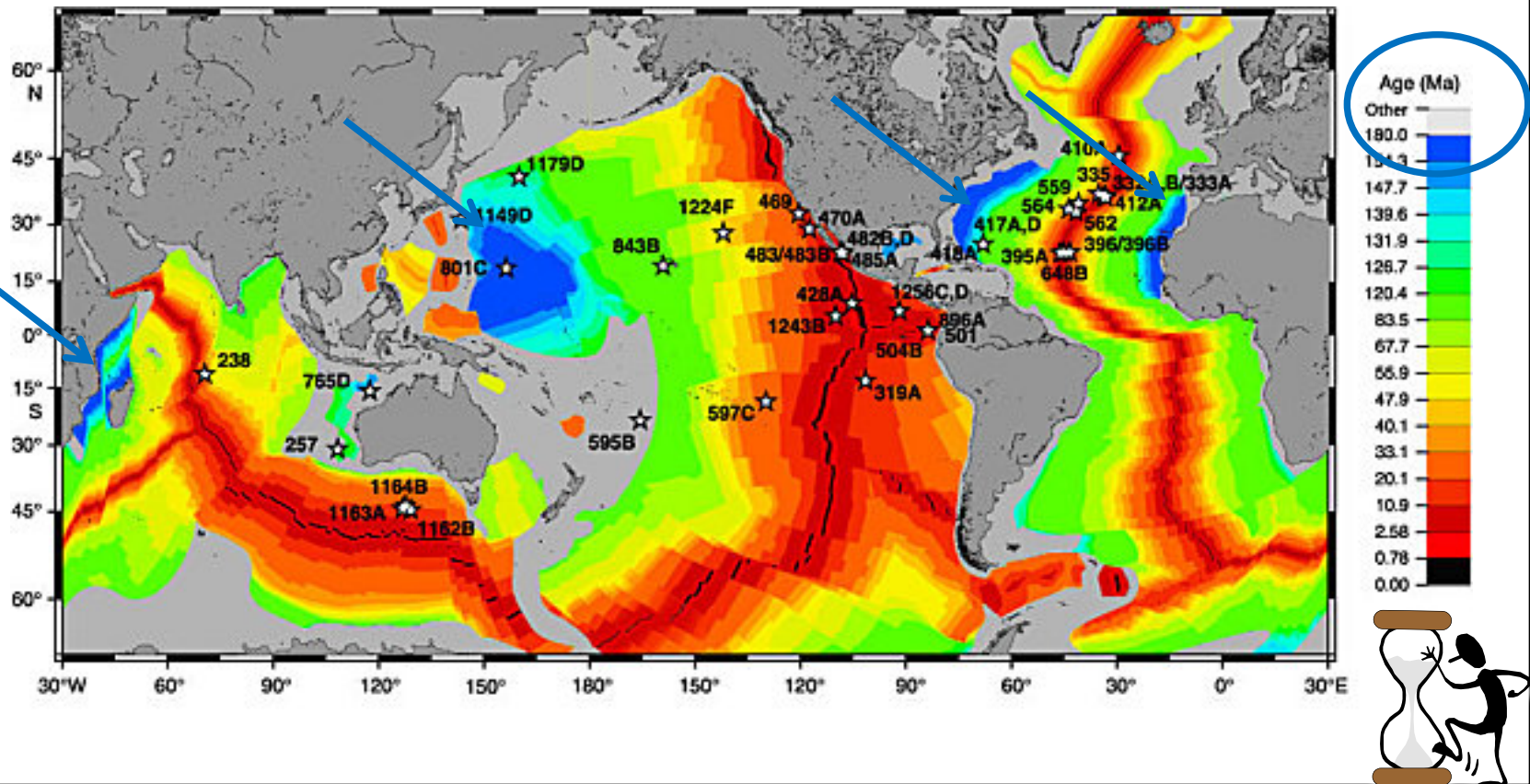


-75 millions d'années = Crétacé supérieur



Reconstitution des étapes de l'accrétion océanique il y a -75, -40 et -10 Ma

Doc annexe 1 : Carte de l'expansion des fonds océaniques

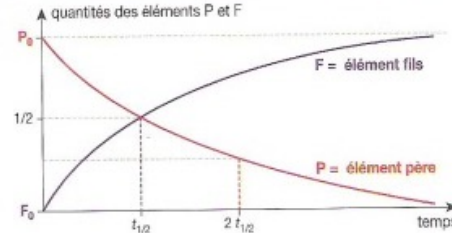


L'âge de la lithosphère continentale

La croûte continentale est une enveloppe terrestre beaucoup plus ancienne que la croûte océanique. Pour déterminer l'âge de roches aussi anciennes (des centaines de millions d'années, voire des milliards d'années), les scientifiques utilisent un géochronomètre basé sur la désintégration d'isotopes radioactifs.

A Le principe du géochronomètre rubidium/strontium

- Depuis la découverte de la radioactivité en 1896 par Becquerel, on a mis en évidence l'existence de nombreux éléments chimiques possédant des isotopes naturels radioactifs, qui, en se désintégrant spontanément, émettent divers rayonnements et se transforment en éléments stables. On peut doser la quantité des différents isotopes dans un échantillon à l'aide d'un spectromètre de masse qui sépare les isotopes.
- En se désintégrant, un élément radioactif « père » se transforme spontanément en un élément « fils ». C'est ainsi que le rubidium 87 (^{87}Rb) se transforme en strontium 87 (^{87}Sr).
- La désintégration de tout élément radioactif constitue une véritable « horloge » car elle se fait en suivant une loi mathématique immuable de **décroissance exponentielle** en fonction du temps : quelle que soit la quantité d'élément « père »



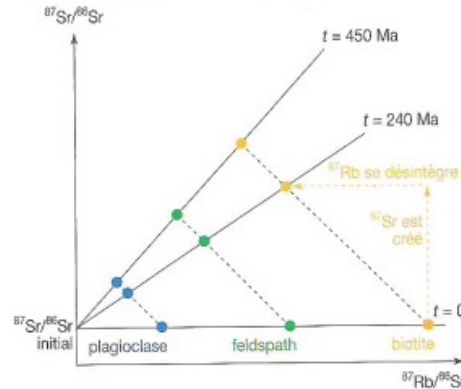
présente au départ, il faut toujours le même temps pour que cette quantité soit réduite de moitié par désintégration. Cette durée caractéristique d'un élément est sa **demi-vie** ($t_{1/2}$).

Doc. 1 Le principe physique des chronomètres géologiques.

- Rubidium et strontium sont des éléments présents dans les minéraux des roches de la croûte continentale. Le strontium présente deux isotopes stables : ^{87}Sr et ^{86}Sr . Le ^{87}Rb , quant à lui, est radioactif et se désintègre en ^{87}Sr . Au cours du temps, la quantité initiale de ^{86}Sr reste donc constante, tandis que celle de ^{87}Rb diminue au profit de ^{87}Sr , qui, elle, augmente.

Au moment de la cristallisation d'une roche, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est le même pour tous les minéraux d'une roche : en effet, les minéraux incorporent la même proportion de ces deux isotopes du même élément (la proportion qui est présente dans le magma). En revanche, certains minéraux sont plus riches que d'autres en ^{87}Rb : le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ n'est pas le même pour tous les minéraux. C'est ce que traduit la droite initiale ($t = 0$) du graphique *ci-contre*, parallèle à l'axe des abscisses.

- Au cours du temps, ^{87}Rb diminue au profit de ^{87}Sr . Donc le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diminue et le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmente. Cependant, cette variation est d'autant plus importante que le minéral est riche en Rb. À un temps t , on obtient une droite avec un coefficient directeur, a , non nul. Une telle droite est dite **droite isochrone** car elle relie des points correspondant à des minéraux de même âge. Il est facile de comprendre que plus le temps passe, plus le coefficient directeur de cette droite est important, puisqu'il y aura encore moins de ^{87}Rb et plus de ^{87}Sr .



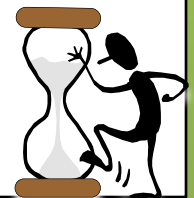
Le coefficient directeur de la droite est donc indicateur du temps écoulé depuis la **cristallisation** de la roche. On peut démontrer mathématiquement que :

$$t = \ln(a + 1) / \lambda$$

avec λ : constante de désintégration (propre à l'élément)

$$\begin{aligned} &^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} \\ \text{Demi-vie} &= 48,8 \cdot 10^9 \text{ ans} \\ \lambda &= 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1} \end{aligned}$$

Doc. 2 La méthode de la droite isochrone.



Application du principe de datation absolue à deux granites du Massif Central

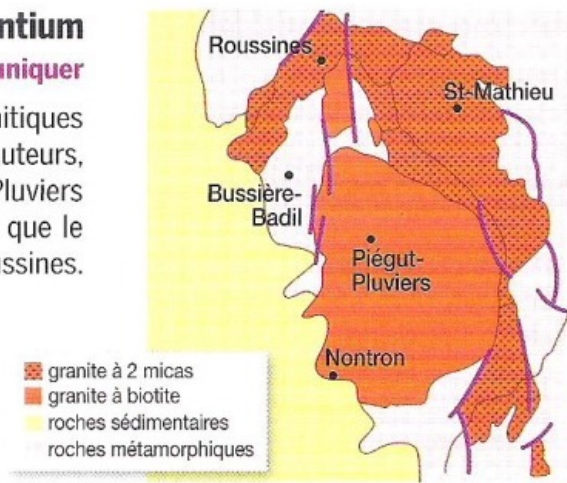
10 Datation de deux granites par la méthode Rubidium-Strontium

Raisonnement, communiquer

À la limite entre le Limousin et la Dordogne, affleurent deux massifs granitiques dont l'âge de mise en place a longtemps divisé les géologues. Pour certains auteurs, la mise en place du granite de Saint-Mathieu-Roussines et celle de Piégut-Pluviers (carte ci-contre) seraient contemporaines. En revanche, d'autres pensent que le granite de Piégut-Pluviers serait postérieur au granite de Saint-Mathieu-Roussines.

QUESTION :

À partir de vos connaissances et des données sur les mesures isotopiques Rubidium-Strontium de ces deux massifs granitiques, déterminez l'âge de ces massifs.



• Granite de Piégut-Pluviers

n° échantillon	X = $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Y = $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
01RT5738	1,97	0,7148
02RT5740	3	0,7197
03RT5743	4,87	0,7282
04RT5744	3,24	0,7213
05RT5745	2,64	0,7219
06RT5742	1,36	0,7125

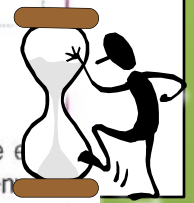
• Granite de Saint-Mathieu

n° échantillon	X = $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Y = $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
01RT5730	11,69	0,7696
02RT5731	8,54	0,756
03RT5732	5,09	0,7404
04RT5734	6,56	0,7448
05RT5735	9,04	0,7573
06RT1189	11,98	0,768

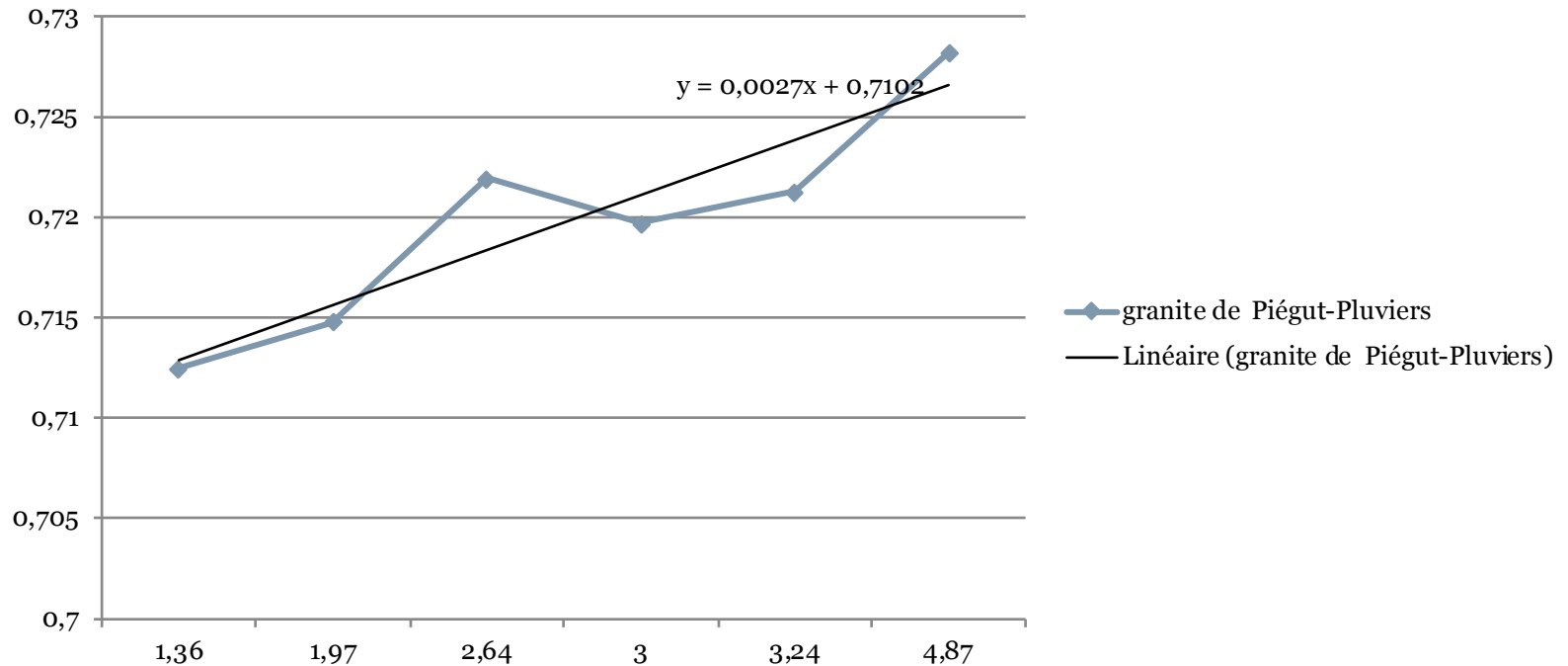
Remarques :

1. Dans les tableaux, RT signifie « roches totales » ; en effet, les mesures effectuées sur la roche totale à différents endroits choisis de l'affleurement donnent les mêmes résultats que des mesures effectuées sur différents minéraux dans un même échantillon.

2. Pour les formules de calcul, voir page 152.
 3. Compte tenu de la précision des mesures, l'âge de mise en place des granites peut être apprécié avec une incertitude d'environ 15 millions d'années.



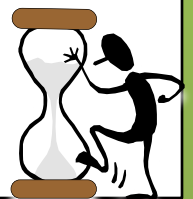
granite de Piégut-Pluviers

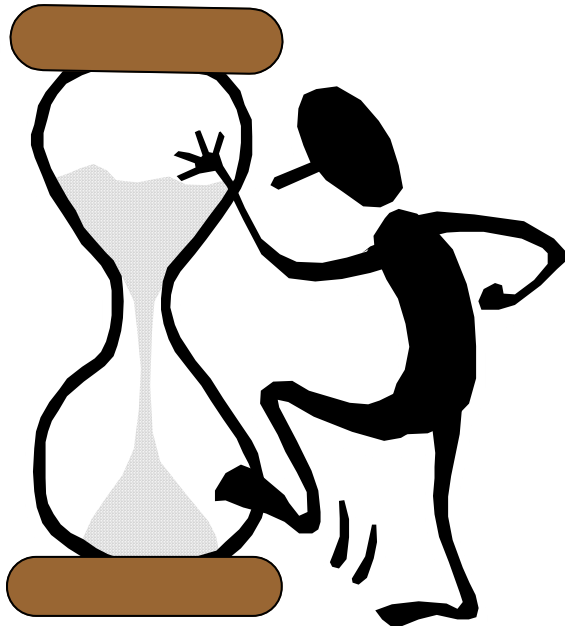


Or $t = \ln(1 + a) / \lambda$

AN: $t = \ln(1 + 0,0027) / 1,42 \cdot 10^{-11}$

$t = 190$ millions d'années





Bilan partiel sur l'âge absolu de la croûte continentale

La croûte continentale atteint
des âges bien supérieurs à
ceux de la croûte océanique,
pourquoi?

- Au TP 1 précédent, vous avez démontré par des techniques de datations que les roches de la croûte continentale en France dépassaient les 600 millions d'années, voire 4 Ga (dans l'ouest de l'Australie), tandis que la croûte océanique ne dépassait jamais 200 millions d'années.
- Dans ce TP, **on cherche à comprendre pourquoi la lithosphère continentale peut dépasser des âges que la lithosphère océanique n'atteint jamais.**



Hypothèse:

- La croûte continentale, ou plus rigoureusement la lithosphère continentale est trop légère pour être recyclée en subduction. Sa densité ne dépasse jamais celle de l'asthénosphère sous-jacente.



Résultats des masses volumiques de 3 roches

Valeurs attendues:

○ ρ granite = $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$

○ ρ basalte/gabbro = $2,9 \text{ g.cm}^{-3}$

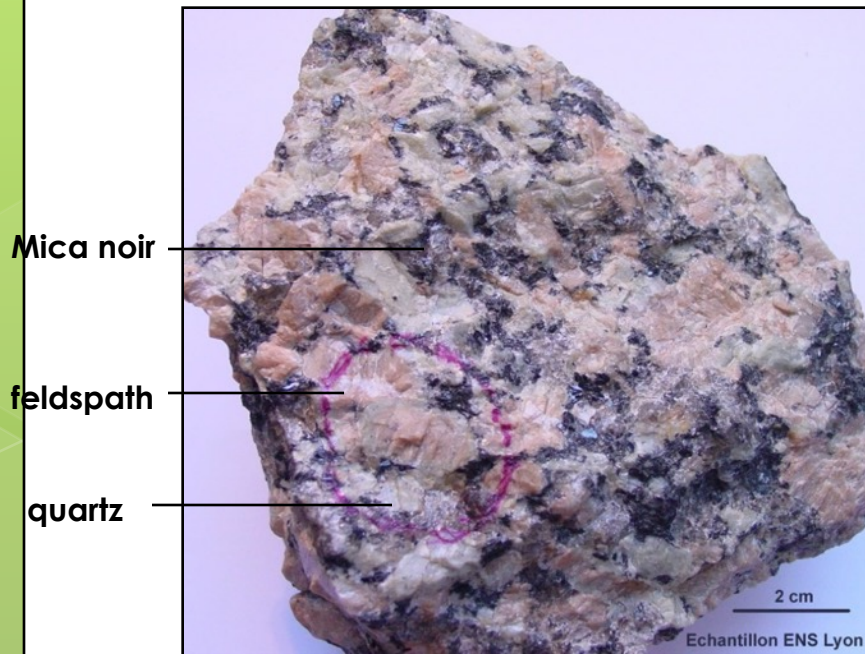
○ ρ péridotite = $3,3 \text{ g.cm}^{-3}$

○ Ainsi, on constate que le granite représentatif de la croûte continentale est moins dense que le basalte/gabbro, moins dense que la péridotite mantellique.

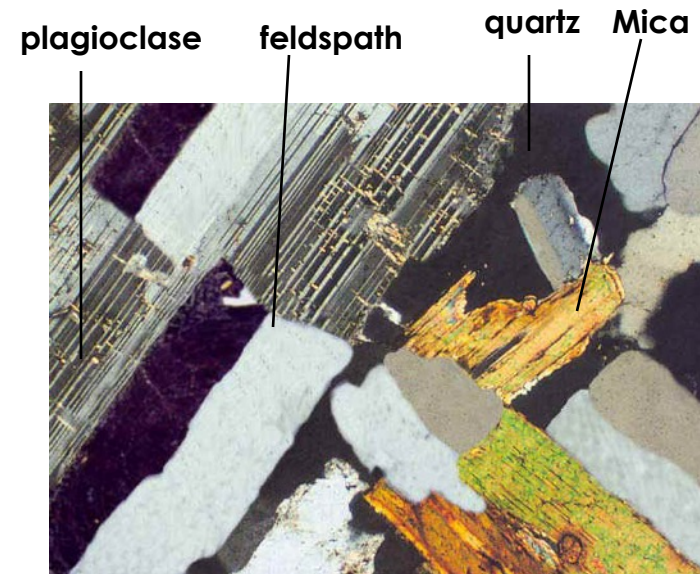


Les roches caractéristiques de la croûte continentale:

Les granitoïdes (granite, granodiorite et diorite)



Échantillon macroscopique d'un granite:
Roche à texture grenue, présentant des phénocristaux de quartz, feldspaths et micas.



Lame mince d'un granite
observée au microscope optique à
lumière polarisée analysée (LPA)

Source images: site de christian nicollet

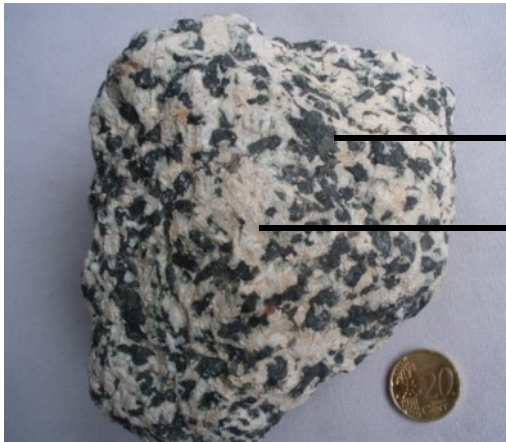
<http://christian.nicollet.free.fr/>



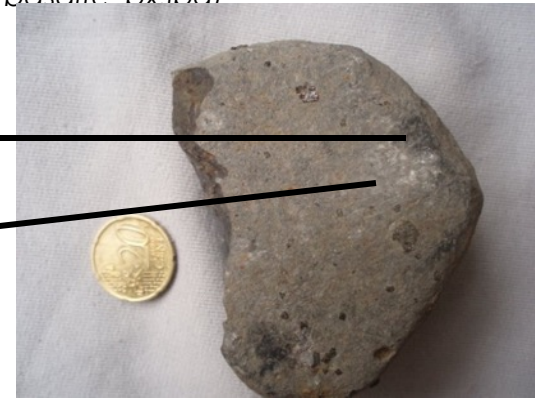
Les roches caractéristiques de la croûte océanique: gabbro et

basalte

Source images: site de christian nicollet
<http://christian.nicollet.free.fr/>(http://geoeco.ifrance.com/echantillons/basalte_nx.jpg)

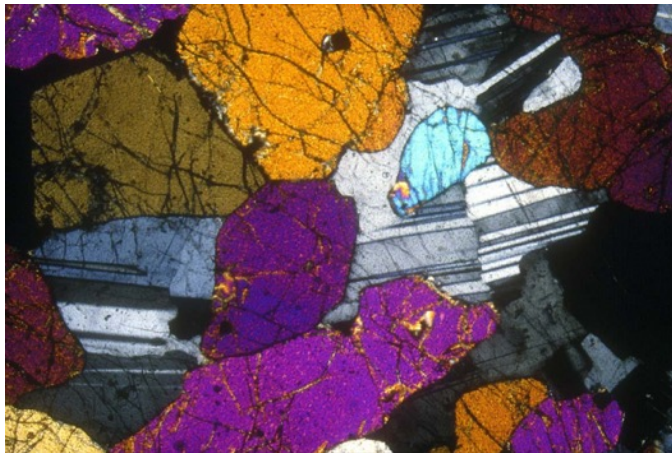


Pyroxène
(noir)
Feldspath
(blanc)



Gabbro à texture grenue, présentant des phénocristaux de pyroxènes et de feldspaths.

Échantillon de basalte à texture microlithique (phénocristaux de pyroxènes et de feldspaths)



Gabbro : phénocristaux jointifs de pyroxènes aux teintes vives et de plagioclases.



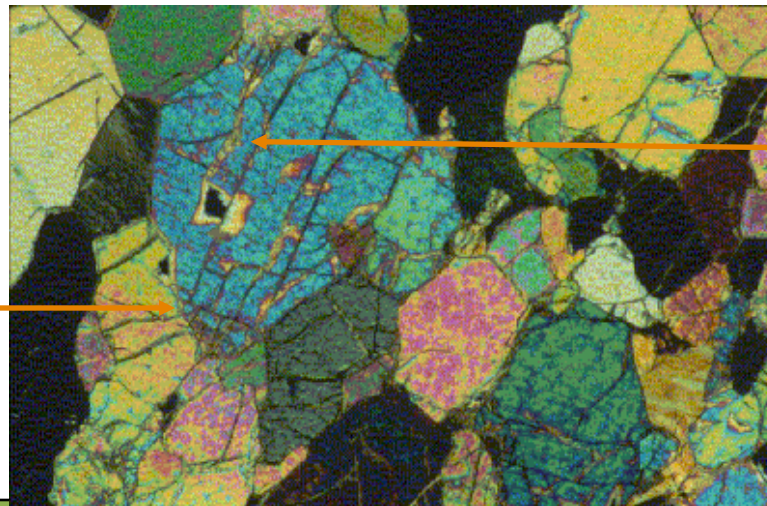
Lame mince de basalte observée en LPA. Pâte ou verre avec des phénocristaux, plagioclases et pyroxènes et des microlithes d'olivine (forme globulaire rose-violet)



Identification de la péridotite



Échantillon macroscopique



pyroxène

olivine



Lame mince au MO LPA

La lithosphère en équilibre sur l'asthénosphère

La lithosphère est une enveloppe terrestre superficielle rigide, de 80 à 200 km d'épaisseur, qui repose en équilibre sur l'asthénosphère. Nous allons voir ici quels modèles sont proposés par les scientifiques pour expliquer cet équilibre.

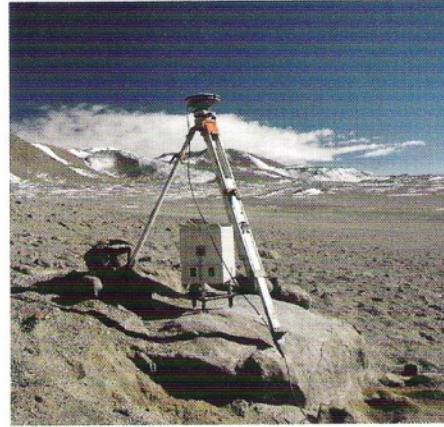
A La répartition des masses à l'intérieur du globe terrestre

Sur Terre, le poids d'un objet est la force qui résulte de l'attraction exercée par la Terre sur cet objet. Cette force dépend de l'intensité de pesanteur terrestre g (ou gravité) : la valeur moyenne de la pesanteur terrestre est $9,81 \text{ N} \cdot \text{kg}^{-1}$.

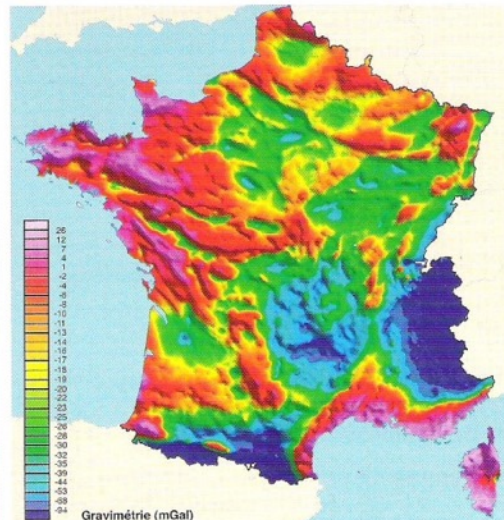
L'intensité de la pesanteur dépend de la masse de la planète (ainsi l'intensité du poids d'un objet est beaucoup plus faible sur la Lune que sur la Terre, la Lune ayant une masse plus faible).

La gravimétrie est l'étude de l'intensité de la pesanteur terrestre et de ses variations. Cette intensité peut être calculée, en tenant compte de différents paramètres : latitude (la Terre n'est pas parfaitement sphérique), altitude (qui augmente la distance à laquelle s'exerce l'attraction), excès ou déficit de masse dû aux reliefs.

La gravité peut aussi être mesurée à l'aide de **gravimètres** au sol (*photographie*) ou à partir de l'analyse des orbites de satellites.



Doc. 1 La gravimétrie, ou étude des variations de l'intensité de pesanteur terrestre.

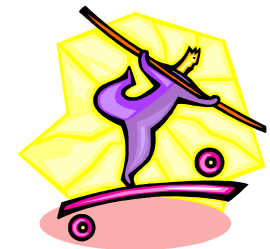


Cartographie de l'anomalie de Bouguer, en France : à noter l'importante anomalie négative correspondant à l'arc Alpin.

• Dans les régions montagneuses, on pourrait s'attendre à mesurer une valeur plus importante de la gravité, due à l'excès de masse rocheuse. En 1738, le physicien P. Bouguer, en mission dans la Cordillère des Andes, constate une anomalie au voisinage du volcan Chimborazo : tout se passe comme si la masse montagneuse n'attirait pas suffisamment la masse de son fil à plomb.

• Les mesures gravimétriques précises réalisées par la suite confirment cette particularité : la pesanteur mesurée est inférieure à la pesanteur théorique calculée que l'on devrait enregistrer dans cette région. Cette différence, appelée **anomalie de Bouguer** négative, se constate généralement dans les régions montagneuses.

L'existence d'une telle anomalie gravimétrique négative conduit à l'idée que l'excédent de masse représenté par le relief positif d'une chaîne de montagnes doit en réalité être compensé, en profondeur, par un déficit de masse. Cette compensation, qui permet l'équilibre de la lithosphère sur l'asthénosphère, est appelée **isostasie**.



Doc. 2 Les anomalies gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur.

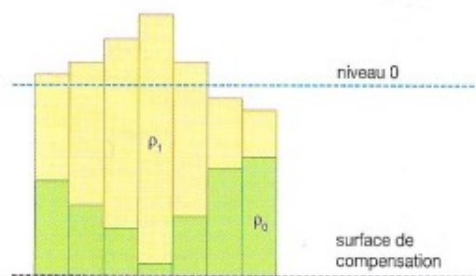
B Des modèles pour comprendre l'isostasie

Pour rendre compte des anomalies gravimétriques, les spécialistes ont admis qu'à une certaine profondeur, la lithosphère est soumise à une pression constante qui ne dépend pas des reliefs superficiels. À cette profondeur dite **surface de compensation**, la lithosphère est en équilibre « isostatique ». Cela signifie que la masse de chaque colonne rocheuse surplombant cette surface est la même en tout point.

Plusieurs modèles permettent d'illustrer cette théorie.

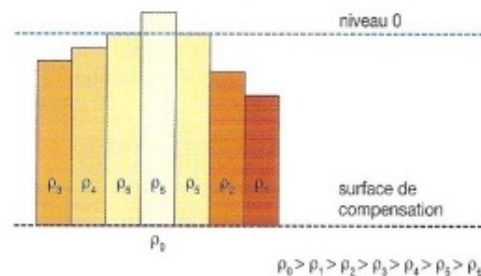
• Le modèle d'Airy

Ce modèle postule que la **masse volumique** de la croûte est constante et que cette dernière repose sur des roches de masse volumique plus importante ($\rho_0 > \rho_1$). Ce modèle est bien adapté à la lithosphère continentale. En effet, les études sismiques révèlent l'existence de « racines crustales » sous les reliefs montagneux.

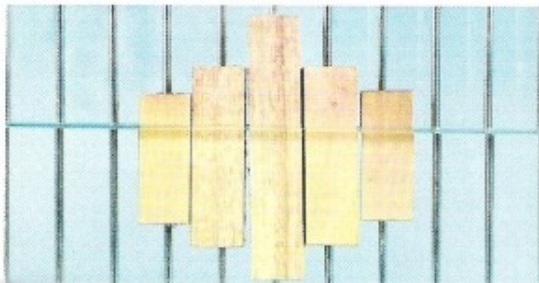


• Le modèle de Pratt

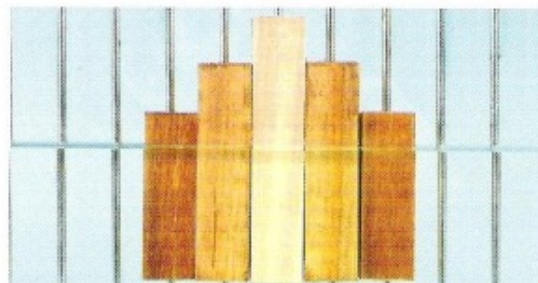
Dans ce modèle, les variations d'altitude s'expliquent par des différences latérales de masses volumiques. Plus celle-ci est importante, plus la hauteur de la colonne de roche est faible. Ce modèle est assez bien adapté à la lithosphère océanique : en s'éloignant de la dorsale océanique, elle se refroidit et sa densité augmente. Les fonds océaniques deviennent alors plus profonds.



• Réaliser des modèles analogiques



Une série de tasseaux d'un même bois, percés dans le sens de la longueur, sont enfilés sur des tiges métalliques le long desquelles ils peuvent glisser. L'ensemble est placé dans un aquarium contenant de l'eau.



Dans ce second montage (*ci-dessus*), comparable au premier, les tasseaux sont constitués de bois de différentes densités. Leur longueur est telle que l'extrémité inférieure des tasseaux est à peu près au même niveau.

Doc. 3 Des modèles réalisables en classe illustrant l'équilibre de la lithosphère sur l'asthénosphère.



