



Chapitre 4 : la dynamique des zones de convergence

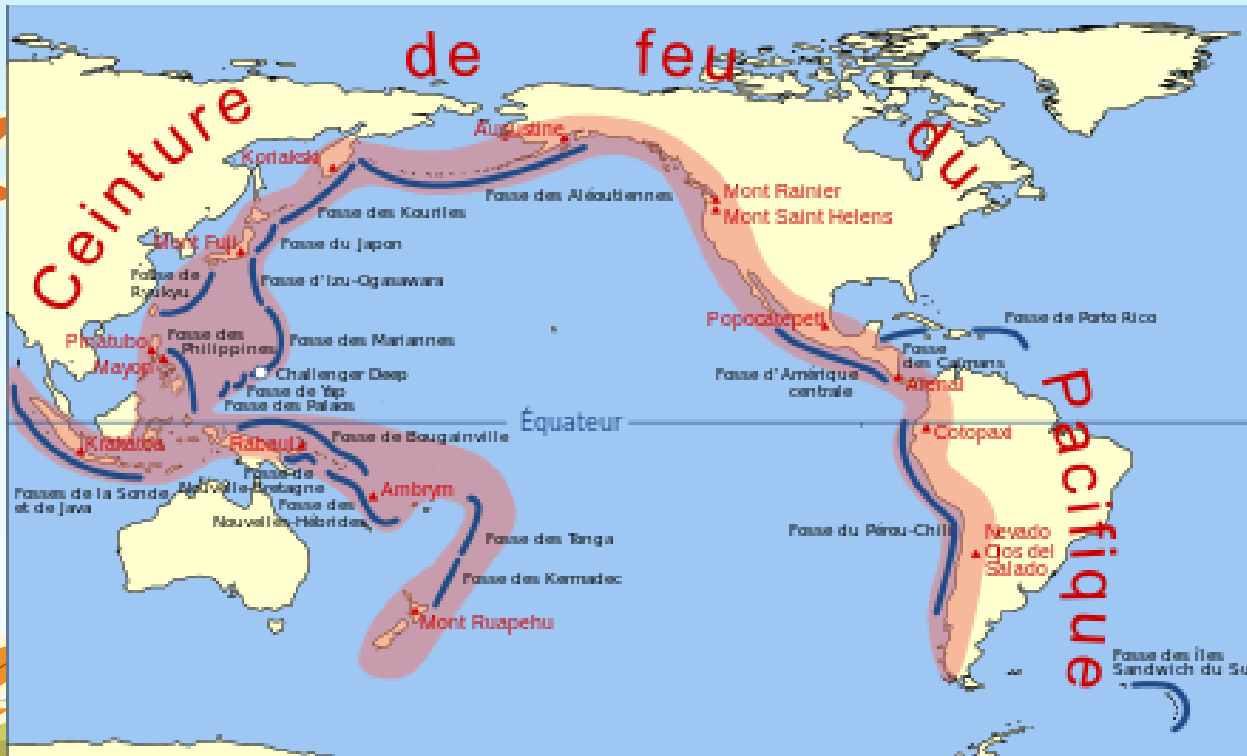
dynamique des zones de subduction
magmatisme des zones de subduction
dynamique des zones de collision

Introduction

On sait que les frontières de plaques sont des zones actives. Il existe des zones où les plaques lithosphériques s'affrontent. C'est la convergence lithosphérique.

Les chaînes de montagne présentent les traces d'ancienne zone de subduction à l'origine de la disparition d'une lithosphère océanique.

Les zones de subduction actuelles sont des secteurs dans lesquels une lithosphère océanique passe sous une autre portion de lithosphère et s'enfouit au sein du manteau.



Ces zones sont caractérisées par une **intense activité sismique** mais aussi par un **magmatisme caractéristique**.

La Ceinture de Feu du Pacifique regroupe ainsi plus de 75% des volcans émergés de la planète.

On va chercher à comprendre ce qu'il se passe quand les plaques convergent.

On distingue le volcanisme effusif avec la prédominance de lave fluide...



...et le volcanisme explosif caractérisé par les projections de matériaux (cendres, gaz ...).



Les zones de subduction, qui caractérisent les **marges actives** des plaques tectoniques, sont le siège d'un volcanisme brutal, souvent **explosif**, associé à une forte sismicité.

Le **volcanisme explosif des zones de subduction** s'accompagne d'émission de gaz, cendres, nuées ardentes et de laves visqueuses.

Les éboulements et les explosions décapitent le volcan et ouvrent un grand cratère. Cette phase majeure est caractérisée par la formation de **nuées ardentes**, projections solides accompagnées de gaz en combustion à très haute température, émises souvent à l'horizontale, à la vitesse initiale de 500 km/h et précédées d'une onde de choc meurtrière.



1. La dynamique des zones de subduction

Activité 8 : le magmatisme des zones de convergence

ETAPE 1 : CONCEVOIR UNE STRATEGIE

Proposer une démarche d'investigation permettant de vérifier qu'il existe **une relation entre le pendage de la plaque plongeante et la distance des volcans par rapport à la fosse.**

Ce que je fais : j'observe des coupes au niveau de différentes zone de subduction afin de déterminer le pendage de la plaque plongeante en observant la disposition des foyers sismiques
Sur ces coupes je mesure la distance entre la fosse et les premiers volcans.

Comment je le fais: Les coupes seront obtenues en utilisant un logiciel du type tectoglob.
Le pendage est une mesure de l'angle d'inclinaison de la plaque plongeante par rapport à l'horizontale, elle peut être réalisée avec un rapporteur.

La distance est une simple mesure de proportionnalité à une échelle.

Ce que je pense obtenir: On devrait observer une relation entre les mesures de pendage et la distance fosse/volcans.

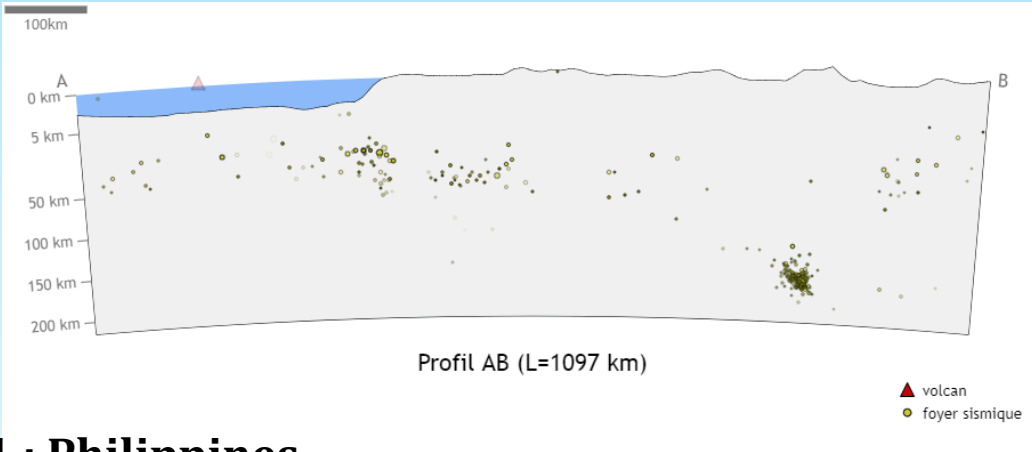
On peut supposer que soit :

la distance fosse/volcan augmente quand le pendage augmente

la distance fosse/volcan diminue quand le pendage augmente

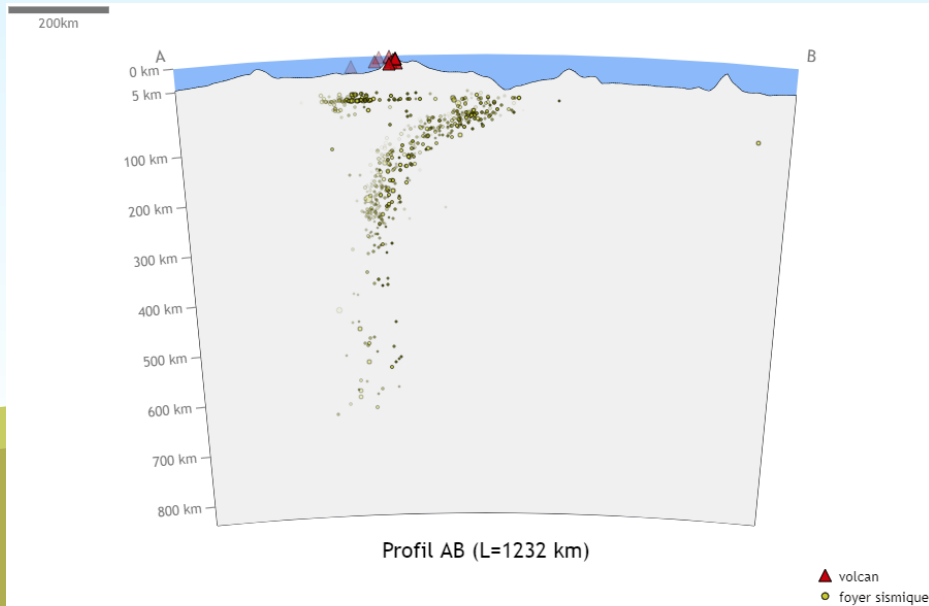
4 : Profil Amérique du Sud Nord

Pendage 18° - Pas de volcans
Âge de la LO : 5 à 23.5 Ma



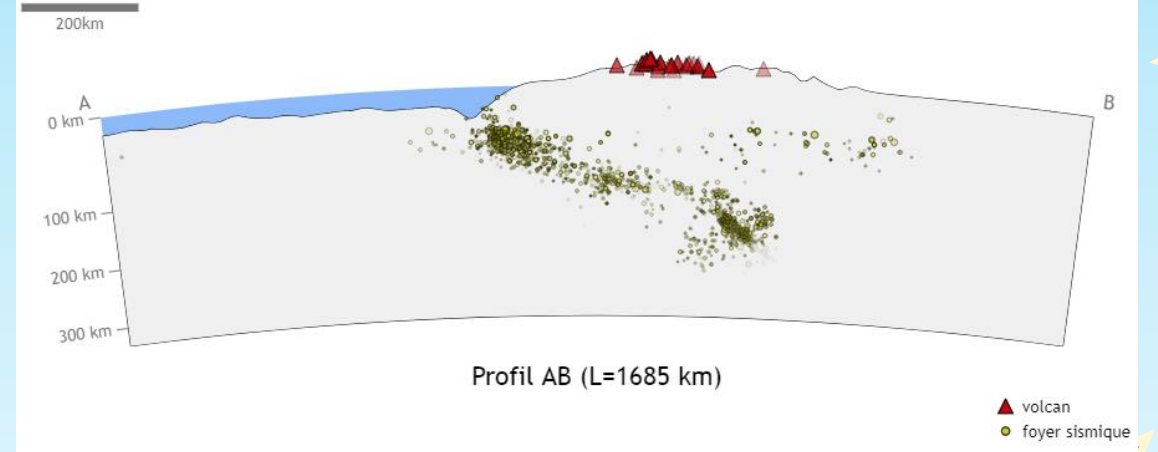
1 : Philippines

Pendage 30° puis 83° - Distance à la fosse : 200 Km
Âge de la LO : 135 à 164 Ma



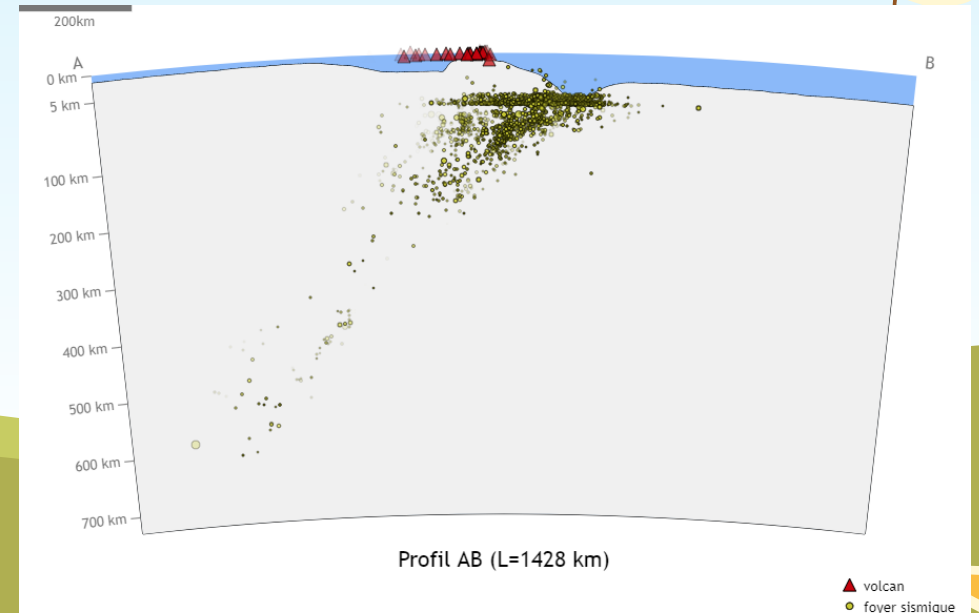
2 : Profil Amérique du Sud Central

Pendage 22° - Distance à la fosse : 280 Km
Âge de la LO : 23.5 à 65 Ma

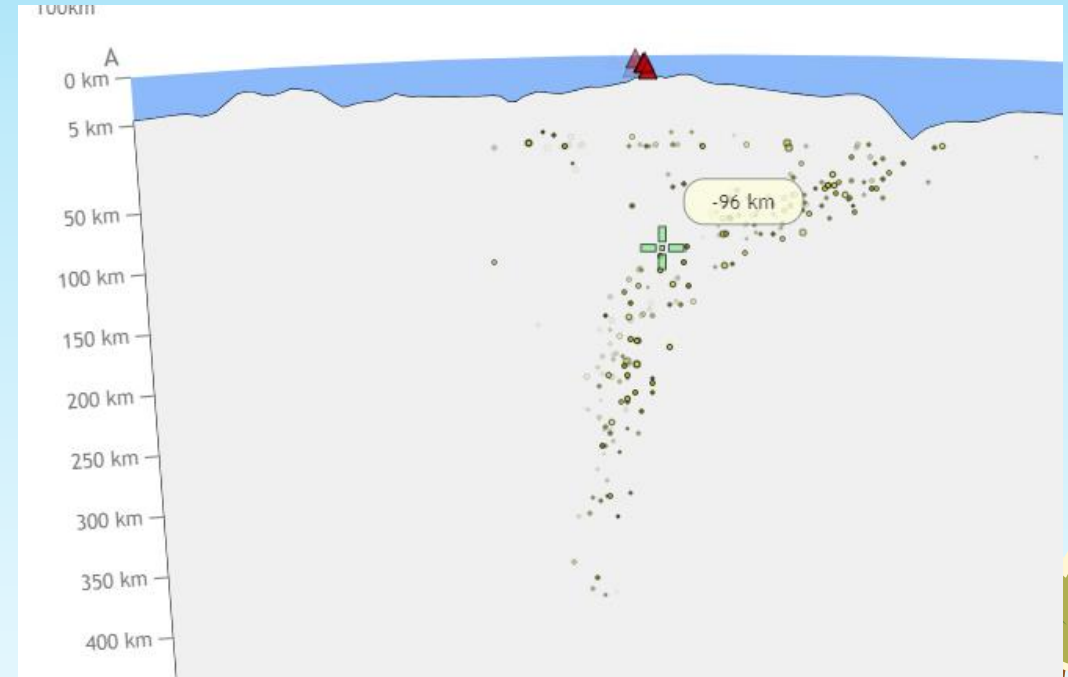
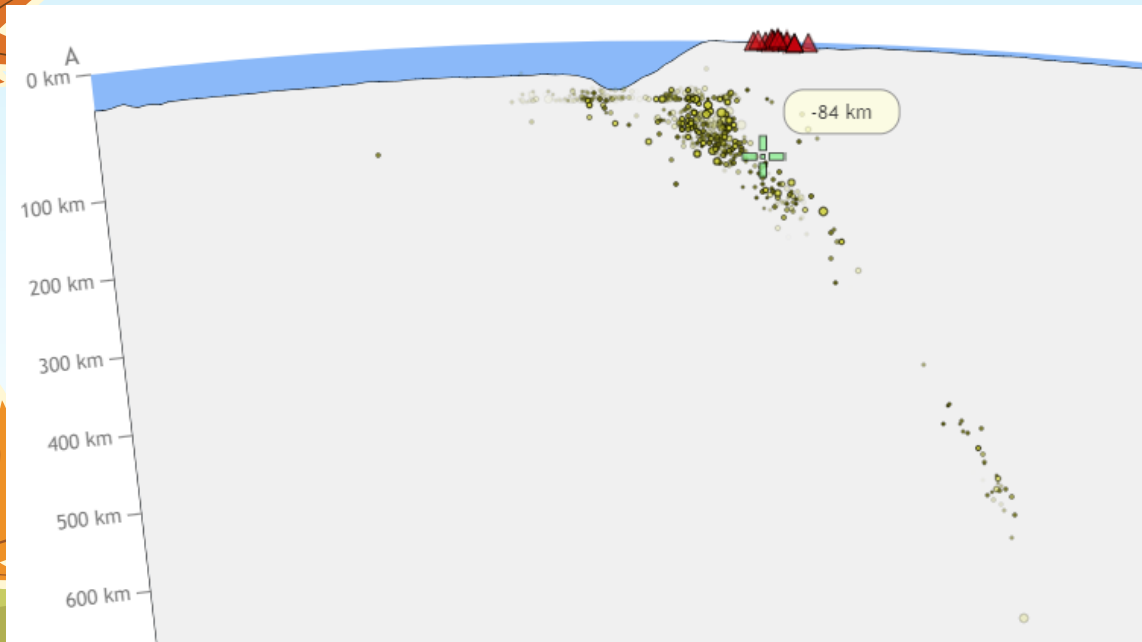
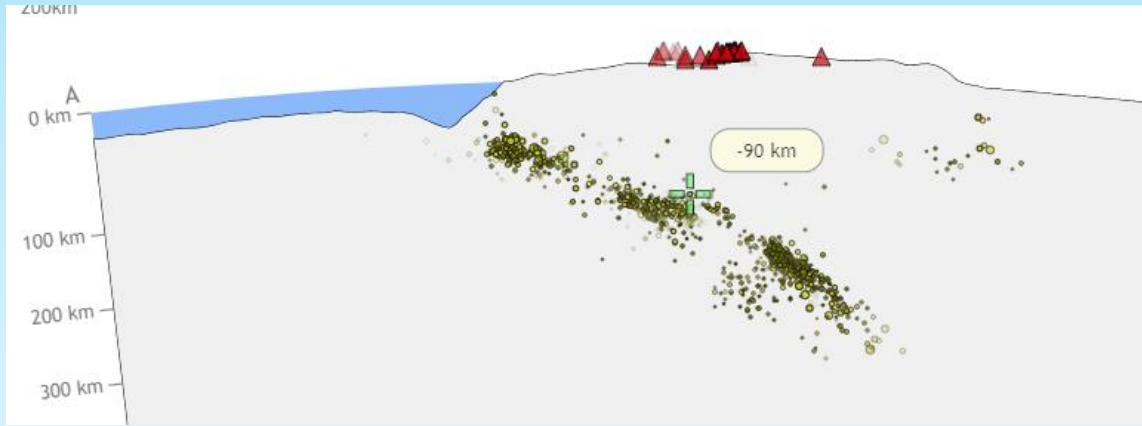


3 : Profil Nord Japon

Pendage 45° - Distance à la fosse : 130 Km
Âge de la LO : 96 à 135 Ma



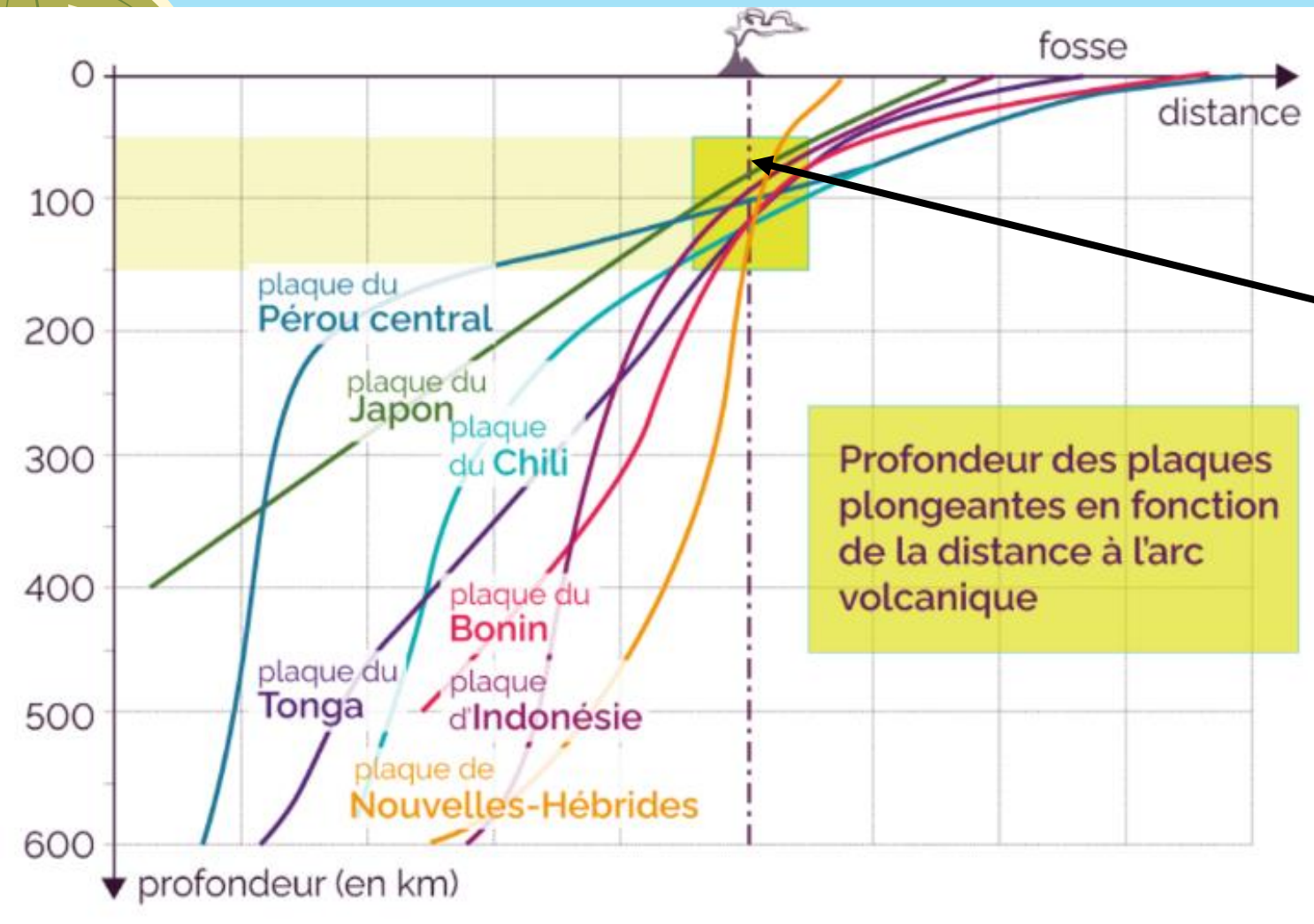
On observe une relation entre l'âge du fond océanique et son pendage. En effet, **plus le fond océanique est âgé, plus le pendage est important.**



On observe que la distance entre les volcans et le sommet de la plaque plongeante est d'environ 90 à 100 km.

