

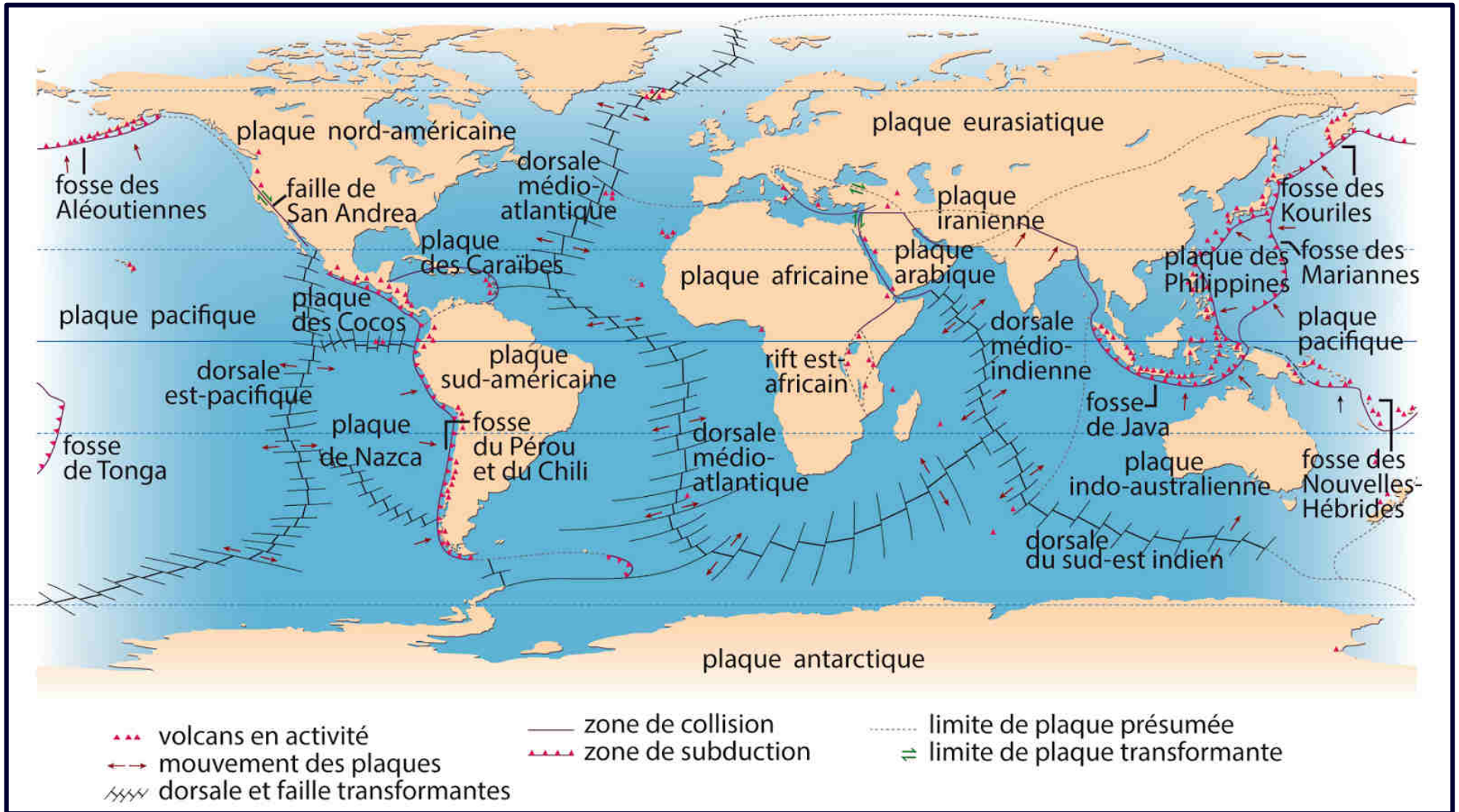
Partie 2 – La dynamique interne de la Terre

Chapitre 2 – La dynamique du globe terrestre



Chapitre 2

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

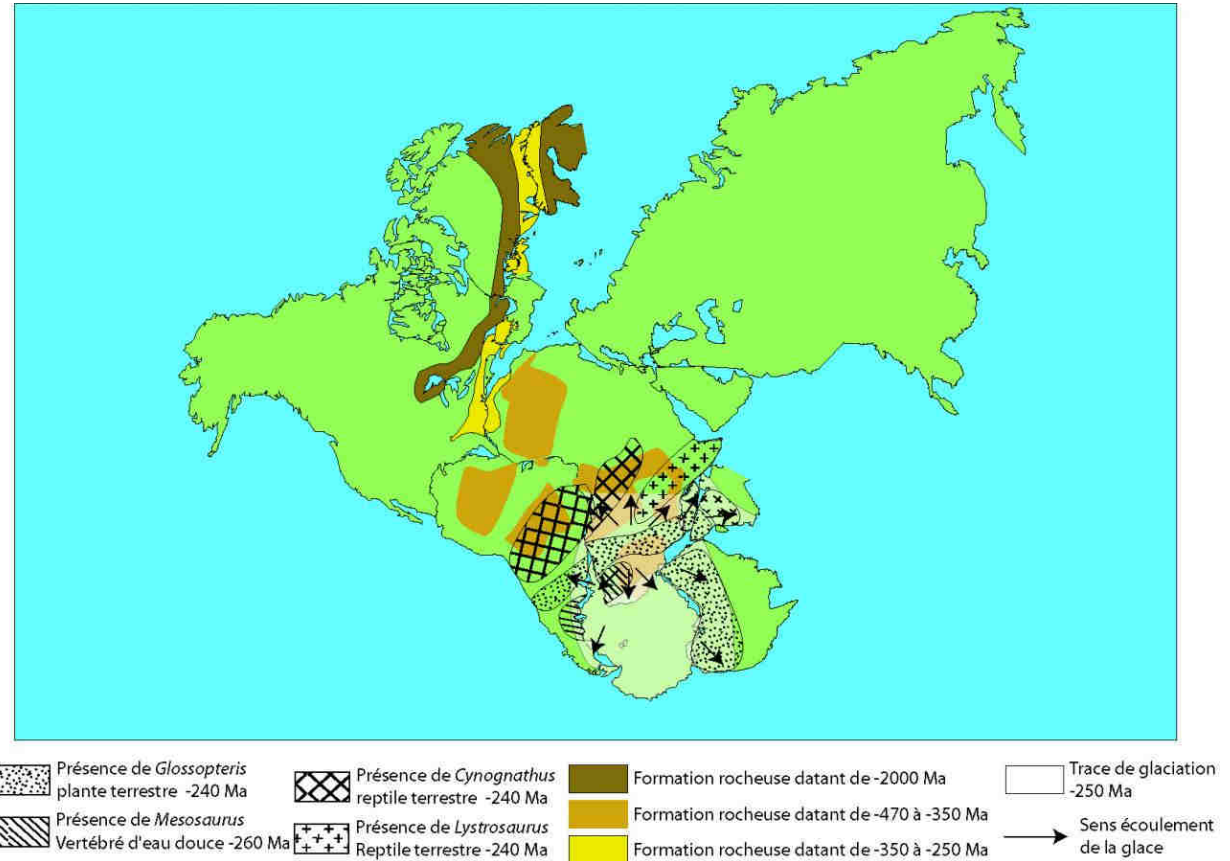


I. Le mouvement des plaques lithosphériques

Quels sont les arguments en faveur de la mobilité lithosphérique ?

1. Les données de Wegener

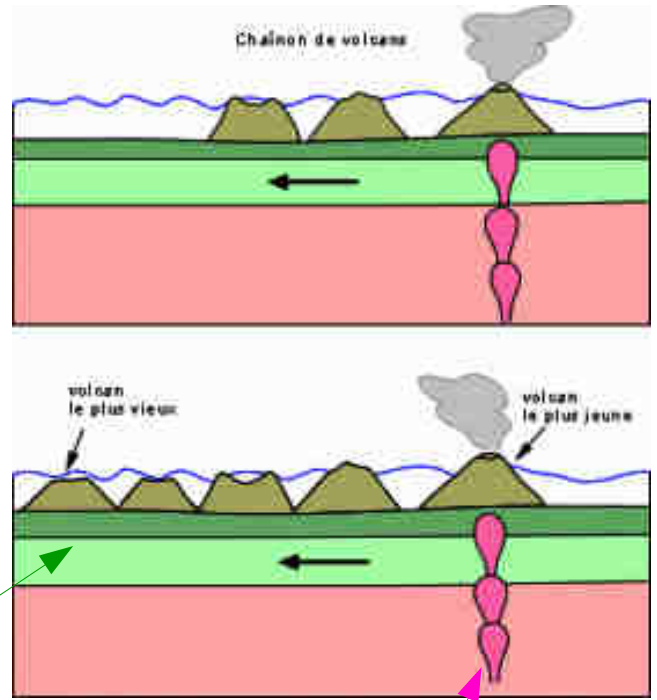
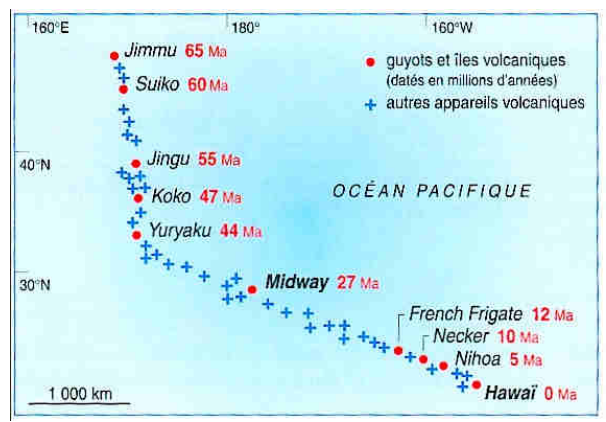
- similitudes de fossiles
- similitudes de formations géologiques
- correspondance des formes des continents



Chapitre 2

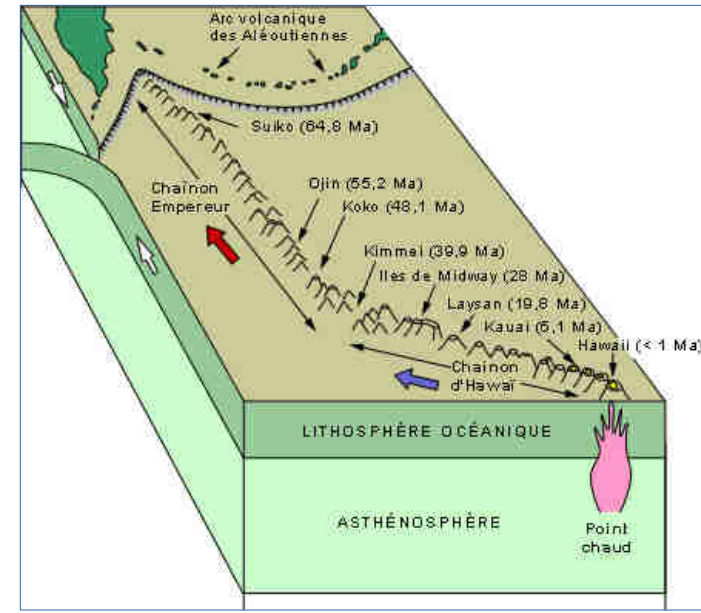
I. Le mouvement des plaques lithosphériques

2. Les alignements des volcans de points chauds



Volcans et plaques mobiles

Source de matière chaude fixe



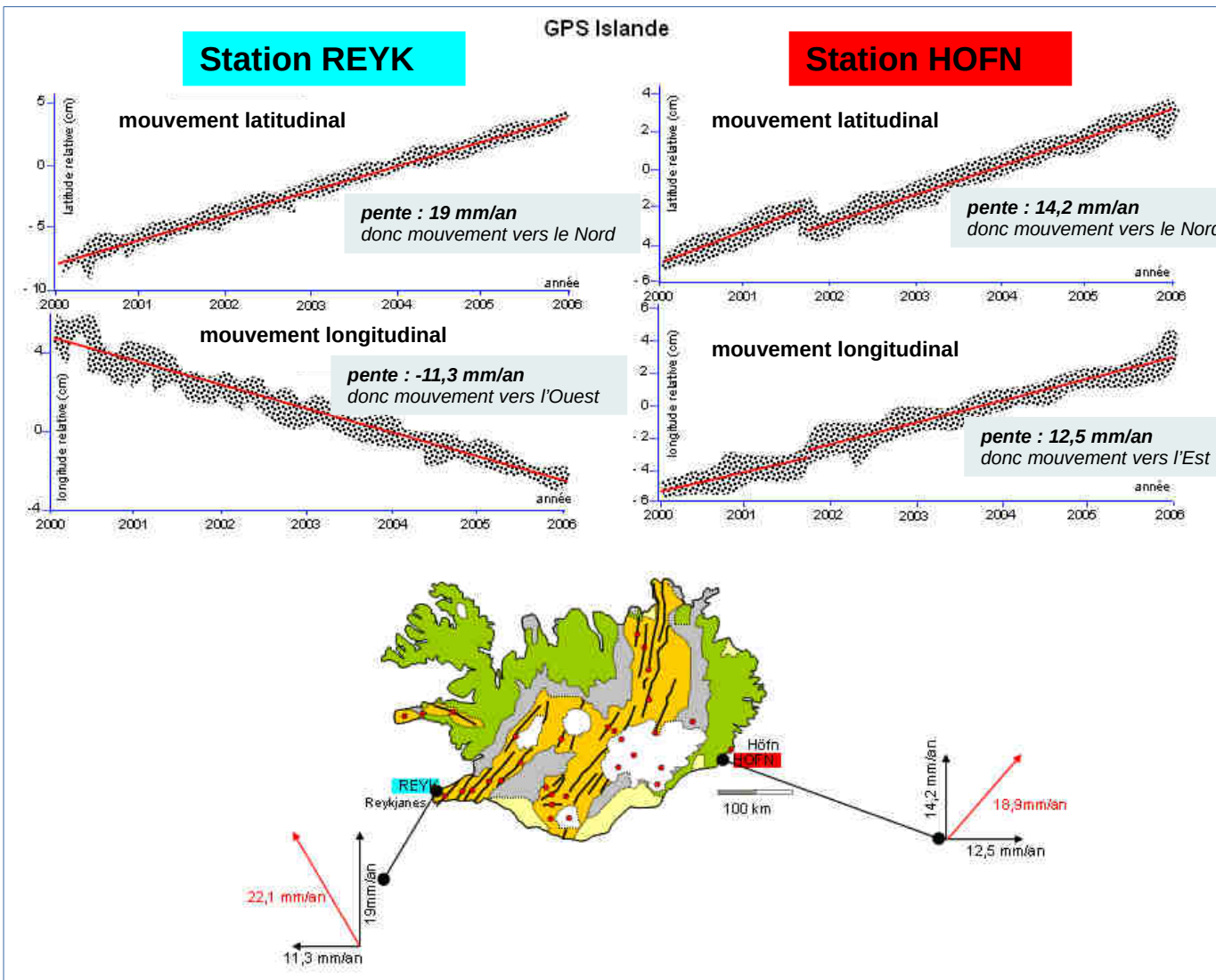
Vidéo : C'est Pas Sorcier !!!

L'alignement de volcans aujourd'hui inactifs dont 1 seul est actuellement en activité est alimenté par une source profonde fixe indique que la plaque portant les volcans est mobile.

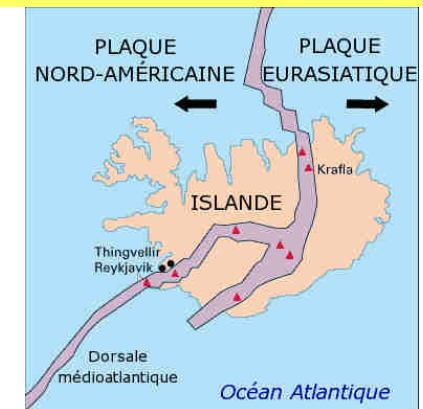
Chapitre 2

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

3. Les mouvements des stations GPS



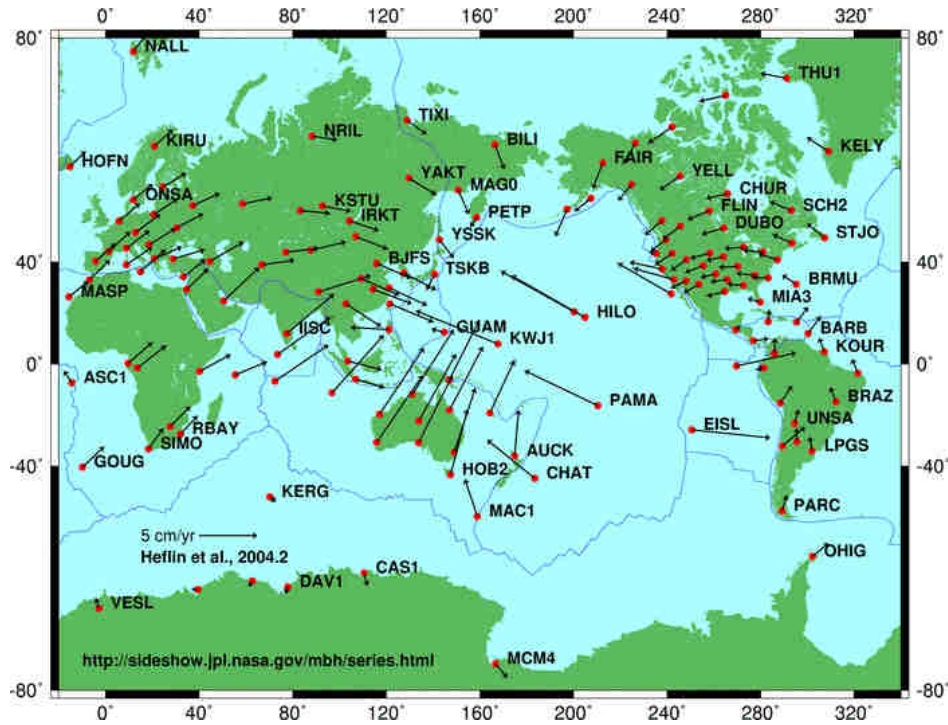
Le déplacement de stations GPS permet de déterminer la mobilité des plaques qui portent ces stations GPS. Sur l'exemple ci-contre, on note l'éloignement des deux stations GPS, islandaises donc la divergence des deux plaques situées de part et d'autre de la dorsale Atlantique.