Mise en évidence d'une racine crustale sous les montagnes, via la technique de sismique réflexion



A Des lithosphères continentales qui se chevauchent

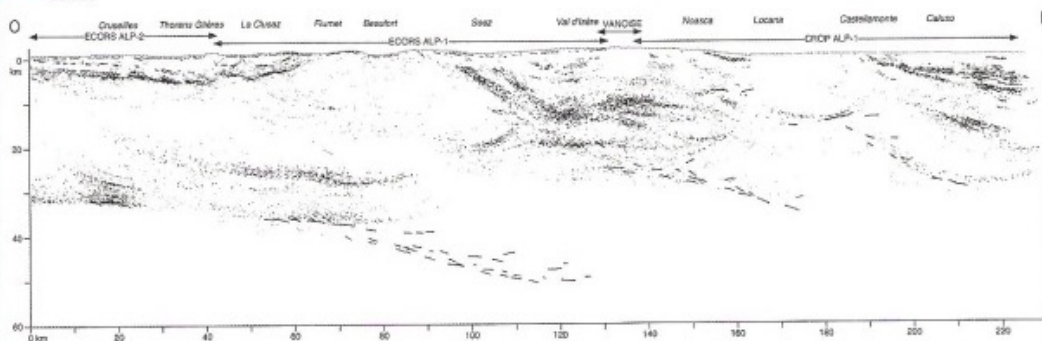


— tracé du profil sismique ECORS

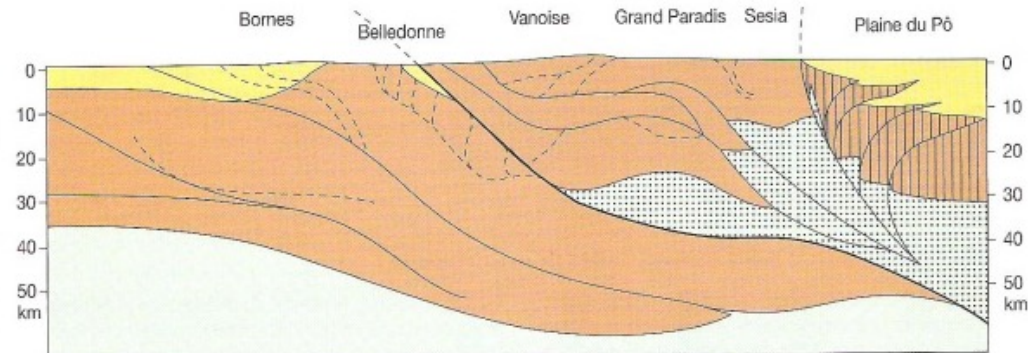
En provoquant des explosions ou des vibrations mécaniques en surface, les géophysiciens déclenchent la naissance d'ondes sismiques qui se propagent alors en profondeur. Si elles atteignent une interface séparant des roches aux propriétés physiques différentes, elles sont réfléchies et regagnent la surface. Ces zones, appelées réflecteurs, peuvent être par exemple des limites de strates sédimentaires ou des contacts anormaux entre des **nappes de charriage**. Une étude

systématique des échos sismiques permet aux spécialistes de localiser ces différents réflecteurs et d'avoir ainsi une idée de la structure profonde de la chaîne.

Un ensemble de profils sismiques réalisés en 1986-1987 et repérés sur la *carte ci-contre* (programme « ECORS ») a permis d'obtenir une coupe nord-ouest/sud-est de la chaîne alpine (profil a). Le profil b est une interprétation synthétique de ces données.



Profil a



Profil b

Doc. 1 L'échographie sismique des Alpes permet de mettre en évidence les structures profondes.

Archimède ou Pascal à vous de choisir !



➤ Allons voir chez les Grecs... et les Bretons ...

- Jean Yves Menez, sculpteur, a eu l'idée de donner vie à une légende qui raconte que des moines irlandais auraient traversé la mer dans des auges de pierre au VI^{ème} siècle.



Pour cela, il a utilisé un bloc de granite (densité du granite = 2,7) dans lequel il a sculpté une véritable embarcation de 3,5 tonnes capable de transporter une charge de 1,7 tonne !

Q°1 : à quelle condition un tel bateau peut-il flotter ?

Pensez à Archimède bien sûr! Un corps est à l'équilibre (i.e. flotte) lorsque son Poids est égal à la Poussée d'Archimède. Celle-ci correspond au poids du fluide déplacé par le corps émergé. Pour qu'un tel bateau, constitué d'un élément très dense flotte, il faudra que celui-ci déplace un grand volume d'eau afin que le fluide exerce une force suffisante (=Pa) pour le maintenir en surface.



- Pour cela, il a utilisé un bloc de granite (densité du granite = 2,7) dans lequel il a sculpté une véritable embarcation de 3,5 tonnes capable de transporter une charge de 1,7 tonne !
- **Q°1 : à quelle condition un tel bateau peut-il flotter ?**
- **Le paramètre à prendre en compte pour résoudre ce calcul est la masse du bateau et donc le poids de l'embarcation, pour ainsi connaître le volume d'eau déplacé.**
- **Ce bateau flotte ssi:**
- $(3,5 + 1,7) \times 10^3 \times g = P_a$
- $5,2 \times 10^3 \times g = P \ V \ g$
- $5,2 \times 10^3 = 10^3 \ V$
- $V = 5,2 \text{ m}^3$
- Ainsi le volume d'eau déplacé par le bateau est de $5,2 \text{ m}^3$.

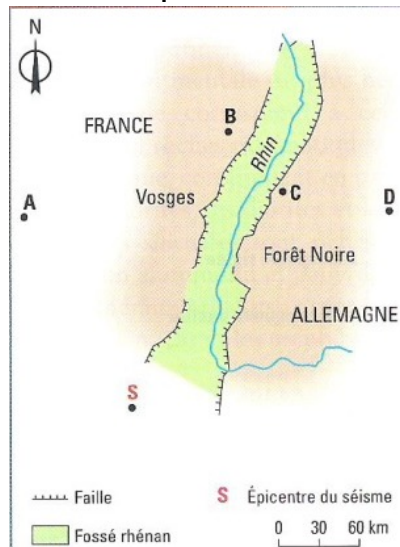


Y Pour aller plus loin :

Profondeur du Moho sous un fossé (relief négatif)

Vous avez vu que le modèle de Airy appliqué à la croûte continentale, explique qu'un relief positif induit en profondeur une compensation par l'existence d'une racine crustale. Qu'en est-il dans le cas de reliefs négatifs ?

Pour le savoir, répondez aux questions du document suivant.



Doc. 1. Localisation de l'épicentre du séisme et des stations d'enregistrement.

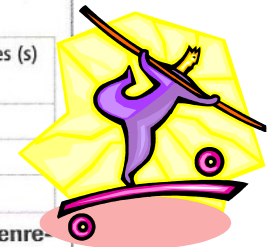
La profondeur de la discontinuité de Mohorovicic

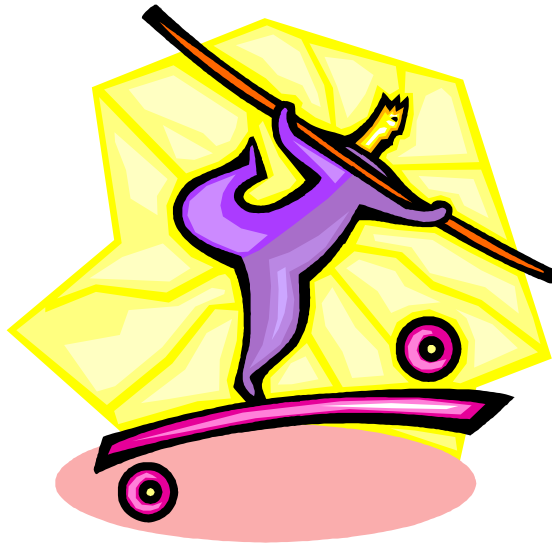
Les ondes issues d'un séisme survenu en Alsace sont enregistrées par différentes stations (**doc. 1**). On dispose ainsi du temps de parcours des ondes P réfléchies jusqu'à chacune de ces stations (**doc. 2**). Le foyer de ce séisme est superficiel.

À partir de l'exploitation des documents proposés, montrez qu'il existe des variations locales de la profondeur de la discontinuité de Mohorovicic. Le milieu traversé étant supposé homogène, on pourra considérer la vitesse des ondes P comme constante et égale à $6,25 \text{ km.s}^{-1}$.

Station	Distance à l'épicentre (km)	Temps de trajet des ondes P réfléchies (s)
A	177,2	29,6
B	234,5	38,3
C	208,7	34,2
D	374,9	60,7

Doc. 2. Temps de parcours des ondes P réfléchies jusqu'aux stations d'enregistrement.





Bilan partiel sur l'isostasie

La plaque lithosphérique continentale est plus âgée que celle océanique, car elle est peu dense, et plonge rarement en subduction dans l'asthénosphère sous-jacente!

Mais alors comment la lithosphère continentale s'épaissit-elle?

indices tectoniques d'un épaissement crustal



Des indices tectoniques de l'épaississement crustal

Au niveau des chaînes de montagnes, la croûte continentale présente une grande épaisseur. C'est le résultat d'une histoire tectonique complexe. Les observations de terrain permettent de retrouver des indices de cette histoire.

A Des indices d'une compression des roches de la croûte



Situés au cœur des Alpes, à l'endroit même où deux plaques lithosphériques s'affrontent, les grès du Champsaur présentent des signes évidents de déformations : ils sont intensément plissés.

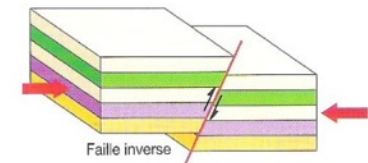


Sous l'effet des **contraintes tectoniques**, les roches se sont déformées de manière souple ; on dit qu'elles ont eu un comportement **plastique**. L'orientation générale des plis indique la direction dans laquelle les contraintes se sont exercées.

Doc. 1 Les plis, une déformation souple des roches.



Cette photographie présente une faille remarquable, photographiée au Japon dans un talus fraîchement taillé pour la construction d'une route. C'est une **faille inverse** car le compartiment situé au-dessus du plan de faille (*à gauche sur la photographie*) a été surélevé et chevauche désormais l'autre compartiment. La série sédimentaire déformée par les contraintes tectoniques a eu ici un comportement cassant.

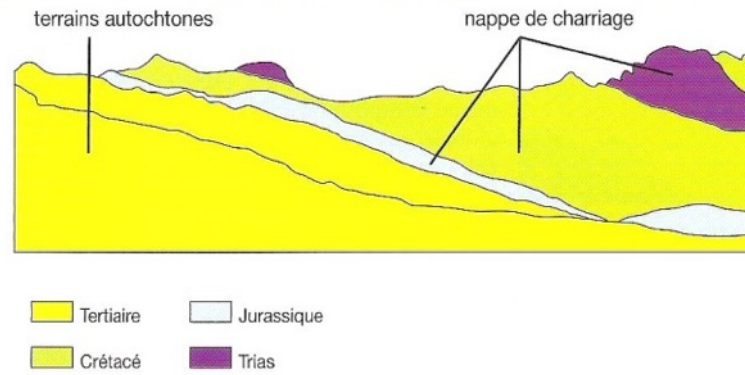


Doc. 2 Les failles, une déformation cassante des roches.

B Des empilements rocheux sur de grandes surfaces



La série sédimentaire du Lautaret, dans les Alpes (près de Briançon), présente des contacts anormaux. Ils s'interprètent par des mouvements de grande ampleur amenant en superposition des roches initialement éloignées : on nomme **nappes de charriage**, ces formations géologiques « voyageuses ». Dans les Alpes, des couches plastiques de gypse datées du Trias ont souvent constitué un « plan de glissement » qui a facilité les déplacements imposés par les contraintes tectoniques.

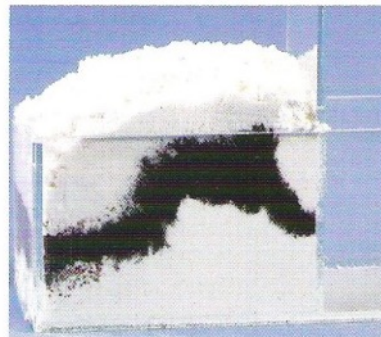


Doc. 3 Le massif du Lautaret, un ensemble rocheux « qui a voyagé ».

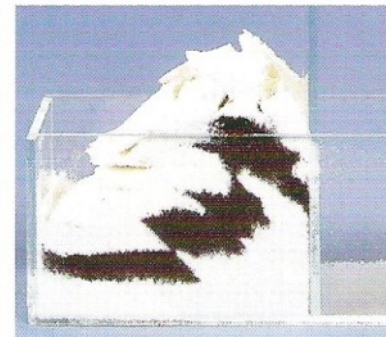
■ PROTOCOLE EXPÉRIMENTAL : modéliser la déformation des roches

Dans deux mini-aquariums faits de lames pour observations au microscope, et assemblées à l'aide de papier adhésif :

- placer une lame verticalement à une extrémité ;
- saupoudrer alternativement de la farine et du chocolat en poudre pour former des strates (tasser chaque strate dans un mini-aquarium, ne pas tasser dans l'autre) ;
- déplacer latéralement la lame verticale et observer.



Couches non tassées (souples)



Couches bien tassées (cassantes)



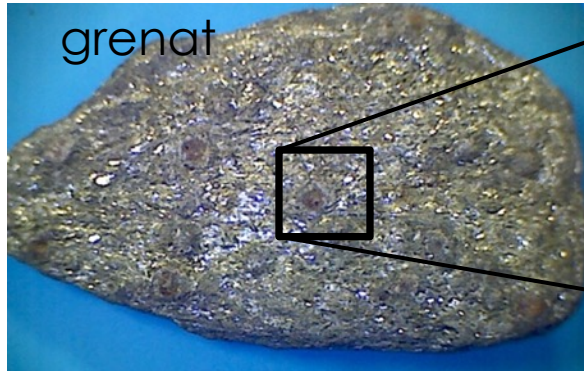
Doc. 4 Une modélisation pour comprendre l'épaississement de la croûte continentale.

Gradient métamorphique dans un contexte d'épaississement crustal

Micaschiste à chlorite



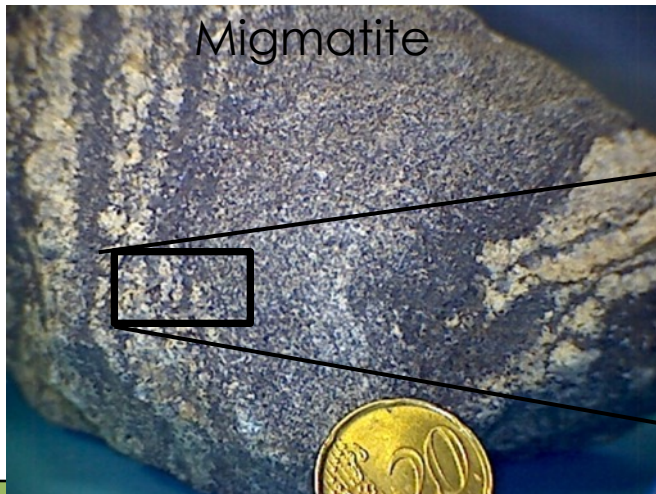
Micaschiste à grenat



Disthène en auréole
Grenat

Gradient métamorphique (augmentation de T surtout, et un peu P) lié à l'épaississement et participant à l'épaississement

Migmatite



Gneiss Granite d'anatexie



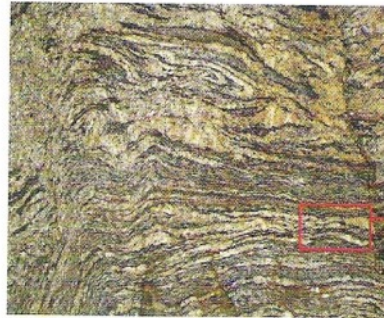
solidus



B Les conditions d'une fusion partielle de la croûte continentale

Dans de nombreuses régions du Limousin, on peut observer sur le terrain des roches qui présentent un aspect bien particulier. En effet, ces roches sont constituées de parties gneissiques et de parties granitiques : elles sont appelées migmatites (*photographies ci-contre*).

Les lentilles claires proviennent d'un liquide granitique résultant de la fusion partielle du gneiss. Les bordures sombres correspondent à des minéraux réfractaires à la fusion car la température était insuffisante.

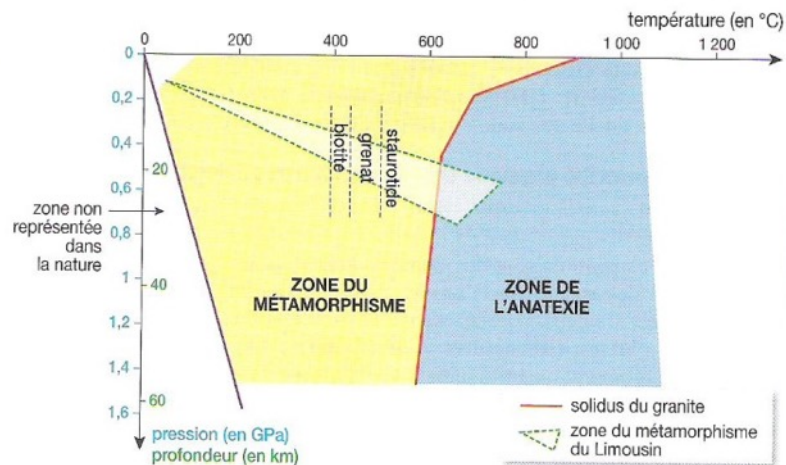


Doc. 2 Les migmatites, des roches présentant des indices de fusion partielle.

- En soumettant expérimentalement des roches à des températures et des pressions qui règnent en profondeur, les scientifiques ont défini différents domaines. En portant sur le diagramme Pression-Température l'ensemble des couples P-T pour lesquels se produit l'**anatexie** (fusion partielle de la roche), on obtient une courbe (**solidus**) qui sépare le domaine du métamorphisme, roches ayant subi une transformation à l'état solide, de celui du magmatisme, roche résultant d'une fusion partielle (les migmatites, par exemple).

- En utilisant la même technique expérimentale pour des minéraux, il est possible de définir un champ de stabilité dans un domaine de pression et de température pour chaque minéral.

Diagramme P-T : zones du métamorphisme et de l'anatexie



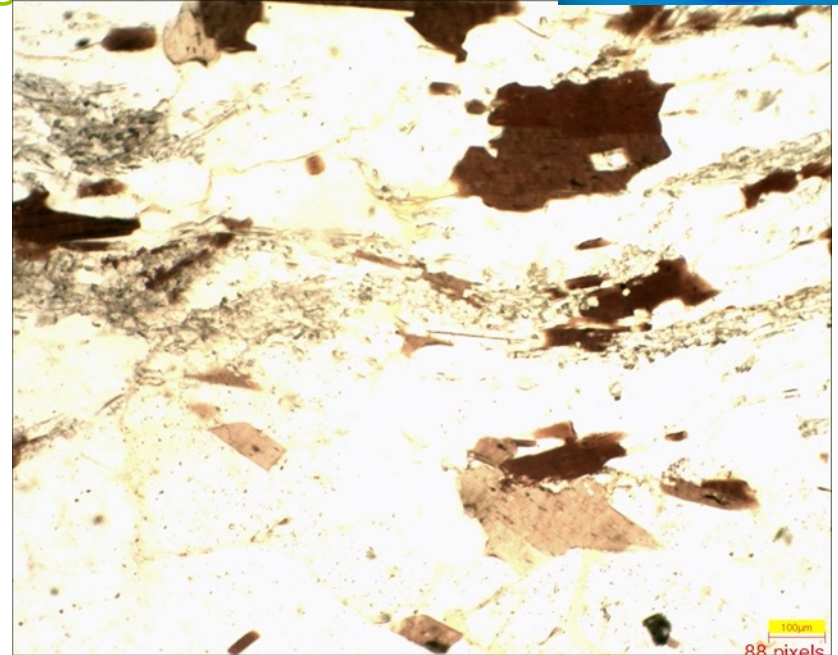
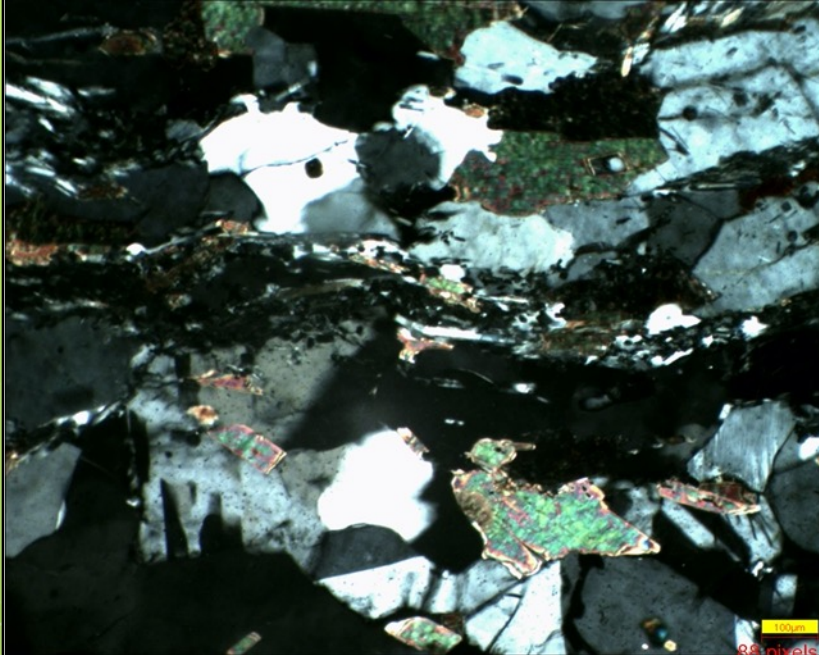
Particularités des roches du doc. 1

- La roche R1 ne contient pas de biotite.
- La roche R2 contient de la biotite et du grenat.
- La roche R3 contient du grenat et de la staurotite.

Doc. 3 Des roches et des minéraux soumis expérimentalement à différentes conditions de pression et de température.



Observation d'une lame mince de micaschiste à chlorite au MO en LPA et LPNA



Les cristaux apparaissent « organisés » selon des **feuillets** => **roche métamorphique**

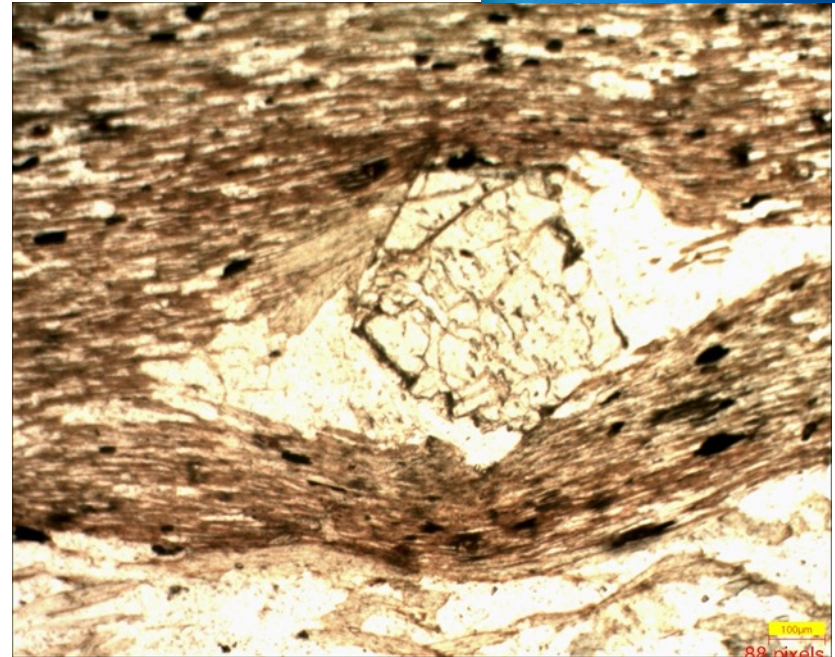
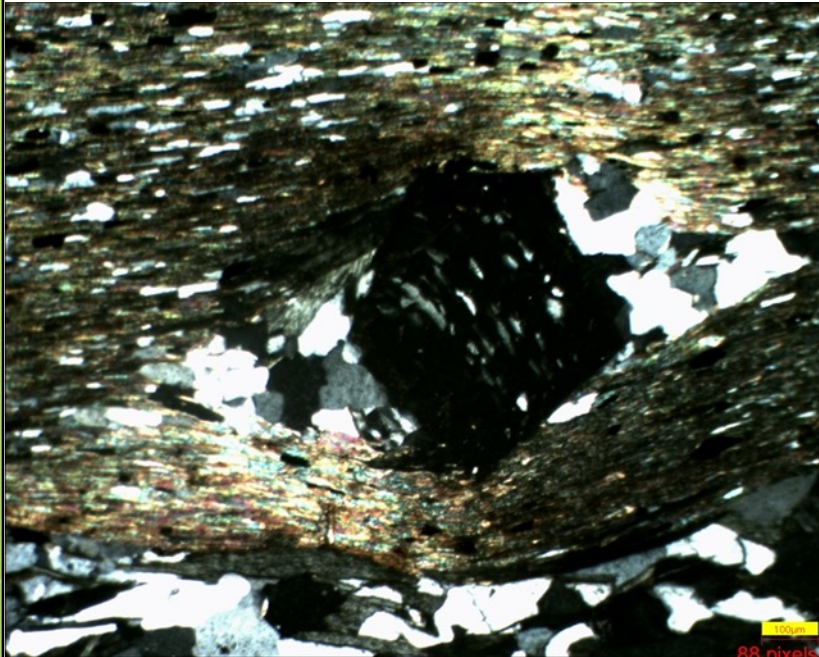
Feuillets présentant des minéraux à fort pléochroïsme en LPA et verdâtres en LPA = **chlorite**

Minéraux à fort pléochroïsme en **LPA et marron en LPNA** = **mica noir (=biotite)**

Minéraux à **extinction roulante en LPA** absents en LPNA = **quartz**



Observation d'une lame mince de micaschiste à grenat au MO en LPA et LPNA

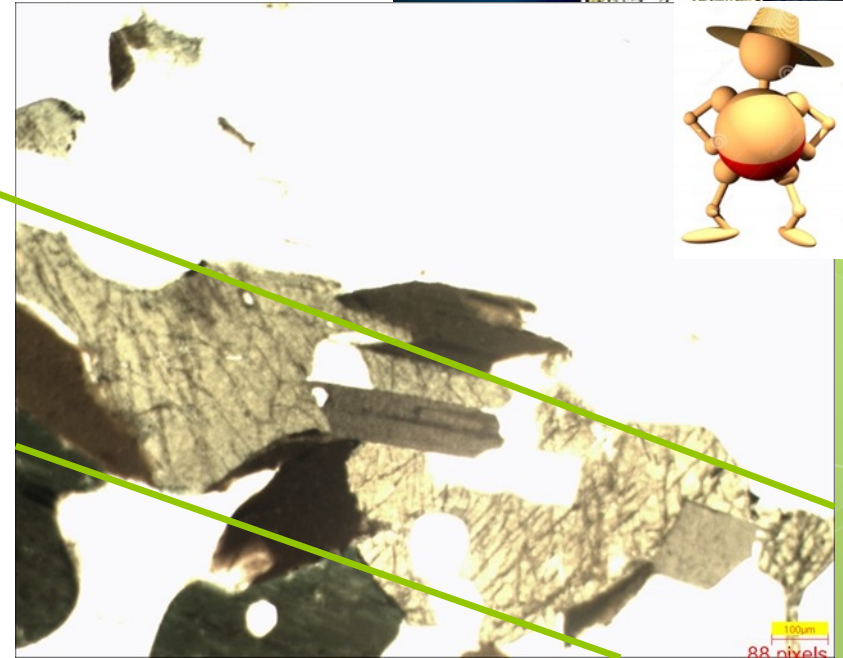
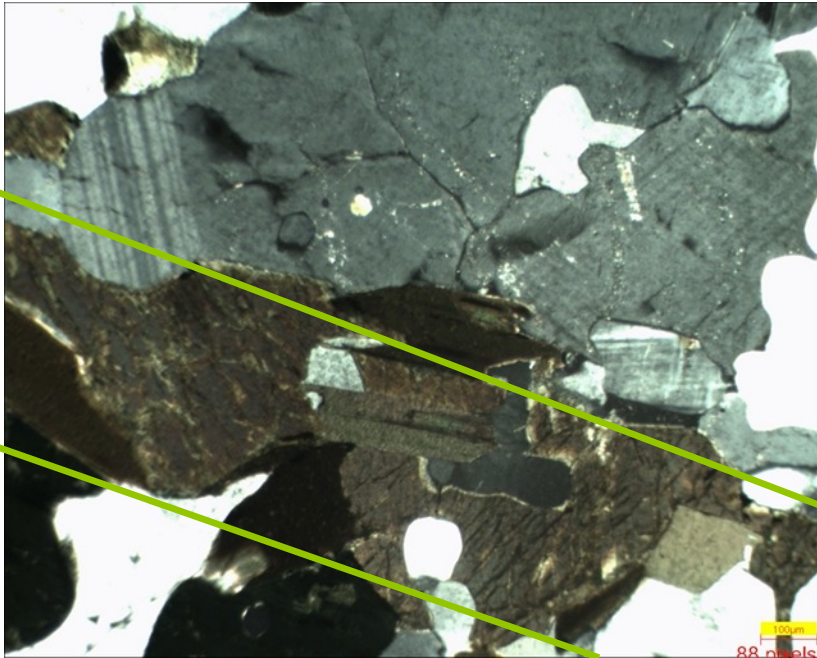


Feuillets plus comprimés => déformation métamorphique plus intense
Petits minéraux à fort pléochroïsme en LPA incolores ou verdâtres en LPNA:
chlorite

Un minéral au centre, **noir en LPA et craquelé à fort relief en LPNA** = **grenat**
Dans les zones de « moindre pression » présence de minéraux à extinction
roulante en LPA et non visibles en LPNA = quartz



Observation d'une lame mince de gneiss au MO en LPA et LPNA



Organisation en feuillets = roche métamorphique

Un feuillet avec des minéraux présentant une **mâcle polysynthétique en LPA** non visibles en LPNA = **feldspaths plagioclases**

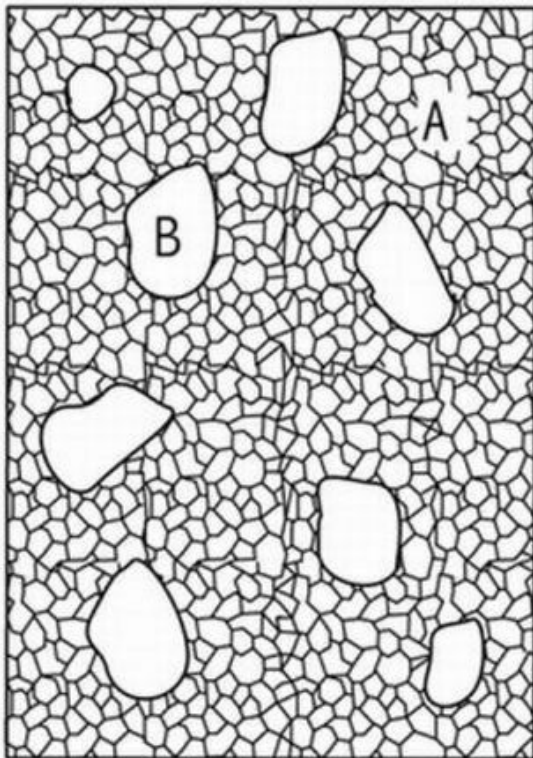
Un feuillet avec des minéraux présentant des **clivages à 120°** et **visibles en LPNA**: **mica**, amphibole

Un feuillet avec des minéraux à **extinction roulante en LPA** non visibles en LPNA = **quartz**

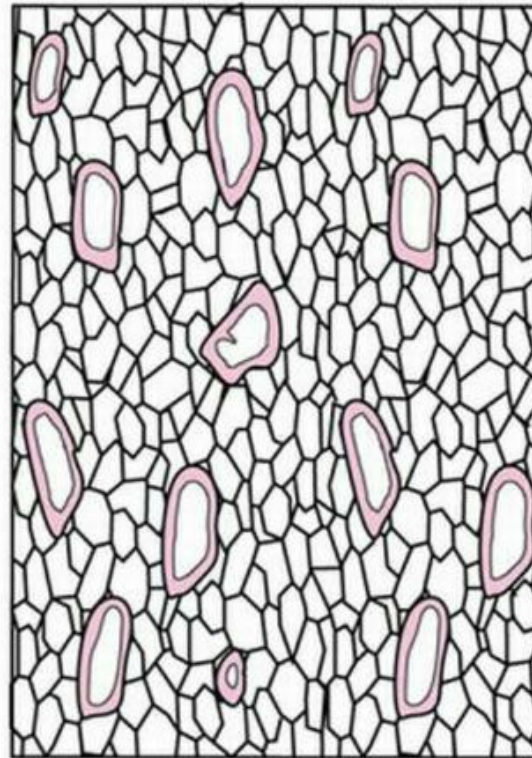
Définition du métamorphisme

Transformation d'une roche à l'état solide suite à une variation de pression et/ou de température entraînant la formation de nouveaux minéraux

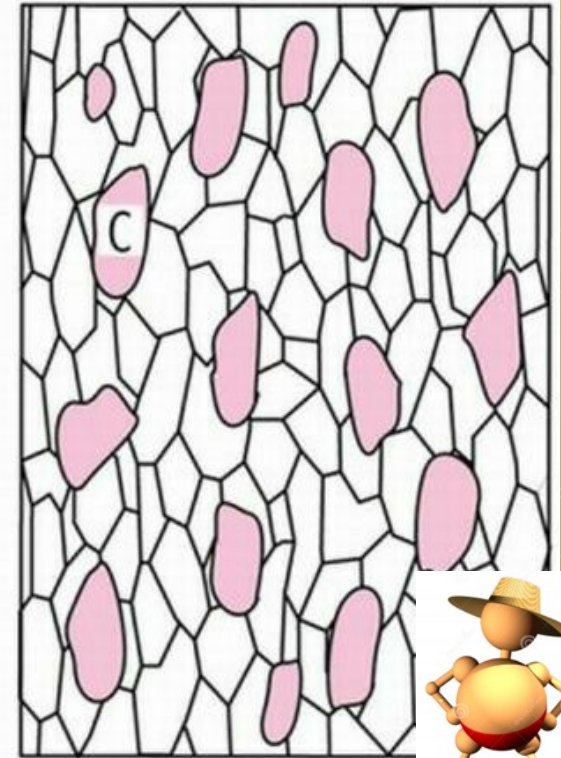
A P0-T0 la roche
contient les minéraux A+B



A P1-T1, la réaction
 $A+B=C$ intervient ...

