

A dramatic volcanic eruption is captured in this image. A massive plume of ash and lava flows down a dark, silty slope on the left side of the frame. The lava is bright orange and yellow, contrasting sharply with the dark foreground. The background features a sunset sky with a bright sun low on the horizon, casting a golden glow over a body of water. The sky is filled with large, billowing clouds, and the overall scene is one of intense natural power and beauty.

# Le volcanisme

Volcanisme  
et tectonique des plaques

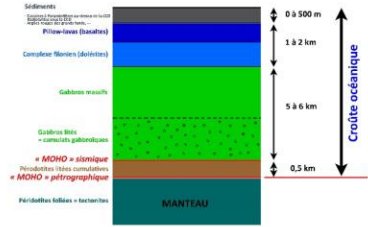
Origine des magmas



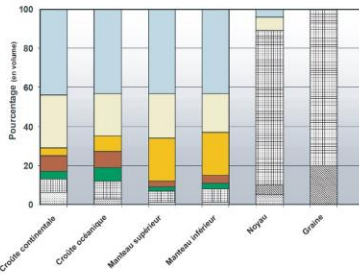
Quelques rappels sur la structure du globe



# Composition chimique, minéralogique et pétrographique



Croûte océanique de composition basaltique et gabbroïque (épaisseur : 8 à 10 km)

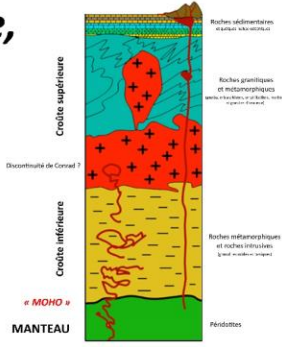


**Croûte = « SiAl »**

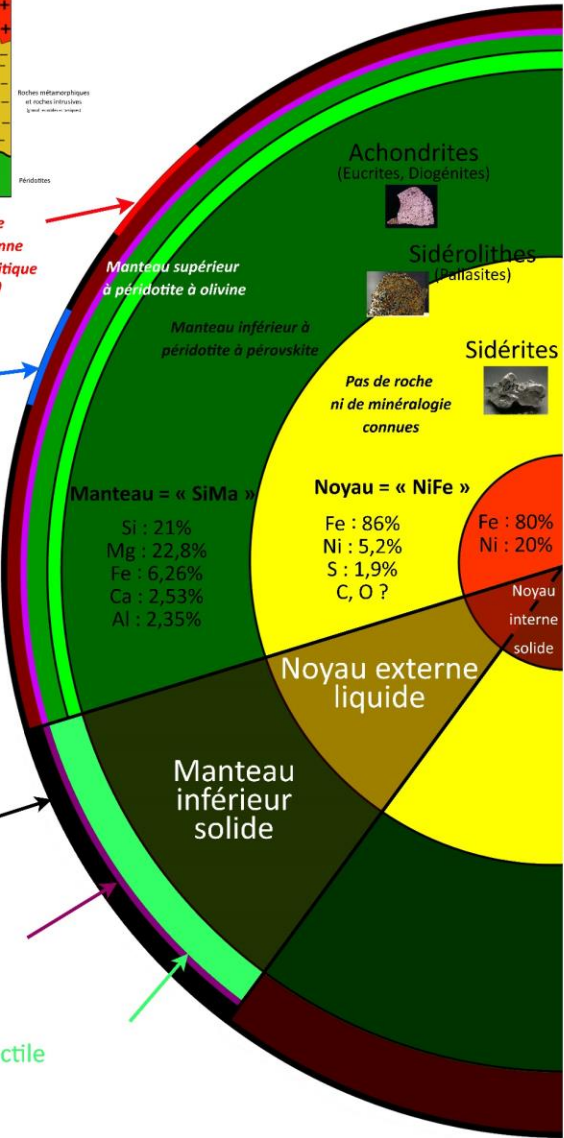
Si	: 26,7%
Al	: 8,4%
Mg	: 22,8%
Fe	: 6,26%
Ca	: 2,53%
Al	: 2,35%
Mg	: 3,2%

# Modèle PREM de la Terre (1981)

## Apports des météorites

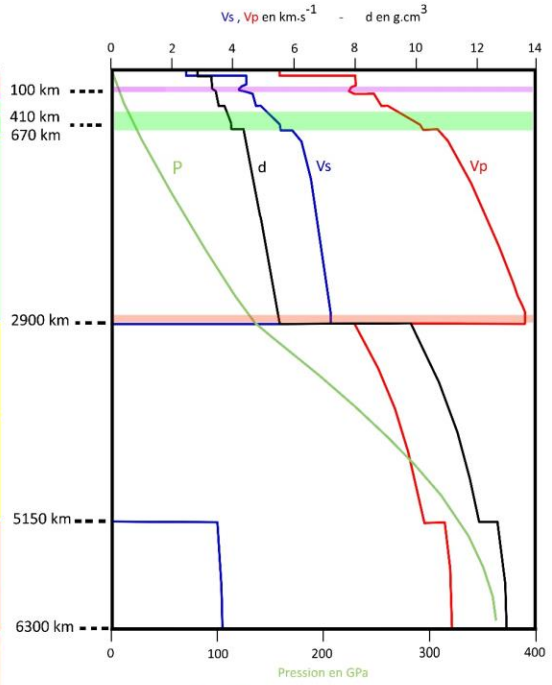


Croûte continentale de composition moyenne granitique et granodioritique (épaisseur : 30 à 35 km)



- Achondrites (Eucrites, Diogenites)
- Sidérolithes (Pallasites)
- Sidérites
- Pas de roche ni de minéralogie connues
- Noyau = « NiFe »
  - Fe : 86%
  - Ni : 5,2%
  - S : 1,9%
  - C, O ?
- Noyau interne solide
- Noyau externe liquide

# Données sismologiques



- LVZ
- Zone de transition
- Couche D'

# Principales discontinuités

**Noyau interne**  
 P = 330 GPa  
 T\* = 5400°C  
 Discontinuité de Lehmann (5150 km)  
 Inge Lehmann (1936)  
 Discontinuité physique (changement d'état d'un alliage Fe-Ni)

**Noyau externe**  
 P = 140 GPa  
 T\* = 3800°C  
 Discontinuité de Gutenberg (2900 km)  
 Beno Gutenberg (1912)  
 Discontinuité majeure de la Terre  
 - changement d'état : noyau liquide / manteau solide  
 - changement de composition chimique : alliage Fe-Ni / manteau silicaté  
 - saut énorme de T\* et de densité

**Manteau inférieur**  
 P = 23 GPa  
 T\* = 1600°C  
 Discontinuité de Mohorovicic (30 km)  
 Andrija Mohorovicic (1909)  
 Discontinuité physique (minéralogique)

Lithosphère solide rigide (à comportement cassant)  
 (épaisseur moyenne : 100 km soit les dimensions d'un département français)

LVZ = Asthénosphère supérieure solide (à comportement très ductile, déformable)  
 (épaisseur moyenne : 100 km)

Asthénosphère inférieure solide et ductile (mais moins que la LVZ)

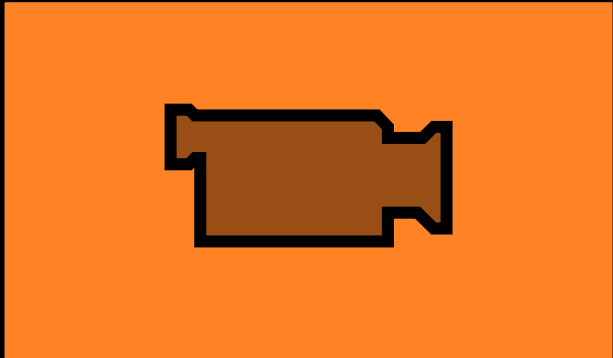
# Comportement physique et mécanique des enveloppes de la Terre



A photograph showing a road construction site. A deep cutaway has been made into the road surface, revealing the underlying layers of asphalt and aggregate. Several construction workers wearing hard hats and safety vests are standing on the road, some holding surveying equipment. The road is bordered by a white guardrail on the left and a grassy embankment on the right. In the background, a white van and other workers are visible on the road.

**Les apports de la sismique**





# Animations

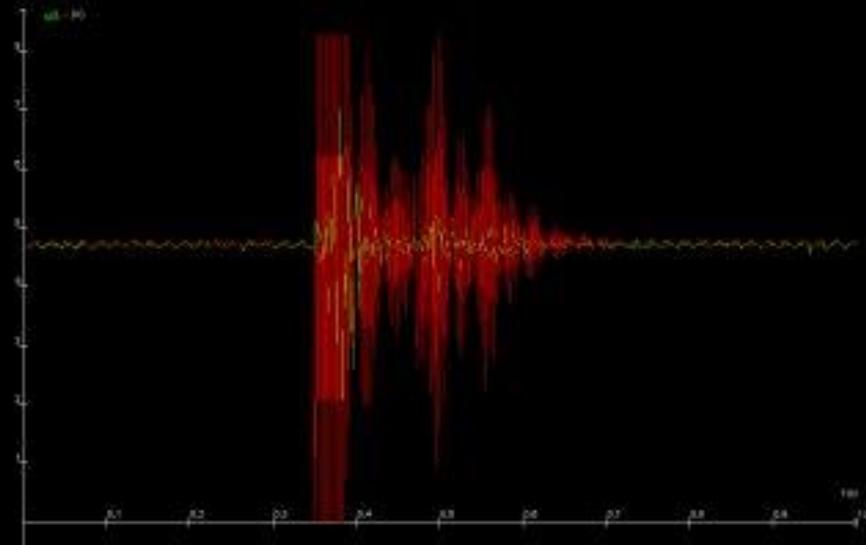
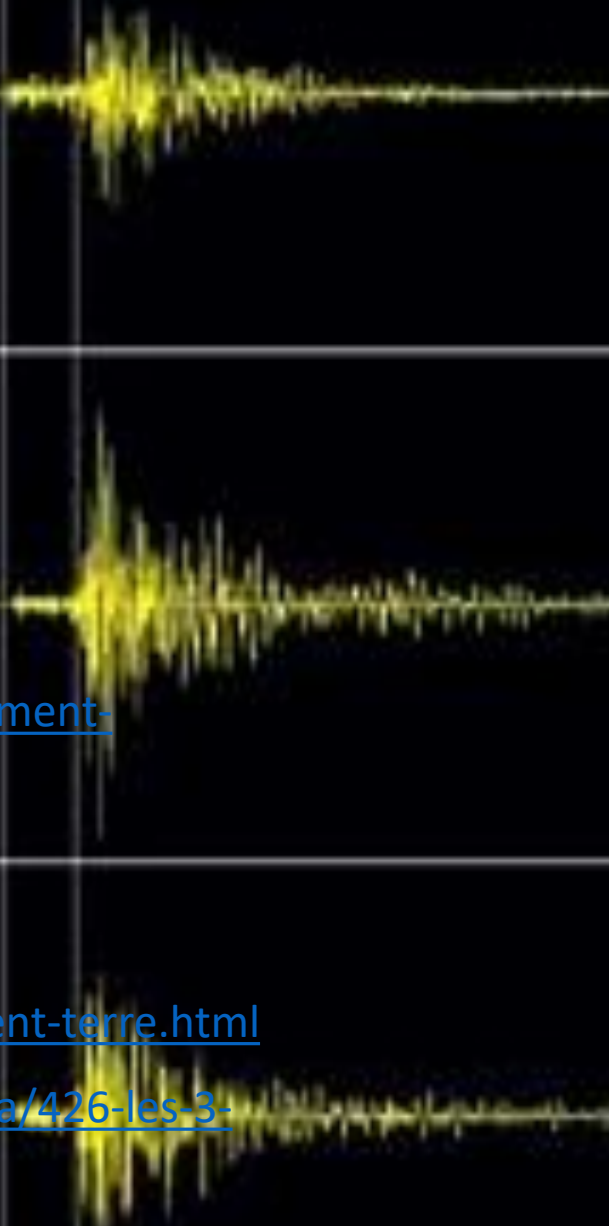
Principe du sismographe et sismogramme

<http://svtoci.free.fr/4e-seismes/5-fonctionnement-sismometre.html>

Différents types d'ondes

<http://viasvt.fr/tremblement-terre/tremblement-terre.html>

<https://www.edumedia-sciences.com/fr/media/426-les-3-types-dondes-sismiques>



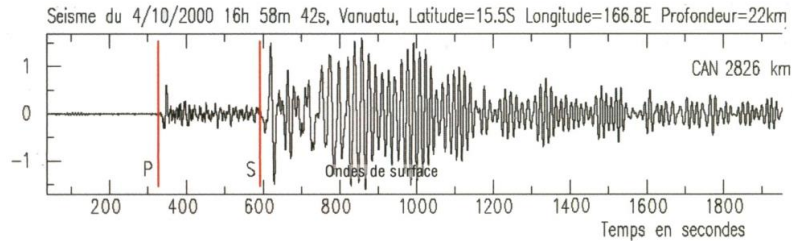


# RENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR L'ÉTUDE DES SÉISMES PROCHEs

## Mise en évidence de la discontinuité de « Moho »

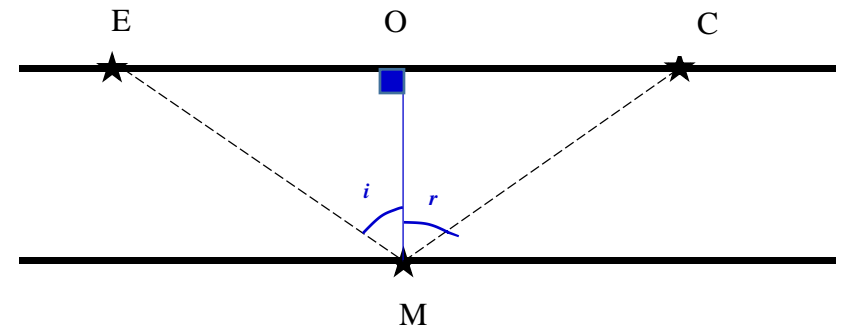
« Au début du siècle, la Yougoslavie crée son observatoire sismologique à Zagreb. Il est dirigé par André Mohorovicic, un fils de forgeron croate. Ce remarquable géophysicien et organisateur hors pair installe 89 stations sismologiques réparties à travers tout le pays, dont les informations sont journalièrement centralisées dans son laboratoire. Le 8 octobre 1909, il observe les sismogrammes de ses instruments quand tout à coup les stylets zigzaguent : voici les ondes P, puis les ondes S puis ... de nouveau des ondes P et de nouveau des ondes S ! Les ondes se sont dédoublées. Ses appareils sont pourtant parfaitement réglés, vérifiés chaque jour. Le séisme est identifié, il a eu lieu sous la ville croate de Popupsko, au Sud de Zagreb, à 40 kilomètres de profondeur. Mais pourquoi cette répétition des ondes P et S, comme un écho suit le son ? »

d'après « La Terre, une planète vivante » de Maurice KRAFFT.



On procède à la mise à feu à quelques dizaines de mètres de profondeur d'une charge de dynamite. Le temps d'arrivée des ondes P est enregistré à différentes distances du lieu de l'explosion. Les résultats sont les suivants :

Stations de réception des ondes P	Distance entre la station et le lieu de l'explosion	Temps mis par les ondes P pour parvenir aux différentes stations
A	20 km	3,6 s
B	30 km	5,3 s
C	40 km	7,3 s et 12,7 s
D	56 km	10 s et 14,6 s
F	400 km	57,7 s et 71,4 s



Par construction, on a :  $i = r$  (angle d'incidence = angle de réflexion). OM est la médiatrice de EC.

Par conséquent :  $EO = 20 \text{ km}$  ( $EC/2$ ) et  $EM = MC$

Si les ondes du second train d'ondes se sont propagées à la même vitesse que les ondes directes soit  $5,5 \text{ km/s}$ , on peut calculer  $EM + MC$   $EM + MC = 70 \text{ km}$  donc  $EM = MC = 35 \text{ km}$

L'angle EOC étant un angle droit, on peut appliquer le théorème de Pythagore :

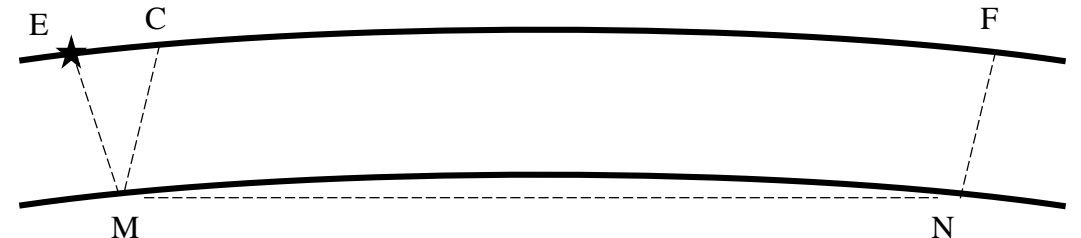
$$EO^2 + OM^2 = EM^2$$

$$\text{d'où : } 20^2 + OM^2 = 35^2 \text{ et } OM^2 = 400 + 1225 = 1625$$

$$OM = \sqrt{1625} \sim 40 \text{ km.}$$

Le « miroir » imaginé par Mohorovicic est donc situé à 40 km de profondeur sous la Yougoslavie (aujourd'hui la Croatie).

Son existence a été confirmée par la suite sous tous les continents mais aussi sous tous les océans mais à une profondeur moindre. A ce réflecteur, on a donné le nom de « Discontinuité de Mohorovicic » ou tout simplement « Moho ».



Ces ondes rapides du premier train d'ondes ont parcouru le trajet EMNF avec  $EM = MC = NF$ .

Or, pour parcourir  $EM + MC$ , les ondes P réfléchies ont mis 12,7 s (voir station C). Il en est donc de même pour le parcours  $EM + NF$ .

La différence de temps :  $57,7 - 12,7 = 45 \text{ s}$  correspond par conséquent au temps mis par ces ondes rapides pour parcourir la distance MN qui est égale à CF donc à :  $400 - 40 = 360 \text{ km}$ .

On peut alors calculer leur vitesse sous le « Moho » :  $360 \text{ km} : 45 \text{ s} = 8 \text{ km/s}$ .

La discontinuité de « Moho » n'est donc pas qu'un simple réflecteur. C'est aussi une surface qui sépare deux milieux dans lesquels les ondes sismiques ne se propagent pas à la même vitesse :  $5,5 \text{ km/s}$  dans la croûte continentale et  $8 \text{ km/s}$  dans le milieu plus profond qui est le manteau ; donc deux milieux de densité différente.

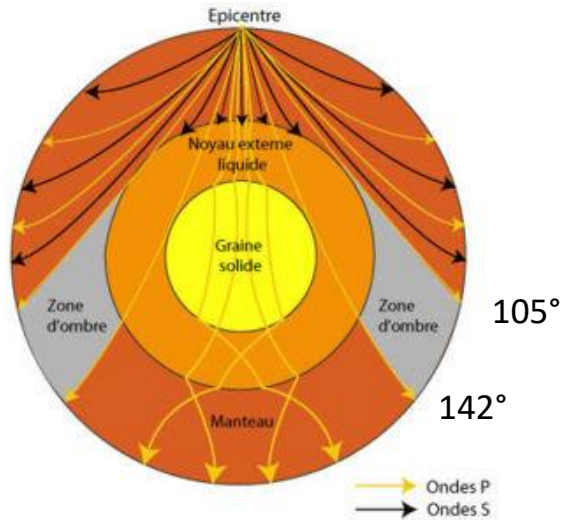


# RENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR L'ÉTUDE DES SÉISMES LOINTAINS

## Mise en évidence de la discontinuité de Gutenberg

### A- La présence d'une zone d'ombre (ou de silence)

La présence d'une zone d'ombre (ou de silence) dans la réception des ondes sismiques P entre 105° et 142° à partir d'un séisme donné est une des caractéristiques majeures de la planète.



Coupe du globe terrestre montrant la position de la zone d'ombre

Elle traduit la présence, en profondeur, du noyau externe liquide dans lequel le rebroussement des ondes réfractées est retardé et leur réémergence éloignée du foyer du séisme.

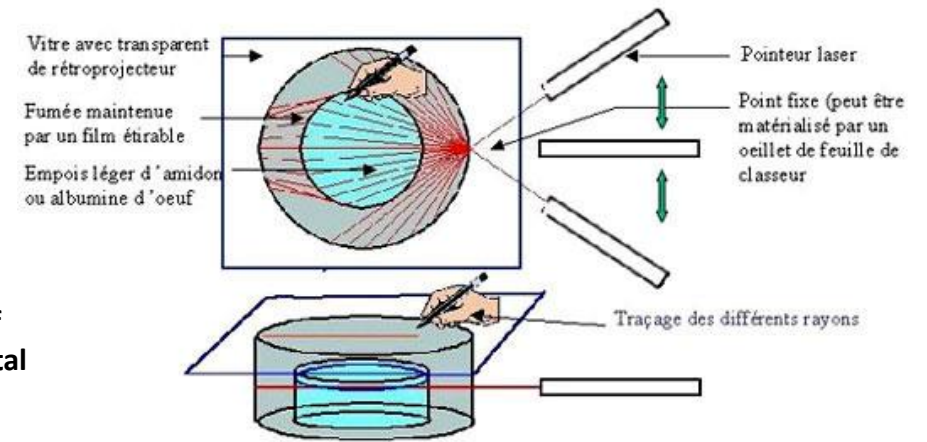
### B- Expérience analogique

#### Protocole

Deux cristallisoirs de tailles différentes sont emboîtés l'un dans l'autre. Afin de visualiser le rayon d'un faisceau laser, un empois d'amidon très léger (ou une solution d'albumine d'oeuf) est disposé dans celui du centre, et de la fumée (cigarette ou autre) dans le grand. Cette fumée est maintenue par une plaque en plexiglas transparent (que l'on peut percer pour injecter la fumée).

Le rayon laser est obtenu à partir d'un pointeur laser de conférence.

Le schéma ci-contre présente le protocole expérimental.



Dispositif expérimental

#### Résultats



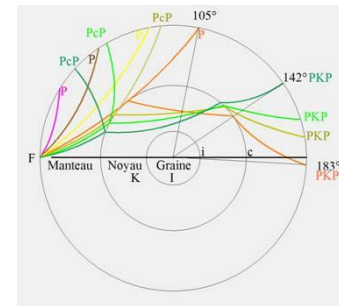
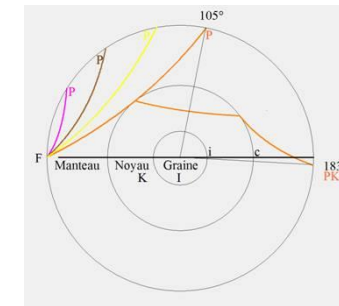
Mise en évidence d'un rayon direct



Un rayon tangentiel au cristallisoir central met bien en évidence la zone d'ombre

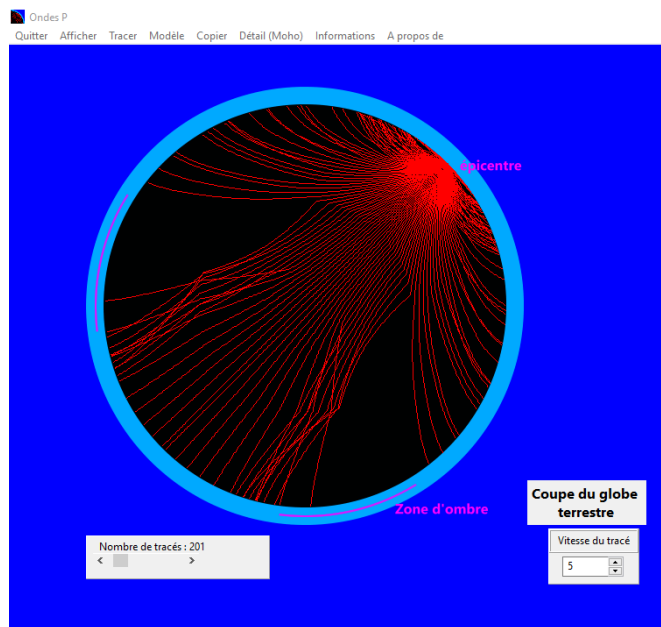
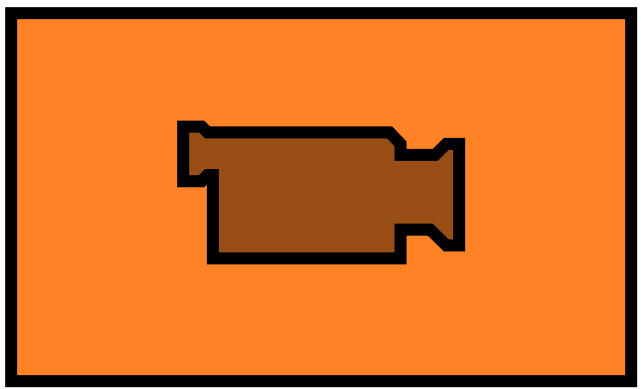


Mise en évidence d'un rayon réfracté



Trajet réel des rais sismiques à l'intérieur de la Terre





## Logiciel Ondes P

[http://aces.ens-lyon.fr/aces/logiciels/ondes-p/ondesP\\_2014.zip/view](http://aces.ens-lyon.fr/aces/logiciels/ondes-p/ondesP_2014.zip/view)

A dramatic photograph of a meteorite streaking across the dark sky above the Earth's horizon. The meteorite is a dark, irregularly shaped rock with a bright, glowing yellow and white trail behind it, indicating high-speed friction. The Earth's surface is visible in the lower half of the frame, showing blue oceans and white clouds. The overall scene is set against the blackness of space.

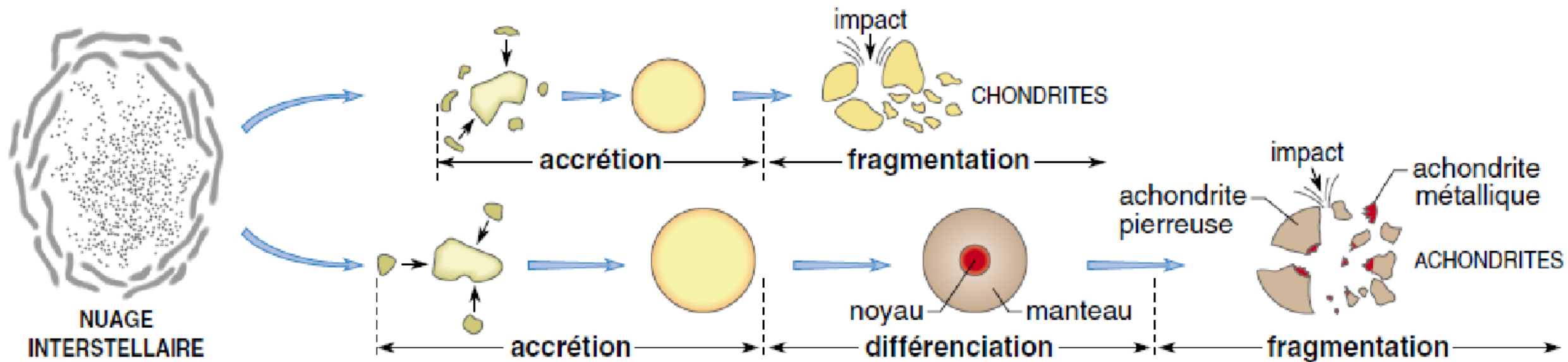
# Les apports des météorites





<https://meteorites.asu.edu/>

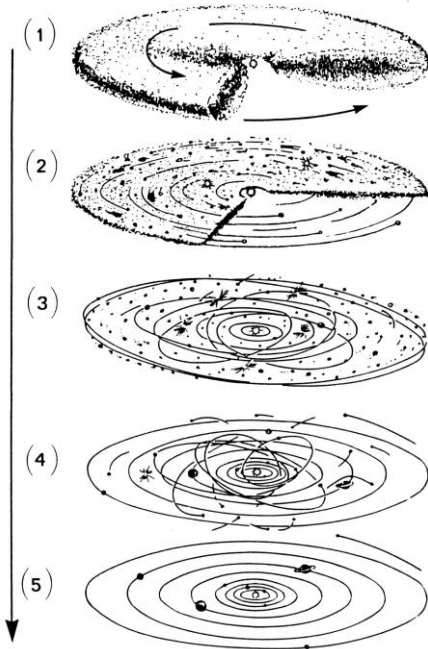
## Différenciation des corps célestes à l'origine des météorites





## La formation du Système solaire

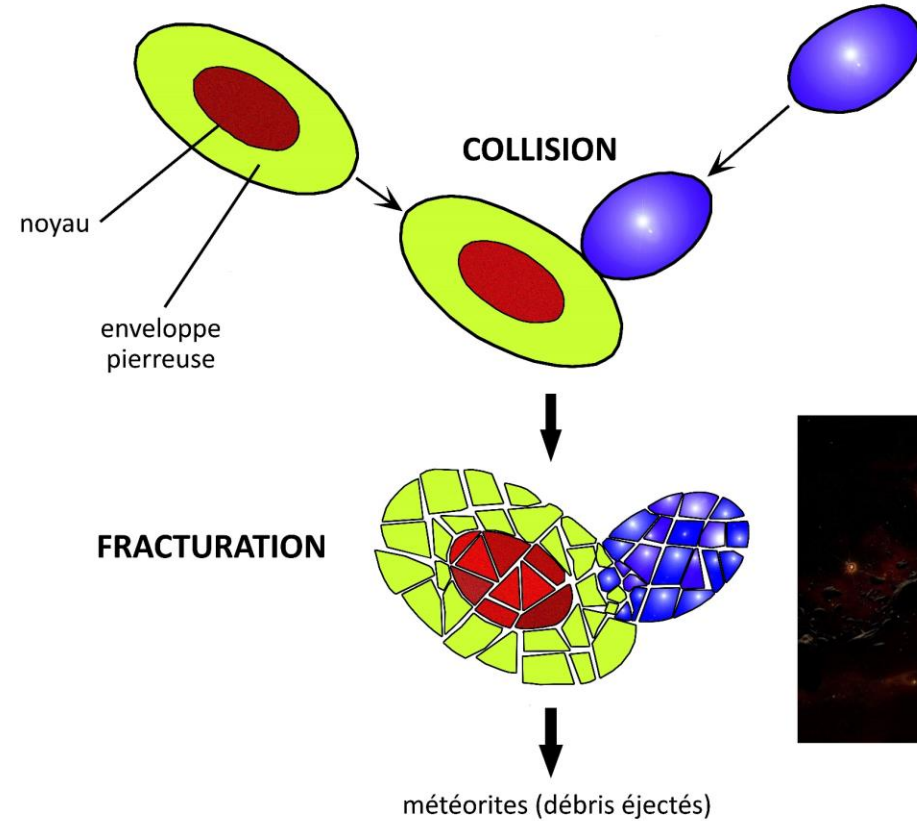
(extrait de « De la pierre à l'étoile »,  
Allègre, Fayard)



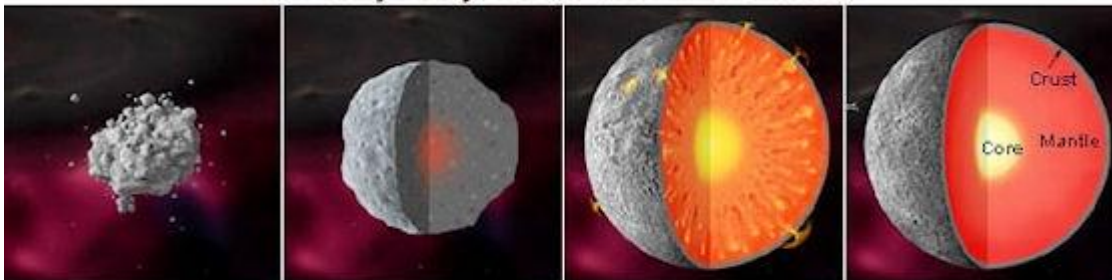
Ce schéma est l'illustration en cinq étapes de la théorie de l'école russe sur la formation des planètes. Les phases successives se déroulent de haut en bas. Les travaux américains, notamment ceux de Wetherill, ont donné une échelle de temps à ce schéma. Pour passer de (1) à (4), il faut 5 à 10 millions d'années ; de (4) à (5), de 50 à 100 millions d'années (d'après Levin, 1972).

astéroïde différencié

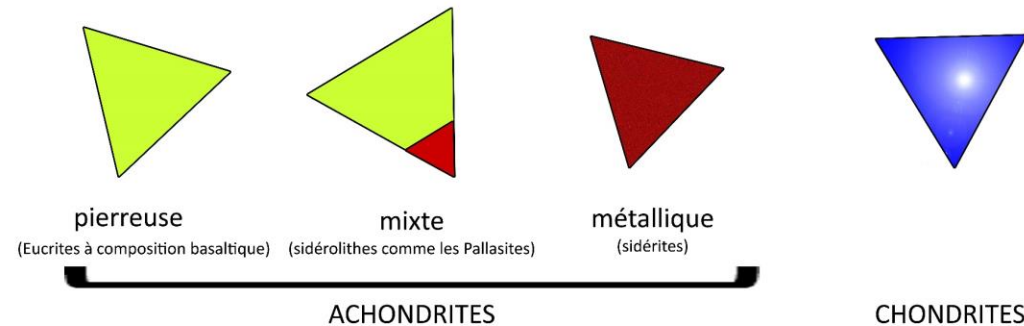
astéroïde non différencié



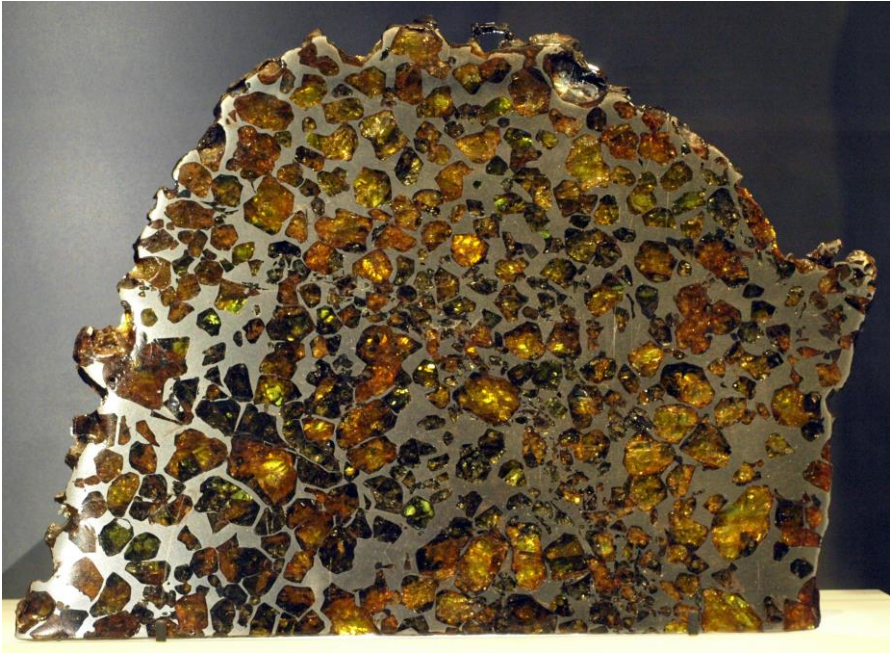
## A Rocky Body Forms and Differentiates



(From Smithsonian National Museum of Natural History - [http://www.mnh.si.edu/earth/text/5\\_1\\_4\\_0.html](http://www.mnh.si.edu/earth/text/5_1_4_0.html))







Pallasite (Achondrite - Sidérolithe de la limite Manteau-Noyau)



Sidérite (Achondrite métallique du Noyau)



Eucrite (Achondrite pierreuse de composition basaltique)



Chondrite



# APPORTS DES MÉTÉORITES

## Les météorites, vestiges de la formation de la Terre

Les météorites sont des astéroïdes qui tombent sur la Terre quand leur trajectoire elliptique recoupe celle de notre planète. Leur diamètre varie du micromètre à 700 km.