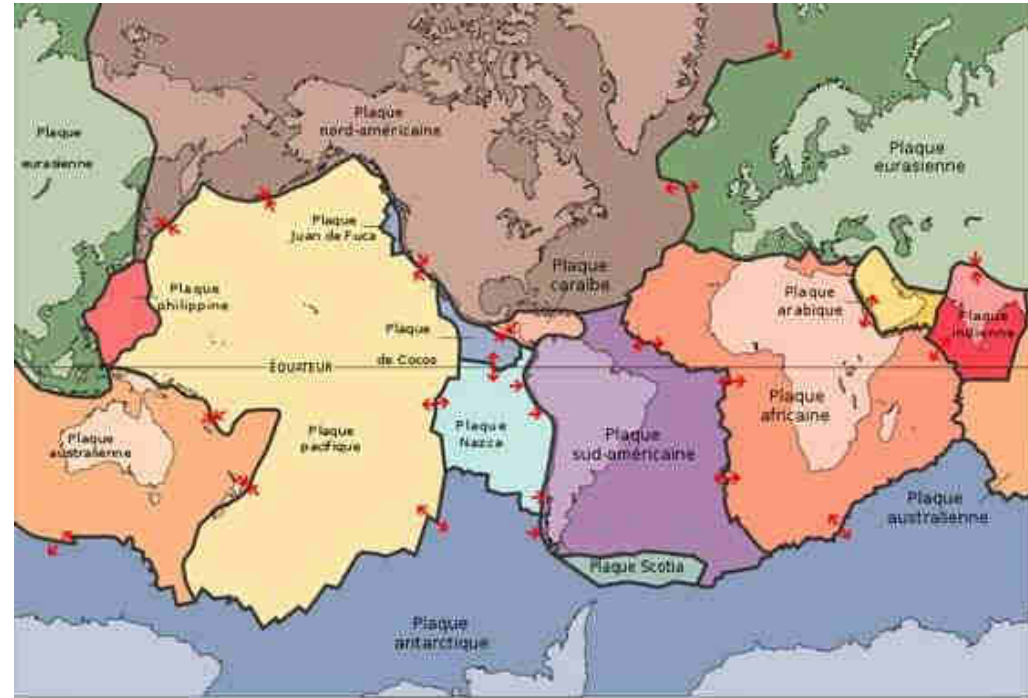
Chapitre 2

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

3. Les mouvements des stations GPS



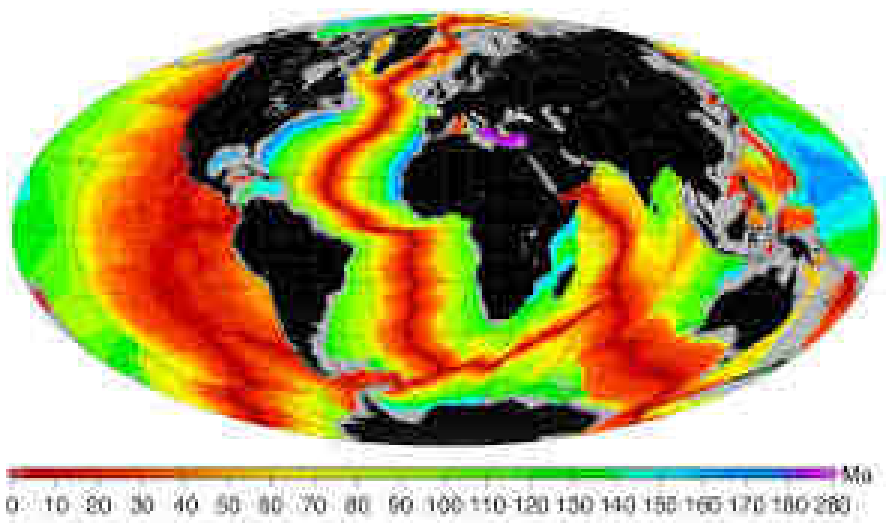
Mouvement spécifique des plaques



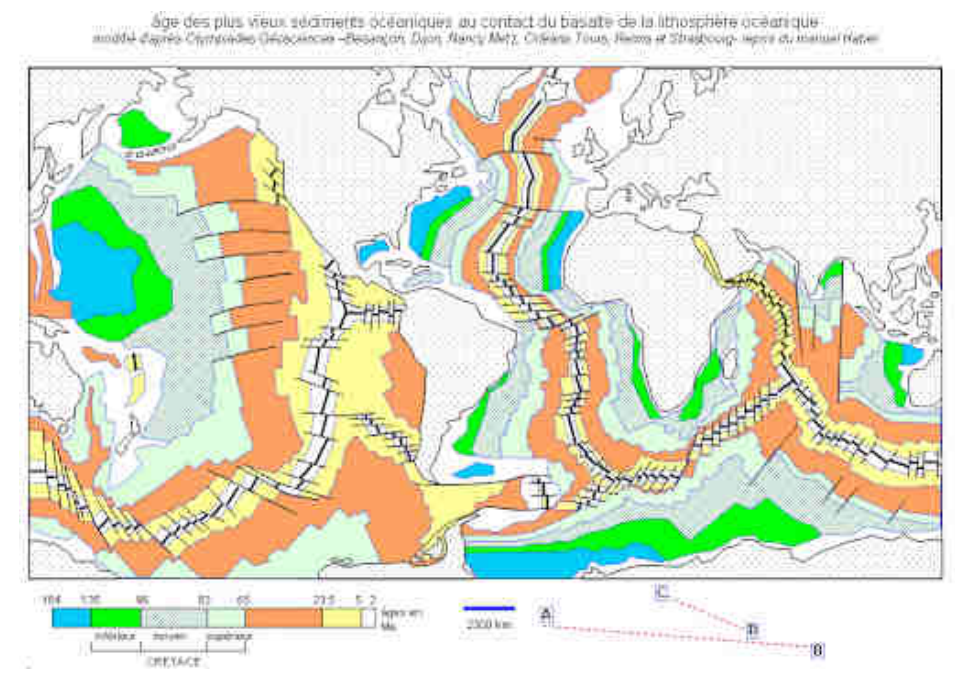
Mouvement relatif des plaques

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

4. L'organisation de l'âge des fonds océaniques



1. Age de la croûte océanique



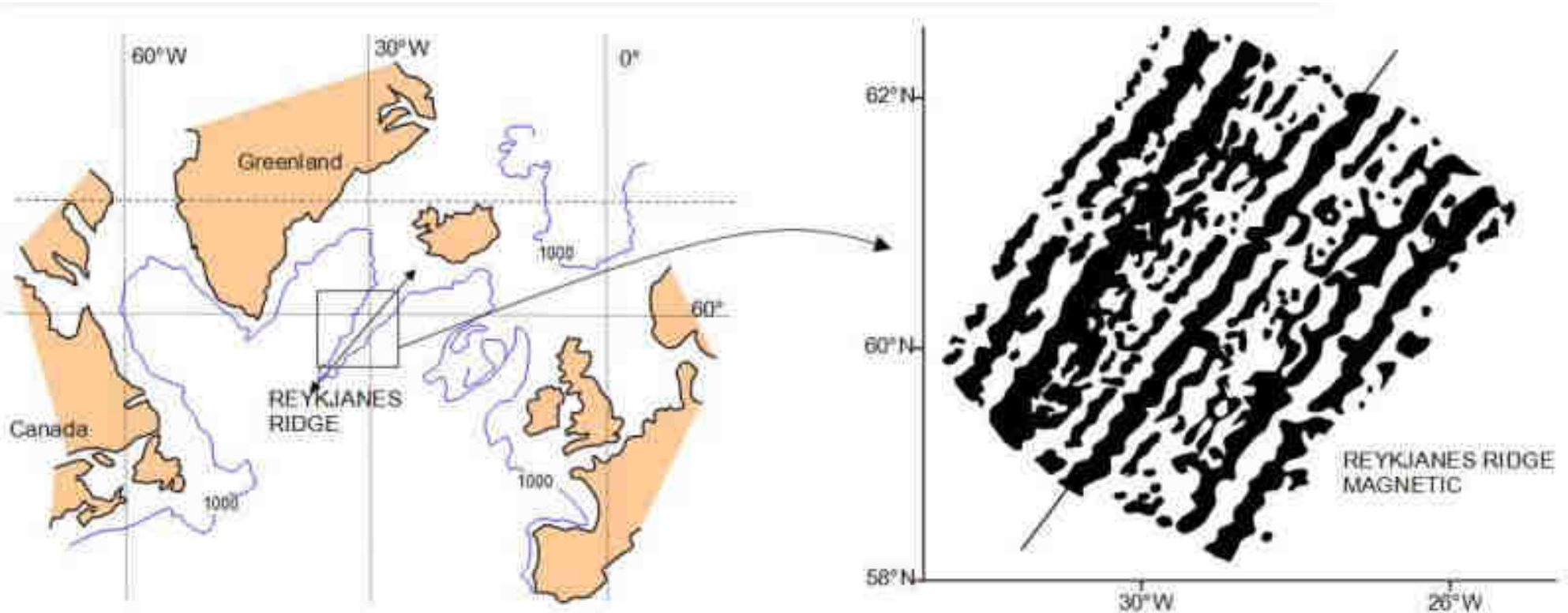
2. Age des plus vieux terrains sédimentaires

La croûte océanique (1) et les sédiments (2) formant le fond des océans n'ont pas le même âge sur toute la surface : ils sont d'autant plus jeunes qu'ils sont localisés dans la partie centrale des océans, et en particulier dans l'océan Atlantique. Cela indique que la croûte océanique se forme progressivement et s'écarte de part et d'autre de la dorsale. Cela confirme donc la mobilité lithosphérique.

Chapitre 2

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

5. Les anomalies magnétiques

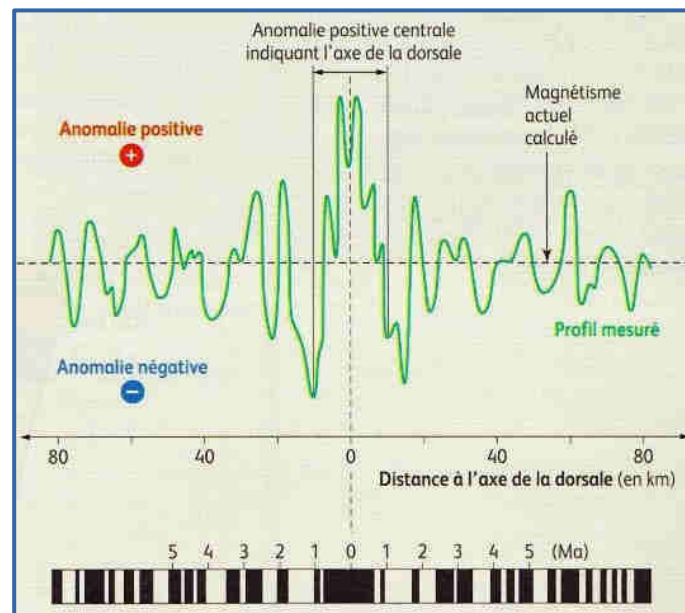
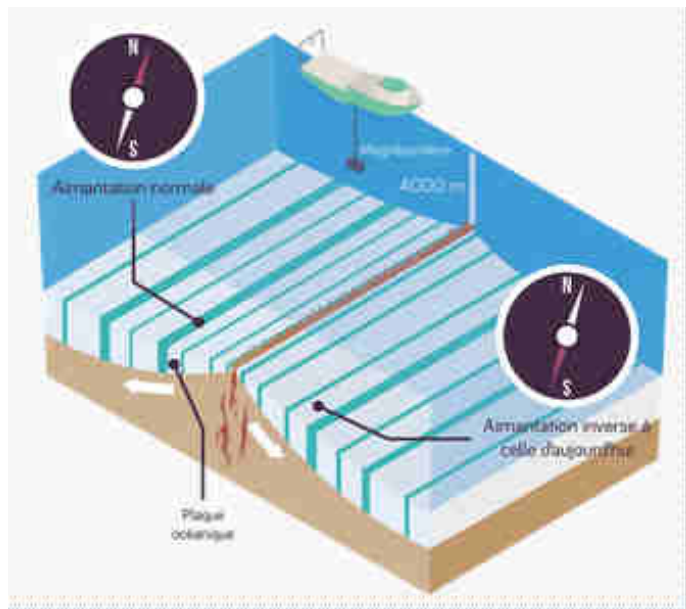


Mesure du champ magnétique au niveau de la dorsale Atlantique

Anomalies d'aimantation du fond marin autour de la dorsale Reykjanes, au sud de l'Islande (le noir correspond à une aimantation dans le sens actuel du champ et en blanc dans le sens inverse).

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

5. Les anomalies magnétiques



Mesure du champ magnétique au niveau de la dorsale Atlantique

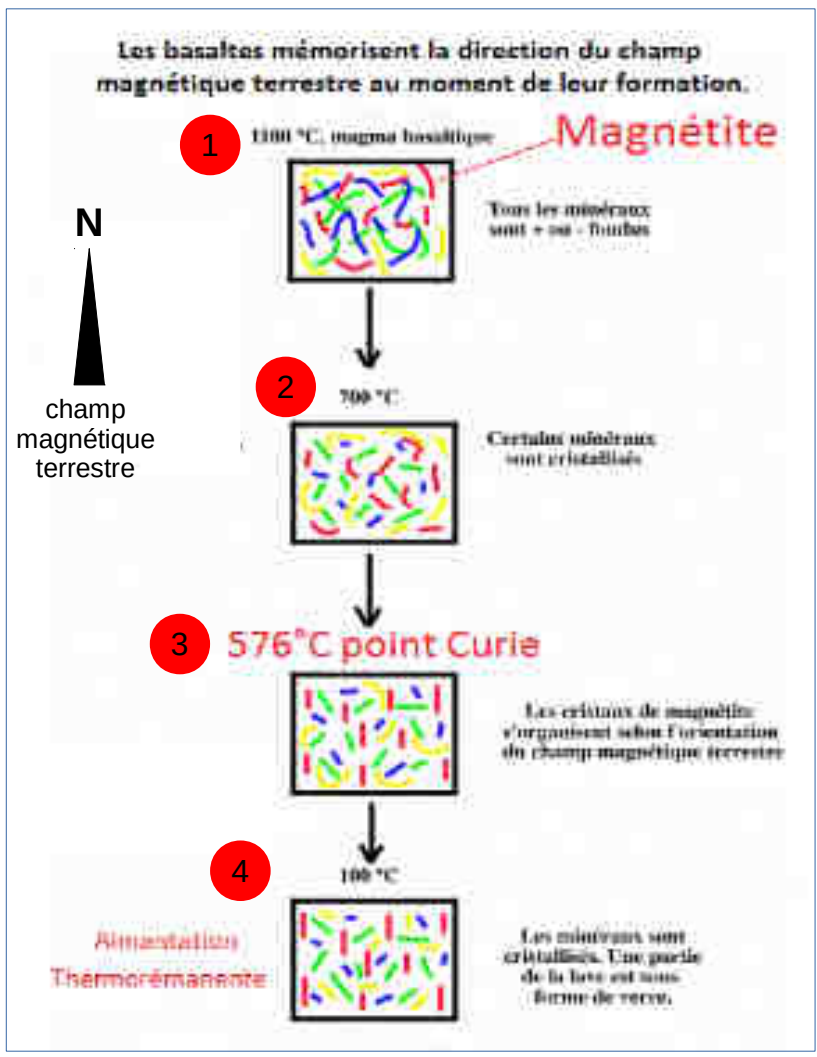
- bande noire : anomalie positive – donc les roches de la CO ont « enregistré » un champ magnétique de même orientation que l'actuel.
- bande blanche : anomalie négative – donc les roches de la CO ont « enregistré » un champ magnétique d'orientation opposée à l'actuel.

La répartition des bandes est globalement symétrique de part et d'autre de l'axe de la dorsale.

Cela confirme donc que la lithosphère se forme au niveau de l'axe de la dorsale et s'en écarte progressivement.