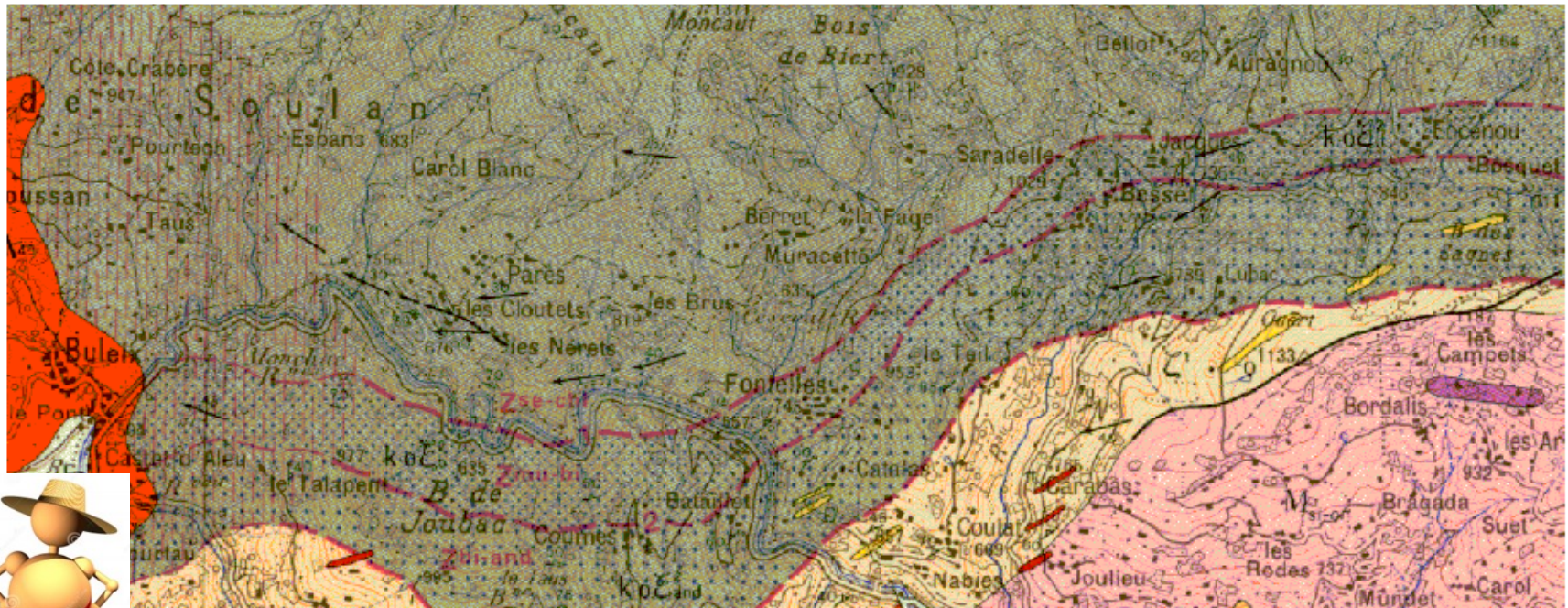


... jusqu'à disparition
de B.



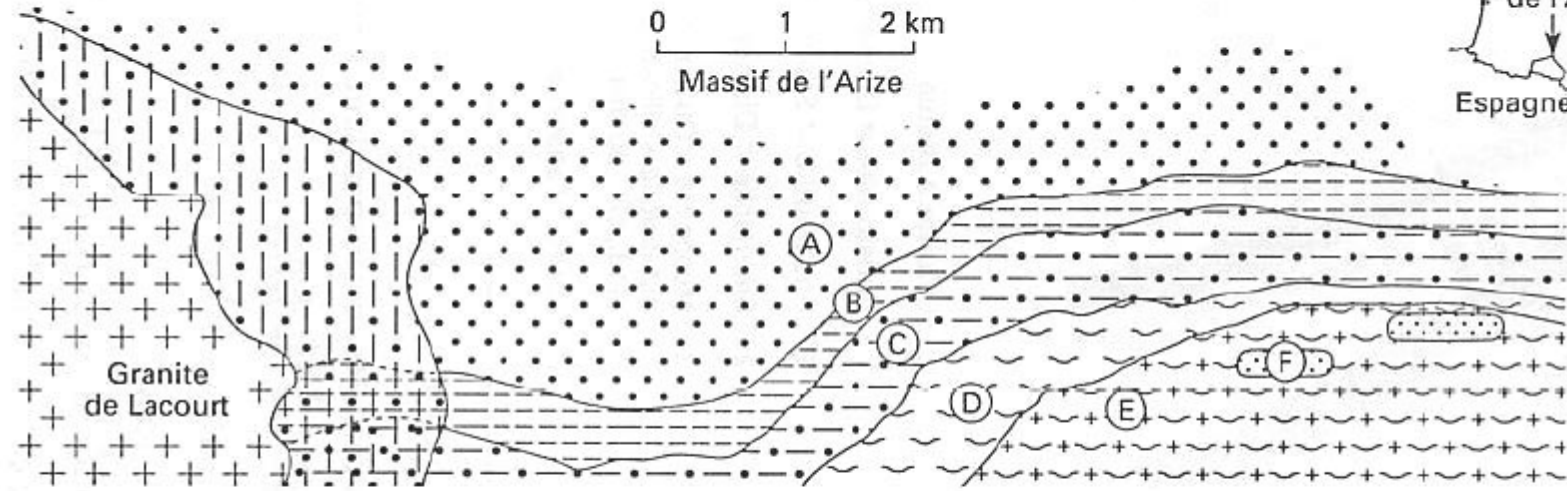
DOC 1 : Extrait de la carte géologique de France au 1/10⁶
N.B. Le rectangle jaune localise approximativement le
secteur de la carte au 1/50 000 de Saint Girons présenté ci-
dessous.

DOC 2 : Extrait de la carte de Saint GIRONS accompagné
d'un schéma d'interprétation.





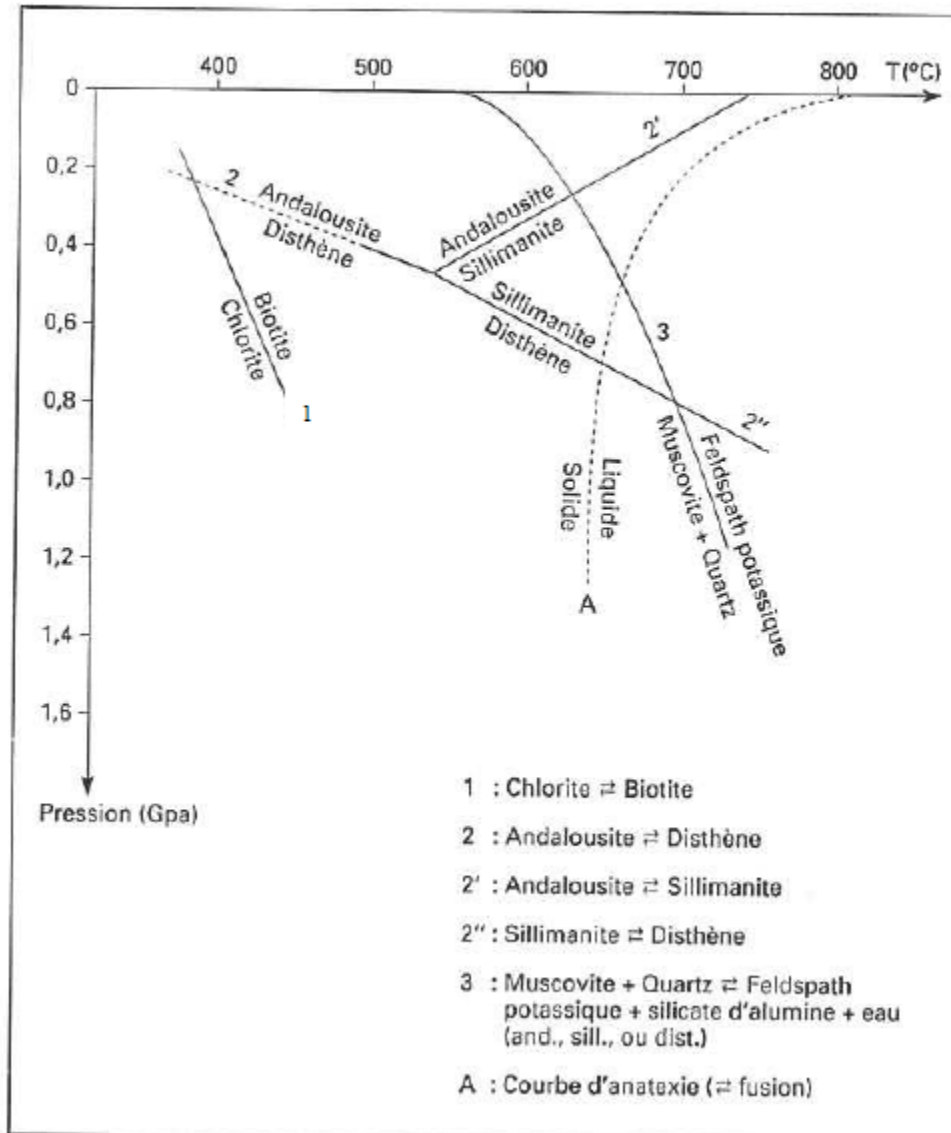
0 1 2 km
Massif de l'Arize



De A à F :
- la composition chimique des roches varie peu,
- la teneur en eau diminue progressivement.

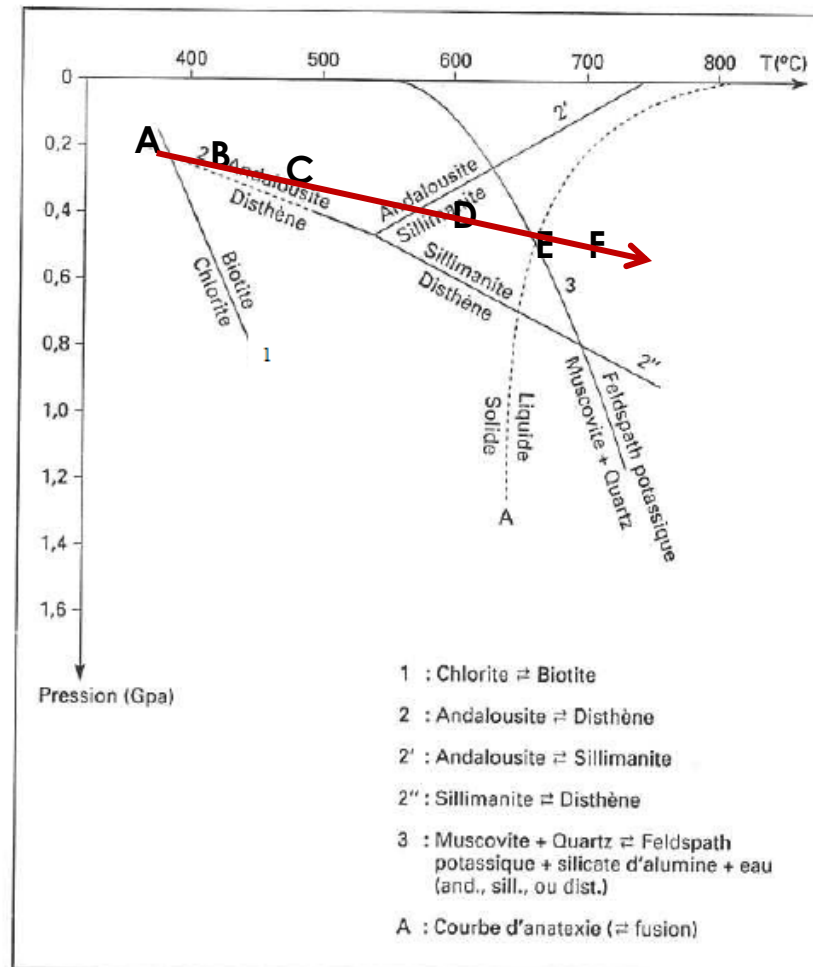
- | | | |
|--|--|---|
| <p>A  Schistes à séricite et à chlorite</p> <p>B  Micaschistes à biotite, à muscovite</p> <p>C  Micaschistes à biotite, à muscovite et à andalousite</p> | <p>D  Gneiss à sillimanite et à feldspaths potassiques</p> <p>E  Mélange de gneiss et de granite - migmatite à sillimanite et feldspaths potassiques</p> | <p>F  Granite de Bousсенac à feldspaths potassiques</p> <p> Granite de Lacourt</p> <p> Auréole de métamorphisme</p> |
|--|--|---|

Domaines de stabilité des minéraux

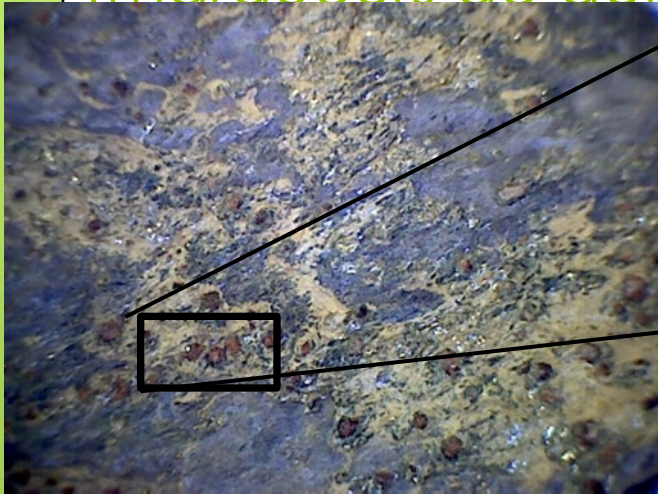


Analyse de la carte de Saint-Girons, massif de l'Arize et des 3 Seigneurs

Domaines de stabilité des minéraux



Des exemples de minéraux métamorphiques (marqueurs de domaines de stabilité P et T)



Grenat entouré de glaucophane et d'omphacite

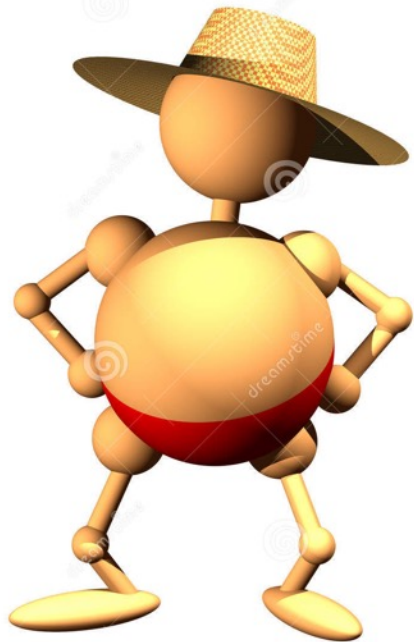


Grenat (HP)

Staurotide (MP et surtout HT)



Disthène (MP)



Bilan partiel

La LC **s'épaissit** par déformations tectoniques à différentes échelles d'observation. Ces déformations peuvent aboutir à une possible fusion partielle, permettant la création de roches granitiques.



Lycée E. Delacroix Tale S

Stage de révision 2020

Séance 2: Thème 1 la Terre dans
l'Univers, la Vie et l'évolution du vivant

**Thème 1-B-2 La convergence
lithosphérique : contexte de la
formation des chaînes de montagnes**

Thème 1-B-2 La convergence lithosphérique : contexte de la formation des chaînes de montagnes

- DEFINIR : rifting intracontinental, marge passive, faille normale, océanisation, ophiolite, subduction, collision, métamorphisme hydrothermal, métamorphisme HP,



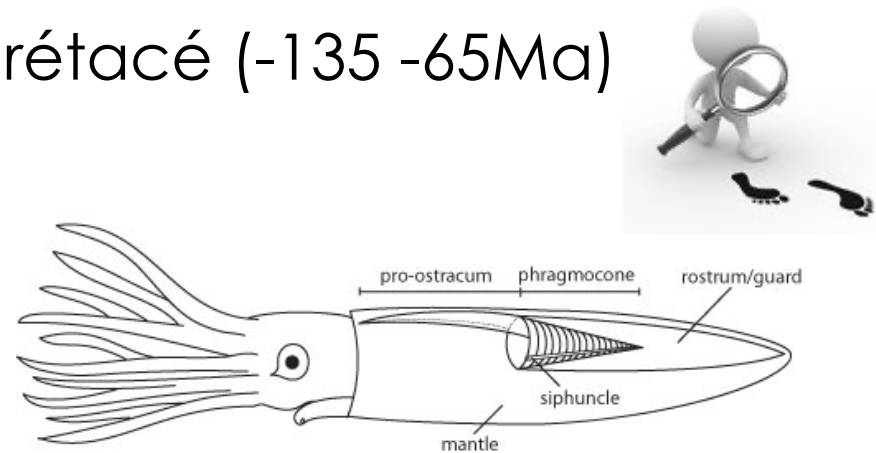
Des marqueurs paléontologiques d'un ancien océan dans les Alpes

Ammonites du Jurassique (-180 Ma) aux environs de Digne



Nautilus actuel (îles pacifiques 400m de profondeur): principe d'actualisme avec les Ammonites => au Jurassique Océan profond

Rostres de Bélemnites du Crétacé (-135 -65Ma)

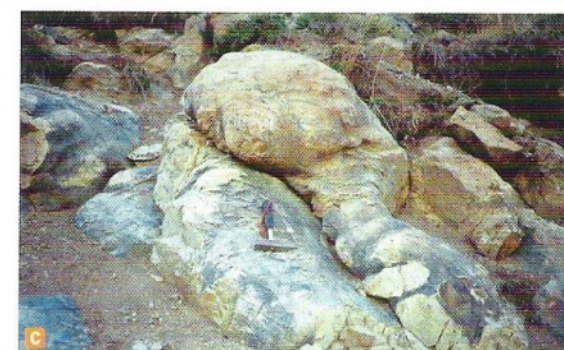
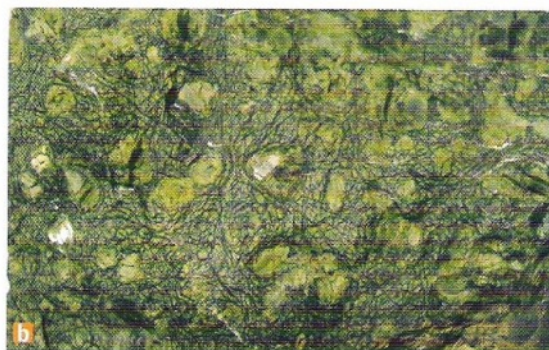
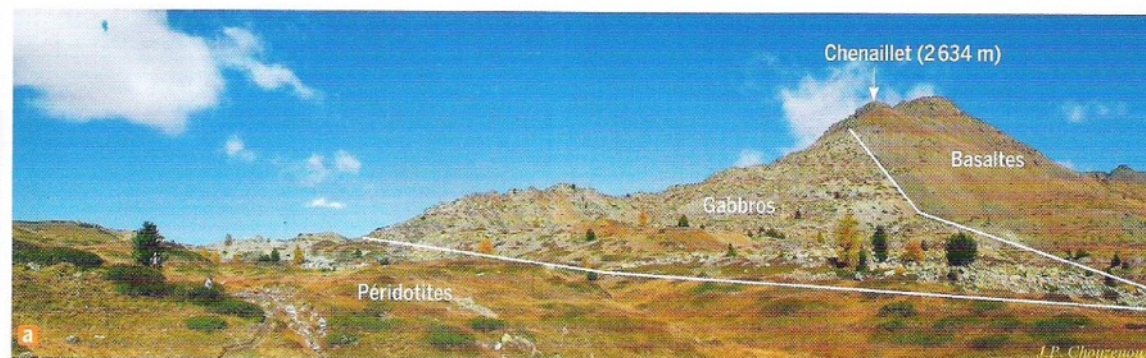
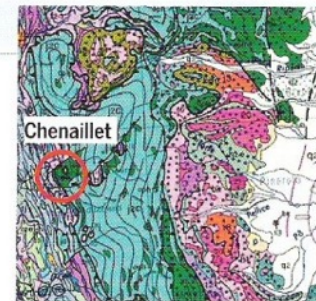


Lateral view of the internal shell of a generalized belemnite. ©Liz Shea, DMNH.

Des marqueurs d'un ancien océan dans les Alpes

B Des roches du plancher océanique dans les Alpes

Près de Briançon, le massif du Chenaillet s'étend sur une surface d'environ 40 km². Dans le paysage (*photographie ci-dessous*), trois types de roches se superposent : des **péridotites**, des **gabbros** et des **basaltes**. Leur âge est de 160 Ma. Comme en témoigne la *carte ci-contre*, de telles associations rocheuses (figurées en vert) ne sont pas rares dans les Alpes occidentales et sont toutes situées au niveau de la zone interne des Alpes à la frontière des deux plaques tectoniques, européenne et africaine, qui sont entrées en collision. Cet assemblage de roches sombres aux reflets verdâtres est qualifié de « **complexe ophiolitique** » (du grec *ophis*, serpent).



• Les **péridotites** (*photographie b*) de la base de la série, très sombres, présentent des reflets verts parmi lesquels brillent de petits cristaux de pyroxènes. La surface d'échantillons de ces roches présente un aspect particulier qui évoque la peau de serpent : cette particularité est à l'origine de leur nom de **serpentinites**. Les pyroxènes et les olivines de la péridotite originelle, soumis à une intense altération hydrothermale, ont subi de profondes transformations : ils sont maintenant entourés par un minéral hydraté et vert sombre : la serpentine.

• Les basaltes du Chenaillet (*photographie c*) ont l'aspect de coussins (pillow-lavas) ou de traversins d'un diamètre qui varie de 50 cm à un mètre. Ces pillow-lavas sont empilés sur 300 à 400 mètres d'épaisseur.

• Les gabbros sont peu déformés et d'une épaisseur variant de 150 à 200 mètres. Certains gabbros présentent des signes d'un **métamorphisme hydrothermal** : des auréoles d'amphiboles ou de chlorite sont visibles autour des pyroxènes. Ce sont des métagabbros de type schistes verts.

Doc. 2 Des roches « océaniques » au sommet du massif du Chenaillet.



Les traces d'une ancienne phase d'océanisation: les marqueurs géologiques



serpentinites

gabbros

Basaltes en coussin
(pillow-lavas)

Les ophiolites du Chenaillet



G1: Gabbro venant de cristalliser
T~ 600°C et profondeur~ 5 à 10 km

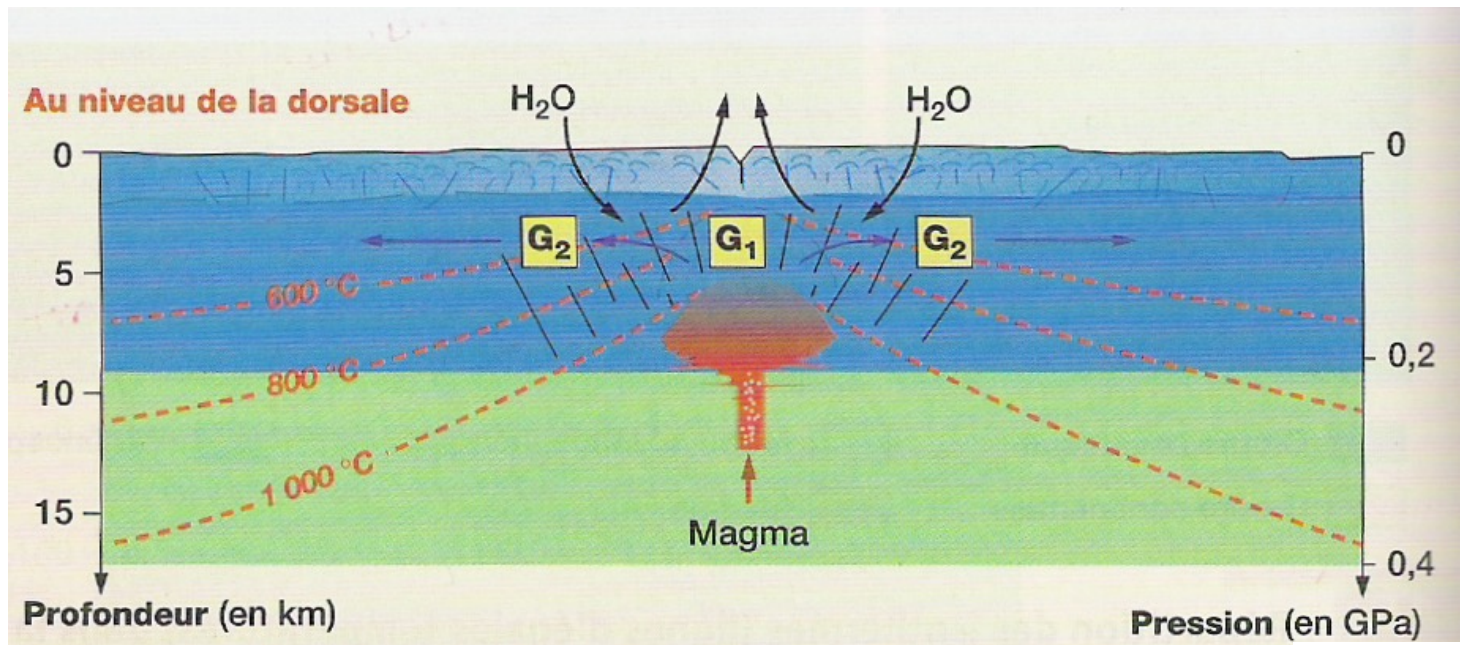
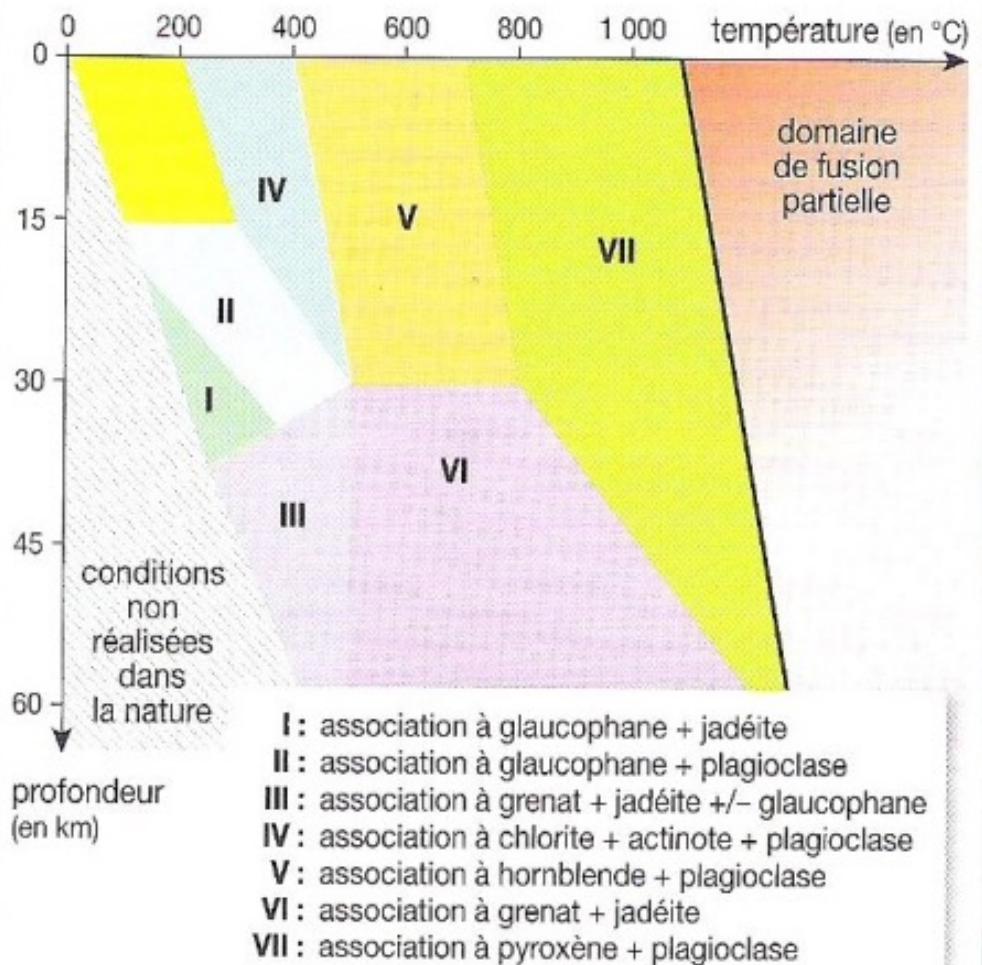


Diagramme PT avec noms des minéraux stables pour différents domaines

DOCUMENT 1 : diagramme Pression-Température avec les domaines de stabilité de différentes associations minérales



Gabbro non transformé de la croûte océanique



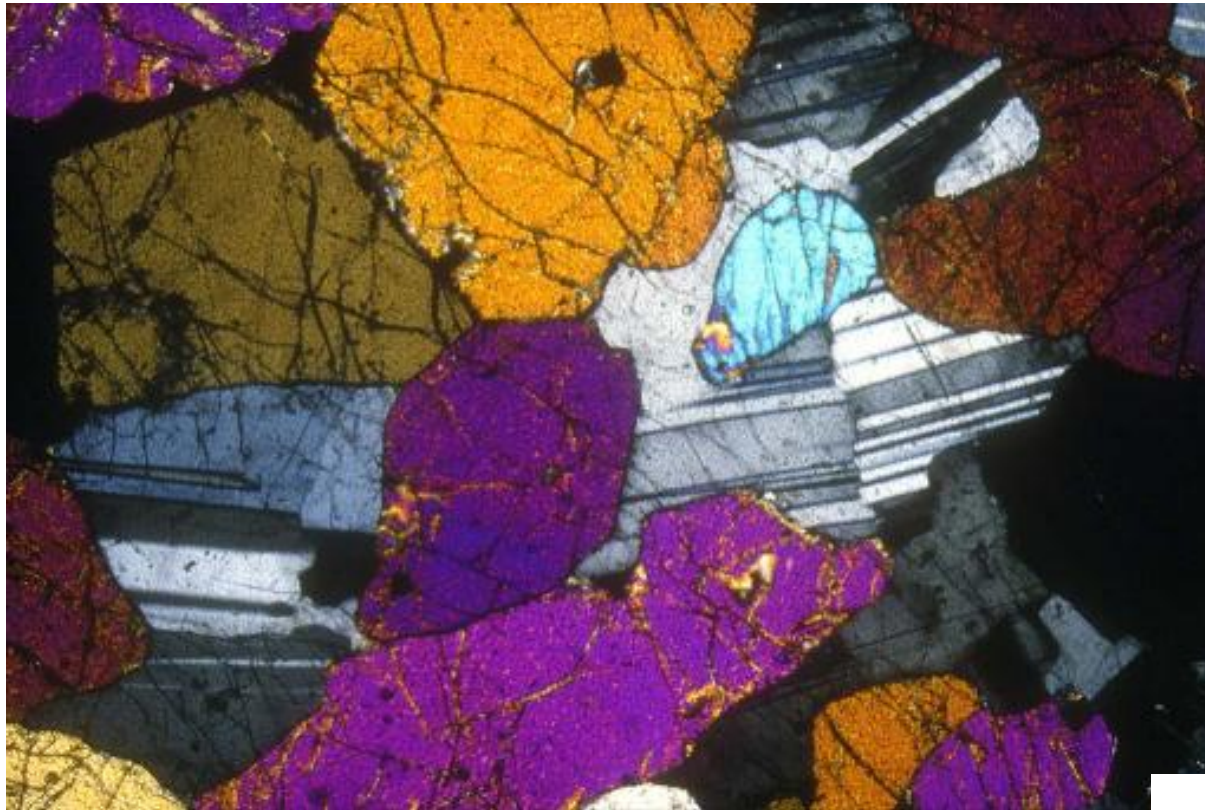
Texture grenue, entièrement cristallisée présentant deux types de minéraux: - **le pyroxène, sombre**

- **le plagioclase blanc** de forme rectangulaire

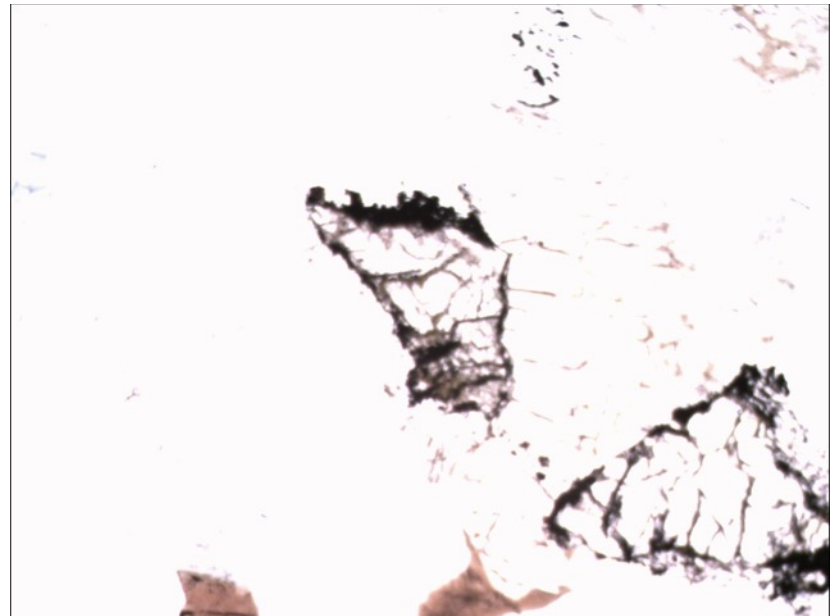
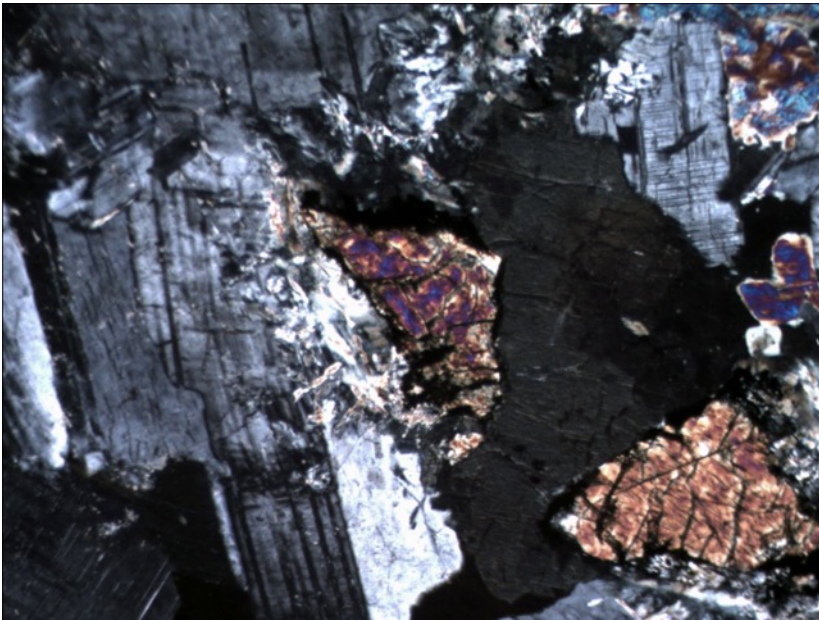
La roche est entièrement cristallisée et ne présente aucune déformation = roche magmatique plutonique.