On peut supposer que c'est à cette profondeur que se forme le magma qui donnera naissance aux volcans situés à l'aplomb.

Dans le cas de la coupe 4, le pendage est très faible et atteint difficilement les 100 km de profondeur, ce qui explique l'absence de magma et donc de volcans.



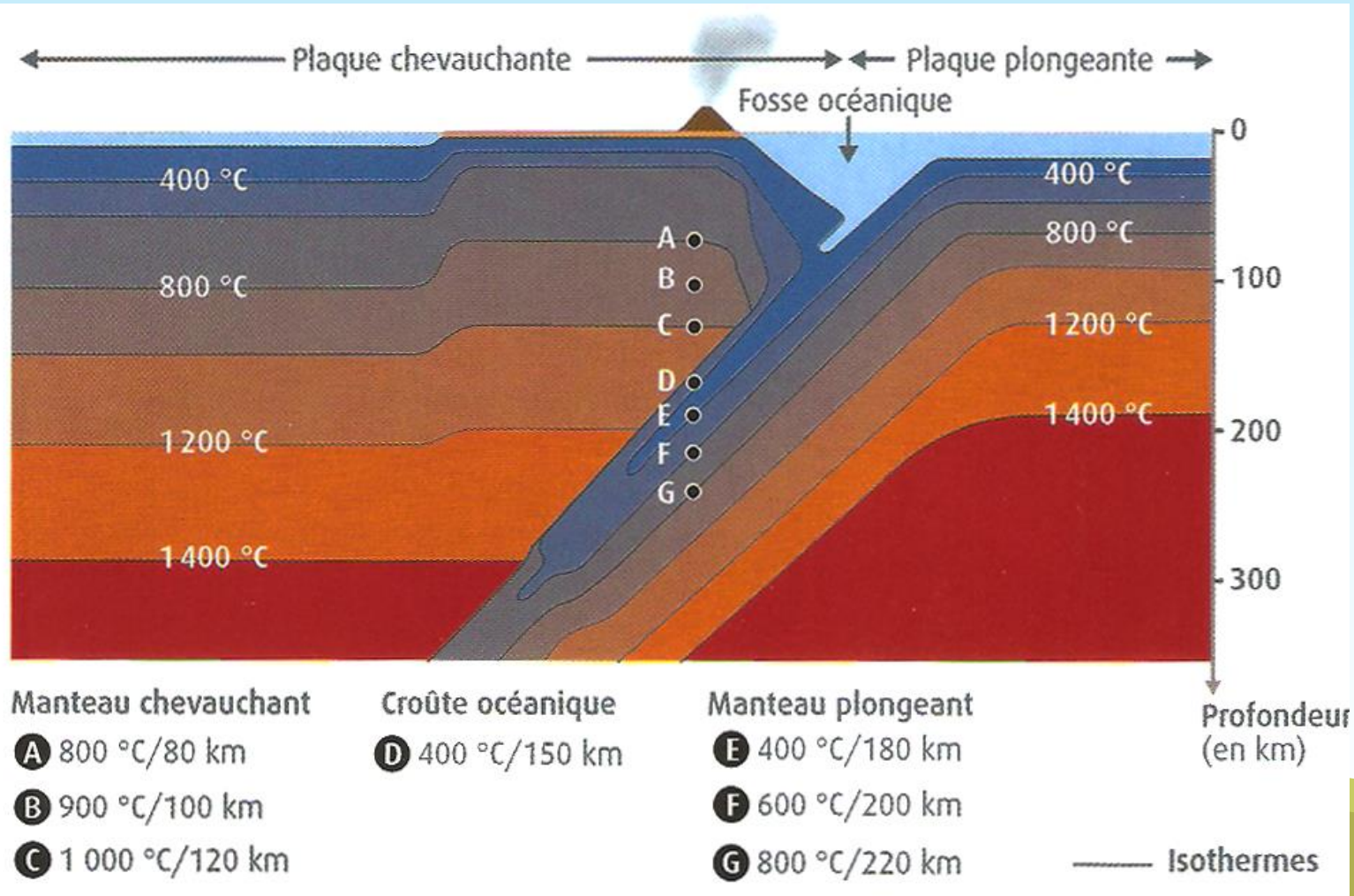
Les volcans actifs dans les zones de subduction sont situés à l'aplomb des plans de Bénéioff, là où ceux-ci atteignent 100 à 150 km de profondeur.

La genèse des magmas se situe donc à ce niveau, au-dessus de la lithosphère océanique plongeante.

ETAPE 2 : FORMULER UNE HYPOTHESE

A ce stade de l'étude, il est difficile de savoir quelle est la roche qui entre en fusion pour former le magma, néanmoins en se basant uniquement sur la profondeur trouvée avec le document précédent, on peut supposer que ce serait plutôt la **roche du manteau chevauchant : la péridotite**.

Vérifions cette hypothèse



Dans les zones de subduction, on observe que l'activité volcanique est localisée au niveau d'un arc volcanique à une centaine de km de distance de la fosse.

Les points A, B, C correspondent à des péridotites du manteau lithosphérique du manteau chevauchant.

Le point D correspond à une roche de la croûte océanique plongeante.

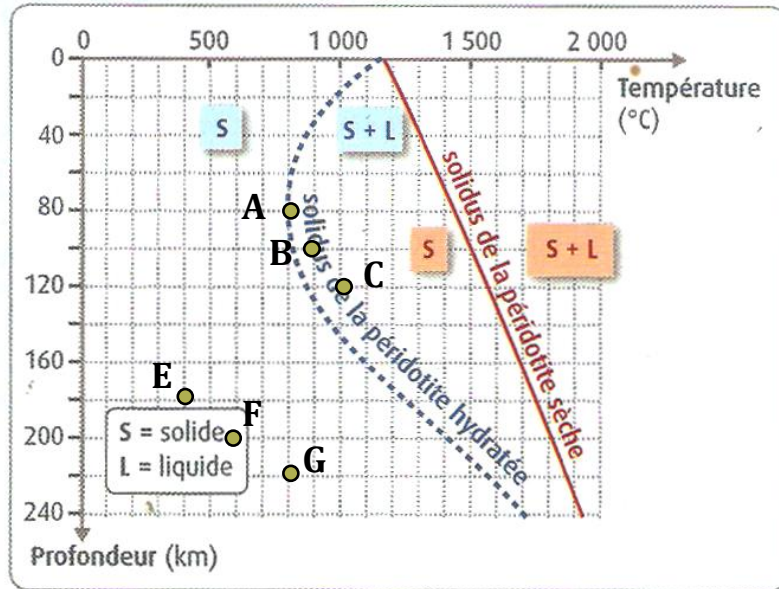
Les points E, F, G se situent dans le manteau lithosphérique plongeant.

Reportons les points A,B,C,D,E,F,G du document précédent sur les graphiques.

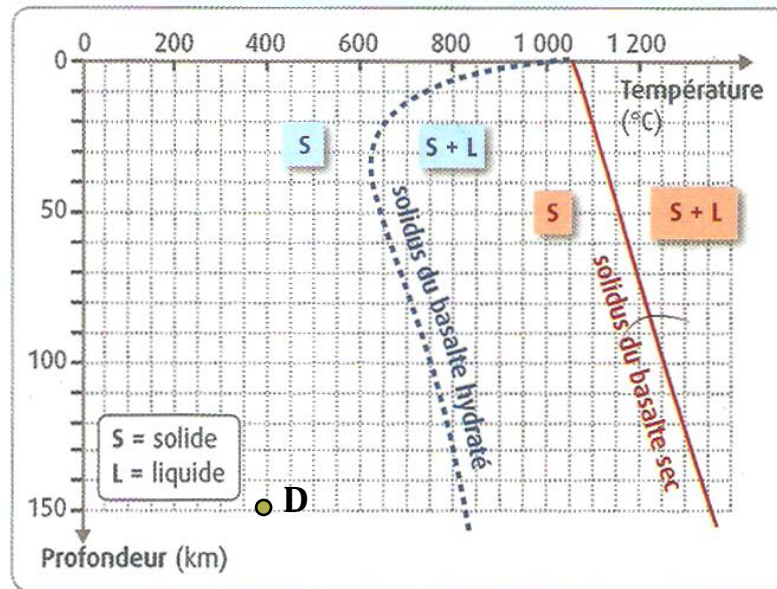
Au laboratoire, il est possible de soumettre un échantillon de roche à différentes conditions de pression P (correspondant à différentes profondeurs) et de température T, et d'observer l'état de la matière. Les mesures réalisées permettent de tracer, sur un diagramme P/T, la courbe de fusion commençante

d'une roche (ou fusion partielle), appelée **solidus**. Connaissant les conditions de pression et de température rencontrées par une roche dans un contexte géodynamique donné, on peut alors déterminer si les conditions de fusion de la roche sont atteintes dans ce contexte.

On remarque que seuls les points A, B et C sont dans des conditions de pression et de température permettant une fusion partielle (solide + liquide) à la condition que la **péridotite qui entre en fusion soit hydratée**.



Conditions de fusion d'une péridotite sèche ou hydratée.



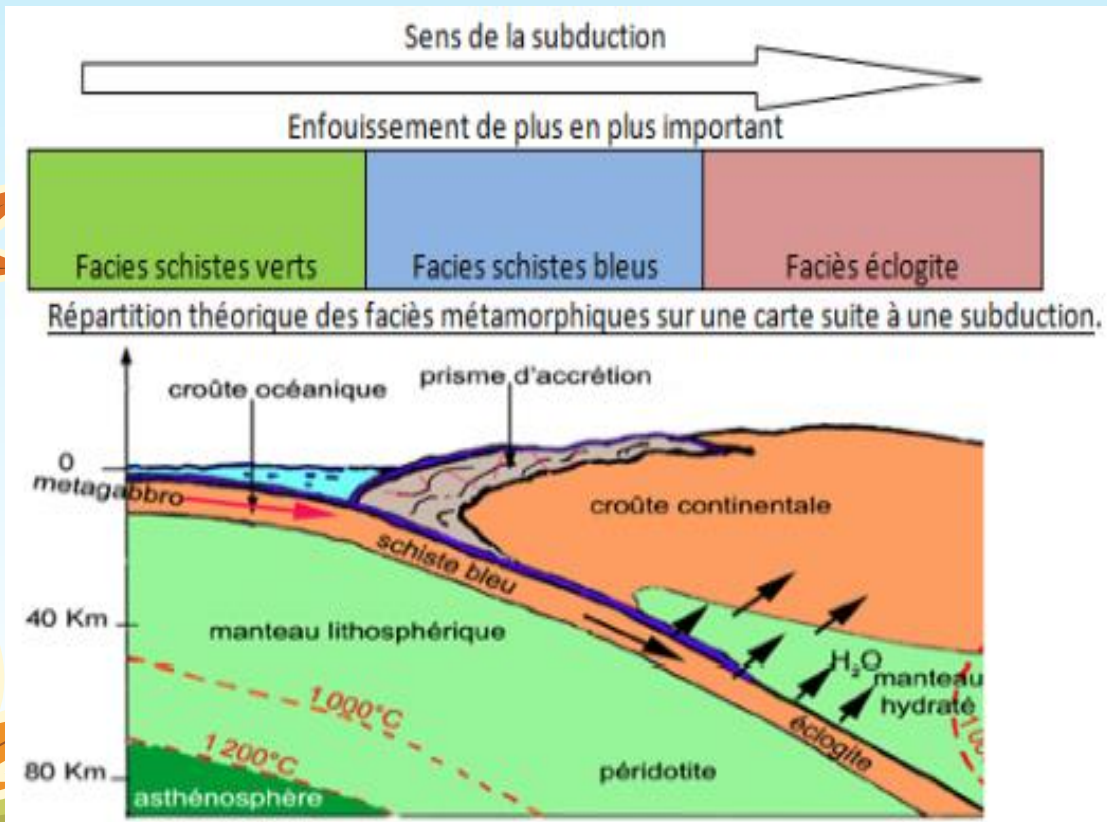
Conditions de fusion d'un basalte sec ou hydraté.

On remarque également que la **basalte de la croûte océanique ne peut pas entrer en fusion ainsi que le manteau de la plaque plongeante**, les conditions qu'ils rencontrent sont dans la partie solide des graphiques.

Comment cette condition d'hydratation peut-elle être effectuée ?

ETAPE 3 : CONCEVOIR UNE STRATEGIE POUR RESOUDRE UNE SITUATION PROBLEME

Document 2 : schéma de la subduction et du métamorphisme associé



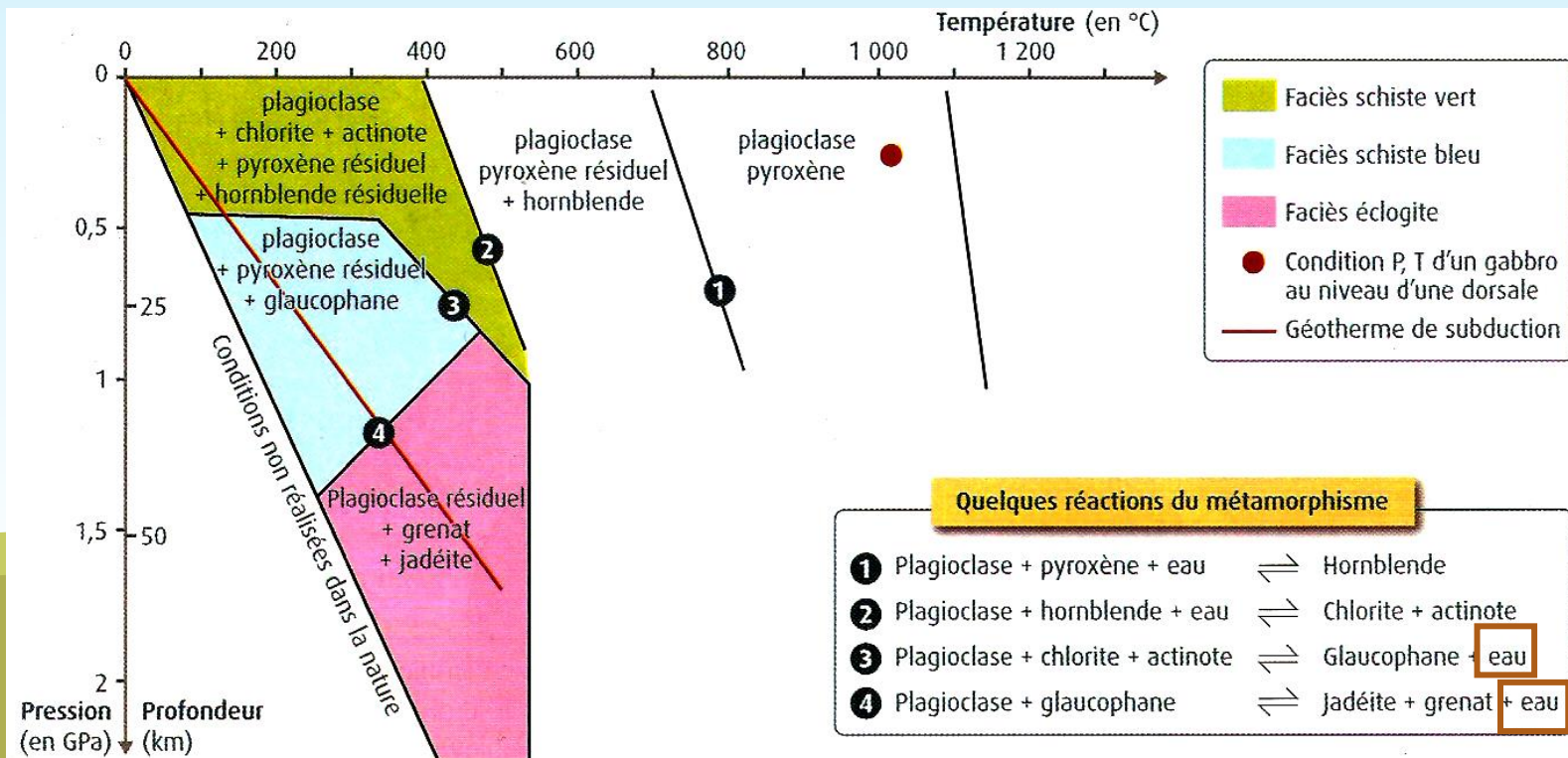
Document 3 : Formule chimique de minéraux constituant les roches des zones de subduction

Minéraux	Formule chimique
Feldspath alcalin	$(K, Na)Si_3AlO_8$
Feldspath plagioclase	$(Ca, Na)Si_2Al_2O_8$
Pyroxène	$(Ca, Fe, Mg)SiO_3$
Amphibole (hornblende)	$NaCa_2(Mg, Fe)_4Si_6Al_3O_{22}(OH)_2$
Chlorite	$(Fe, Mg, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$
Actinote	$Ca(Mg, Fe)_5SiO_8, 2(OH)_2$
Amphibole bleue : Glaucophane	$(Na_2Mg_3Al_2[Si_8O_{22}])(OH)_2$
Grenat	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$

Ce que je fais : déterminer comment les assemblages minéralogiques particuliers au niveau de la lithosphère océanique changent au cours de l'éloignement de la lithosphère et de sa subduction par déshydratation.

Comment je le fais : nous allons chercher à identifier les différents assemblages minéralogiques dans les roches grâce au microscope polarisant et la formule chimique des minéraux.

Ce qu'on attend comme résultat : on s'attend à observer une perte des groupements OH (= déshydratation) dans les assemblages minéralogiques des roches lorsqu'on s'éloigne de l'axe de la dorsale en lien avec des modifications des assemblages minéralogiques et une déshydratation des roches de la lithosphère océanique entrant en subduction.