On en distingue deux types principaux :

1- Les **chondrites** : Elles tirent leur nom des nombreux petits globules vitreux ou **chondres** qu'elles renferment. Ces chondres sont à composition d'olivine, de pyroxène et de feldspath plagioclase et sont noyés dans une matrice cristalline de même nature mais enrichie en Fer et en Nickel. Ce sont de loin les plus nombreuses : **elles représentent 90 % des météorites.**

**Deux faits importants sont à noter en ce qui les concerne :**

- Toutes les chondrites qui ont été récoltées à la surface de la Terre ont été datées par radiochronologie à 4,55 milliards d'années ; elles ont donc le même âge radio-métrique que la Terre, la Lune... bref, elles ont l'âge du début de la formation du Système Solaire.
- Leur composition chimique est la même que celle de la Terre globale c'est-à-dire de la Terre après avoir mélangé toutes ses enveloppes (croûte, manteau, noyau). C'est ce qui explique que leur densité est voisine de 5,5, densité de la Terre. Cette composition chimique globale est aussi celle du Soleil, aux éléments volatils près.

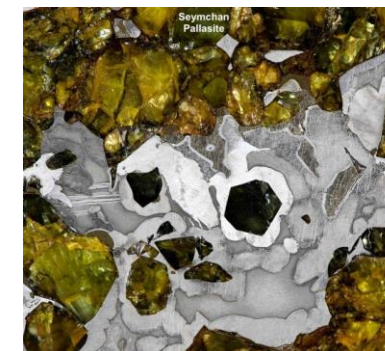
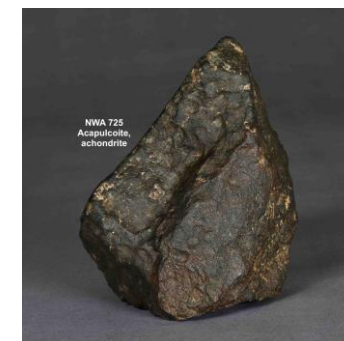
*En conséquence, on peut conclure que tout le Système Solaire qui est né il y a 4,55 milliards d'années avait la composition chimique de ces chondrites et que le nuage de poussières à partir duquel il s'est constitué avait lui aussi une composition chondritique.*

2- Les **achondrites** : Elles tirent leur nom de l'absence de chondres ! Elles forment **10 % des météorites** et se répartissent elles-mêmes en trois types principaux :

- les **achondrites basaltiques** de composition voisine de celle du basalte et du gabbro de la croûte océanique et de densité de l'ordre de 3 ;
  - les **achondrites péridotitiques** de composition identique à celle des péridotites du manteau, d'une densité moyenne comprise entre 4 et 6 ;
  - et les **sidérites**, faites d'un alliage de Fer et de Nickel, d'une densité de l'ordre de 11 .
- Or, la datation de ces achondrites donne un âge plus récent de 20 à 50 millions d'années par rapport à celui des chondrites.
- D'autre part, on a montré expérimentalement qu'après avoir porté à fusion une chondrite, celle-ci était capable de donner naissance à tous les types d'achondrites précédentes par refroidissement lent : le Fer et le Nickel , denses, tombent au fond du creuset et les éléments silicatés plus légers se rassemblent au contraire en surface pour former les péridotites et les gabbros.

*On pense donc aujourd'hui que les achondrites, plus jeunes que les chondrites et de composition très variée, proviendraient de planétoïdes plus gros qui après être passés par un stade fondu, magmatique, se seraient différenciés (comme l'est aujourd'hui la Terre) avant de se fragmenter ensuite en météorites.*

D'après « Histoire de la Terre », de C. Babin et S. Elmi - Armand Colin 1994







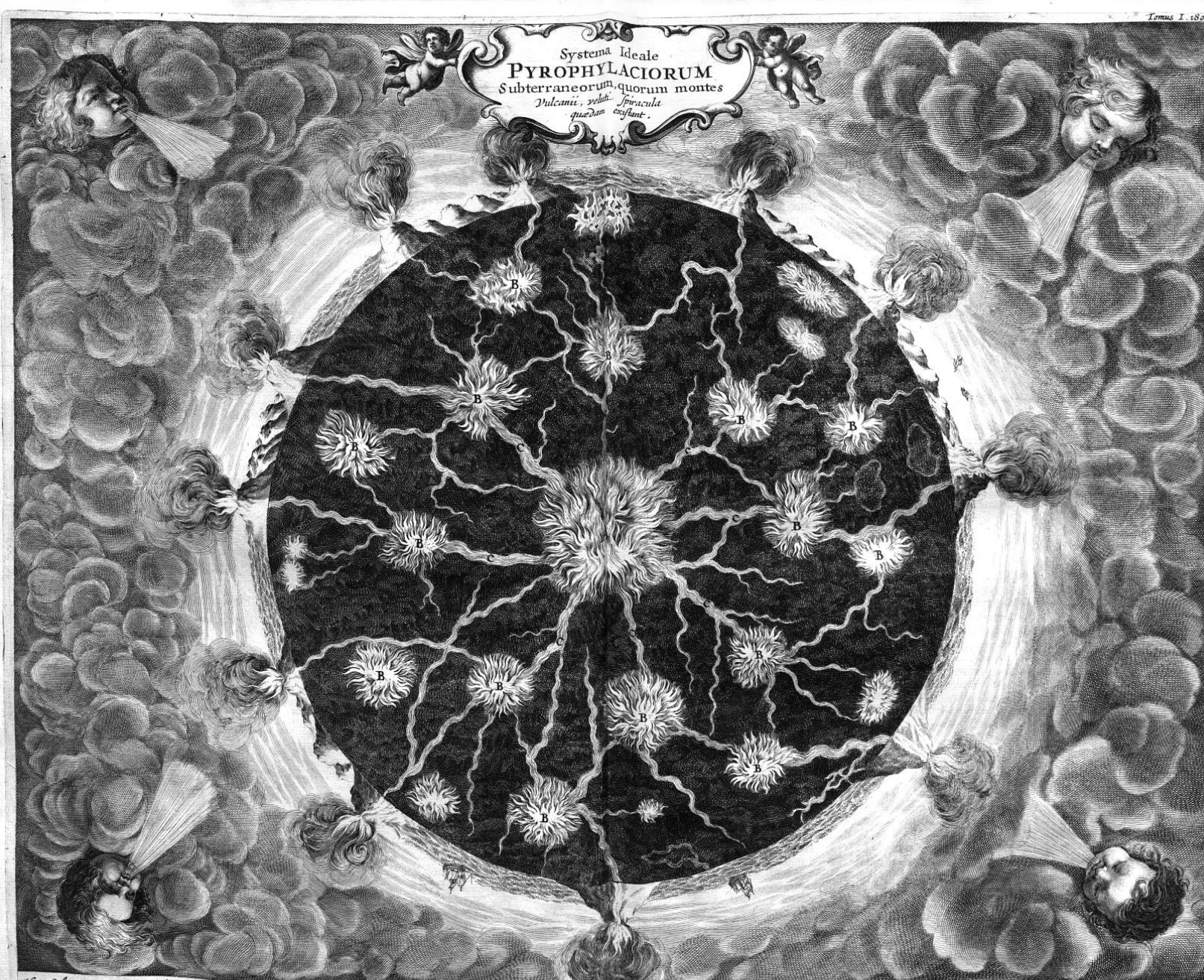
# A retenir impérativement !

Tout l'intérieur de la Terre est solide à l'exception du noyau externe.

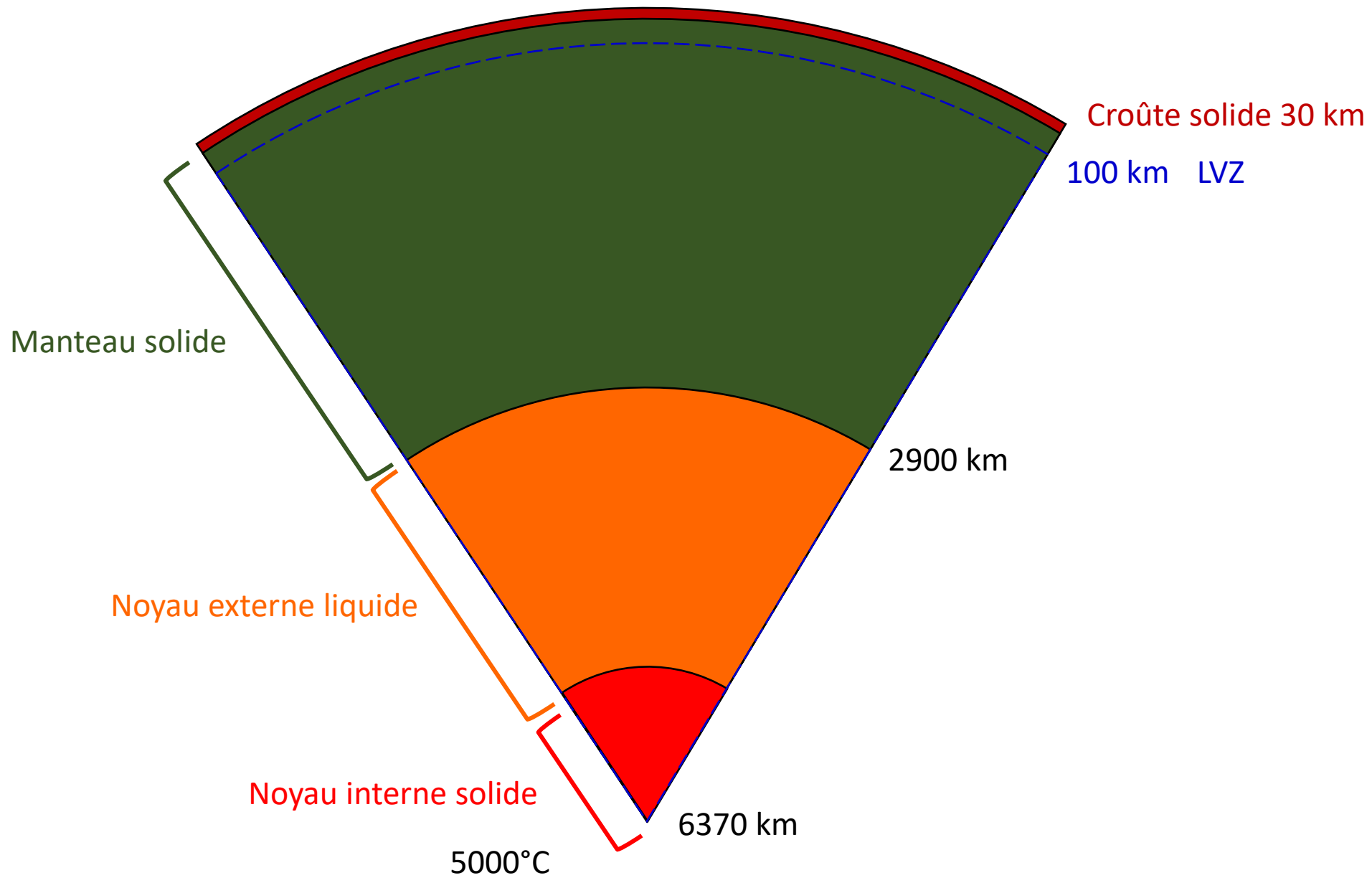
Il faut à tout prix rejeter l'idée que l'intérieur de la Terre est une masse en fusion.



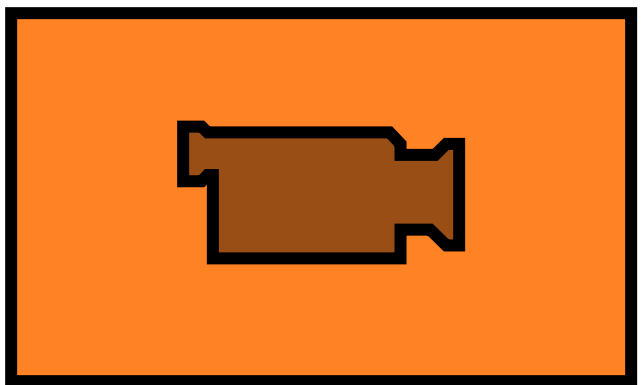
Structure interne du globe selon Athanase Kircher dans son « *Mundus Subterraneus* » - 1665



Hoc Schema exprimit Caloris sive ignis uideri, vel quod idem est, pyrophylacia per universa Geocosmi viscera, admirando DES opificio, varie distributa ne alicubi deceret, quod conservationi Geocosmi tantopere foret necessarium; nemo autem sibi periret, si ignem revera hoc pacto, quo Schema refert, constitutum esse; eorum proferat ordine disposita astuaria, nequaquam. Quis enim haec observavit? quoniam illuc penetravit unquam ex haminibus? Hoc itaq; Schemate solummodo ostendere volumus, Telluris viscera plena esse astuariis et pyrophylaciis, sive ea jam hoc modo, sive alio, disposita sint. Ex centro igitur ignem per omnes Subterrestris mundi semitas usq; ad ipsos exterioris superficiei montes Vulcanos, deduximus; ignis Centralis signetur A. latera. Reliquia sunt, astuaria Nature, signata B. Canales pyragogi C. minimi vero rivi sunt fissurae Terrae, per quas ignis spiritus percurrunt.







**Les différentes couches du globe terrestre**

<http://www.biologieenflash.net/animation.php?ref=geo-0065-1>



# La Tectonique des plaques – Les frontières de plaques



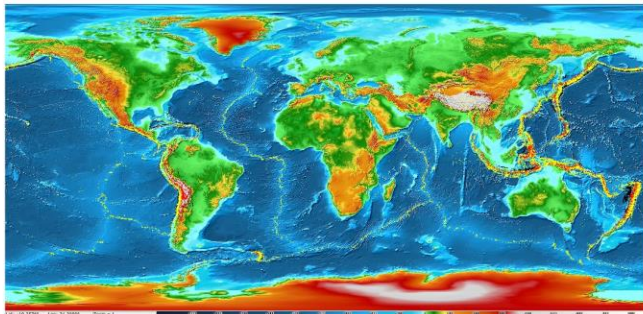
# La Tectonique des plaques

La chaleur interne de la Terre (chaleur initiale accumulée lors de sa formation par accrétion progressive de planétoïdes et chaleur libérée par désintégration de ses isotopes radioactifs, abondants dans le manteau) se dissipe vers toute sa surface à la fois par conduction et par convection thermiques. Dans le manteau qui forme 65% de la masse de la Terre, ce transfert de chaleur se fait essentiellement par convection c'est-à-dire qu'il est associé à des mouvements ascendants de matière solide. Ce sont ces mouvements convectifs qui sont à l'origine du déplacement des plaques à la surface du globe.

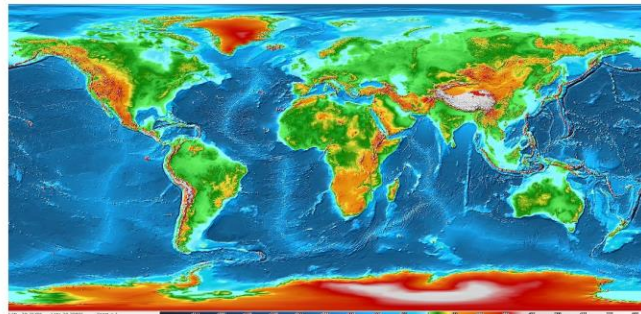
La lithosphère est constituée de plaques rigides séparées par des zones de déformation

La sismicité, le volcanisme et la tectonique montrent que les déformations actuelles ne se produisent que dans des zones étroites et allongées de la Terre entourant de vastes régions stables, aismiques et dépourvues de volcanisme (à l'exception de quelques points chauds). On appelle PLAQUES ces domaines lithosphériques à l'intérieur desquels la déformation est faible en regard de ce qui se passe à leurs frontières.

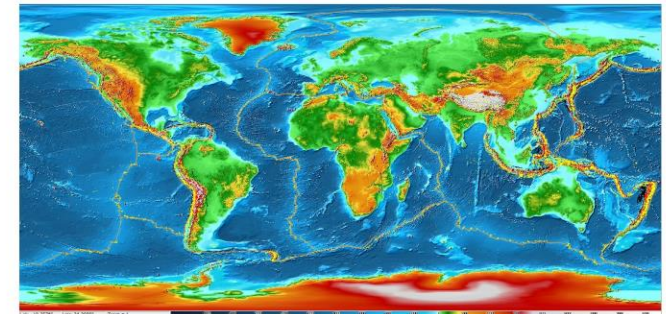
Les séismes et les volcans sont des manifestations de la Tectonique des plaques



Les séismes ne sont pas répartis de façon aléatoire à la surface du globe. Ils se concentrent le long de lignes continues.



La carte de répartition des volcans actuels donne une image tout-à-fait semblable à celle donnée par les séismes.



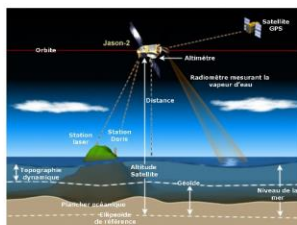
La surface du globe est ainsi découpée en au moins 15 plaques majeures.

## La mobilité des plaques

Les mesures géodésiques montrent que les plaques se déplacent à la surface de la Terre à des vitesses de quelques centimètres par an : 12 cm/an pour la plaque Pacifique, 4 cm/an pour la plaque Eurasiatique.

En certains endroits, les plaques s'écartent les unes des autres ; ce sont les frontières de divergence. En d'autres, les frontières de convergence, elles se rapprochent. Elles peuvent aussi coulisser les unes par rapport aux autres au niveau de frontières « transformantes » ou « en décrochement ».

Les plaques évoluent donc avec le temps, grandissent ou diminuent de taille. Une plaque peut même disparaître (exemple de la plaque Farallon sous la Californie) ou se casser en plusieurs fragments formant alors des microplaques (exemple de la plaque Africaine au niveau du rift Est-Africain).

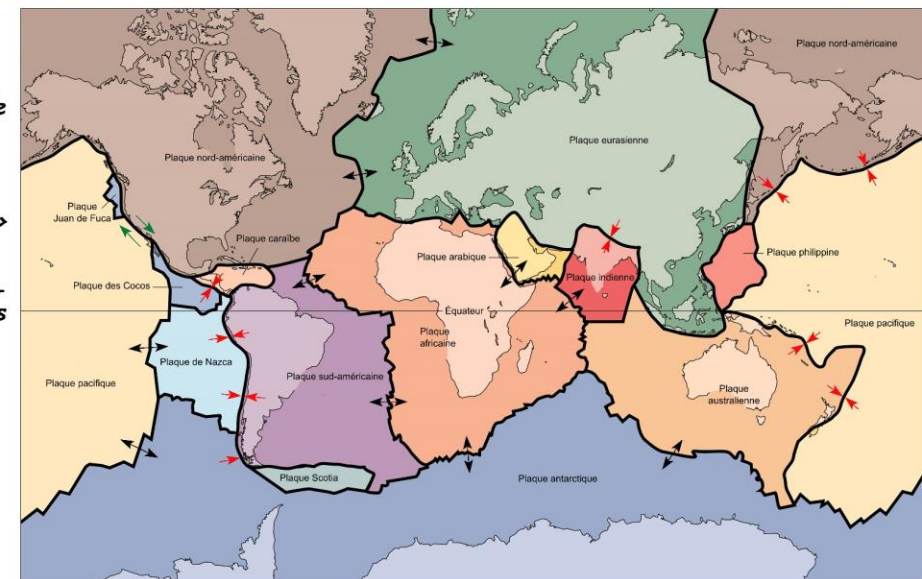


### Principe de fonctionnement de la télémétrie pour satellites

La télémétrie laser sur satellites est basée sur la mesure ultra-précise du temps aller-retour d'une impulsion laser entre la station laser émettrice et le satellite équipé de rétroreflecteurs. Inconvénient : Elle ne fonctionne pas quand la couverture nuageuse est importante.

Dans le système DORIS, autre système de télémétrie pour satellites, les stations réparties uniformément sur tout le globe émettent cette fois-ci des signaux radioélectriques qui présentent l'avantage d'être peu affectés par les conditions météorologiques. Inconvénient : Ils peuvent être réfléchis ou guidés par l'ionosphère.

Aujourd'hui, beaucoup de satellites embarquent plusieurs systèmes de télémétrie afin de bénéficier des qualités de chacun.



### Les différents types de frontières de plaques

- divergentes
- convergentes
- transformantes



# Les frontières de plaques

## Les zones de divergence : exemple de la dorsale océanique

Les dorsales océaniques, zones de divergence, sont soumises à des déformations extensives du fait :

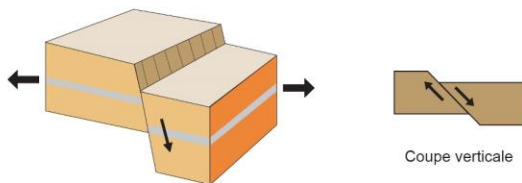
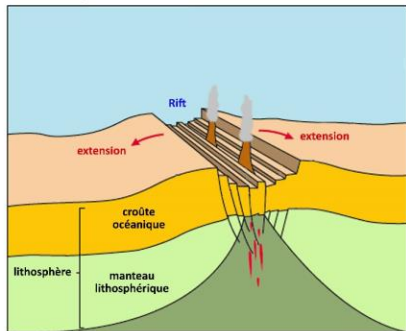
- de la traction exercée par la lithosphère océanique froide, épaisse et dense sur les bordures de l'océan (rifting passif),
- et (ou) de la remontée d'un panache mantellique (asthénosphère) à l'axe de la dorsale (rifting actif).

Conséquences :

- un bombement central de quelques kilomètres,
- un amincissement de la lithosphère océanique : l'asthénosphère se retrouve très proche de la surface,
- la formation de failles normales qui délimitent au milieu de la dorsale une vallée axiale, véritable graben profond de 2000 m et large de quelques km : le rift.

Remarque : ce rift océanique n'existe qu'au niveau des dorsales lentes.

- une microsismicité superficielle liée à la formation de nouvelles failles et au rejeu des anciennes,
- une activité volcanique qui se manifeste au fond du rift par une sortie de magma de nature basaltique par toutes les fractures, magma qui se fige instantanément en pillow lavas et boudins par refroidissement brutal au contact de l'eau de mer très froide (effet de trempé), aux environs de 2°C.



**Faille normale**  
(rejet vertical dominant et rejet transversal distensif)

FRONTIÈRES EN DIVERGENCE	FRONTIÈRES EN DECROCHEMENT	FRONTIÈRES EN CONVERGENCE
<p><b>Rift continental</b></p> <p>Exemple : Rift Africain</p>	<p><b>Failles transformantes océaniques</b></p> <p>Exemple : Faille de San Andrés</p>	<p><b>Subduction entre 2 lithosphères océaniques</b></p> <p>Exemple : Antilles</p>
<p><b>Accrétion océanique</b></p> <p>Exemple : Dorsale Atlantique</p>	<p><b>Failles transformantes continentales</b></p> <p>Exemple : Faille de San Andrés</p>	<p><b>Subduction entre lithosphère océanique et continentale</b></p> <p>Exemple : Côte Ouest Amérique</p>
		<p><b>Collision continentale</b></p> <p>Exemple : Alpes</p>

## Aperçu des différents types de frontières de plaques lithosphériques

### Les zones de coulissage (ou de décrochement)

Les failles de décrochement sont présentes à la fois :

- dans les zones de divergence où elles accommodent la sphéricité du globe : en effet, chaque point d'une plaque tectonique se déplaçant à la surface de la Terre décrit un arc de cercle et tous les arcs de cercles ont en commun le même centre de rotation représenté par le pôle eulérien de la plaque tectonique. Ainsi, dans le cas d'une divergence de plaques, la vitesse d'écartement des deux plaques n'est pas la même le long de la zone de divergence : plus le pôle eulérien est proche, moins la vitesse d'écartement est grande. Ceci explique l'existence des failles transformantes qui tranchent la dorsale et qui permettent de gérer les différences de vitesse d'écartement des deux plaques.

- dans les zones de convergence, notamment lorsque la subduction est oblique par rapport au rivage. Les failles décrochantes, parallèles à la fosse, permettent alors le déplacement latéral de lanières de marges, parfois sur de grandes distances, comme par exemple le long de la côte Ouest de l'Amérique du Nord (Faille de San Andrés).

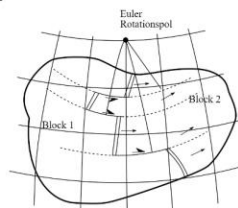
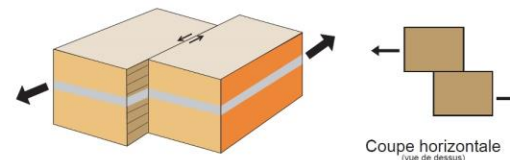
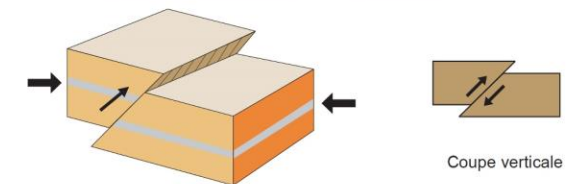


Illustration du pôle eulérien dans le cas d'une divergence



**Faille de décrochement**  
(rejet horizontal dominant)



**Faille inverse**  
(rejet vertical dominant et rejet transversal compressif)

## Les zones de convergence : exemple d'une subduction entre une lithosphère océanique et une lithosphère continentale

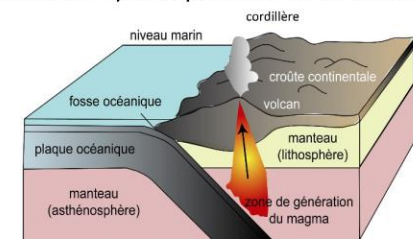
Les zones de subduction lithosphère océanique / lithosphère continentale, zones de convergence, sont soumises à des déformations compressives, la lithosphère océanique dense venant heurter la lithosphère continentale plus légère avant de plonger sous elle.

Ces zones de subduction sont caractérisées par :

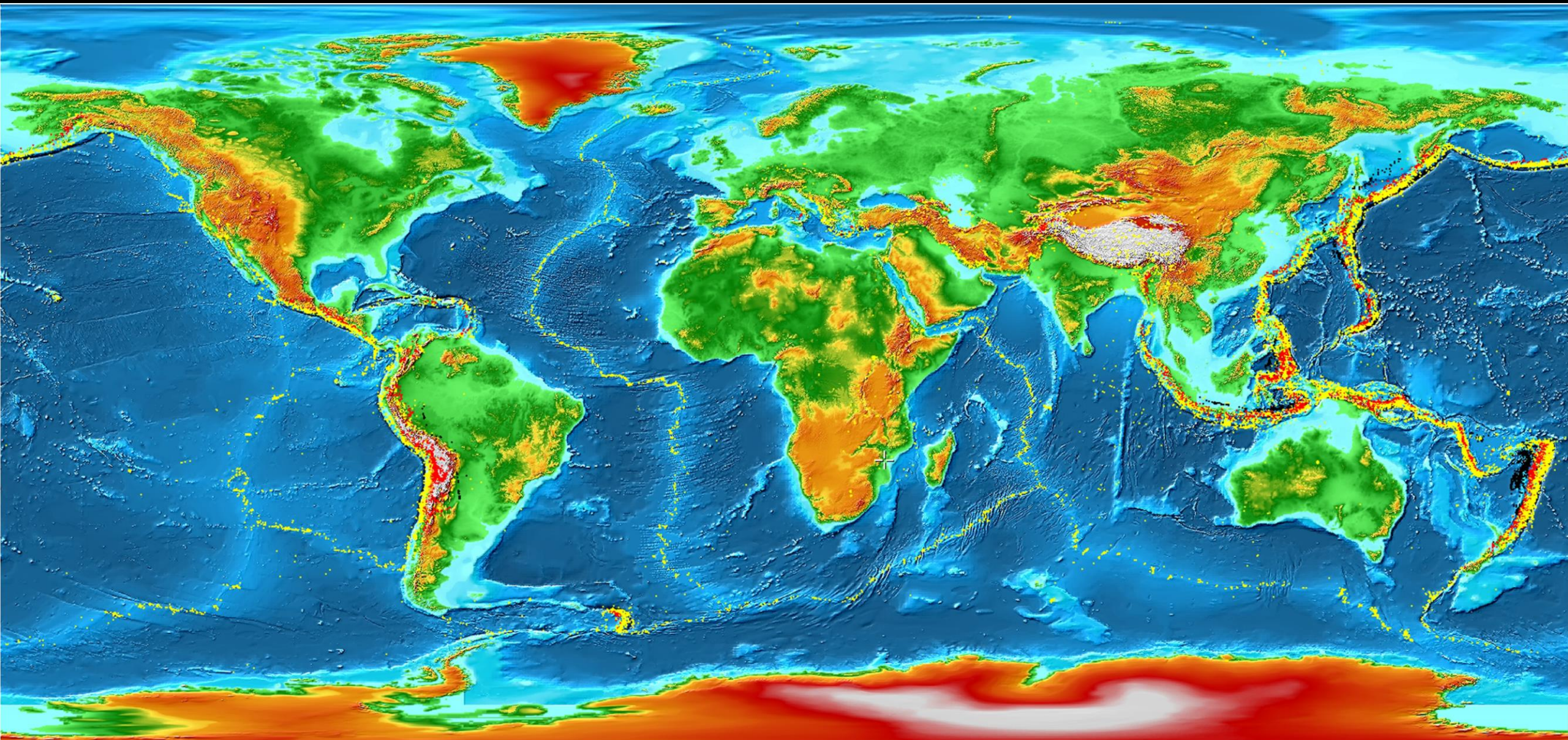
- une fosse océanique profonde (relief négatif) le long des côtes, qui peut dépasser la dizaine de kilomètres (Fosses des Mariannes et des Philippines),
- une cordillère (relief positif) sur la bordure ou marge de la plaque continentale,
- des plis, failles inverses, chevauchements...
- une sismicité interplaque importante, à la fois superficielle, intermédiaire et profonde (jusqu'à 670 km au maximum) pratiquement tout le long du slab (= plan de Benioff-Wadati),
- un volcanisme généralement de type explosif dont la dangerosité provient de la nature andésitique ou rhyolitique du magma, visqueux et riche en gaz, surtout en vapeur d'eau.

Du fait de cette forte activité sismique et volcanique, la marge de la plaque continentale est dite active.

Remarque : la collision est l'aboutissement ultime du processus de subduction lorsque le continent porté par la lithosphère océanique qui subducte arrive au contact de la plaque continentale chevauchante après disparition totale du domaine océanique.