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

5. Les anomalies magnétiques



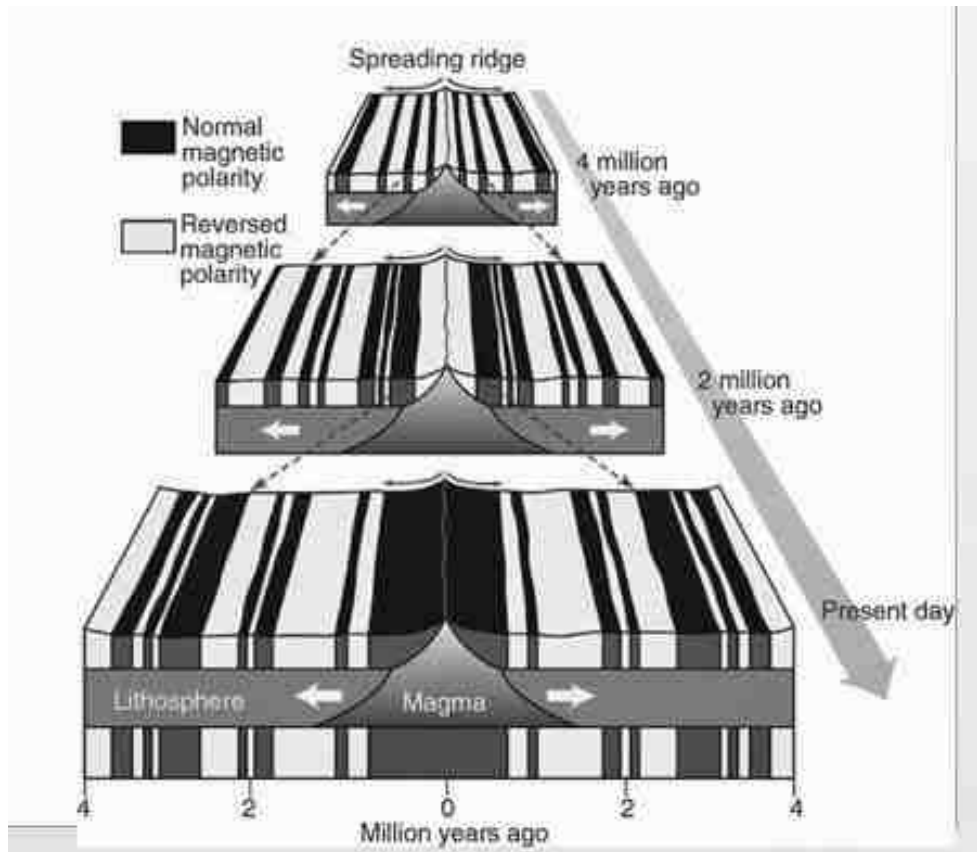
Conditions d'enregistrement du champ magnétique dans les roches

- 1 . à 1100°C, le magma basaltique est sous forme liquide.
- 2 . à partir de 700°C, les cristaux sont formés mais sans orientation particulière des minéraux.
- 3 . en dessous de la température de Curie (576°C), les cristaux de magnétite s'orientent selon le champ magnétique.
- 4 . en dessous de 100°C, la roche est entièrement cristallisée et les cristaux de magnétite ont enregistré le champ magnétique qui régnait lors de leur formation. C'est ce champ magnétique qui sera mesuré.

Chapitre 2

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

5. Les anomalies magnétiques

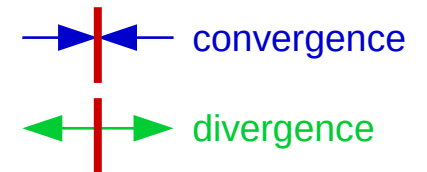
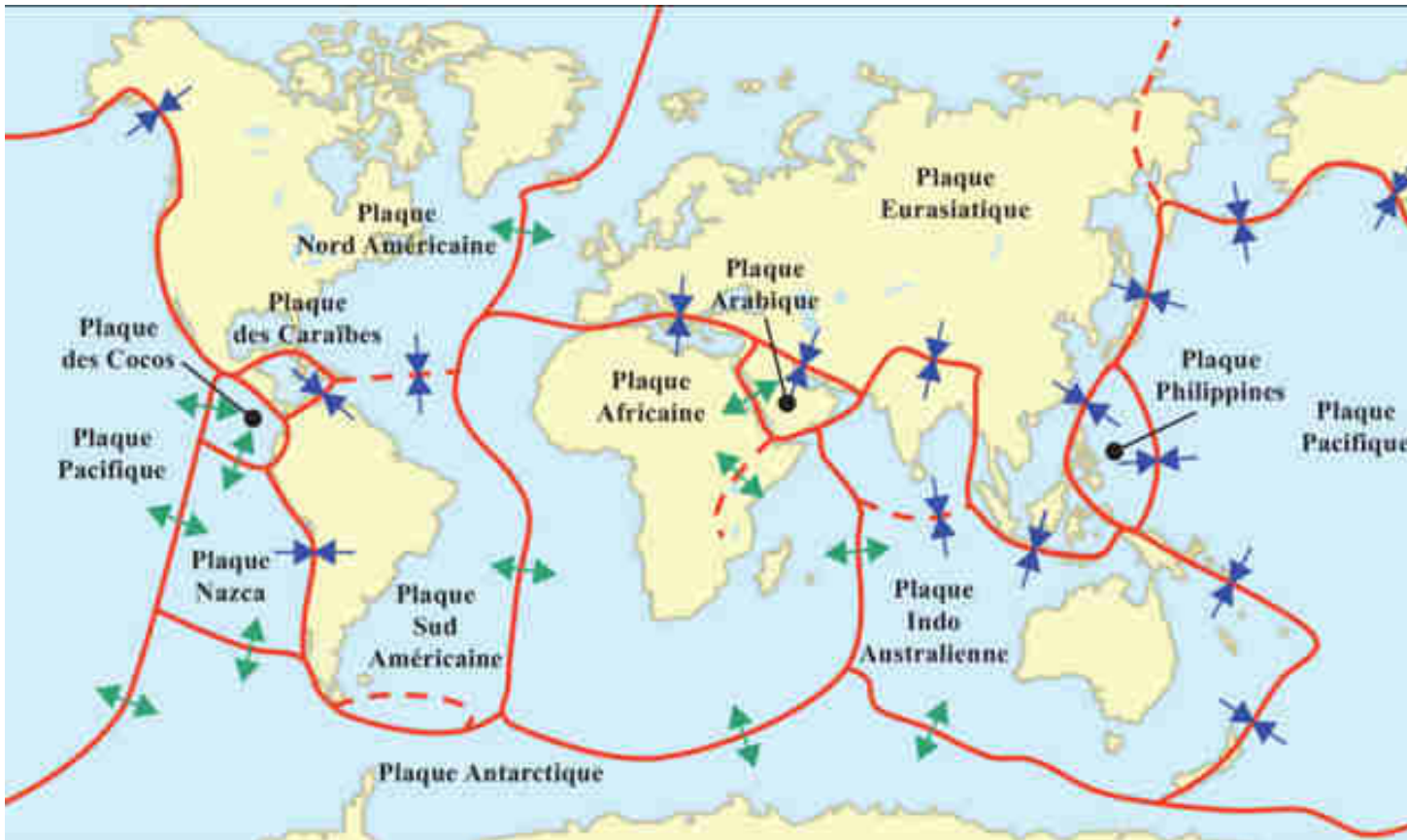


Formation progressive de la lithosphère océanique et enregistrement du champ magnétique contemporain de la formation.

Chapitre 2

I. Le mouvement des plaques lithosphériques

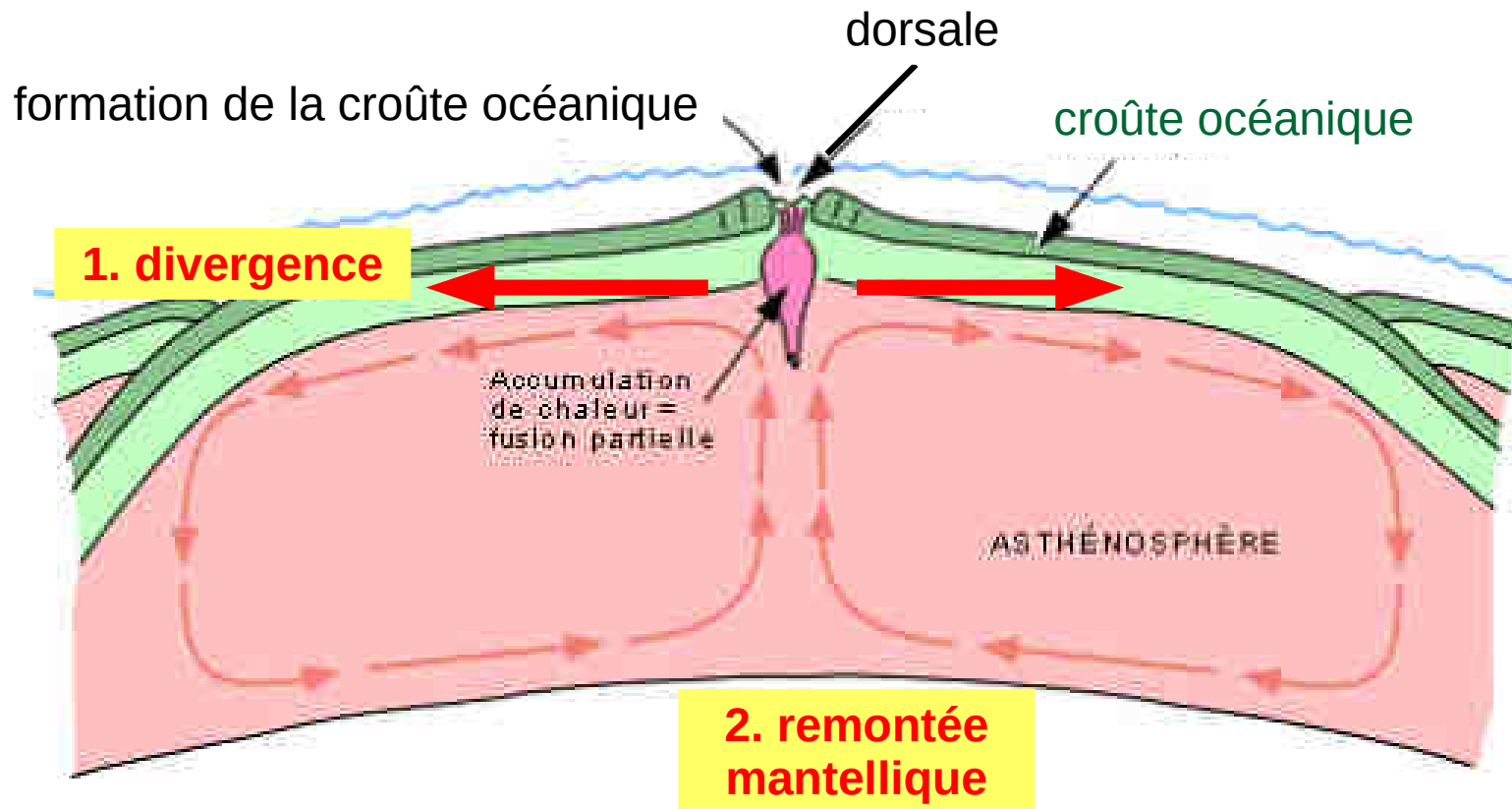
Deux grands types de mouvements lithosphériques



Chapitre 2

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

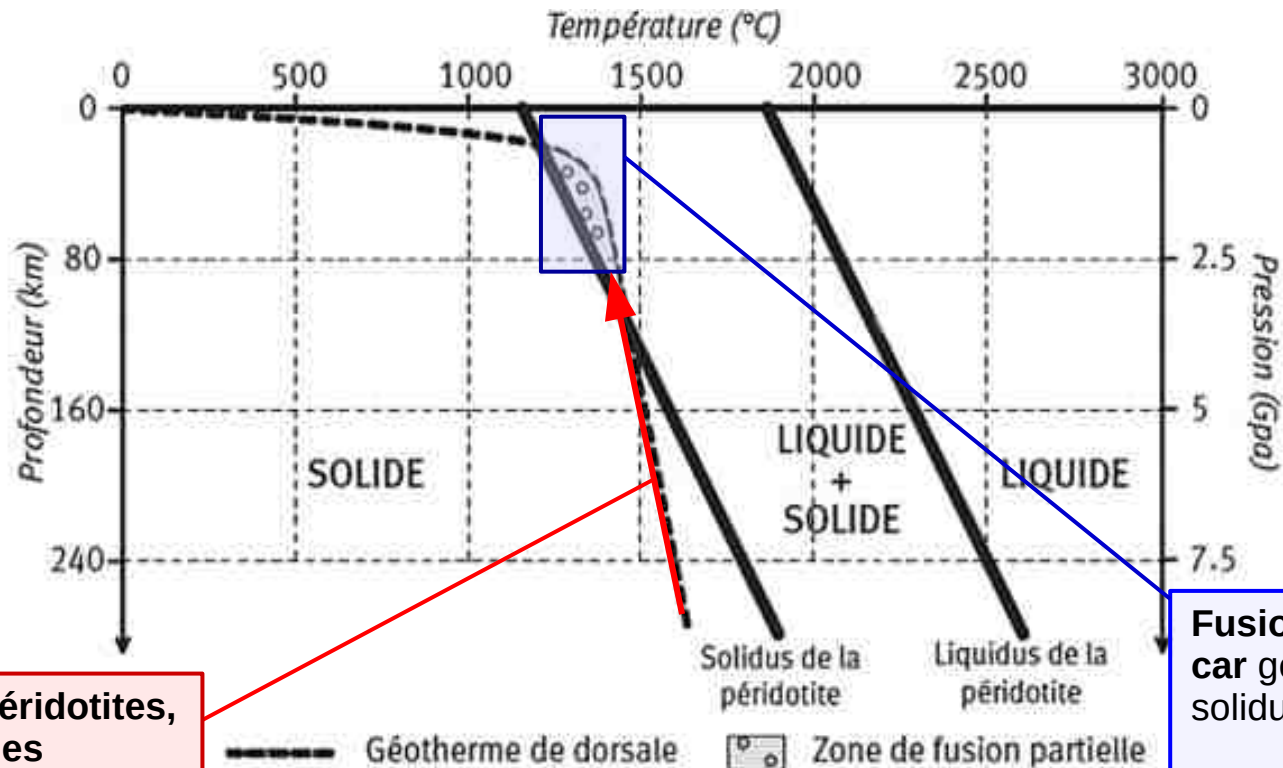
Divergence et remontée mantellique



Chapitre 2

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

Remontée des péridotites et fusion partielle



Remontée des péridotites, chaudes et solides

Fusion partielle péridotites car géotherme à droite du solidus

Profondeur : comprise entre 20 et 100 km

Température : comprise entre 1200° et 1400°C

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

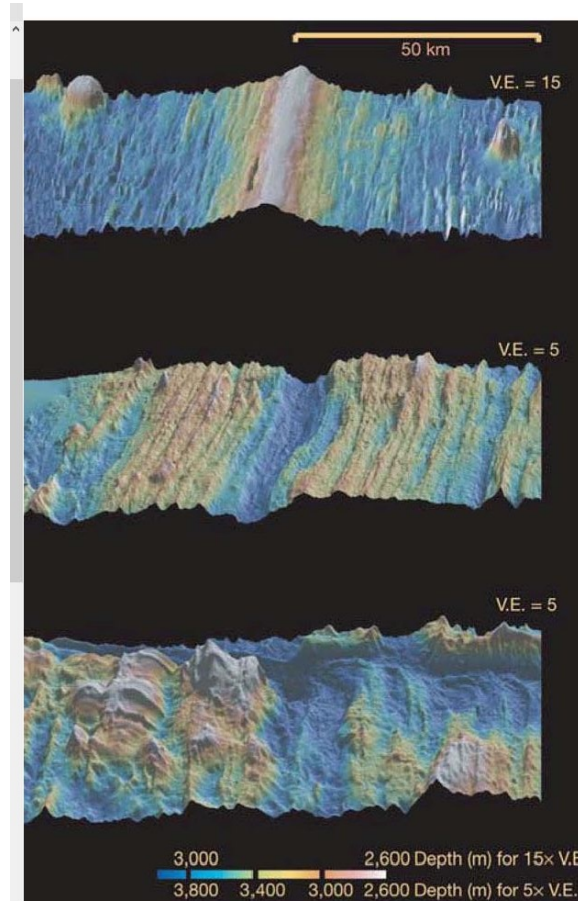
Diversité des dorsales

Images bathymétriques de l'axe de trois dorsales à différents taux d'accrétion

**A : rapide
(Pacifique)**

**b : intermédiaire
(Juan de Fuca)**

**c : lente
(Atlantique)**



dorsale avec bombement axial
pas de vallée centrale

dorsale très découpée avec
une large vallée centrale (rift)

Chapitre 2

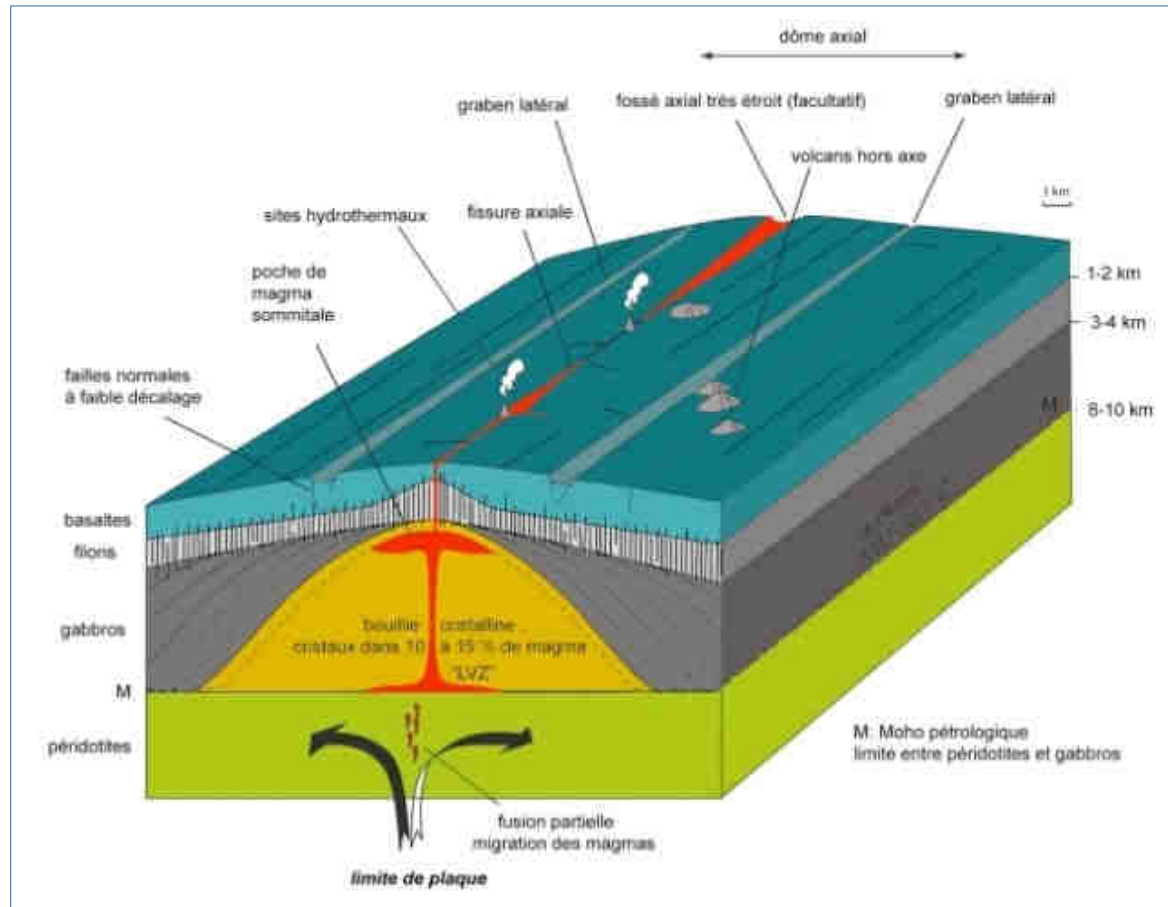
II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