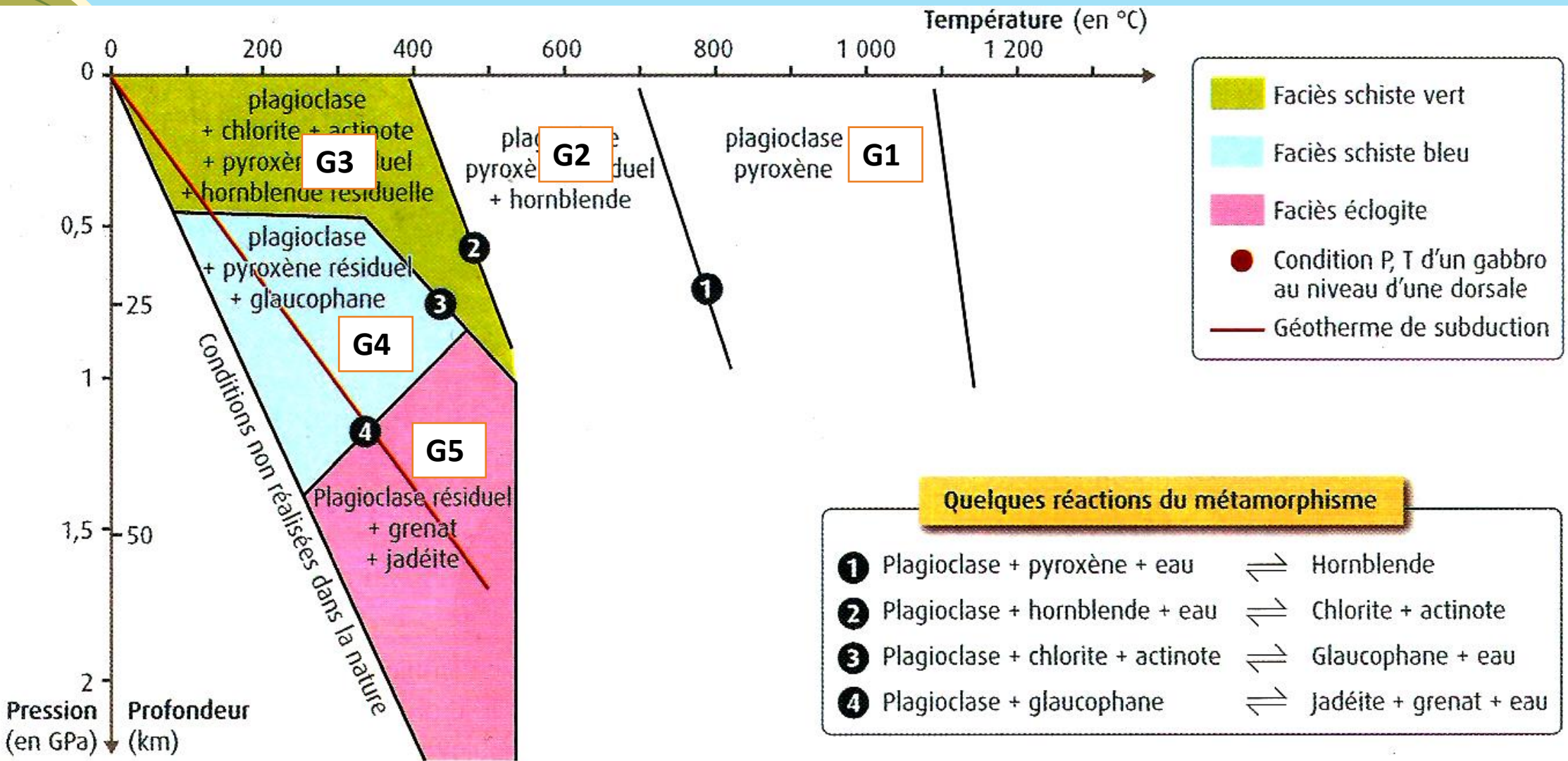


Evolution des roches G1 à G3 – Phase d'expansion océanique

Nom de la roche	G1 : gabbro	G2 : métagabbro à hornblende Faciès amphibolite	G3 : métagabbro à chlorite et actinote Faciès Schistes verts
Conditions de mise en place (Pression P, température T, H₂O)	Magmatisme plutonique, diminution de pression, augmentation de T, absence d'H ₂ O (1000°C et 15-20 km)	Magmatisme plutonique, hydrothermalisme (H ₂ O : hydratation des mnx), éloignement à la dorsale (400-700°C et 15-20km) ? P = constante et T° ↓	Hydratation des minéraux, Basse pression-Basse température (BP-BT) (200-400°C et 15-20km)
Minéralogie	Pyroxène, plagioclase,	Plagioclase, Pyroxène, apparition de hornblende	Plagioclase, apparition d'actinote et de chlorite
Densité	≈3	≈3,1	≈3.2
Equation de la transformation métamorphique	Aucune	Plagioclase + Pyroxène + eau → Hornblende	Plagioclase + Hornblende + eau → Actinote + Chlorite
Conclusion - Remarque	Pas de métamorphisme, pas d'hydratation, roche plutonique	Métamorphisme hydrothermal à P = cste et T° ↓	Métamorphisme par hydratation à P = cste et T° ↓↓

Evolution des roches G3 à G5 : subduction de la lithosphère océanique (dont la croûte océanique)

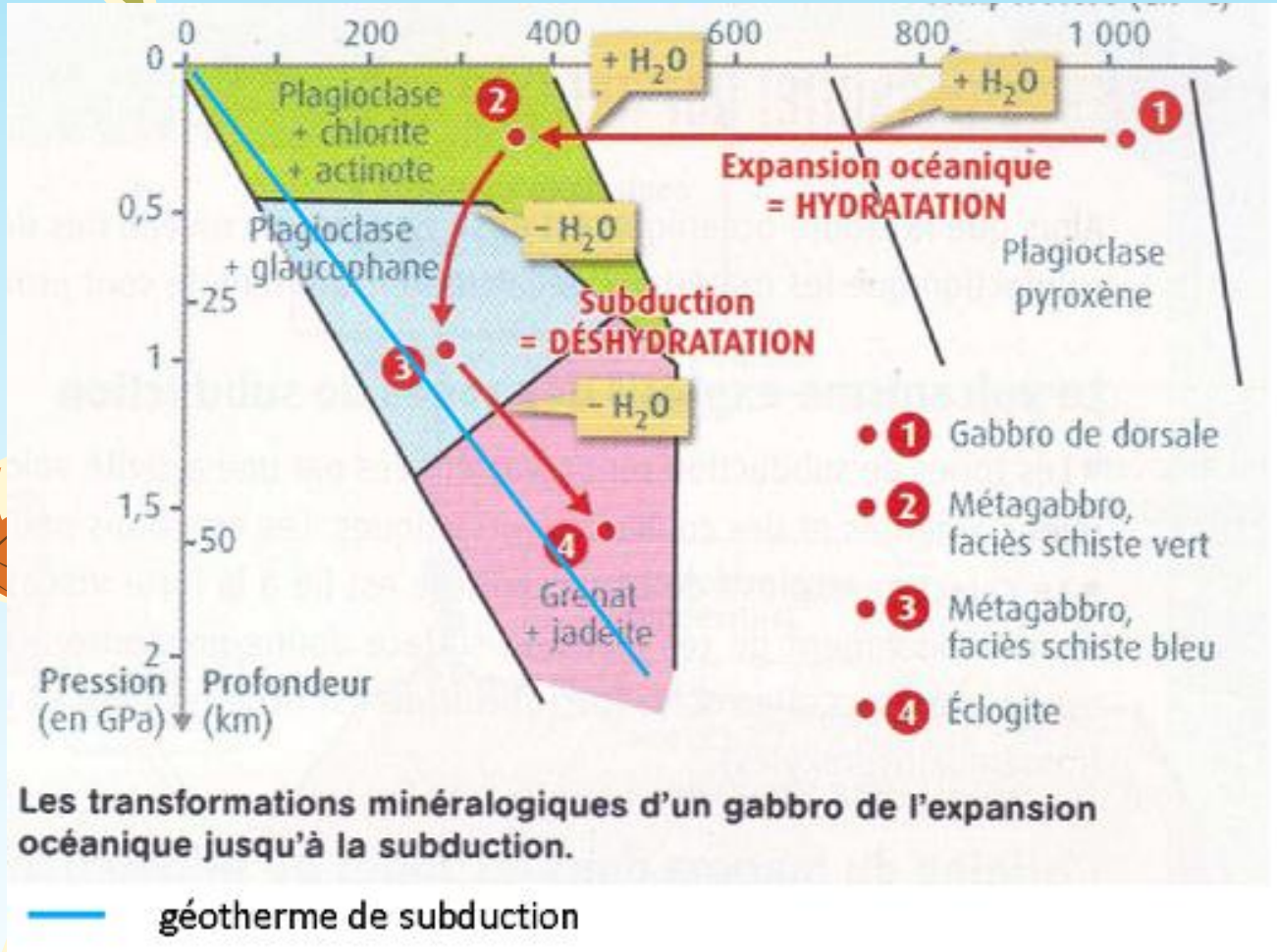
Nom de la roche	G4 : métagabbro à glaucophane Faciès schistes bleus	G5 : métagabbro à grenat Faciès éclogites
Conditions de mise en place (Pression P, température T, H ₂ O)	Moyenne pression, Basse température (MP-BT), (400°C et 25 km) : P ↗ et T° = cste. H ₂ O ↘	Poursuite de la subduction (à HP-BT) : 300°C et 35 km
Minéralogie	Apparition glaucophane (± jadéite, rarement)	Jadéite + Grenat
Densité	≈3,4	≈3,5
Equation de la transformation métamorphique	Plagioclase + Actinote + Chlorite → Glaucophane + eau (+ jadéite rare)	Plagioclase + Glaucophane → Jadéite + Grenat + eau
Conclusion - Remarque	Métamorphisme par déshydratation à P ↗ et T° = cste.	Métamorphisme par déshydratation. P ↗↗ et T° ↗



Quelques réactions du métamorphisme

- ① Plagioclase + pyroxène + eau \rightleftharpoons Hornblende
- ② Plagioclase + hornblende + eau \rightleftharpoons Chlorite + actinote
- ③ Plagioclase + chlorite + actinote \rightleftharpoons Glaucophane + eau
- ④ Plagioclase + glaucophane \rightleftharpoons Jadéite + grenat + eau




L'eau libérée au niveau du manteau de la lithosphère chevauchante provient donc de la lithosphère plongeante.





Dans un premier temps (1→2), lorsque la lithosphère océanique **s'éloigne** de la dorsale, basalte et gabbro subissent un **hydrothermalisme** (circulation d'eau dans les fractures du plancher océanique : métamorphisme de BP/HT). Ainsi, basalte et gabbro subissent des **transformations minéralogiques** se caractérisant par l'apparition de **minéraux « hydratés »** (ex : **chlorite**). **Les roches qui s'engagent dans la subduction sont donc hydratées.**

Dans un second temps, lors de la subduction, le long du plan de Wadati-Benioff, les roches de la lithosphère océanique sont soumises à des **conditions de P et de T** différentes de celle de leur formation.

Ainsi **les transformations métamorphiques subies par la croûte océanique libèrent de l'eau**, notamment le passage des métagabbros du faciès schiste verts au faciès schiste bleus (2→3) et du faciès schiste bleus au faciès éclogite (3→4).

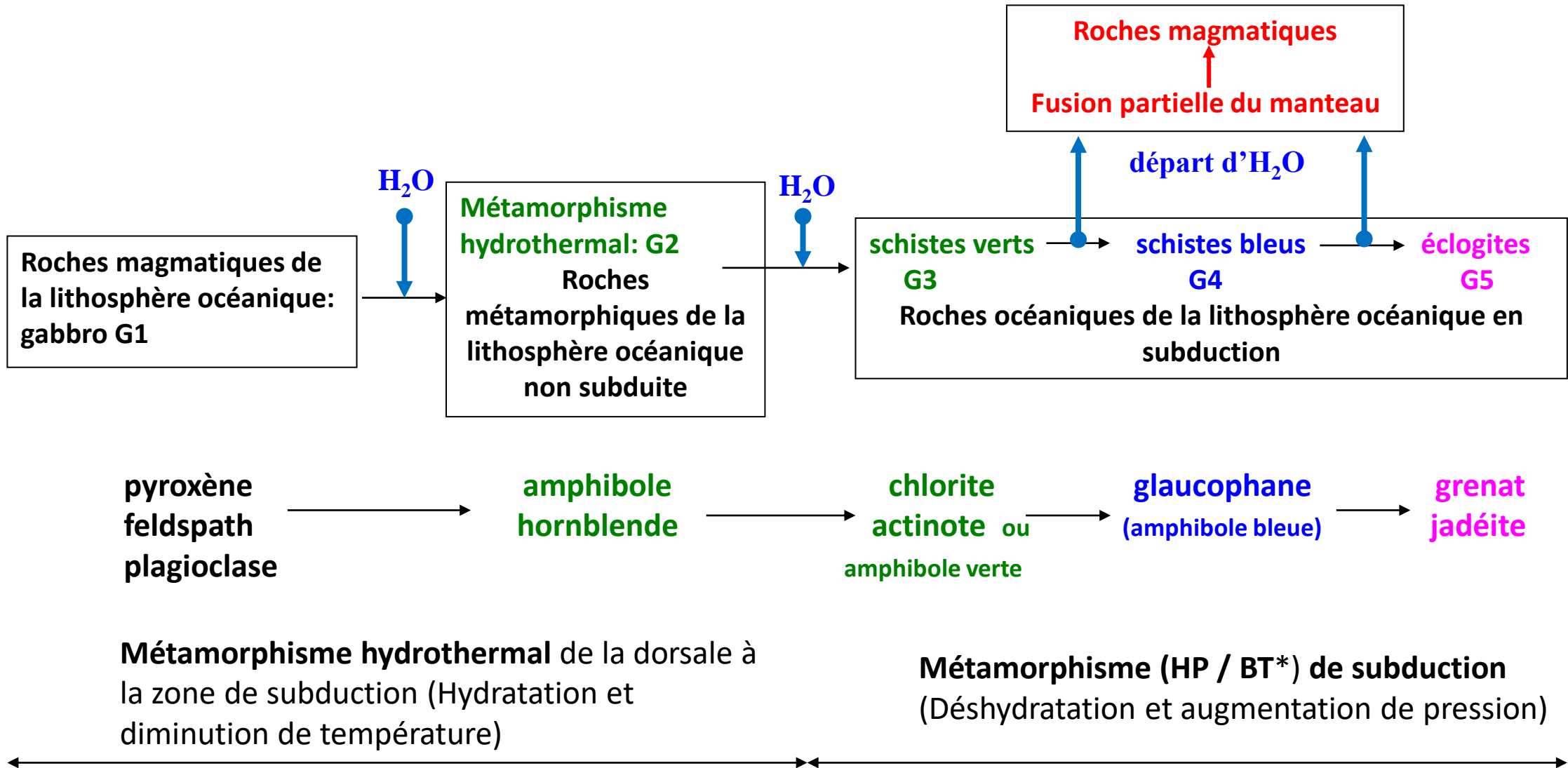


Bilan final: Au cours de l'expansion océanique, la croûte océanique emmagasine de l'eau par métamorphisme dans ces minéraux hydroxylés. La subduction entraîne ensuite des transformations métamorphiques qui déshydratent les gabbros de la croûte océanique et libèrent ainsi l'eau précédemment emmagasinée. Cette eau, en hydratant les péridotites du manteau sus-jacent, provoque leur fusion partielle, ce qui est à l'origine du magma des zones de subduction



Le magma obtenu est moins dense que la roche environnante (densité magma = 2,8 et roche : 3,2) : il remonte alors en surface par différence de densité. L'étude des différents plans de Bénioff à l'échelle de la planète, indique qu'en moyenne la naissance du magma à l'origine du volcanisme explosif des zones de subduction est toujours situé dans une fenêtre de 80 à 150 km de profondeur (carré jaune du document de référence 1)

Couplage Magmatisme - Métamorphisme : le rôle de l'eau



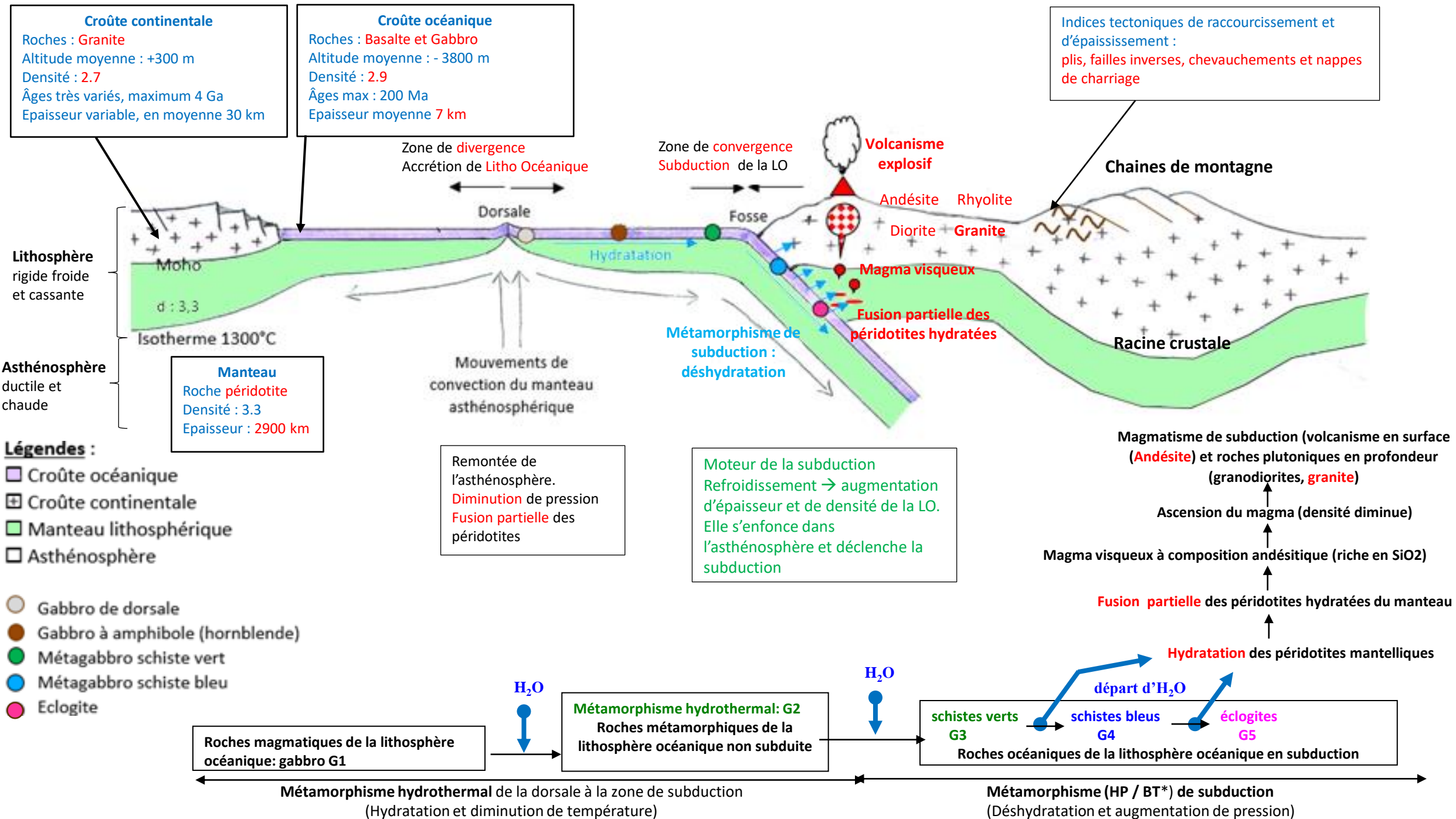
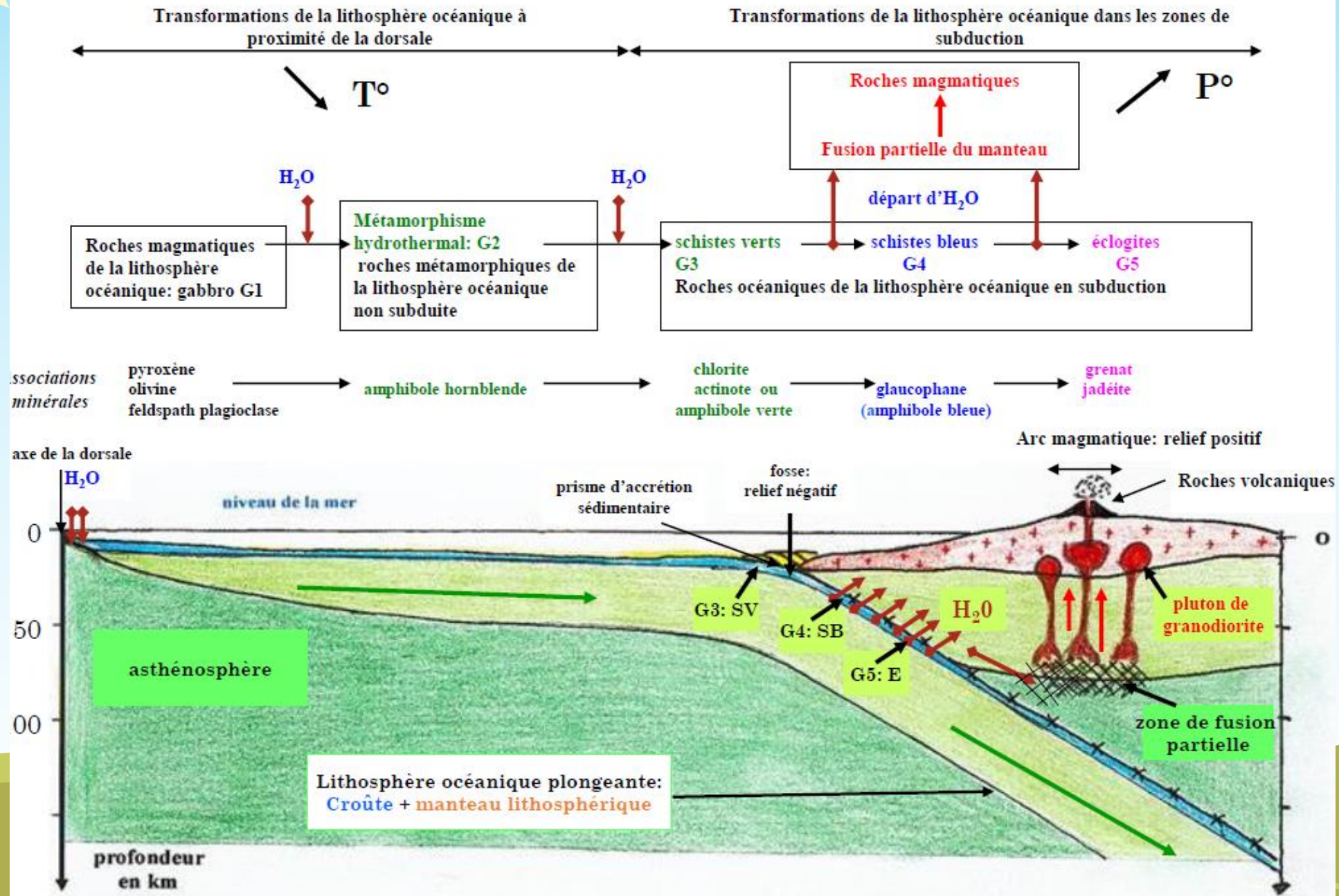
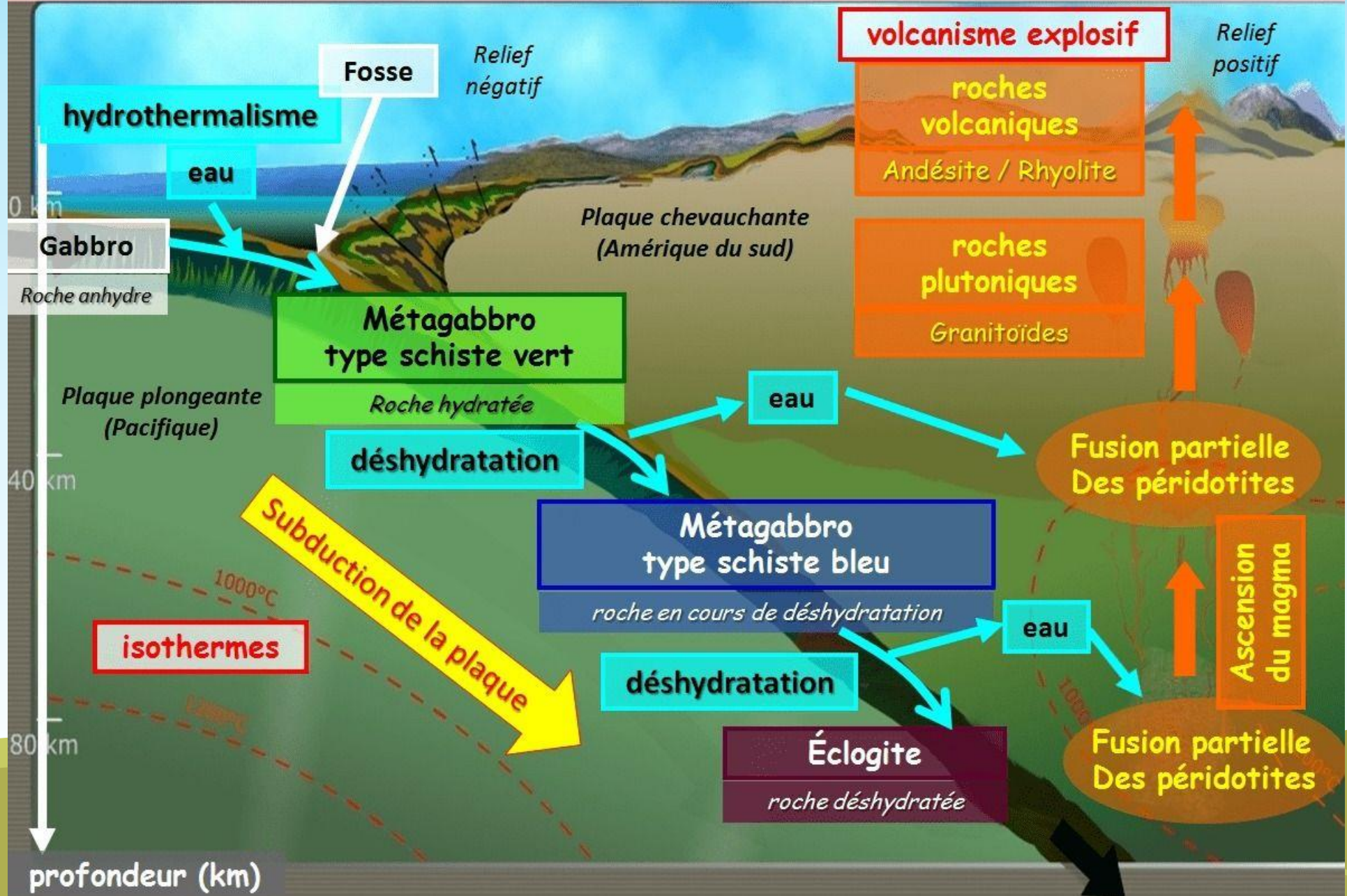