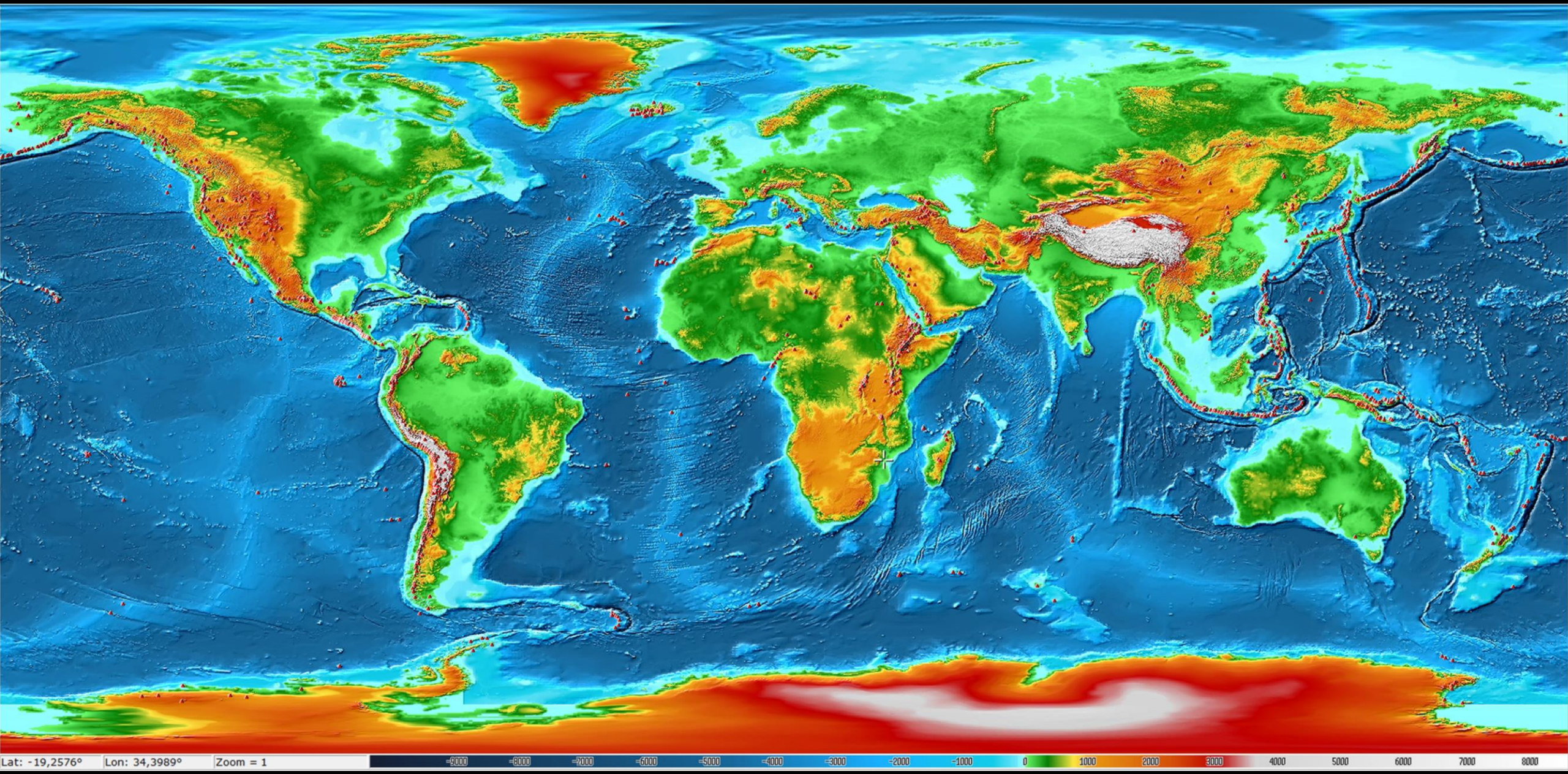




Lat: -19,2576° | Lon: 34,3989° | Zoom = 1

-9000	-8000	-7000	-6000	-5000	-4000	-3000	-2000	-1000	0	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000
-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	---	------	------	------	------	------	------	------	------

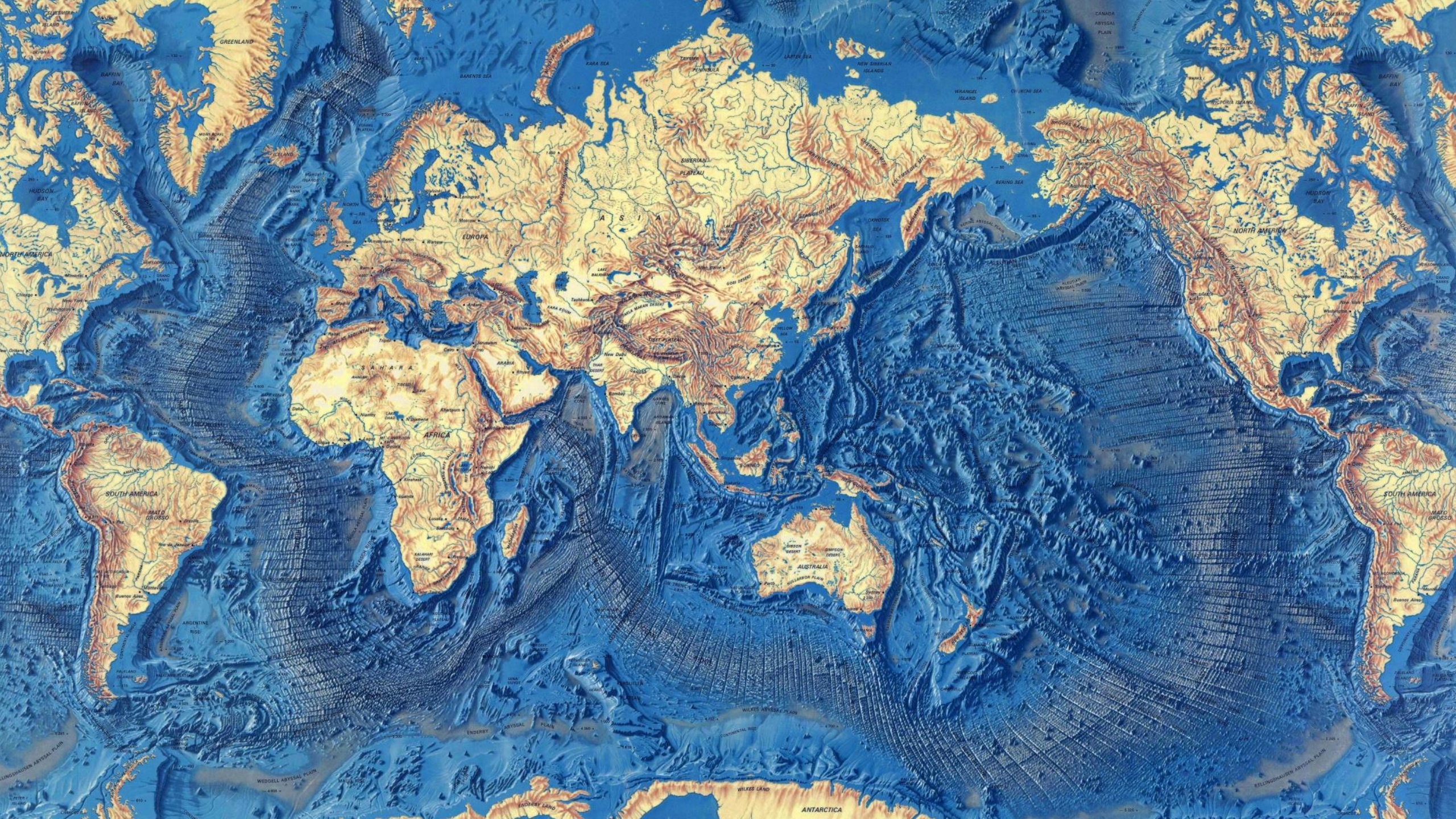




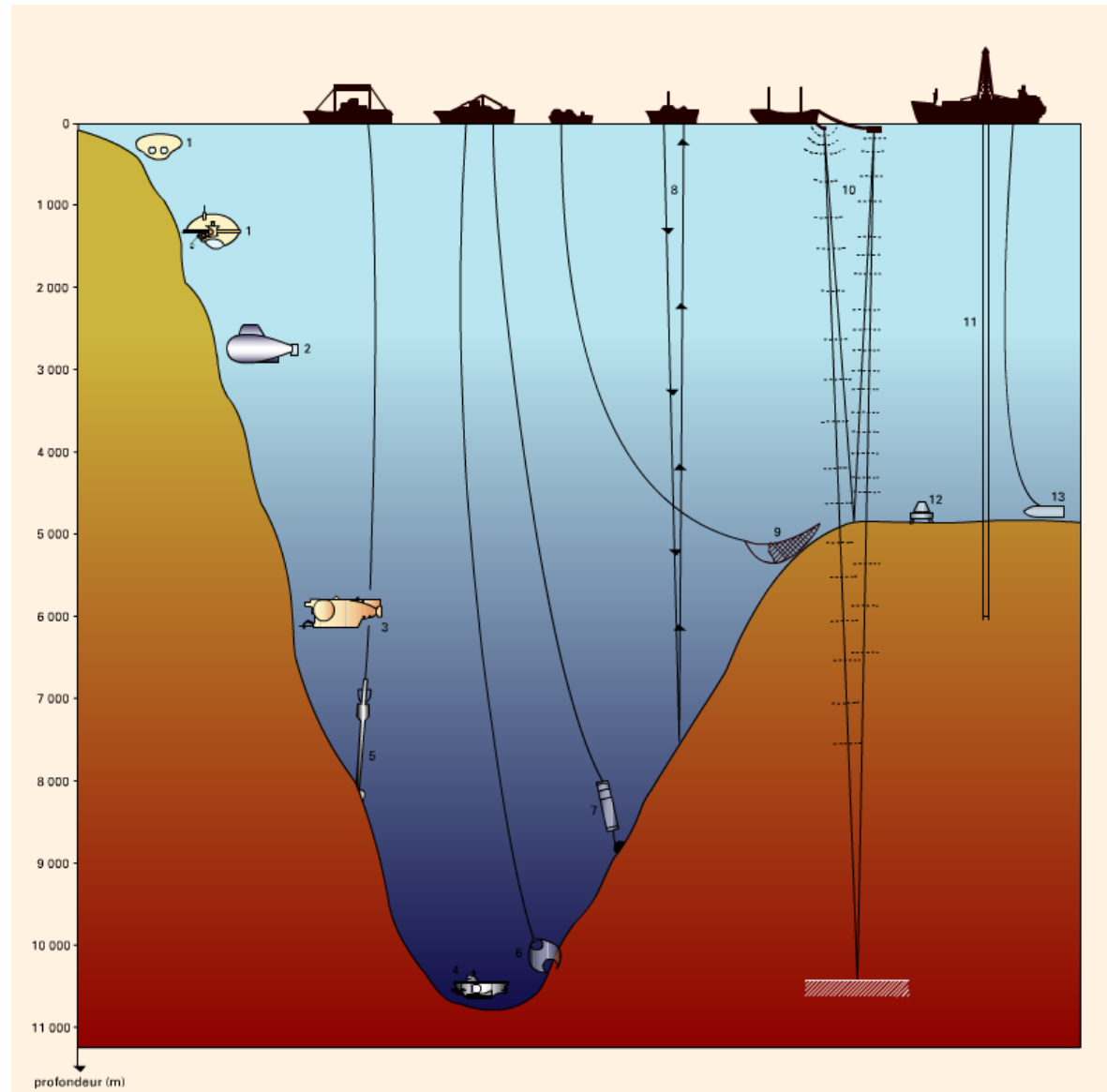
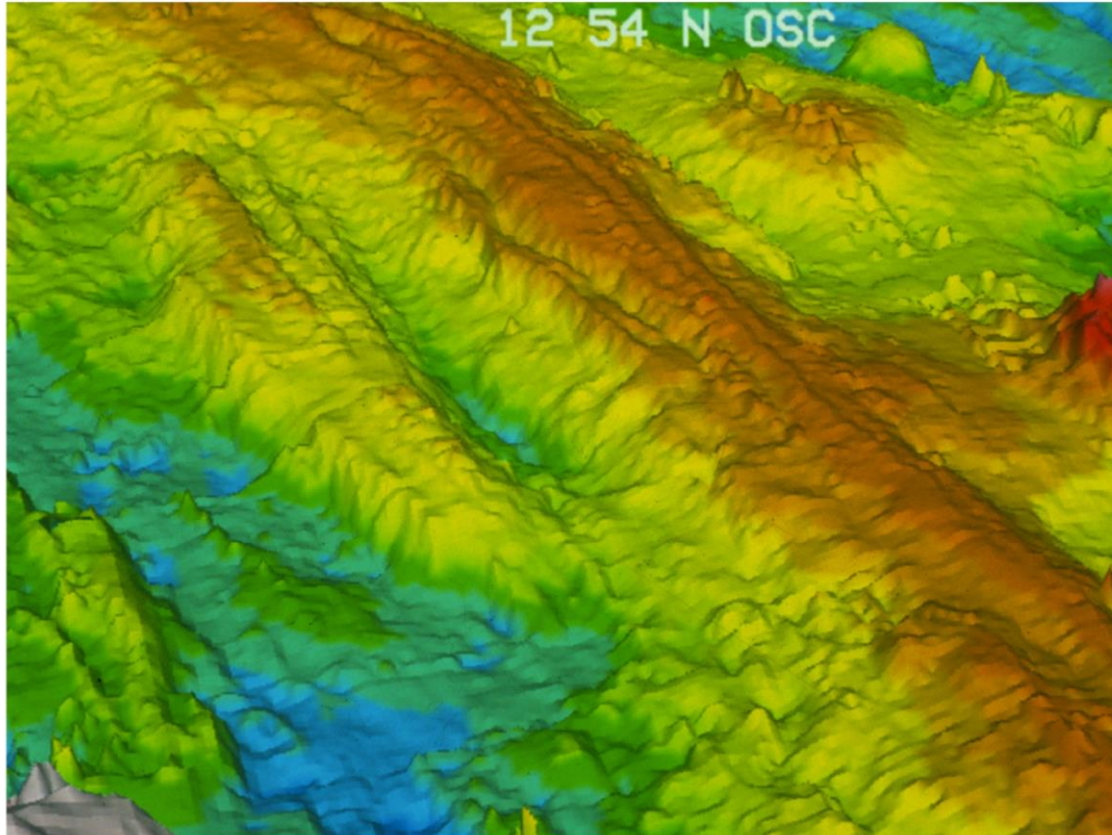
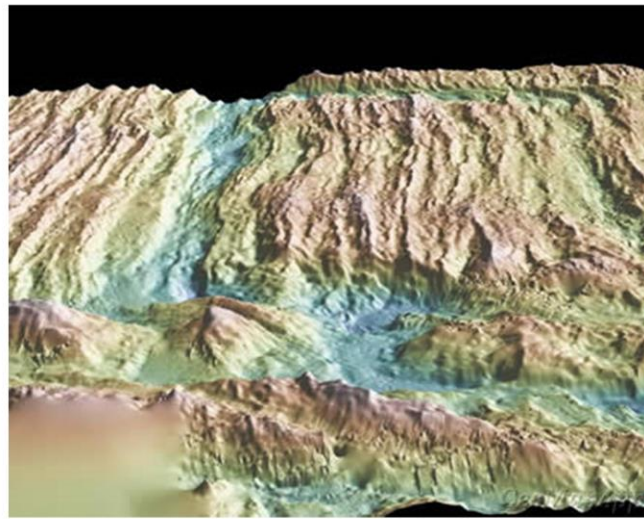
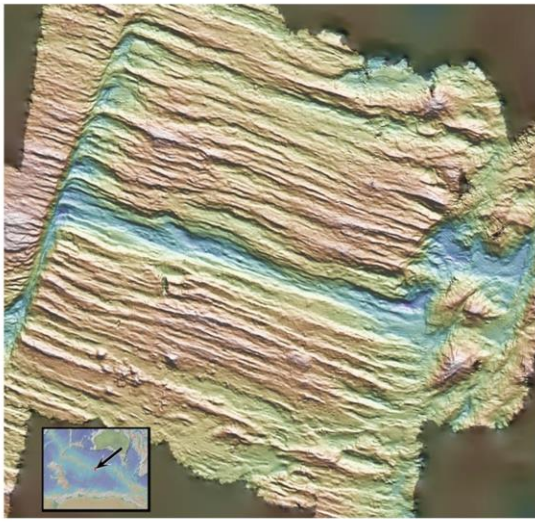
Lat: -19,2576° Lon: 34,3989° Zoom = 1







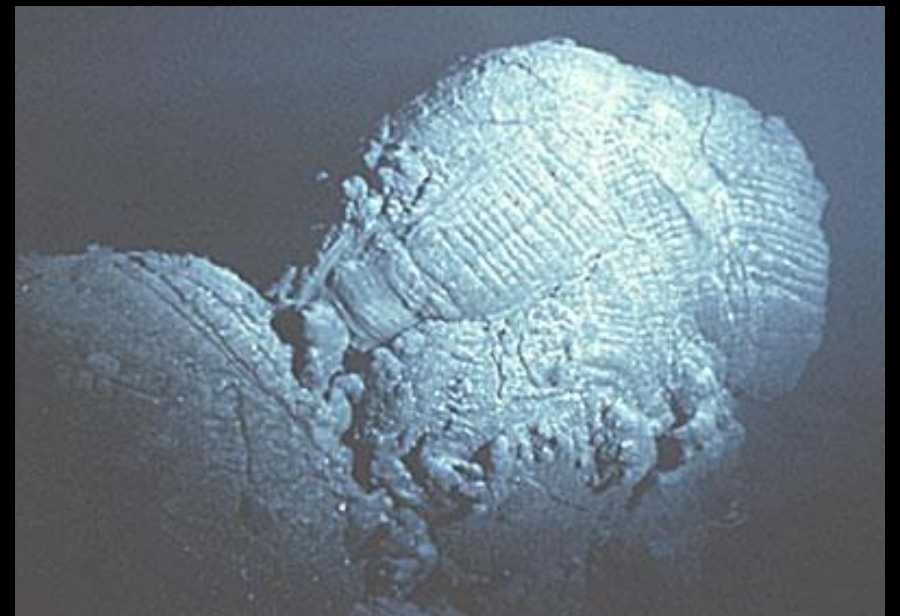
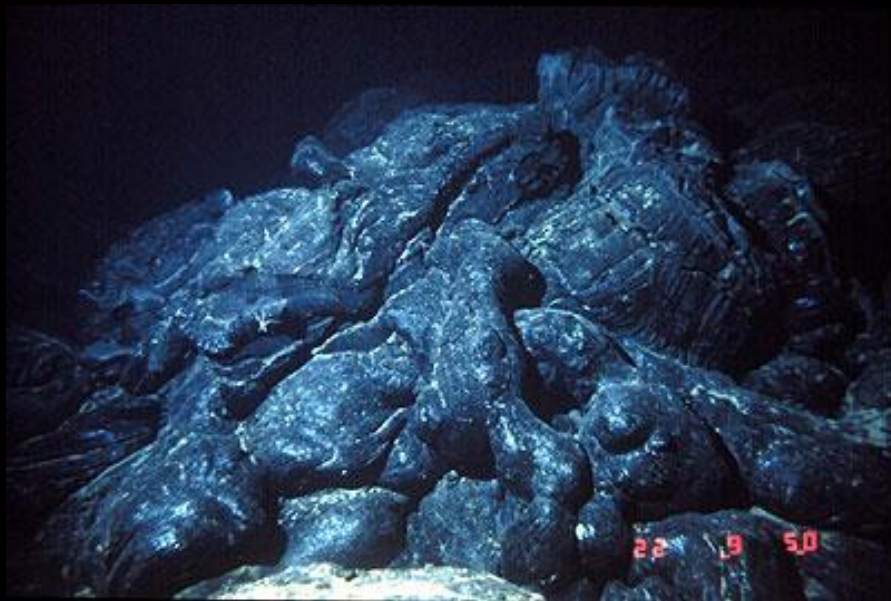
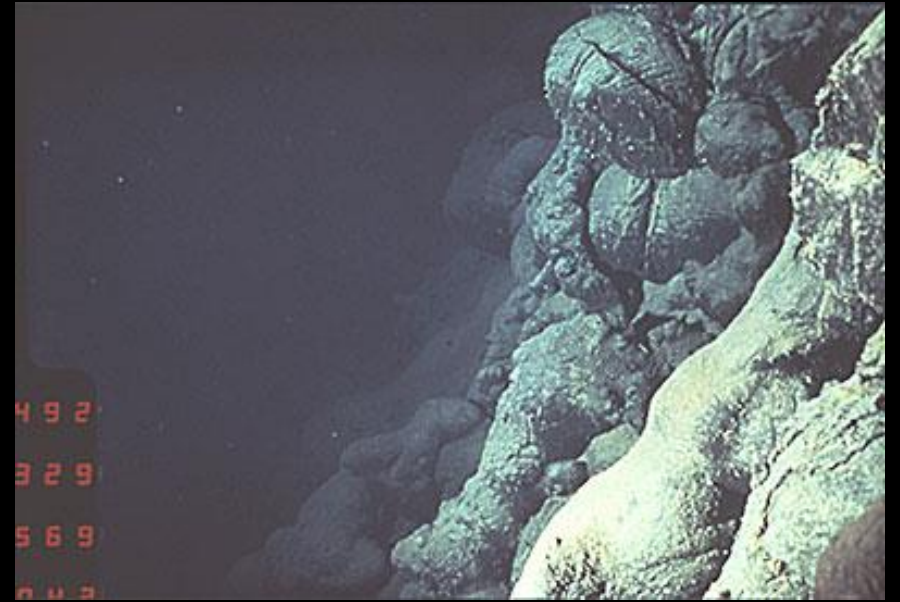




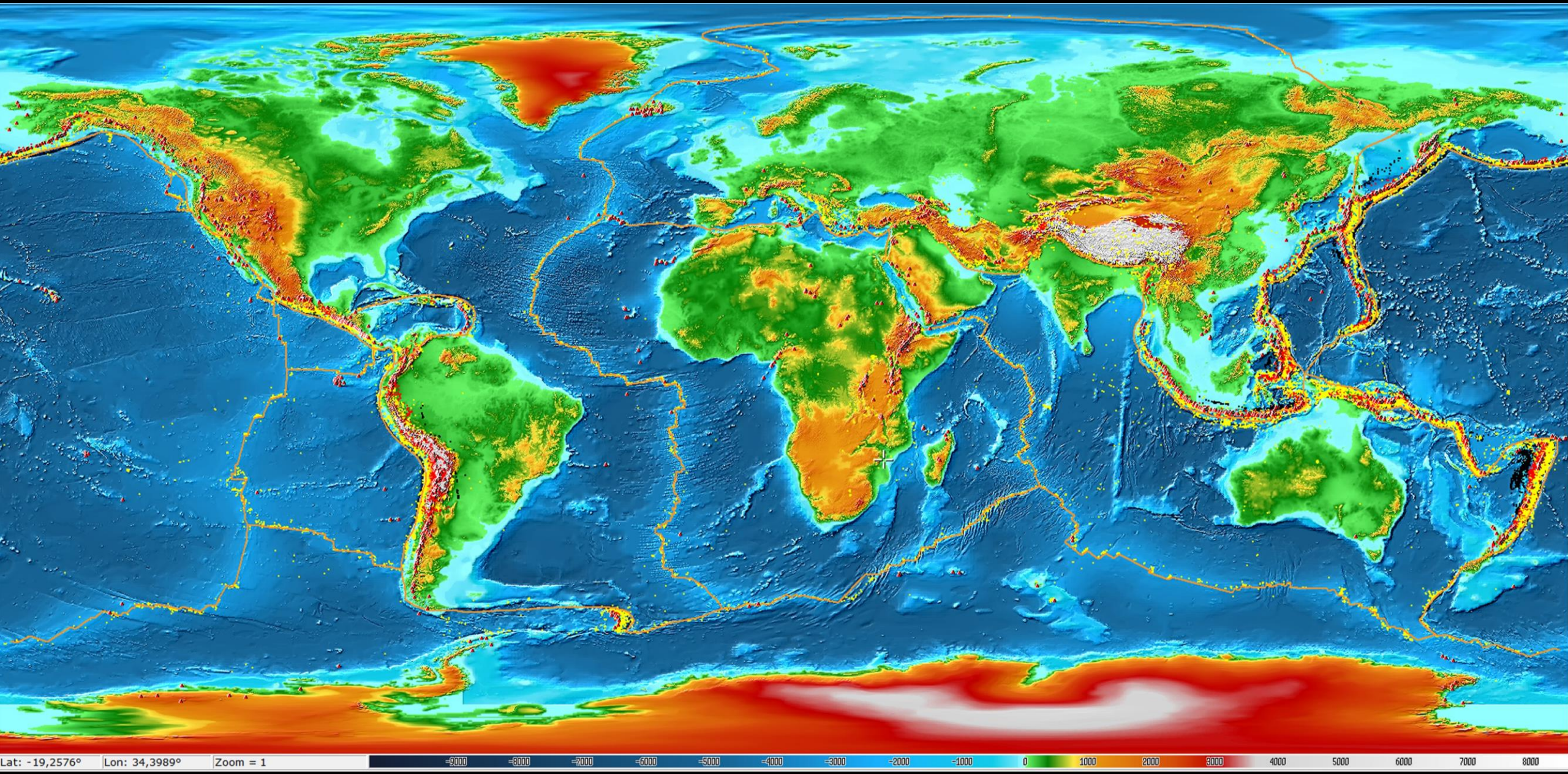
- 1 soucoupes
- 2 *Alvin, Cyana*
- 3 *Nautilie*
- 4 bathyscaphe (record de plongée dans la fosse des Mariannes : 10 000 m)
- 5 carottage
- 6 prélèvement par benne
- 7 photographie et vidéo sous-marines

- 8 écho-sondage
- 9 dragage
- 10 sismique-réflexion
- 11 forage en mer profonde
- 12 instrumentation sur le fond
- 13 engins inhabités téléguidés





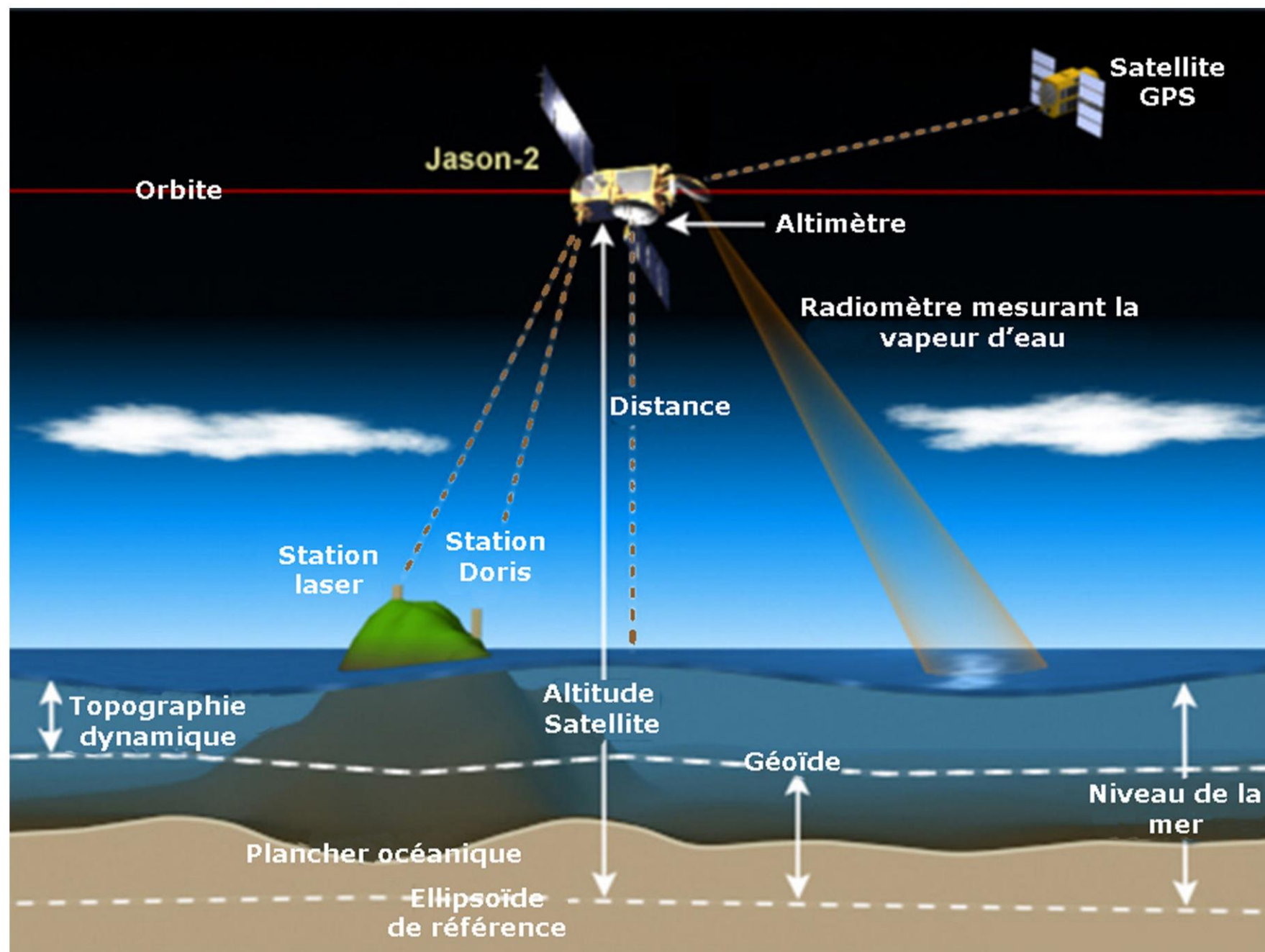


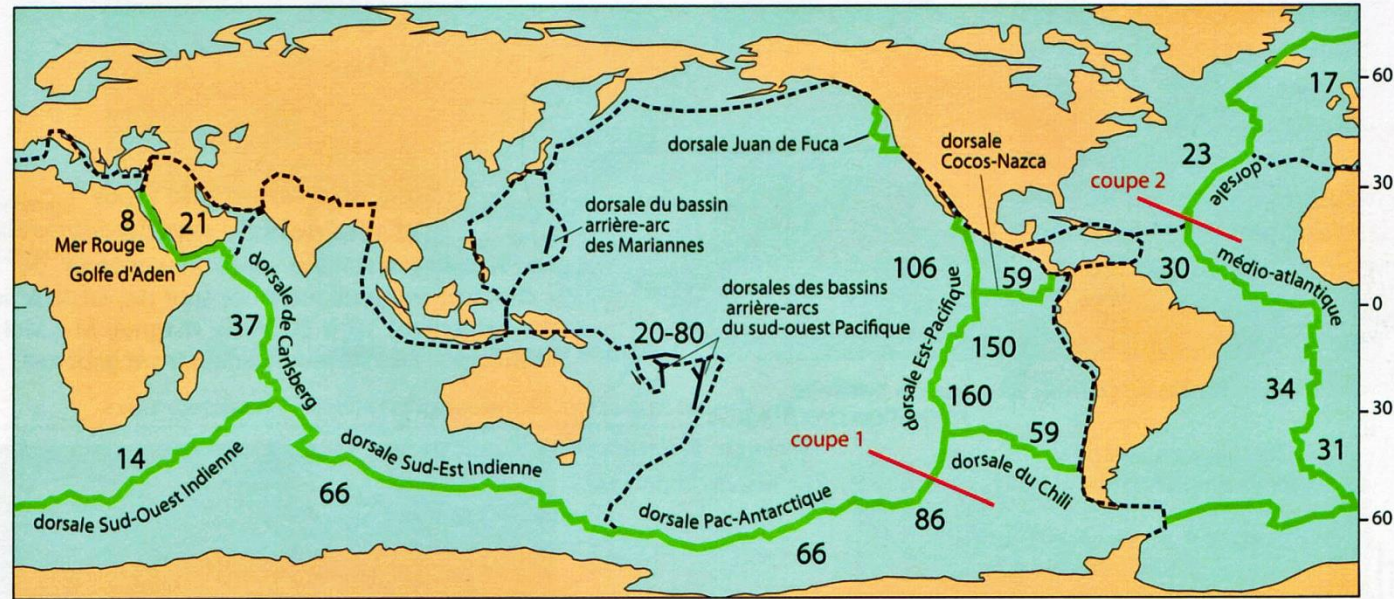


Lat: -19,2576° Lon: 34,3989° Zoom = 1

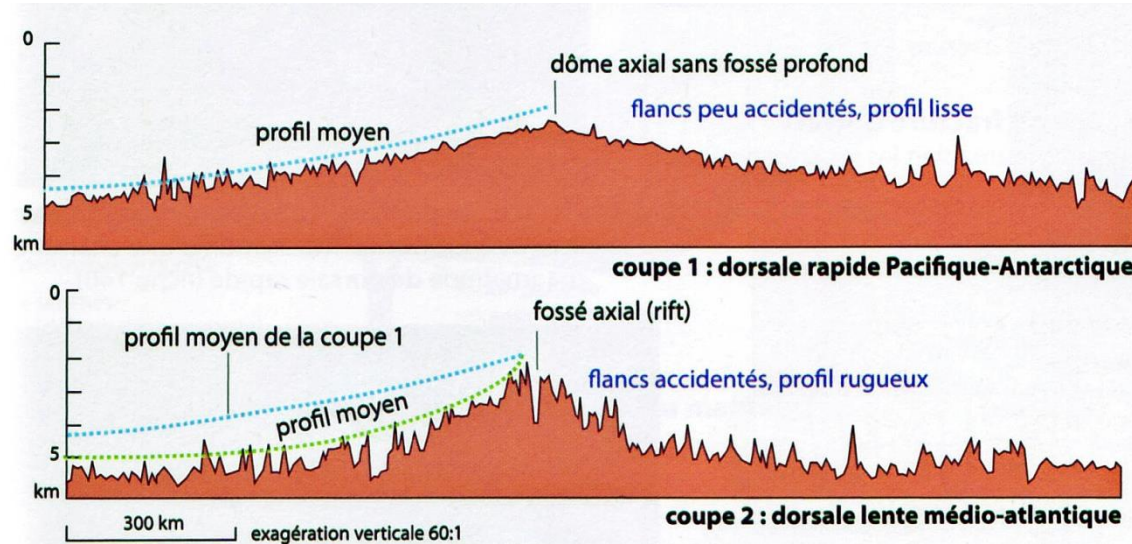








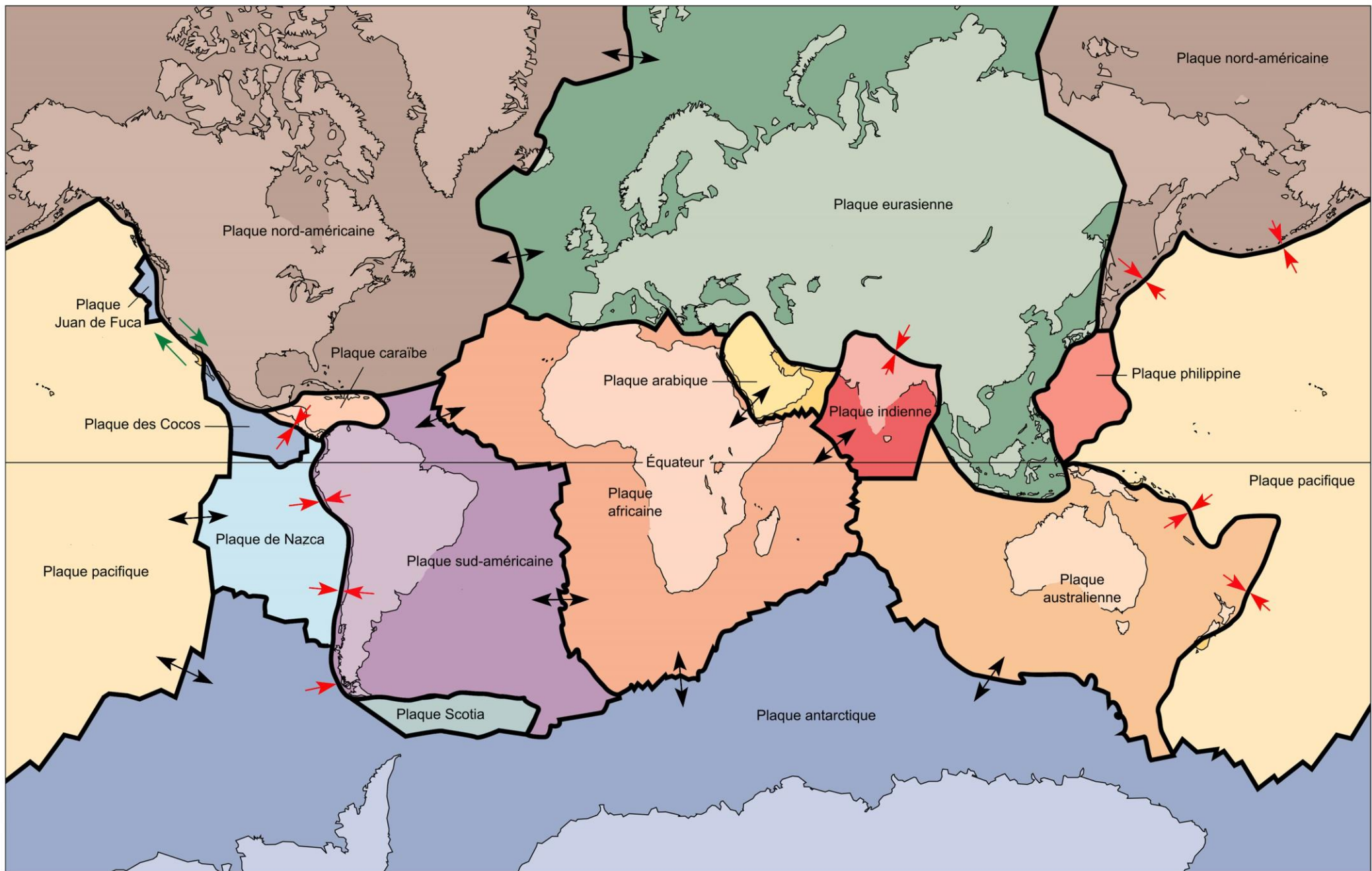
**Noms et vitesses d'ouverture des dorsales mondiales** (en mm par an soit en km par million d'années)



**Profils bathymétriques simplifiés d'une dorsale rapide et d'une dorsale lente**

Noter l'écart entre les deux profils moyens (différence entre les volumes des dorsales).