Dorsales rapides

Relief : bombement axial, absence de vallée centrale

Activité : magmatisme permanent avec présence d'une chambre magmatique et formation de gabbros et de basaltes

Exemple : dorsale Pacifique

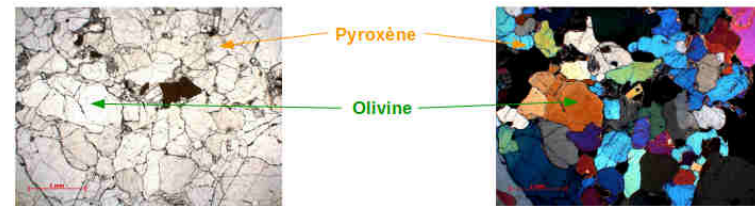
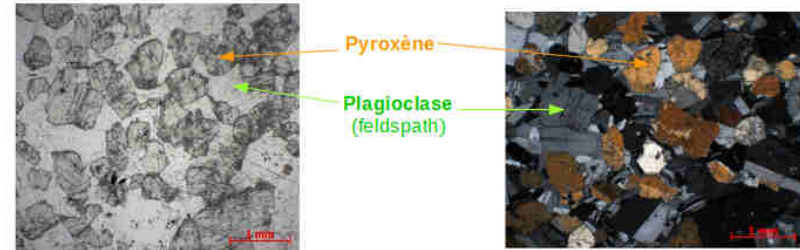
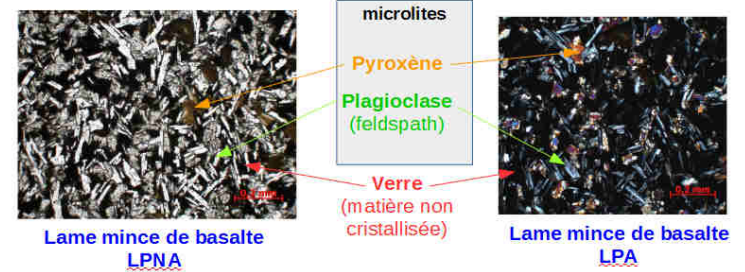
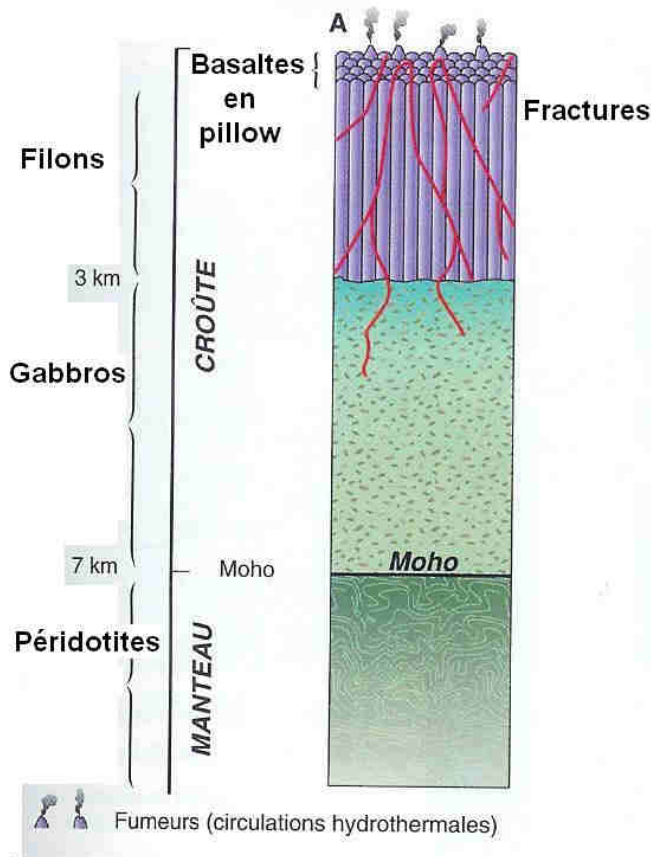


Chapitre 2

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

Dorsales rapides

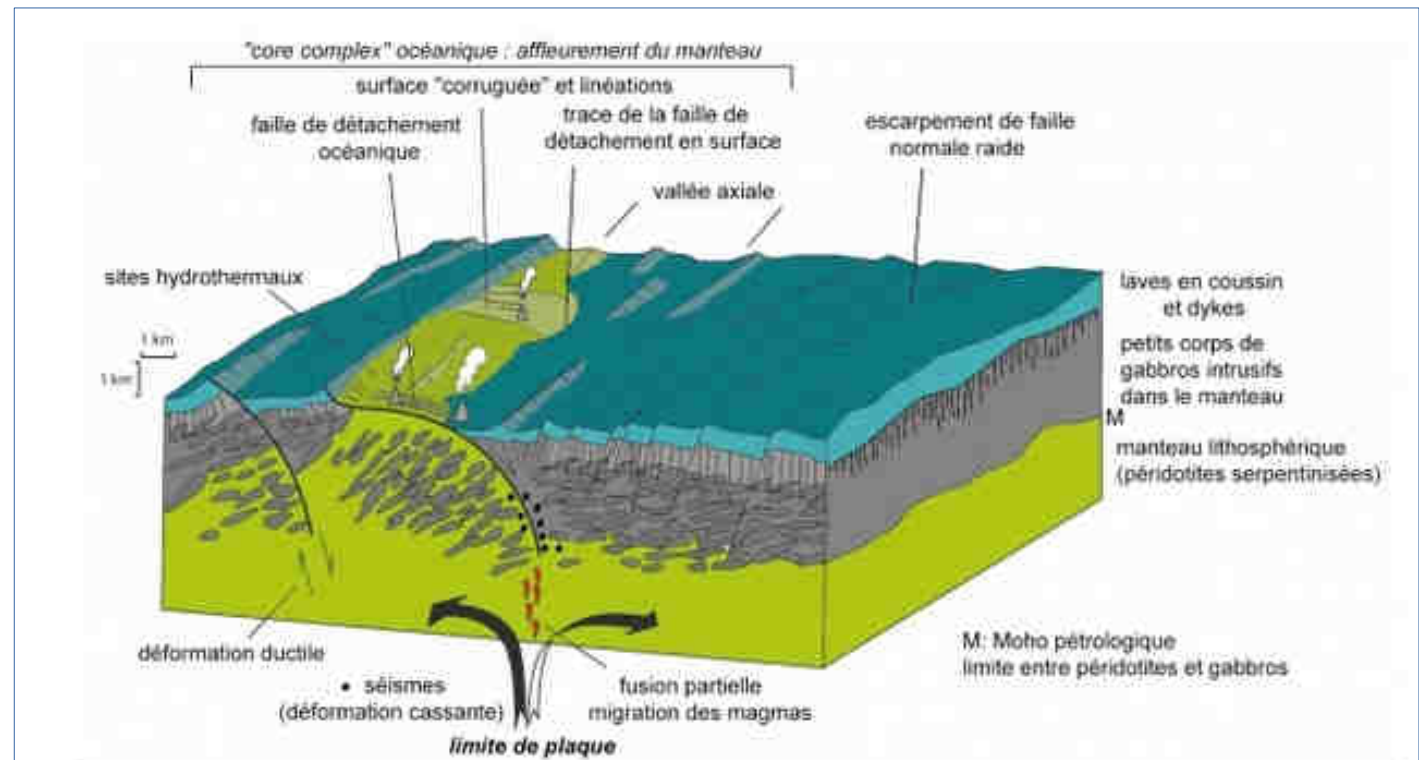
Les roches constitutives de la lithosphère océanique



Chapitre 2

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

Dorsales lentes



Relief : vallée axiale très découpée

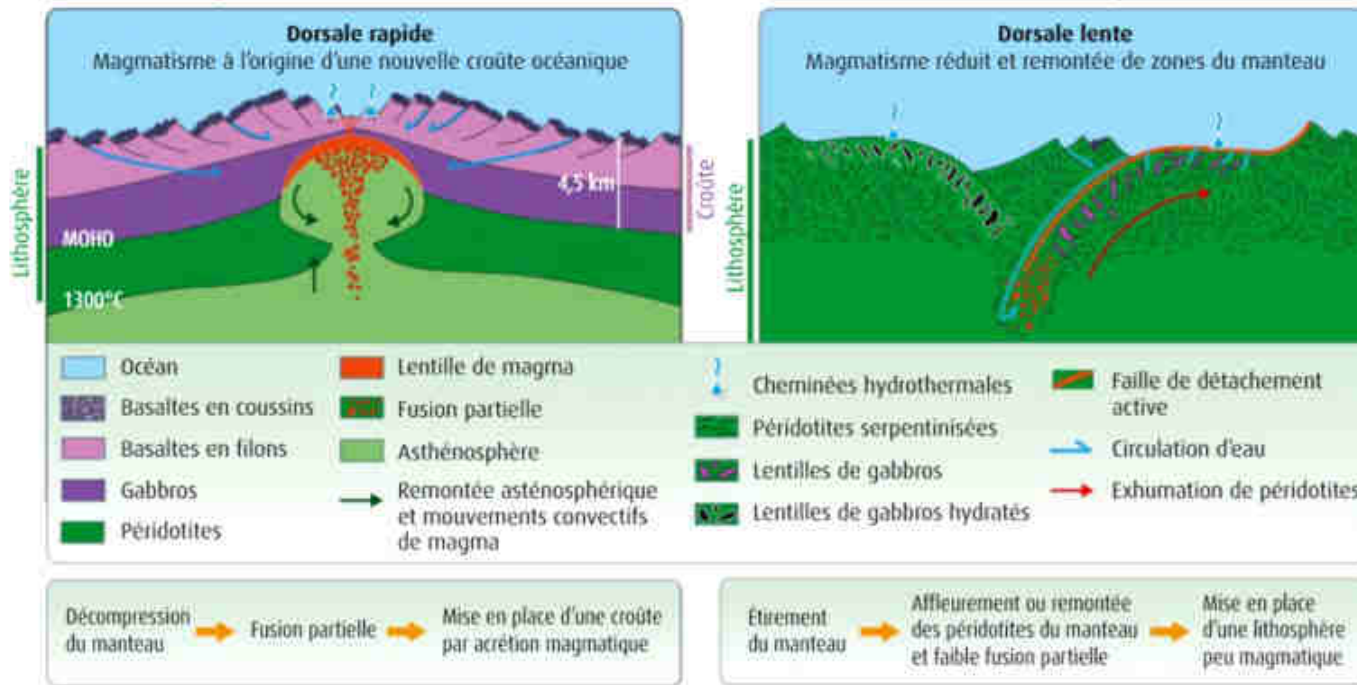
Activité : magmatisme ponctuel, absence de chambre magmatique
Affleurement du manteau qui constitue une partie de la nouvelle lithosphère océanique

Exemple : dorsale Atlantique

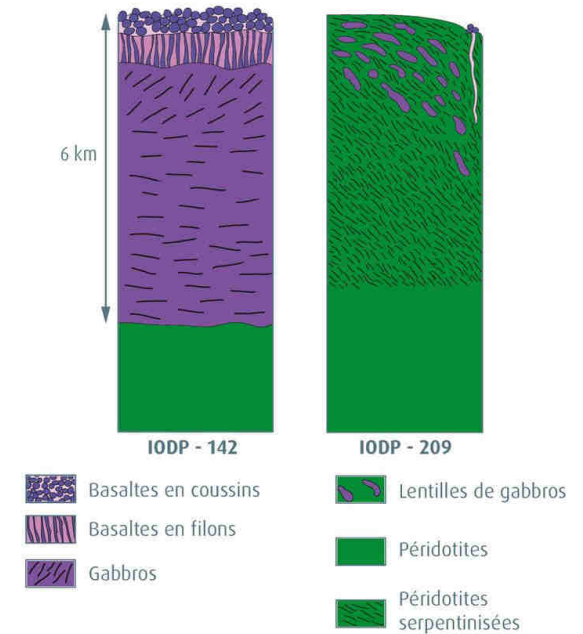
Chapitre 2

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

Bilan comparatif



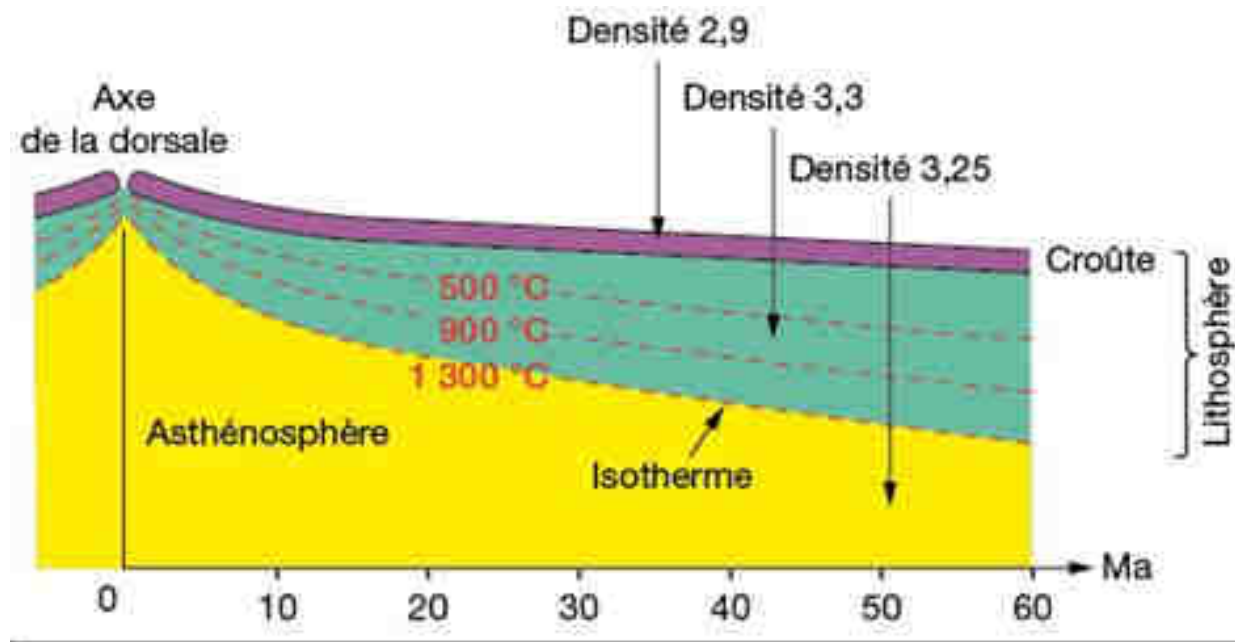
Modèle de succession des roches au niveau d'une dorsale rapide lente



Chapitre 2

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

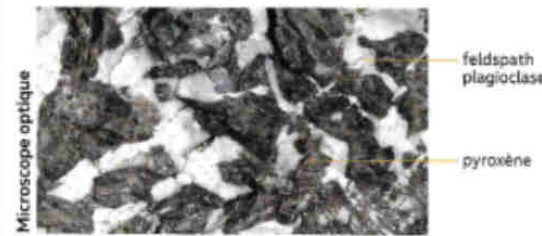
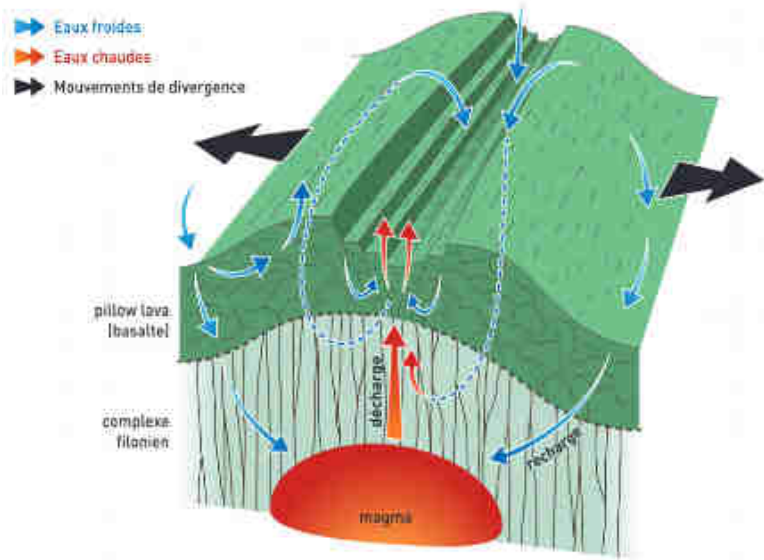
**Evolution de la lithosphère océanique :
épaississement et augmentation de la densité**



Chapitre 2

II. La formation et l'évolution de la lithosphère océanique

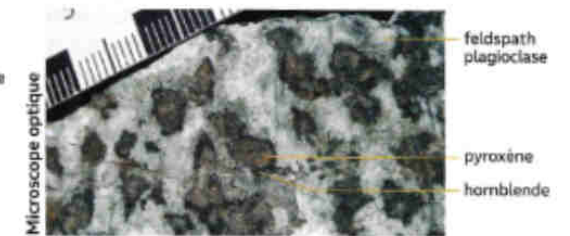
Evolution de la lithosphère océanique : hydrothermalisme et changements minéralogiques



a. Gabbro anhydre (vue macroscopique)



b. Gabbro anhydre (lame mince, LPA)



d. Métagabbro hydraté (vue macroscopique)