Schéma bilan



Le couplage du métamorphisme et du magmatisme par l'eau



2. La dynamique des zones de collision

Activité 9 : Les marqueurs de la collision continentale

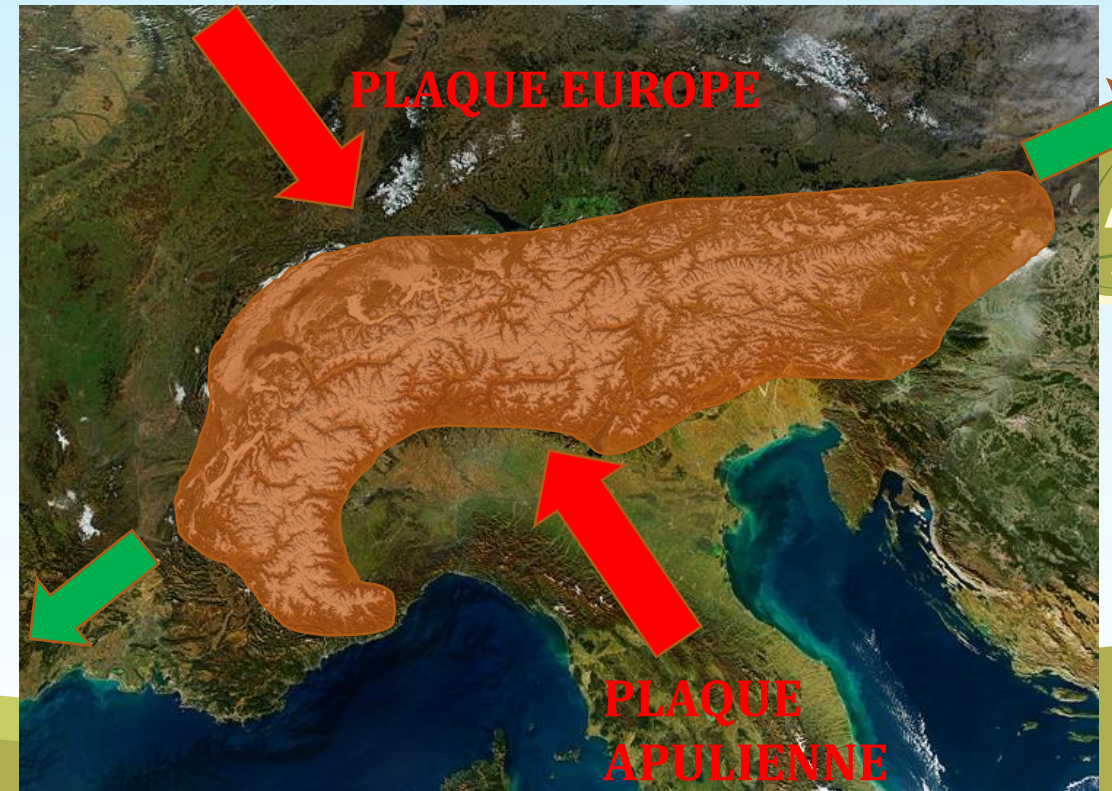
Dossier numérique présentant les indices tectoniques d'une collision continentale

1. Des marqueurs tectoniques de collision en surface



On constate une collision entre la plaque Européenne et la plaque Apulienne à l'origine de la création des Alpes.

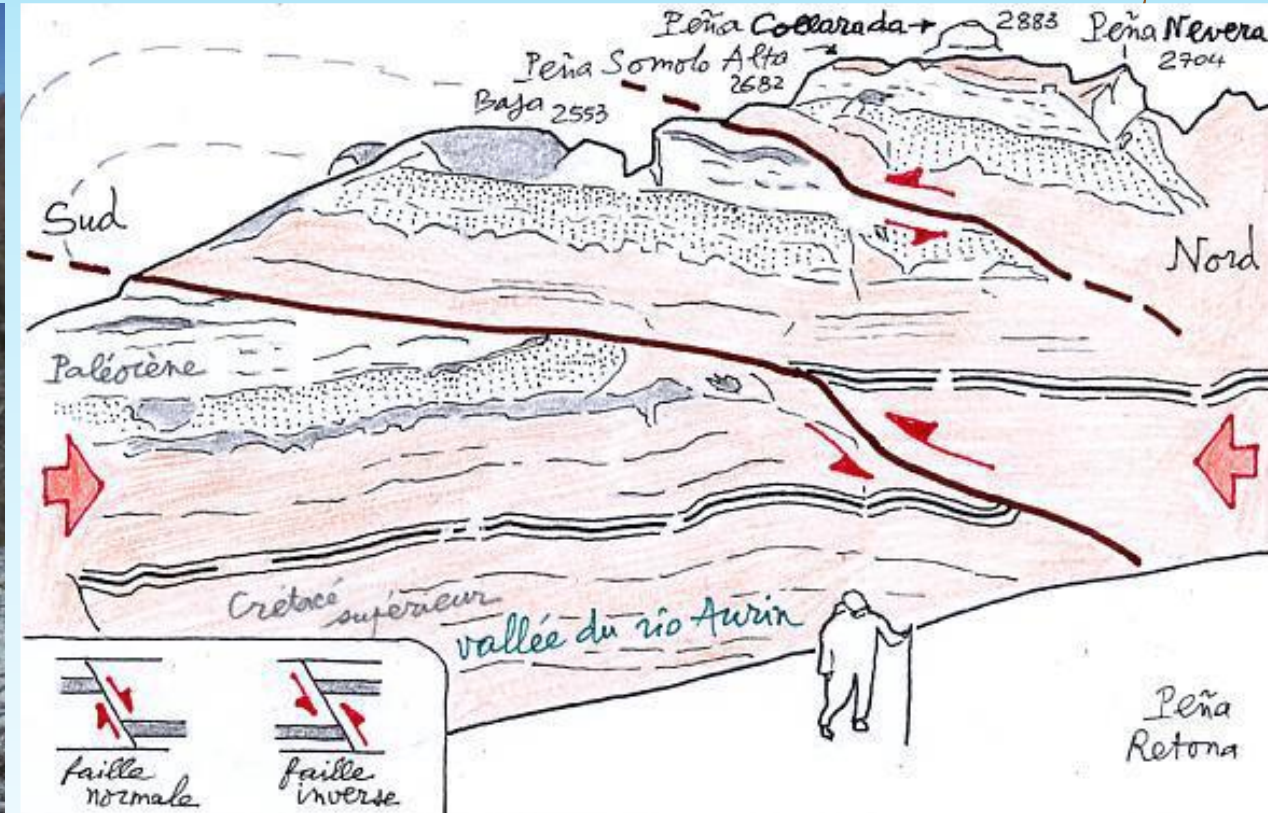
Il y a eu **raccourcissement horizontal** compensé par une **élévation d'altitude**



Vue satellitale des Alpes

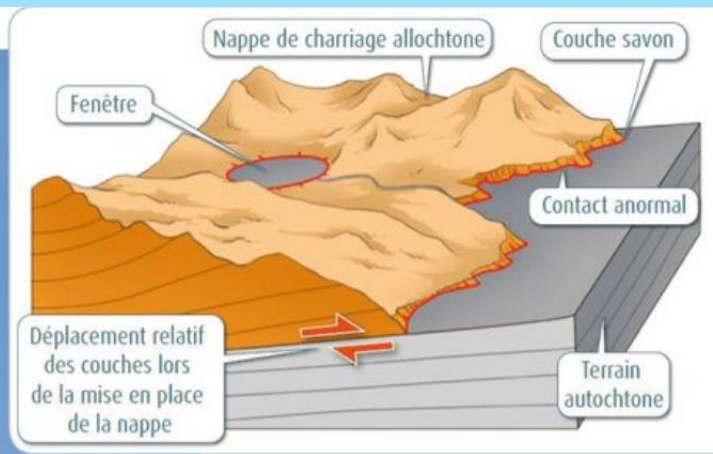
Quels sont les indices tectoniques et pétrographiques d'une collision continentale ?

A. Les nappes de charriage des marqueurs de collision à l'échelle des paysages



Une nappe de charriage correspond à un ensemble de couches géologiques plus plastiques qui se sont déplacés sur plusieurs km et vont recouvrir d'autres séries sédimentaires créant ainsi des contacts anormaux où la chronologie des dépôts n'est plus respectée.

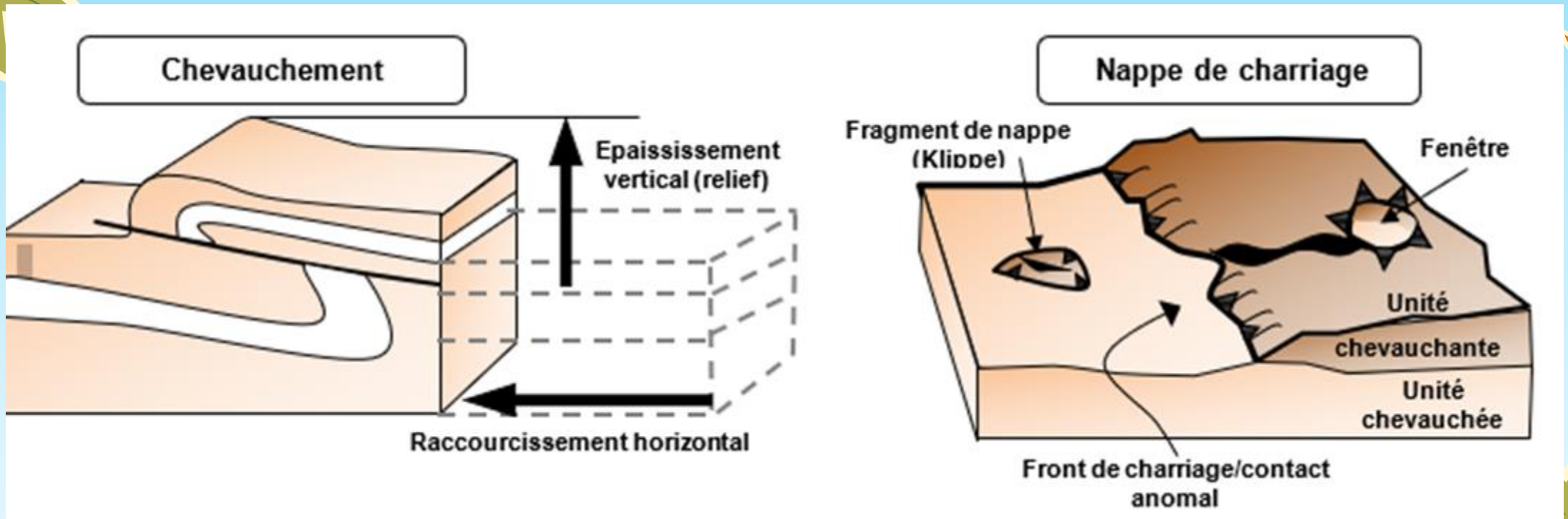
Ici des terrains du crétacé supérieur se retrouvent au-dessus de terrain paléocène alors que ces derniers sont plus récents.



© Belin Éducation/Humensis, 2019 SVT 1re enseignement de spécialité

© Isabelle Veltz ; Coll. Archive Belin ; Amélie Veaux

La nappe est un ensemble de couches, constituées ici de calcaires du Crétacé (âgés de 80 Ma) qui se sont décollées et se sont déplacées sur de grandes distances en glissant sur des couches « savon » (ici, les sédiments du Trias, âgés de 220 Ma). Cette nappe (dite allochtone) est venue chevaucher une autre couche de calcaire du Crétacé âgée de 90 Ma (terrain autochtone). Le contact entre le Trias et le Crétacé qu'il recouvre est anormal puisque le Trias est plus ancien que le Crétacé.



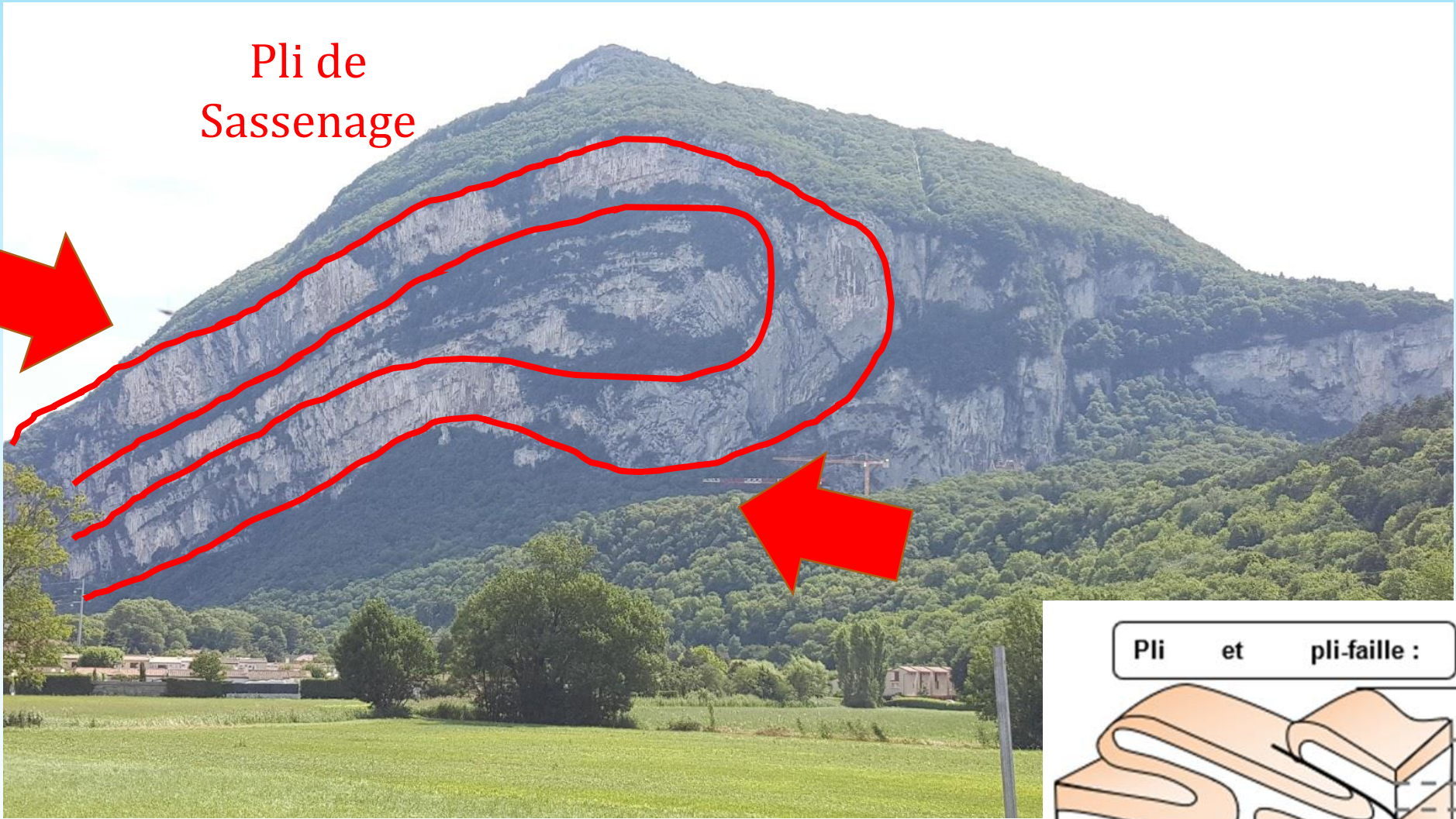
Ces nappes de charriage s'expliquent par un décollement de strates sédimentaires sur de très grande distance. Cette strate vient alors reposer sur une roche plus récente. On a alors un contact anormal ou des roches plus anciennes ont recouvert des roches plus récentes.

Avec une origine identique mais avec un déplacement beaucoup moins important, on peut observer des plis-failles ou des plis

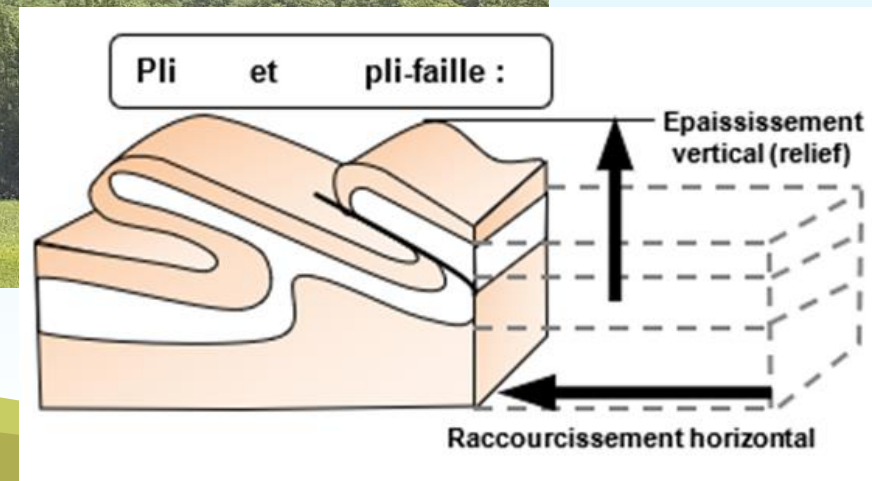


Paysage de Sassenage (Alpes)

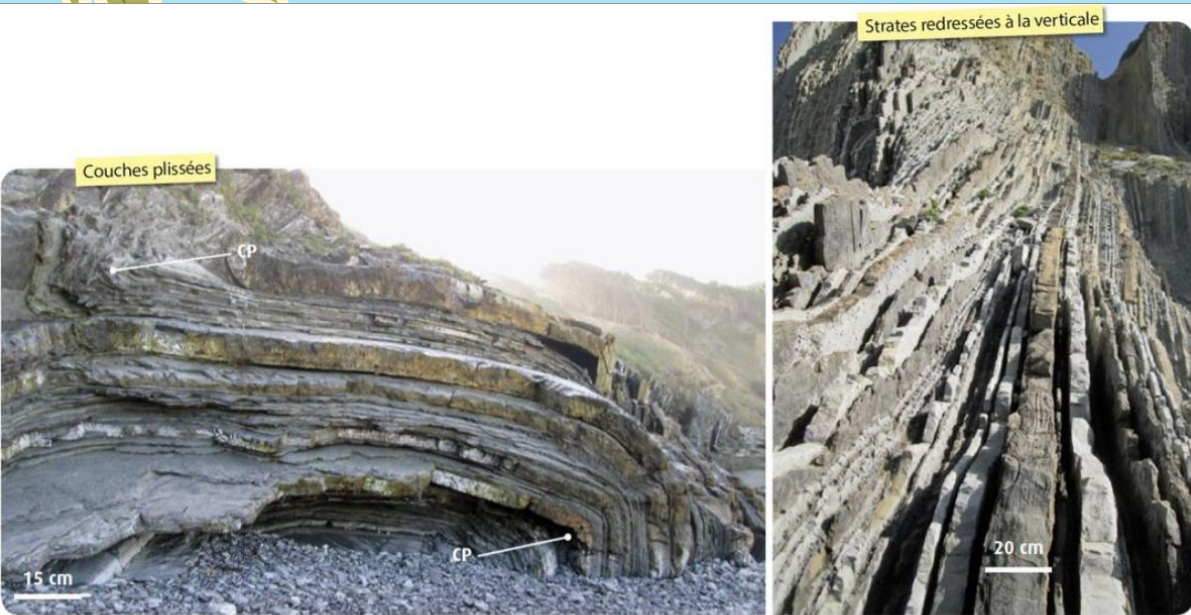
Pli de Sassenage



Forces de convergence créent un **raccourcissement** et **épaississement** de la croûte continentale à l'échelle du paysage