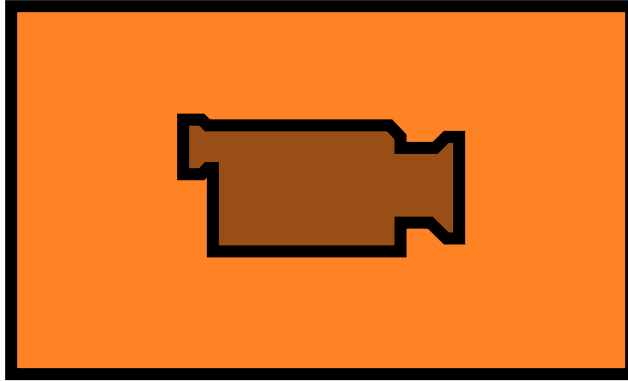




*Les différents types de frontières de plaques*

-  *divergentes*
-  *convergentes*
-  *transformantes*

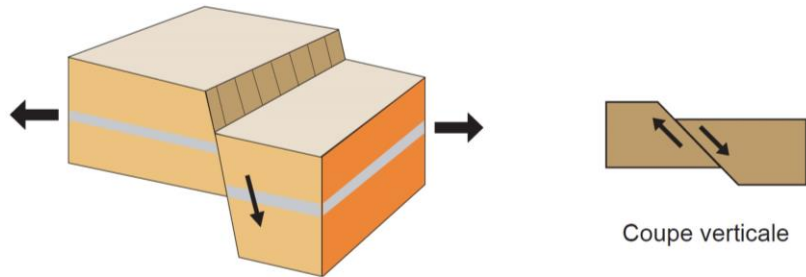
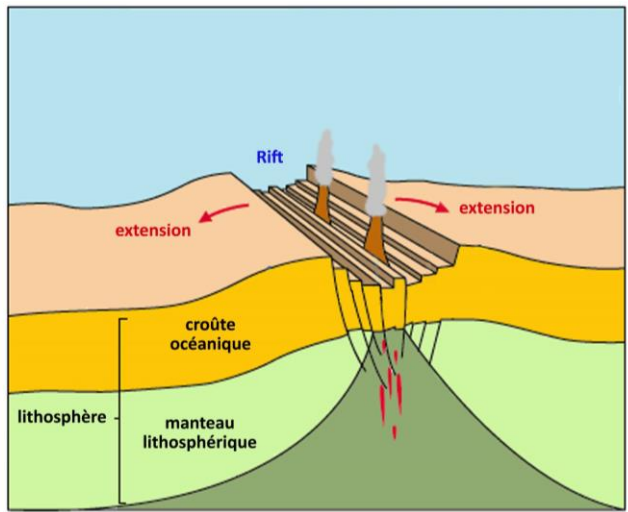




## Les plaques tectoniques

<http://www.biologieenflash.net/animation.php?ref=geo-0024-1>





**Faïlle normale**  
(rejet vertical dominant et rejet transversal distensif)

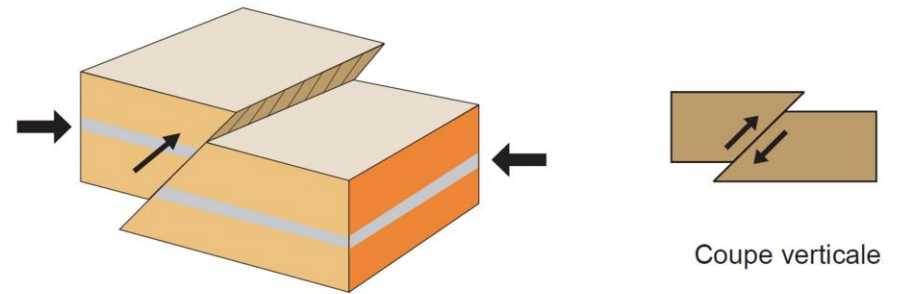
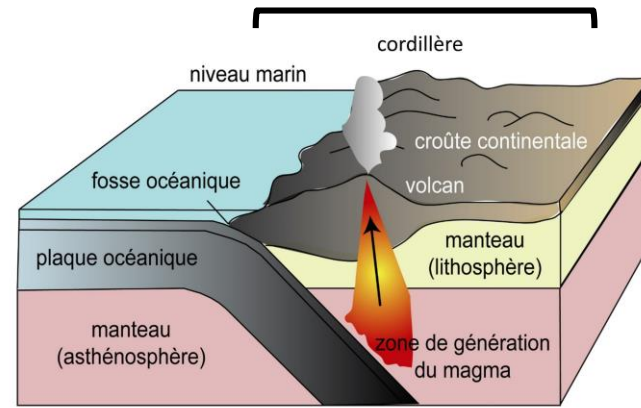
**Divergence**

Dorsale avec rift ou sans rift (avec dôme)

Séismes superficiels et volcanisme tholéitique

Faïlles normales

**Marge active**



**Faïlle inverse**  
(rejet vertical dominant et rejet transversal compressif)

**Convergence**

Fosse, chaîne de montagnes (cordillère)

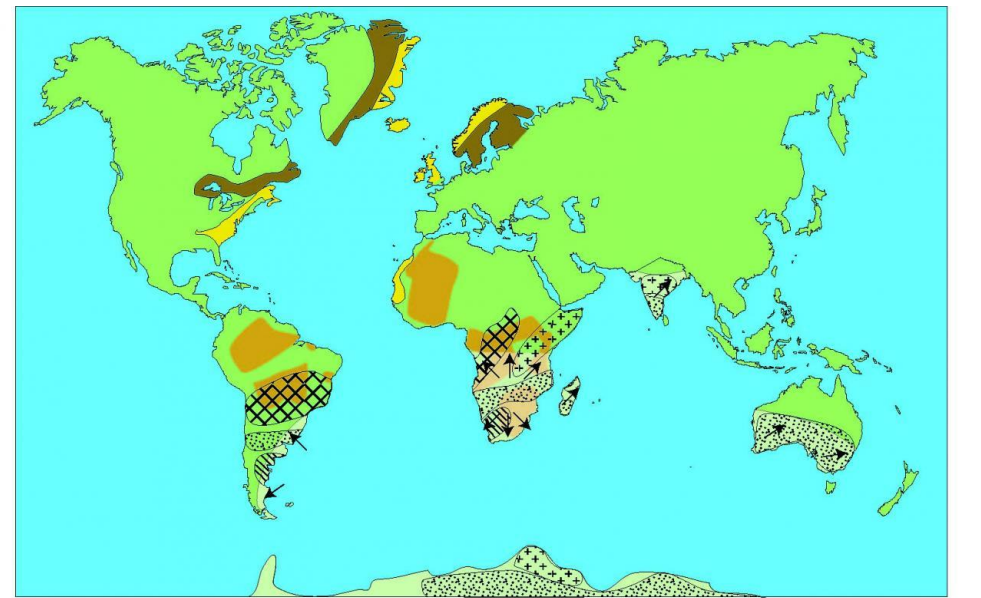
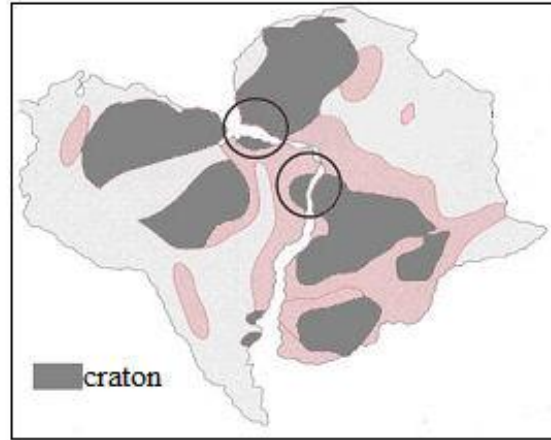
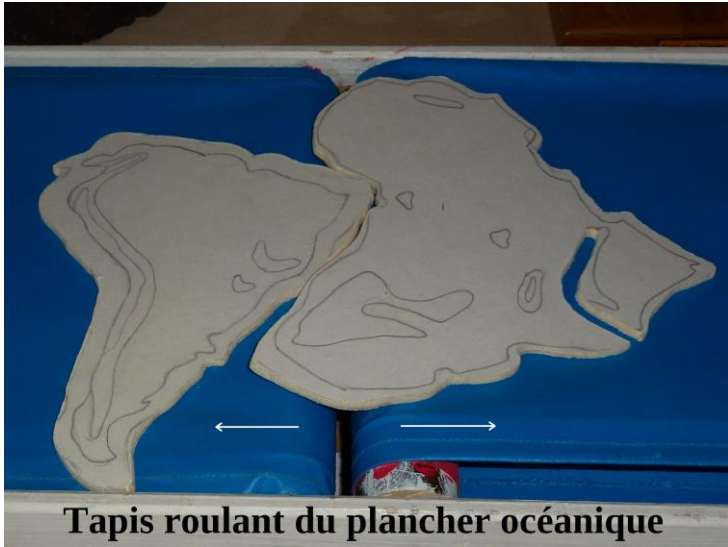
Séismes superficiels, intermédiaires et profonds et volcanisme andésitique

Faïlles inverses, chevauchements



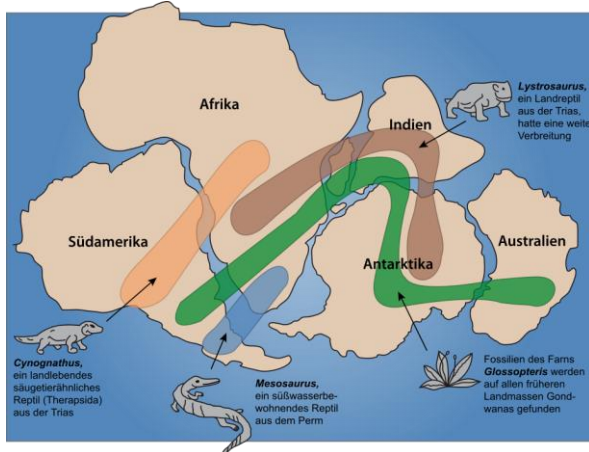
## RAPPEL HISTORIQUE

### La théorie de la « Dérive des continents » de Alfred WEGENER (1912)

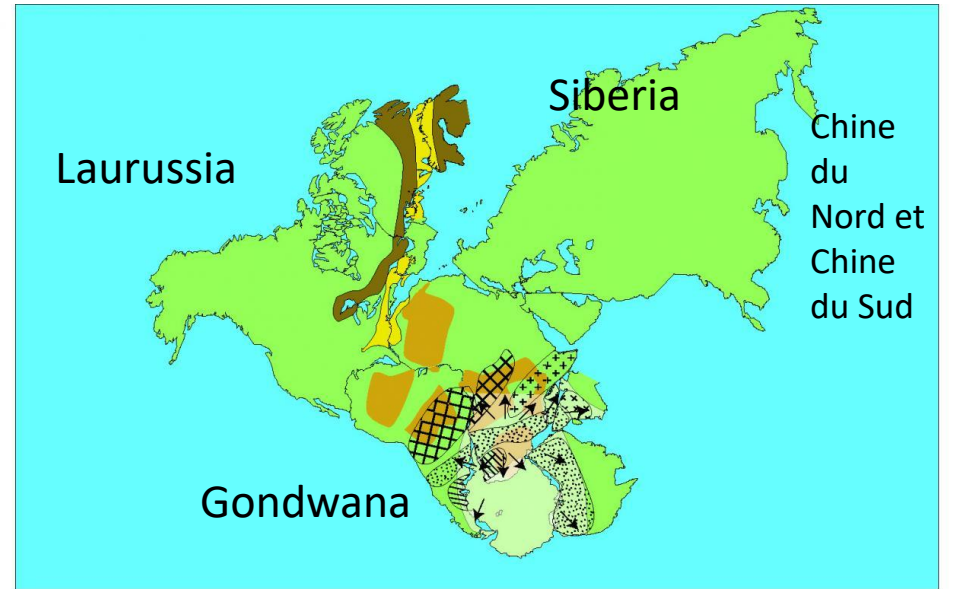


- Présence de *Glossopteris* plante terrestre -240 Ma
- Présence de *Cynognathus* reptile terrestre -240 Ma
- Formation rocheuse datant de -2000 Ma
- Trace de glaciation -250 Ma
- Présence de *Mesosaurus* Vertébré d'eau douce -260 Ma
- Présence de *Lystrosaurus* Reptile terrestre -240 Ma
- Formation rocheuse datant de -470 à -350 Ma
- Formation rocheuse datant de -350 à -250 Ma
- Sens écoulement de la glace

C'est la répartition des fossiles de *Glossopteris*, *Cynognathus* et *Mesosaurus* qui a conduit le géologue Eduard Suess à envisager qu'il y avait eu par le passé une connexion non seulement entre l'Afrique et l'Amérique du Sud mais aussi avec l'Inde, l'Australie et l'Antarctique. Il appela ce « super-continent » Gondwana d'après une région de l'Inde où *Glossopteris* est abondant. Ces observations viendront soutenir la théorie de la « Dérive des continents » d'Alfred Wegener.

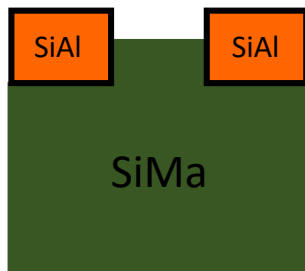
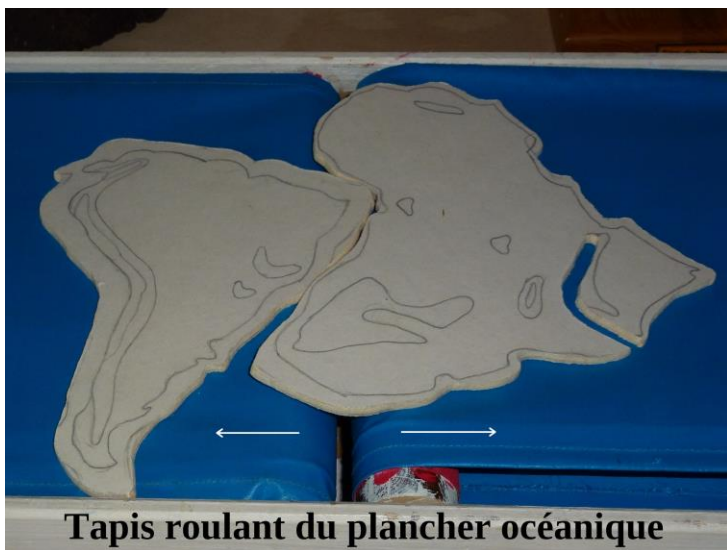


### Reconstitution du Gondwana



- Présence de *Glossopteris* plante terrestre -240 Ma
- Présence de *Cynognathus* reptile terrestre -240 Ma
- Formation rocheuse datant de -2000 Ma
- Trace de glaciation -250 Ma
- Présence de *Mesosaurus* Vertébré d'eau douce -260 Ma
- Présence de *Lystrosaurus* Reptile terrestre -240 Ma
- Formation rocheuse datant de -470 à -350 Ma
- Formation rocheuse datant de -350 à -250 Ma
- Sens écoulement de la glace

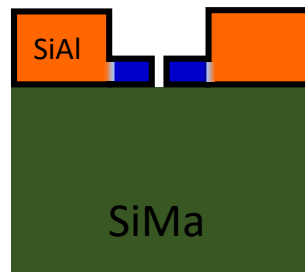
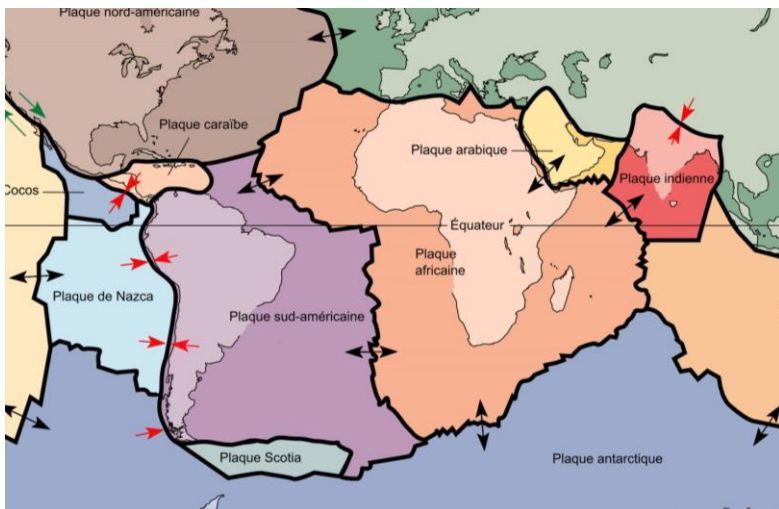




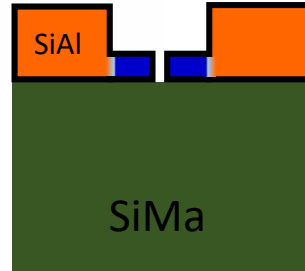
## Quelles différences entre « Dérive des continents » et « Tectonique des plaques » ?

Dans le modèle de la Dérive des continents, les continents sont assimilés à des bateaux constitués de SiAl, c'est-à-dire de croûte continentale dérivant sur un océan constitué de SiMa, donc le manteau.

Dans le modèle de la Tectonique des plaques, ce ne sont plus les continents qui se déplacent. Ce sont les plaques. Et en surface, la plupart d'entre elles comportent une partie continentale et une partie océanique. Les continents peuvent donc être toujours considérés comme des bateaux, mais des bateaux pris dans une banquise de glace, et ce sont les banquises qui dérivent sur l'océan.







## Questions à résoudre

1- Sur quoi les plaques se déplacent-elles ? Autrement dit, quelle est leur épaisseur ?

Le volcanisme est concentré à leurs frontières.

2 - Qu'est-ce qui fond ?

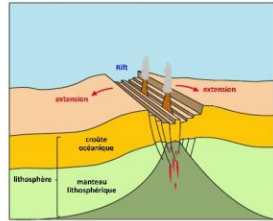
3- Pourquoi ça fond uniquement aux frontières : dorsales et zones de subduction et pas ailleurs ?



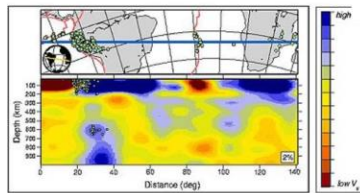
1- Sur quoi les plaques se déplacent-elles ?

# Origine du volcanisme aux frontières de plaques

## Le volcanisme dans les zones de divergence exemple de la dorsale



Morphologie de la dorsale



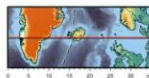
Coupe tomographique au niveau de la dorsale médio-atlantique

A l'aplomb de la dorsale, les relevés tomographiques montrent l'existence à faible profondeur d'une zone d'anomalie négative de la vitesse des ondes sismiques, ce qui correspond à une remontée de l'asthénosphère chaude.

Cette remontée asthénosphérique est la conséquence d'un étirement de la lithosphère océanique dans le cas d'unrifting passif.

Il en résulte une décompression adiabatique de la péridotite, ce que représente la flèche noire du diagramme P-T ci-contre. La péridotite va alors fondre partiellement, le solidus anhydre étant franchi. Les premières gouttes de magma basaltique apparaissent vers 50 km de profondeur puis montent avant de se rassembler dans une chambre magmatique très superficielle, située à environ 4 à 5 km de profondeur.

## Le volcanisme intra-plaque exemple du point chaud de l'Islande



L'image tomographique ci-contre montre clairement que le volcanisme de point chaud de l'Islande est profondément ancré vers 2900 km de profondeur, à la limite noyau-manteau (couche D").

Un super-panache de chaleur traverse tout le manteau inférieur puis s'étale dans le manteau supérieur où il y cède sa chaleur, provoquant une augmentation de la température de près de 300°C.

C'est cet apport de chaleur qui va provoquer la fusion partielle de la péridotite (flèche bleue du diagramme P-T ci-contre), vers 200 km de profondeur (le solidus anhydre est franchi) ou même avant, juste au-dessus de la zone de transition.

Coupe tomographique au niveau de l'Islande

## Principe de la tomographie sismique

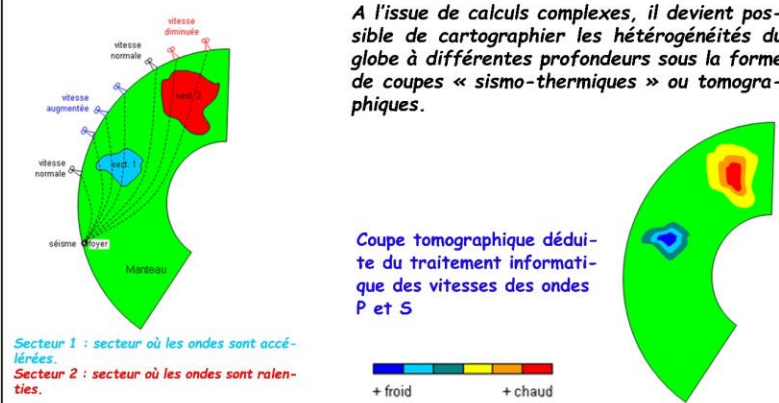
Si une onde sismique traverse un milieu dont les propriétés physiques (densité, modules élastiques) diffèrent du modèle moyen (par exemple PREM), elle arrivera en retard ou en avance par rapport aux prédictions de ce modèle.

On en déduit alors des cartes de variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques P et S par rapport au modèle.

La traversée d'une zone anormalement froide se traduit par une accélération relative des ondes et donc par une anomalie de vitesse positive.

A l'inverse, une anomalie négative trahit la traversée d'une zone anormalement chaude.

A l'issue de calculs complexes, il devient possible de cartographier les hétérogénéités du globe à différentes profondeurs sous la forme de coupes « sismo-thermiques » ou tomographiques.



Secteur 1 : secteur où les ondes sont accélérées.  
Secteur 2 : secteur où les ondes sont ralenties.

Coupe tomographique déduite du traitement informatique des vitesses des ondes P et S

+ froid + chaud

## Expériences de fusion partielle de la péridotite

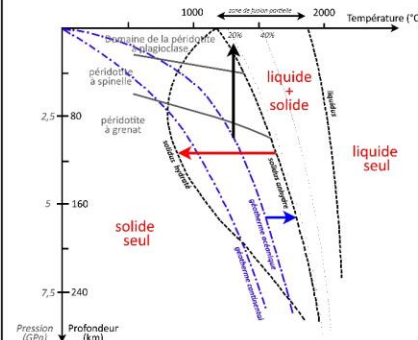


Diagramme P-T

Le diagramme Pression-Température ci-contre montre que la fusion partielle de la péridotite entre 80 et 250 km peut être favorisée par 3 facteurs :

- un abaissement de la pression,
- une élévation de la température,
- un apport d'eau.

## Différents contextes de fusion partielle de la péridotite du manteau supérieur

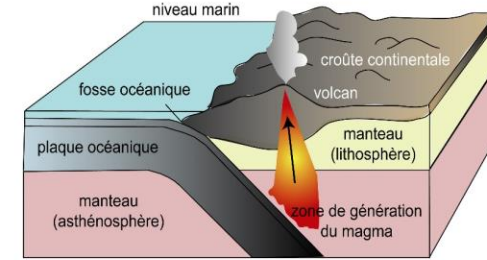
Le premier mécanisme (abaissement de la pression) est mis en jeu au niveau des dorsales et c'est de la péridotite de la LVZ qui fond.

Le second mécanisme (élévation de la température) est mis en jeu aux points chauds grâce à l'apport de chaleur du panache descendant solide constitué de manteau inférieur. Le magma produit provient donc de la fusion partielle d'une péridotite située plus profondément dans le manteau supérieur mais aussi pour partie de péridotite du manteau inférieur.

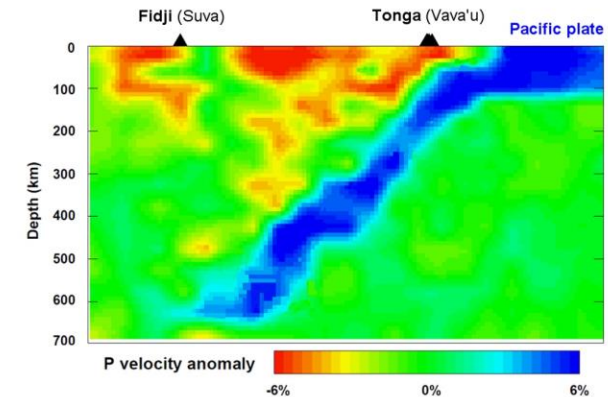
Le dernier mécanisme (apport d'eau) est mis en jeu dans les zones de subduction et c'est de la péridotite de la LVZ qui fond.

Dans tous les cas, aux frontières de plaques, c'est du manteau asthénosphérique qui fond et essentiellement de la péridotite de la LVZ.

## Le volcanisme dans les zones de convergence exemple d'une zone de subduction



Morphologie d'une zone de subduction



Coupe tomographique de la subduction des Tonga (frontière de convergence plaque Pacifique-plaque Indo-australienne)

Au niveau des zones de subduction, les données tomographiques confirment l'enfoncement et la disparition de la lithosphère océanique « froide » dans l'asthénosphère « chaude ».

Elles montrent aussi que le magma qui alimente le volcanisme andésitique naît toujours à 100 km au-dessus du slab (plan de subduction de Bénéioff-Wadati) et il en est toujours ainsi.

Or, à cette profondeur, la péridotite de l'asthénosphère supérieure (LVZ) devrait être solide.

C'est en fait l'eau apportée par la lithosphère océanique en subduction (elle a été hydratée au fond de l'océan et porte des sédiments océaniques - des boues - riches en eau) qui va provoquer sa fusion partielle. La péridotite, une fois hydratée, voit en effet son solidus déporté vers de plus basses températures (flèche rouge du diagramme P-T ci-contre) ; ce dernier coupe alors le géotherme.



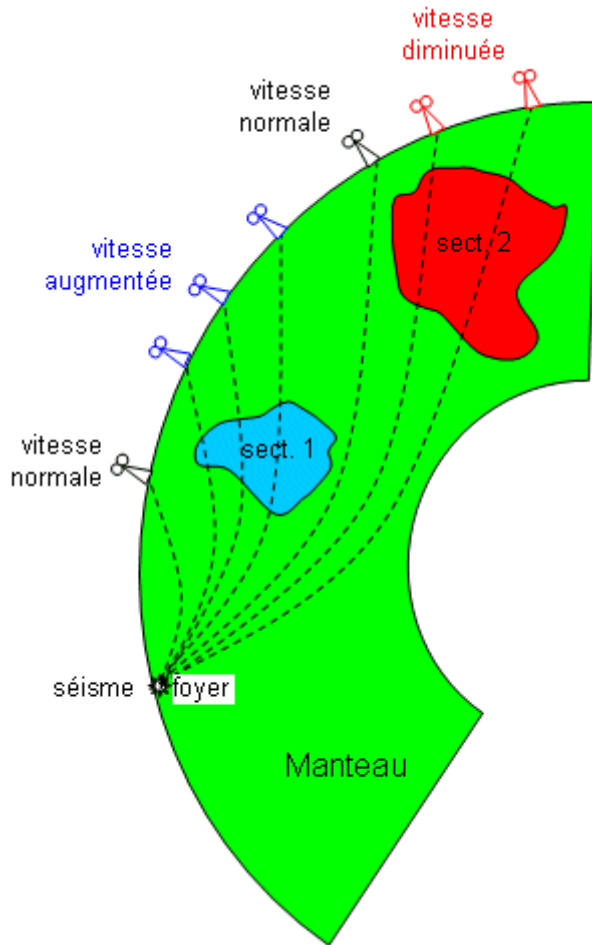
# Des zones plus chaudes du manteau révélées par la « tomographie sismique »

## Principe de la tomographie sismique

Si une onde sismique traverse un milieu dont les propriétés physiques (densité, modules élastiques) diffèrent du modèle moyen (par exemple PREM), elle arrivera en retard ou en avance par rapport aux prédictions de ce modèle. On en déduit alors des cartes de variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques P et S par rapport au modèle. Notons que l'établissement de ces cartes nécessite la donnée d'un grand nombre de temps de parcours.

Secteur 1 : secteur où les ondes sont accélérées.

Secteur 2 : secteur où les ondes sont ralenties.



## Interprétation

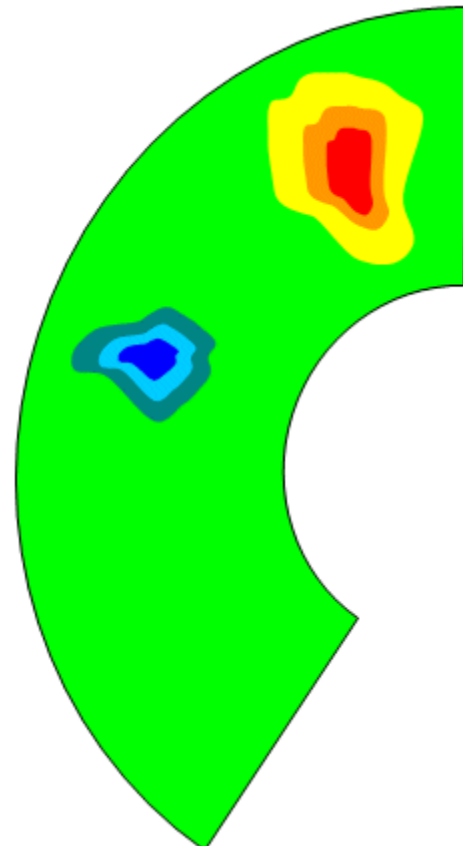
Les géologues vont traduire ça en termes de « ductilité » : les zones bleues où les ondes sismiques ont gagné de la vitesse sont rigides, les zones rouges où elles ont été ralenties moins rigides, plus ductiles, « molles » ou en termes de « température » : les zones rigides sont froides et les zones ductiles, « molles » relativement plus chaudes.

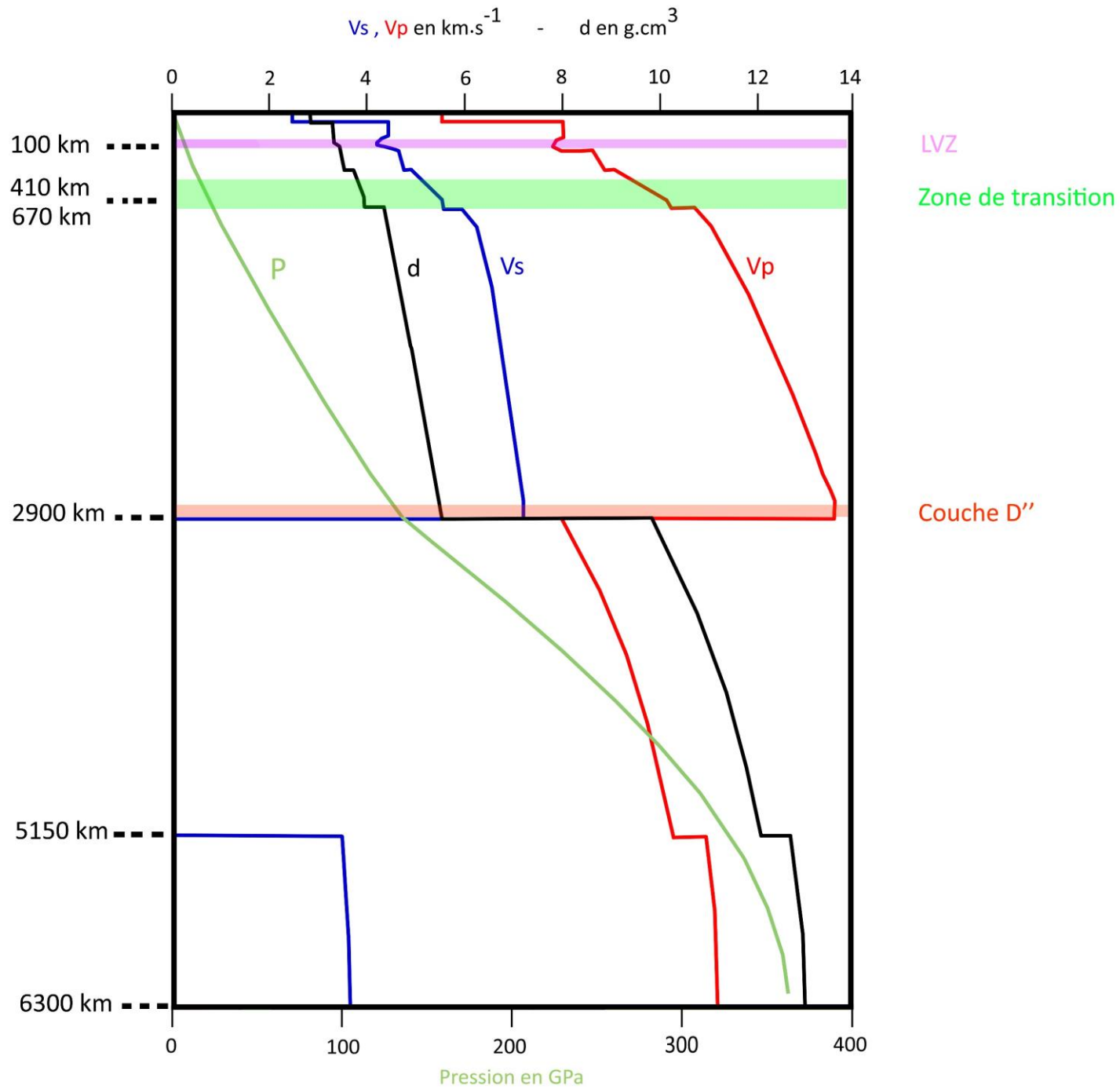
Coupe « sismo-thermique »  
dédiée du traitement  
informatique des vitesses  
des ondes P et S



+ froid

+ chaud







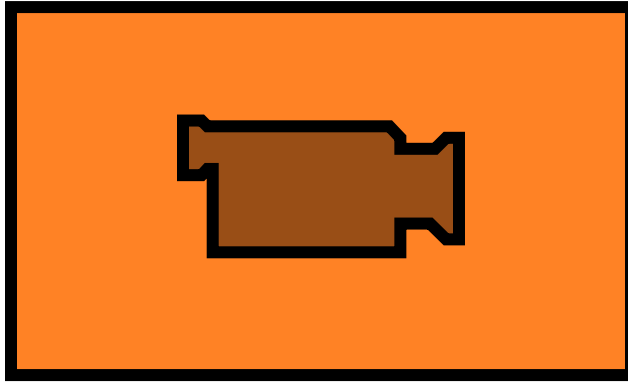
Si l'on revient à la diapositive précédente, entre 100 et 670 km de profondeur, on a une anomalie négative de la vitesse de propagation des ondes sismiques. Elles y sont ralenties. On a donc du rouge, c'est plus mou !

C'est **l'asthénosphère** et elle mérite bien son nom ! « *Sphère* » pour partie du globe, couronne, enveloppe et que l'on retrouve dans « atmosphère », « stratosphère », « hydrosphère » et mot avec la même racine « *asthéo* » ????

Asthénie ! Qui vient de « *sthénie* » = force, vigueur précédé du « *a* » privatif : sans force, donc mou !!!!

**Les plaques se déplacent donc sur l'asthénosphère mollassonne et surtout sur la partie la plus superficielle de cette asthénosphère : la « LVZ » pour Low Velocity Zone où l'on admet que 1% de la péridotite s'y trouverait à l'état fondu.**

**On peut en déduire par conséquent leur épaisseur. Les plaques ont l'épaisseur de tout ce qui se trouve au-dessus c'est-à-dire de la lithosphère. C'est pourquoi on parle de « plaques lithosphériques ». Leur épaisseur est de l'ordre de 100 km, les dimensions d'un département français.**

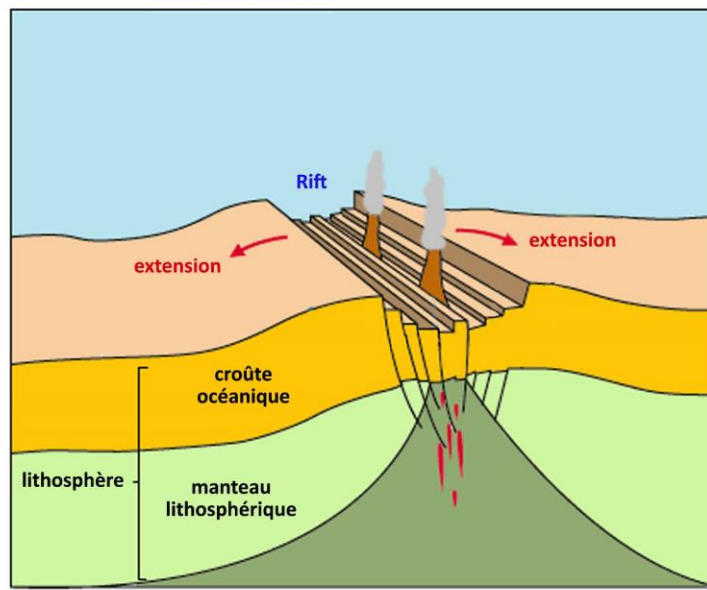


**La structure du globe terrestre déduite de l'analyse de la vitesse de propagation des ondes sismiques**

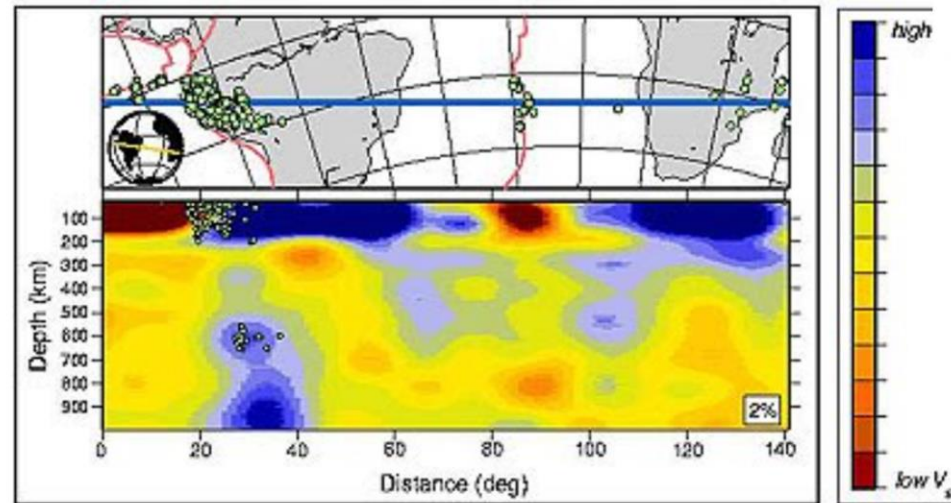
<http://www.biologieenflash.net/animation.php?ref=geo-0031-1>



2- Quelle est la roche qui fond aux frontières de plaques ?