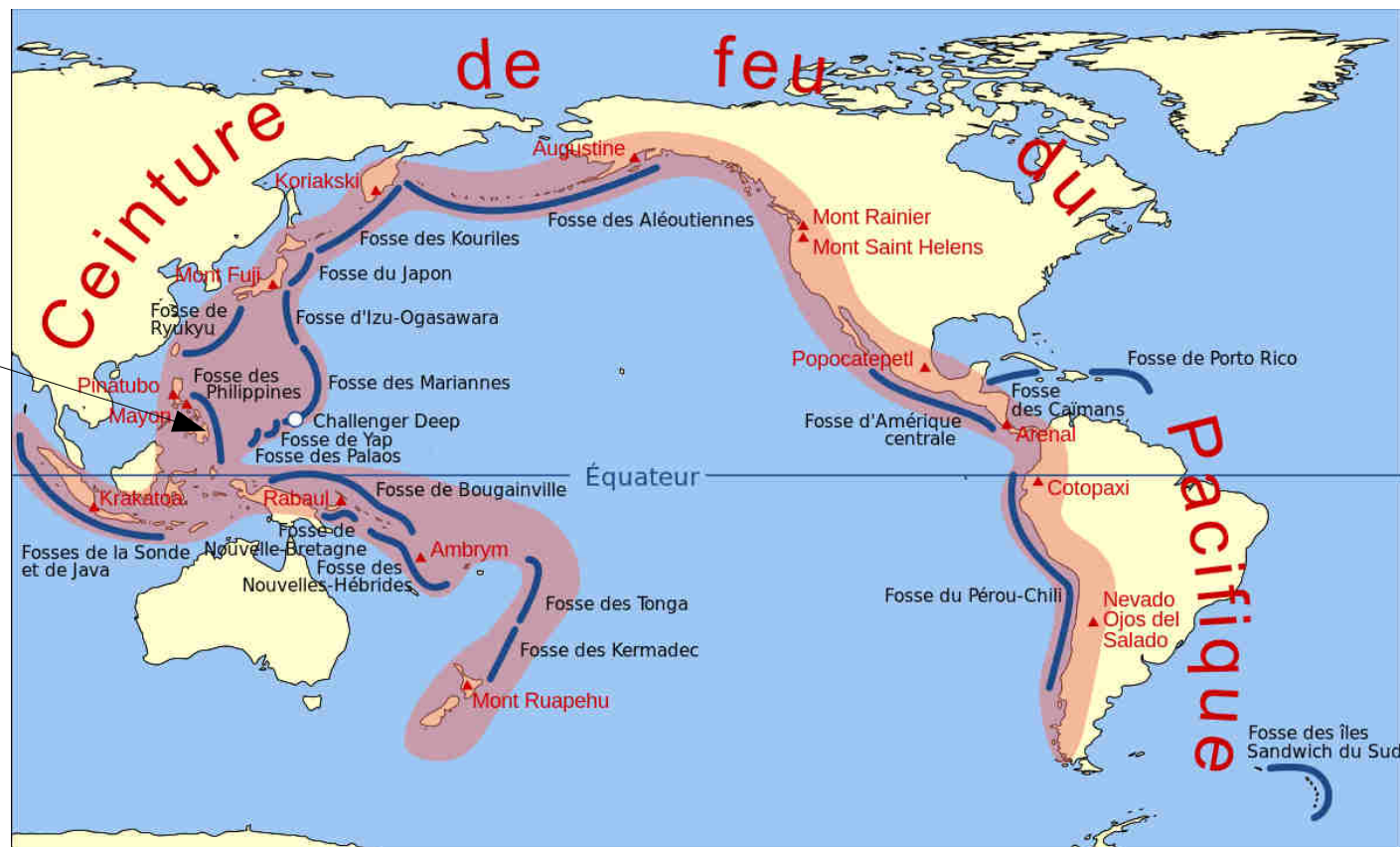


e. Métagabbro hydraté (lame mince, LPA)

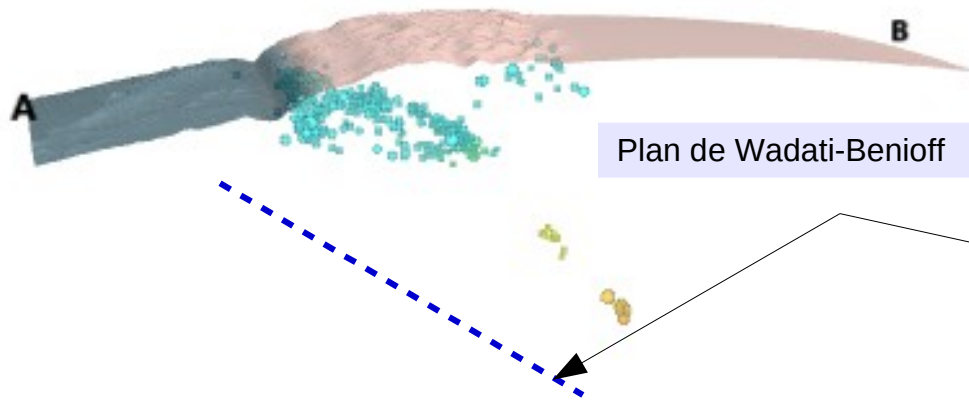
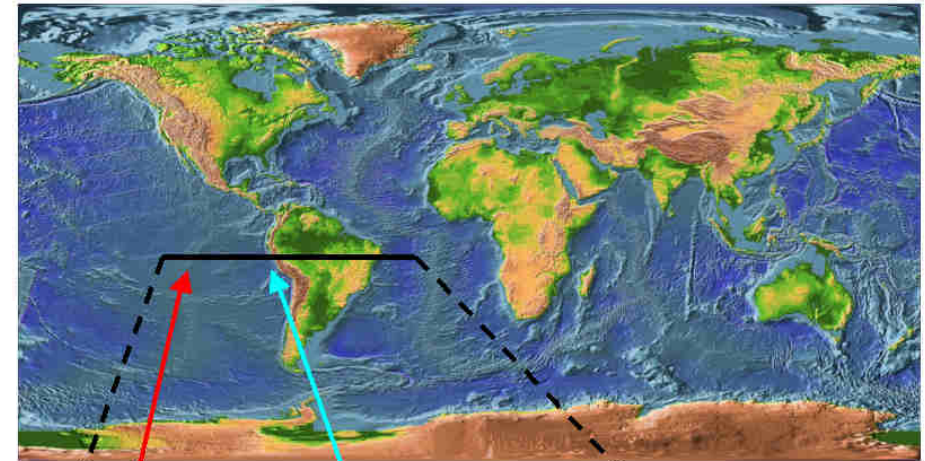
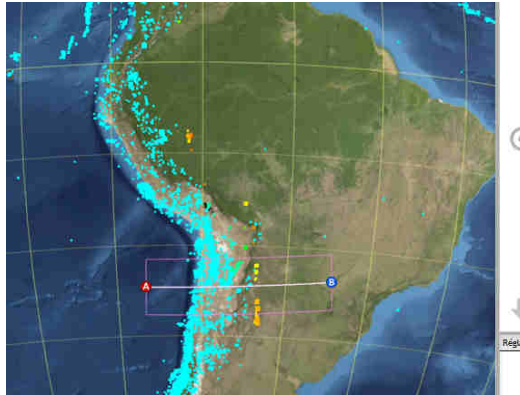
III. Les zones de subduction : lieu de disparition de la lithosphère et magmatisme associé



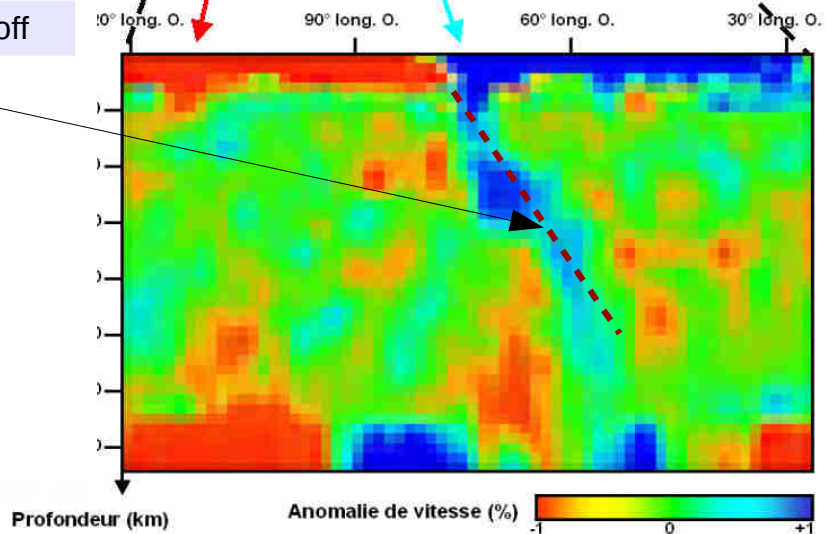
Volcan Taal – janvier 2020
(Philippines)



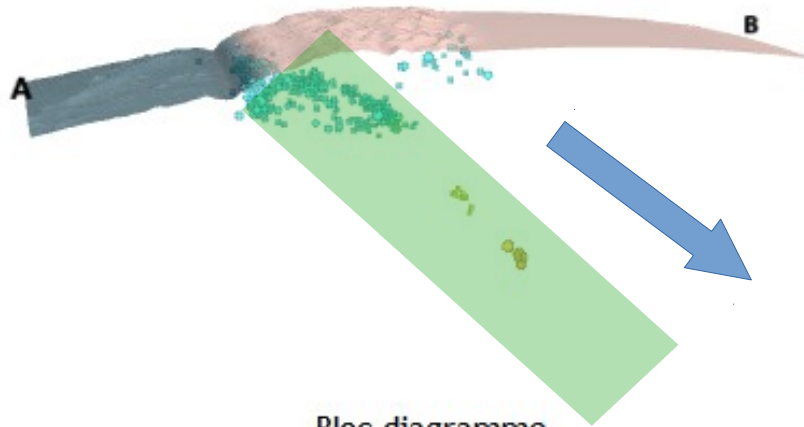
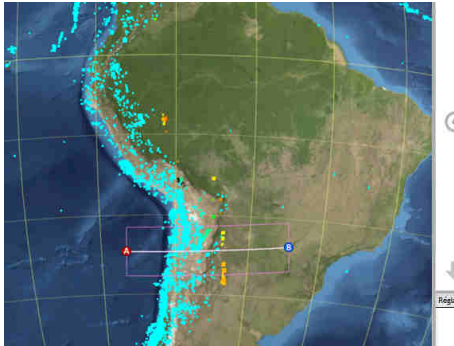
A. La disparition de la lithosphère océanique



Bloc diagramme correspondant au profil AB (L=2257 km)



A. La disparition de la lithosphère océanique



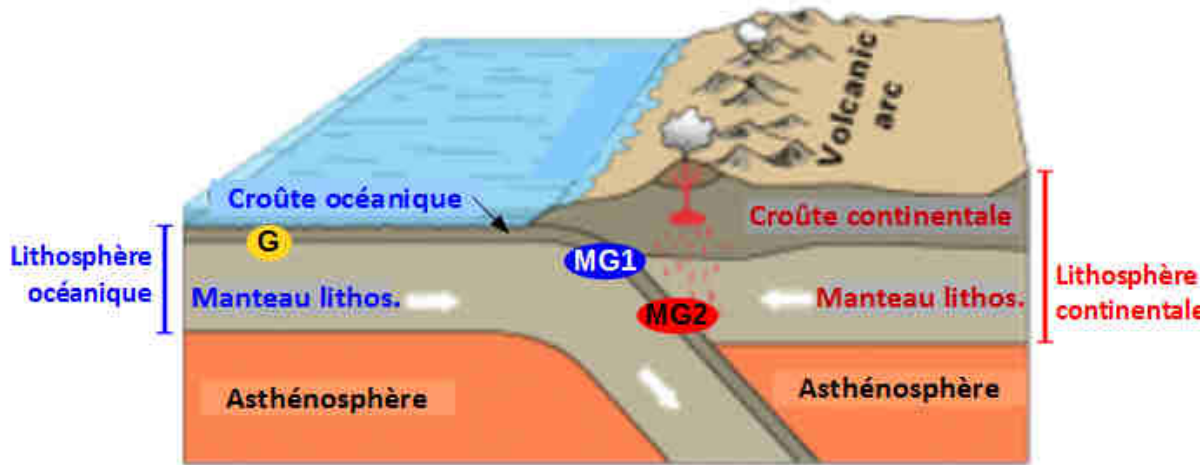
Bloc diagramme correspondant au profil AB (L=2257 km)

Anomalie de vitesses positive donc plongée de matériel froid

Alignement de foyers sismiques donc plongée de matériel cassant

Subduction : zone de plongement de la LO froide, donc âgée

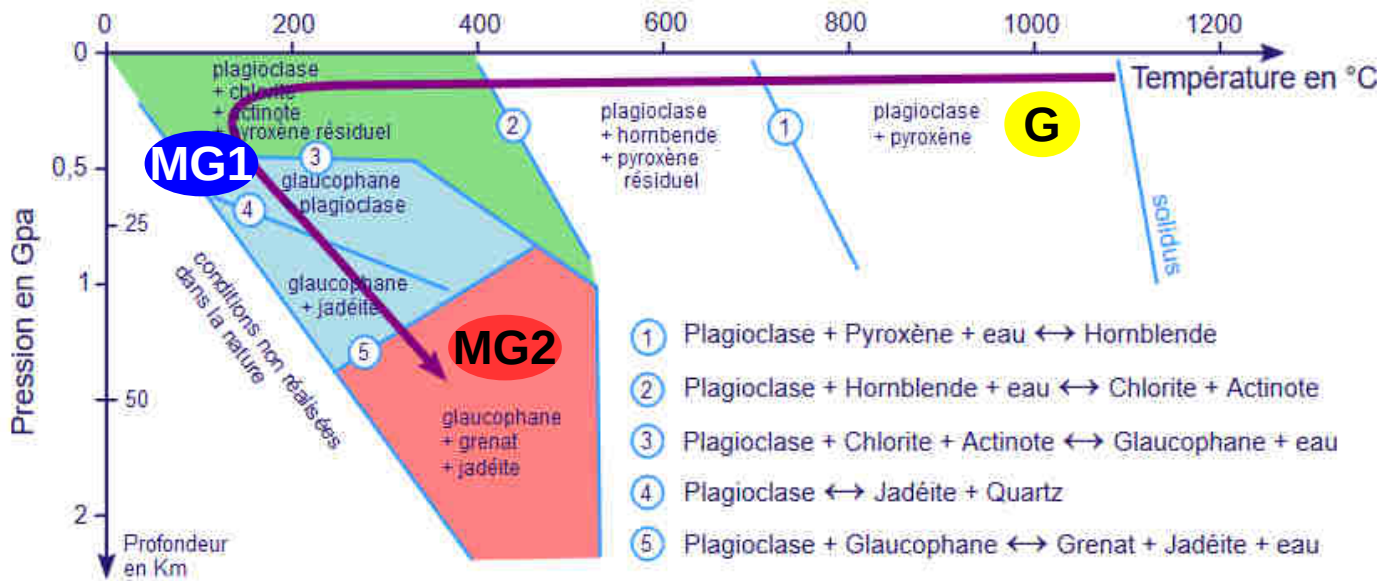
B. Les transformations métamorphiques associées



G Gabbro

MG1 Métagabbro à Glaucophane

MG2 Métagabbro à Grenat et Jadéite



B. Les transformations métamorphiques associées

MG1 Métagabbro à Glaucophane
(échantillon + lame mince en LPNA)



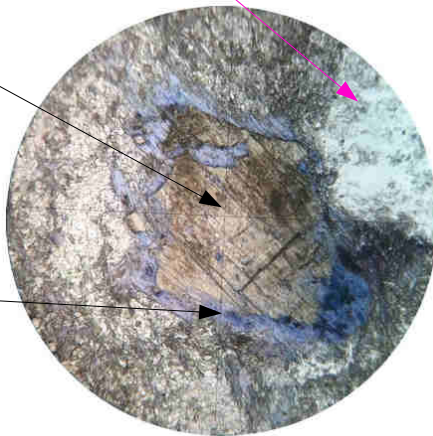
MG2 Métagabbro à Grenat et Jadéite
(échantillon + lame mince en LPA)