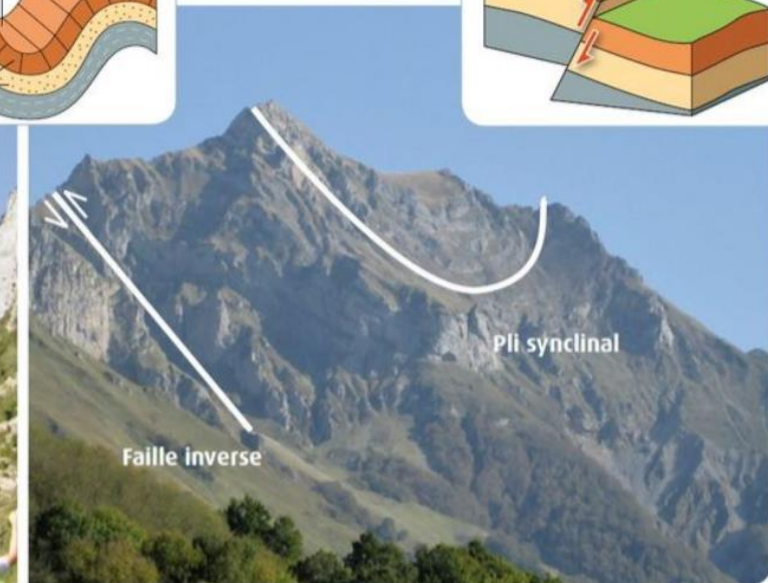
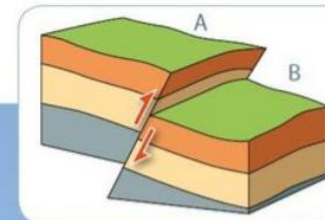
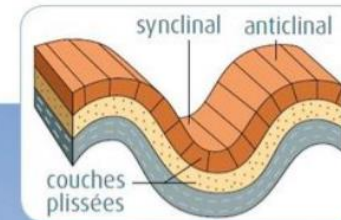


B. Des marqueurs de collision à l'échelle de l'affleurement



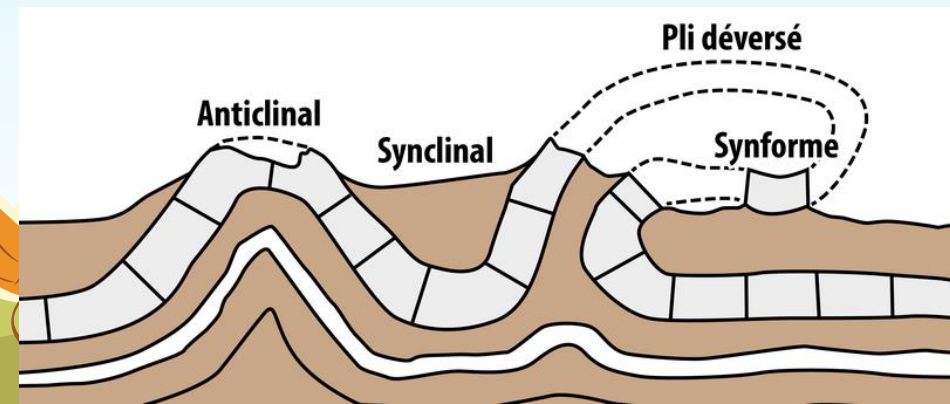
© Belin Éducation/Humensis, 2019 SVT 1re enseignement de spécialité
© Isabelle Veltz

Au niveau du Fort du Portalet, les couches de calcaire sont plissées en forme de voûte convexe : elles forment un pli anticlinal. Au niveau du col d'Iseye (massif de la Marère), les couches sédimentaires sont plissées en cuvette : elles forment un pli synclinal. Ce col permet également d'observer une faille inverse, au niveau de laquelle les couches rocheuses du massif de la Marère chevauchent celles du Pic de Bergons.

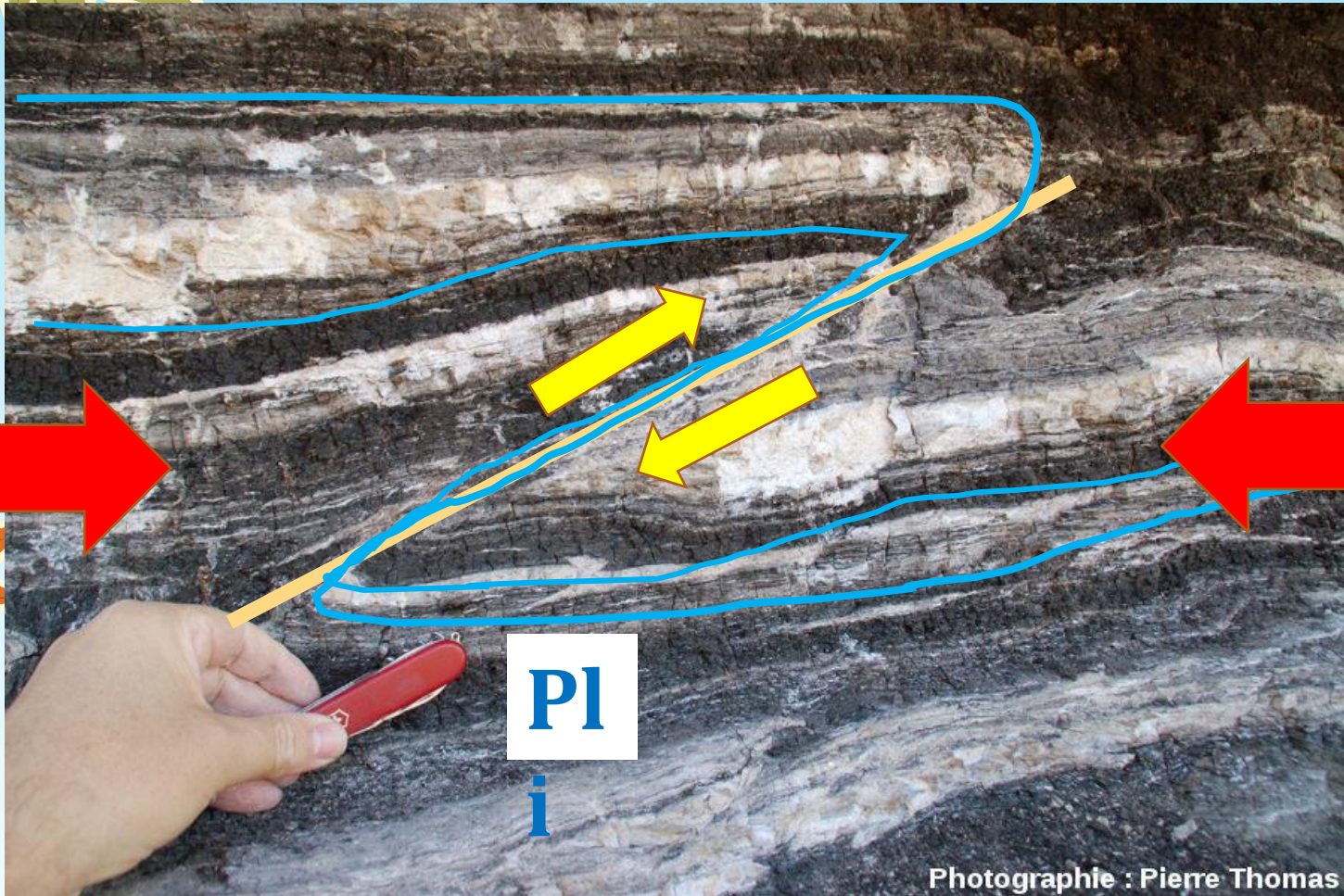


© Belin Éducation/Humensis, 2019 SVT 1re enseignement de spécialité

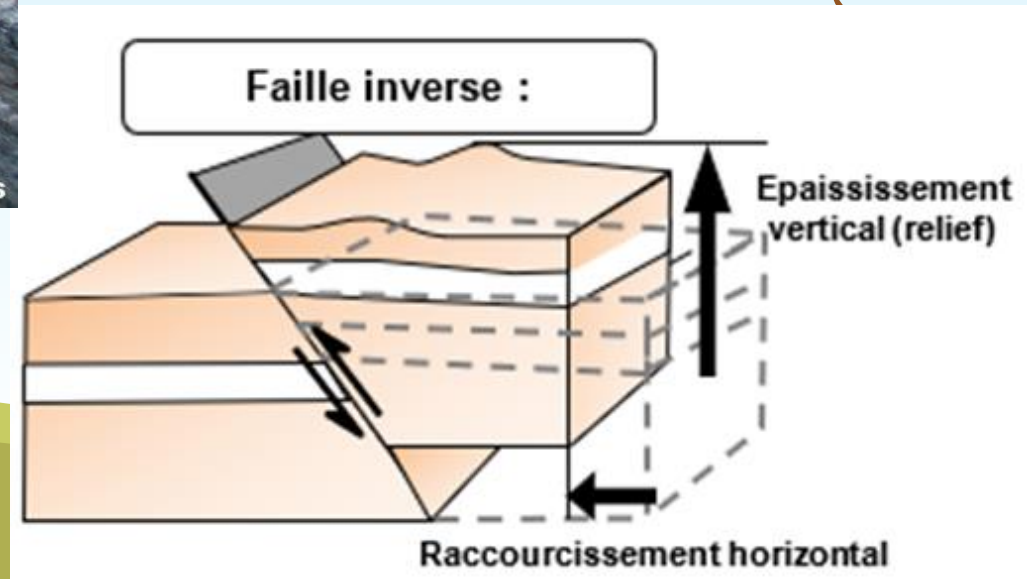
© Isabelle Veltz ; Amélie Veaux



C. Des marqueurs de collision à l'échelle de la roche



Pli-faille inverse dans le Minervois (Alpes)



D. Des marqueurs de collision à l'échelle de l'échantillon

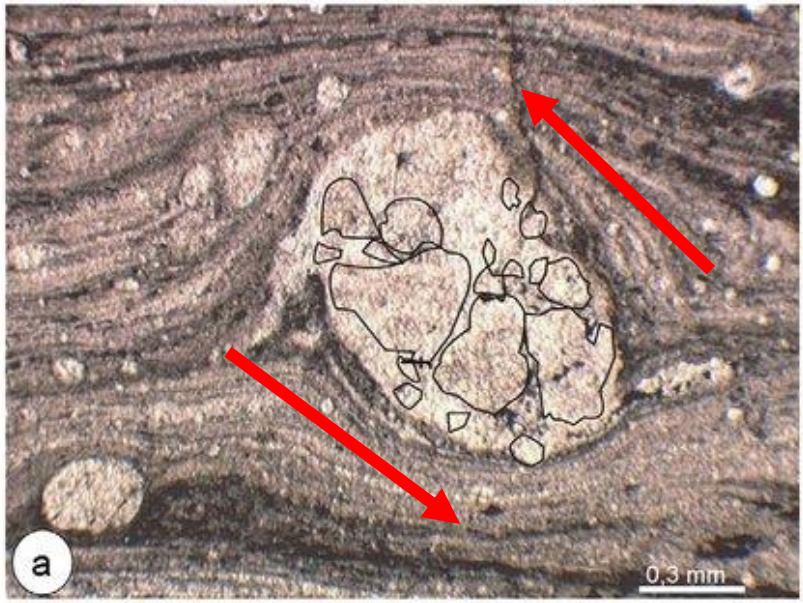


Déformation d'un fossile de trilobite



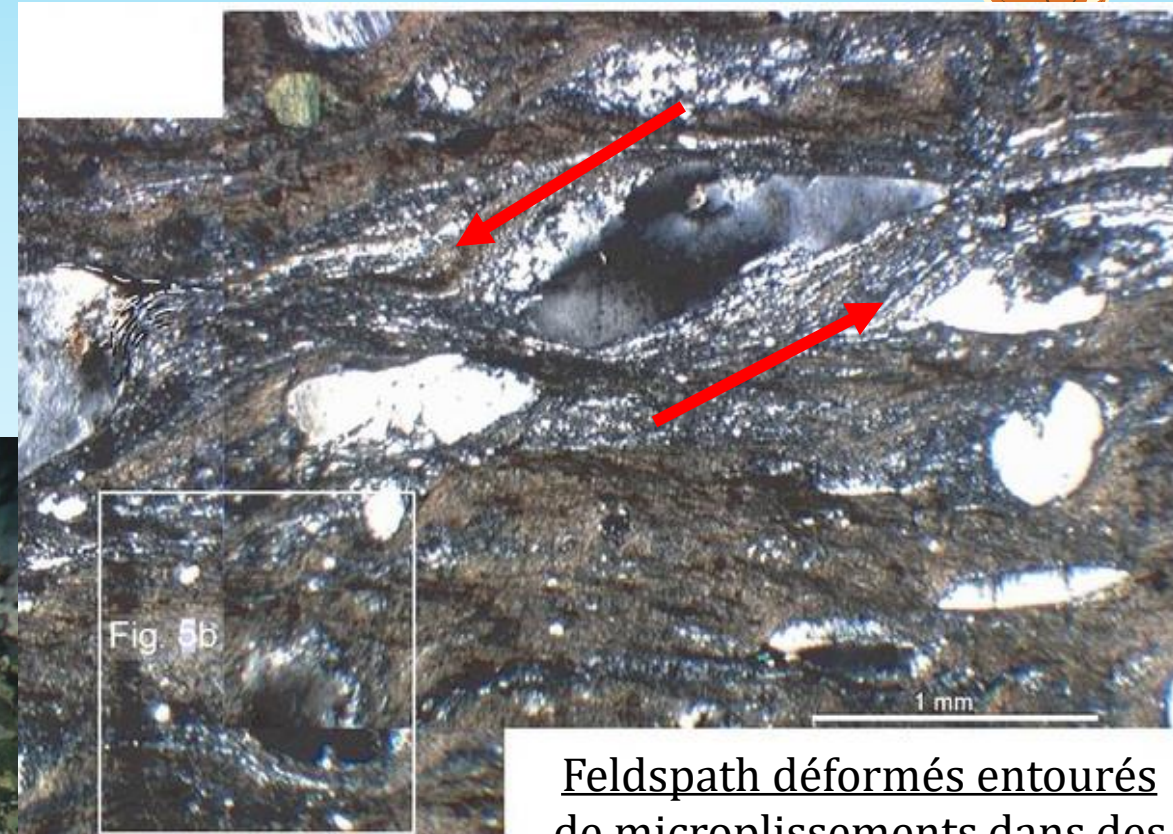
Plis dans une migmatite (roche à la base de la croûte continentale (racine crustale))

E. Des marqueurs à l'échelle microscopique

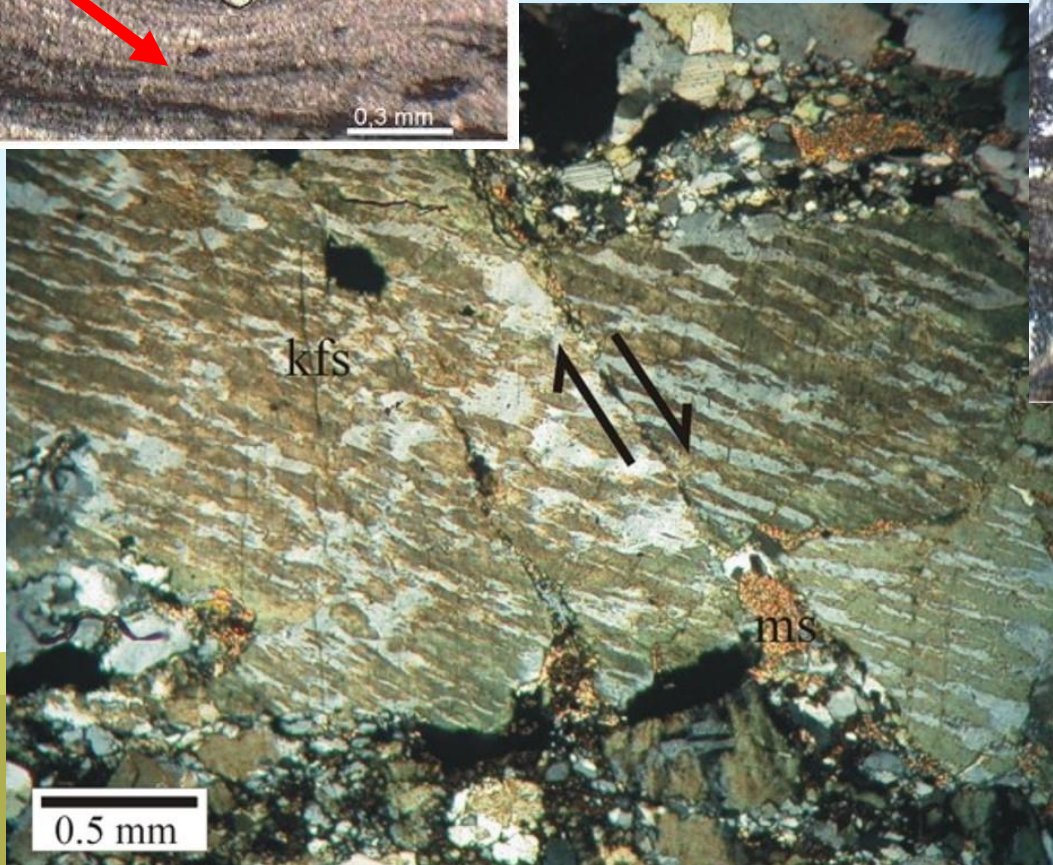


Feldspath entouré de microplissements



Source: Njonfang Emmanuel



Feldspath déformés entourés de microplissements dans des clastes de feldspaths
(= microlithes écrasés et broyés par la contrainte)




Feldspath faillé




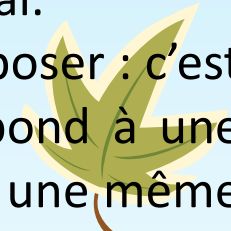
On peut mettre en évidence de nombreux indices tectoniques d'un épaissement dans les paysages des zones montagneuses récentes (Alpes, Pyrénées...).

L'épaisseur de la **croûte** résulte d'un **épaississement** lié à un **raccourcissement (contraintes compressives)** et un **empilement des roches** (par les failles inverses, les différents plis, les chevauchements et les nappes de charriage...). A grande échelle on parle d'écailles crustales.


Les **plis** affectent les séries sédimentaires et témoignent d'une déformation souple ! Alors que les **failles inverses** sont un indice de déformation cassante des roches. Elles traduisent un raccourcissement local.



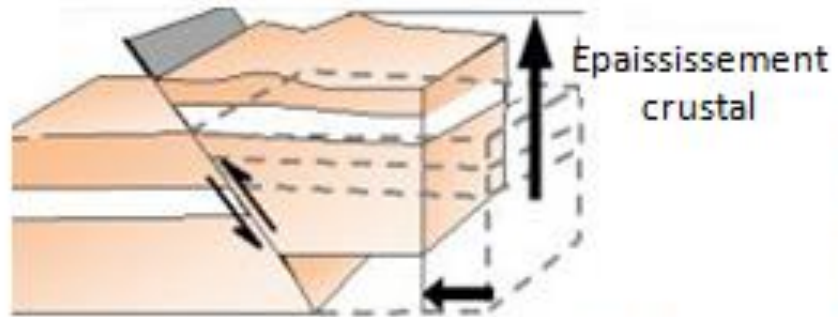
Au niveau de certaines failles inverses, les contraintes sont telles que les blocs finissent par se superposer : c'est un chevauchement. La formation de **chevauchement** d'une taille de l'ordre du kilomètre correspond à une **nappe de charriage**. Lorsque plusieurs nappes ou chevauchements s'empilent ou se succèdent dans une même zone, on parle d'**écailles crustales**.



Les **plis et les nappes** sont parfois bien visibles car les strates affectées sont bien contrastées. Mais souvent, c'est la présence de contacts anormaux (discontinuités) dans les terrains qui signale la présence du chevauchement : un terrain ancien recouvre un terrain plus jeune, par exemple.