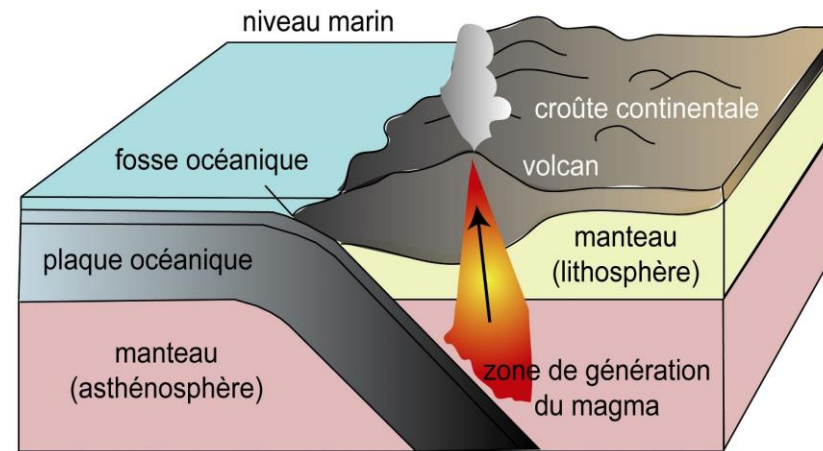
**Morphologie de la dorsale**



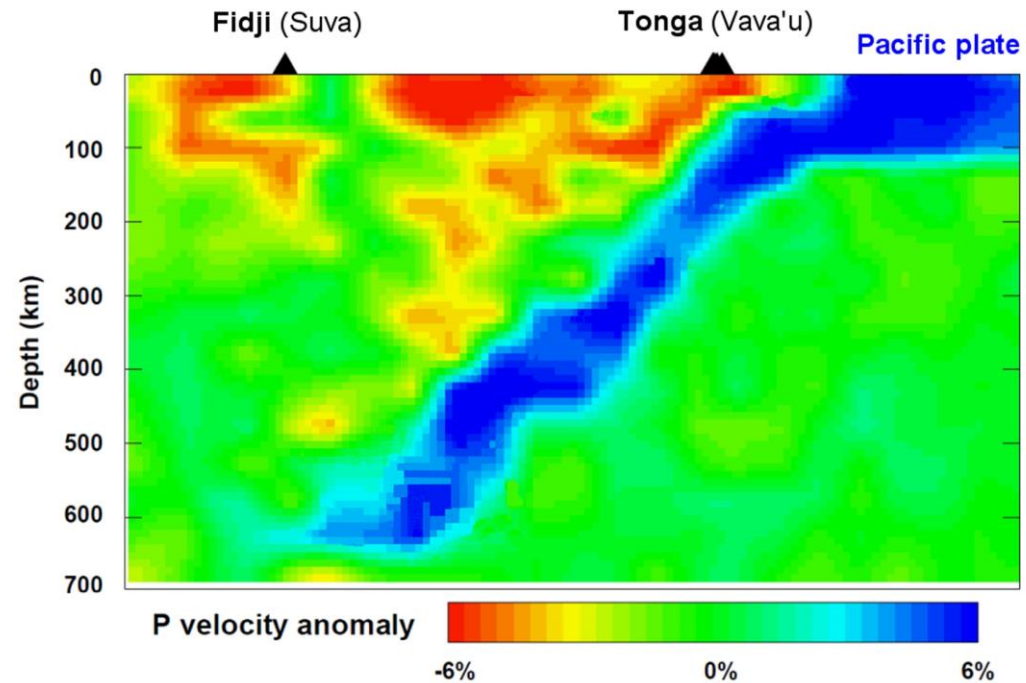
**Coupe tomographique au niveau de la dorsale médio-atlantique**



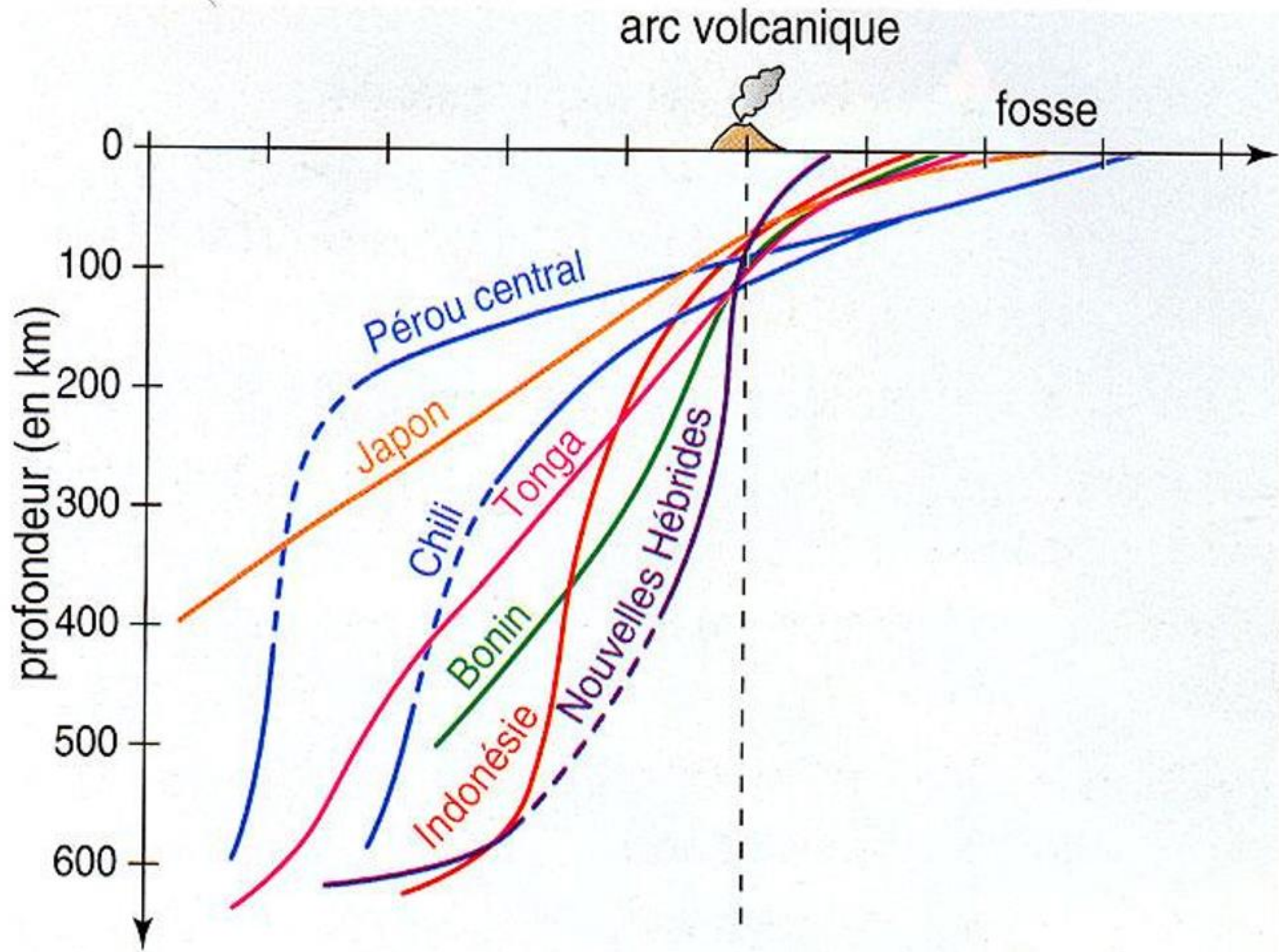
[http://www.saga-geol.asso.fr/Volcanisme\\_page\\_exposes\\_manteau\\_2.html](http://www.saga-geol.asso.fr/Volcanisme_page_exposes_manteau_2.html)



**Morphologie d'une zone de subduction**



**Coupe tomographique de la subduction des Tonga (frontière de convergence plaque Pacifique-plaque Indo-australienne)**





Au niveau des zones de subduction, la roche qui fond se situe toujours au-dessus du slab et vers 100 km de profondeur.

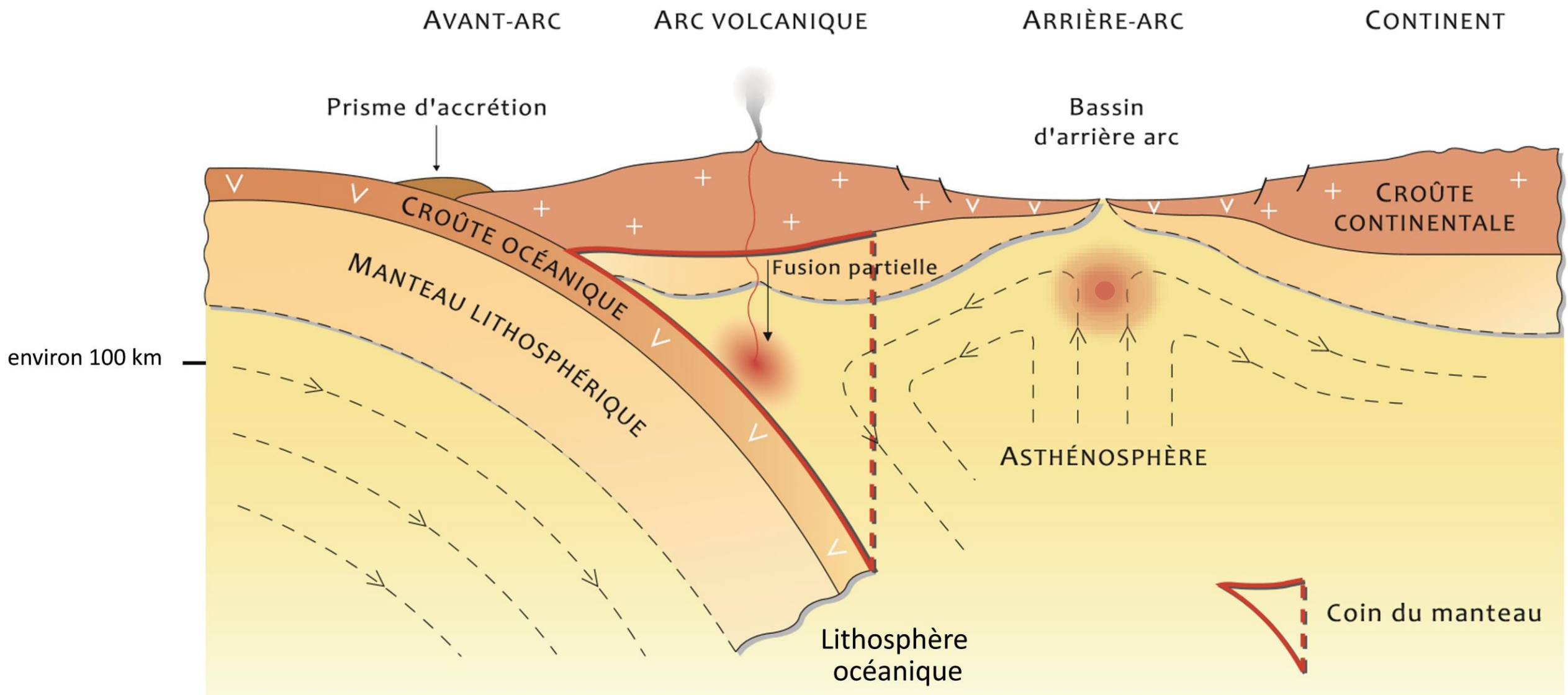
Au niveau des dorsales, la roche qui fond pour alimenter les volcans de la dorsale se situe aussi très près de la surface, vers 100 km.

Et dans les deux cas, à 100 km de profondeur ou un peu moins ou un peu plus, on est dans quoi ?

Dans l'asthénosphère et même plutôt dans la partie supérieure de l'asthénosphère, dans la LVZ.

Or, l'asthénosphère est constituée de péridotite.

**La roche qui fond pour alimenter le volcanisme des frontières de plaques divergentes ou convergentes est donc de la péridotite asthénosphérique et presque essentiellement de la péridotite de la LVZ.**





Volcanisme de dorsales  
et de zones de subduction



chambres  
magmatiques

Croûte  
continentale

0 km

réservoir  
magmatique

30 km

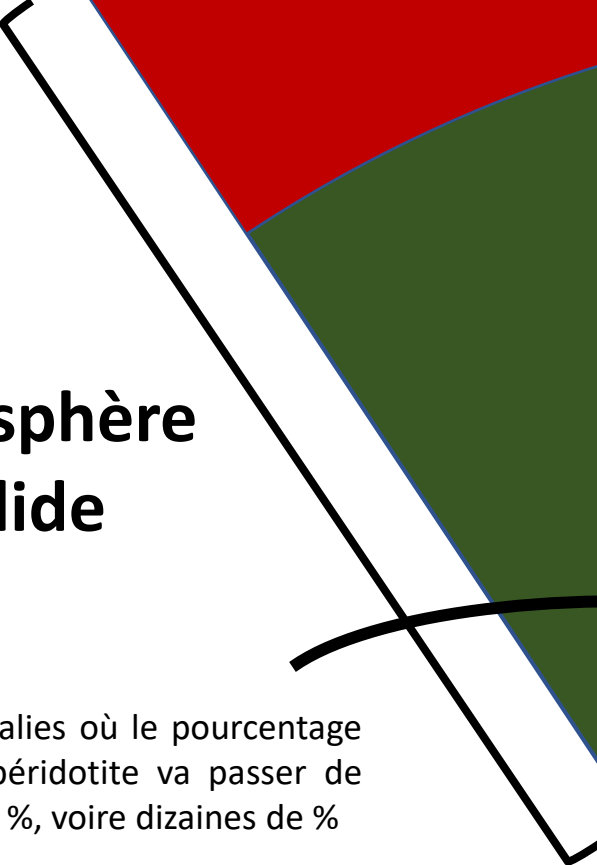
Manteau  
lithosphérique

Lithosphère  
solide

magma

100 km LVZ

Zones à anomalies où le pourcentage  
de fusion la péridotite va passer de  
1% à quelques %, voire dizaines de %



3- Pourquoi la péridotite fond-t-elle uniquement aux frontières de plaques : dorsales et zones de subduction et pas ailleurs ?



# La LVZ : une zone sensible du manteau supérieur

Les plaques mobiles horizontalement à la surface du globe sont qualifiées de lithosphériques car elles ont l'épaisseur de la lithosphère (croûte + manteau lithosphérique) soit environ 100 km, les dimensions d'un département français.

Rigides, elles se déplacent sur la partie supérieure de l'asthénosphère : la LVZ (pour Low Velocity Zone), d'une épaisseur équivalente (100 km), à comportement très ductile. Les ondes sismiques P et S y sont ralenties.

## La péridotite, roche essentielle du manteau



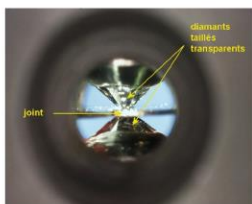
La péridotite est la roche du manteau supérieur. On peut cependant la récolter à la surface de la Terre, dans des bombes volcaniques où elle se trouve en enclaves, ou à l'affleurement dans les complexes ophiolitiques qui représentent des lambeaux de lithosphère océanique obductée.

De nature ultrabasique (pauvre en silice - moins de 45%) et de structure grenue, elle se compose essentiellement d'olivine et de pyroxène, ainsi que de spinelle (picotite, chromite), de grenat, de plagioclase, d'amphibole et de phlogopite (variété de micas).

Il existe plusieurs types de péridotites en fonction de la température et de la pression (donc de la profondeur) dans le manteau.

## Expériences de fusion partielle de la péridotite

Dans une cellule à enclumes de diamant, on peut fondre de la péridotite réduite en poudre grâce à un rayon laser tout en la comprimant entre deux diamants taillés en pointe, le diamant étant le minéral le plus dur qui soit. Ces diamants sont parfaitement transparents ce qui permet d'observer les cristaux de la poudre de péridotite et d'apprécier en particulier leur début de fusion. La température est mesurée grâce au spectre thermique émis par l'échantillon sous l'action du laser et la pression avec un cristal de rubis présent dans la chambre ; le rubis est fluorescent sous l'effet du laser et la longueur d'onde de cette fluorescence augmente avec la pression.



La cellule à enclumes de diamant observée de profil

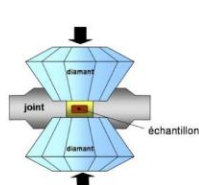


Schéma de la cellule à enclumes de diamant

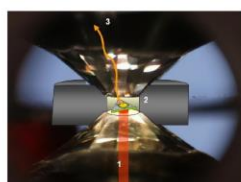
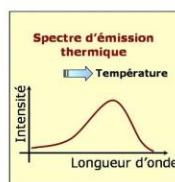
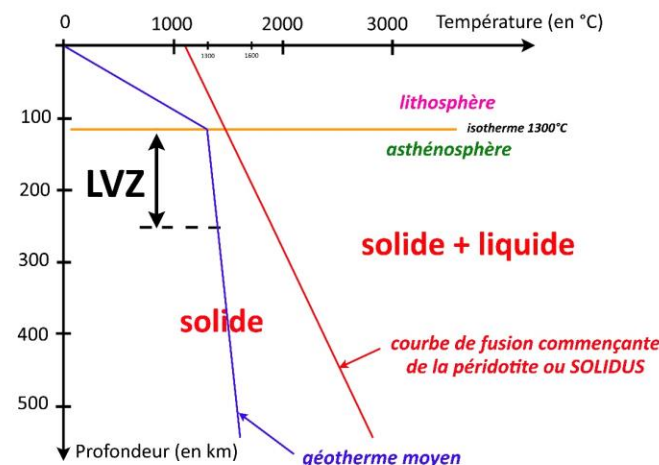


Schéma de principe du chauffage d'un échantillon comprimé en cellule à enclumes de diamant



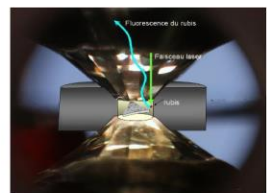
Analyse par spectromètre du rayonnement émis par la partie chauffée de l'échantillon

## Résultat

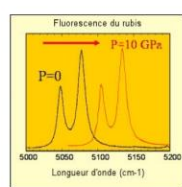


Sur la figure de gauche :

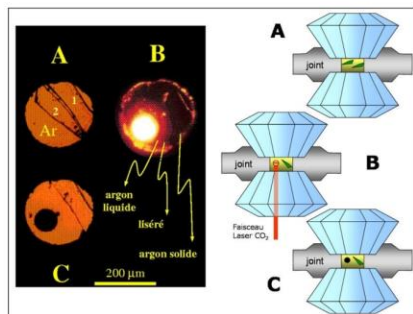
En A, 1 et 2 sont deux cristaux d'olivine.  
En B, le laser fait fondre le cristal d'olivine n°2  
En C, le cristal n°1 non fondu est resté transparent et le cristal n°2 fondu est devenu une gouttelette ronde et noire de magma.



Coupe schématique d'une cellule à enclumes de diamant et fluorescence du rubis



Décalage des raies de fluorescence du rubis avec la pression



Expérience de fusion à haute pression de l'olivine en cellule à enclumes de diamant

- Les images de gauche sont prises au travers des diamants  
- L'argon est utilisé comme milieu de transmission de la pression

On constate sur le diagramme Pression-Température ci-dessus qu'au niveau de la LVZ, zone située entre 120 et 250 km, le géotherme moyen et le solidus de la péridotite sont très proches l'un de l'autre.

La température y est de l'ordre de 1200-1300 °C, voisine de la température de fusion de l'olivine. Une fusion faible de l'olivine est donc possible.

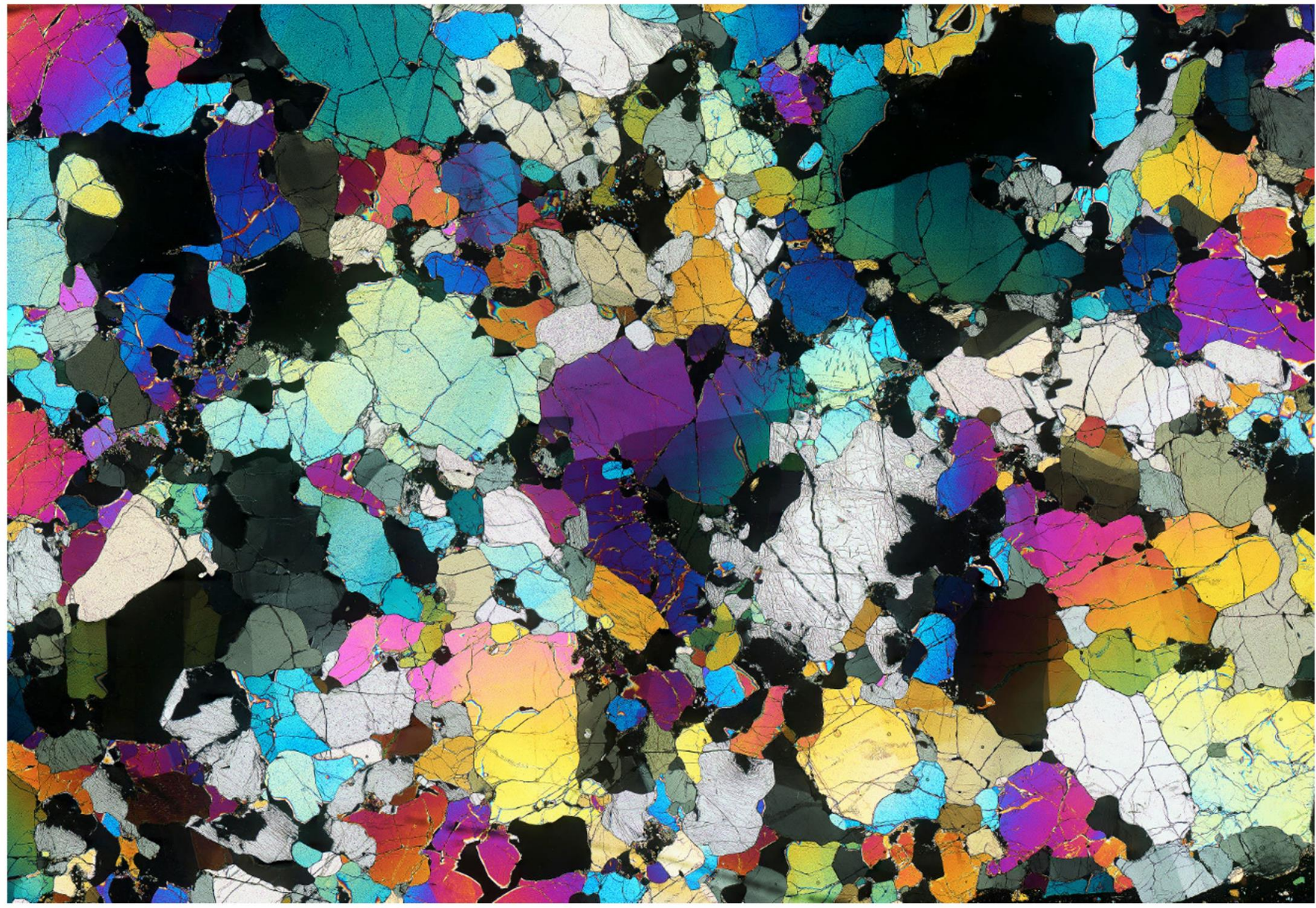
On admet aujourd'hui que dans la LVZ le taux de fusion de la péridotite y serait de l'ordre de 1%, ce qui représente 10 g de magma pour 1 kg de manteau solide.

C'est cette fusion débutante qui serait responsable de la grande ductilité de la LVZ et, en conséquence, de la mobilité horizontale des plaques lithosphériques.

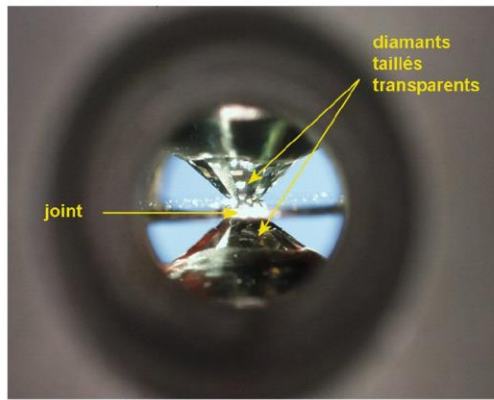












La cellule à enclumes de diamant observée de profil

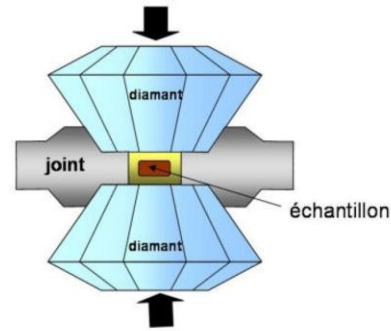


Schéma de la cellule à enclumes de diamant

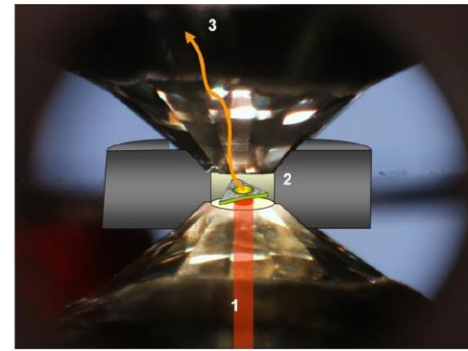
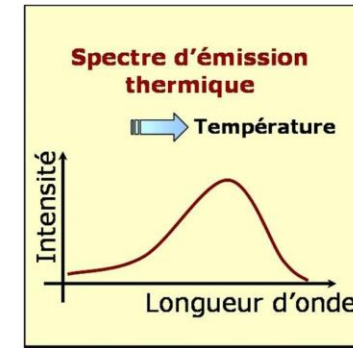
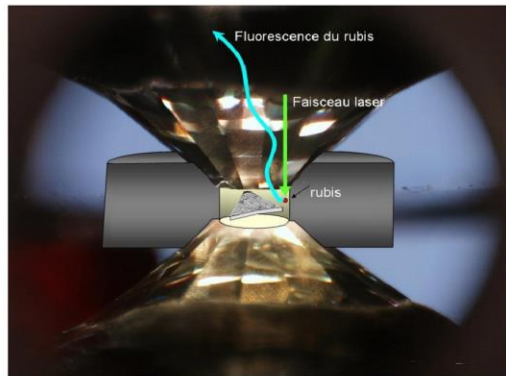


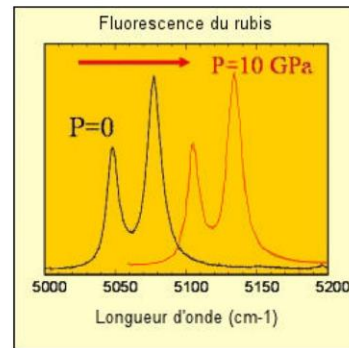
Schéma de principe du chauffage d'un échantillon comprimé en cellule à enclumes de diamant



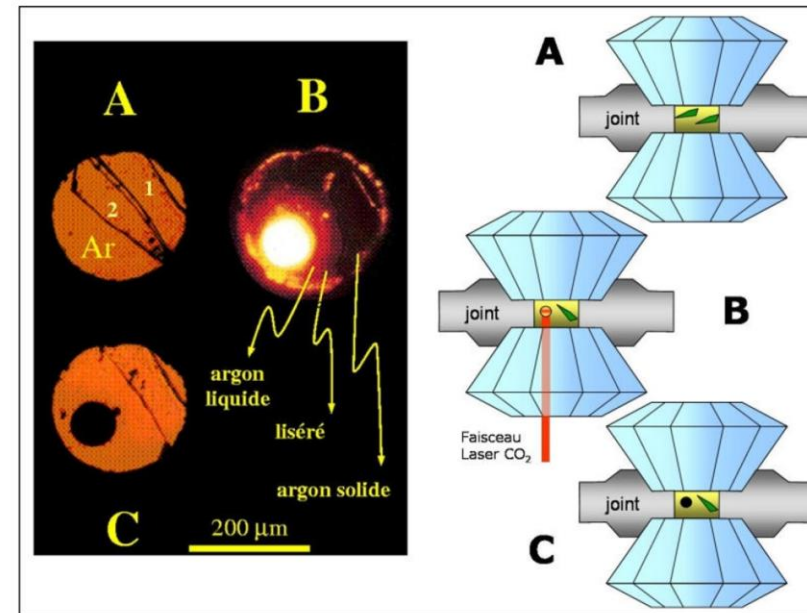
Analyse par spectromètre du rayonnement émis par la partie chauffée de l'échantillon



Coupe schématique d'une cellule à enclumes de diamant et fluorescence du rubis



Décalage des raies de fluorescence du rubis avec la pression



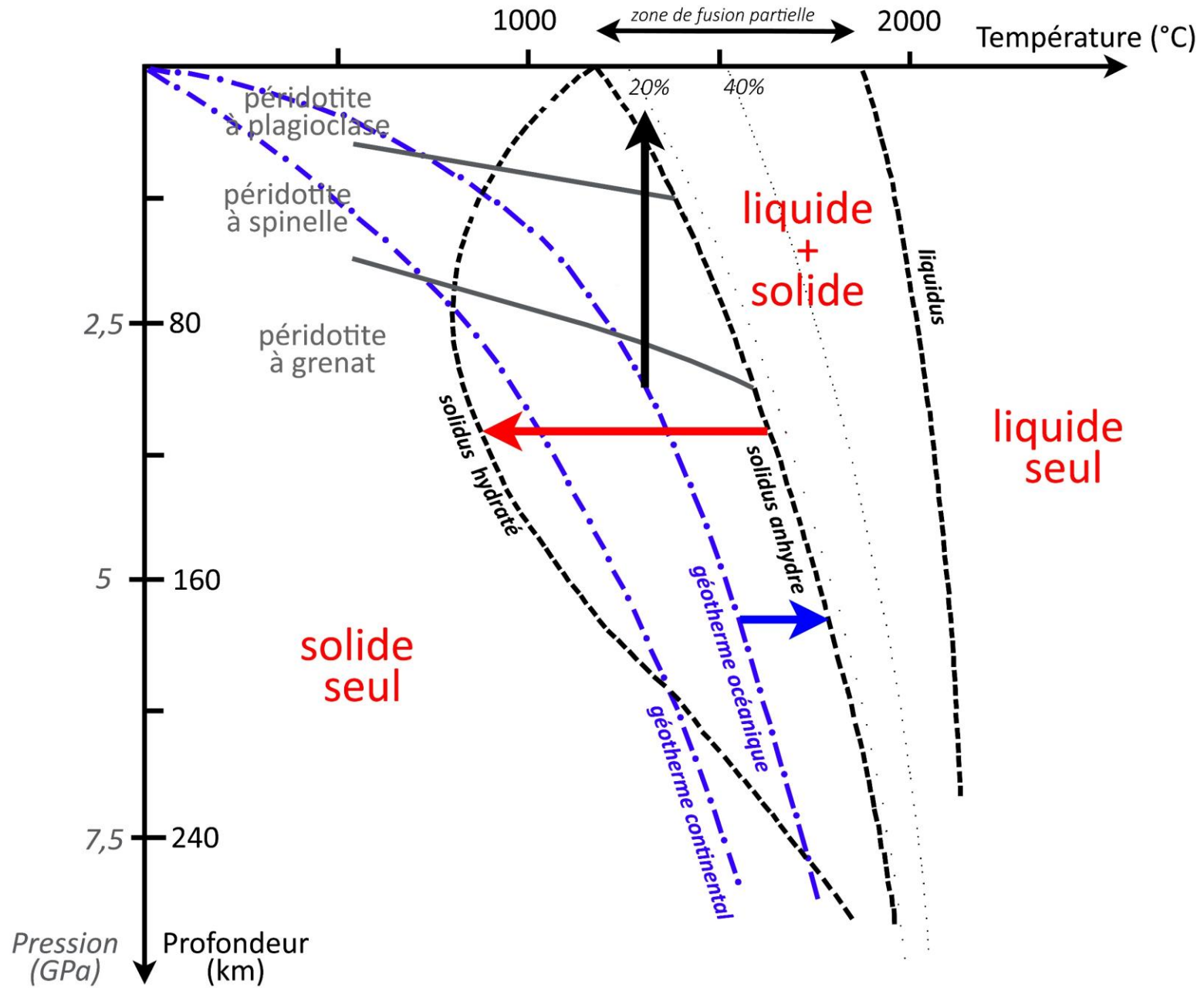
Expérience de fusion à haute pression de l'olivine en cellule à enclumes de diamant

- Les images de gauche sont prises au travers des diamants
- L'argon est utilisé comme milieu de transmission de la pression

En A, 1 et 2 sont deux cristaux d'olivine.  
 En B, le pinceau laser fait fondre le cristal d'olivine n°2.  
 En C, le cristal n°2 fondu est devenu une gouttelette ronde et noire de magma, le cristal d'olivine n°1 non fondu est resté transparent.



# Expériences de fusion partielle de la péridotite



Le diagramme Pression-Température précédent montre que dans les conditions normales d'un géotherme océanique ou d'un géotherme continental, c'est-à-dire loin des frontières de plaques, la fusion de la péridotite est impossible.

Mais il montre aussi que, entre 80 et 250 km, ces géothermes sont très proches du solidus et que par conséquent, une fusion partielle de la péridotite peut être envisagée si localement :

- 1- la péridotite subit un *abaissement de sa pression*, une décompression,
- 2- ou si elle subit *une élévation de sa température*, si elle est réchauffée,
- 3- ou si elle est enrichie en *eau, hydratée par un apport d'eau*.