Feldspath
plagioclase

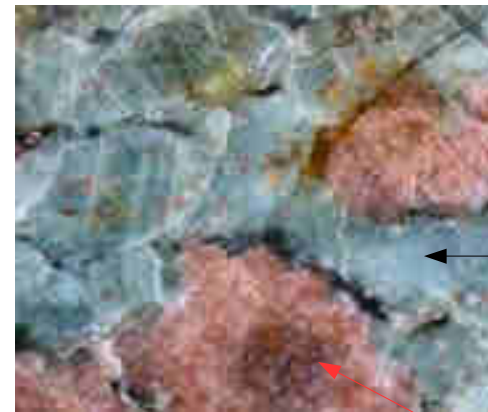


pyroxène

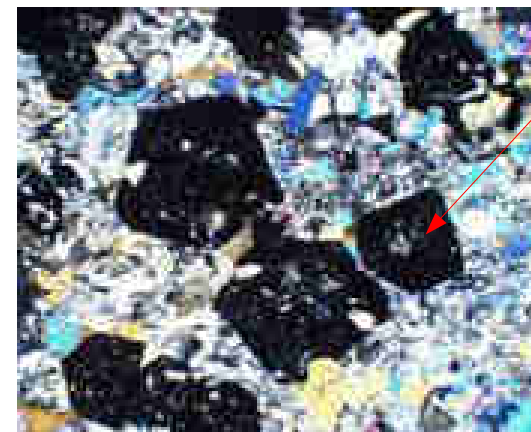
glaucophane



glaucophane : minéral hydroxylé



jadéite



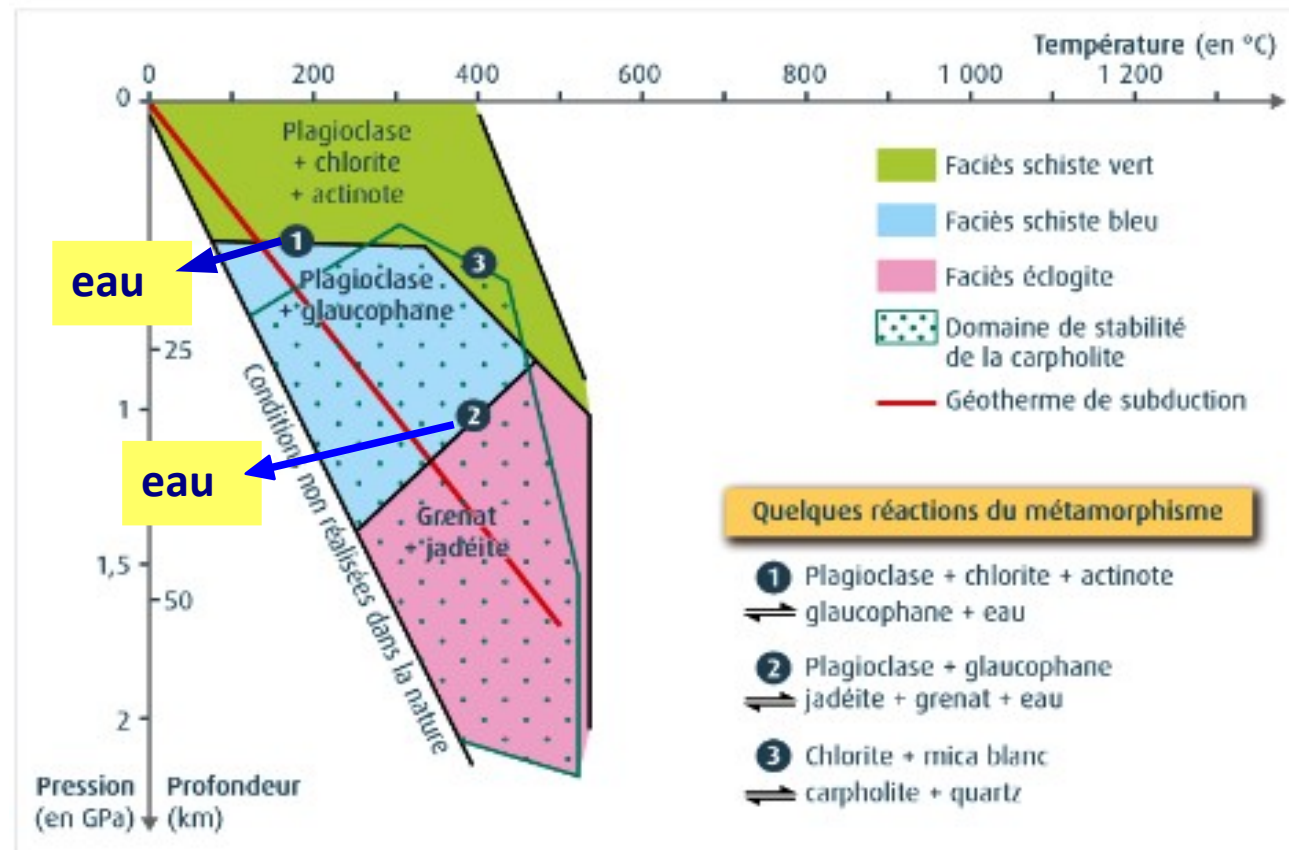
grenat

grenat et jadéite : minéraux non hydroxylés

C. L'origine du magmatisme des zones de subduction

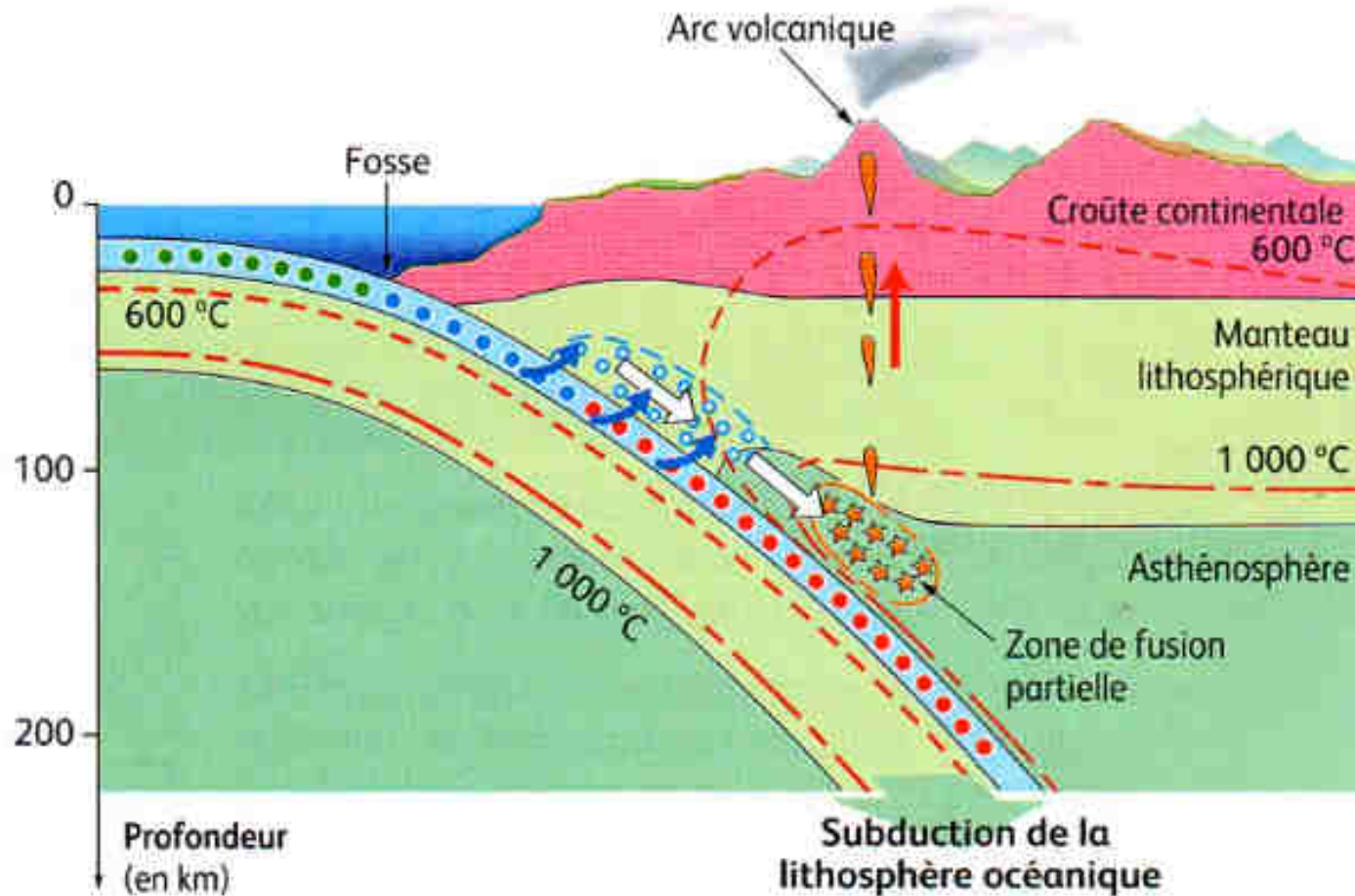
Domaines de stabilité, réactions métamorphiques et libération d'eau

(SVT TS, éditions Belin 2012)

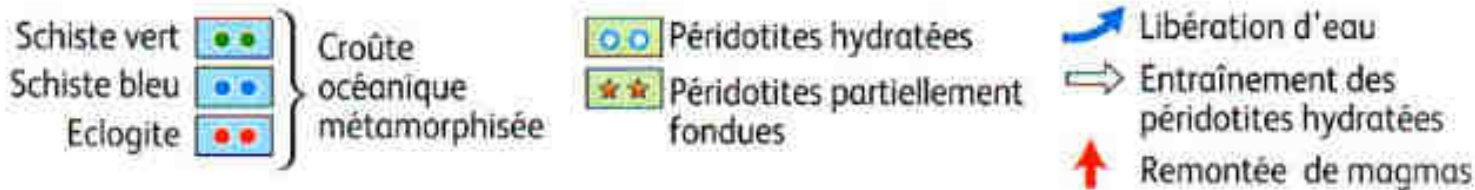


C. L'origine du magmatisme des zones de subduction

Relation métamorphisme - magmatisme

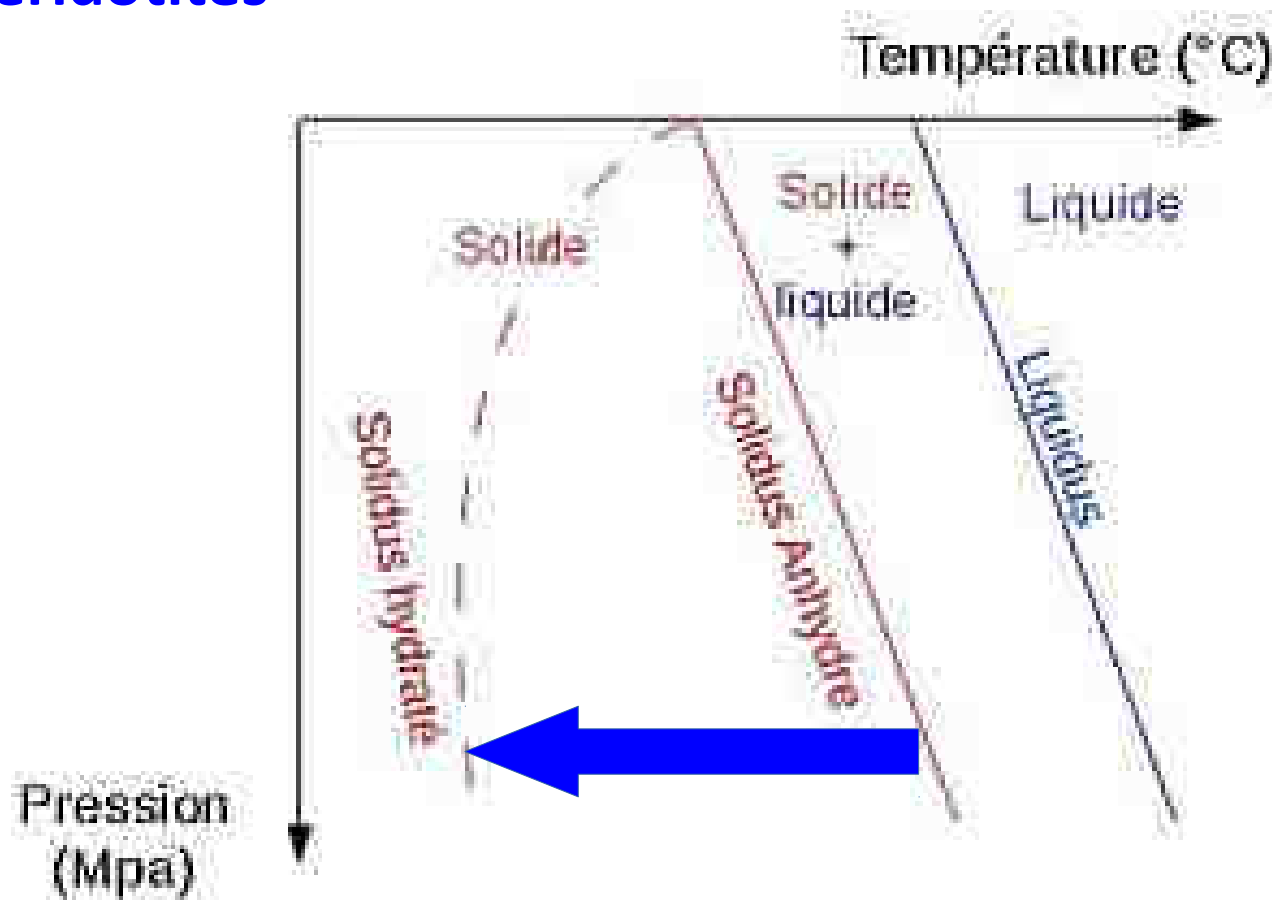


Remarque :
 - le métagabbro à glaucophane correspond au métagabbro « Schiste bleu »
 - le métagabbro à Grenat et Jadéite correspond à l'éclogite.

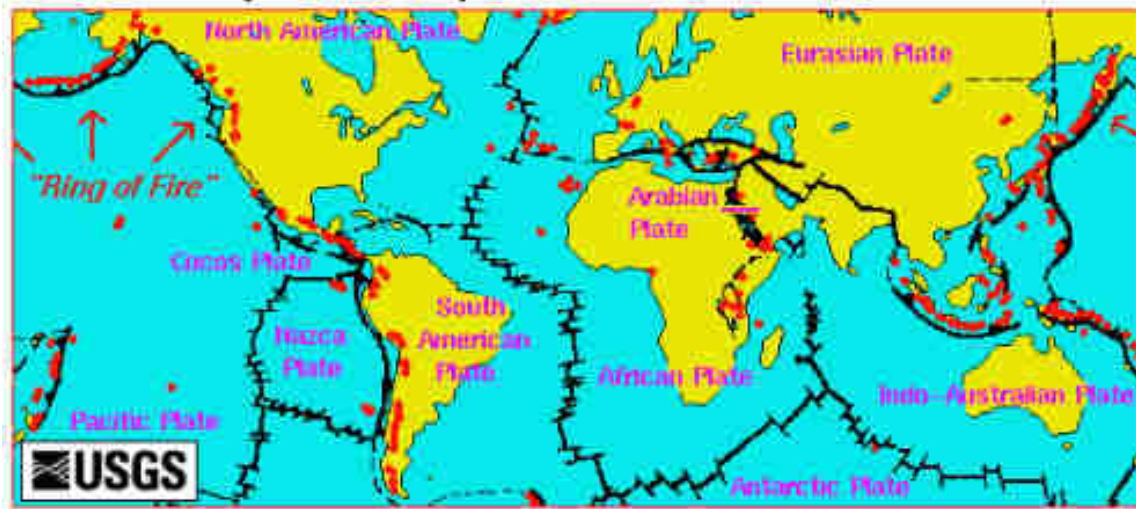


C. L'origine du magmatisme des zones de subduction

Solidus, liquidus ... et effet de l'eau sur la fusion partielle des péridotites



D. La diversité du magmatisme des zones de subduction



volcanoes.usgs.gov

Mont Saint Helens (Etats Unis - 1980)



Nuées ardentes sur volcan Merapi (Indonésie - 2010)



Vidéo: Eruption Mont Unzen (1991)

D. La diversité du magmatisme des zones de subduction

Eruption Mont Saint Helens (mars 1980)

Le 27 mars puis le 29 mars, une série d'éruptions phréato-magmatiques (éruptions de vapeur chauffées par le magma) et gazeuses sont visibles au sommet du cratère. Cinq jours plus tard, devant des signes de plus en plus alarmants d'une imminente éruption majeure, le gouverneur de la région déclare l'état d'urgence. La zone entourant le volcan sera quelques semaines plus tard totalement interdite à la population.



A gauche, l'éruption phréatique du Mont St Helens, le 27 mars 1980. A droite, le dôme cryptomagmatique au mois d'avril. Les signes annonciateurs d'une éruption majeure et imminente sont réunis. L'état d'urgence a été décrété et les habitants ont quitté la région (Crédit : USGS / Cascades Volcano Observatory). Durant les semaines qui suivent, malgré l'absence d'éruptions, la forme du volcan se modifie et une énorme bosse de lave solidifiée grossit de deux mètres par jour sur le flanc nord de l'édifice. Un mois plus tard, ce dôme adventif s'élève à plus de 120 mètres de hauteur et remplit une bonne partie d'un ancien cratère formé 350 ans plus tôt.

Le 18 mai à 7 heures du matin, le géologue David A. Johnston transmet les données télémétriques sur l'état du volcan. Celui-ci semble en activité normale, les émissions de dioxyde de soufre, la température et la croissance du dôme, qui atteint maintenant 150 mètres de haut, ne montrent rien d'anormal.

A 8 heures 32 minutes et 17 secondes, un tremblement de terre de magnitude 5,1 sur l'échelle de Richter se déclenche sous la pente nord du volcan, entraînant l'un des plus gros glissements de terrain jamais enregistrés par l'Humanité. La masse de roches mise en mouvement se déplace à 250 km/h sur des distances de plus de 20 kilomètres, recouvrant des vallées entières de plus 200 mètres de gravats en moyenne.



Le Mont St Helens avant et après l'éruption du 18 mai 1980, vu du Johnston Ridge. La montagne a perdu 400 mètres de hauteur et la forêt 600 kilomètres carrés. Crédit USGS/Cascades Volcano Observatory

Le départ du dôme de lave qui recouvrait le volcan lors du glissement de terrain a produit le même effet que le bouchon d'une bouteille de champagne. Le magma contenu à l'intérieur du volcan, qui poussait progressivement la lave solidifiée vers l'extérieur, est maintenant libre d'être entièrement expulsé. Quelques secondes après l'effondrement du dôme sur les flancs de la montagne, toute la partie supérieure du volcan est transformée en un nuage pyroclastique de plusieurs centaines de degrés qui dévale les pentes du volcan à des vitesses vertigineuses. L'effet de l'explosion du volcan est gigantesque et la région sera complètement dévastée dans les 30 kilomètres aux alentours. David A. Johnston, ainsi que 57 autres personnes présentes dans cette zone, ne survivront pas à l'arrivée du nuage pyroclastique, déplaçant gaz et cendres à des vitesses proches de celle du son. L'explosion de 0,2 km³ de lave sera entendue à des centaines de km de là, en Californie et en Colombie-Britannique.