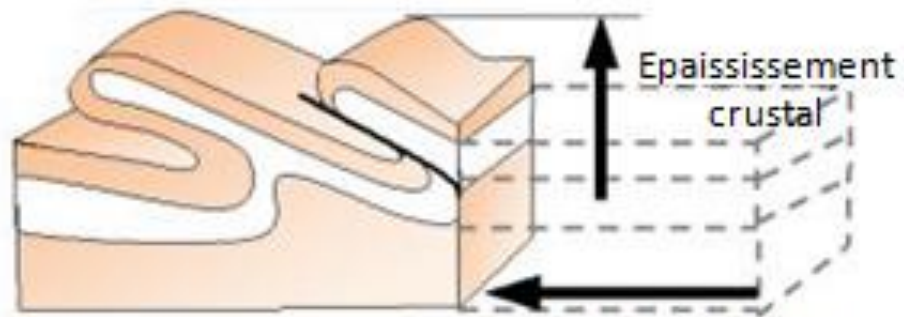


Faïlle inverse



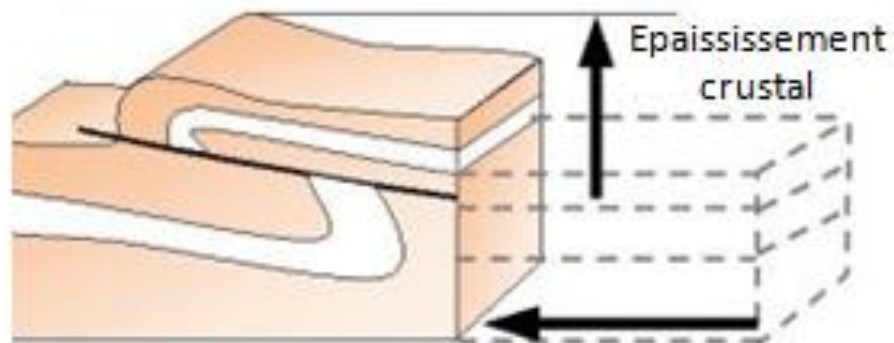
Raccourcissement lié à contexte de convergence

Pli Pli faille



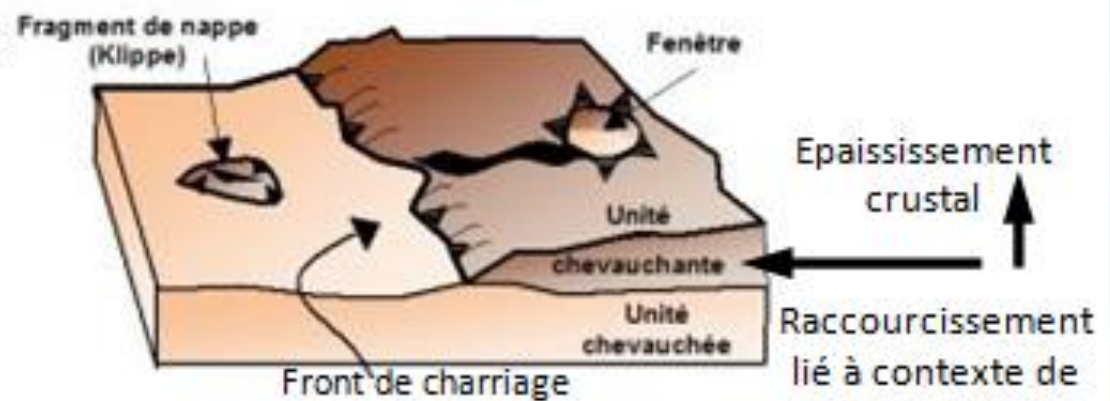
Raccourcissement lié à contexte de convergence

Chevauchement



Raccourcissement lié à contexte de convergence

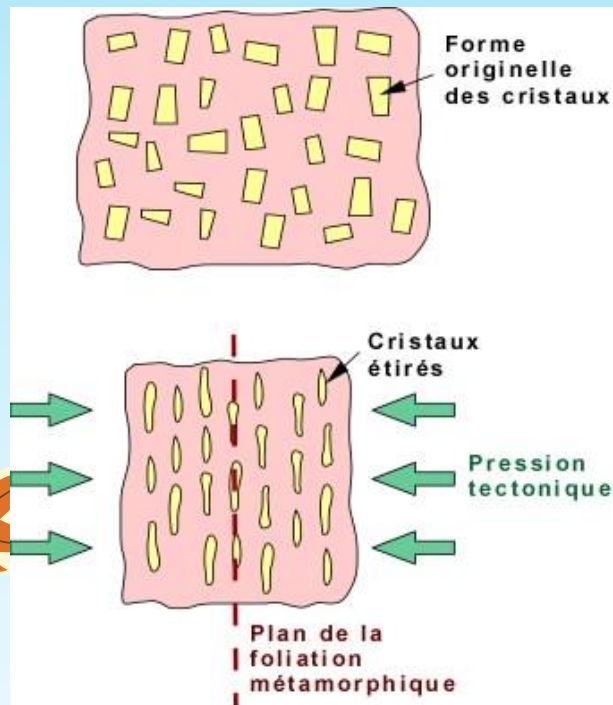
Nappe de charriage



Epaississement crustal ↑
Raccourcissement lié à contexte de convergence

2. Des marqueurs de collision en profondeur

A. A l'échelle des roches



Lorsqu'une roche se retrouve à une profondeur supérieure à celle de sa formation elle va subir une augmentation de température et/ ou de pression. Elle devient une roche métamorphique. Les réactions, qui s'opèrent entre les minéraux à l'état solide, entraînent des modifications de la structure et de la composition minéralogique de la roche.

Ces roches, métamorphosées en profondeur, peuvent (à la faveur de l'érosion par exemple), se retrouver en surface.

Au niveau de la structure des roches en fonction de la profondeur atteinte, on peut avoir

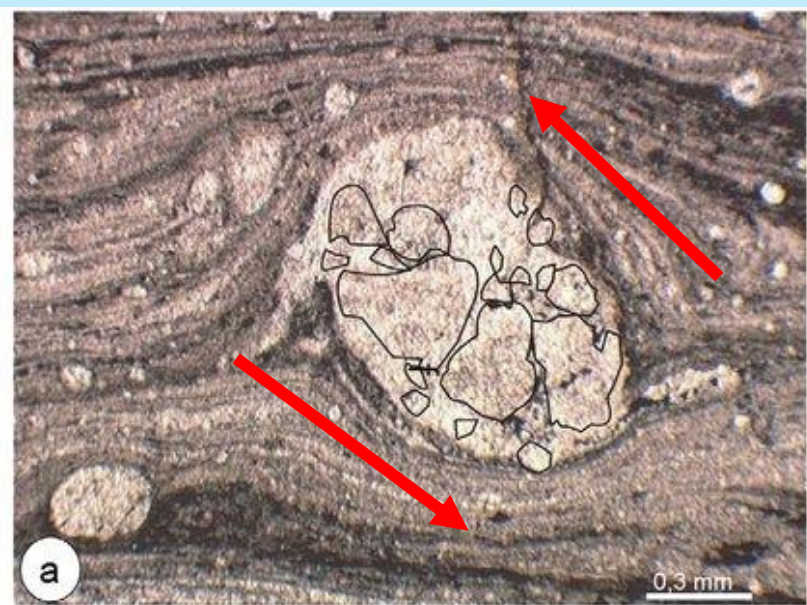
- **Une schistosité** (faible profondeur) : feuilletage plus ou moins serré présenté par certaines roches, acquis sous l'influence de contraintes tectoniques, selon lequel elles peuvent se débiter en lames plus ou moins épaisses et régulières. Elle s'observe à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon à l'œil nu. (Ex : ardoise, schistes, ...)

- **Une foliation** (forte profondeur) : ensemble de « lits » plus ou moins parallèles de minéraux observable à l'échelle de la roche (aspect rubané) et de la lame. (Ex : gneiss).

C'est le cas, **des gneiss** dont la composition minéralogique est semblable au granite mais qui présentent un **arrangement en lits ou feuilletés** où alternent des minéraux sombres (biotite) avec des minéraux clairs (quartz et feldspaths) : **foliation**. Le granite a **été métamorphisé en gneiss** sous l'effet de la **compression par enfouissement de la lithosphère continentale**.



Photographie : Pierre Thomas



Gneiss



Crédit photo : Pierre Barbey

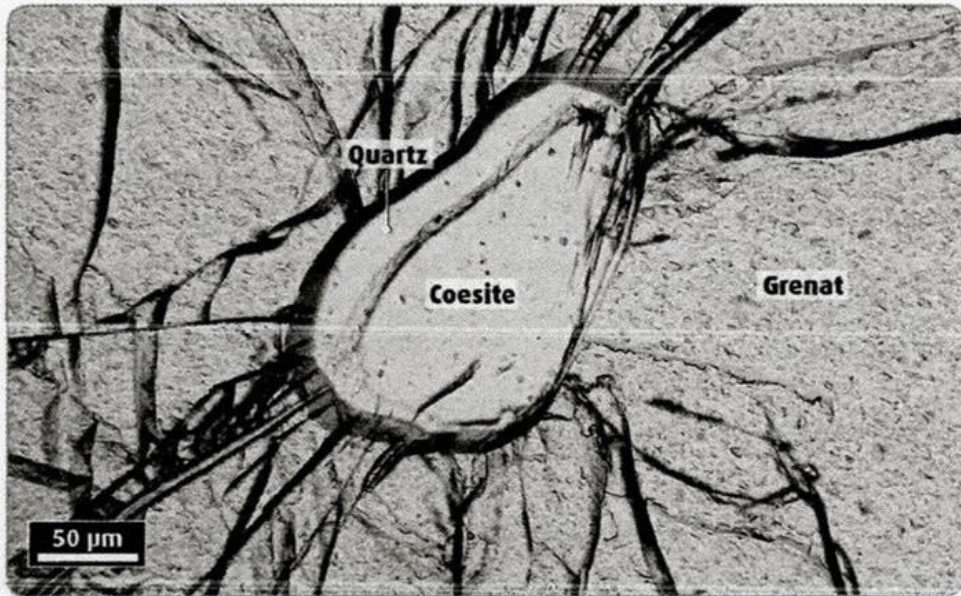
dans les orthogneiss



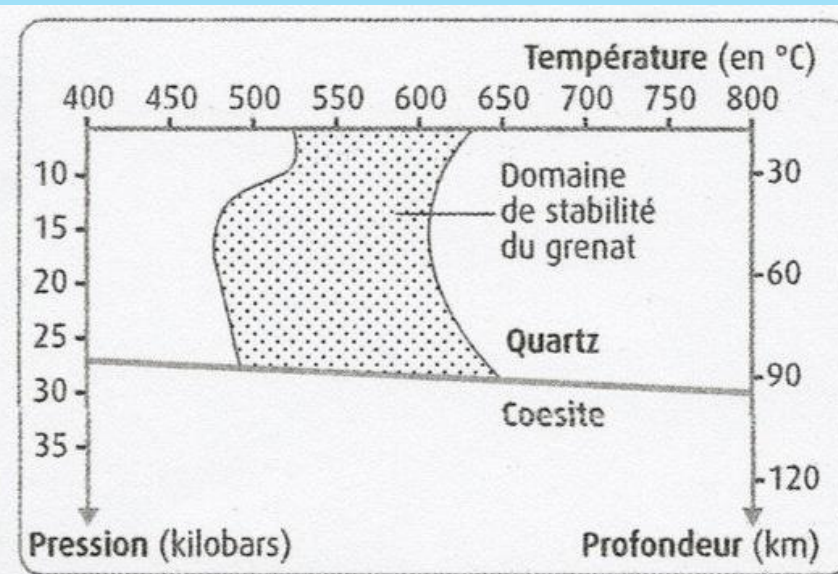
Crédit photo : Jean Macaudière

dans les paragneiss

B. A l'échelle minéralogique



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

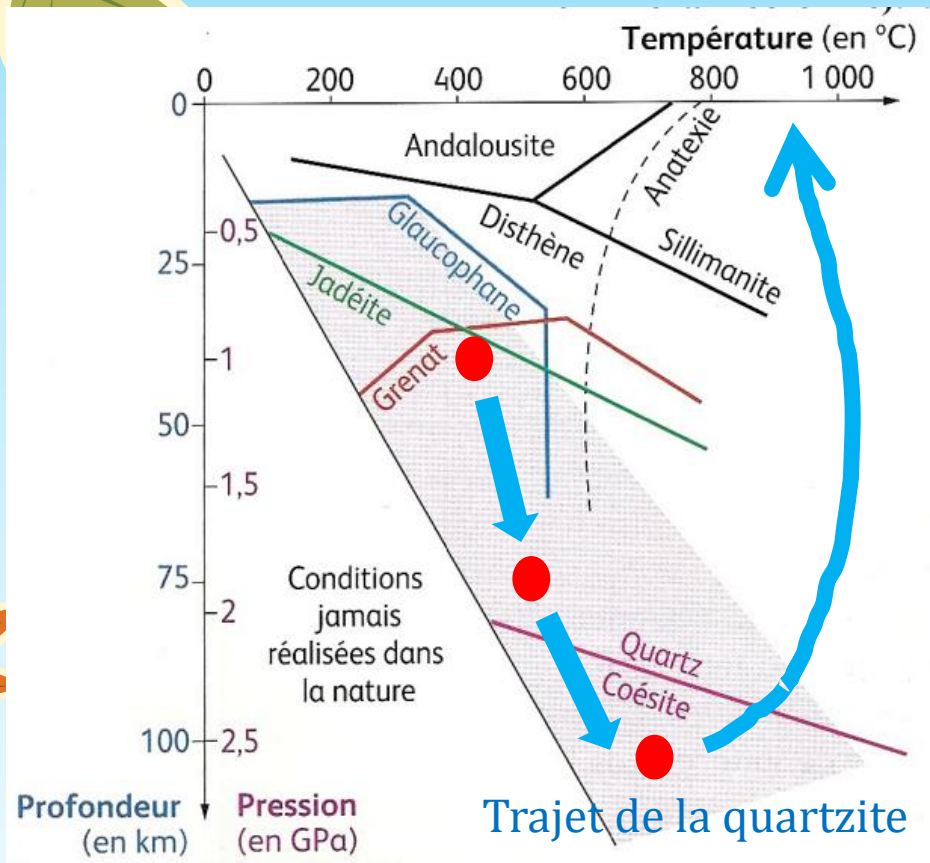


2. Domaines de stabilité du quartz, de la coésite et du grenat. Coésite et quartz ont la même composition chimique (SiO_2) mais des propriétés physiques différentes. Le quartz a une masse volumique de $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$, la coésite a une masse volumique de $3,01 \text{ g.cm}^{-3}$.

L'observation microscopique de la quartzite du massif de Dora Maira prélevée en surface montre:

- qu'il y a 3 minéraux présents: le grenat, le quartz et la coésite.
- Le quartz forme une auréole autour de la coésite. Ce quartz se transforme en coésite, il est donc antérieur à la coésite.
- Les cristaux de grenat dans lequel se trouvent l'inclusion mixte quartz/coésite présente de nombreuses fractures rayonnant autour de l'inclusion de coésite. On conclut que la formation de quartz est postérieure à celle du grenat.

L'ordre d'apparition des minéraux est : grenat puis quartz puis coésite.



Histoire de la roche (quartzite):

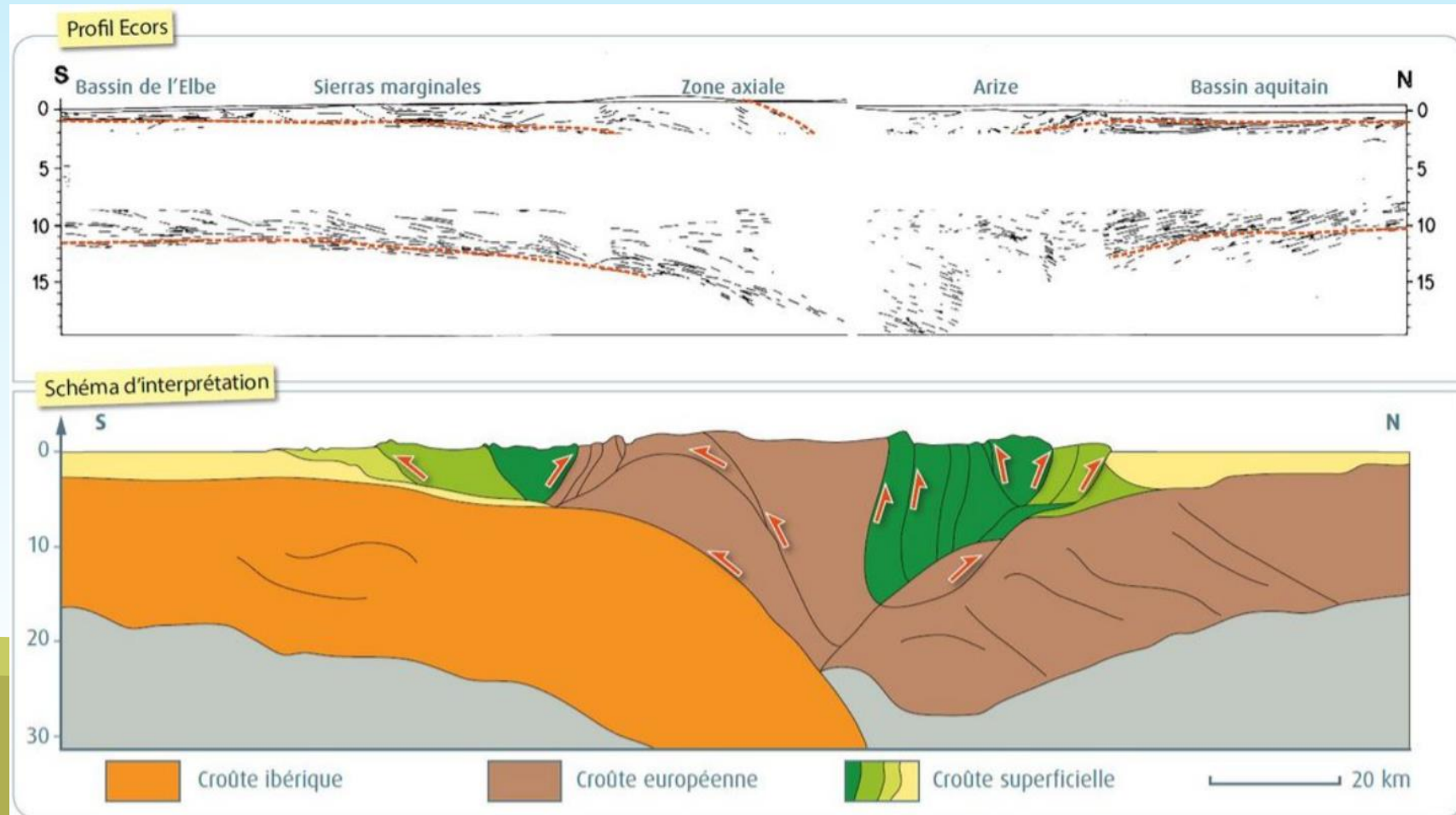
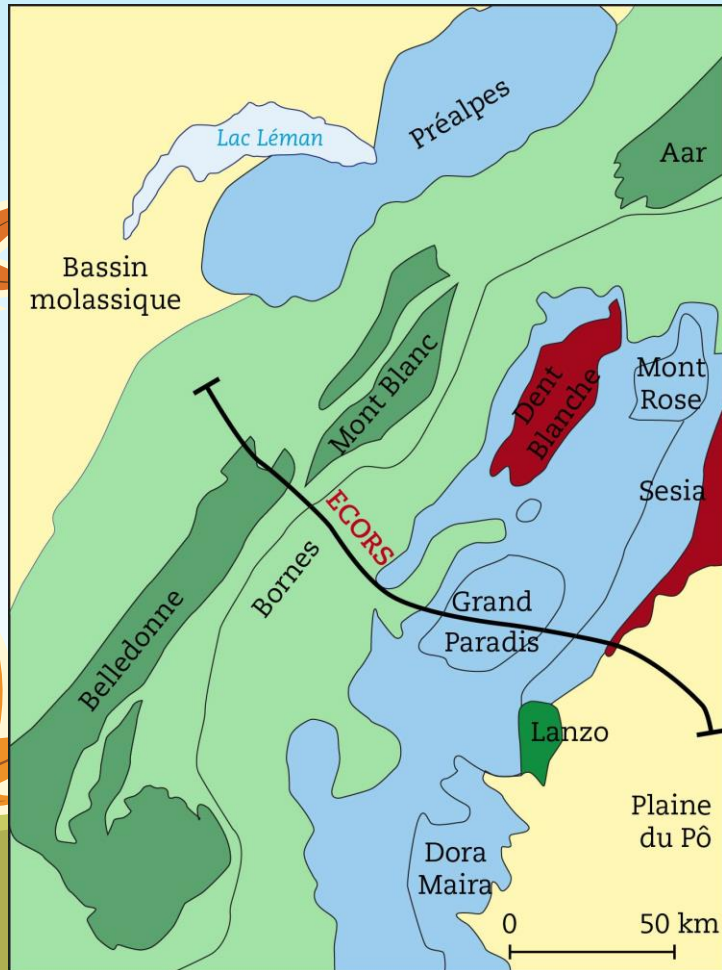
le quartz est stable vers 80-90km et pour 400-800°C, la coésite est stable au-delà de 90 km et en-dessous de 800°C et le grenat est stable entre 50 et 75 km.

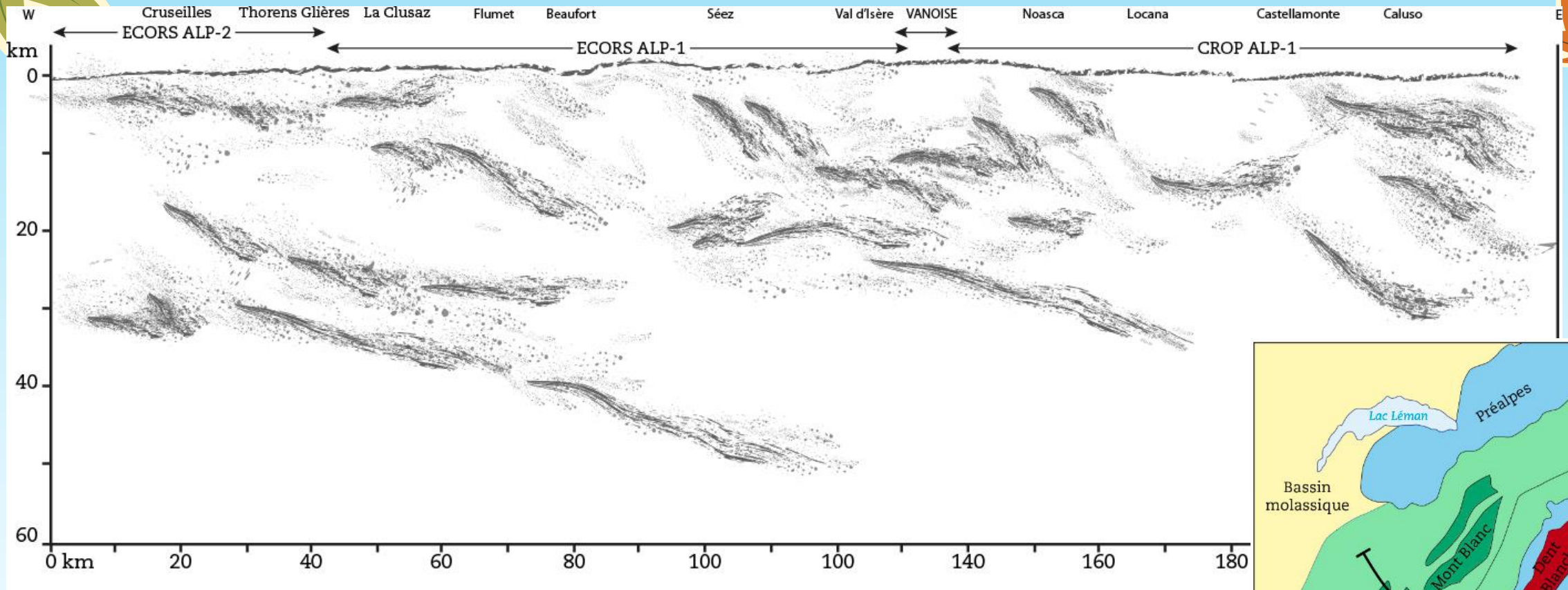
Si on retrouve du grenat dans la roche cela prouve qu'elle s'est formée à moyenne profondeur (50 km) puis la roche a poursuivi sa subduction pour dépasser les 75 km. Cela a permis la création de quartz. Enfin, la subduction se poursuit encore et la coésite se crée. Ainsi, la roche a subduit jusqu'à plus de 100 km lors de la formation des Alpes: elle a subit un métamorphisme de très haute pression et de basse température (THP-BT). Puis elle est remontée à la surface car elle est actuellement visible à l'affleurement dans le massif de Dora Maira.