**Et ces conditions sont réalisées aux frontières de plaques !**

**Le premier mécanisme - *abaissement de la pression* - est mis en jeu au niveau des dorsales.**

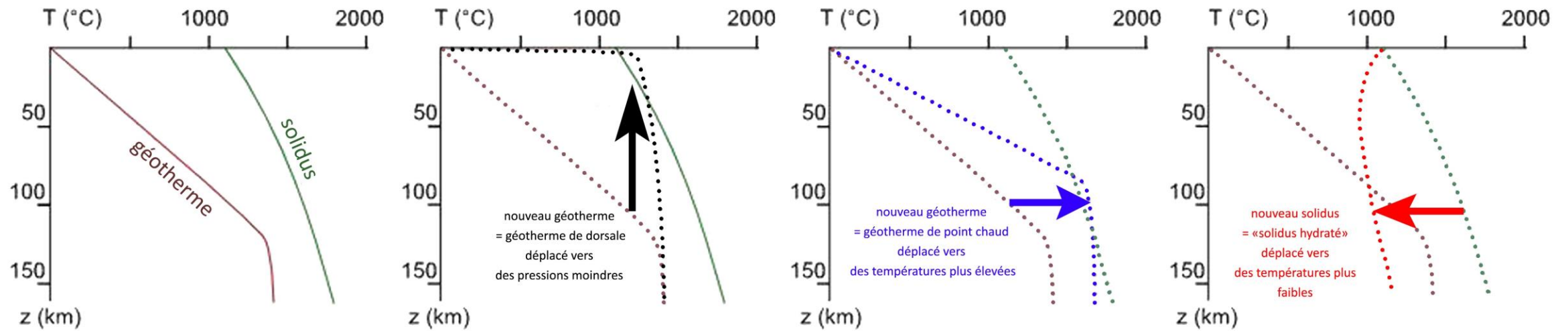
**Le second mécanisme - *élévation de la température* - est mis en jeu aux points chauds grâce à l'apport de chaleur par-dessous d'un panache ascendant solide très chaud montant du manteau inférieur.**

**Le dernier mécanisme - *hydratation de la péridotite* - est mis en jeu dans les zones de subduction.**

**Rappel : Dans tous les cas, aux frontières de plaques, c'est de la péridotite de l'asthénosphère et surtout de la LVZ qui fond.**



# Les différents contextes permettant la fusion partielle de la péridotite de l'asthénosphère

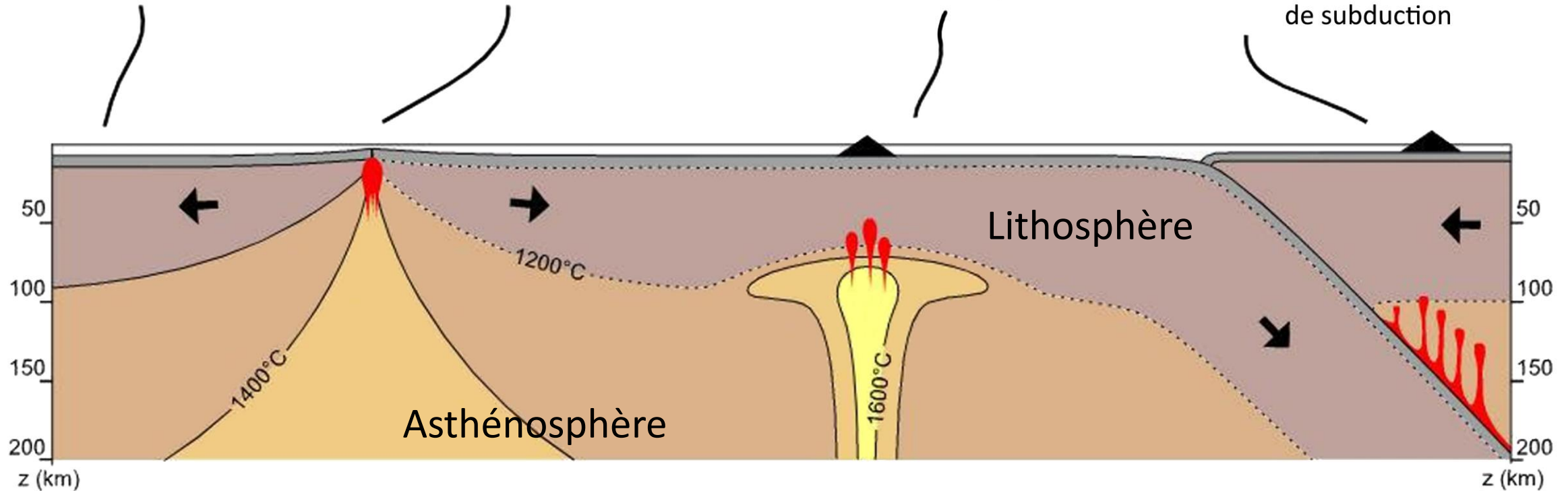


A : situation normale

B : situation à la dorsale

C : situation au point chaud

D : situation dans une zone de subduction



Volcanisme de dorsales  
et de zones de subduction



chambres  
magmatiques

Croûte  
continentale

0 km

30 km

Manteau  
lithosphérique

Lithosphère  
solide

magma

100 km LVZ

- Zones à anomalies des frontières de  
plaques où la péridotite va fondre  
par :
- diminution de la pression
  - augmentation de la température
  - apport d'eau





Le magmatisme  
aux dorsales,  
frontières de  
divergence





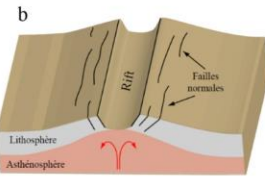
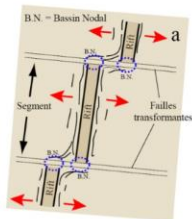
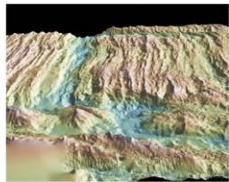
# Les dorsales, lieux de fabrication de lithosphère océanique

## Carte des fonds océaniques



Elle montre que les dorsales sont découpées en segments de plusieurs centaines de kilomètres de longueur par des zones de fracture : les failles transformantes ou failles de coulissage disposées perpendiculairement à leur axe.

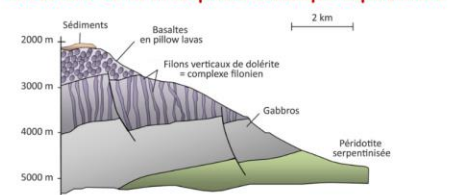
## Morphologie d'une transformante de dorsale et schéma d'interprétation



Une faille transformante qui unit deux segments contigus du rift se présente comme une vallée large d'une dizaine de kilomètres, longue de quelques centaines de kilomètres et profonde de près de 2000 mètres. On voit bien sur le schéma d'interprétation ci-dessus qu'une partie importante de la dorsale, en particulier le rift et ses flancs (ou murs), peut y être observée en coupe transversale.

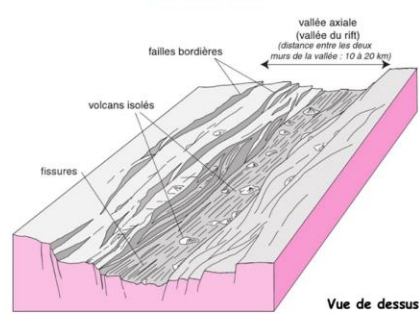
Au cours de la Campagne Vema de 1988, le « Nautilus » (Submersible français de l'Ifremer) a plongé au fond de l'une de ces vallées : la transformante VEMA dans l'Atlantique Central. La première coupe à travers la partie superficielle de la lithosphère océanique a pu y être dressée.

## Structure de la lithosphère océanique superficielle

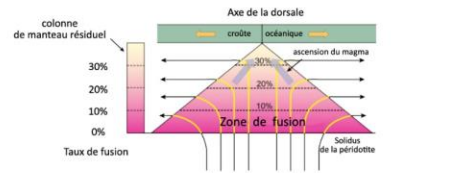
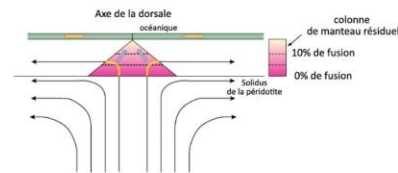
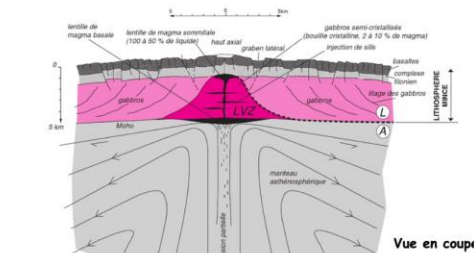
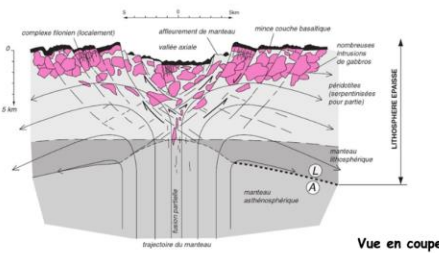
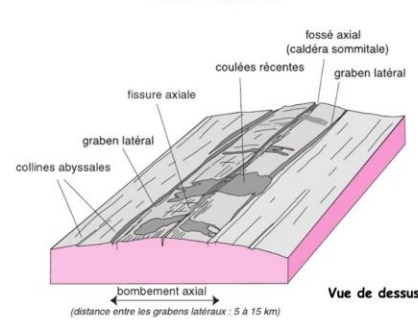


Elle comprend des serpentinites, visibles sur 200 à 300 m d'épaisseur, des gabbros (1 km), le Complexe filonien (1 km) et des basaltes en pillow peu épais, le tout recouvert de sédiments calcaires jaunâtres à Foraminifères qui ont été datés de la fin du Miocène.

## Dorsale lente



## Dorsale rapide



## Modèle de KLEIN et LANGMUIR (1987)

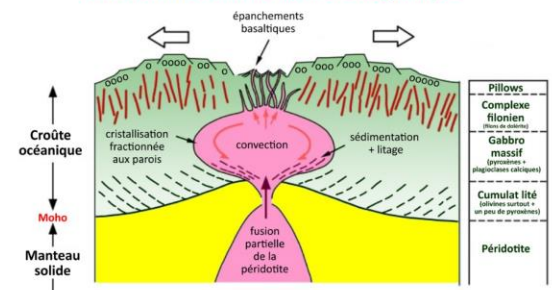
Figure ci-contre à droite : **Cas X d'une dorsale lente**  
 Schéma a) - Dans le cas d'une dorsale lente, c'est un magma froid, superficiel qui monte. L'intersection avec le « solidus » c'est-à-dire la courbe de fusion commençante de la péridotite se fait alors à une profondeur faible (environ 50 km ce qui correspond à une pression de 15 kbars).  
 Schéma b) - Il en résulte un taux de fusion relativement faible (10%) et la croûte océanique produite est peu épaisse.

Figure ci-contre à gauche : **Cas Y d'une dorsale rapide**  
 Schéma a) - Sous une dorsale rapide monte un magma chaud. L'intersection avec le « solidus » de la péridotite se fait en conséquence à une profondeur plus importante (environ 150 km pour une pression de 40 kbars).  
 Schéma b) - Le taux de fusion final de la péridotite est alors plus élevé et une croûte océanique épaisse est fabriquée.

## Comparaison Dorsale lente - Dorsale rapide

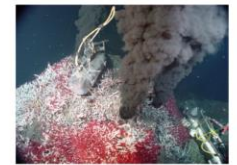
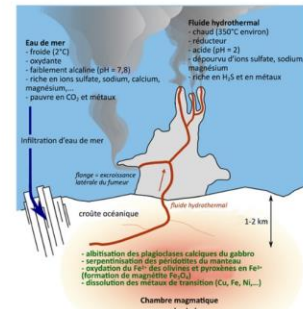
- |  |   |
|--|---|
| <p><b>Dorsale lente</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Présence d'un rift axial large et profond</li> <li>- Lithosphère épaisse : 10 à 20 km, 8 km sous l'axe</li> <li>- Croûte océanique discontinue avec un Complexe filonien pas systématique, une couche gabbroïque à multicorps intrusifs de quelques km</li> <li>- Manteau de type LOT (Lherzolite Ophiolite Type)</li> <li>- Profondeur et pourcentage de fusion faibles</li> <li>- Courte colonne de fusion et croûte océanique mince</li> </ul> | <p><b>Dorsale rapide</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Absence de rift réduit à une simple fente au sommet d'un dôme</li> <li>- Lithosphère fine : 5 km, 1 à 2 km sous l'axe au-dessus du réservoir magmatique</li> <li>- Croûte océanique classique modèle « PENROSE » de 1972</li> <li>- Manteau de type HOT (Harzburgite Ophiolite Type)</li> <li>- Profondeur et pourcentage de fusion élevés</li> <li>- Longue colonne de fusion et croûte océanique épaisse</li> </ul> |
|--|---|

## Cristallisation dans la chambre magmatique



Les minéraux qui cristallisent les premiers dans la chambre magmatique ont généralement une densité supérieure à celle du magma. Ce sont les olivines, minéraux ferro-magnésiens. Ces cristaux d'olivine tombent au fond du réservoir par sédimentation magmatique et s'y accumulent pour former des cumulates. Le magma refroidissant, cristallisent ensuite à températures plus basses les pyroxènes et les plagioclases calciques ; se forment alors les gabbros. Parallèlement, du liquide magmatique est extrait de la chambre magmatique sous l'action de mouvements de convection et s'échappe par les failles normales vers la surface pour former les dykes du Complexe filonien et les pillows de basalte. Des minéraux clairs comme les plagioclases sodiques, les feldspaths et le quartz peuvent cristalliser en dernier. Moins denses, ils se rassemblent par flottation au sommet de la chambre. Ils pourront constituer des corps de plagiogranites encore dénommés albitites.

## Hydrothermalisme et altération de la lithosphère océanique



Communauté de vers tubicoles géants (Riftia pachyptila)

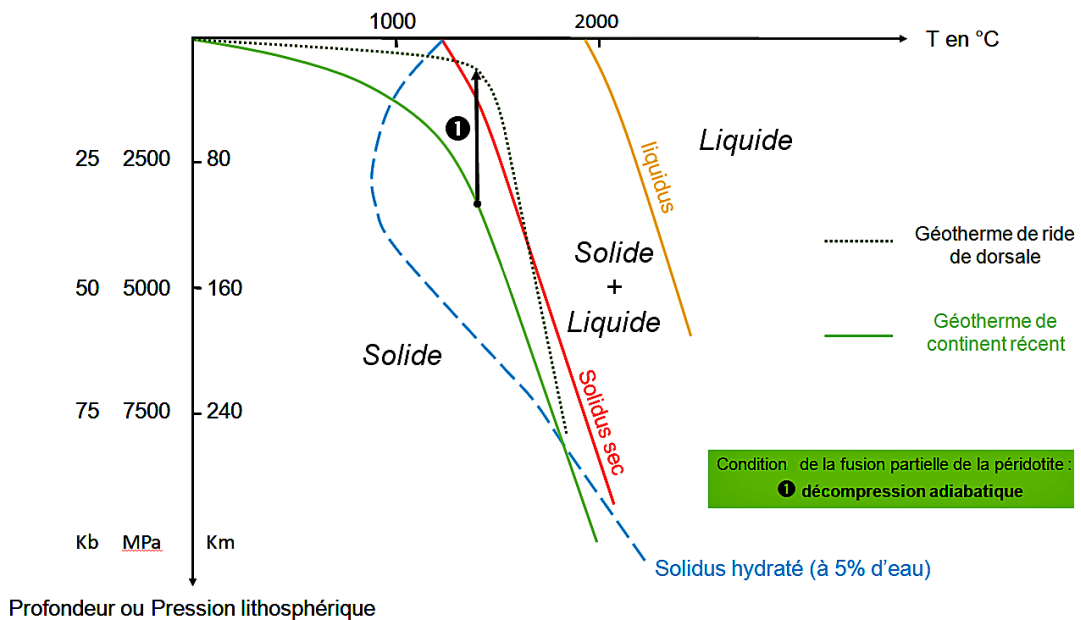
Au fond des océans, à l'axe des dorsales, l'eau de mer s'infiltré dans la croûte océanique par les nombreuses failles qui la coupent, s'approche du réservoir magmatique à 2-3 km de profondeur et s'y réchauffe. Quand elle sort de la bouche des fumeurs noirs, elle n'a plus du tout les mêmes propriétés physico-chimiques (voir figure ci-dessus). Elle est devenue chaude et acide, chargée en métaux dissous et c'est le « choc » brutal avec l'eau de mer, alcaline et froide, qui provoque la précipitation quasi instantanée de ces derniers sous forme de sulfures de cuivre (chalcopryrite CuFeS<sub>2</sub>), de zinc (sphalérite ZnS), de plomb (galène PbS), ...

On a donc là la preuve que la lithosphère océanique superficielle est le jeu de nombreuses réactions chimiques : altitisation des plagioclases calciques du gabbro, oxydation du fer ferreux de l'olivine et des pyroxènes en magnétite (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> = oxyde ferrique) et serpentinisation des péridotites du manteau. Cette serpentinisation s'accompagne de la production de H<sub>2</sub> qui en se combinant avec le CO<sub>2</sub> permet la production de méthane CH<sub>4</sub>, réaction catalysée par la magnétite. Ces deux gaz (CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub>) sont fortement enrichis dans les fluides hydrothermaux. Produits de manière abiotique, ils peuvent ensuite se recombiner pour donner des chaînes hydrocarbonées dont certaines entrent dans la composition de la matière vivante.

Dans les premiers océans formés sur Terre, des sources hydrothermales ont ainsi pu permettre l'apparition des premiers êtres vivants : des bactéries, êtres unicellulaires procaryotes, qui pratiquaient la chimiosynthèse. Ces bactéries chimiosynthétiques sont d'ailleurs toujours présentes aujourd'hui dans les tissus des Annelides, Mollusques, Crustacés et Poissons qui peuplent les biotopes hydrothermaux.

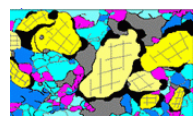


# Du rifting à l'océanisation



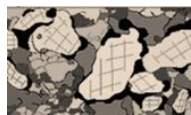
Péridotite

Fusion partielle

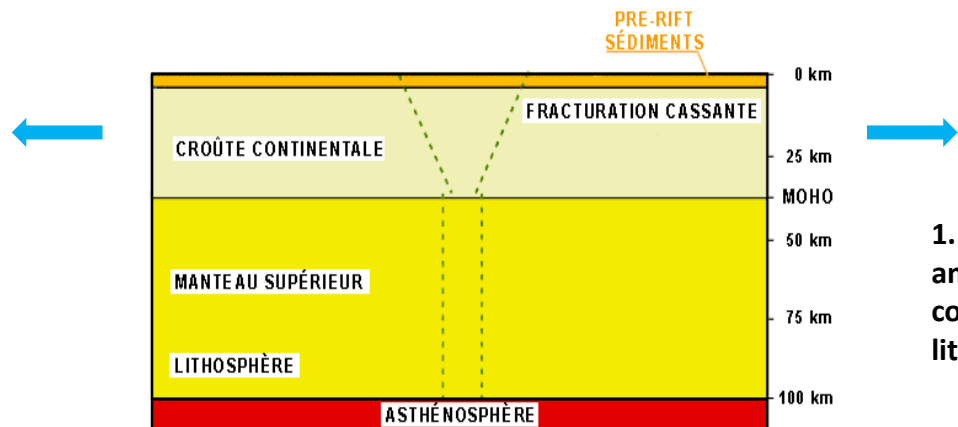


Péridotite + liquide magmatique

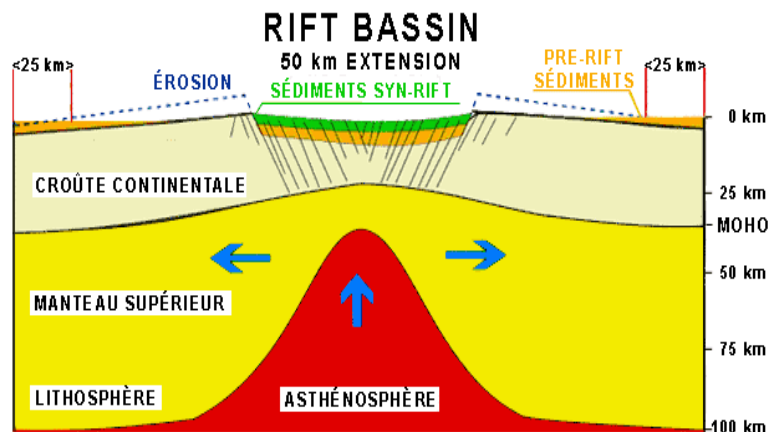
Magma basaltique



Péridotite « résiduelle »

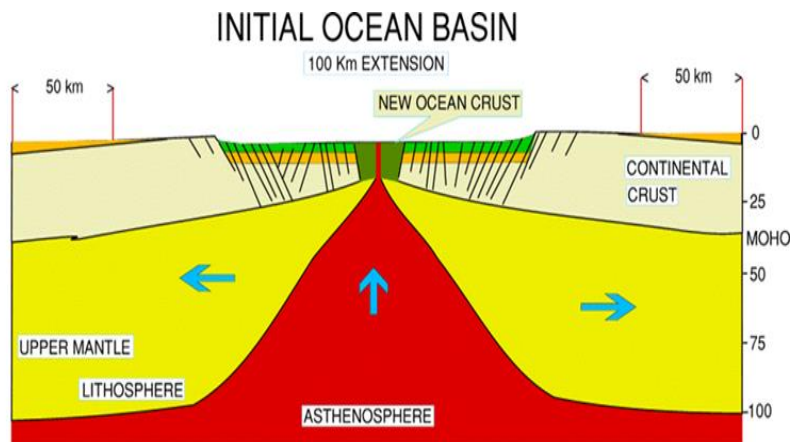


1. Étirement, fracturation et amincissement de la croûte continentale et du manteau lithosphérique.



2. Rifting et sédimentation.

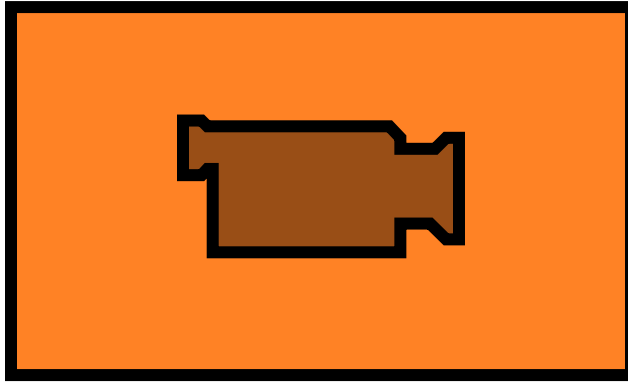
Remontée diapirique de l'asthénosphère (LVZ) formée de péridotites plus chaudes donc plus légères, moins denses que celles de la lithosphère.



3. Fusion partielle des péridotites de l'asthénosphère chaude par décompression adiabatique.

Formation d'un magma basaltique très chaud (1200°C) et de péridotites résiduelles.

Remontée du magma donnant par cristallisation, injection dans les failles et épanchement en surface les roches d'une **nouvelle croûte océanique**.



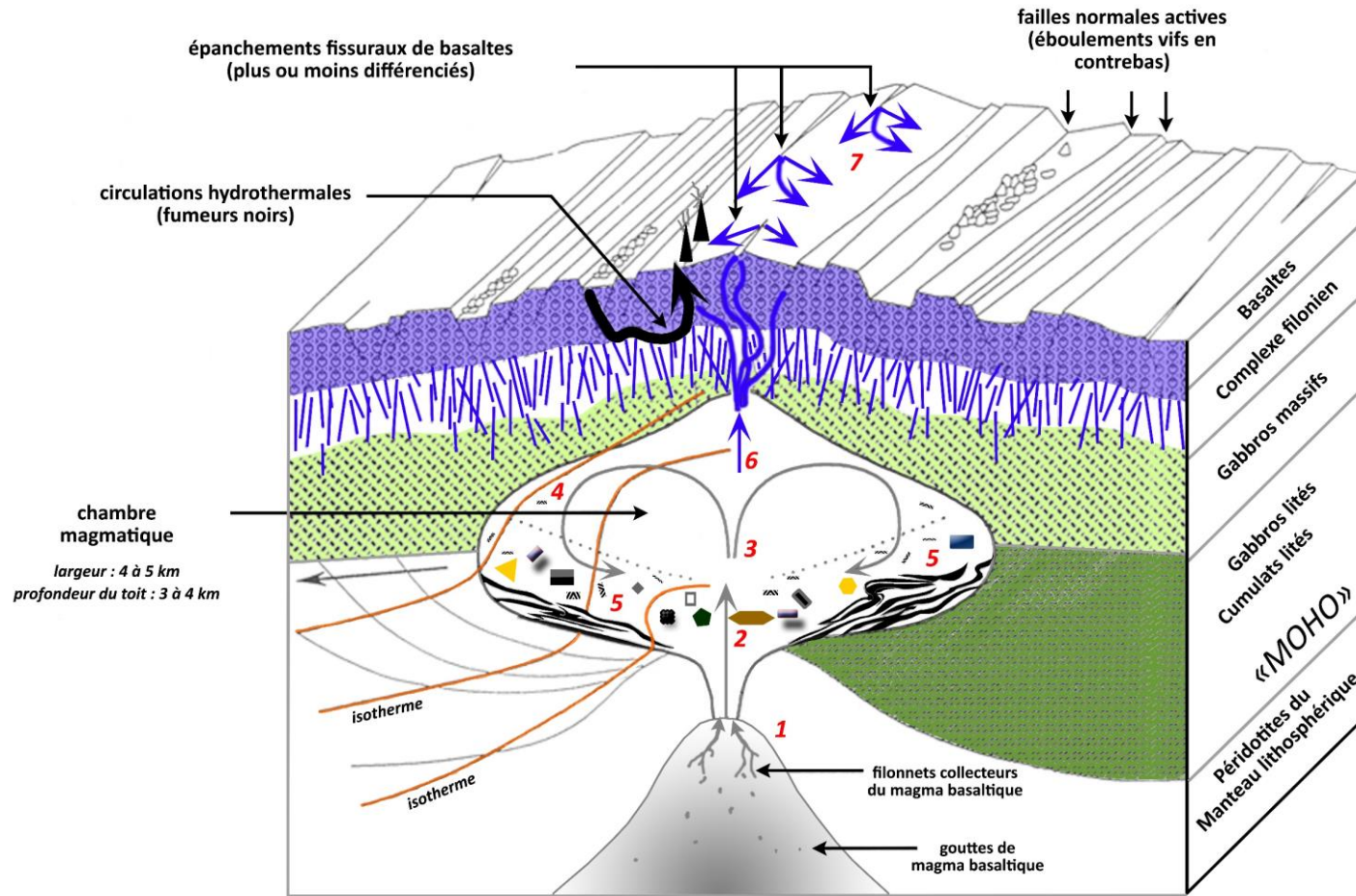
## **Le mécanisme du rifting**

Rifting et début d'océanisation

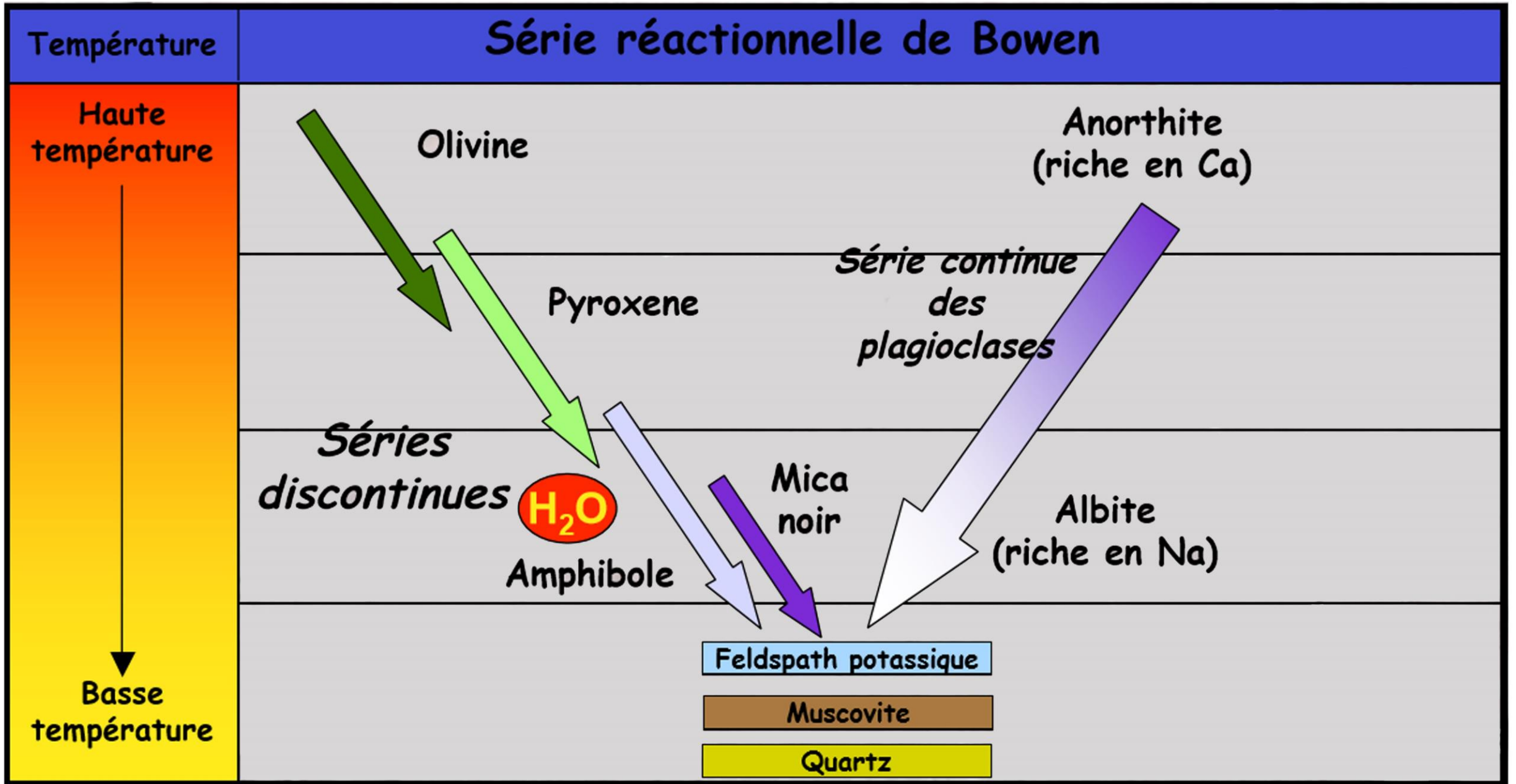
<http://svt.ac-rouen.fr/tice/rift/rift4.htm>



# Mise en place et cristallisation du magma basaltique au niveau de la dorsale



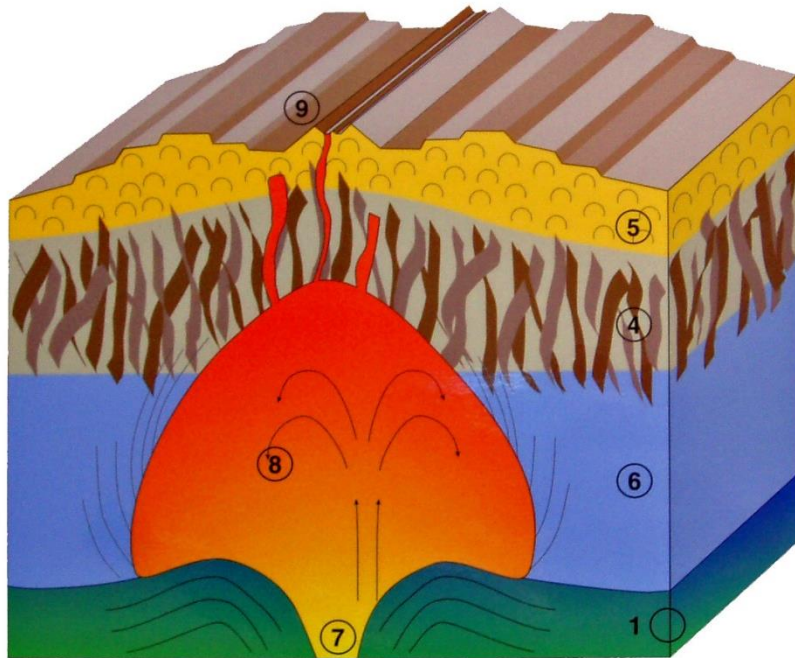
- 1- fusion partielle de l'asthénosphère
- 2- injection rythmique de magmas peu évolués
- 3- brassage par convection
- 4- cristallisation fractionnée près des parois froides
- 5- « sédimentation » de certains minéraux au fond de la chambre
- 6- injection de magmas différenciés (ou non) au toit de la chambre
- 7- épanchements basaltiques





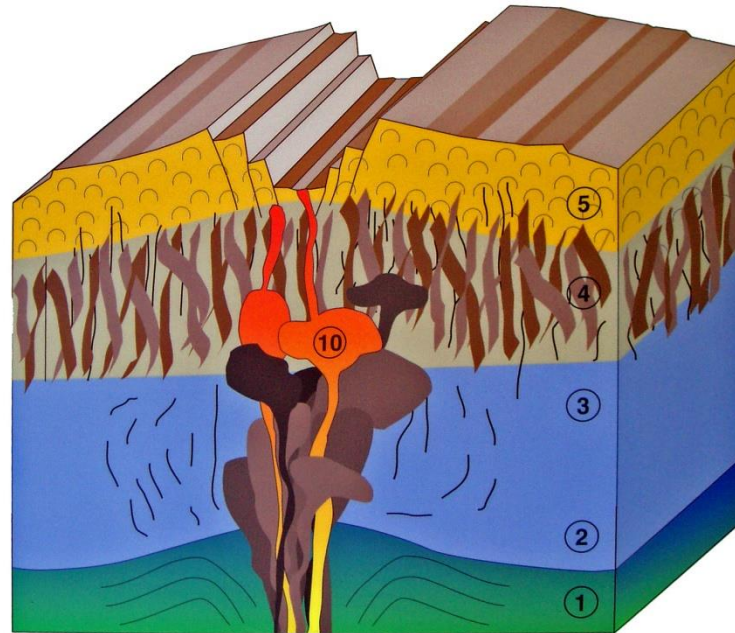
# Fonctionnement des 2 types de dorsales

## Dorsale rapide type Pacifique

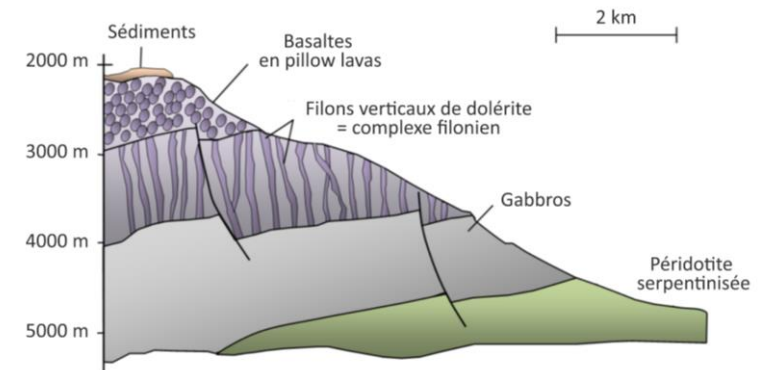


1. Péridotites appauvries
2. Gabbros lités et cumulats
3. Gabbros massifs
4. Complexe filonien
5. Basaltes en coussins

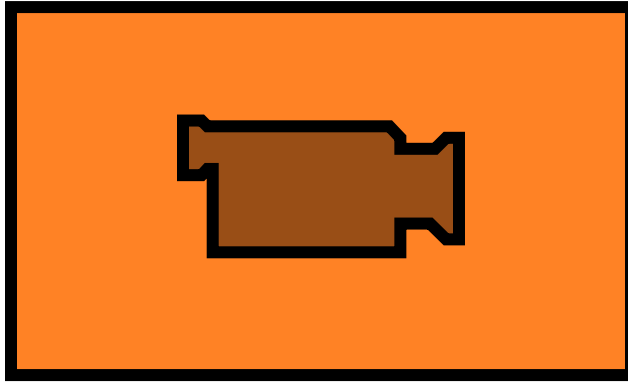
## Dorsale lente type Atlantique



6. Gabbros et cumulats
7. Injection de magma
8. Cristallisation fractionnée
9. Epanchement magmatique
10. Petite chambre magmatique à fonctionnement intermittent