D. La diversité du magmatisme des zones de subduction



Eruption Montagne Pelée (8 mai 1902)



Le 8 mai, à 08h 02 du matin, une violente explosion se produit au sommet du volcan. L'explosion est due à la conservation et la détente brutale d'une partie des gaz magmatiques contenus à l'intérieur du dôme et au sommet du conduit d'alimentation ; elle est donc superficielle. Elle se produit à la base du dôme et est dirigée latéralement vers le sud-ouest. La direction de l'explosion est due à l'existence d'une zone de faiblesse dans cette partie de l'édifice, à une orientation probablement oblique du conduit d'alimentation dans la zone sommitale et enfin à la présence d'une brèche profonde dans la partie ouest du cratère de l'Etang Sec.

Tout ceci contribue à la direction latérale de l'explosion et la concentration de l'énergie dans cette direction. L'explosion se produit avec un angle d'ouverture très large, de l'ordre de 120° , et génère un écoulement pyroclastique - mélange de cendres, blocs et gaz - extrêmement dilué et turbulent, se déplaçant à très grande vitesse de l'ordre de 120 à 150 m/s - et très destructeur. C'est ce que l'on a appelé une "nuée ardente péleenne". Il franchit les reliefs et atteint la ville de Saint-Pierre en moins d'une minute, tuant les 28 000 personnes présentes à l'exception de deux survivants. La hauteur de l'écoulement a pu être estimée, compte tenu de la limite des destructions sur les reliefs, à 190 m. La température de la nuée ardente, très basse, ne dépassait probablement pas 200 à 250°C, compte tenu de l'importante incorporation d'air dans l'écoulement. Les habitants sont tués par effets mécaniques mais surtout par brûlures et asphyxie par ingestion de gaz et cendres chaudes. <http://www.ipgp.fr/fr/ovsm/eruptions-historiques-de-montagne-pelee>

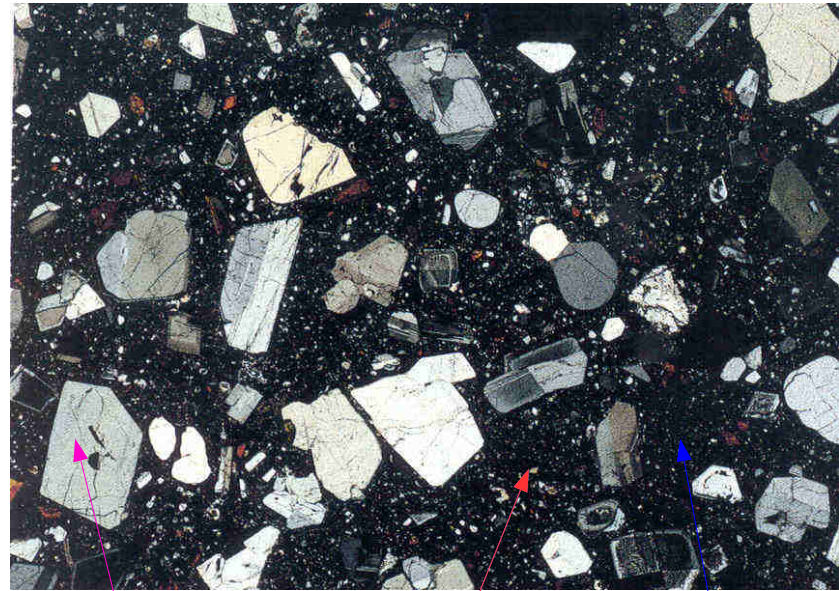
D. La diversité du magmatisme des zones de subduction

Andésites : roches volcaniques grises et poreuses

Structure microlitique



psc4e.files.wordpress.com



Plagioclases
(phénocristaux)

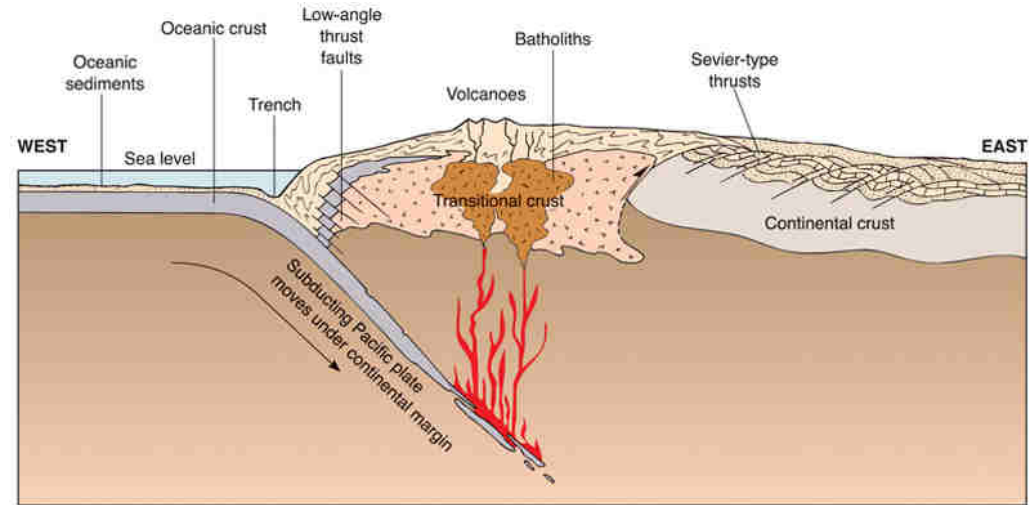
Microlithes
(petits cristaux
en baguette)

Verre

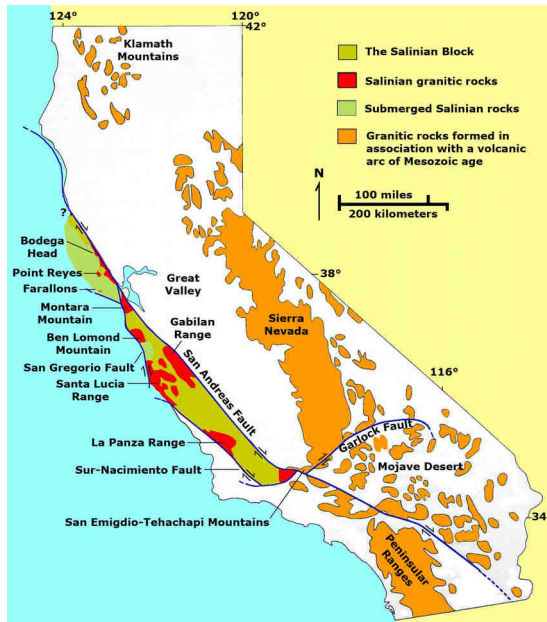
D. La diversité du magmatisme des zones de subduction



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



<http://plate-tectonic.narod.ru/sierraphotoalbum.html>



<http://geologycafe.com/class/chapter7.html>

Les batholites sont de très grands massifs de composition granitique ou granodioritique qui se forment dans les contextes de subduction entre une lithosphère océanique et une lithosphère continentale. Les batholites actuelles de la Sierra Nevada ont une dimension d'environ 650 km de long pour 110 km de large. Leur présence en surface s'explique par l'érosion qui a supprimé les couches superficielles.

Les roches sont produites à partir d'un mélange de magmas entre un magma basique, d'origine mantellique et un magma granitique formé par fusion partielle de la croûte continentale.

D. La diversité du magmatisme des zones de subduction

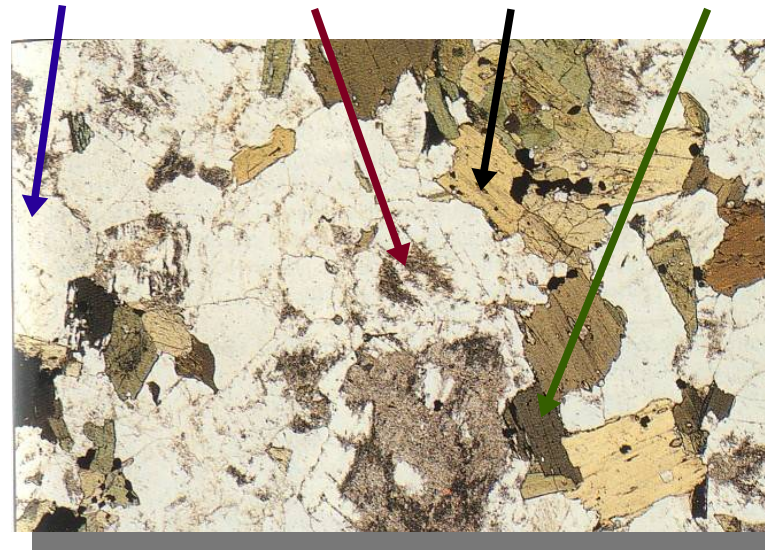
Granodiorites : roches plutoniques grises et poreuses



pagesperso-orange.fr/.../photos/gdchatelper.jpg

Cristaux :

quartz plagioclases micas amphiboles



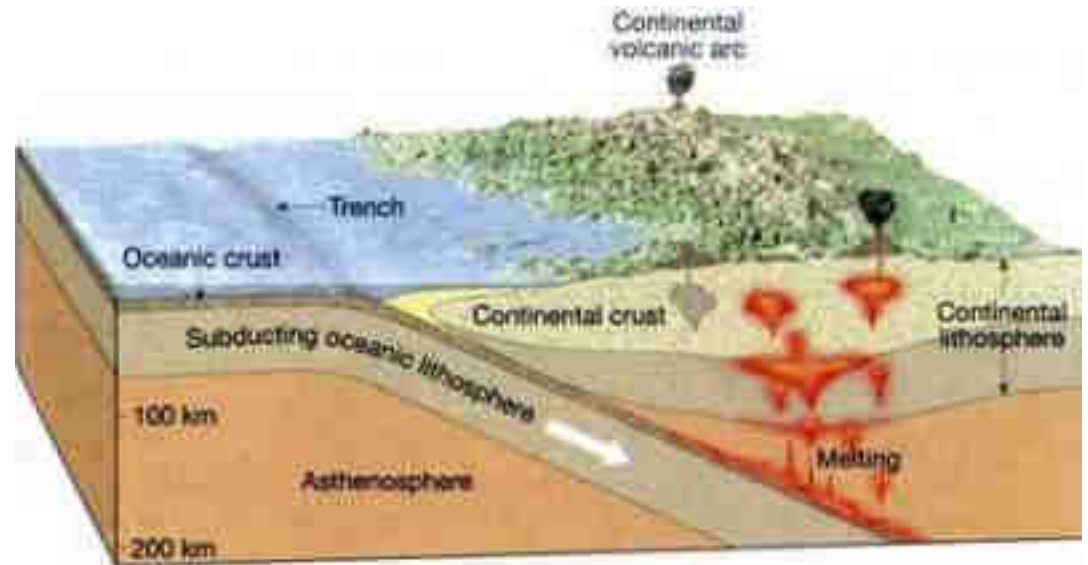
Structure grenue (LPNA)

D. La diversité du magmatisme des zones de subduction

Evolution de la composition chimique du magma :
enrichissement en silice

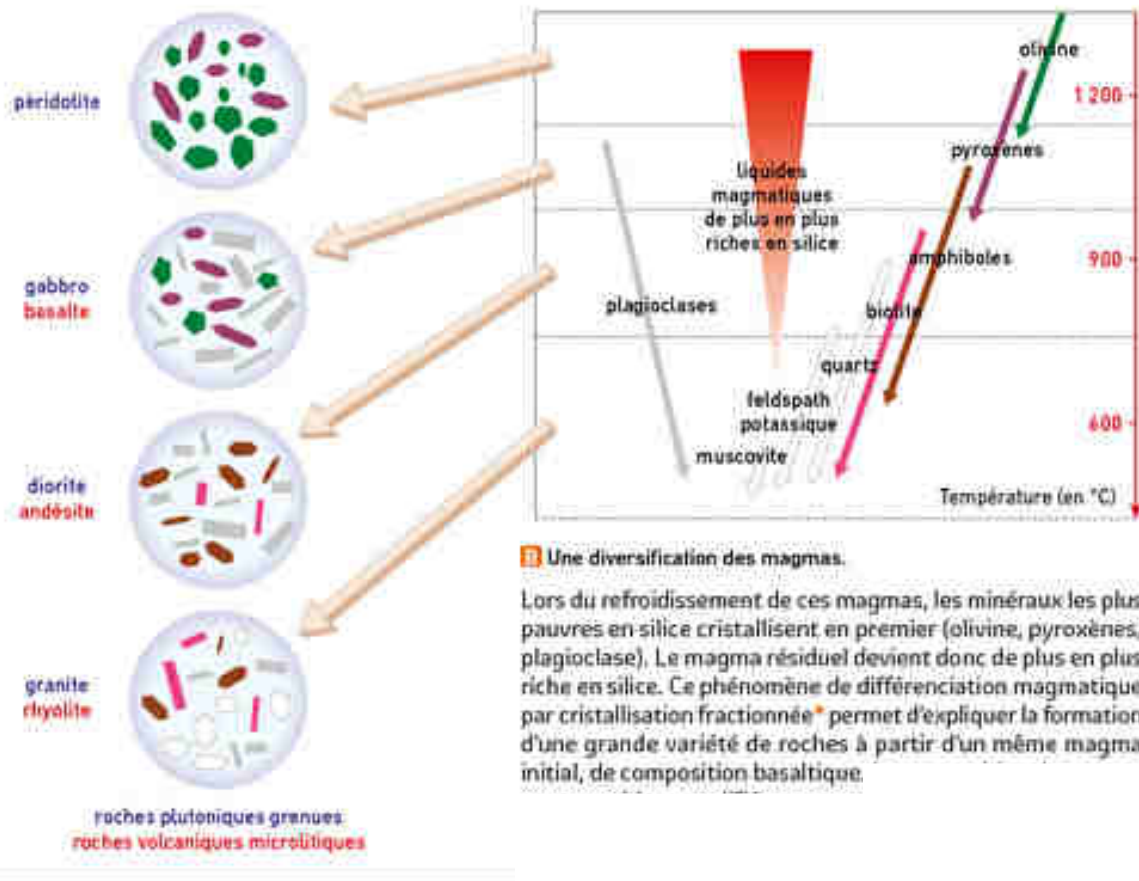
Composition minéralogique des roches plutoniques des zones de subduction (en %)

	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



D. La diversité du magmatisme des zones de subduction

Évolution de la composition chimique du magma par cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique



La **cristallisation fractionnée** correspond à la cristallisation progressive des minéraux selon la température du magma.

C. La diversité du magmatisme des zones de subduction

Évolution de la composition chimique du magma par cristallisation fractionnée

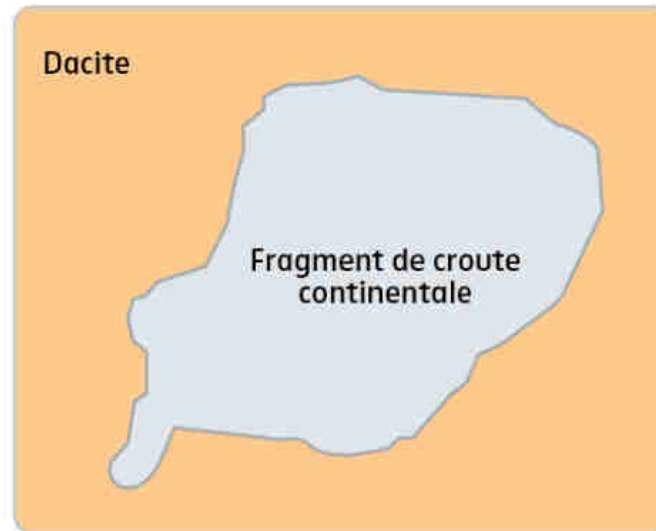
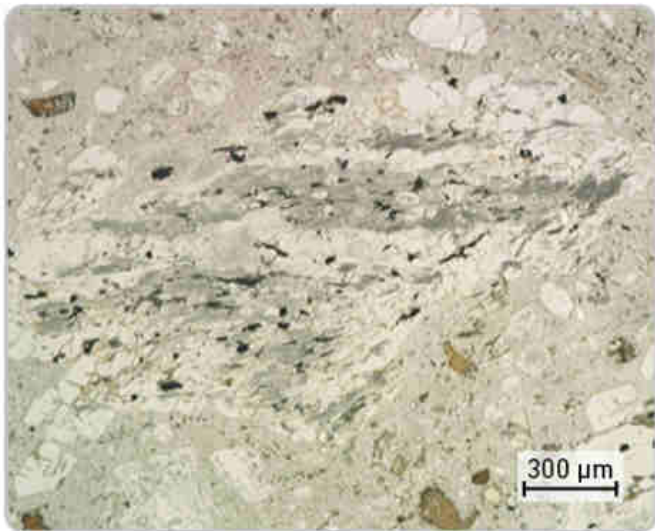


1er cas : fusion partielle du manteau + différenciation magmatique

Droits réservés - © 2010 Pierre Thomas

C. La diversité du magmatisme des zones de subduction

La composition chimique du magma évolue par contamination crustale : le magma s'enrichit en silice en incorporant des fragments de croûte continentale, composée essentiellement de granite (donc riche en silice).



d Observation microscopique d'une dacite. Un fragment de croûte continentale y est inclus. L'observation des bordures du fragment de croûte révèle que celui-ci a commencé à fondre. Des éléments du fragment de croûte peuvent « contaminer » le magma.