Lors du trajet retour, la coésite se retransforme en quartz puis le quartz moins dense en grenat (c'est cela qui fait éclater le grenat qui n'est plus stable à faible profondeur). Mais si la roche remonte assez vite (ce qui est le cas ici), des inclusions de coésite persistent.

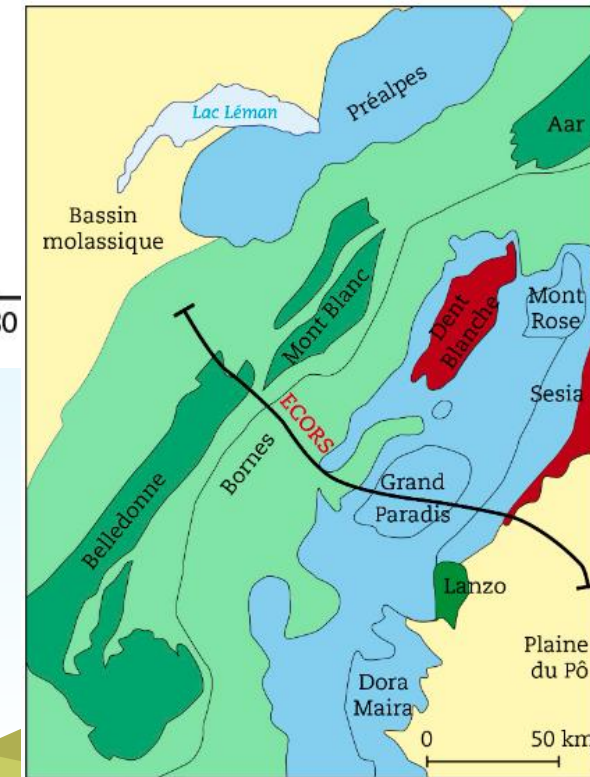
C. Indice géophysique de la collision continentale

En provoquant des explosions ou des vibrations mécaniques en surface, les géophysiciens peuvent déclencher 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 nappes de charriage. Une étude systématique des échos sismiques permet aux spécialistes de localiser ces différents réflecteurs et d'avoir une idée de la structure profonde de la chaîne.

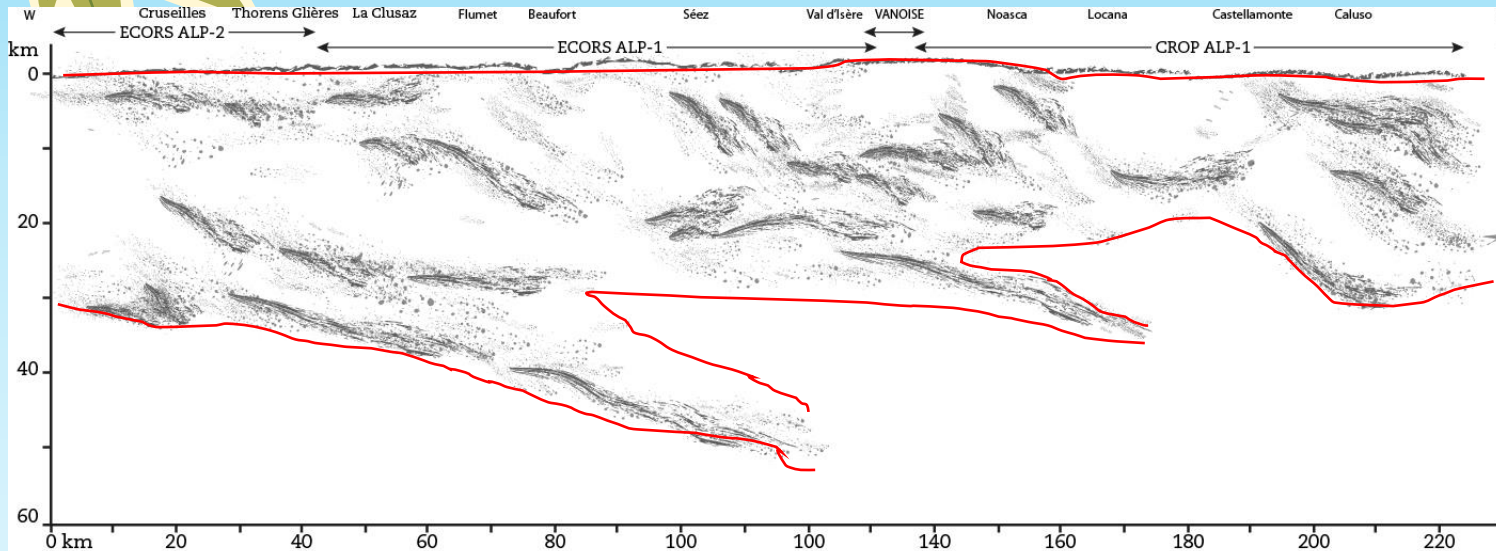




Profil ECORS réalisé par étude sismique des ondes P et PmP dans les Alpes



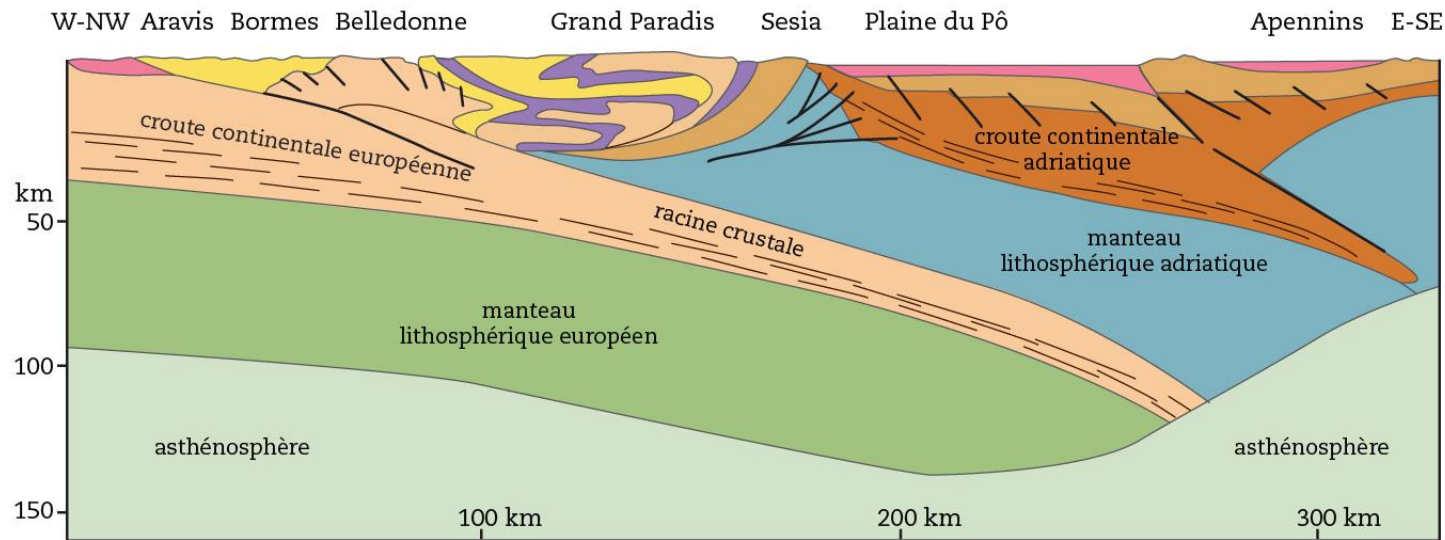
Interprétation détaillée du profil ECORS



L'affrontement de lithosphères de mêmes densités conduit à un épaississement crustal.

L'épaisseur de la croûte résulte d'un raccourcissement et d'un empilement des matériaux lithosphériques, bien visible sur le profil ECORS.

L'analyse ultérieure donne le schéma interprétatif ci-dessous.



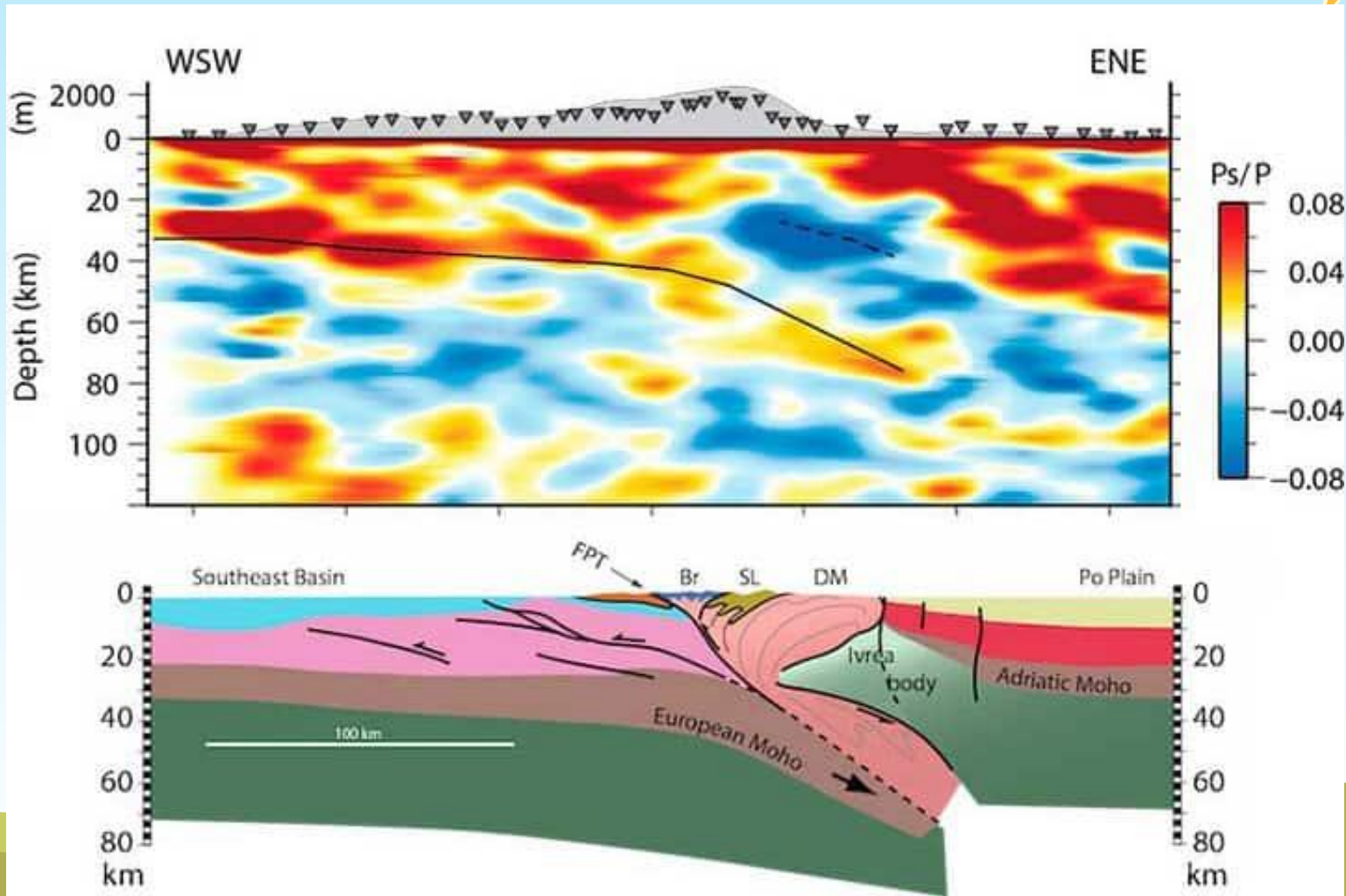
- | | | | |
|--|--|--|--|
| croute continentale européenne | croute continentale adriatique | ophiolites (croûte océanique) | manteau lithosphérique de la plaque adriatique |
| sédiments initialement déposés sur la marge européenne | sédiments initialement déposés sur la marge adriatique | manteau lithosphérique de la plaque européenne | dépôts sédimentaires détritiques péri-alpins |

Carte de l'étude sismique dans les Alpes occidentales de l'expérience CIFALPS. Les **zones en rouge** correspondent aux discontinuités où la **vitesse sismique augmente avec la profondeur**. Les **zones en bleu** correspondent à celles où la **vitesse décroît vers le bas**. Le trait noir continu est le Moho européen.

Les anomalies de vitesse des ondes sismiques montrent que la vitesse des ondes sismiques décroît du haut vers le bas. Cette observation prouve que la croûte inférieure européenne enfouie à 75 km, dont la vitesse sismique est relativement lente, est surmontée par des roches de vitesses plus rapides, donc nécessairement mantelliques.

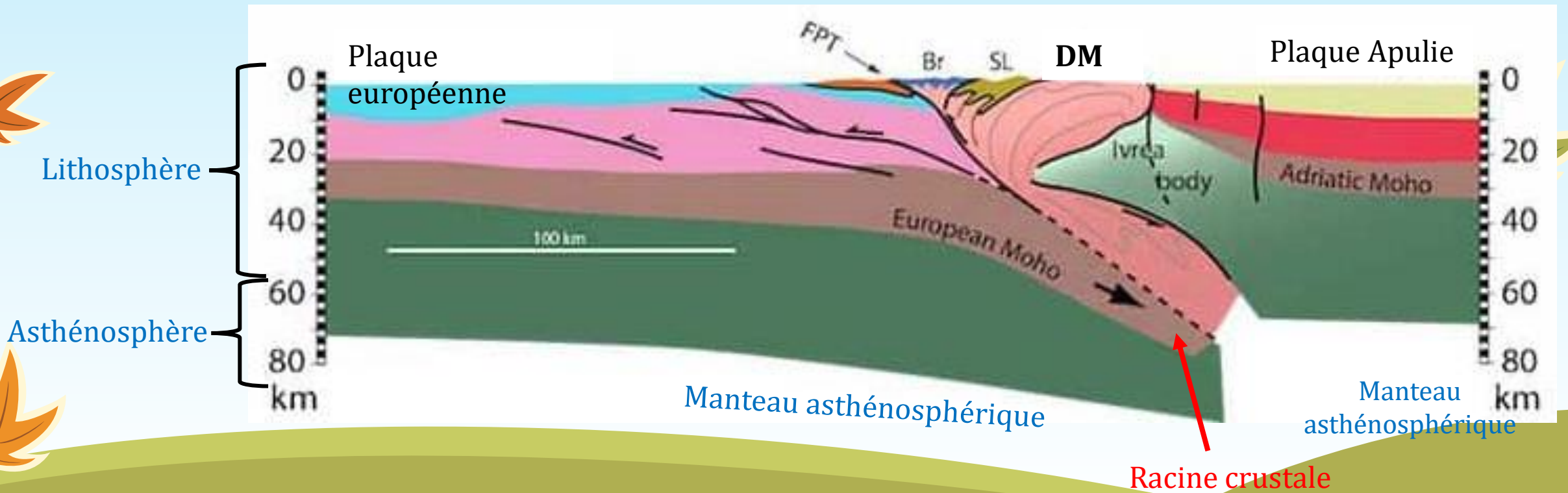
On peut conclure que la lithosphère continentale européenne plonge dans le manteau.

Les géologues et géophysiciens de l'équipe CIFALPS proposent finalement une nouvelle coupe interprétative construite sur la base des contraintes géologiques et géophysiques (sismologiques et gravimétriques) dont ils ont testé la conformité avec les données par simulation numérique.



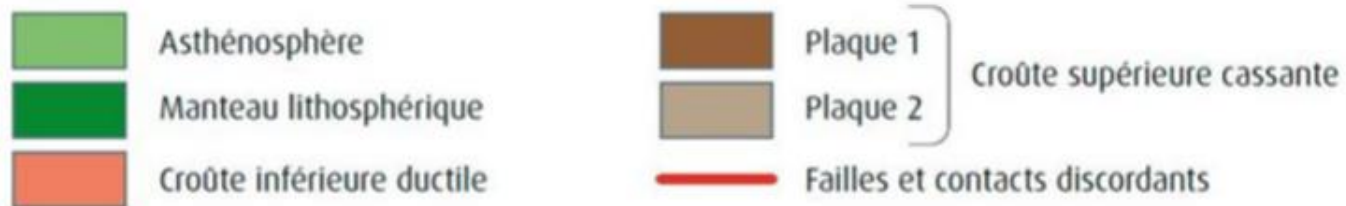
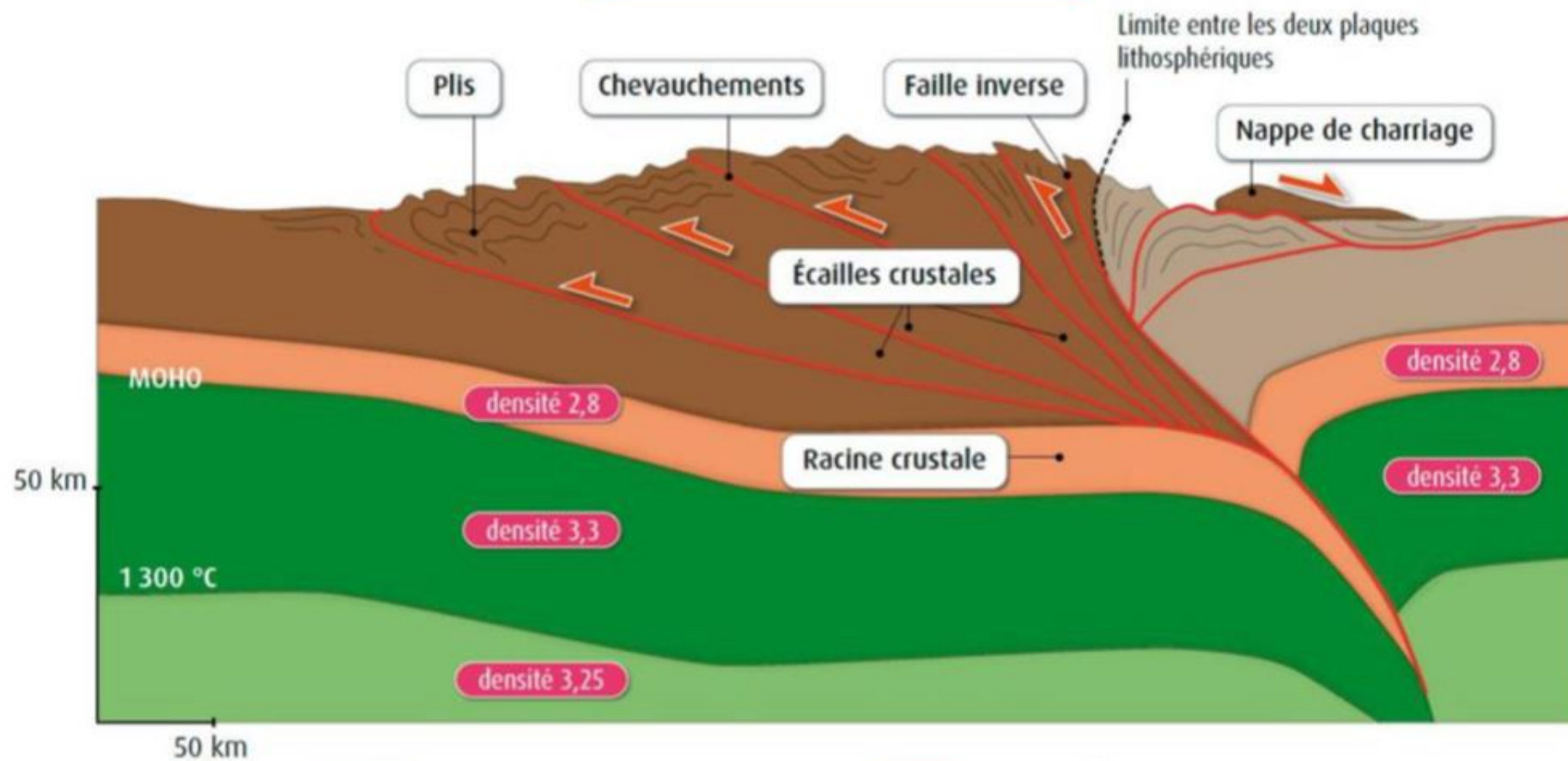
Attention: la couleur rouge ne correspond pas à du matériel chaud !