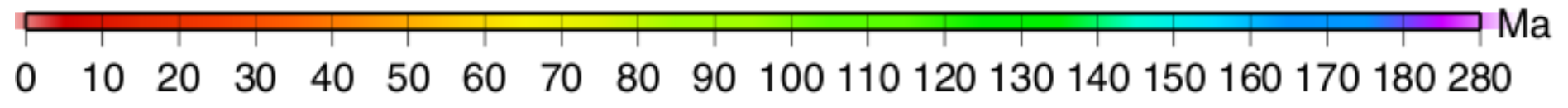
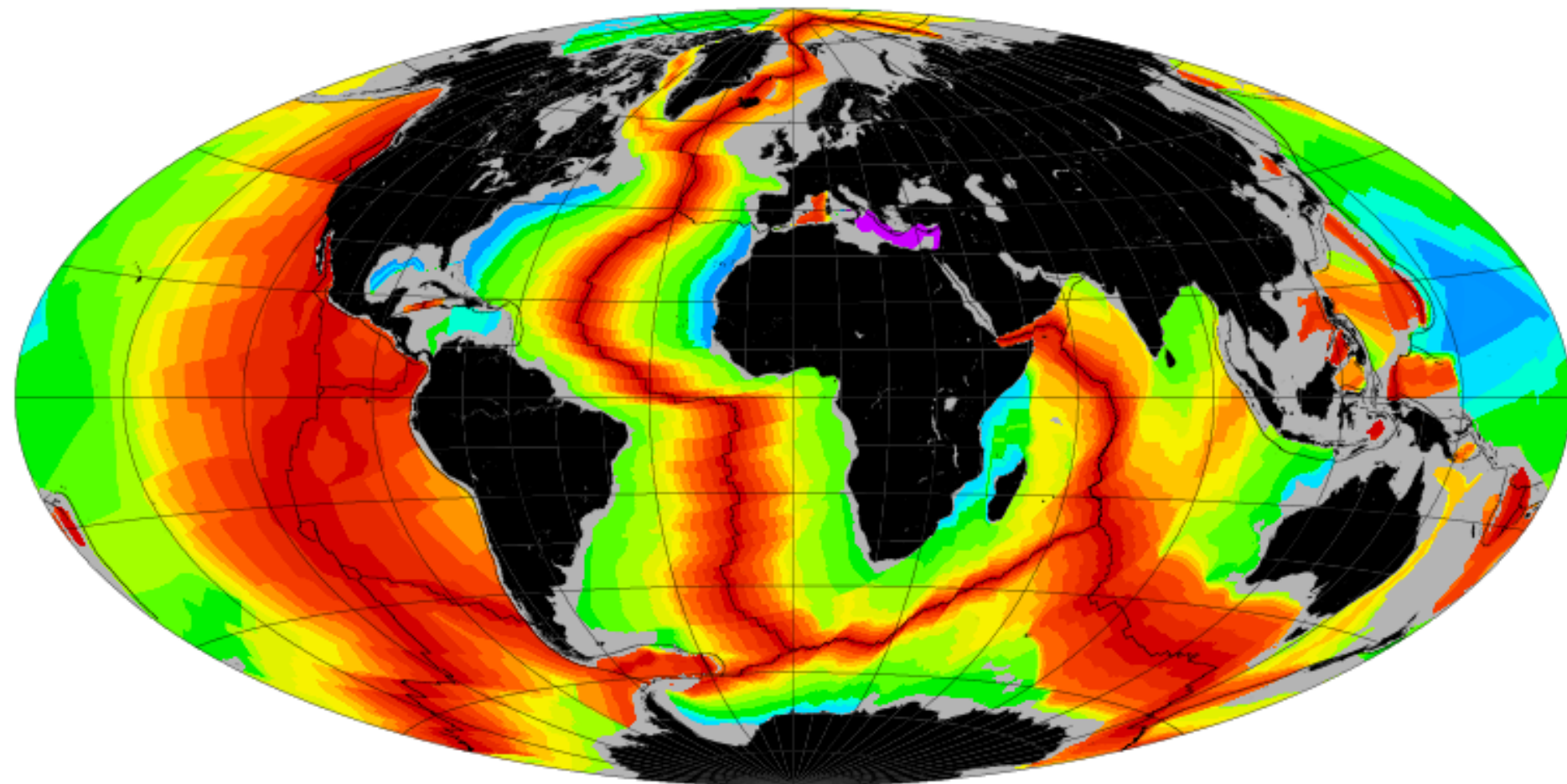
Coupe de la croûte océanique

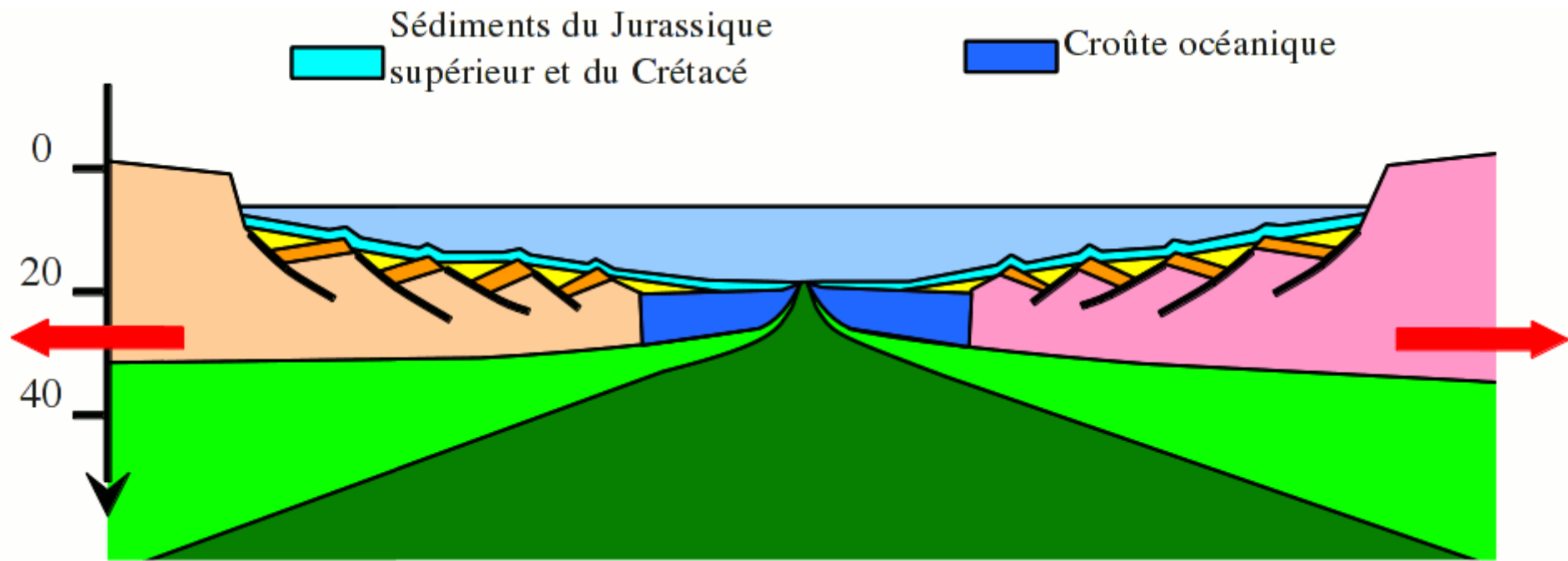


## Accrétion et expansion océanique

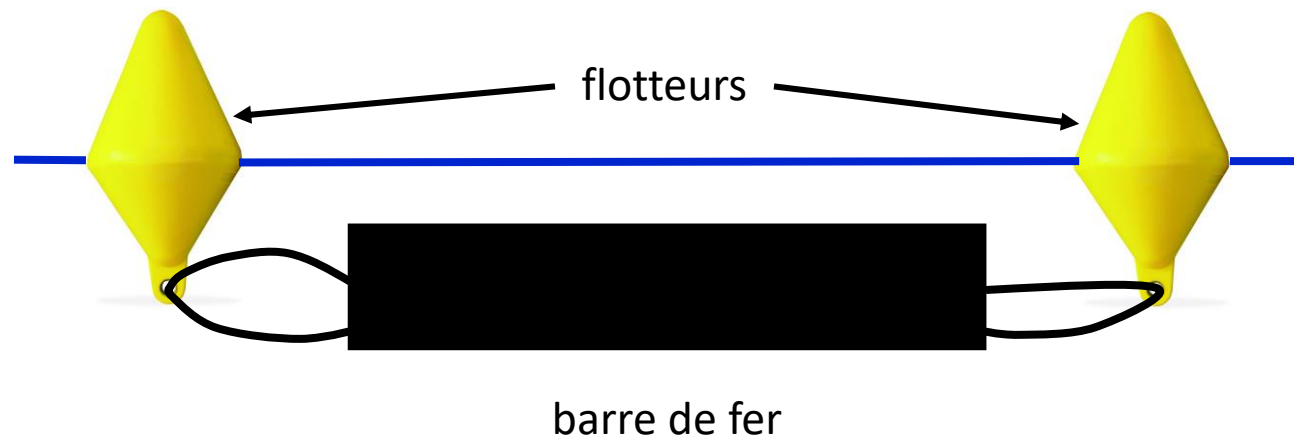
<http://www.biologieenflash.net/animation.php?ref=geo-0014-1>







Lithosphère  
 chaude  
 donc légère





# A retenir



Les plaques bougent.

Premier type de frontières de plaques : les dorsales au niveau desquelles les plaques s'écartent. Ce sont des frontières de divergence.

Les dorsales sont de véritables chaînes de montagnes sous-marines qui font tout le tour de la Terre sur 53700 km. Ce sont aussi de véritables chaînes de volcans sous-marins actifs.

Les plaques s'écartent parce que du magma s'insinue au centre de la dorsale et en refroidissant il va donner naissance à de la croûte océanique. Ce phénomène durant dans le temps, il est responsable de la formation de bandes de croûtes océaniques disposées parallèlement à la dorsale et de plus en plus âgées en s'éloignant de l'axe de cette dernière. Cela a été confirmé par l'étude des anomalies magnétiques des fonds océaniques.

Les dorsales sont donc le berceau de la croûte océanique.



## Problème !

Les océans s'élargissent grâce à l'activité de leur dorsale.

En conséquence, le diamètre de la Terre devrait augmenter.

Et ça, c'est impossible ! Physiquement, c'est impossible ! Pourquoi ?

**Explication :** Si le diamètre de la Terre augmentait, son volume en ferait de même sans que sa masse, sa quantité de matière, elle, ne varie.

Même masse pour un volume plus grand ! Cela impliquerait une diminution de la densité de la Terre.

Si l'on s'intéresse maintenant à la loi de l'attraction universelle de Newton, notre homme est soumis à une force, son poids qui est égale à  $P = m \cdot g$  mais aussi à  $P = G \frac{M \cdot m}{r^2}$ . On en déduit :  $g = G \frac{M}{r^2}$ .

Si  $r$  augmente,  $g$  diminue.

Si donc la Terre n'avait cessé de croître par accrétion océanique, par élargissement de ses océans, la gravité n'aurait cessé de diminuer depuis l'origine de la Tectonique des plaques (qui remonterait à quelques 3,8 Ga) et il y a belle lurette qu'elle serait devenue insuffisante pour retenir les gaz de l'atmosphère !!!!

Cela implique que de la lithosphère océanique doit disparaître en certains endroits du globe pour compenser exactement l'accrétion océanique.

Et cela va se faire au niveau des zones de subduction où les plaques s'affrontent.





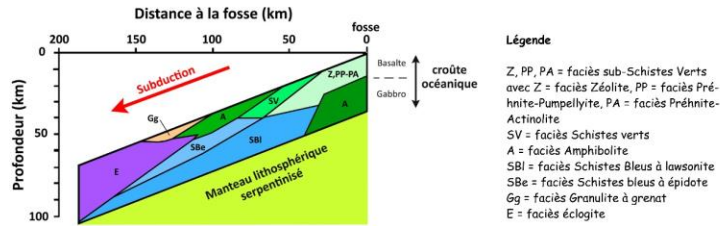
Le magmatisme aux  
zones de subduction,  
frontières de  
convergence





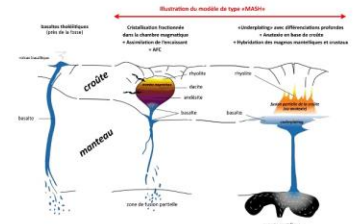
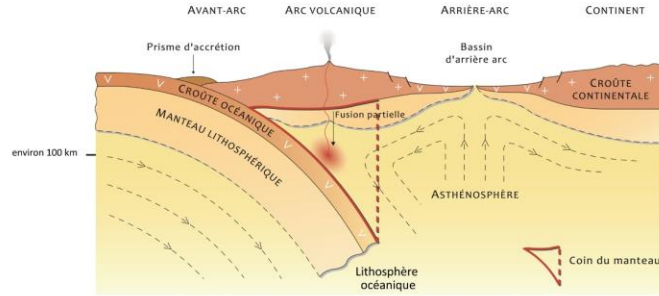
# Les zones de subduction, lieux de fabrication de croûte continentale

## Répartition des faciès métamorphiques au sein de la croûte océanique subduite



**Légende**  
 Z, PP, PA = faciès sub-Schistes Verts avec Z = faciès Zéolite, PP = faciès Préhnite-Pumpellyite, PA = faciès Préhnite-Actinolite  
 SV = faciès Schistes verts  
 A = faciès Amphibolite  
 SBI = faciès Schistes Bleus à lawsonite  
 SBA = faciès Schistes bleus à épidote  
 Gg = faciès Granulite à grenat  
 E = faciès éclogite

## Genèse des magmas de zone de subduction



## Le mélange magmatique

Des magmas de composition contrastée peuvent, par mélange, donner un magma fils de composition intermédiaire. En effet, il n'est pas rare qu'une chambre magmatique différenciée soit ré-alimentée par des injections de magmas plus « primaires ».

Cependant, si les deux magmas ont des compositions très différentes (basalte et rhyolite par exemple), plusieurs facteurs s'opposent à leur mélange :

- le contraste de température : le magma basaltique, plus chaud, tend à perdre de sa chaleur et à cristalliser alors que le magma rhyolitique surchauffé tend à dissoudre ses phénocristaux,
- le contraste de densité : le magma rhyolitique moins dense tend à flotter sur le magma basaltique,
- le contraste de viscosité : seuls des liquides de viscosités proches peuvent se mélanger. Dans le cas contraire, le contraste de viscosité peut éventuellement être atténué par une convection vigoureuse.

Des études récentes indiquent d'ailleurs que des injections de basalte dans des chambres superficielles occupées par un magma acide sont souvent à l'origine du déclenchement d'éruptions.

## La cristallisation fractionnée

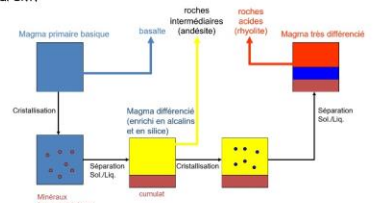
La cristallisation fractionnée se déroule dans les chambres magmatiques situées à différents niveaux de la croûte continentale. Il ne faut surtout pas s'imaginer une chambre magmatique comme une grosse boîte close fermant du magma mais plutôt comme une zone diffuse contenant une véritable bouillie cristalline. Aussi est-il préférable de parler de « zones de stockage » de magma.

Dans une chambre magmatique, le magma est stocké dans un encaissant froid. Il perd de la chaleur par conduction et convection et commence donc à cristalliser. Mais un magma n'est pas un corps pur comme le fer par exemple. Par conséquent, il ne se solidifie pas en masse à une température donnée. La cristallisation des silicates dans un magma se fait progressivement dans un ordre bien défini, selon les suites réactionnelles de BOWEN et produit des assemblages minéralogiques différents.

A chaque étape de la cristallisation, il se produit une séparation physique des cristaux néoformés et du liquide restant. Cette séparation physique se fait selon divers mécanismes :

- par contraste de densité (exemple de l'olivine plus dense que le liquide magmatique) mais ce mécanisme n'est valable que pour les magmas peu évolués, encore chauds et fluides,
- par filtre-pressé comme une éponge que l'on comprime, le liquide en part... Le liquide restant peut être émis à la surface ou cristalliser à son tour dans une chambre magmatique plus superficielle où il va produire un nouveau liquide plus acide et ainsi de suite. Il s'en suit la formation de roches magmatiques co-génétiques de moins en moins magnésiennes et calciques et de plus en plus riches en silice et en éléments incompatibles (Na<sup>+</sup> et surtout K<sup>+</sup>).

Ces roches constituent ce que l'on nomme une série magmatique. Une série magmatique est une famille de roches magmatiques formées à partir d'un même magma parent.



## L'assimilation

Il est courant de trouver dans les laves des marges continentales des enclaves de roches crustales (sédimentaires ou métamorphiques), parfois partiellement fondues (verre). Cela traduit des échanges de matière avec l'encaissant qui se réalisent dans la chambre magmatique. Si des fragments d'encaissant incorporés au sein du magma sont complètement digérés, la chimie du magma est alors modifiée.

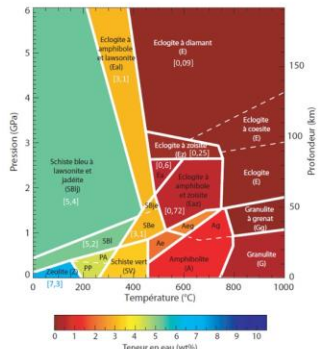
Les minéraux qui peuvent accepter le plus d'eau sont ceux de basses pressions et de basses températures, à savoir les minéraux des faciès Zéolite (Z), Schistes Bleus à lawsonite (SBI) ou bien Schistes Verts (SV). Inversement, les minéraux qui acceptent le moins d'eau dans leur structure sont ceux des faciès de hautes pressions et de hautes températures comme ceux des faciès Éclogites (E).

Au cours des transformations métamorphiques progrades qui s'opèrent pendant la subduction, la croûte océanique va par conséquent se déshydrater. Il en est de même de la serpentinite du manteau lithosphérique superficiel qui peut contenir jusqu'à 10% de son poids en eau.

L'eau expulsée des minéraux hydratés de la plaque subduite va ensuite percoler par différence de densité vers le haut dans le manteau sus-jacent (= « coin mantellique »).

- Là, l'eau peut s'accumuler sous forme liquide dans les pores de la péridotite et du fait de la pression exercée, être responsable de ruptures sismiques.
- Elle peut aussi circuler librement dans des réseaux interconnectés de pores puis entrer dans la composition des minéraux de la péridotite (olivine, pyroxènes). La péridotite est ainsi serpentinitisée.
- L'eau peut également migrer sous la forme de diapirs de serpentinite, la serpentinite ayant une densité nettement plus faible que le manteau environnant (2,5 contre 3,3).

## Diagramme de phase et teneur maximale en eau de la croûte océanique



Les valeurs indiquées entre crochets indiquent la teneur en eau de la roche, en pourcentage de son poids.

Diagramme de phase et teneur en eau maximale d'un MORB

Du fait de l'augmentation de la pression et de la température au cours de la subduction, la croûte océanique se métamorphose de plus en plus : on parle de métamorphisme prograde. Les gabbros, basaltes et sédiments passent successivement dans les faciès Schistes Verts (à chlorite, épidote) puis dans les faciès Amphibolite (à épidote, hornblende) puis dans les faciès Schistes Bleus (à lawsonite, jadéite, épidote, glaucophane) et enfin dans les faciès à Éclogite (à amphibole, zoisite, grenat).

Remarque : Ce métamorphisme de la croûte océanique a déjà débuté au niveau de la dorsale où l'altération hydrothermale a permis d'atteindre en partie les faciès Schistes verts et Amphibolite.

Les transformations métamorphiques ont également affecté la partie superficielle du manteau lithosphérique située immédiatement sous la croûte : les péridotites y sont largement serpentinitisées, surtout dans le cas des dorsales lentes.

## Volcanisme à tendance explosive attestée par la richesse du magma en volatils et en minéraux hydroxylés

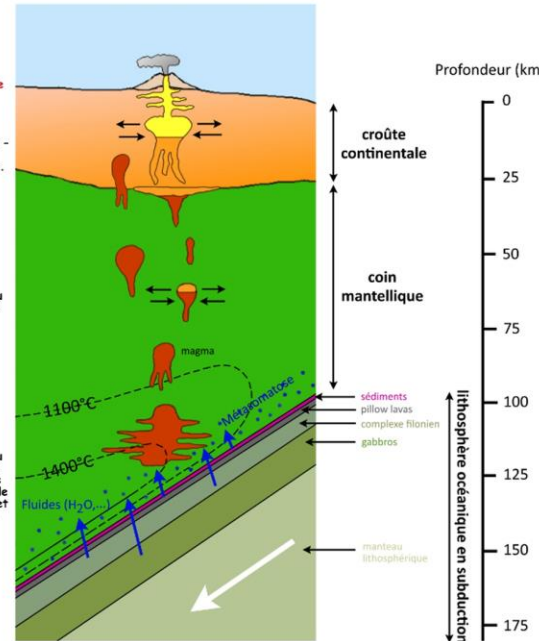
Arrivée du magma dans la croûte  
 Séjour et différenciation dans des réservoirs magmatiques - Interactions possibles croûte / magma.  
 Stockage éventuel du magma à l'interface croûte-manteau.

Remontée diapirique des magmas hydratés dans le manteau pouvant s'accompagner de différenciation et d'interactions magmas / manteau.

Fusion partielle du manteau par « transformation » du solide anhydre en solide hydraté - Formation de magmas basaltiques et/ou andésitiques.

Transfert des fluides (H<sub>2</sub>O essentiellement) dans le manteau sus-jacent du « coin mantellique » - Métasomatose du coin mantellique (l'eau y apporte avec elle des éléments chimiques solubles qui vont signer le magmatisme calco-alcalin de zone de subduction, à savoir un enrichissement en K, Cs, Rb, Ba, Sr et en magnésite ; en revanche, Nb et Ta insolubles dans l'eau continuent leur chemin dans la subduction).

Déshydratation progressive de la croûte subduite par métamorphisme prograde tout le long du Slab. Entre 60 et 90 km de profondeur, c'est principalement l'amphibole (hornblende) qui se déshydrate pour libérer de l'eau. Au-delà, c'est la phlogopite (variété de mica).



## Mécanismes d'évolution des magmas

Beaucoup de choses se passent sous le « Moho ». Les magmas basaltiques produits par fusion partielle du manteau montent vers la surface en raison de leur densité plus faible (d = 2,9) que celle des péridotites encaissantes (d = 3,3).

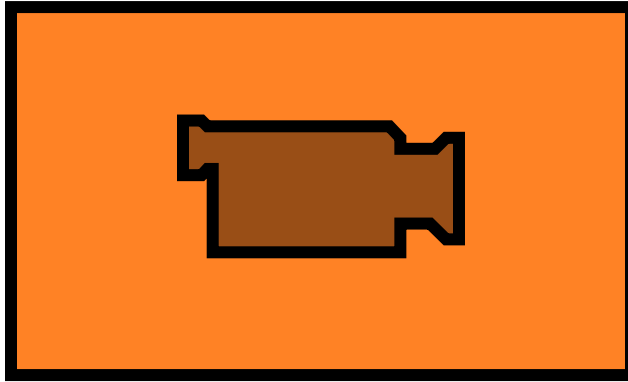
Parvenus à la base de la croûte continentale, ils ont alors tendance à y stagner puis à s'étaler pour former des chambres magmatiques très allongées horizontalement : c'est le phénomène de « underplating » ou « sous-placage ». Des différenciations magmatiques profondes s'opèrent à ce niveau.

Parallèlement, la chaleur fournie par ces volumineuses masses de magmas mantelliques provoquent la fusion partielle ou anatexite de la croûte continentale située au-dessus.

Il en résulte alors la juxtaposition en base de croûte de magmas basiques de nature basaltique et d'origine mantellique et de magmas acides d'origine crustale qui vont ensuite pouvoir se mélanger au cours de leur migration vers la surface, se différencier, être contaminés par les roches de la croûte... Tous ces processus complexes à l'origine du magmatisme des zones de subduction sont désignés par l'abréviation MASH pour Melting (fusion en anglais, c'est-à-dire anatexite), Assimilation (de l'encaissant traversé), Storage (stockage en anglais dans les chambres magmatiques) et Homogénéisation ou Hybridation (par mélange magmatique). Finalement, le magma résultant qui arrive à la surface est essentiellement de nature andésitique. Il a une composition proche de celle de la croûte continentale.

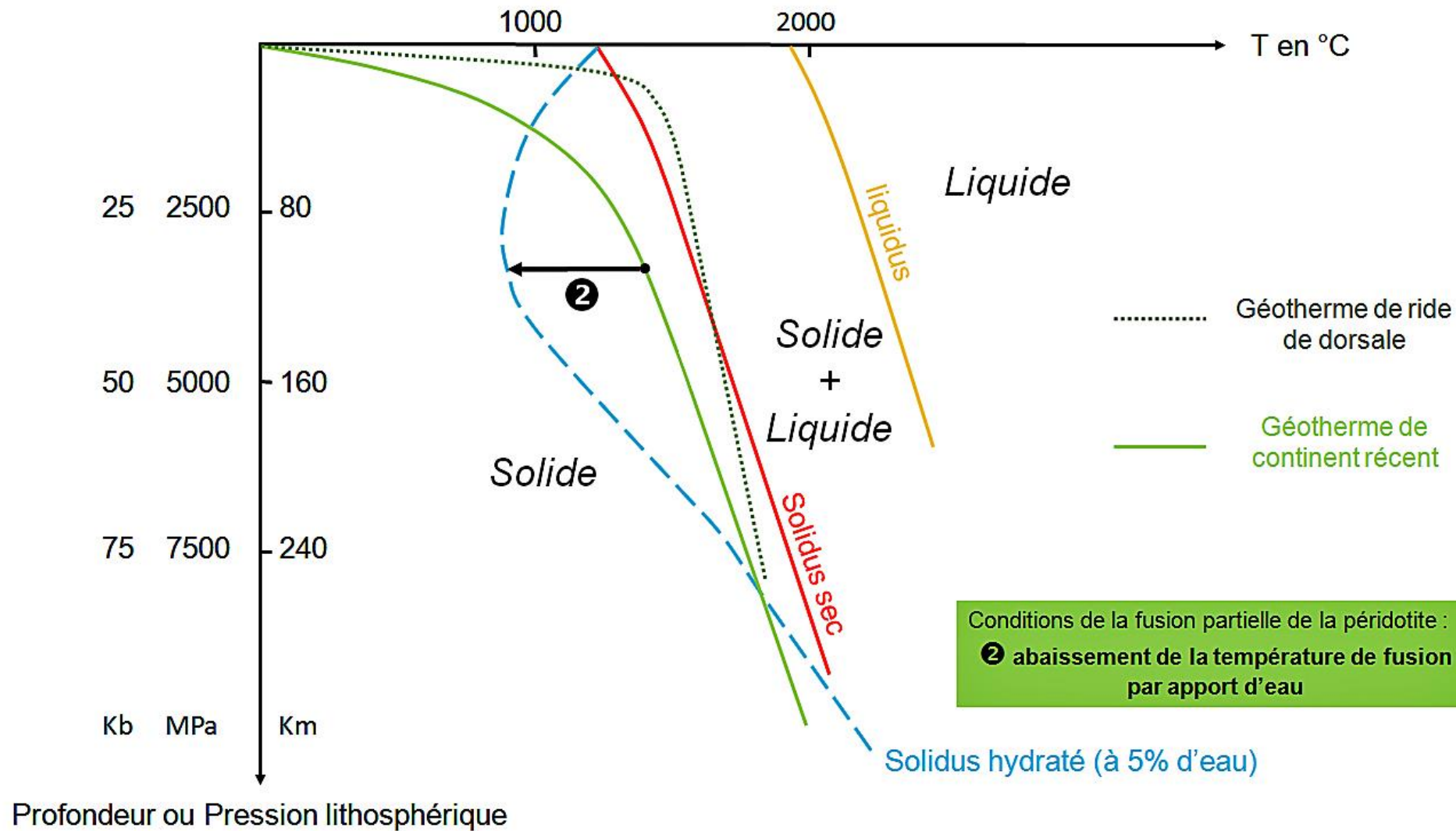
Si ce magma ne parvient pas à la surface, il cristallise en profondeur et laisse des plutons, des batholithes de granodiorite.



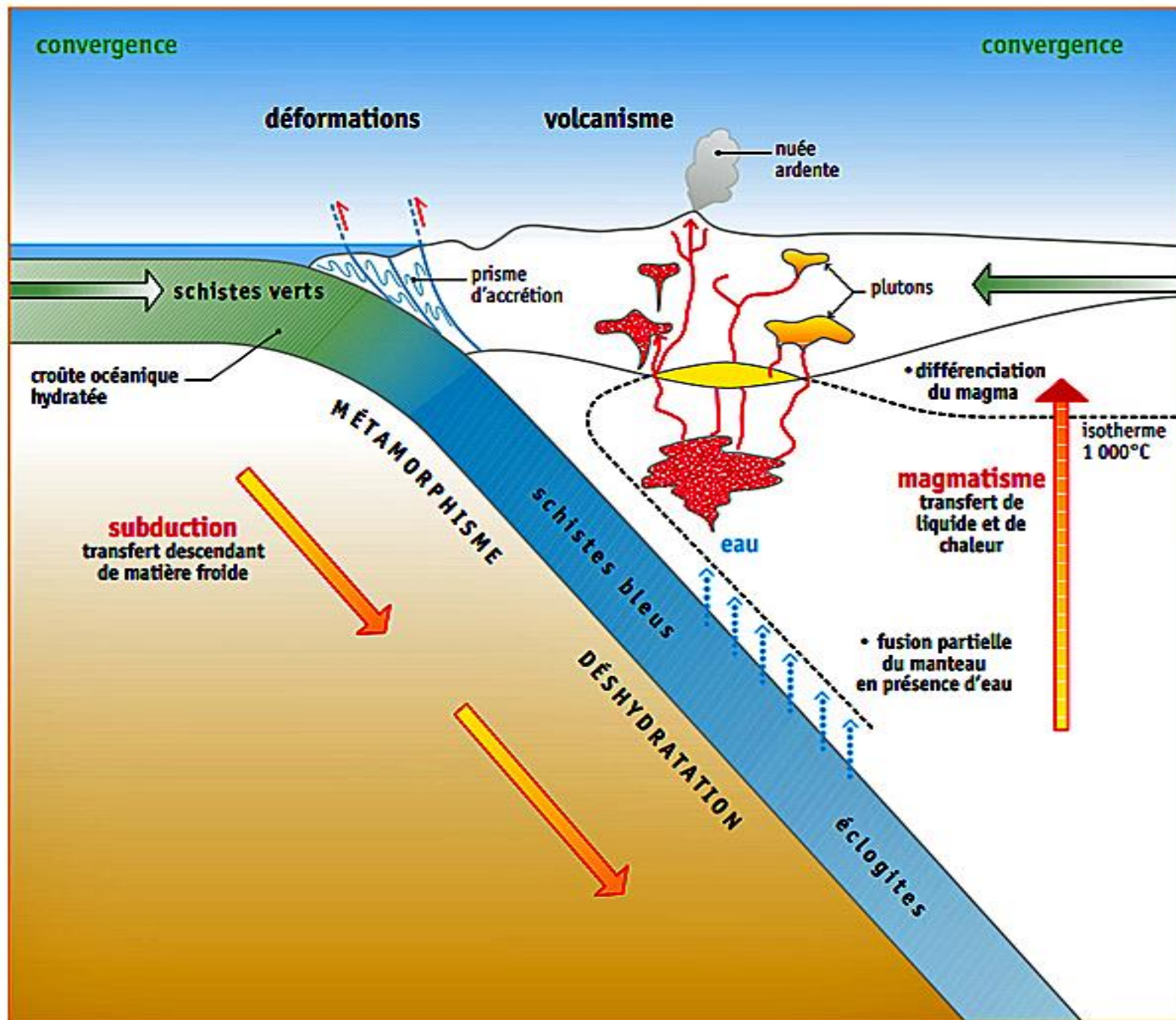


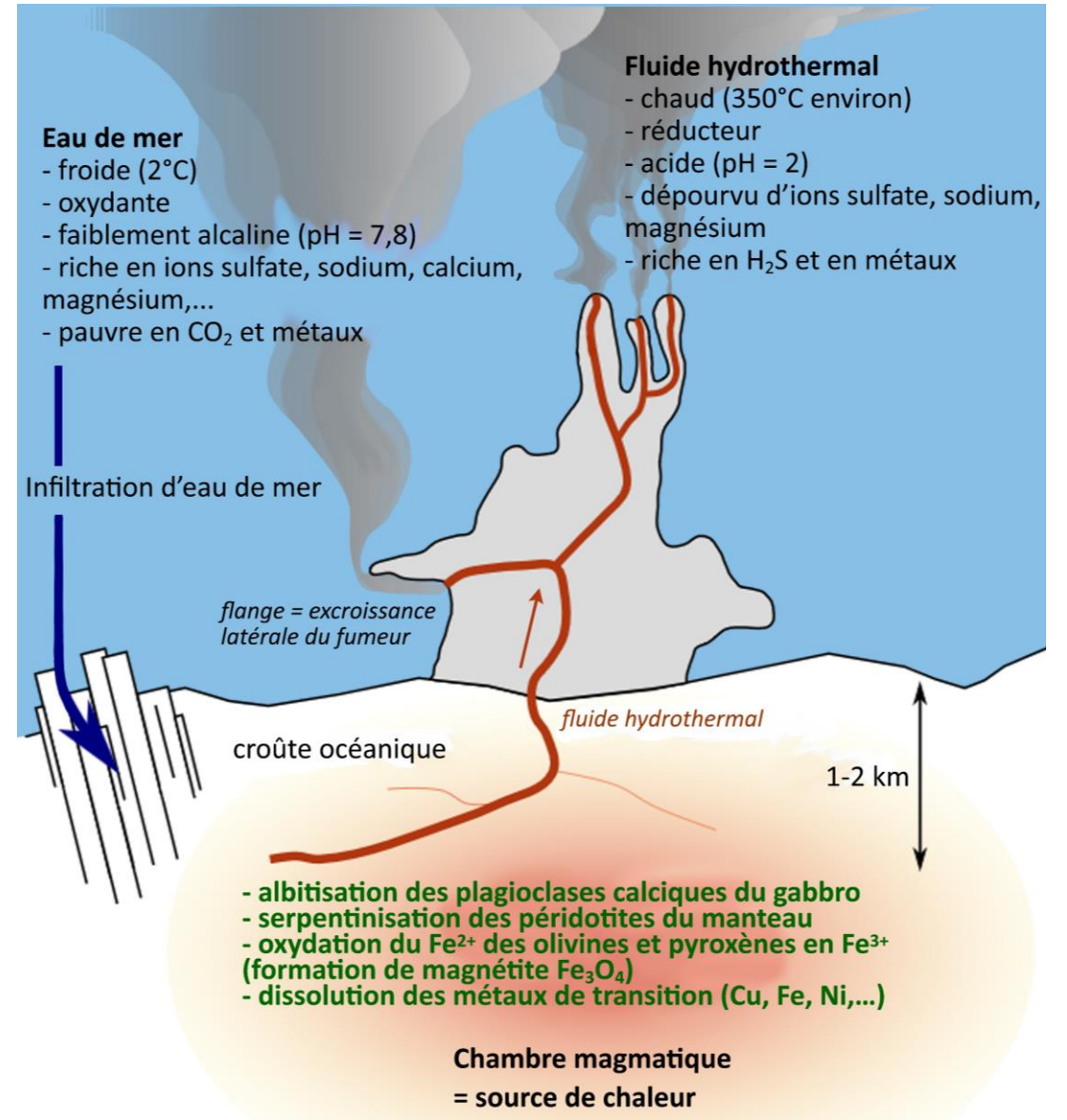
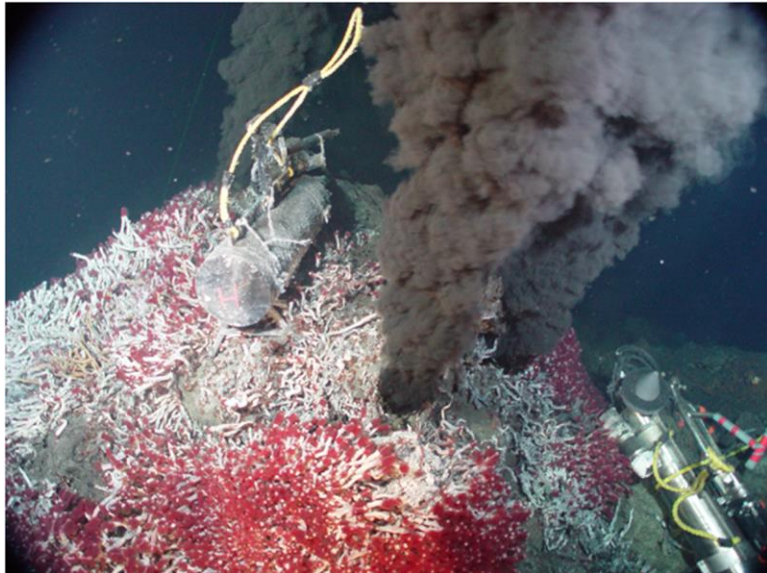
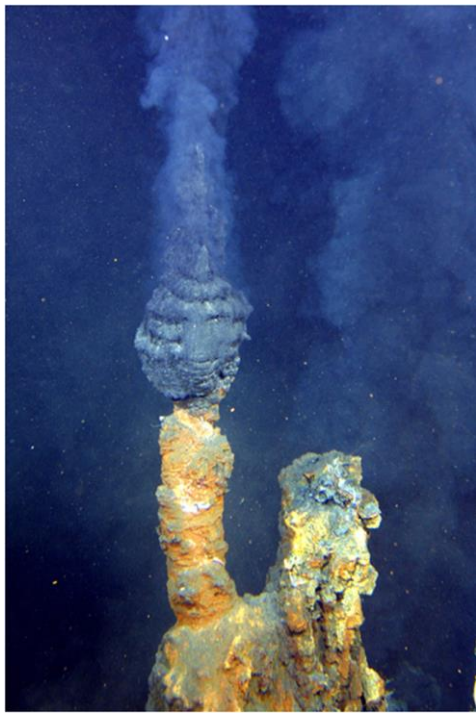
## La subduction