=> GABBRO

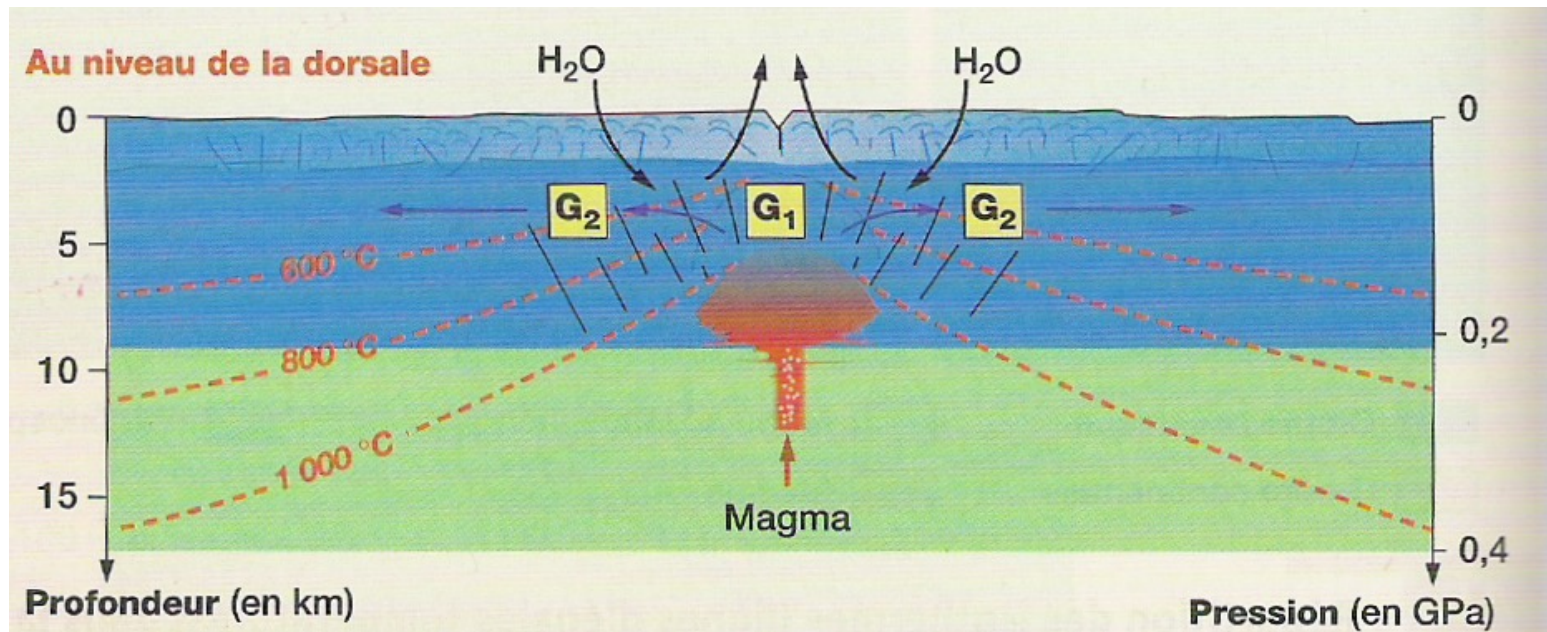
Lame mince de gabbro en LPA



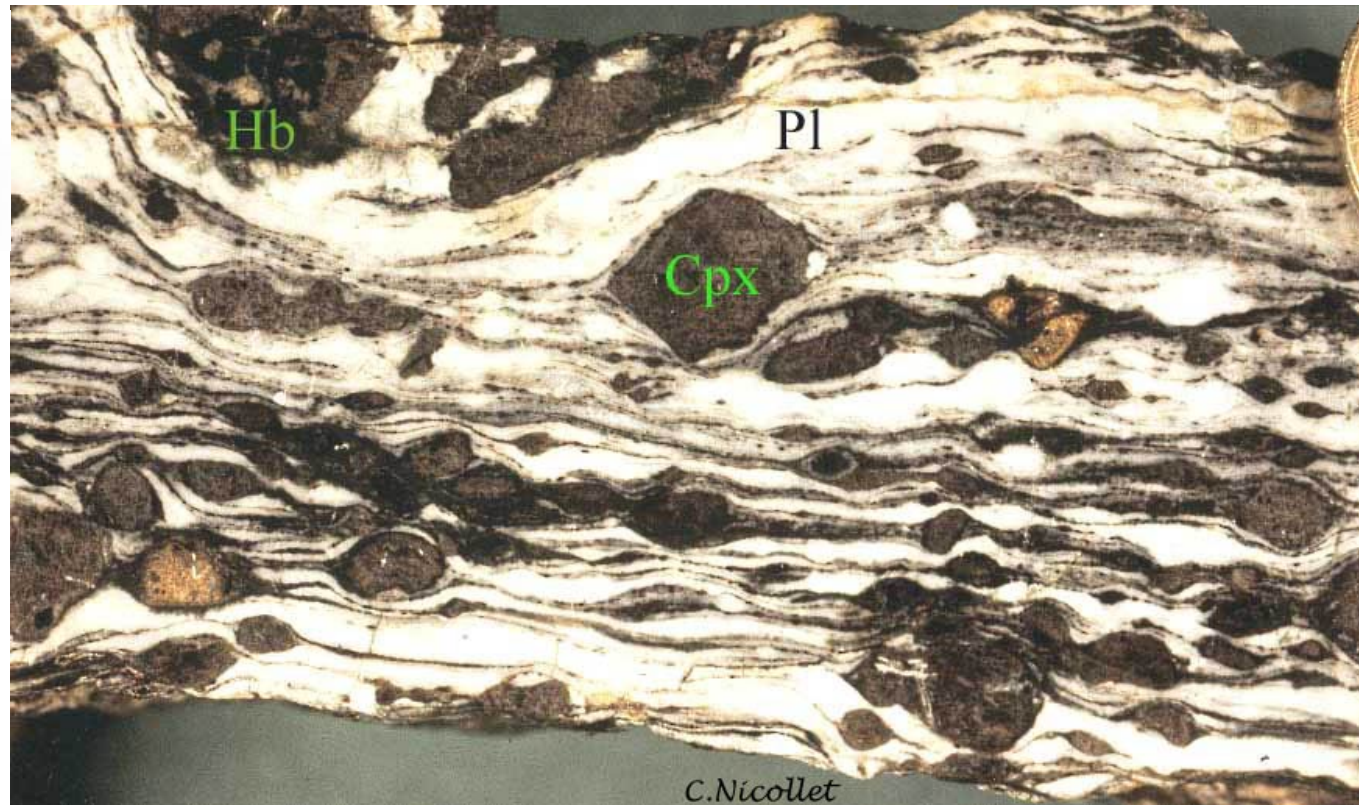
Lame mince de gabbro au MO x40 (LPA et LPNA)



G2 T°C ~ 600°C et Profondeur ~ 5 à 10 km



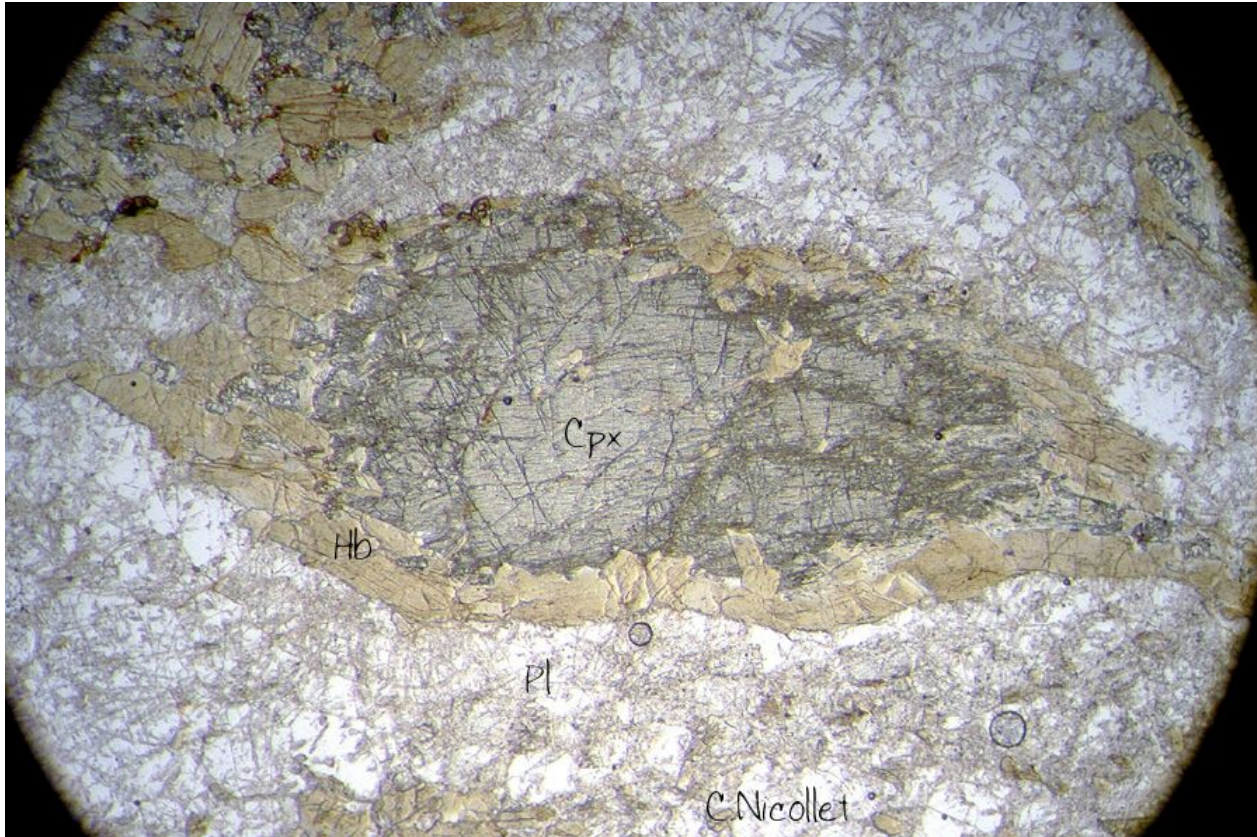
Un Métagabbro G2 dans la Croûte Océanique



Roche entièrement cristallisée, à texture grenue présentant deux types de minéraux: pyroxène et plagioclase => gabbro

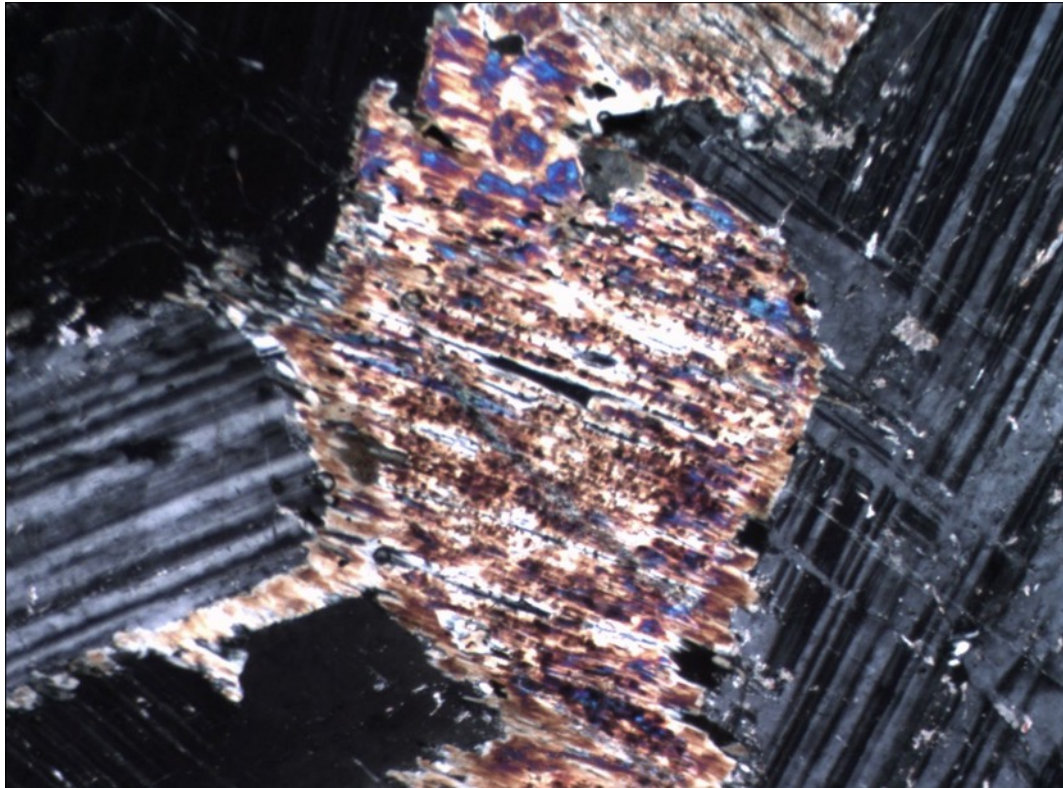
MAIS présence de déformations de type foliation, et d'auréole d'un nouveau minéral, la Hornblende (appartient à la famille des amphiboles) autour du pyroxène en relique => métagabbro

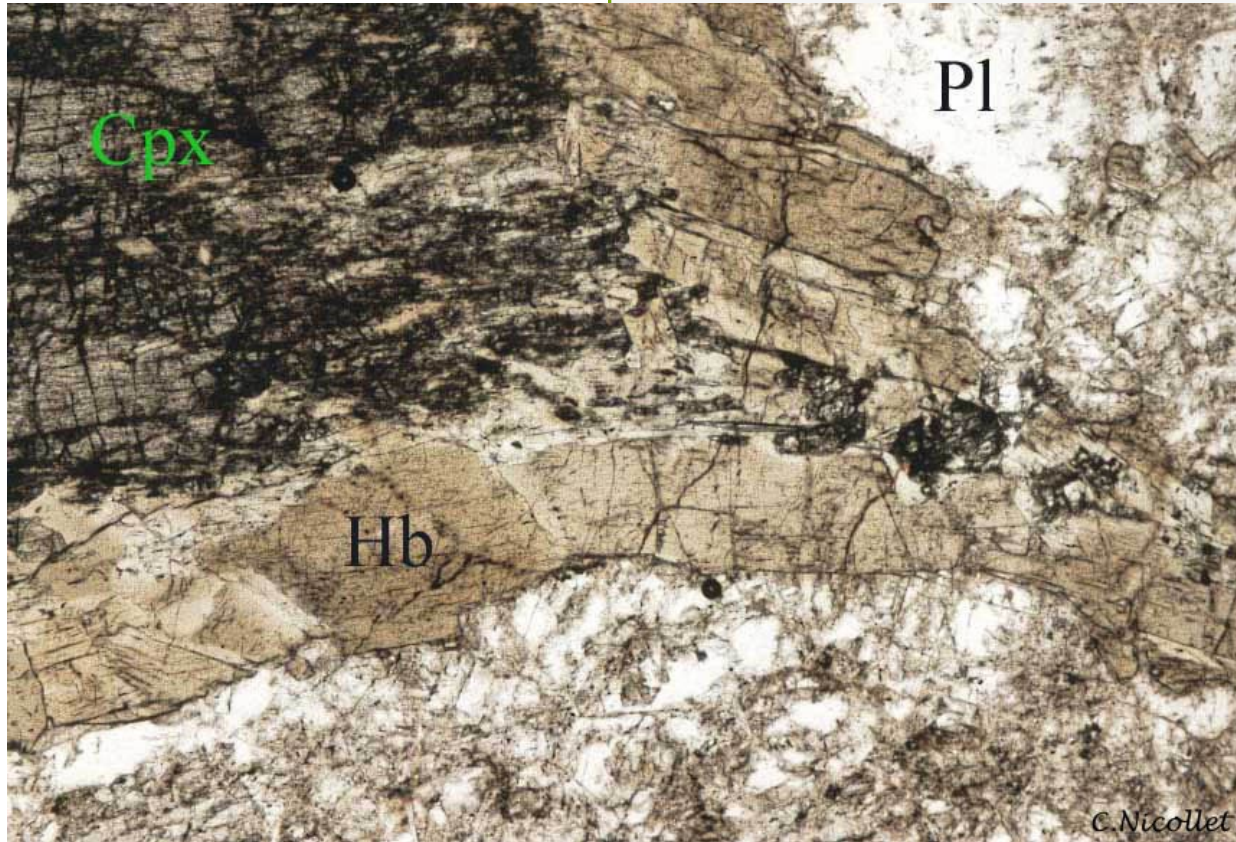
Lame mince d'un méta-gabbro à hornblende



La hornblende est une amphibole (= minéral hydraté) brune au microscope ; elle entoure complètement le pyroxène et l'isole du plagioclase.

Lame mince d'un métagabbro à hornblende au MO x40 LPA





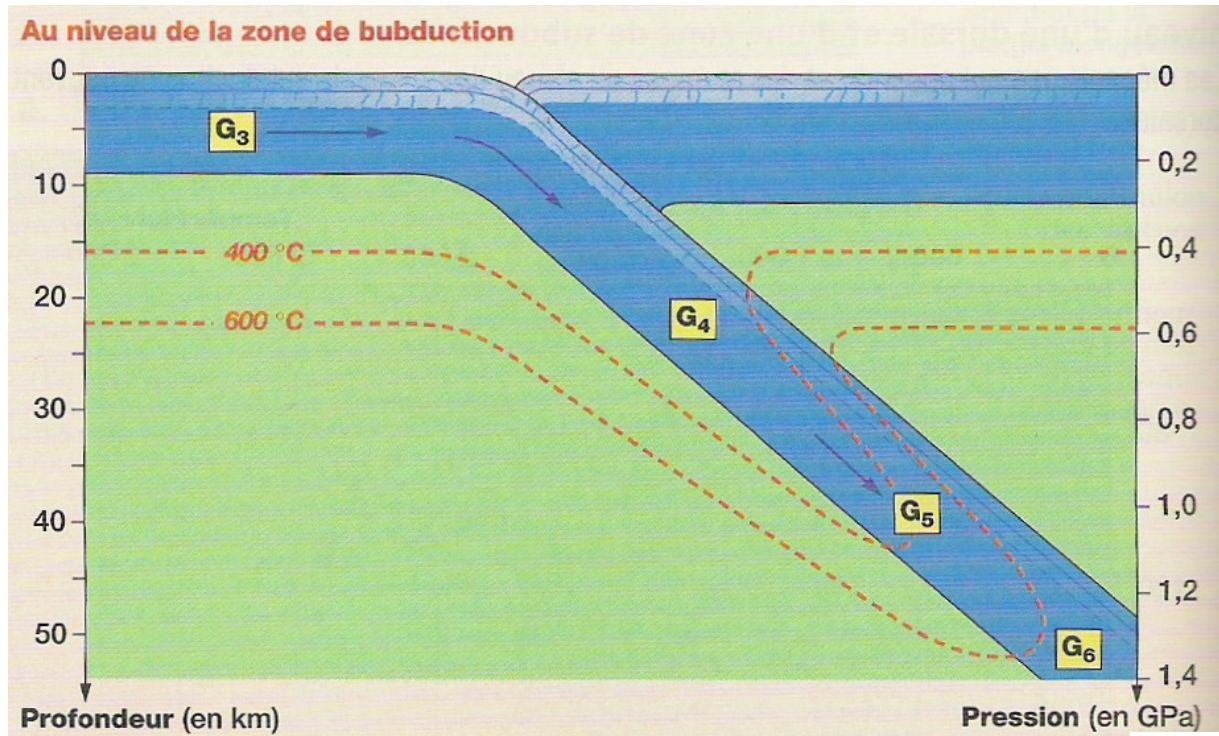
(microphotographies en LN)



=> De l'eau (H₂O) est nécessaire, car l'amphibole est un **minéral hydraté**.



G3 $T^{\circ}\text{C} < 400^{\circ}\text{C}$ et profondeur ~ 5 à 10 km



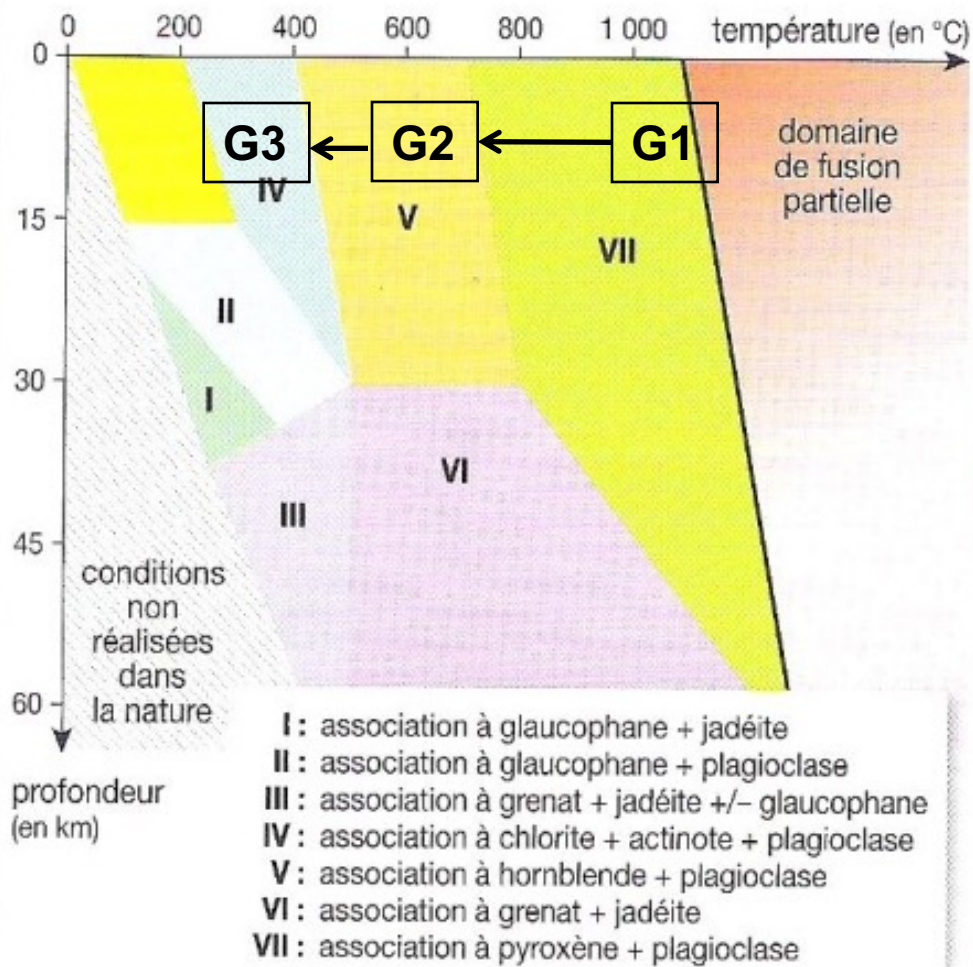
Un Métagabbro dans le faciès Schistes Verts



Les pyroxènes magmatiques bruns du metagabbro sont remplacés par une amphibole vert pâle, l'**actinote**.

Localisation du trajet PT du gabbro G1 et des métagabbros G2 et G3

DOCUMENT 1 : diagramme Pression-Température avec les domaines de stabilité de différentes associations minérales



Les
marqueurs
pétrographi-
ques d'un
ancien
océan



Trajet au cours du
temps suite à
l'éloignement de la
dorsale

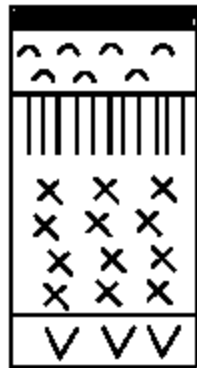
Rappels de 1S: Le phénomène d'accrétion océanique

sédiments
basaltes en
coussins

complexe
filonien

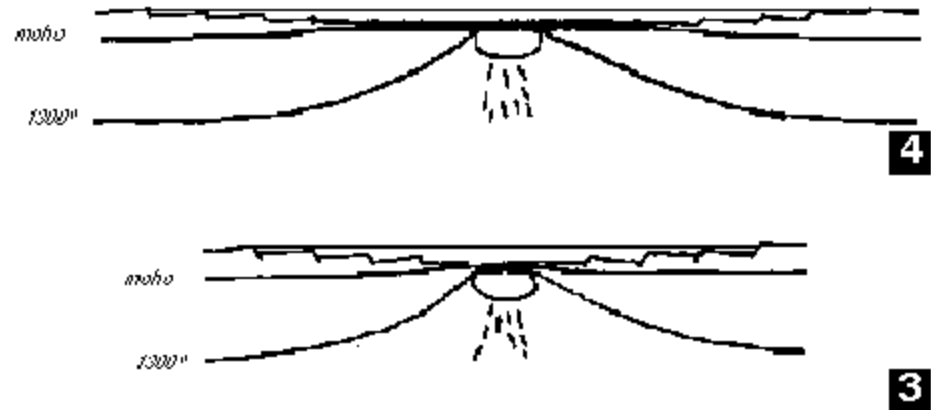
gabbros

moho
péridotites
appauvries



C.O.
6-8 km

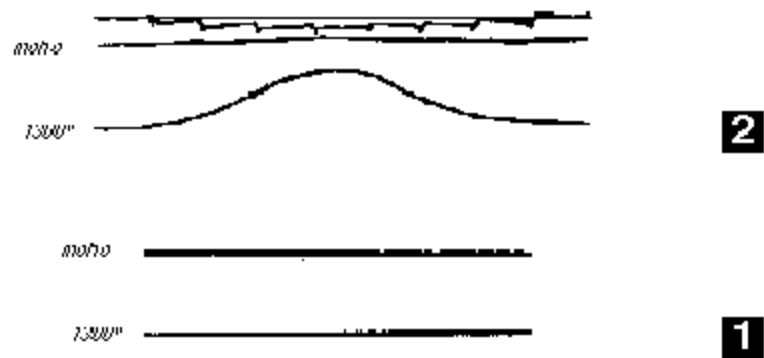
m.s.



4 : Expansion océanique.

3 : Fusion partielle importante du manteau supérieur, chambre magmatique de grande taille, permanente, création d'une croûte océanique épaisse (co).

1 - 2 : Distension symétrique, amincissement de la lithosphère continentale. Remontée de l'isotherme 1300 .



Des marqueurs d'une ancienne marge passive dans les Alpes



Les traces d'une marge continentale passive

Un océan comme l'océan Atlantique est bordé de marges continentales passives. Ces marges présentent des structures géologiques bien particulières que l'on peut observer non seulement au niveau d'une bordure océanique comme la Bretagne mais aussi au cœur d'une chaîne de montagnes telle que les Alpes.

A Les structures géologiques d'une marge passive actuelle

• Les unités morphologiques de la marge armoricaine

Du continent vers le large, trois unités morphologiques composent la marge :

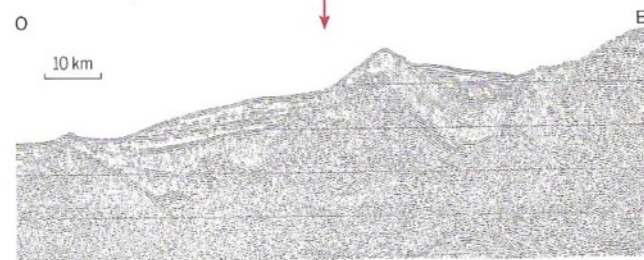
- le plateau continental, large de 70 km en moyenne, peu profond (0 à 200 m) et à pente très faible ;
- le talus continental, compris entre -200 et -3 000 m, dont la pente moyenne est de 7 % et qui est entaillé par des vallées et des canyons sous-marins ;
- le glacis continental, au pied du talus, où s'accumulent en eaux profondes les sédiments transportés depuis le continent (le glacis se raccorde à la **plaine abyssale** vers 3 500 m de profondeur).

• La structure de la marge armoricaine

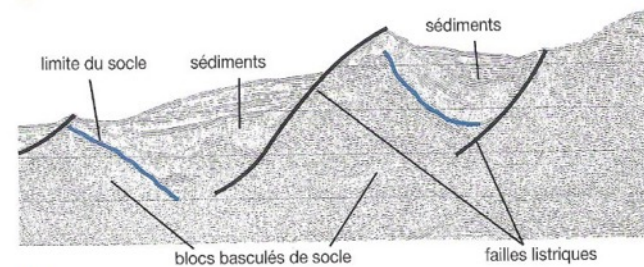
Le **profil sismique** de la marge armoricaine à l'entrée de la Manche (*ci-contre*) révèle l'existence de failles qui recoupent le socle ainsi que certaines couches sédimentaires.

Ce sont des **failles normales**, caractéristiques d'une tectonique en distension. Certaines, qualifiées de **failles listriques** ont un **pendage** qui diminue avec la profondeur. Les géologues appellent bloc basculé le bloc de croûte continentale situé entre deux failles listriques car la géométrie courbe de la faille provoque le basculement du bloc à mesure qu'il s'enfonce. Du fait de ce basculement, les sédiments qui vont combler le bassin sont beaucoup plus épais d'un côté que de l'autre : on dit que c'est une sédimentation en éventail.