Aujourd'hui, les résultats issus de l'analyse des données de tomographie sismique menée en 2012-2013 dans les Alpes franco-italiennes, prouve l'existence de la **subduction continentale** (la plaque européenne est entrée en subduction sous la plaque Apulie = Italie) . La position des réflecteurs sismiques montre que le Moho européen s'enfonce entre 75 km et 100km de profondeur sous Dora Maira (DM) suivant les profils réalisés.



Notez les différences d'interprétation des résultats issus de la tomographie sismique (CIFALPS) et de l'étude sismique des réflecteurs (ECORS) sur la profondeur de la racine crustale.

Une zone de collision



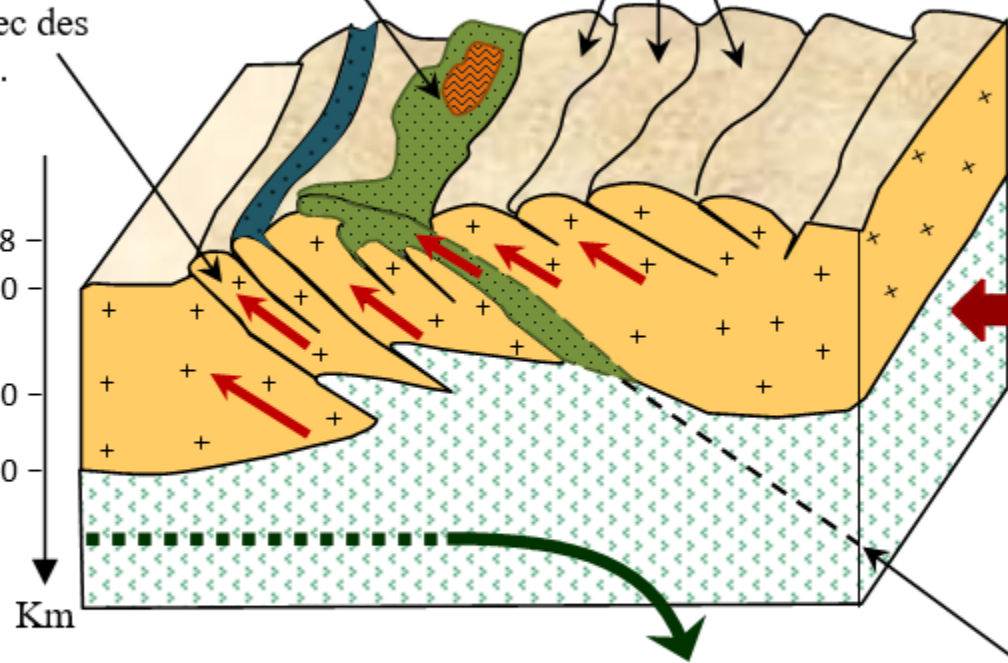
⑤ + ② - Complexe **ophiolitique** et **roches sédimentaires** océaniques formées en milieu profond.

⑥ - **Nappes de charriages** avec des plis et des failles inverses.

⑥ - **Nappes de charriages** avec des plis et des failles inverses.

⑦ - **Relief positif** important.

⑧ - **Racine crustale.**



Relief positif.

Épaississement



Raccourcissement



Convergence.



Épaississement

Racine crustale.

Subduction du manteau de la lithosphère continentale.

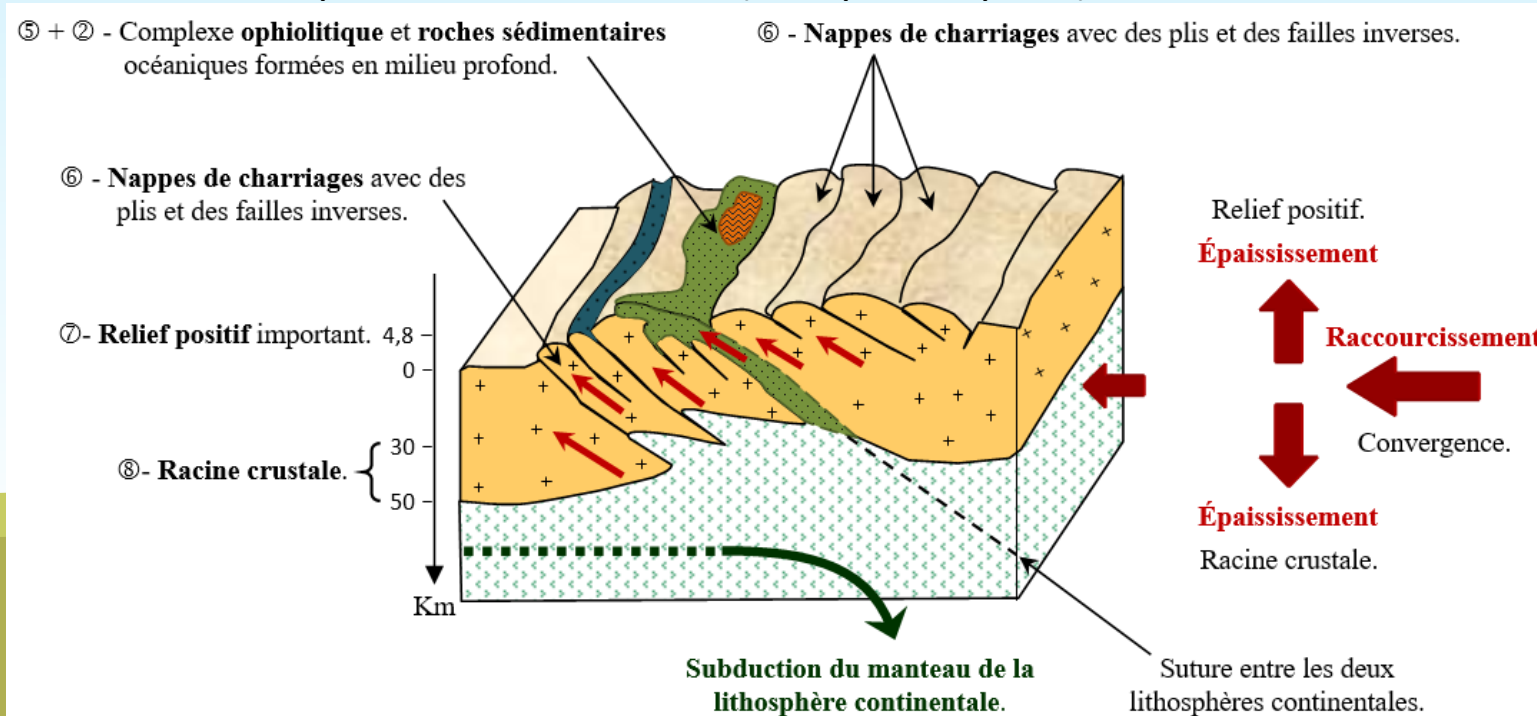
Suture entre les deux lithosphères continentales.

Les marqueurs géologiques de la collision de deux lithosphères continentales.

Marqueurs géologiques de la collision de deux lithosphères continentales.

② + ⑤ - Lorsque la lithosphère océanique est entièrement subduite, les marges des deux lithosphères continentales (Europe et Apulie) entrent en **collision** ce qui est associé au **charriage** d'une portion de la lithosphère océanique sur la croûte continentale européenne. Cet événement explique la présence au sein de la chaîne des Alpes des **roches sédimentaires** océaniques, formées en milieu profond (argiles, radiolarites...), et du complexe **ophiolitique**, qui marquent la zone de « **suture** » des deux lithosphères continentales autrefois séparées par un domaine océanique.

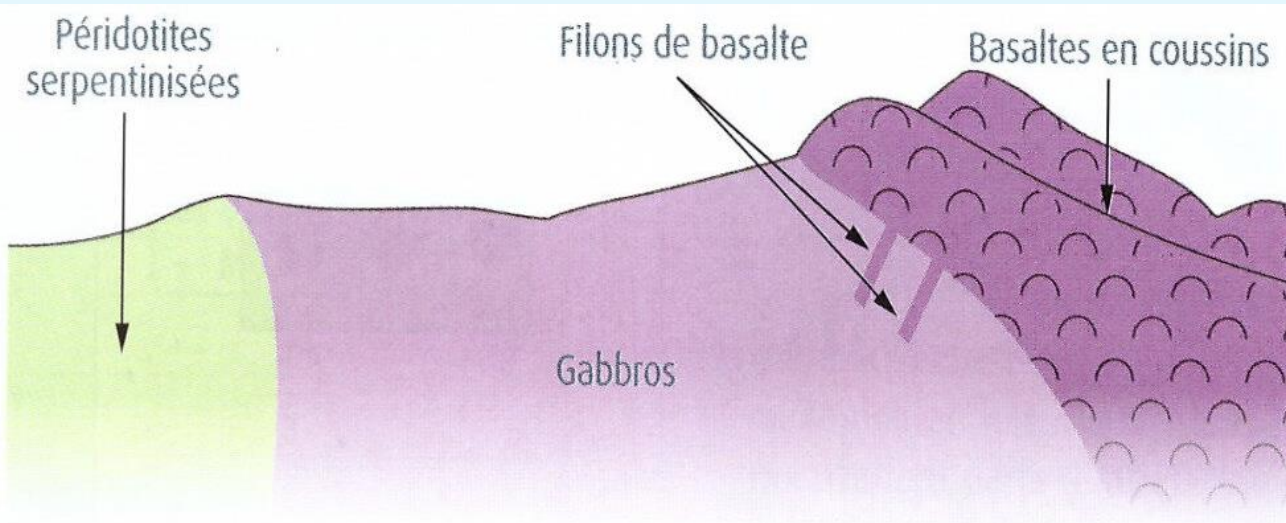
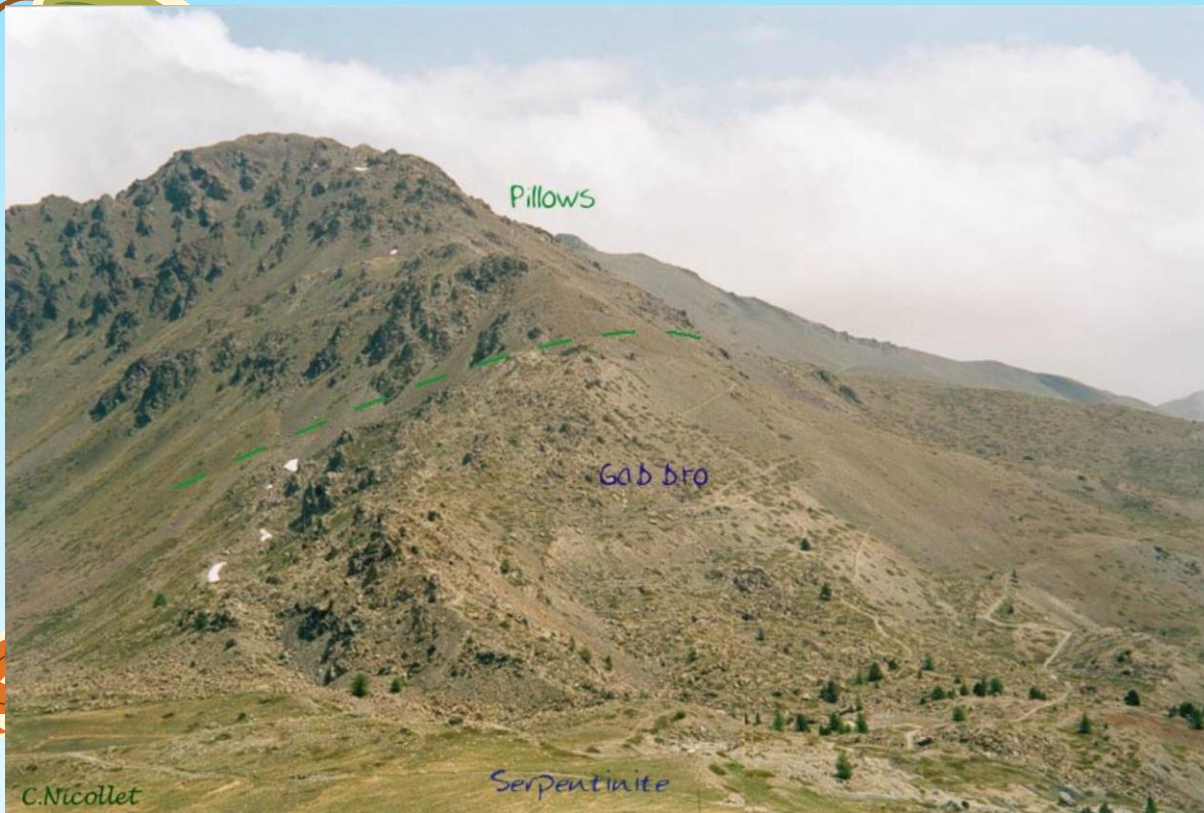
⑥ + ⑦ + ⑧ - Après le début de la **collision**, la partie mantellique de la lithosphère continentale européenne continue de subduire en raison de sa forte densité alors que la partie crustale qui ne plonge pas dans l'asthénosphère forme un empilement de **nappes de charriage** avec des plis et des failles inverses associés au **raccourcissement** et à l'**épaississement** important de la croûte continentale (**relief positif + racine crustale**). Ceci témoigne d'une tectonique en compression due à la convergence et à la collision de deux lithosphères continentales (Europe et Apulie).



Massif du Chenaillet dans les Alpes



Lithosphère océanique en surface = **ophiolite**

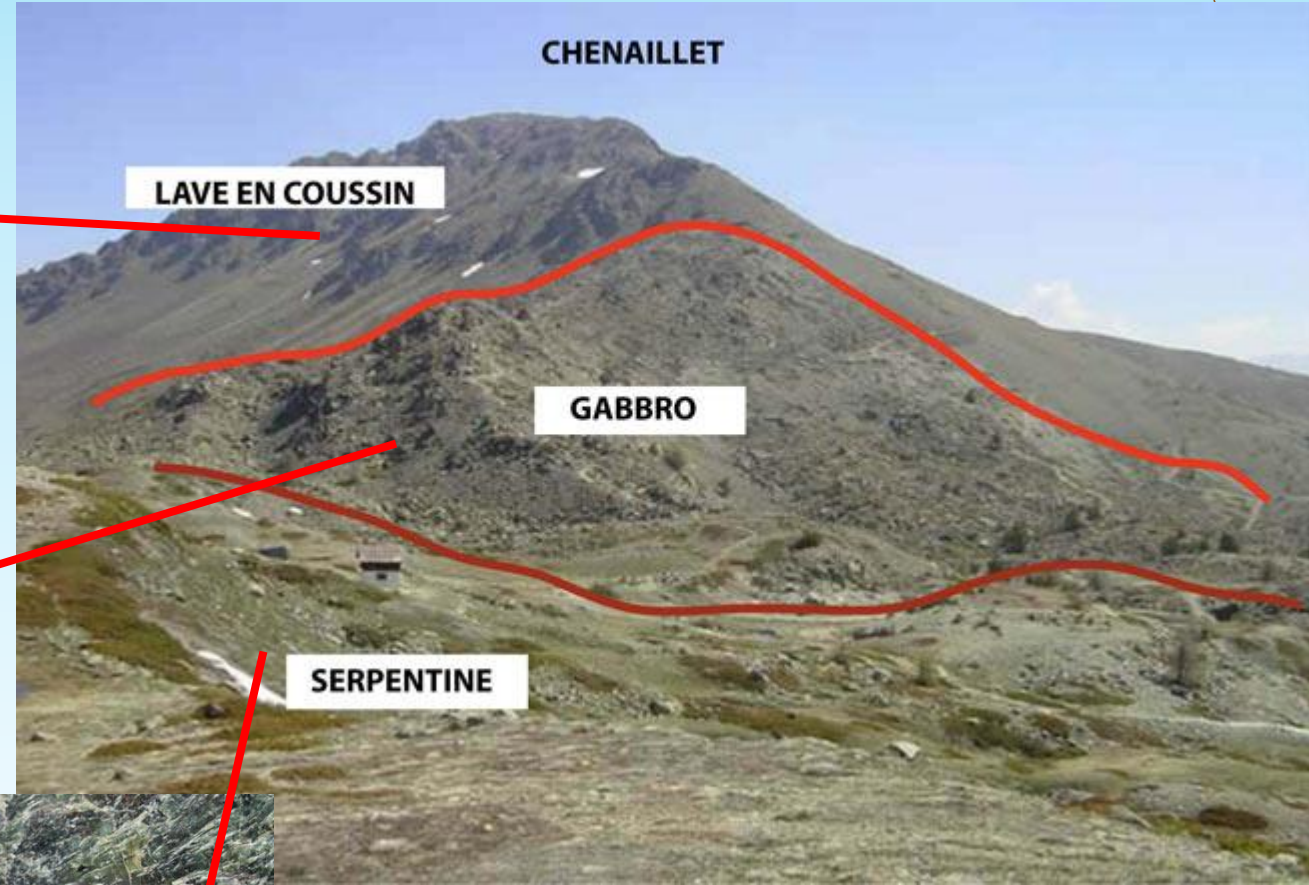


Roche	Description
serpentine	Les serpentinites sont des roches métamorphique qui se forme suite à l'hydratation d'une autre roche : la péridotite
métagabbro	C'est aussi une roche métamorphique mais qui provient de l'hydratation d'un gabbro . Celui-ci possède des minéraux verdâtres : actinote ou chlorite Son vrai nom est le metabaggro à faciès schiste vert ou métagabbro à chlorite et actinote. Il y a aussi des métagabbros à faciès schiste bleu qui contiennent du glaucophane, un minéral bleu.
métabasalte	Le métabasalte est une roche métamorphique mais provenant d'un basalte pillow lava ou basaltes en coussins en français. Lorsque la lave d'une température de 1 000 à 1 200°C entre en contact brutal avec de l'eau, elle forme des boules visqueuses qui s'empilent les unes sur les autres et qui, une fois durcies, donnent cette formation géologique particulière.

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

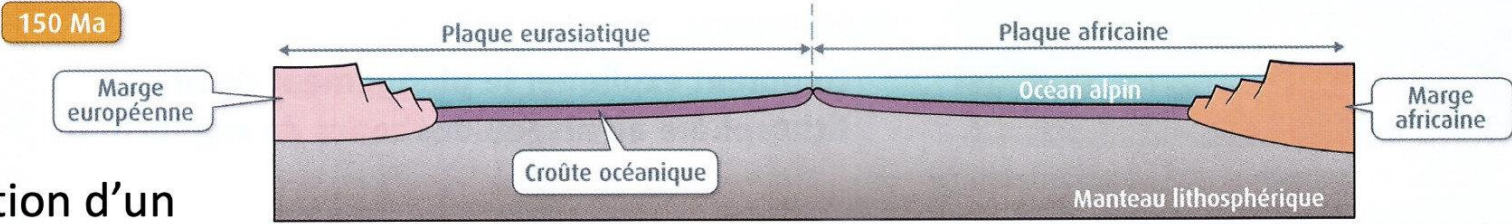


La succession de roches observée dans l'ophiolite du Chenaillet (basalte en coussins, gabbros et serpentinite) permettent d'affirmer qu'il ne s'agit pas d'une croûte continentale, mais d'un fragment de croûte océanique associé à des roches du manteau.



Mais comment peut-on retrouver un morceau de fond océanique dans une chaîne de montagne ?

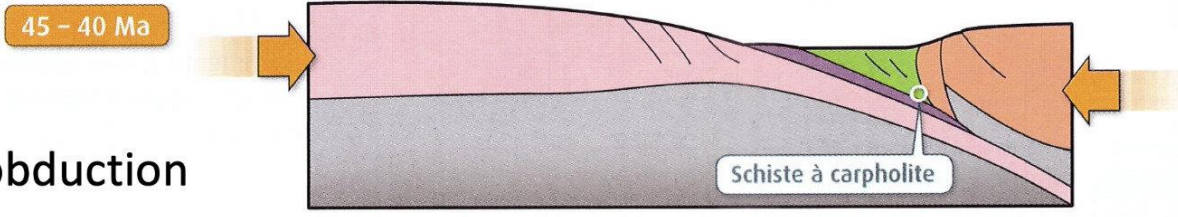
Formation d'un océan alpin



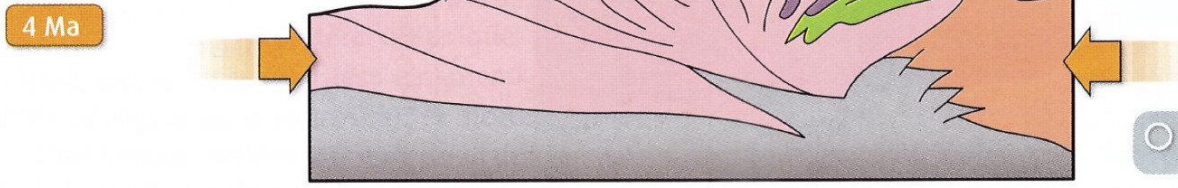
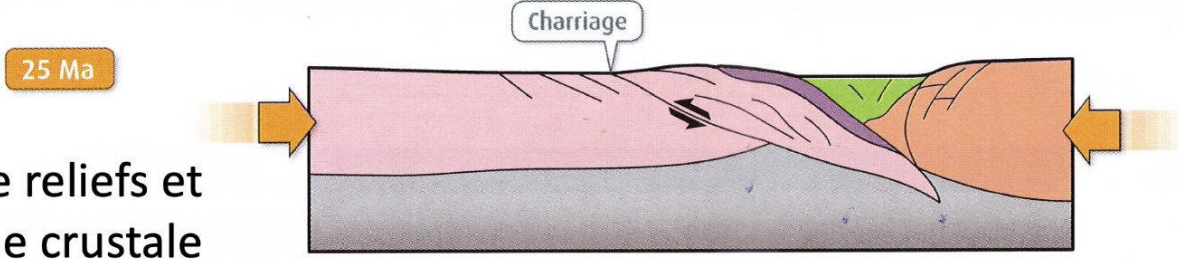
Fermeture de l'océan alpin



Collision et obduction



Création de reliefs et d'une racine crustale



○ Zone de formation de la roche indiquée