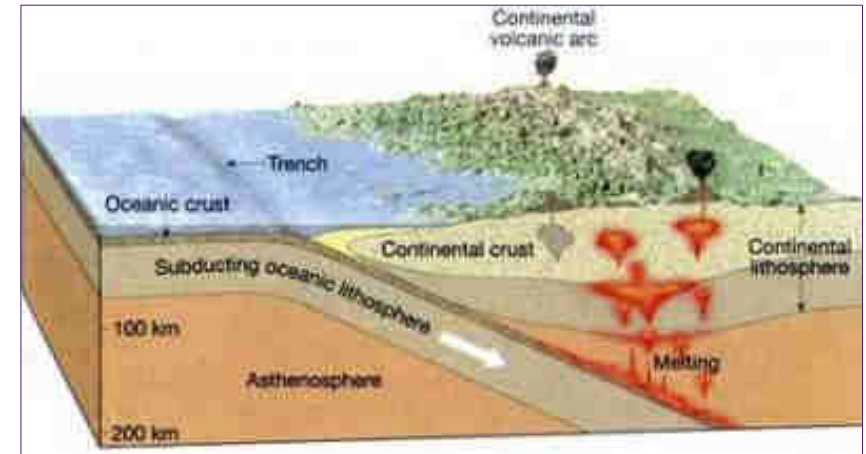
C. La diversité du magmatisme des zones de subduction

Évolution de la composition chimique du magma par cristallisation fractionnée et contamination



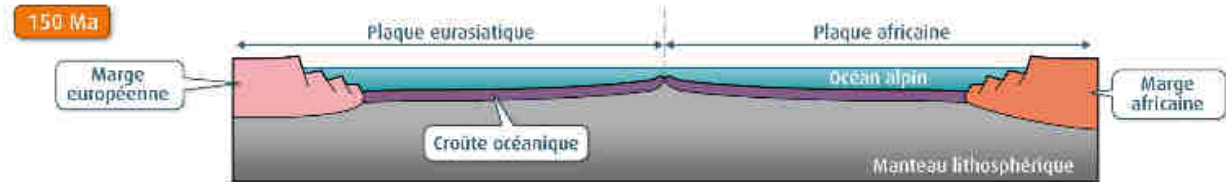
3eme cas : fusion partielle du manteau et contamination par la croûte continentale

Droits réservés - © 2010 Pierre Thomas



IV. Les phénomènes géologiques dans les zones de collision

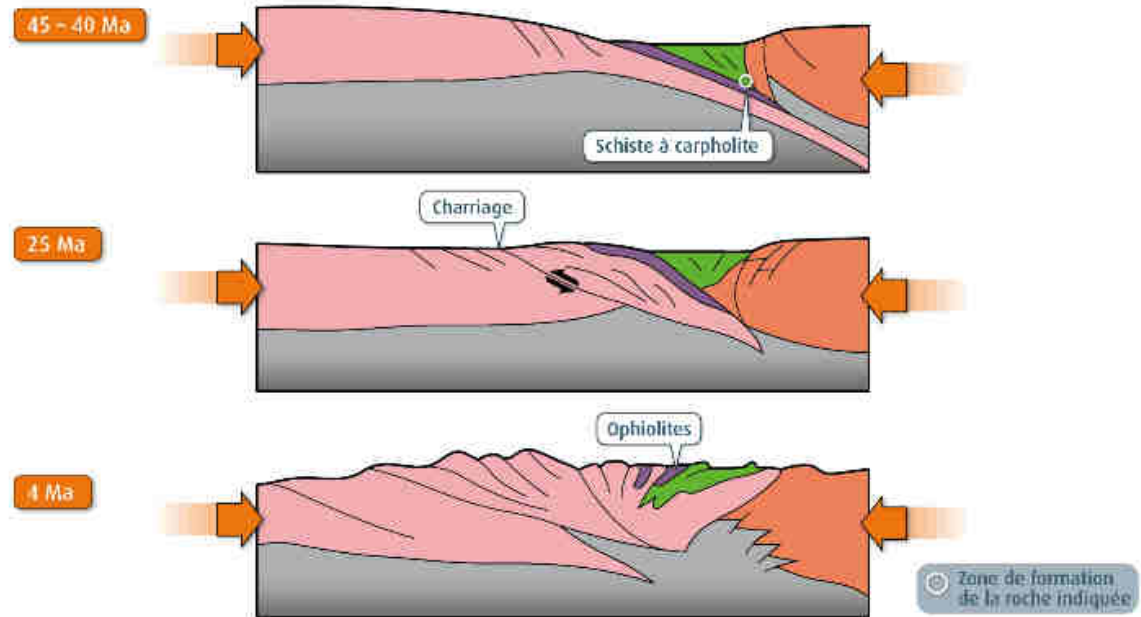
Phase de divergence : extension océanique



Phase de convergence : subduction



La collision entre plaques continentales : une étape du contexte de convergence qui suit la phase de subduction



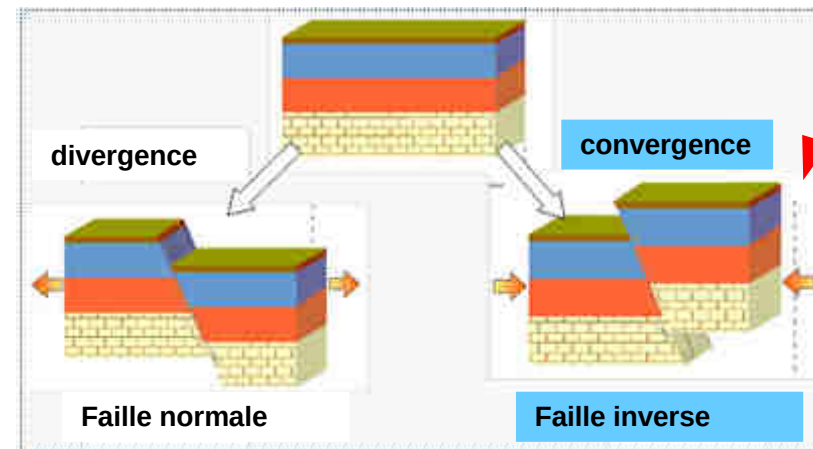
IV. Les phénomènes géologiques dans les zones de collision

Les déformations géologiques dans les zones de collision

les plis

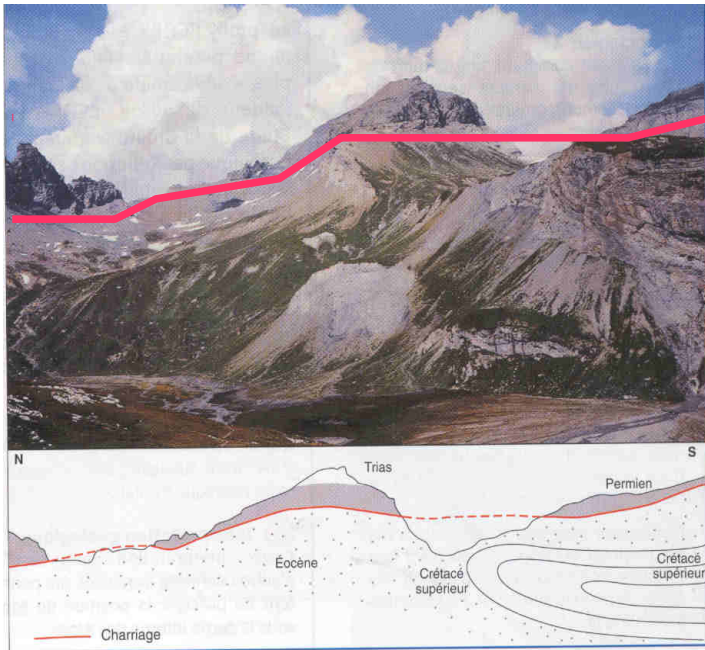


les failles inverses

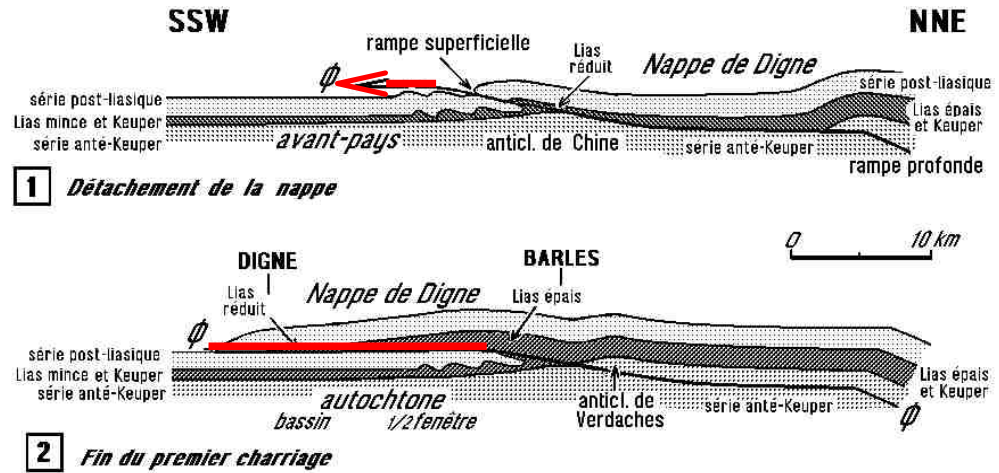


IV. Les phénomènes géologiques dans les zones de collision

Nappes de charriage



Nappe de charriage de Glarus

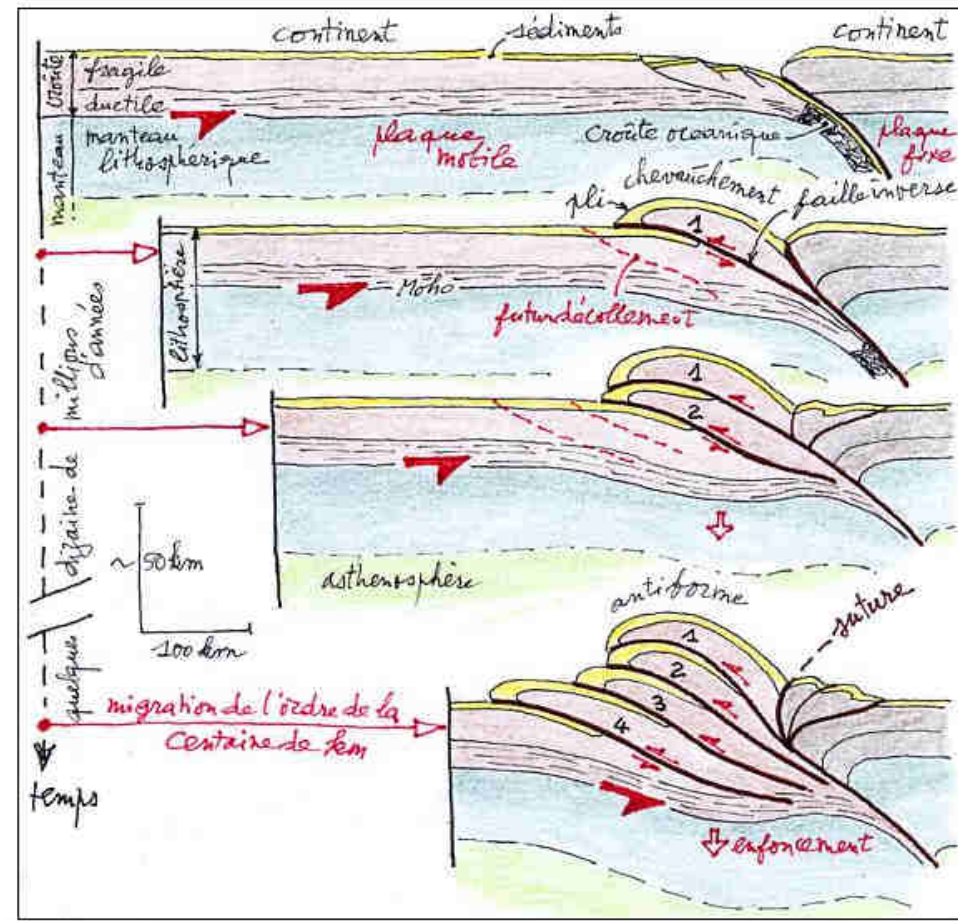


Déplacement de la nappe de Digne (environ 10 km)

<http://www.geol-alp.com>

IV. Les phénomènes géologiques dans les zones de collision

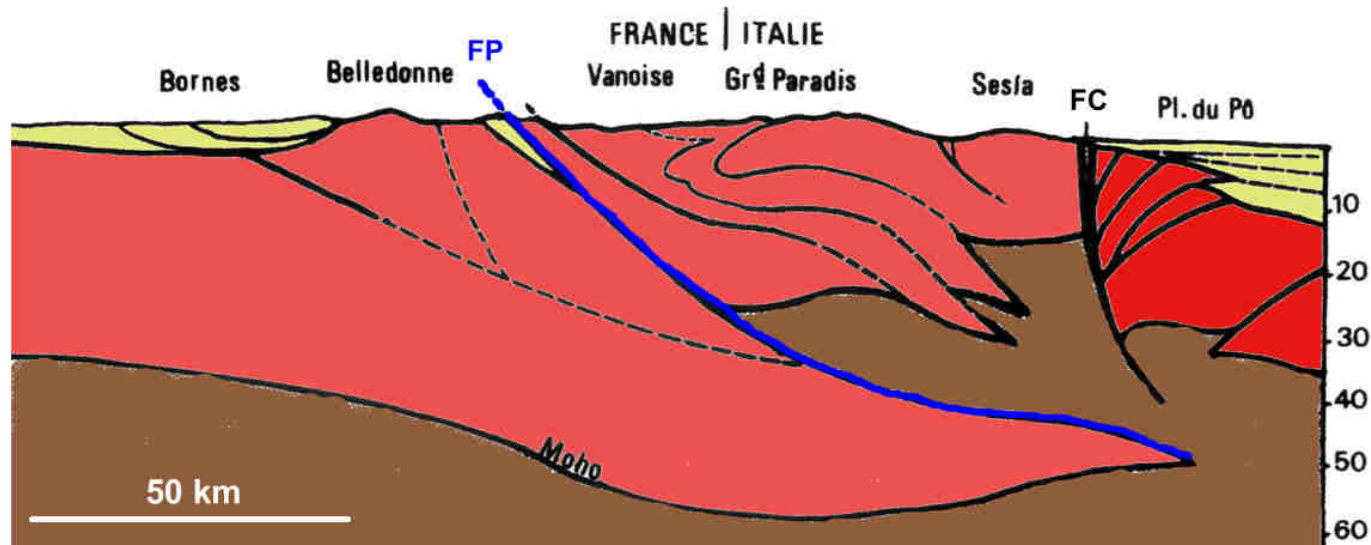
Représentation schématique de la mise en place de l'empilement des écailles par chevauchements successifs



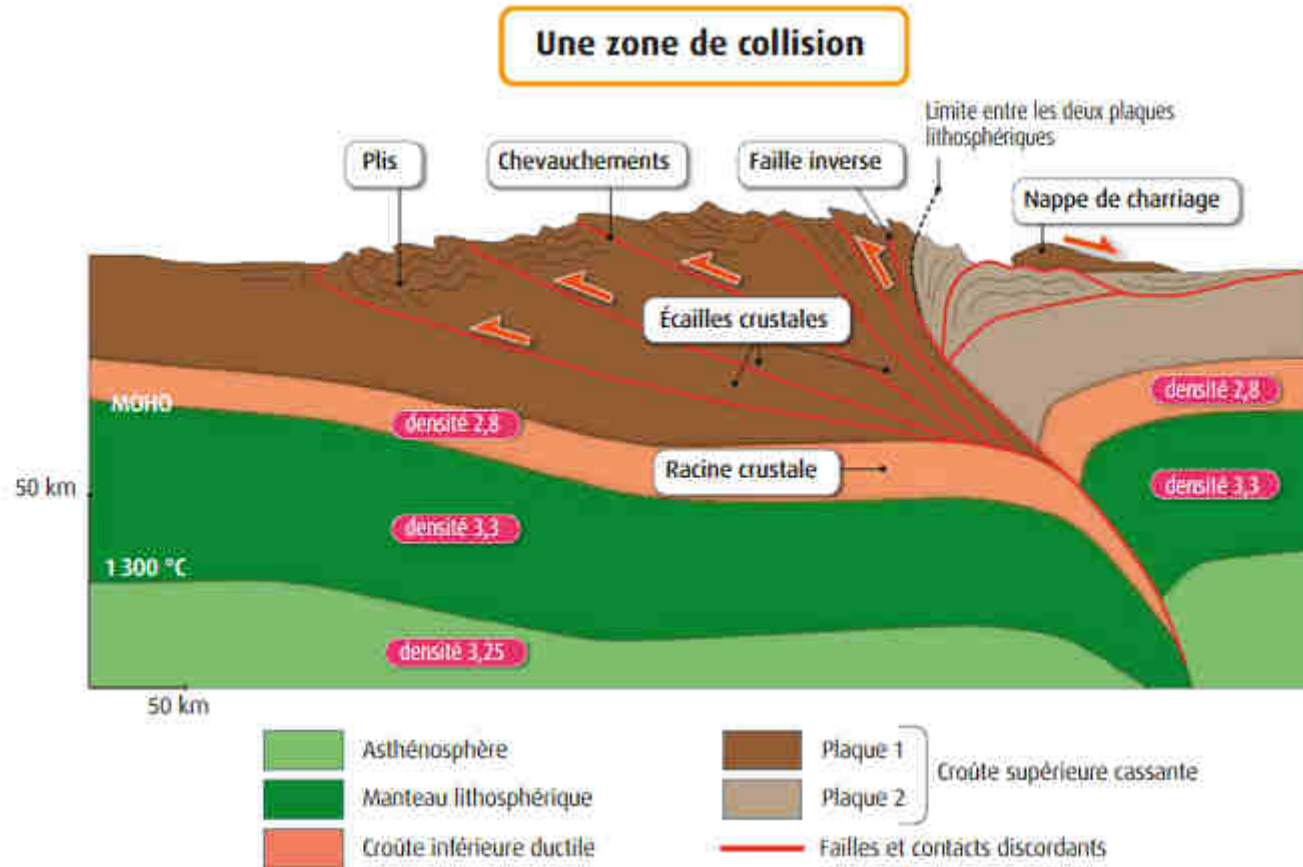
<http://cirquedebarroza.free.fr/formpyr1.htm>

IV. Les phénomènes géologiques dans les zones de collision

Schéma d'interprétation de la structure crustale au niveau des Alpes



IV. Les phénomènes géologiques dans les zones de collision



V. Les mouvements des plaques et les phénomènes convectifs

La subduction d'une lithosphère dense et froide provoque un mouvement convectif descendant du manteau

Les mouvements d'écartement des plaques au niveau des dorsales provoquent un mouvement convectif ascendant du manteau

Les points chauds sont également associés à un mouvement convectif ascendant du manteau