L'ensemble de ces caractéristiques définit une marge continentale passive. Ces marges ont enregistré l'ouverture précoce de l'océan avec la déchirure continentale et bordent aujourd'hui l'océan Atlantique. Elles sont dites passives car l'activité géologique y est très faible.



a Profil brut



b Profil interprété

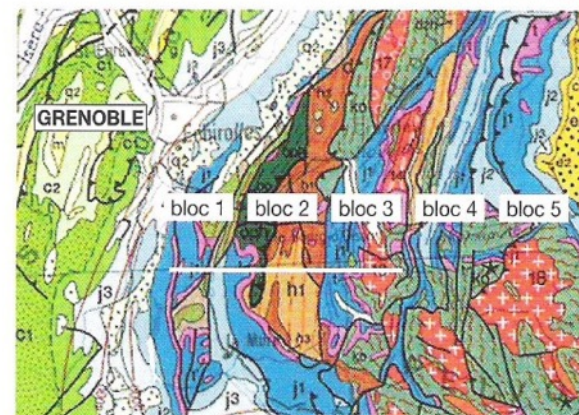
Des marqueurs d'une ancienne marge passive dans les Alpes

Blocs basculés le long des failles normales
Sédiments en éventail

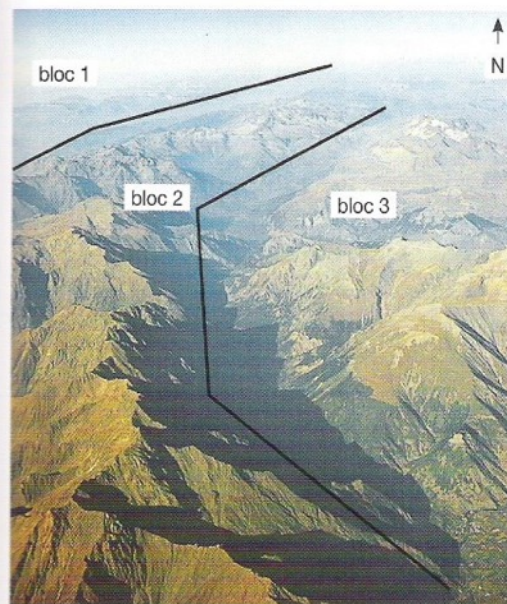


B Une succession de blocs basculés dans les Alpes

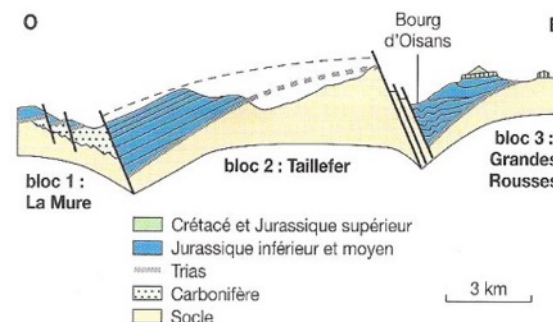
Dans toute la partie située à l'ouest de l'arc alpin, il est possible de repérer un ensemble de failles normales qui séparent des blocs de croûte continentale qui ont plus ou moins basculé les uns par rapport aux autres du fait de l'inclinaison des plans de faille. Les documents ci-après illustrent la présence de ces blocs dans la région de l'Oisans à proximité de Grenoble.



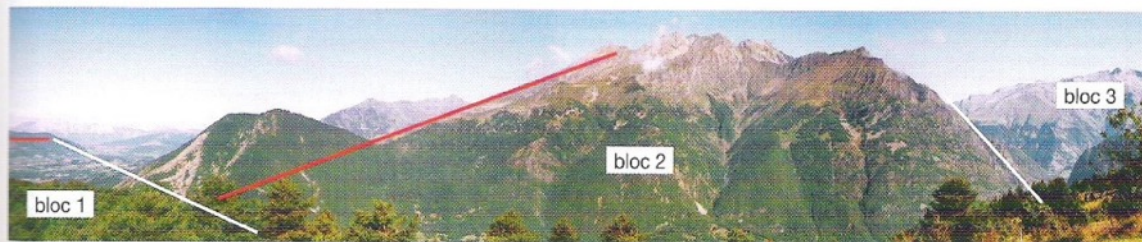
Extrait de la carte géologique. Le trait blanc correspond à la coupe ci-dessous (les traits noirs correspondent aux failles).



Photographie aérienne du secteur



Coupe du secteur étudié



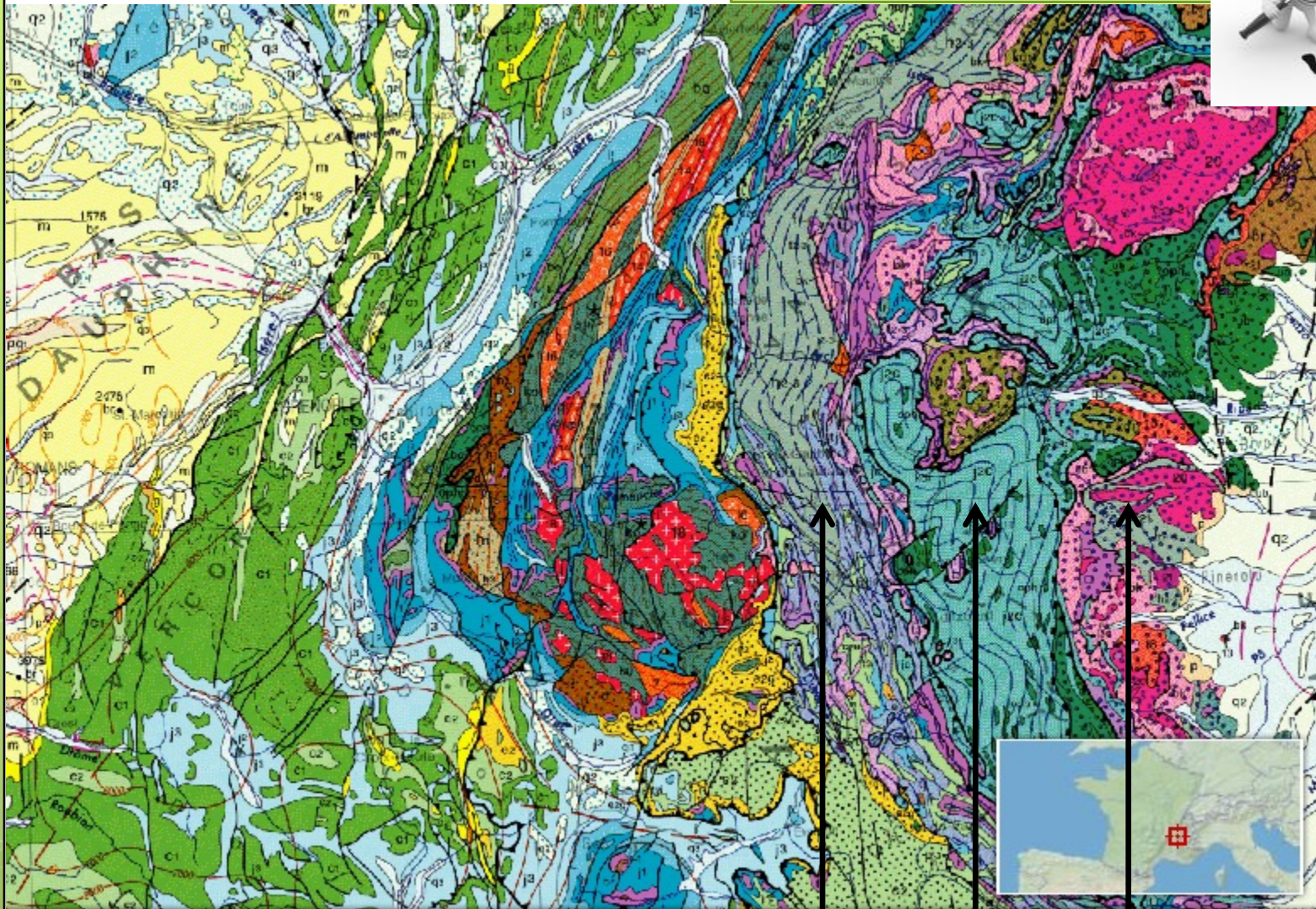
Montage photographique correspondant à la coupe

Doc. 2 À la périphérie de l'arc alpin, toute une série de blocs continentaux effondrés.

Des marqueurs d'une ancienne subduction dans les Alpes

- Des données pétrographiques (roches métamorphiques)
- Des données sismiques





13

X : 934721.07 Y : 6416689.07

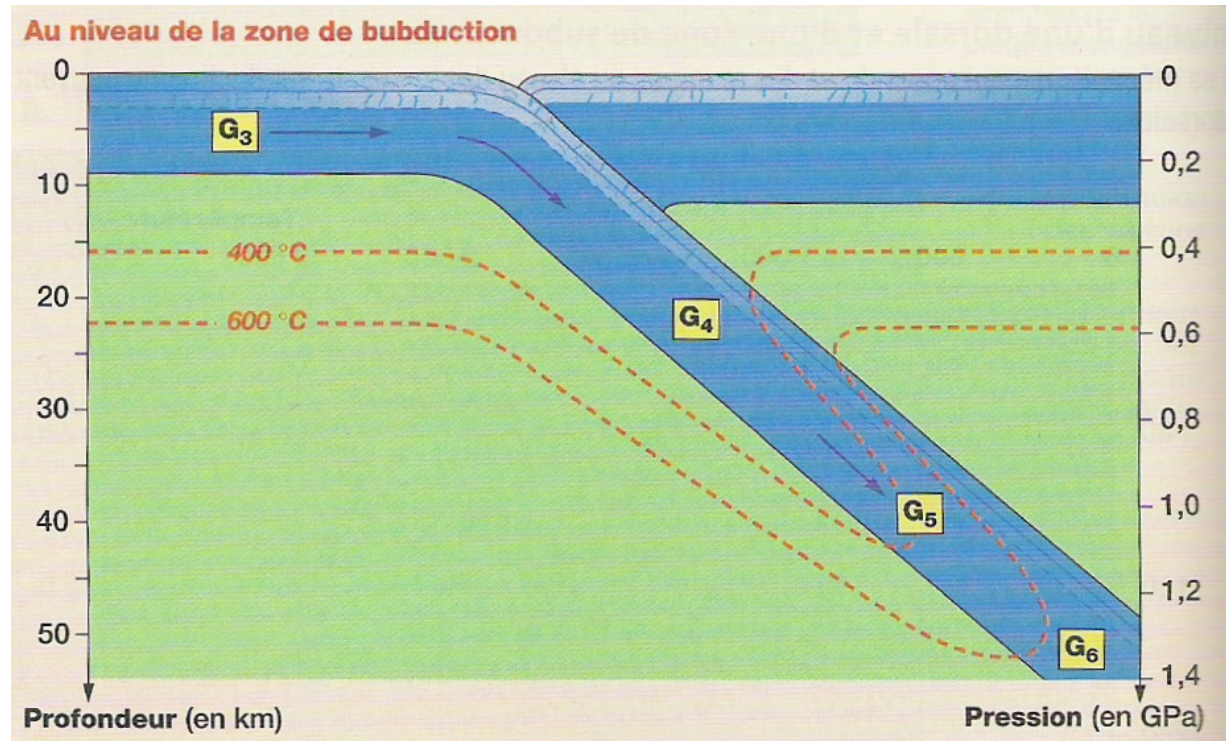
Echelle : 1 / 1 000 000

Faciès schistes verts

Faciès schistes bleus

Faciès éclogites

G4 $T^{\circ}\text{C} < 400^{\circ}\text{C}$ et profondeur ~ 20 km

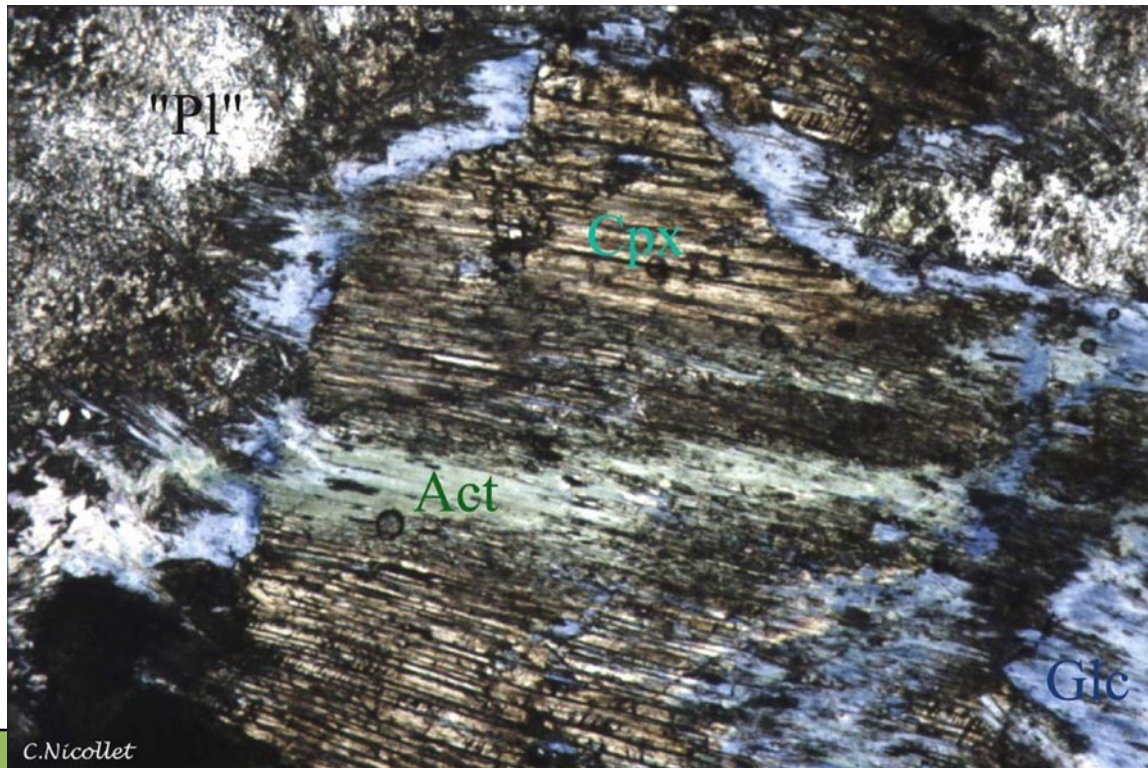


Lame mince d'un métagabbro du faciès des schistes bleus

Le pyroxène magmatique (Cpx : brun) est parfois au cœur d'une couronne de Glaucophane (Glc : bleu marine), amphibole bleue, le séparant du Plagioclase, ou plutôt ce qu'il en reste !

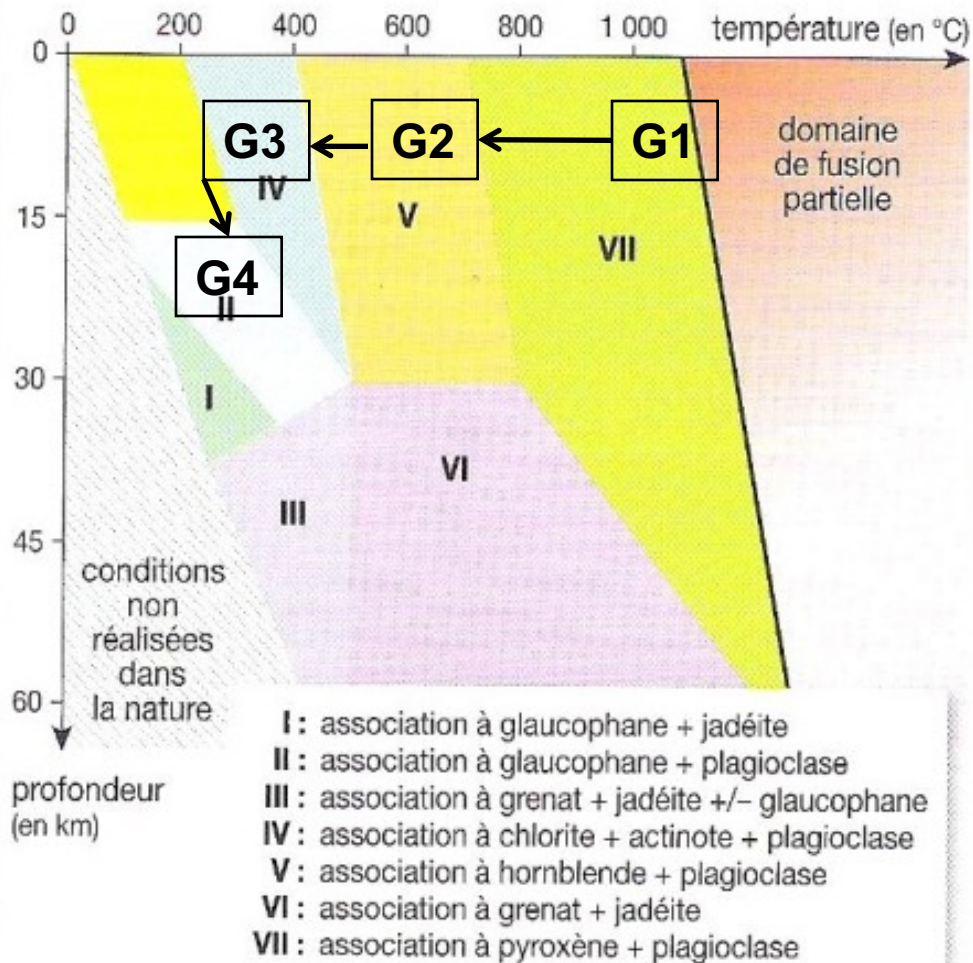
Ces trois minéraux sont typiques du faciès **Schistes Bleus**

Par contre, l'Actinote (Act), une amphibole verte qui traverse le pyroxène magmatique et s'arrête à la couronne de Glaucophane, témoigne des conditions du faciès **Schistes Verts**. La position géométrique de cette Actinote suggère qu'elle s'est formée à partir du pyroxène magmatique, mais avant le Glaucophane.



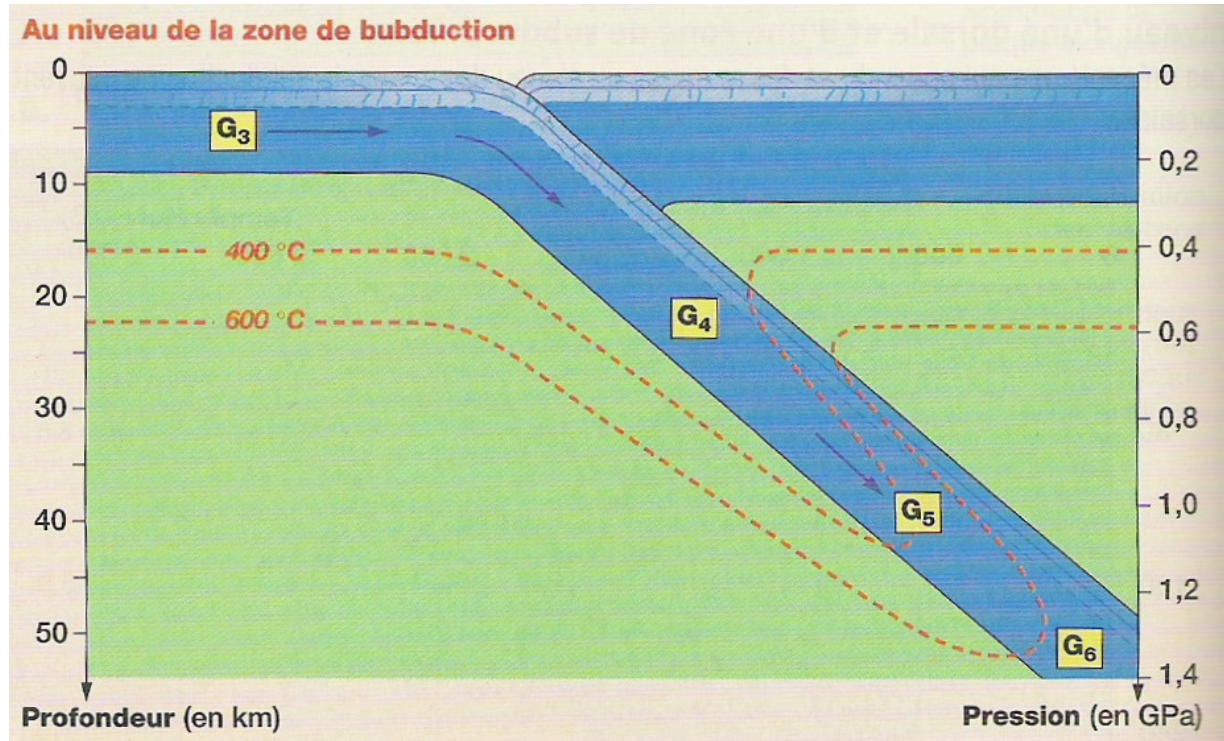
G4 appartient au faciès des schistes bleus

DOCUMENT 1 : diagramme Pression-Température avec les domaines de stabilité de différentes associations minérales



Trajet au cours du temps suite à l'éloignement de la dorsale

G5 T°C ~ 400°C et profondeur ~ 40 km



Vue macroscopique d'une éclogite à grenat (Île de Groix).

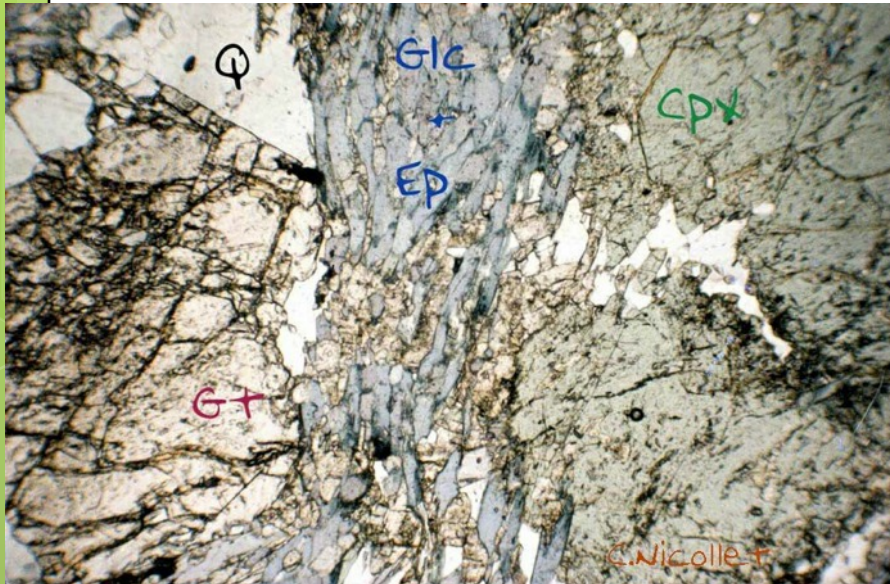


Photographie Valérie Bosse

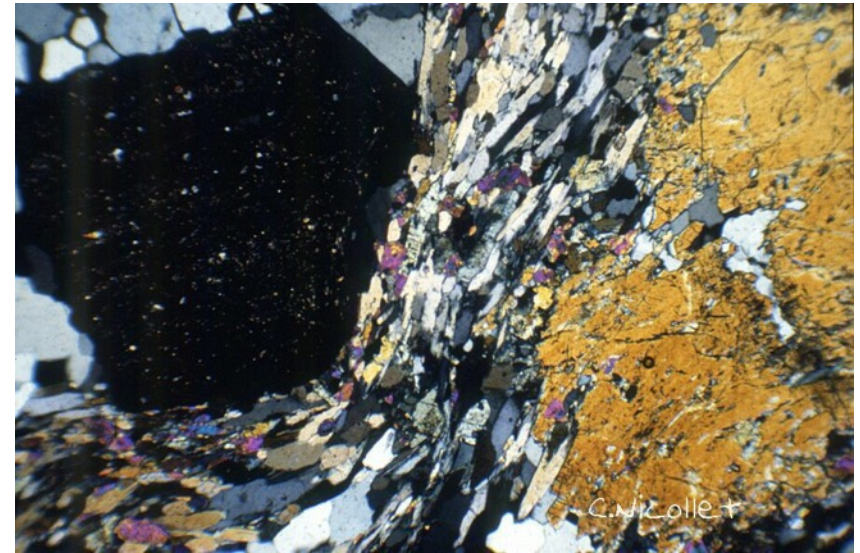


Le **minéral bleu est la glaucophane** (amphibole sodique bleue, $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$). Les minéraux globuleux rouges sont des **grenats**.

Une Éclogite de Moyenne Température – Haute Pression



Lame mince au MO LPNA

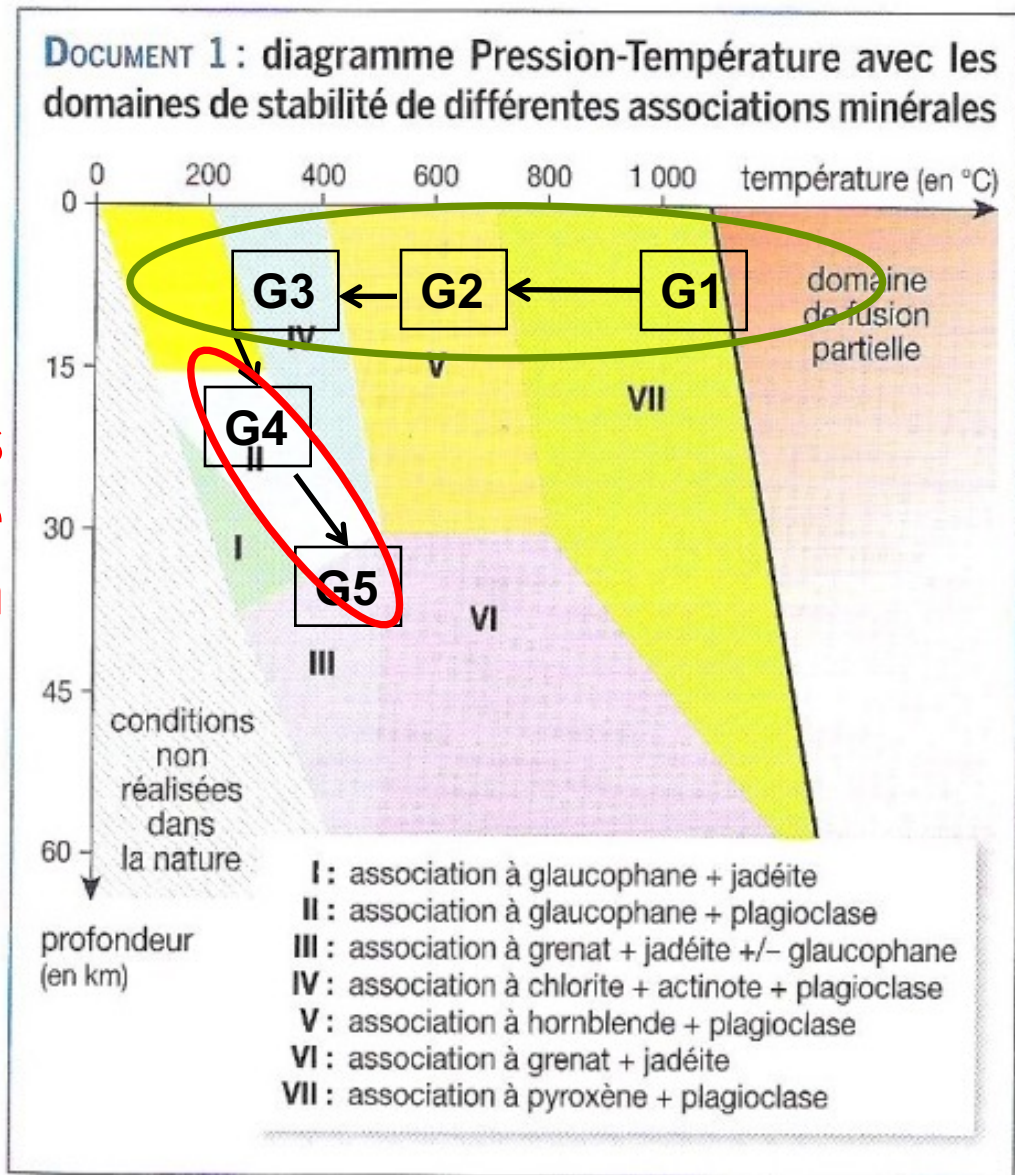


Lame mince au MO LPA



G5 appartient au faciès des éclogites (Métamorphisme: HP-MT)

Marqueurs d'une subduction



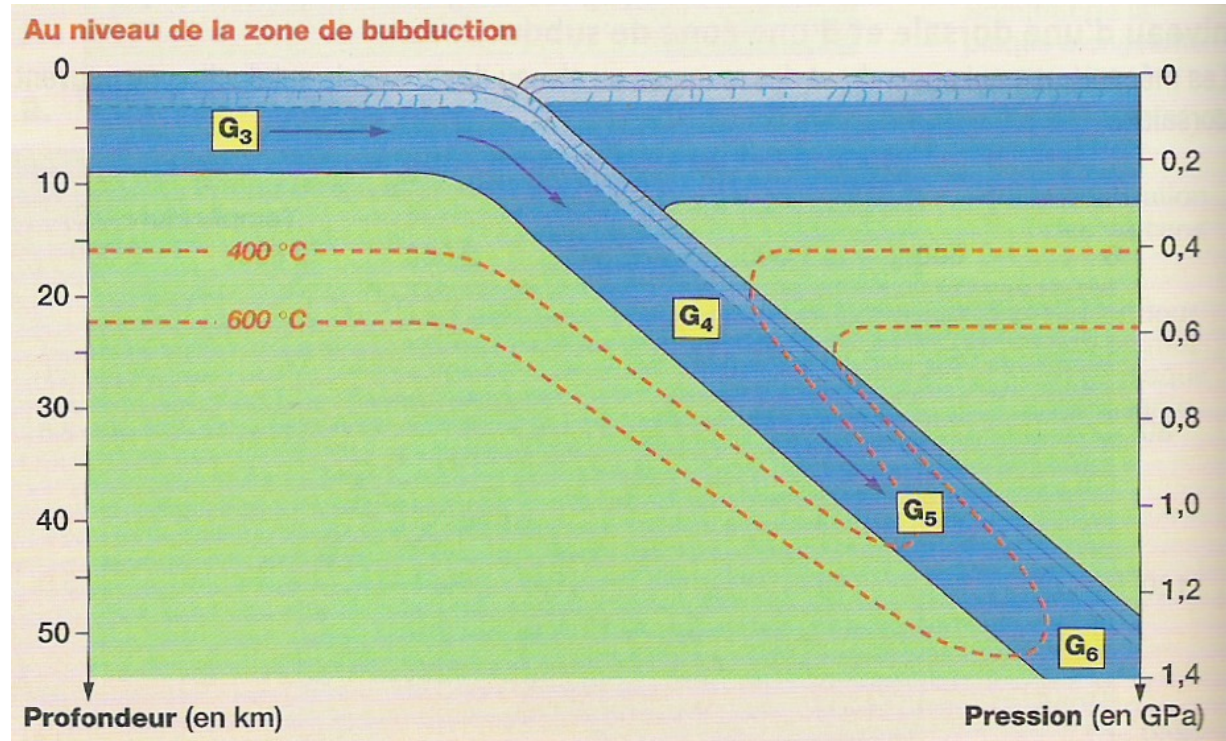
Marqueurs d'une océanisation



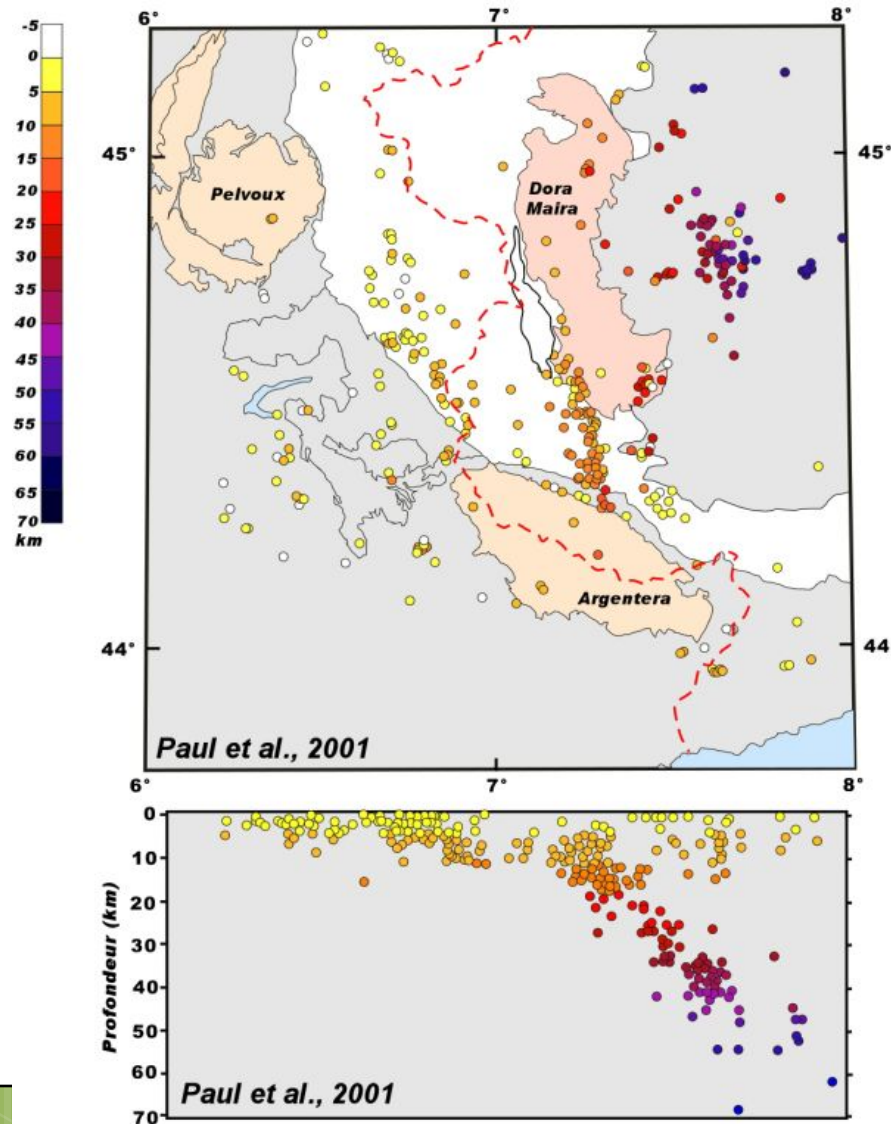
Trajet au cours du temps suite à l'éloignement de la dorsale



G6 $T^{\circ}\text{C} > 600^{\circ}\text{C}$ et profondeur $> 50\text{km}$



D'autres arguments en faveur d'une ancienne subduction dans les Alpes

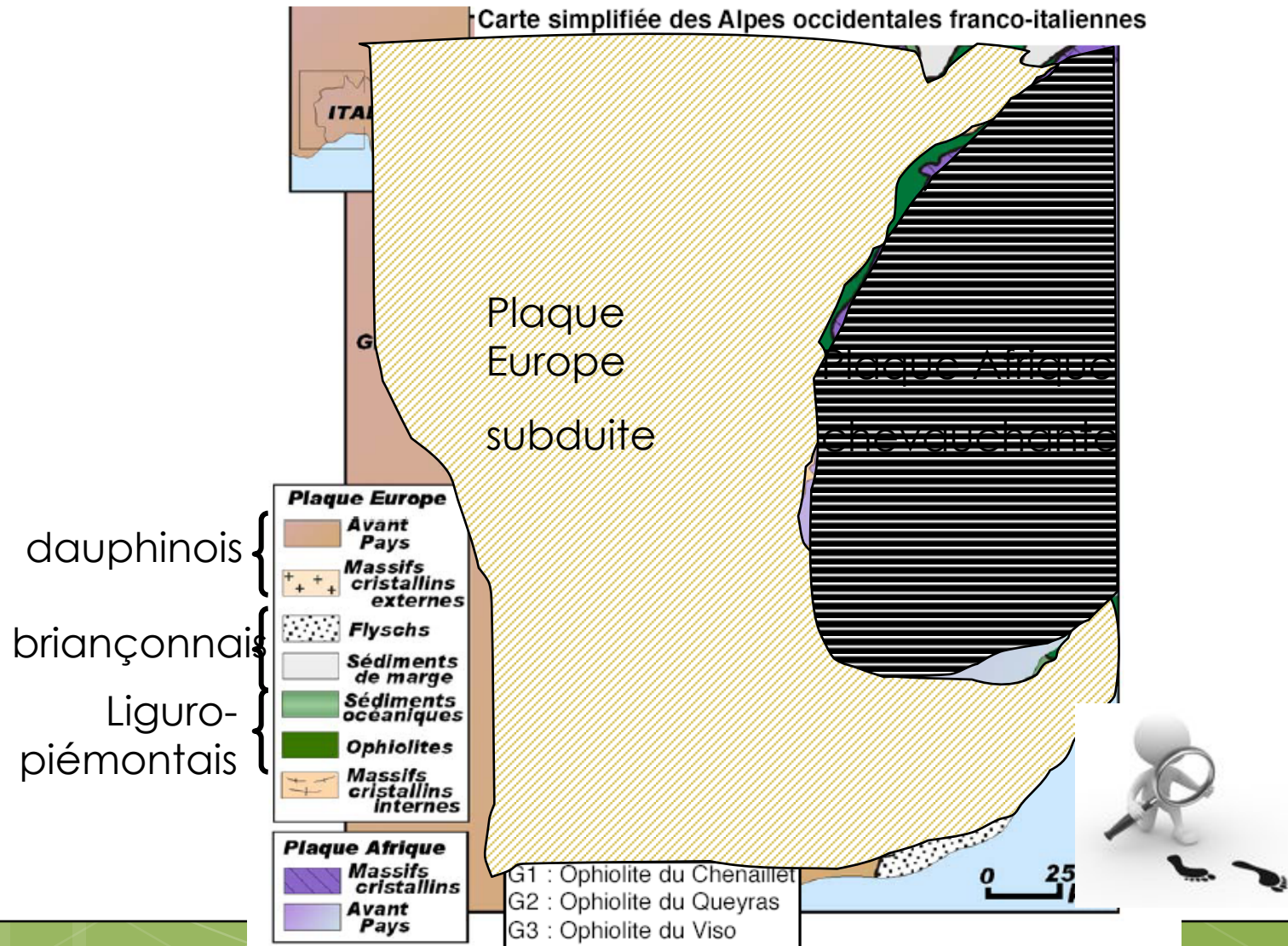


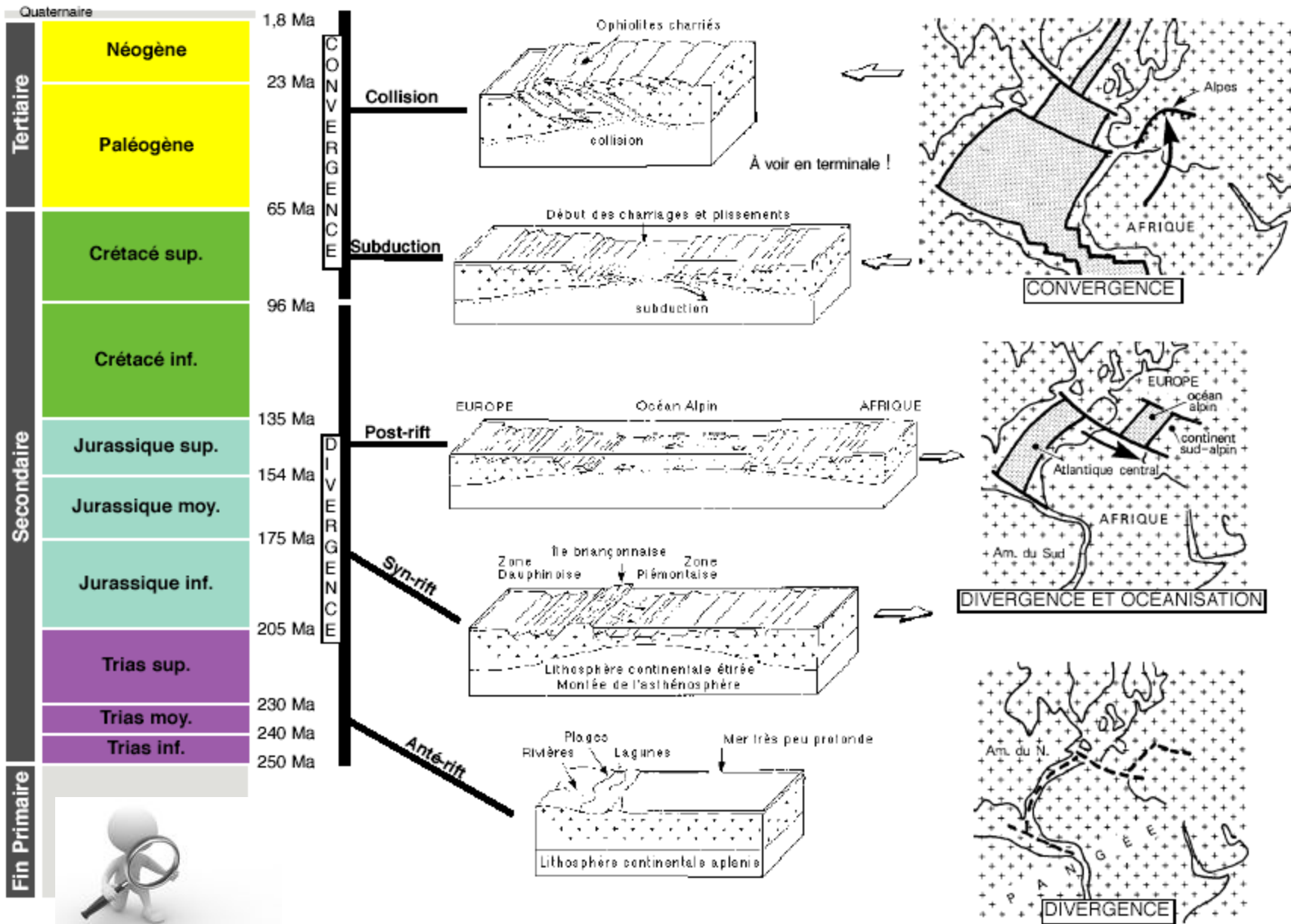
Carte de localisation des séismes après inversion 3D sur une carte structurale simplifiée et sur coupe ouest-est.

Plan de Wadati-Benioff visible => encore en subduction...



Identification des deux plaques mises en jeu dans la formation des Alpes





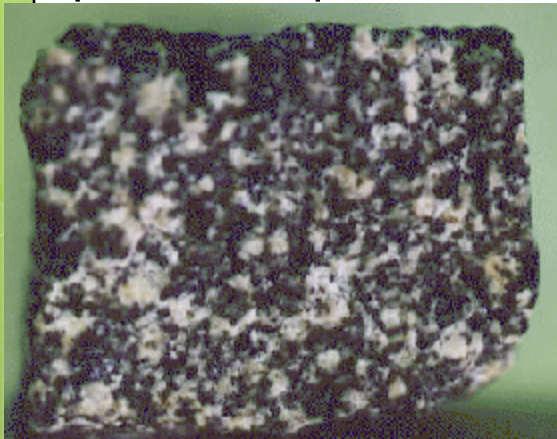
Thème 1-B-3 Le magmatisme en zone de subduction : une production de nouveaux matériaux continentaux

- **DEFINIR** : subduction, magma, fusion partielle, roche magmatique plutonique, roche magmatique volcanique, granitoïdes, rhyolite, andésite, plan de Wadati-Benioff, métamorphisme, silice, mica, amphibole
- **CARACTERISER, DECRIRE** :
- Les roches des zones de subduction
- La texture d'une roche plutonique vs volcanique
- La composition minéralogique d'une rhyolite/granite, andésite/diorite
- Le type d'éruption dans les zones de subduction
- Les propriétés chimiques du magma
- **EXPLIQUER** :
- Le mécanisme de fusion partielle dans les zones de subduction
- La fusion partielle d'une péridotite via son hydratation
- La présence de minéraux hydratés dans les roches nées dans les zones de subduction
- Le caractère explosif des éruptions dans les zones de subduction
- La fusion partielle à 100 km de profondeur



Les caractéristiques pétrographiques des roches créées dans les zones de subduction

Roches magmatiques plutoniques



diorite

Roches magmatiques volcaniques

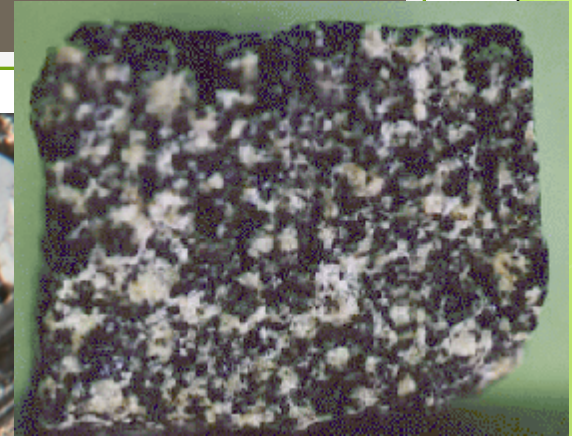
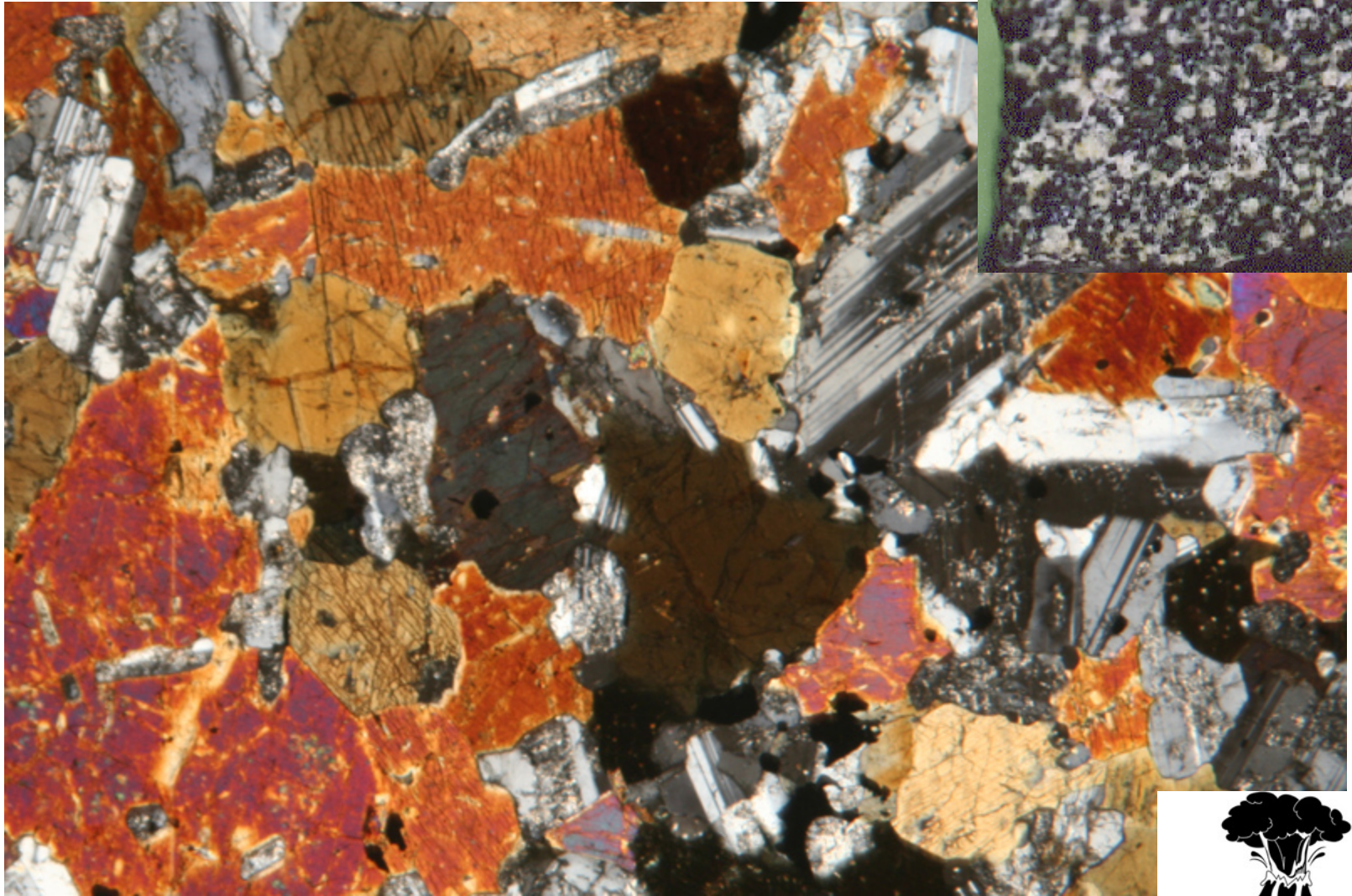


Andésite



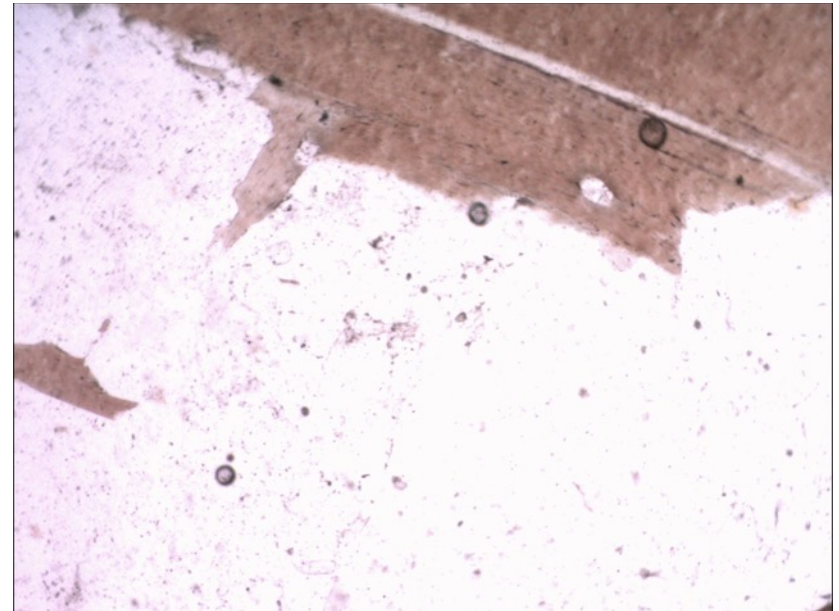
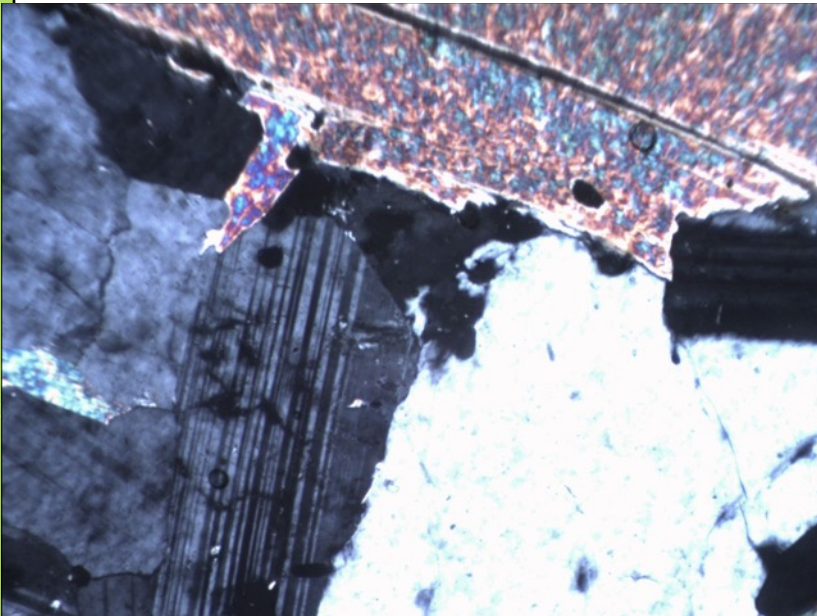
Rhyolithe

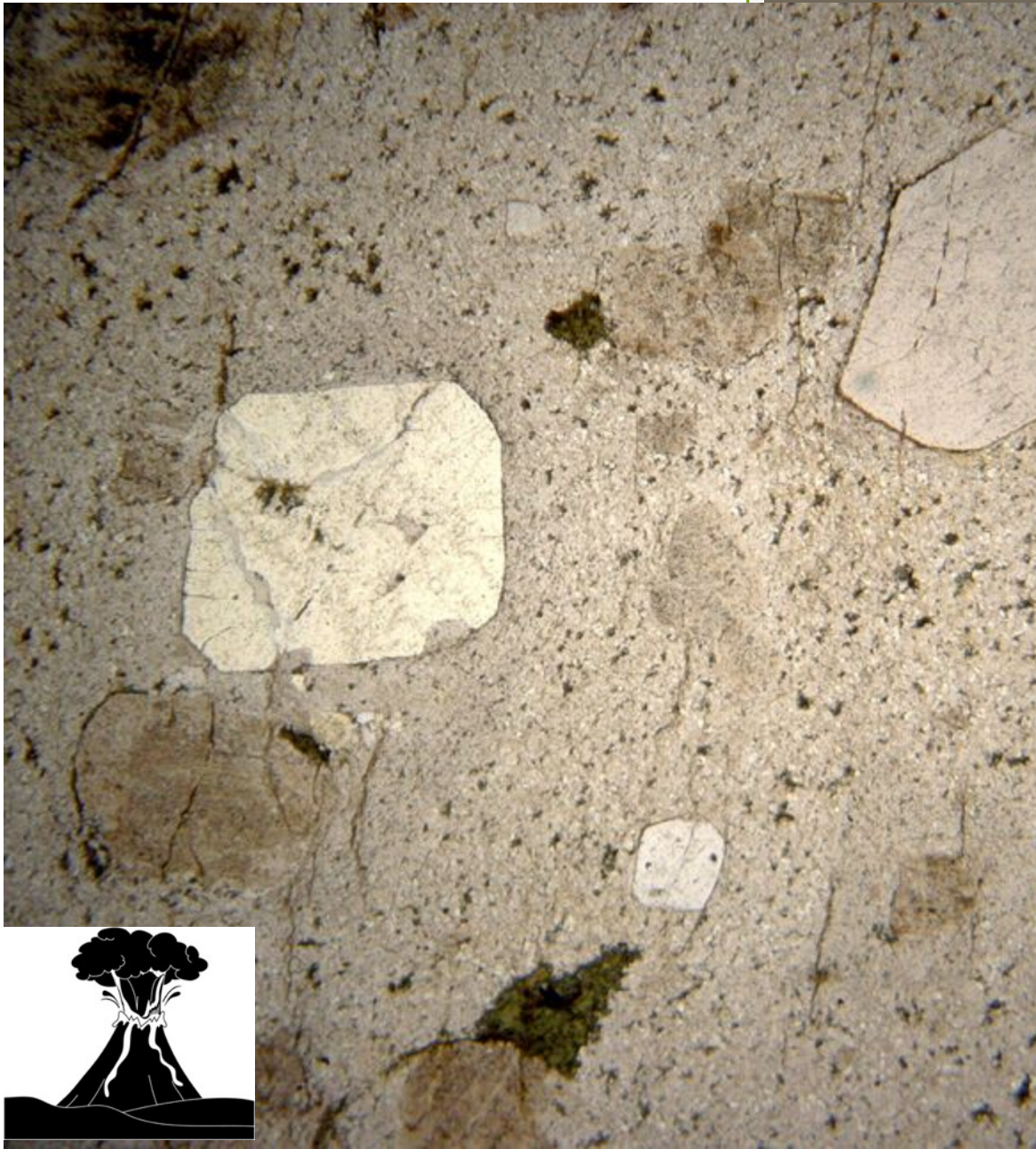




DIORITE en LPA

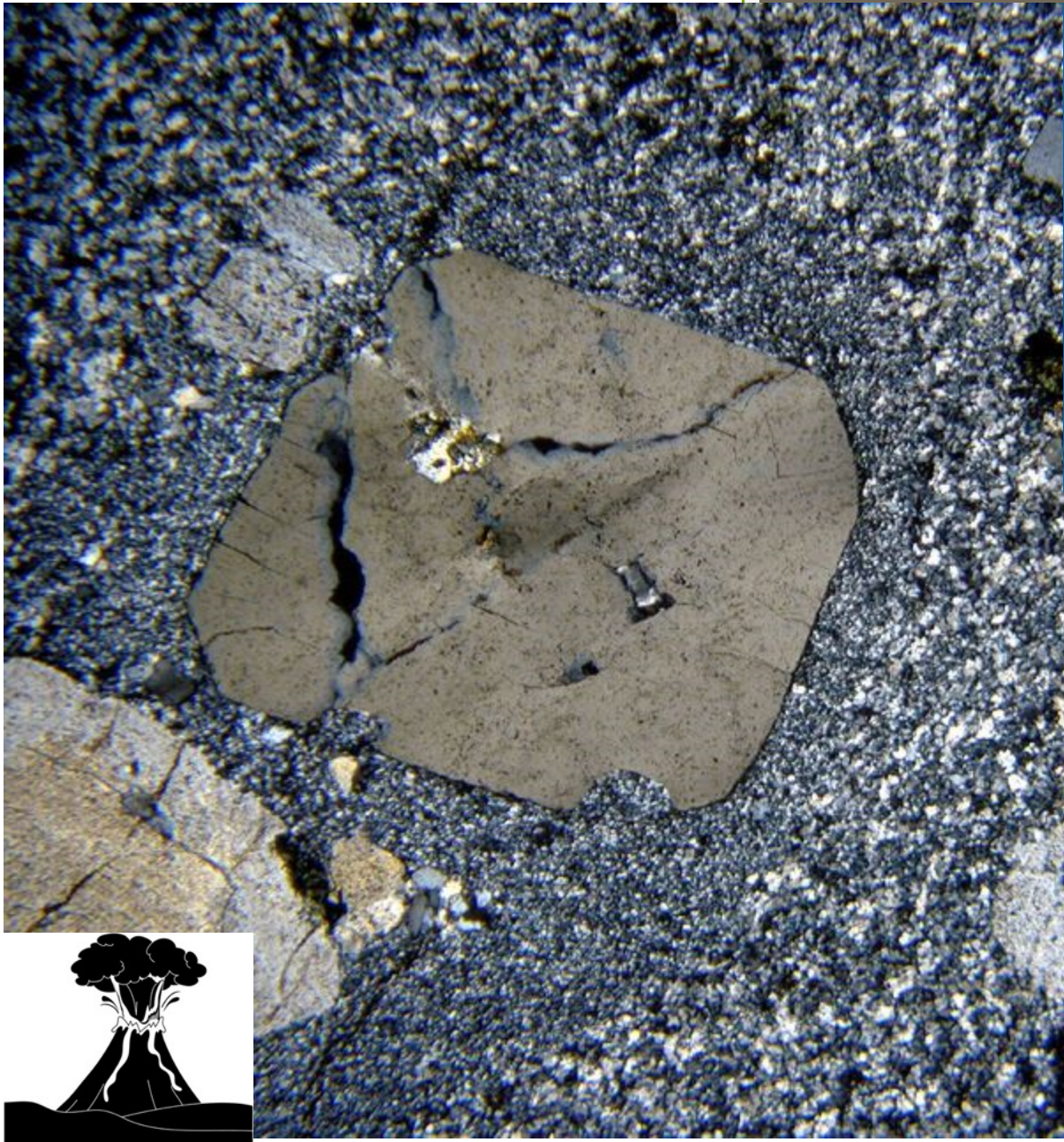
Lame mince de Diorite au MO x100





**LPNA
RHYOLITE**

C. Nicollet



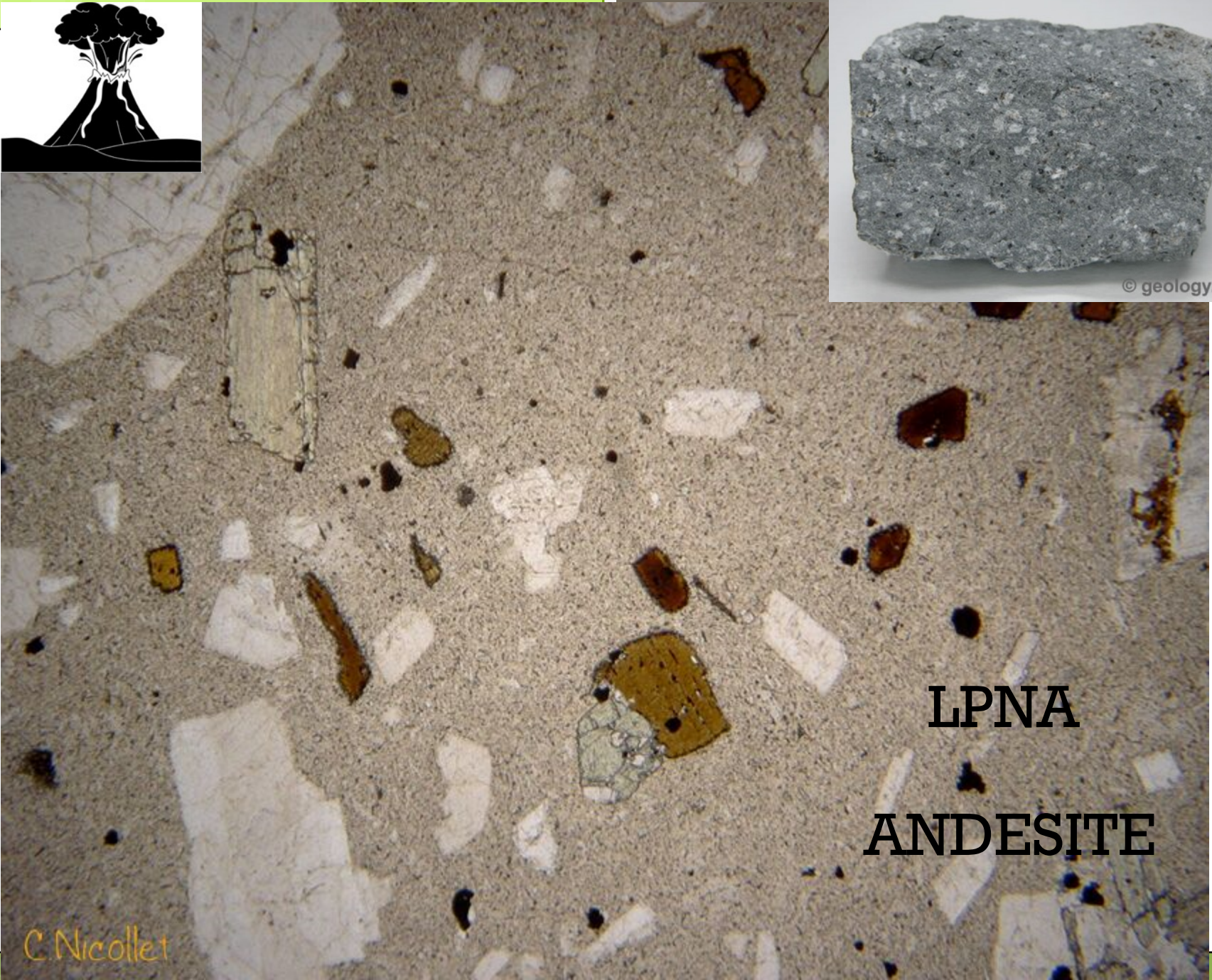
LPA
RHYOLITE

C Nicollet





© geology.com



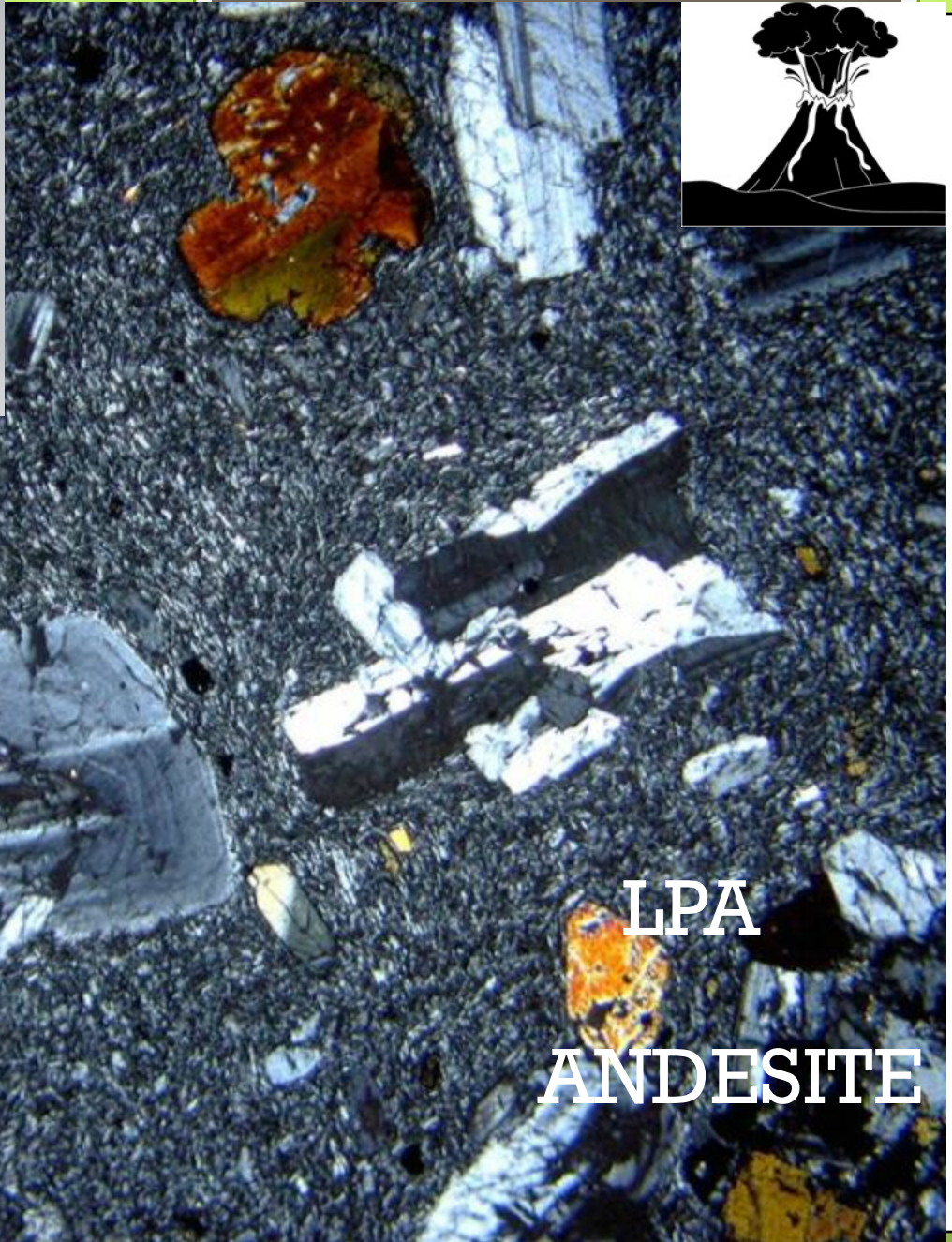
LPNA

ANDESITE

C. Nicollet



© geology.com

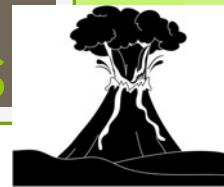


LPA

ANDESITE

CNicollet

Les particularités chimiques des roches des zones de subduction



Composition minéralogique des roches plutoniques des zones de subduction (en %)

	Granite (ou rhyolite*)	Diorite (ou andésite*)	Basalte (pour comparaison)
Quartz	30,5	-	-
Orthose	35,5	-	-
Plagioclases	14	60	50
Biotite, muscovite	10	5	-
Pyroxènes	-	12	25 à 40
Amphiboles	8	20	-
Olivine (péridot)	-	-	10 à 25
Magnétite (Fe ₃ O ₄)	-	-	2 à 3

* Rhyolite et andésite présentent respectivement les mêmes minéraux que granite et diorite, mais sous forme de phénocristaux noyés dans du verre.

Composition chimique en oxydes (en %)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO MgO	Na ₂ O K ₂ O	CaO	H ₂ O
Quartz	100	0	0	0	0	0
Orthose	66,67	11,11	0	22,22	0	0
Plagioclases	50,35	33,23	0	4,12	11,67	0
Biotite	35,3	5,88	35,3	11,76	0	11,76
Muscovite	46,1	23,1	0	15,4	0	15,4
Pyroxènes	50	0	50	0	0	0
Amphiboles	50	0	43,75	0	0	1,25

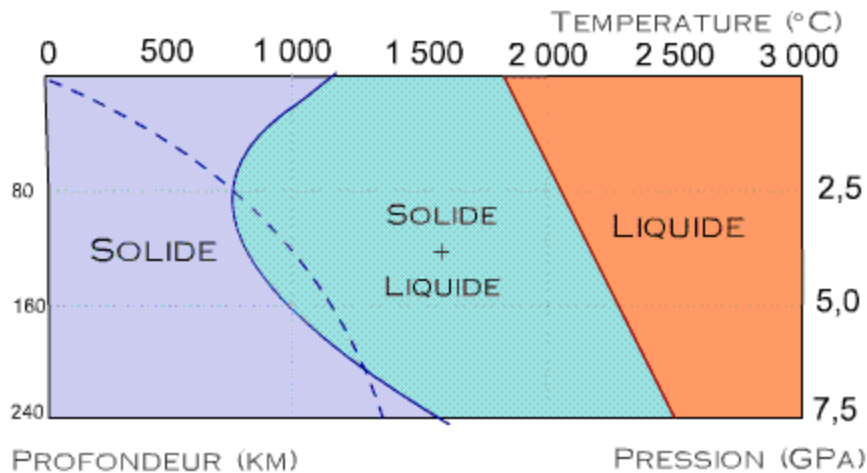
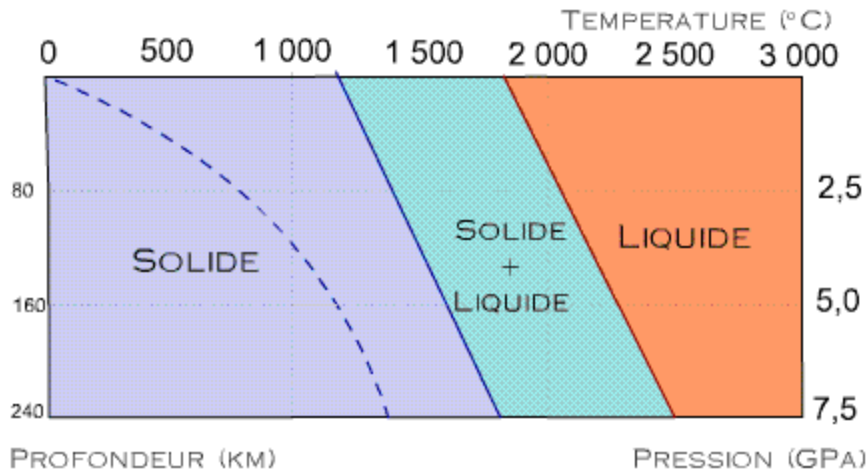
Formules chimiques des principaux minéraux

- Quartz : SiO₂
- Feldspath, orthose : KAlSi₃O₈
- Plagioclases : CaAl₂Si₂O₈ ; NaAlSi₃O₈
- Biotite (mica noir) : K(Fe,Mg)₃AlSi₃O₁₀(OH)₂
- Muscovite (mica blanc) : KAl₂(AlSi₃O₁₀)(OH)₂
- Pyroxènes : Ca(Fe,Mg)Si₂O₆
- Amphiboles : NaCa₂(Mg,Fe,Al)₅[(Si,Al)₈O₂₂](OH)₂

Doc. 3 Des roches riches en minéraux hydroxylés.

Leurs minéraux sont **hydratés** (amphiboles et micas) et **riches en silice** (quartz, orthose). => le magma qui leur a donné naissance était riche en eau et en silice.

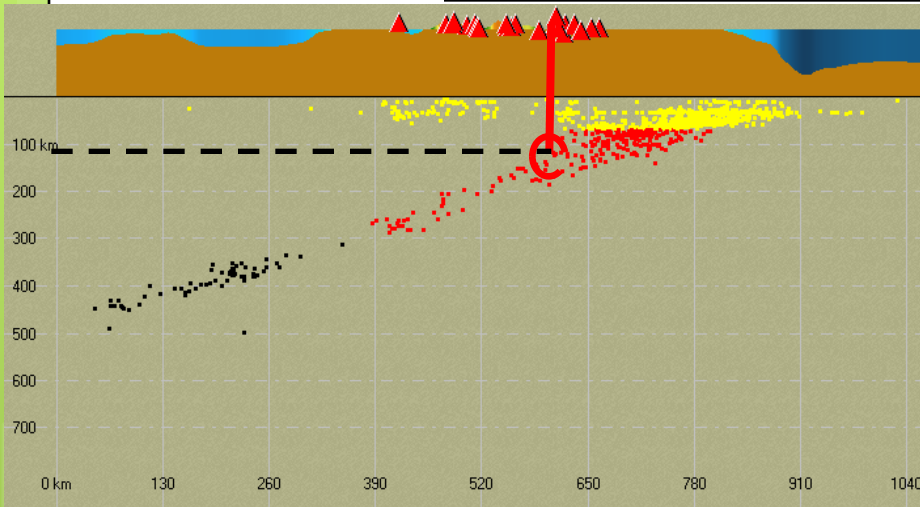
Diagrammes Pression-Température: cas d'une péridotite sèche, et d'une péridotite hydratée



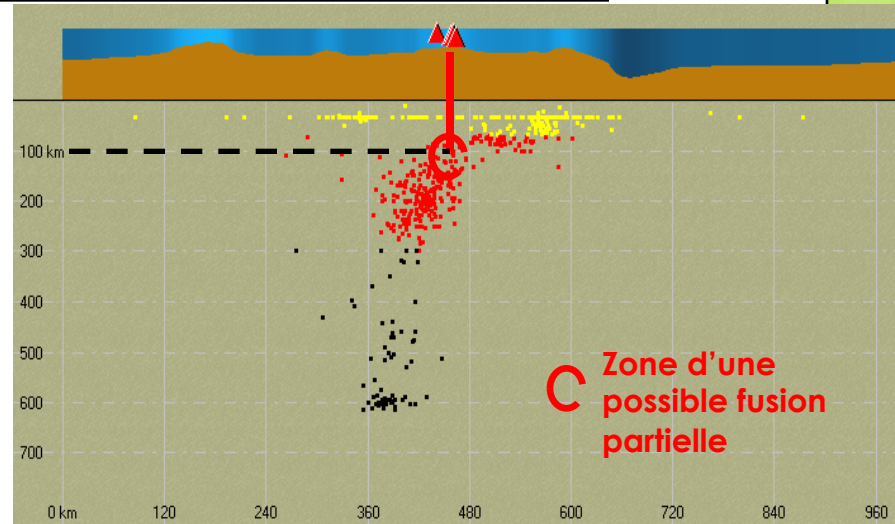
=> l'hydratation de la péridotite abaisse son point de fusion



Coupes réalisées à partir du logiciel *Sismolog*

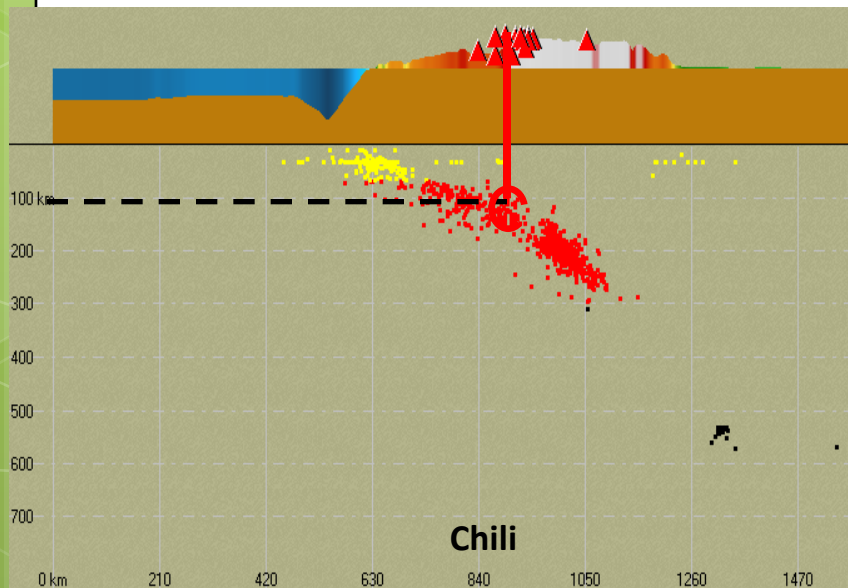


Japon

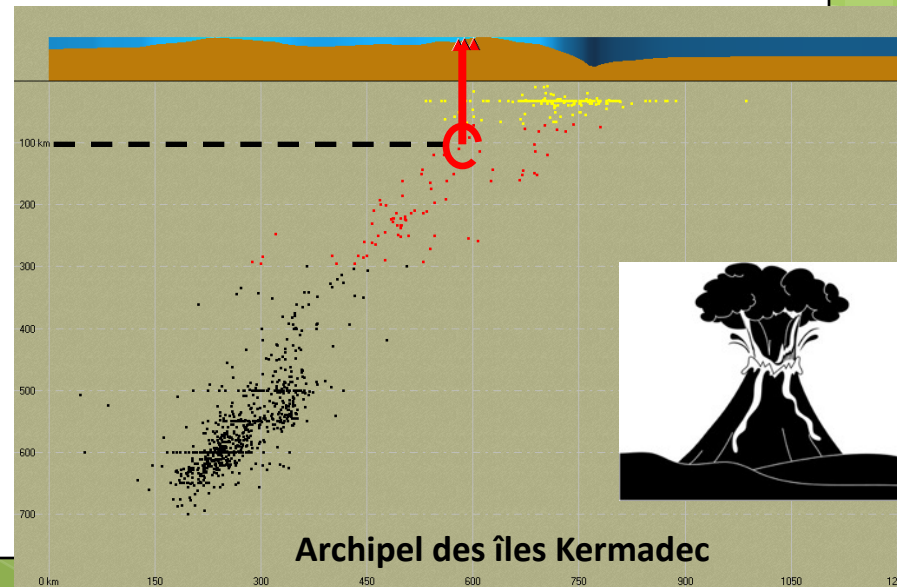


C Zone d'une possible fusion partielle

Les Mariannes

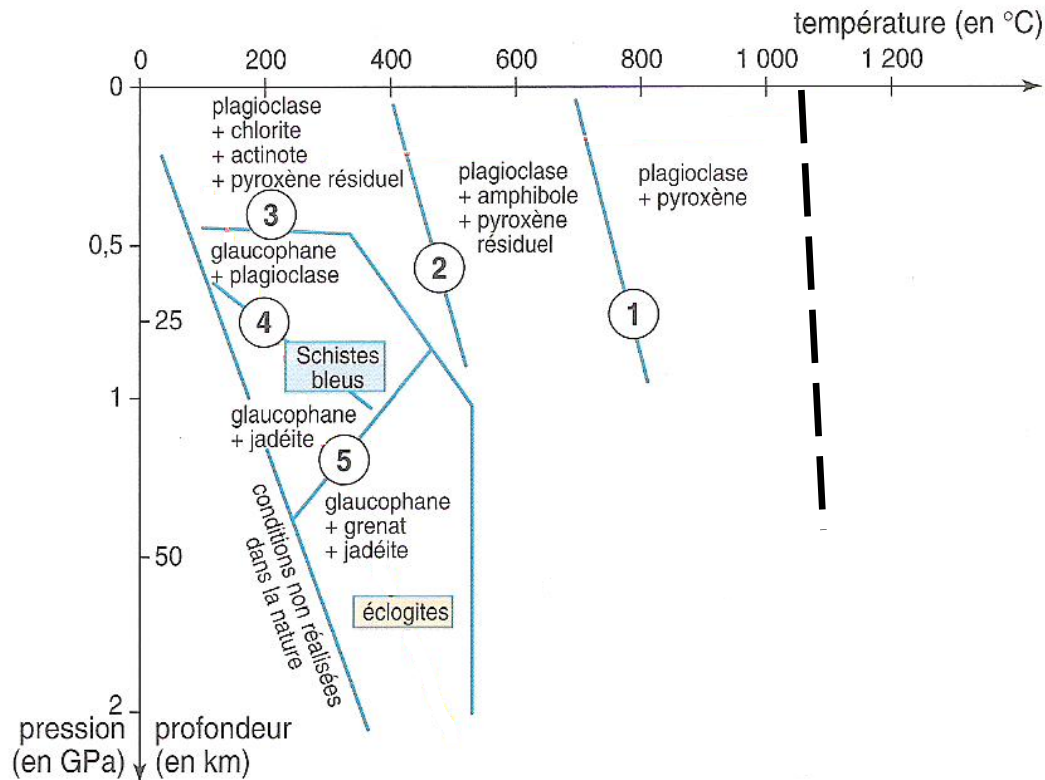


Chili



Archipel des îles Kermadec

Le diagramme Pression-Température et faciès métamorphiques



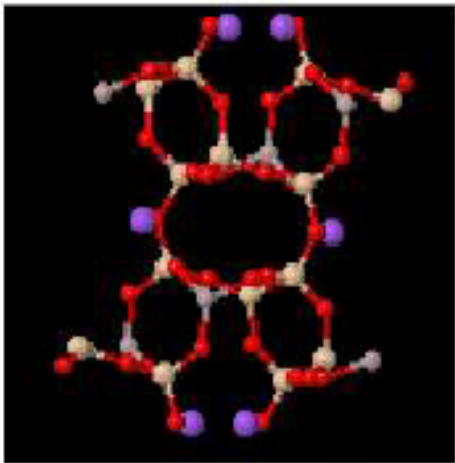
Quelques réactions du métamorphisme

1. Plagioclase + Pyroxène + eau → Amphibole Hornblende verte
2. Plagioclase + Hornblende + eau → Chlorite + Actinote
3. Albite + Chlorite + Actinote → Amphibole Glaucophane + eau
4. Albite → Pyroxène Jadéite + Quartz
5. Albite + Glaucophane → Grenat Pyrope + Pyroxène Jadéite + eau



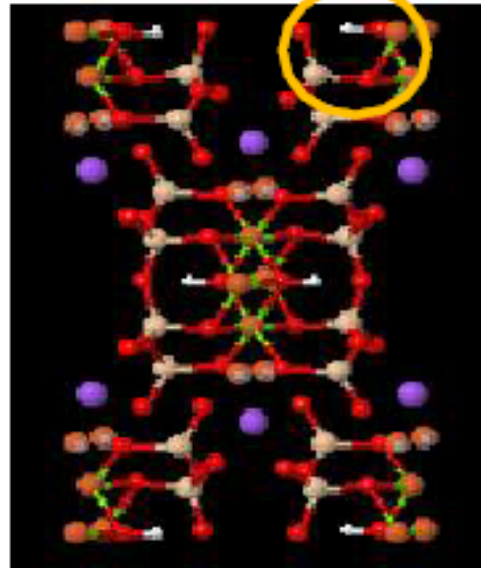
Les minéraux présents dans un métagabbro à glaucophane

Albite



Atomes : **Na** **Al** **Si** **O** -

Glaucophane



Atomes : **Mg** **Fe** **Al** **Na** **Li** **Si** **O** **H**

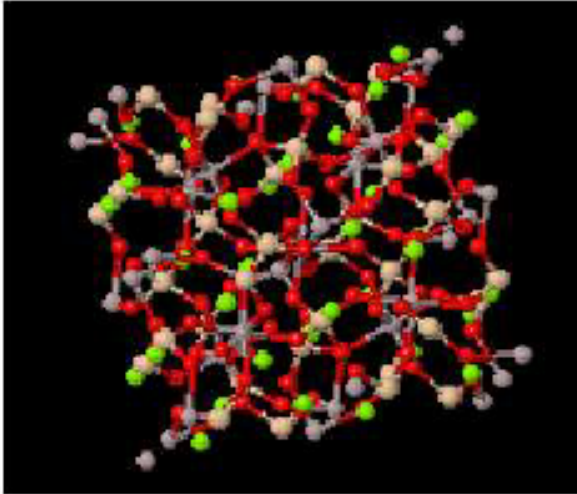
Le glaucophane est un minéral hydraté qui contient des groupements OH.



Les minéraux présents dans une éclogite

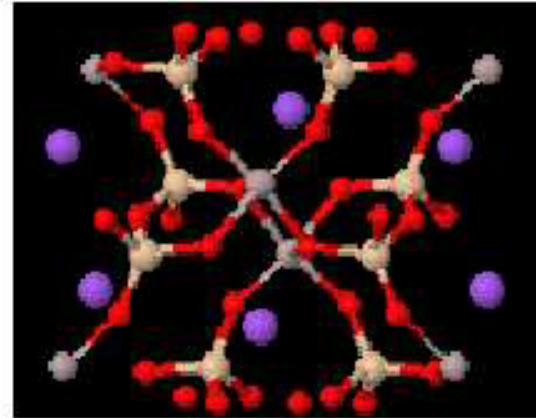


Grenat



Atomes : Si Al Mg O

Jadéite

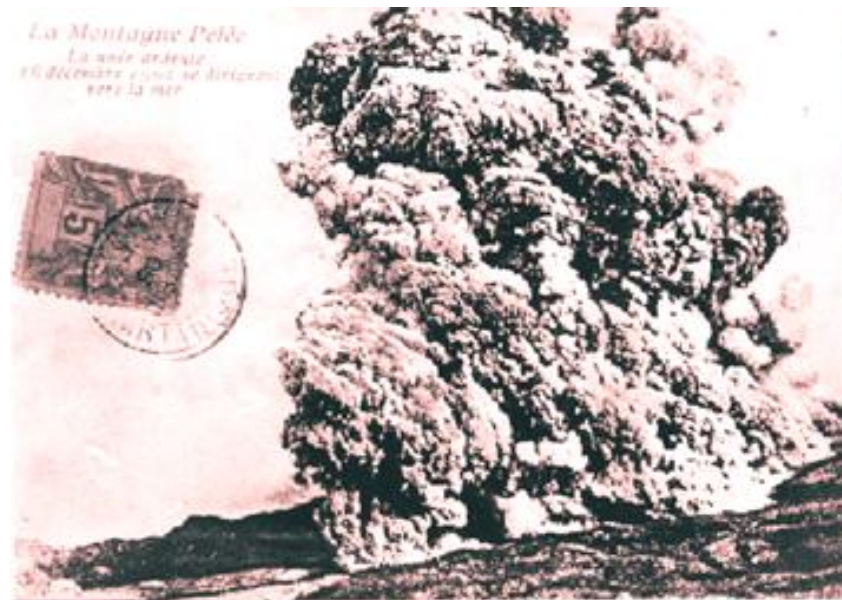


Atomes : Na Al Si O

Grenat et jadéite sont des minéraux anhydres dépourvus de groupements OH.

Conclusion : Les métagabbros à glaucophane contiennent des minéraux hydratés. Les éclogites ne contiennent que des minéraux anhydres. La transformation des métagabbros en éclogites s'accompagne d'un rejet d'eau.

La montagne Pelée (Martinique): éruption de type explosif (nuées ardentes)



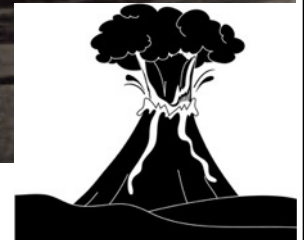
Nuée ardente





**Aiguille du
dôme de la
montagne Pelée
(photographie
mars 1903)**

**L'éruption vue d'un
bateau (8 mai 1902)**



Un magma riche en silice donc très visqueux

B Des laves à viscosité élevée

- Les explosions peuvent produire des nuées ardentes



Nuée ardente dévalant les pentes du mont Saint-Helens après l'explosion de son sommet (1980)

Lorsque la pression des gaz dans la chambre magmatique devient trop importante, le sommet du volcan, formé de laves refroidies, est pulvérisé par une gigantesque explosion qui donne naissance à une nuée ardente. Il s'agit d'un aérosol composé de gaz, de cendres et de blocs de toutes tailles, porté à haute température (plusieurs centaines de degrés Celsius) qui dévalent les pentes du volcan à grande vitesse (200 à 600 km par heure).

- Un dôme de lave obstrue la cheminée volcanique



Dôme de lave visqueuse en formation au fond du cratère après l'explosion du mont Saint-Helens (1984)

Après une série d'explosions, le sommet du volcan présente un énorme cratère (ici, 2,5 km de diamètre) dans lequel débouche une cheminée volcanique. De la lave monte alors dans cette cheminée, mais comme elle est trop visqueuse pour pouvoir s'écouler, elle forme un dôme. Ce dôme se refroidit et obstrue totalement la cheminée ; les gaz vont donc s'accumuler au-dessous jusqu'au prochain épisode explosif.

Doc. 3 Des éruptions explosives liées à la viscosité des magmas.

La composition chimique du magma joue un rôle clé dans la détermination de sa viscosité, c'est-à-dire dans la résistance qu'il manifeste face à l'écoulement. Cette résistance est fonction des frictions internes provenant des différentes liaisons chimiques à l'intérieur du liquide et notamment de la liaison Si-O qui constitue le facteur le plus important. Les laves sont donc d'autant plus visqueuses qu'elles sont riches en silice.

Au niveau des volcans des zones de subduction, les magmas et donc les laves (qui résultent du dégazage du magma) sont essentiellement de nature andésitique et rhyolitique. Le tableau et le graphe ci-dessous permettent de mettre en relation la viscosité de ces laves avec leur teneur en silice. Ils permettent aussi d'effectuer une comparaison avec le basalte, lave fluide formant des coulées, caractéristique des volcans effusifs (Hawaï, La Réunion...).

Teneur en silice (SiO ₂)	Nature chimique du magma
44 à 50 %	basaltique
54 à 63 %	andésitique
68 à 77 %	rhyolitique



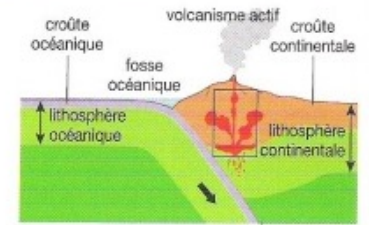
Doc. 4 Une relation entre viscosité et teneur en silice.



Comment expliquer la présence de rhyolite plutôt que d'andésite?

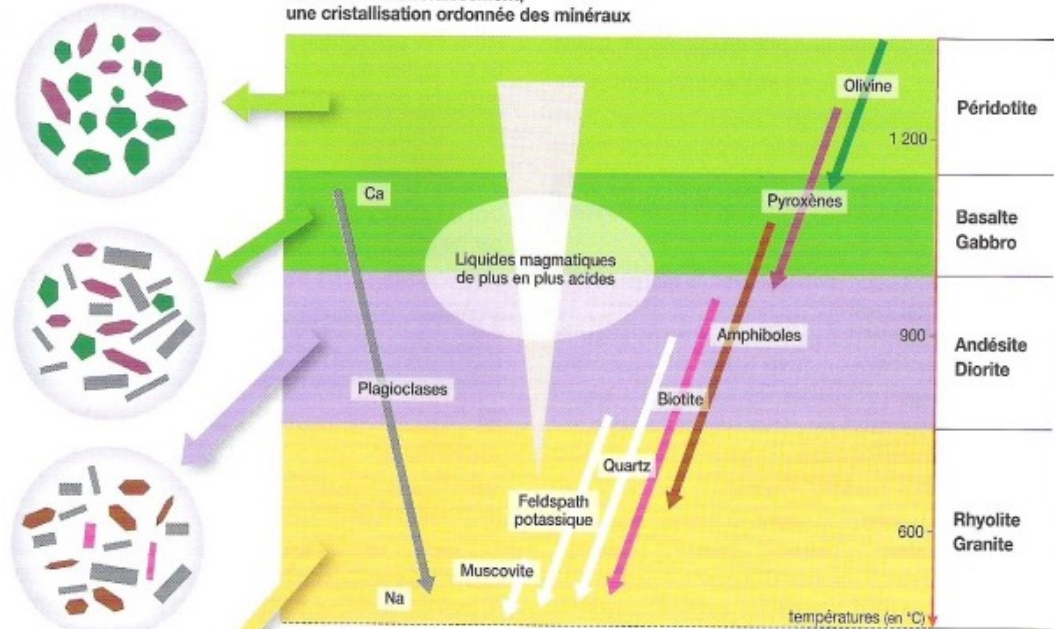
3 Une production de roches de composition granitique

Au cours de leur montée vers la surface, les magmas provenant de la fusion partielle des péridotites du manteau sont piégés dans la profondeur de la croûte continentale. Ils se refroidissent alors lentement et subissent différentes transformations qui modifient leur composition chimique. Il se forme ainsi une grande diversité de roches plutoniques de composition granitique.



Les couleurs des minéraux, dans les cercles, correspondent aux couleurs des flèches du schéma.

Au cours du refroidissement, une cristallisation ordonnée des minéraux



Lors du refroidissement très lent de ces magmas, les minéraux commencent à cristalliser. Ce sont les minéraux les plus pauvres en silice qui cristallisent en premier : olivine, pyroxène, plagioclase calcique. En conséquence, au cours du temps, le liquide magmatique résiduel devient de plus en plus riche en silice. Ce phénomène, nommé **différenciation magmatique** par **cristallisation fractionnée**, permet d'expliquer la formation d'une grande variété de roches de composition granitique (granitoïdes, andésites...) à partir d'un magma originel de composition basaltique. Par ailleurs, ces magmas basiques peuvent aussi devenir plus acides (plus riches en silice) par **contamination**, c'est-à-dire par apport de silice provenant de la croûte continentale encaissante.

Doc. 3 Une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée à l'origine de roches granitiques.

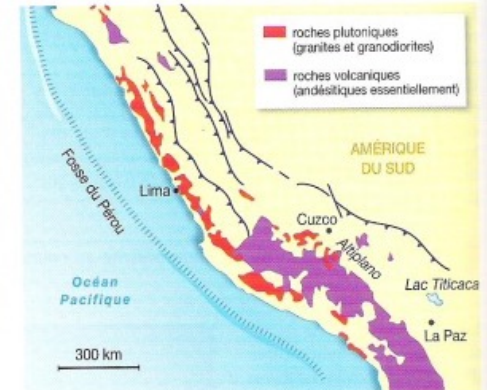


L'accrétion continentale est très irrégulière

La mise en place de nouveaux matériaux continentaux

La croûte océanique prend naissance au niveau des dorsales océaniques. La croûte continentale, quant à elle, se forme au niveau des zones de subduction, grâce au magmatisme intense qui caractérise ces zones. Précisons les mécanismes qui ont permis la production de matériaux continentaux.

A L'accrétion continentale

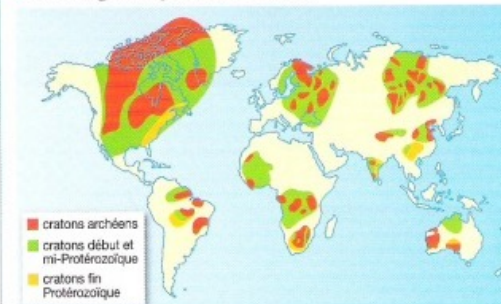


L'apport de magma sous la croûte continentale et à l'intérieur de celle-ci permet la formation de nouveaux matériaux continentaux (carte ci-contre). Ce magmatisme de subduction est le principal « fabricant » de croûte continentale moderne : on qualifie cette production d'**accrétion continentale**.

Localisation des roches d'origine magmatique dans la cordillère des Andes (ici, au niveau du Pérou)

Doc. 1 Une production de croûte continentale en Amérique du Sud.

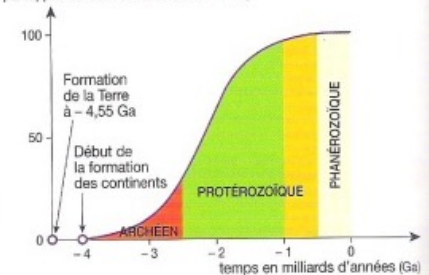
• Des vestiges des premiers continents



Les géologues repèrent à la surface du globe des **cratons** plus ou moins anciens, c'est-à-dire des domaines continentaux qui sont restés à peu près stables depuis leur formation (planisphère ci-dessus). C'est l'estimation de l'aire de ces différents cratons en fonction de leur âge qui a permis d'établir la *courbe ci-contre*.

• La croissance des continents

volume des continents (en pourcentage par rapport au volume actuel des continents)



Si l'importance de l'accrétion continentale n'a pas été constante au cours du temps, ce ne serait plus le cas aujourd'hui. En effet, on considère qu'actuellement, création et destruction de la croûte continentale s'équilibrent à peu près et donc que la surface totale de croûte continentale ne change pratiquement plus.

Doc. 2 Une production irrégulière de croûte continentale au cours des temps géologiques.



Thème 1-B-4 La disparition des reliefs

- **DEFINIR** : massif ancien, collision, altération, érosion, sédimentation, isostasie, rebond isostatique, effondrement gravitaire
- **CARACTERISER, DECRIRE** :
- L'évolution d'une chaîne de montagne
- Les facteurs physiques d'altération
- Les facteurs chimiques
- Le transport des particules érodées
- Les déformations tectoniques au cœur d'un chaîne de collision



La topographie des massifs anciens: Massif Armoricaïn, Massif Central



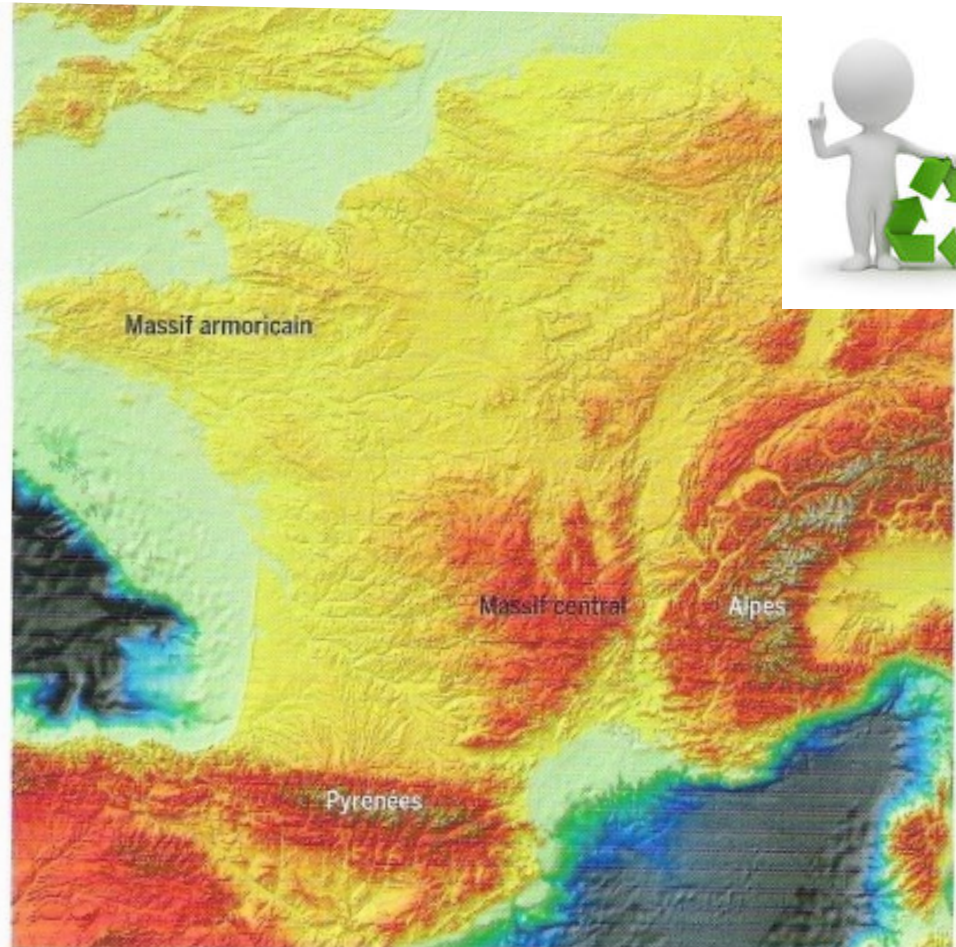
Paysage du Massif armoricaïn



Paysage du Massif central



Paysage des Pyrénées



Modèle numérique du relief de la France : il s'agit d'une représentation de la topographie construite par ordinateur à partir de données d'altitude du terrain (réalisé par J.-D. Champagnac, Swiss Federal Institute of Technology).

Les facteurs d'altération



A L'altération physique

Un certain nombre d'agents sont responsables de la désagrégation mécanique des roches et donc d'une modification du relief. Les principaux agents sont le gel, la glace, les variations de température et les végétaux.

• L'action du gel



Dans les régions où l'eau subit des phénomènes de gel-dégel, elle peut entraîner la fracturation des roches. En effet, en passant de l'état liquide à l'état solide, le volume de l'eau augmente d'environ 10 %. Ainsi, quand l'eau infiltrée dans les fissures d'une roche gèle, l'augmentation du volume d'eau provoque l'éclatement de la roche (« geler à pierre fendre »!).

• L'action des variations de température



Les variations brutales de température (par exemple entre le jour et la nuit) peuvent entraîner la désagrégation d'une roche, surtout si celle-ci est composée de minéraux n'ayant pas le même **coefficient de dilatation**. Ce phénomène est particulièrement important en haute montagne et dans les déserts.

• L'action des glaciers

La pression exercée sur les roches par le déplacement des glaciers peut les transformer en matériaux très fins (limons, poussières...), on parle de « farine glaciaire ». Celle-ci peut être visible après le retrait du glacier comme sur la *photographie ci-contre*.



• L'action des végétaux



Le développement des racines peut entraîner l'agrandissement des fissures au sein des roches et faciliter leur altération (*photographie*). De plus, les racines ont tendance à acidifier le milieu. Ce rejet d'ions H^+ peut interférer avec des cations qui constituent les minéraux des roches environnantes et, ainsi, favoriser l'altération chimique.

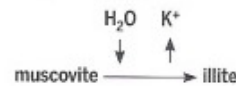
Les facteurs d'altération

B L'altération chimique

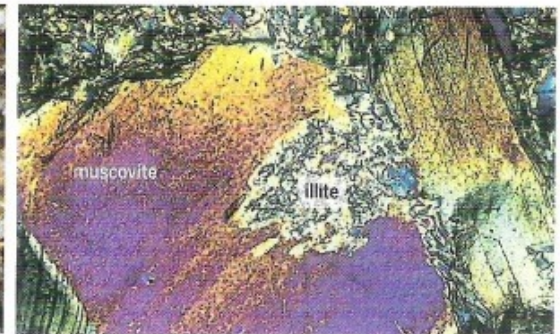
La principale réaction chimique responsable d'une altération est l'hydrolyse, c'est-à-dire la destruction des minéraux par l'eau. Dans le cas d'un granite soumis à l'action de l'eau, on constate des auréoles d'altération autour des micas et des feldspaths (*photographies*). Ces minéraux appartiennent à la famille des silicates, c'est-à-dire qu'ils

présentent une charpente formée par des molécules SiO_4 entre lesquelles se trouvent différents cations (K^+ , Na^+ ...). Sous l'action de l'eau, ces cations vont être mis en solution de façon plus ou moins importante. Ainsi, la structure du minéral est modifiée avec formation de nouveaux minéraux et d'ions pouvant être lessivés.

L'altération par hydrolyse de la muscovite (mica blanc présent dans le granite) entraîne la formation de l'illite, un minéral argileux, pouvant lui-même être altéré par la suite.



Granite altéré observé à l'œil nu



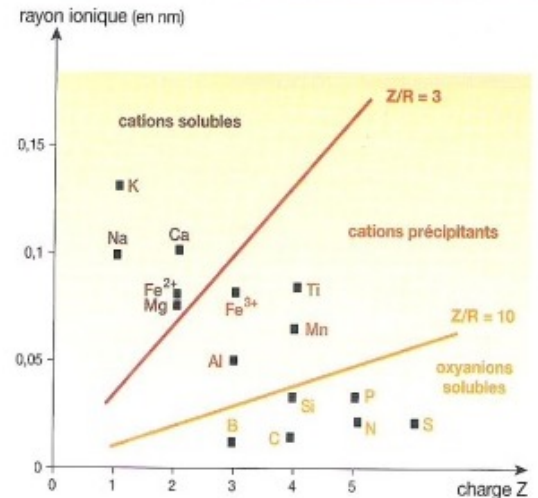
Lame mince d'un granite altéré observée au microscope en lumière polarisée analysée

Doc. 2 L'altération par le phénomène d'hydrolyse.

Les ions constituant les différents cristaux d'une roche ne réagissent pas tous de la même façon au cours du phénomène d'hydrolyse. La molécule d'eau va se comporter comme un **dipôle** dont la force d'attraction, vis-à-vis d'un ion, va déterminer la solubilité de cet ion. Cette force d'attraction dépend du **potentiel ionique (PI)**, c'est-à-dire du rapport entre la charge Z de l'ion et son rayon ionique R .

Le *diagramme ci-contre* permet de déterminer trois classes d'ions en fonction de leurs potentiels ioniques :

- les **cations solubles** : ils ont une charge faible et sont attirés par l'eau, formant des éléments solubles pouvant ainsi être évacués vers les océans et constituer des calcaires, par exemple ;
- les **cations précipitants** : ils sont insolubles et précipitent sous la forme d'hydroxydes (ils sont à l'origine de gisements métallifères, par exemple, de bauxite) ;
- les **oxyanions solubles** : avec un petit diamètre et une charge élevée, ils sont solubles et peuvent être évacués vers les océans où ils se recombinaient avec les cations solubles permettant ainsi la formation de carbonates, sulfates ou phosphates, par exemple.



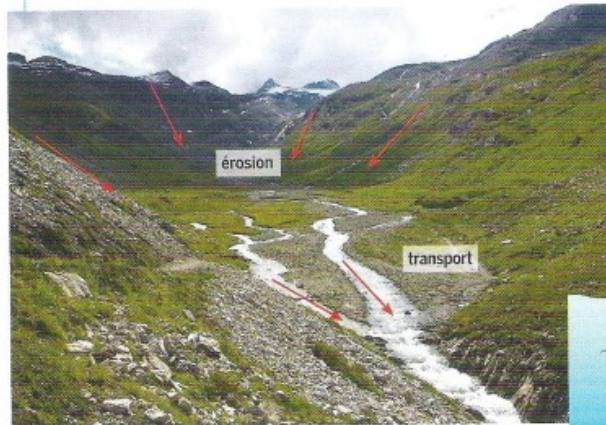
Doc. 3 La solubilité des ions dépend de leur potentiel ionique.



Le transport des produits issus de l'altération

L'érosion correspond à la diminution des reliefs résultant du départ des produits de l'altération. Ces derniers, principalement transportés par l'eau, se déposent plus ou moins loin sous forme de sédiments et sont à l'origine des roches sédimentaires. Voyons ici l'importance et les modalités de ce transport.

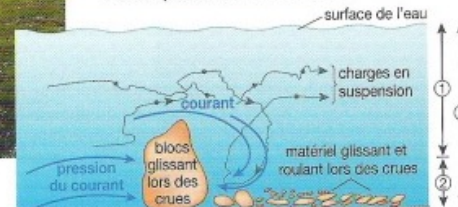
A Le transport des éléments par les cours d'eau



La naissance d'un cours d'eau dans les Alpes

Outre le vent et la glace, l'eau est le principal agent de transport des éléments issus de l'altération des roches (schéma ci-dessous). Les ions sont transportés en solution, les particules en suspension. Pour des particules de taille importante, le transport s'effectue en roulant ou en glissant au fond de l'eau : lors des crues, c'est la pression exercée par le courant qui fait rouler les blocs.

Le transport dans un cours d'eau



- ① charge déplacée principalement en suspension
- ② charge déplacée par glissement et roulement
- ③ charge chimique en solution

Doc. 1 Les rivières et les fleuves transportent des éléments en suspension et en solution.



L'Isère en crue en mai 2008

Il est possible de déterminer la **charge sédimentaire** d'un cours d'eau, c'est-à-dire la masse de sédiments transportés par unité de temps à travers une section transversale. Parmi la matière transportée, on distingue la matière en suspension (MES) et la matière dissoute totale (MDT). Il est possible, à l'aide d'un préleveur automatique, d'analyser des échantillons d'eau et de mesurer les concentrations en MES et en MDT.

De telles mesures ont été réalisées sur l'Isère au niveau de la ville de Grenoble (point rouge sur la carte). Le bassin de l'Isère, situé en amont, apporte au Rhône une quantité importante de matières issues principalement des Alpes.

La répartition des flux annuels de MES et de MDT est sensiblement équivalente, respectivement de $2 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$ (mégatonnes par an) et de $1,73 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$. Le flux annuel de MES devient véritablement prépondérant sur le transit de MDT lors de crues importantes (photographie).

Ces mesures permettent de dresser un bilan d'érosion sur le bassin de l'Isère qui serait en moyenne de $350 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$, soit, compte tenu de la superficie du bassin, une érosion totale de $3,73 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$.

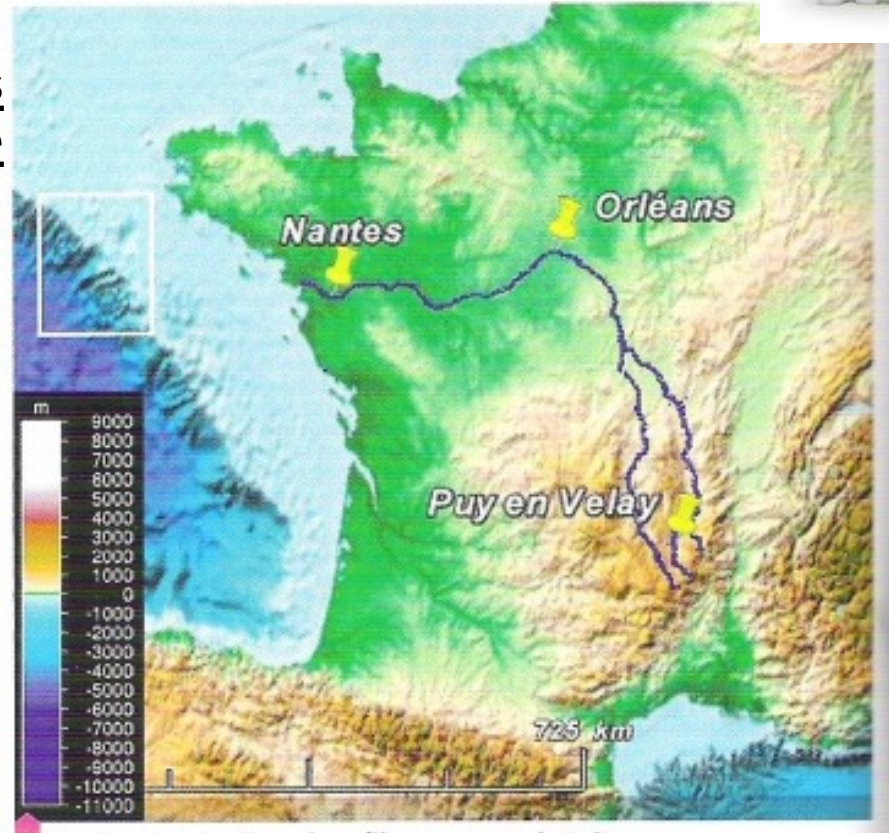
Doc. 2 La charge sédimentaire d'un cours d'eau, l'Isère par exemple, provient de l'érosion.



Transport et sédimentation des produits d'érosion



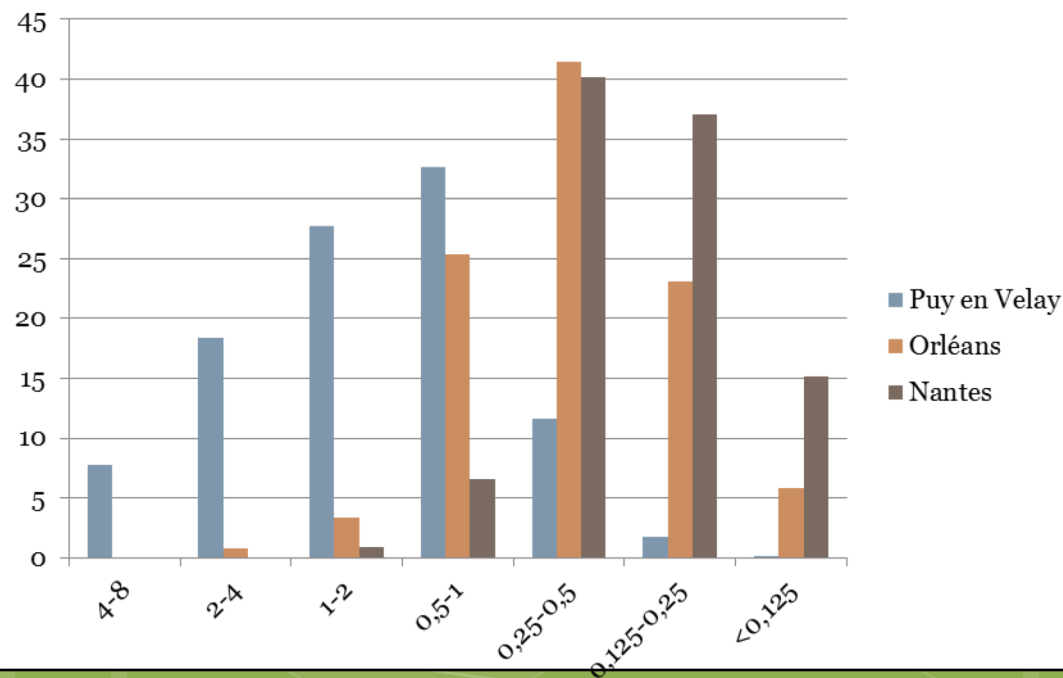
Document 1 : Localisation des lieux de prélèvements sur la Loire



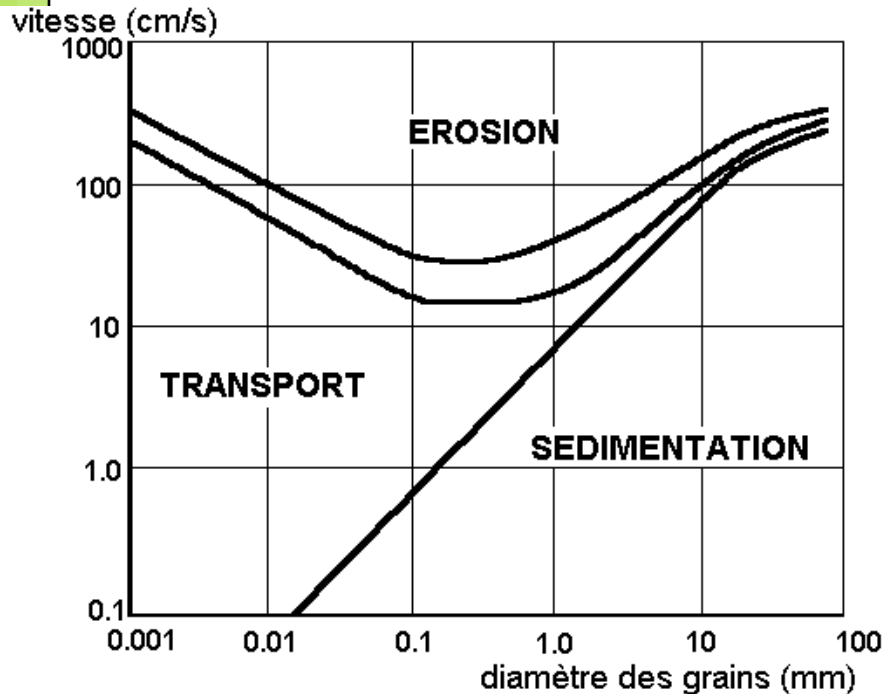
Le transport des particules issues de l'érosion des reliefs est surtout assuré par l'eau et le vent. Ainsi les particules résultant de l'érosion des roches du Massif Central sont véhiculées par la Loire et se déposent dans le lit du fleuve en fonction de leur taille et de la vitesse du courant.

Document 2 : Résultats de tamisage du sable de Loire prélevé à différents endroits.

classe granulométrique	Puy en Velay	Orléans	Nantes
4-8	7,8	0	0
2-4	18,4	0,8	0
1-2	27,7	3,4	0,9
0,5-1	32,7	25,4	6,6
0,25-0,5	11,6	41,5	40,2
0,125-0,25	1,7	23,1	37,1
<0,125	0,1	5,8	15,2



Document 3 : comportement des particules en fonction de leur granulométrie et de la vitesse du courant (diagramme de Hulström)



1. Lorsque l'eau circule à une vitesse de $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, une particule de 1 mm :

- a. est érodée.
- b. est transportée.
- c. sédimente.

2. Une particule de 0.1 mm de diamètre est transportée uniquement par de l'eau circulant à :

- a. $0,1\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$
- b. $1\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$
- c. $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$
- d. $100\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$

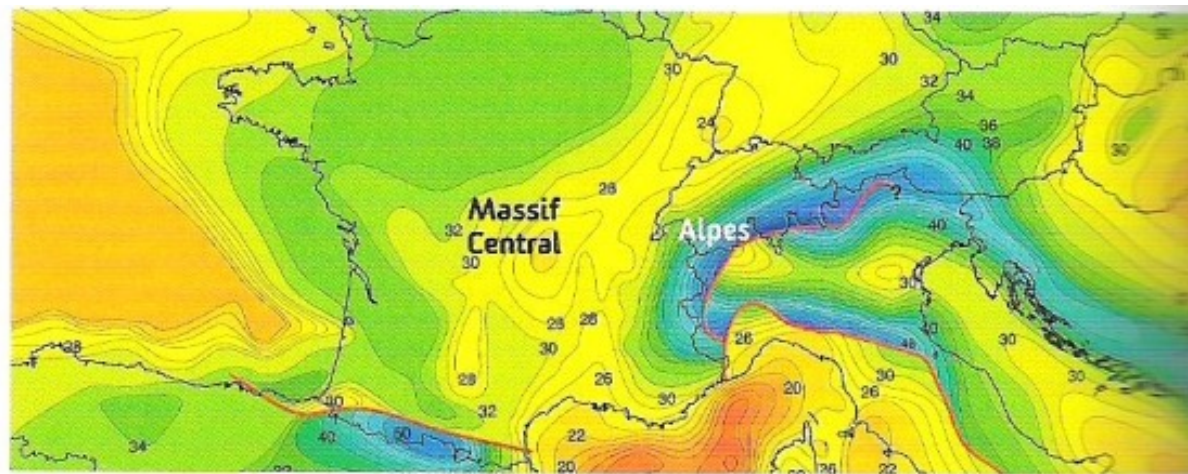
3. Une particule de 0.012 mm de diamètre va uniquement sédimenter si la vitesse de courant est de :

- a. $0.1\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$
- b. $1\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$
- c. $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$
- d. $100\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$



Les réajustements isostatiques d'une chaîne de montagne vieillissante

La profondeur du Moho sous le Massif Central



10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32 34 36 38 40 42 44 46 48 50 52 54 56 58 60 En kilomètres

a Profondeur du Moho sous les Alpes et sous le Massif Central
(données en km par rapport au niveau de la mer).

Comment expliquer la disparition de la racine crustale qui équilibrait le relief hercynien sous le Massif Central?

- La vitesse d'érosion étant estimée à **qqq mm.an-1**, soit qqs km.millions d'années⁻¹, les chaînes de montagnes récentes comme les Alpes, formées il y a 40 millions d'années devraient être totalement érodées.
- **Comment expliquer le maintien du relief des montagnes récentes malgré l'érosion ?**

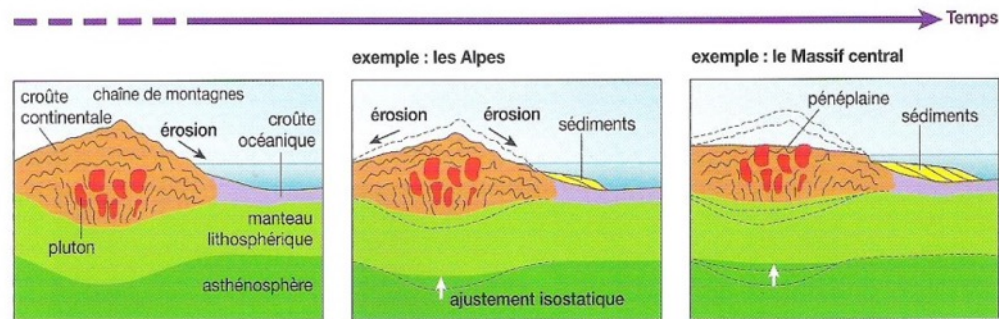


B Des modèles illustrant la remontée de roches profondes par isostasie

Le rééquilibrage isostatique par rapport à l'érosion se fait dans une proportion de 4/5, c'est-à-dire que, pour 5 m d'érosion, il y a une remontée de 4 m (ou 800 m de rebond pour 1 km d'érosion).

Le taux initial d'érosion de la chaîne est évalué à 1 mètre par 1000 ans (soit $1\ 000\text{ m} \cdot \text{Ma}^{-1}$), ce qui donne un

taux net d'abaissement de la chaîne de $200\text{ m} \cdot \text{Ma}^{-1}$. Le modèle global présenté ci-dessous montre comment des roches plutoniques, formées à la base de la croûte continentale épaissie par la collision, affleurent en surface quelques millions d'années plus tard.



Doc. 3 Un modèle de remontée de roches plutoniques liée à l'isostasie.

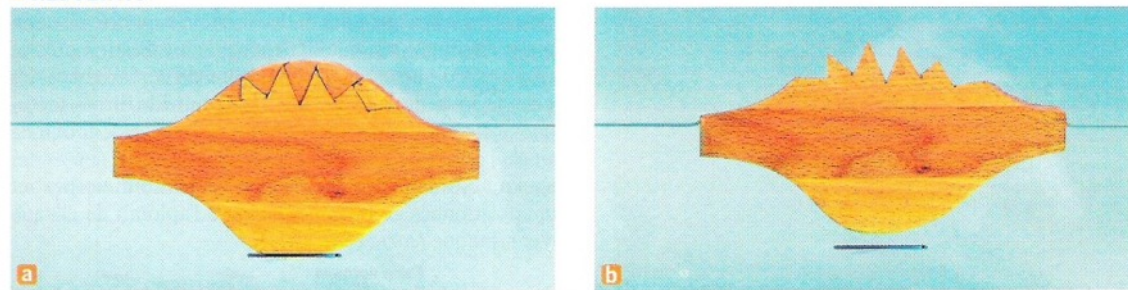
On souhaite montrer que lorsque l'érosion enlève du matériel léger en surface, cela entraîne une remontée de matériaux profonds par réajustement isostatique.

■ PROTOCOLE

Une planche est découpée de manière à simuler une masse continentale avec sa **racine crustale** sous une chaîne de montagnes. En surface, des triangles de bois prédécoupés dans la masse peuvent être enlevés pour simuler l'érosion de la chaîne de montagnes.

La planche, légèrement lestée à la base pour qu'elle ne bascule pas, est placée dans un aquarium à moitié rempli d'eau. On trace un repère sur la vitre au niveau du bas de la racine crustale. On enlève les triangles prédécoupés, puis on observe.

■ RÉSULTATS



Doc. 4 Un modèle réalisable en classe.



Recyclage des chaînes de collision



Granite altéré => altération d'un ancien massif, cohésion entre les cristaux diminuée d'où érosion facilitée

Arène granitique = transport des particules sédimentaires, par l'eau, depuis la zone d'altération

Conglomérat: sédimentation des particules sédimentaires de granulométrie variable (selon vitesse du courant), puis joint d'argile par exemple.

Altération, érosion, affleurement



Migmatite

Granite d'anatexie

Anatexie crustale



Gneiss

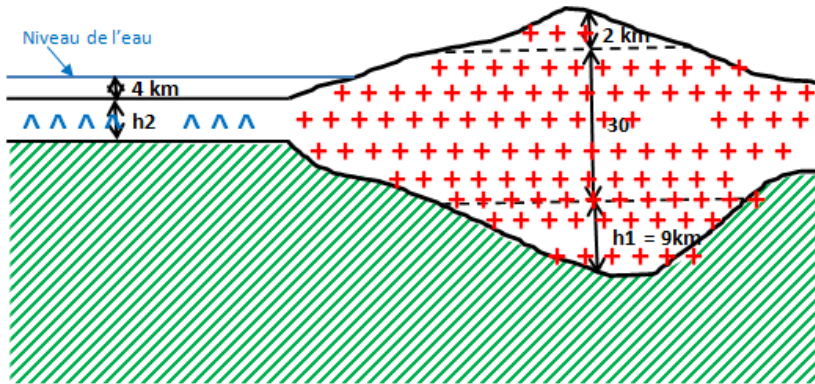
Métamorphisme de collision (BP-HT)



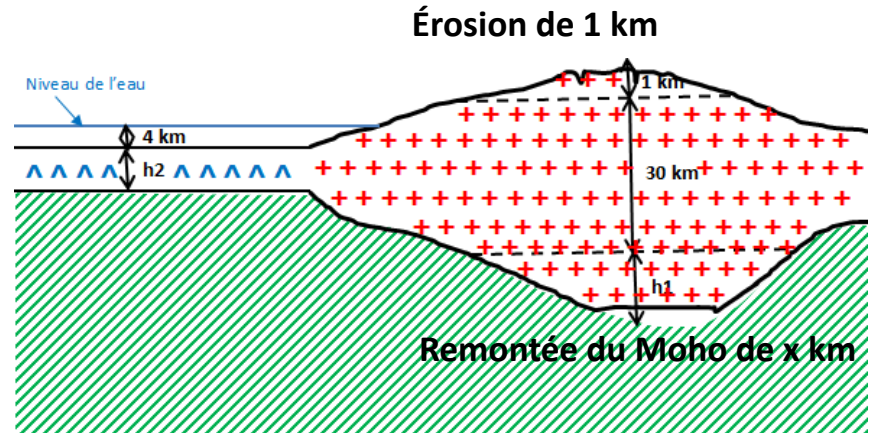
Micaschiste à chlorite

Métamorphisme de collision (BP-MT)

Calcul du réajustement isostatique suite à l'érosion



Etat initial



Etat final

Par principe d'isostasie, si la chaîne perd 1 km de hauteur :

$$e_{CCf} \times d_{CC} + e_{ML} \times d_{ML} = e_{CCi} \times d_{CC}$$

A.N.

$$40 \times 2.7 + 3.3 \times e_{ML} = 41 \times 2.7$$

$$e_{ML} = 2.7/3.3$$

$$e_{ML} = 0.8 \text{ km}$$

Ainsi, éroder 1 km de chaîne de montagne induit une remontée du Moho de 800 m.



Le rebond isostatique

- L'érosion de 1 km de relief d'une chaîne de montagne, entraîne un rééquilibrage par remontée du Moho de 0.8 km, on parle de réajustement isostatique. Ce rebond explique pourquoi l'érosion n'aplanit pas rapidement les chaînes de montagnes, elle est compensée par la remontée de la racine crustale.
- Ainsi, éroder 1 km de chaîne de montagne induit une remontée du Moho de 800 m.



L'étirement des chaînes de montagnes

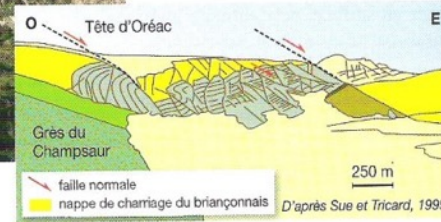
Les chaînes de montagnes se forment par épaissement crustal suite à la collision continentale, avec une compression importante des terrains. Paradoxalement, une extension est constatée au cœur de certaines chaînes de montagnes récentes. Celle-ci pourrait alors participer à l'aplanissement de la chaîne.

A Des indices d'une extension au cœur des Alpes

• Des observations de terrain



Dans la zone interne des Alpes, il est fréquent d'observer des failles dites normales (traits rouges), comme dans le parc national des Écrins, au niveau de la Tête de La Rochaille et d'Oréac (photographie ci-contre). Ces failles entraînent un affaissement du bloc rocheux situé au-dessus de la faille (toit) : ce type de faille se forme lors d'une extension des terrains.



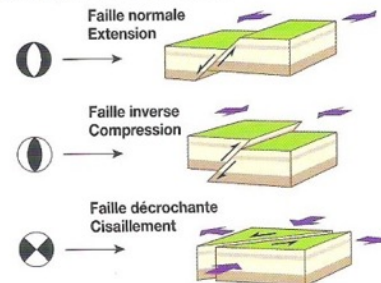
Des failles normales découpent les roches dans les Alpes internes

• Des données sismiques interprétées



De nombreux séismes se produisent chaque année dans les Alpes. L'enregistrement des ondes sismiques apporte de nombreuses informations, notamment sur la localisation précise du foyer sismique et sur les directions de déplacement des roches le long de la faille. On en déduit les forces tectoniques qui s'appliquent sur les roches : extension, compression ou coulissage (schémas ci-dessous).

Des symboles représentant ces différentes contraintes sont alors positionnés géographiquement à l'aplomb de chaque foyer sismique (carte ci-contre).



Des symboles différents indiquent que les failles normales ou inverses peuvent aussi être en partie décrochantes.

La nature des failles déduite des séismes, dans les Alpes

Doc. 1 Des observations de terrain et des données sismiques dans les Alpes.



B L'étirement entraîne un aplanissement des chaînes de montagnes

• Données géodésiques

Un réseau de 14 stations GPS permanentes, installé dans les Alpes occidentales, enregistre des données en continu depuis la fin de l'année 1997 (réseau REGAL). Les données sont récupérées quotidiennement.

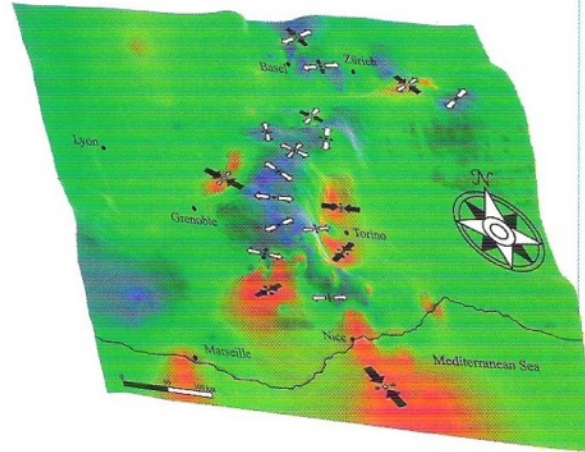
Ces mesures permettent d'évaluer les déformations de la croûte terrestre et mettent en évidence des déplacements de quelques millimètres. Les résultats sont surprenants : plutôt que de confirmer l'idée généralement admise d'un raccourcissement de l'ensemble de la chaîne du fait de la convergence, ces résultats montrent une extension est-ouest dans la partie centrale des Alpes occidentales. Ainsi, Lyon s'éloigne actuellement de Turin d'environ 0,5 mm/an.



Une station GPS du réseau REGAL

• Données sismotectoniques

L'étude des relations entre séismes et tectonique (voir document 1) permet d'établir les déformations régionales dans les Alpes : les zones en extension sont en bleu, les zones en compression sont en rouge.

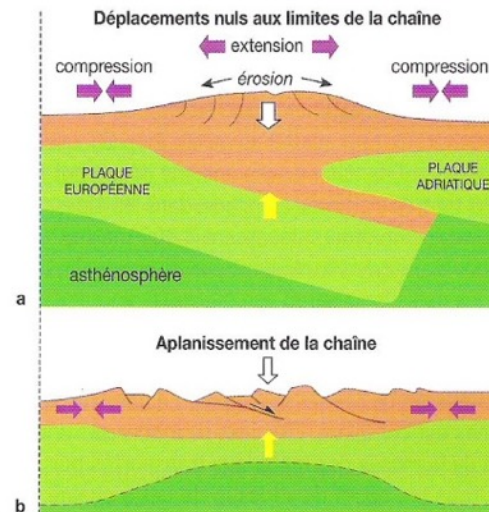


Doc. 2 Des mesures géodésiques en accords avec des données sismotectoniques dans les Alpes.

À la suite de la phase active de collision avec compression latérale, charriages et épaissement de la croûte et de la lithosphère, un équilibre entre les forces tectoniques et les forces gravitaires est atteint. La croûte épaisse et légère est en équilibre (isostasie) sur le manteau plus dense. En enlevant de la matière, l'érosion perturbe cet équilibre et entraîne un soulèvement par réajustement isostatique.

Actuellement, au niveau des Alpes (a), les géologues constatent une extension au cœur de la chaîne, ce qui entraîne une compression en bordure. Les mouvements aux limites de la chaîne sont nuls : la convergence entre la plaque européenne et la plaque adriatique semble stoppée.

L'ensemble de ces processus créerait des conditions favorables à la réalisation de l'aplanissement final de la chaîne. Le schéma b illustre une évolution possible de la chaîne des Alpes.



➡ forces tectoniques
 ⇄ gravité
 ⇅ isostasie

Doc. 3 Un modèle de « l'effondrement » gravitaire d'une chaîne de montagnes.



Fin des deux premières
séances de révision sur le
thème 1B!