<http://www.biologieenflash.net/animation.php?ref=geo-0032-1>



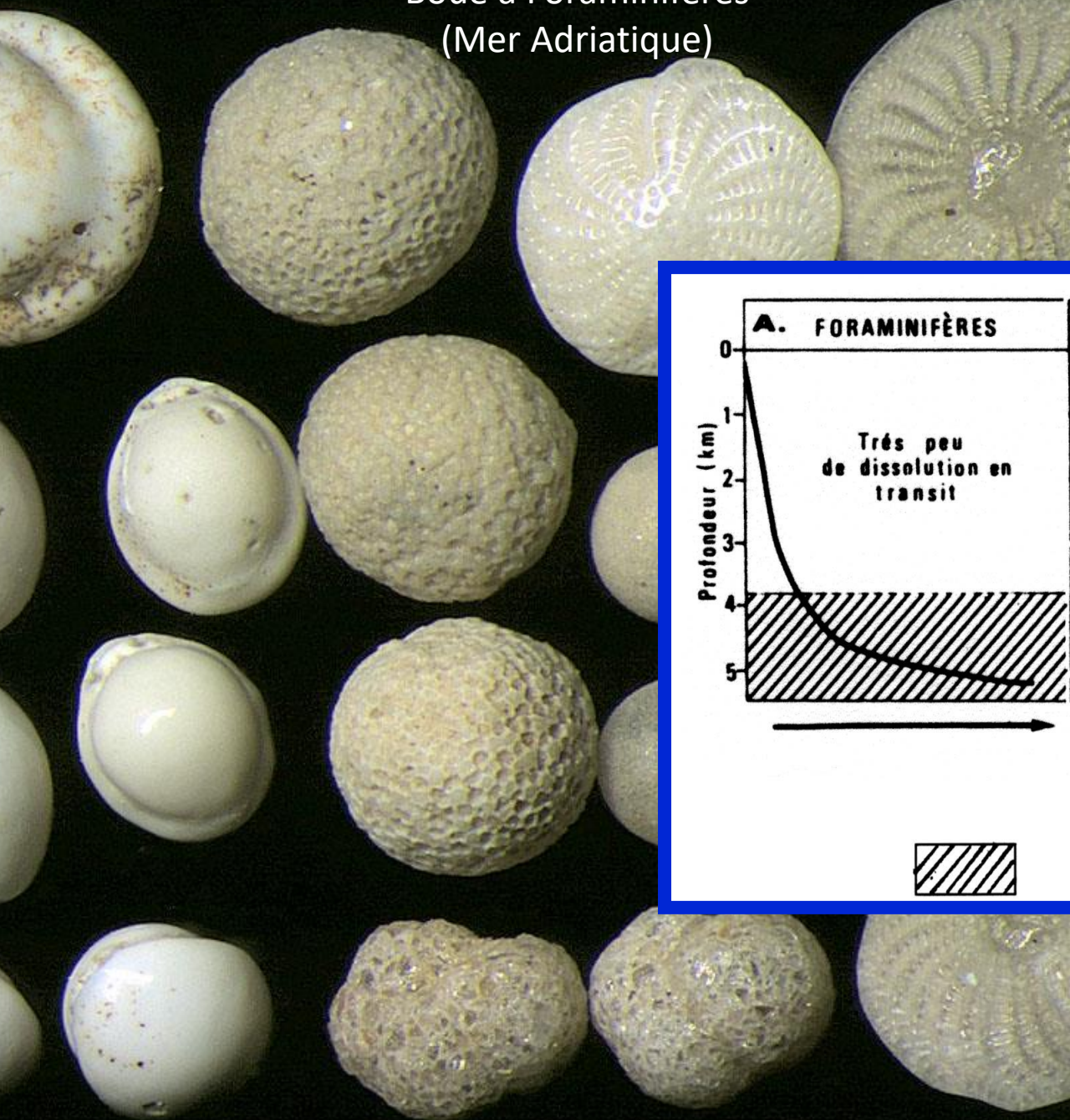




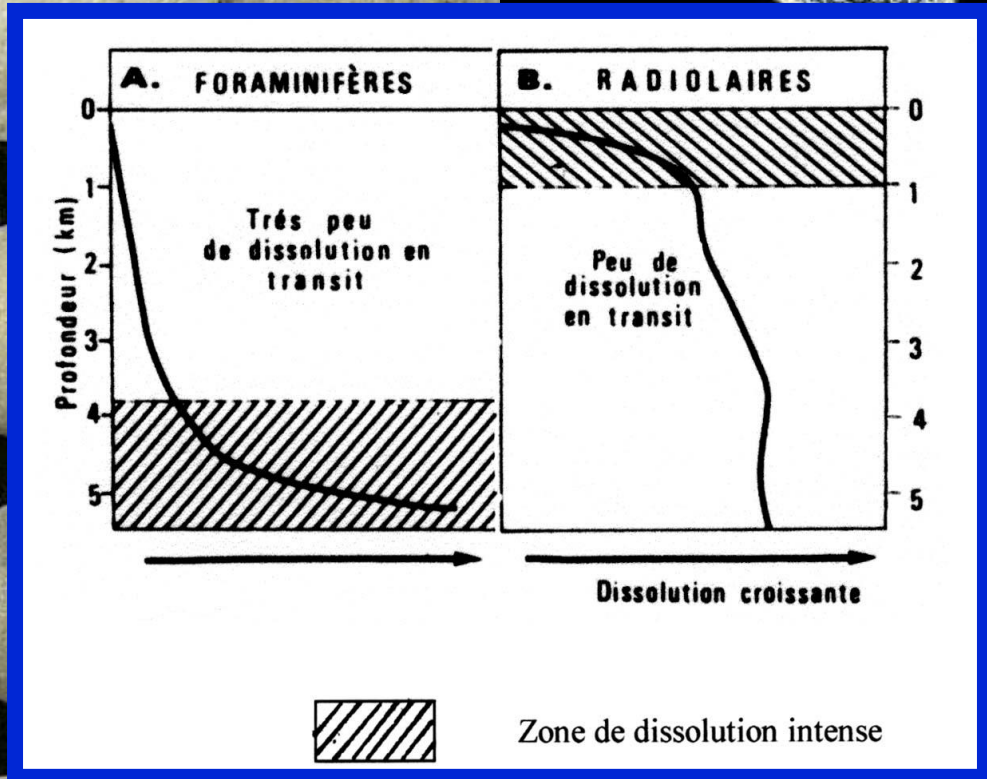
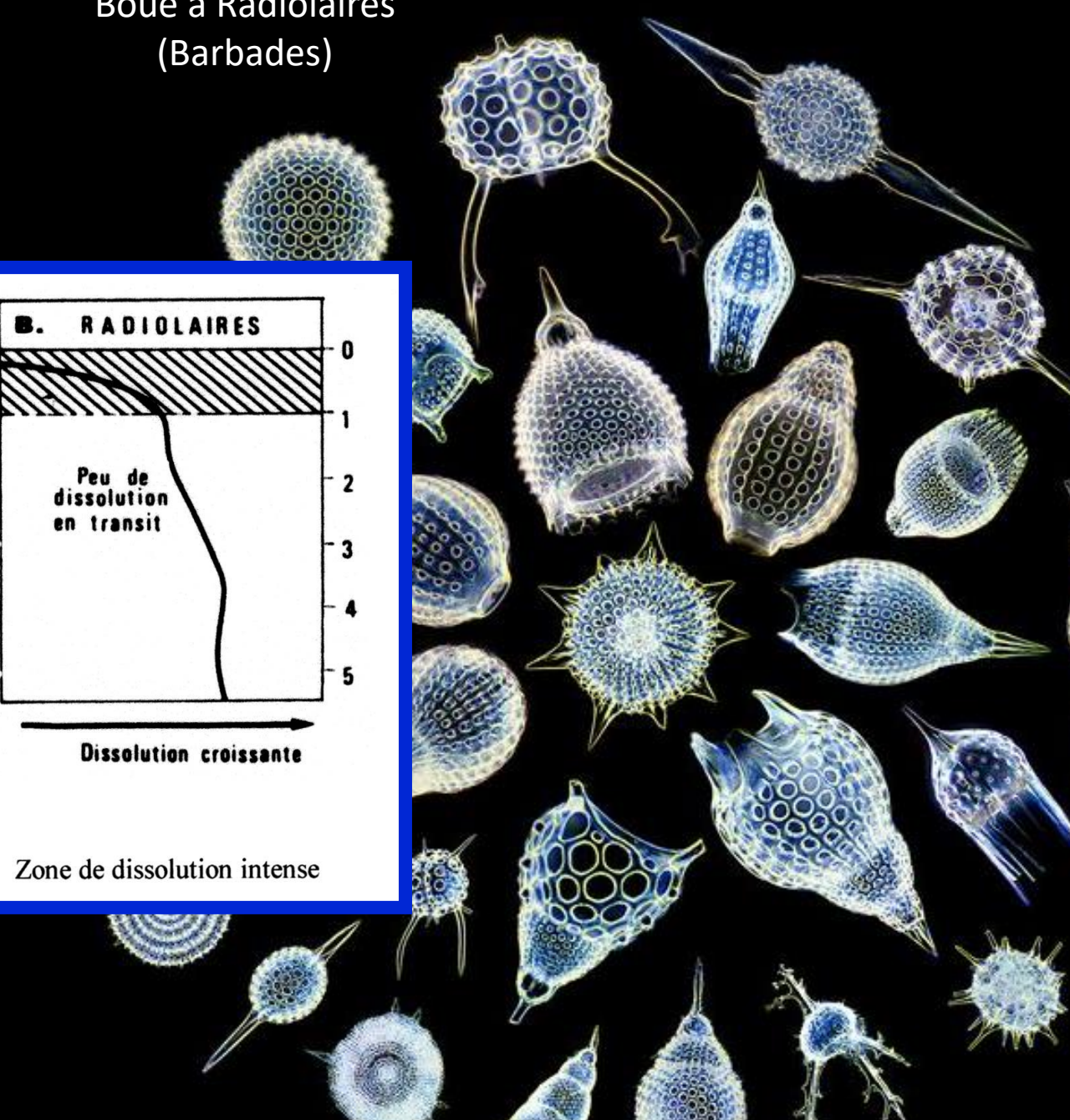




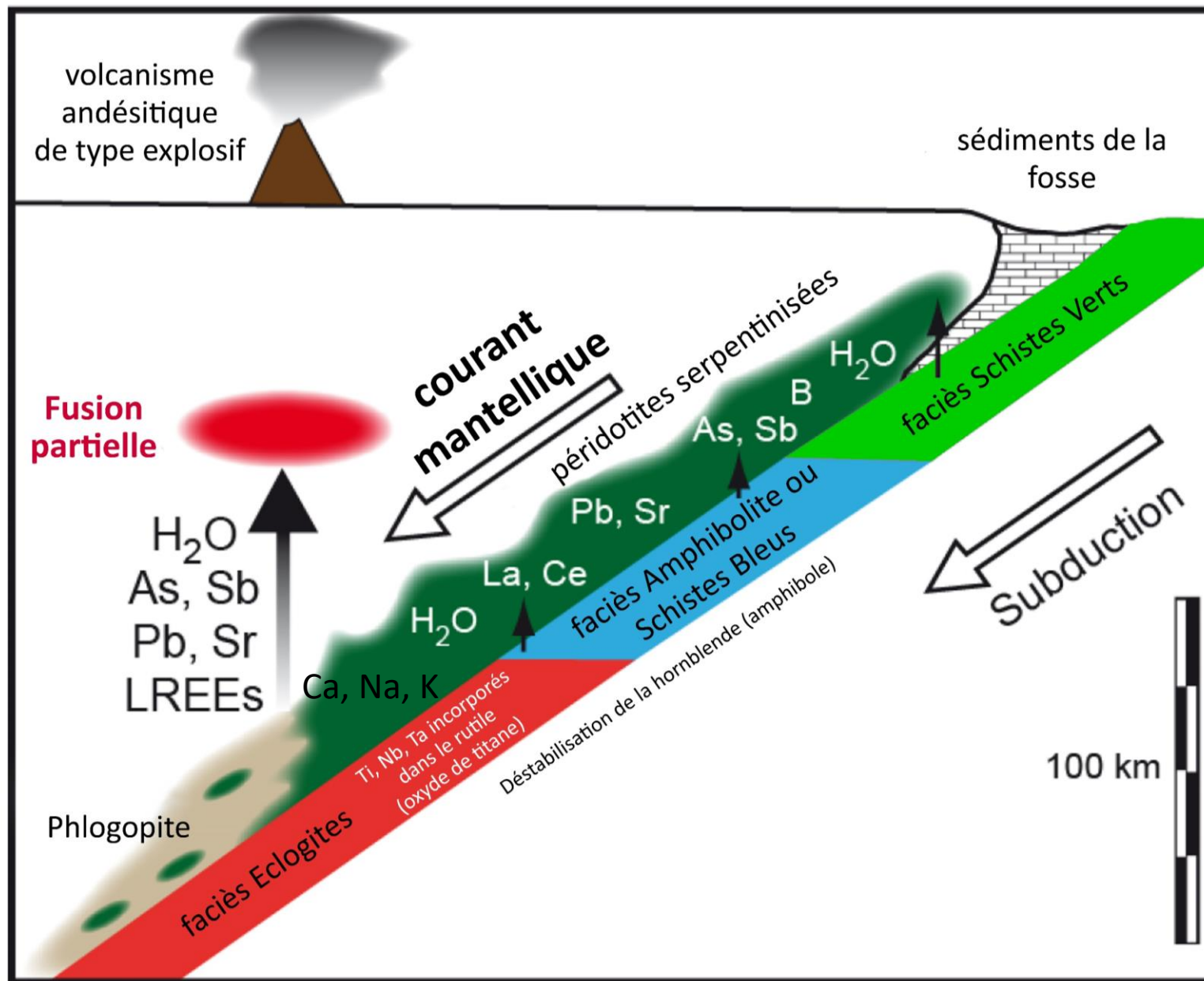
Boue à Foraminifères  
(Mer Adriatique)



Boue à Radiolaires  
(Barbades)







## Déshydratation progressive

Vers 50 km et peut-être moins par déstabilisation de la chlorite, de la phengite et autres phyllosilicates hydratés quand le slab passe du faciès schistes verts au faciès schistes bleus

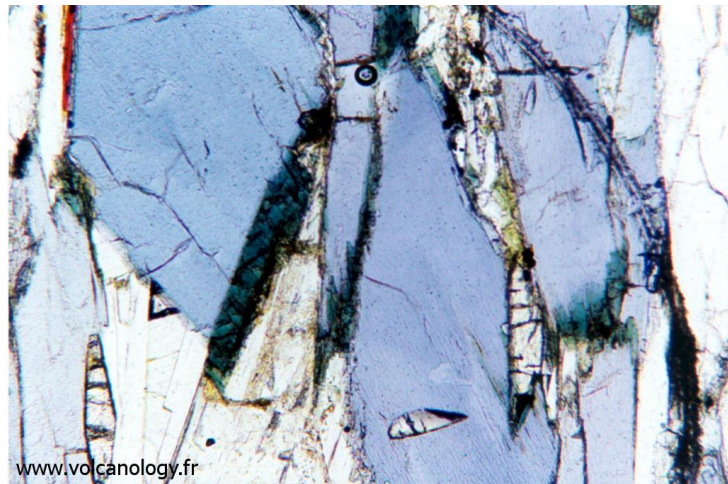
Vers 80- 100 km quand ce sont les amphiboles qui à leur se déshydratent quand le slab va passer du faciès schistes bleus au faciès éclogites.



Glaucothane :  $\text{Na}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$



Métagabbro de Château-Queyras à auréole de glaucophane

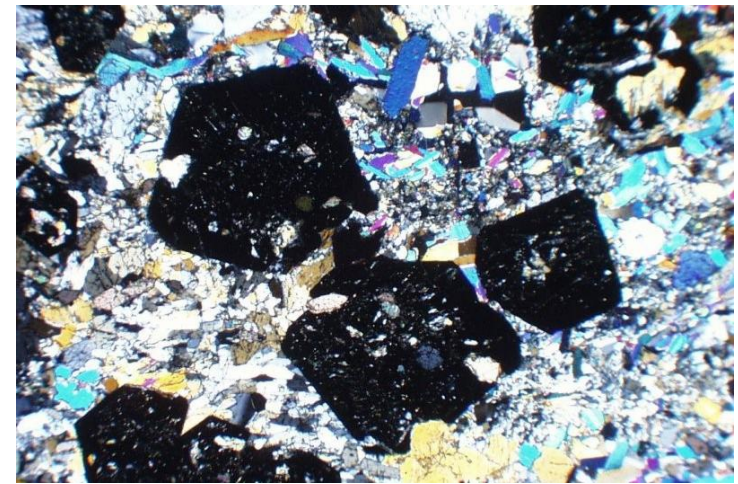


Glaucothane en LPA

Grenat :  $(\text{Fe}^{2+},\text{Mg}^{2+},\text{Ca}^{2+})_3(\text{Al}^{3+})_2(\text{SiO}_4)_3$

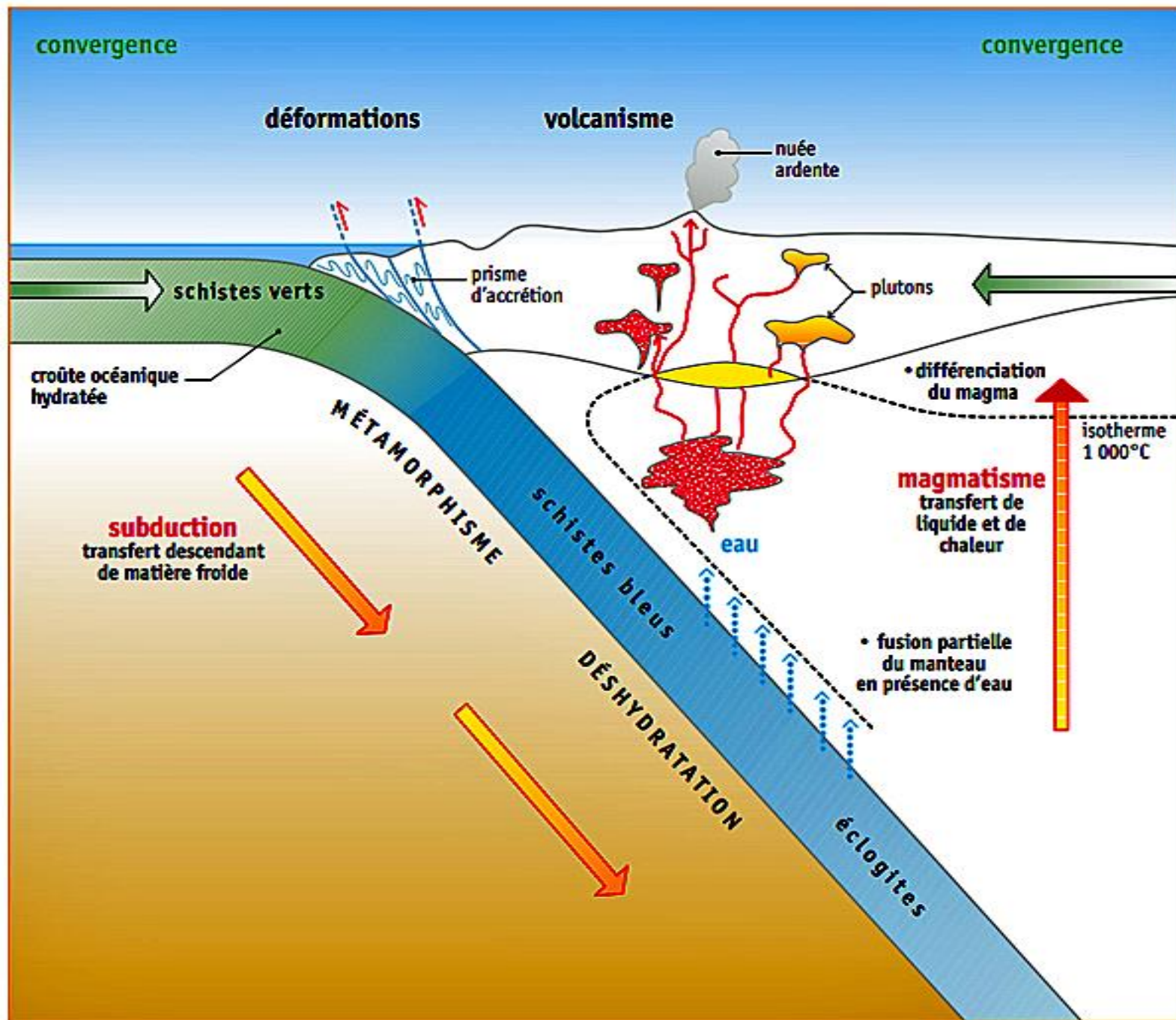


Eclogite de la Compointerie

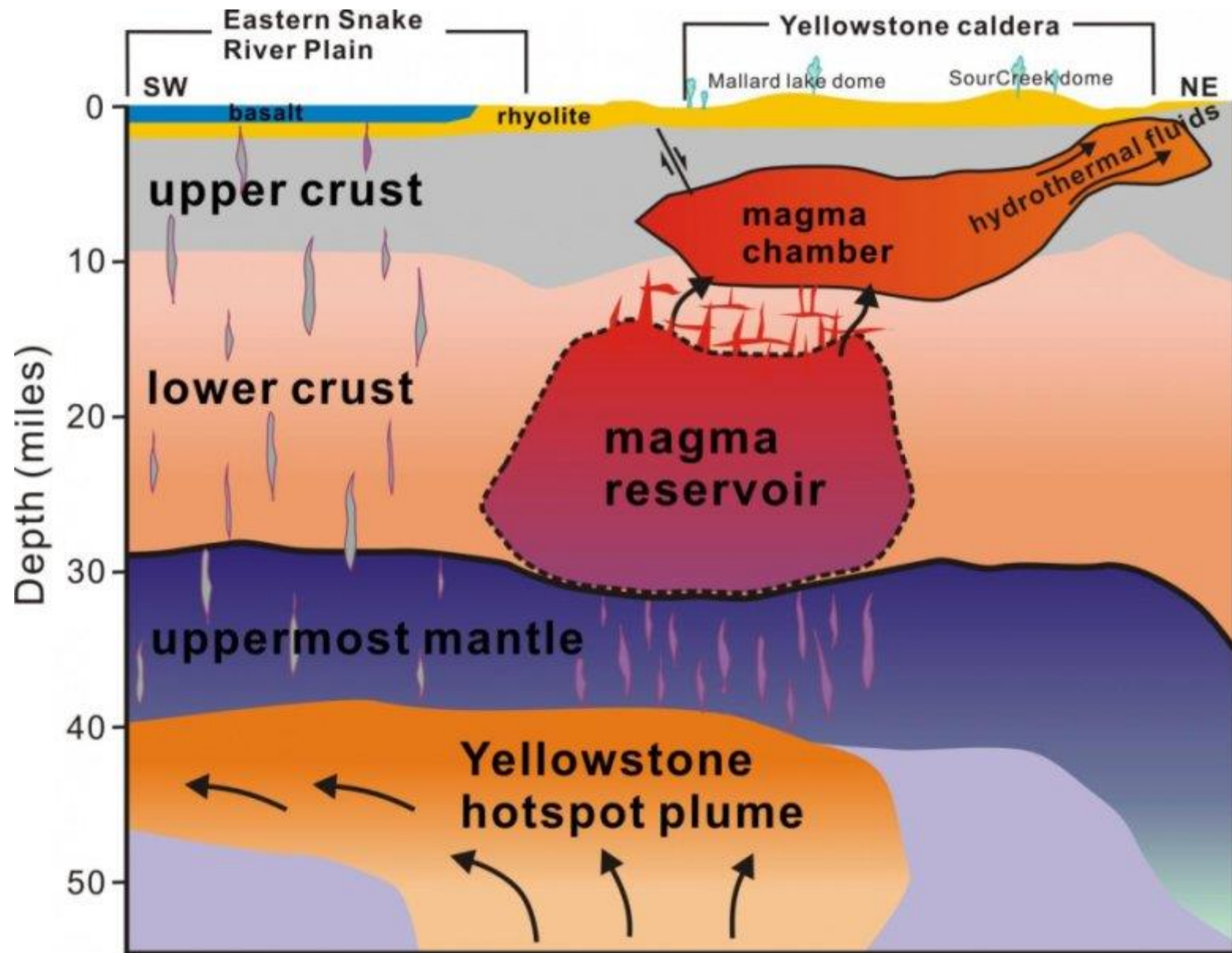


Grenat en LPA

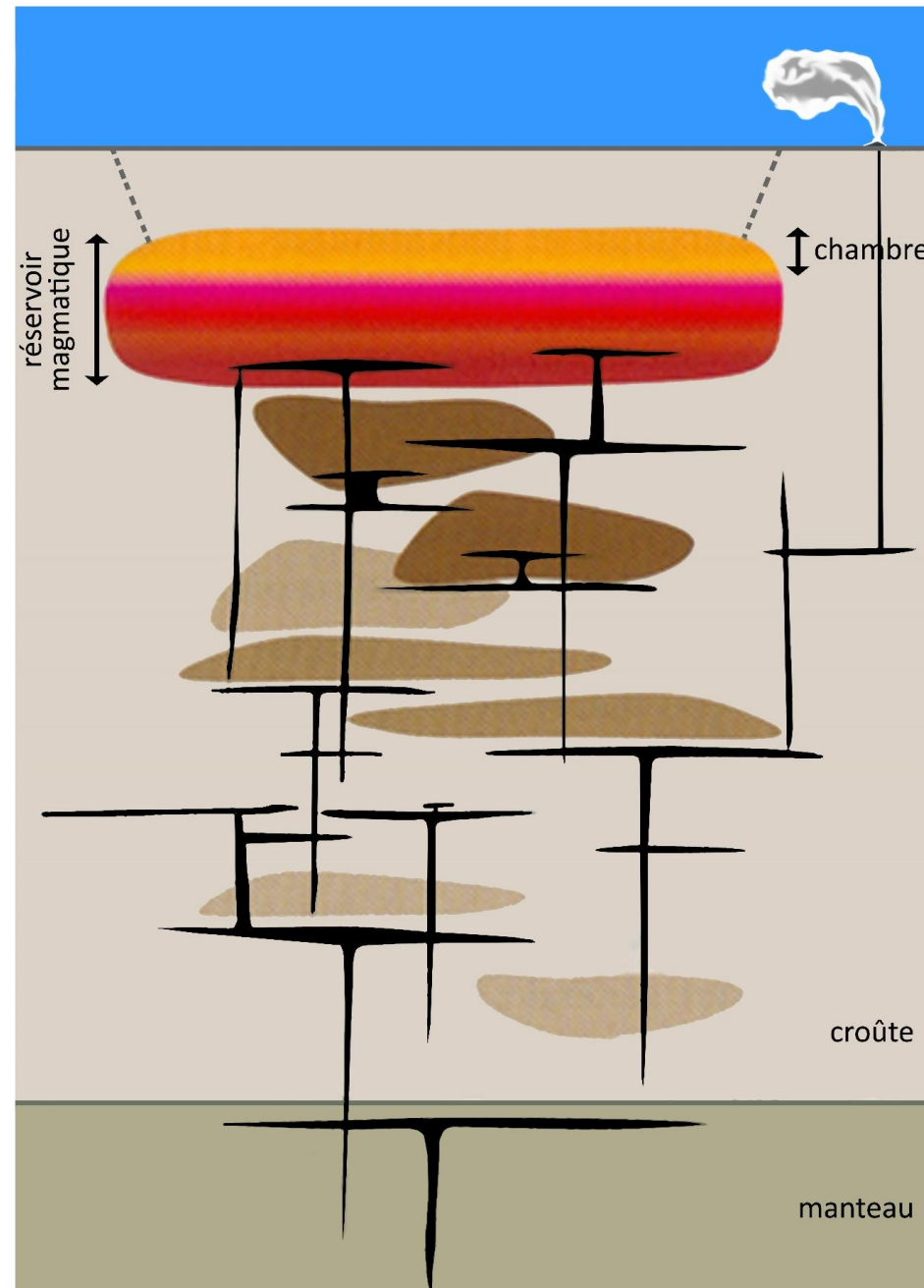
plagioclase + glaucophane  $\rightarrow$  grenat + jadéite + eau







**Complexité  
de la « plomberie » magmatique**





# MASH

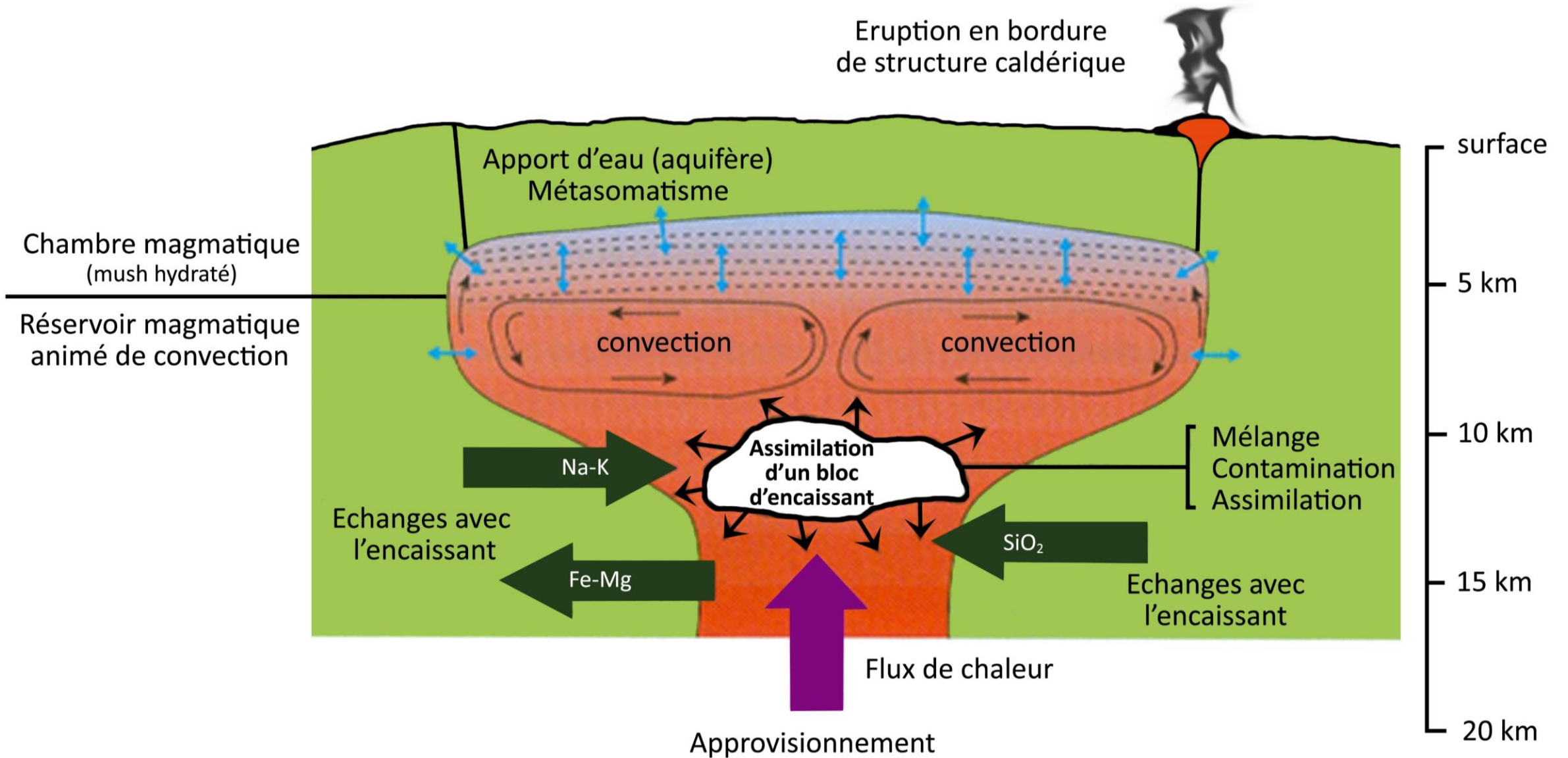
**M** : Melting - fabrication du magma par **fusion mantellique** (et) ou **anatexie de la croûte**

**A** : Assimilation - contamination du magma par l'encaissant au cours de son ascension

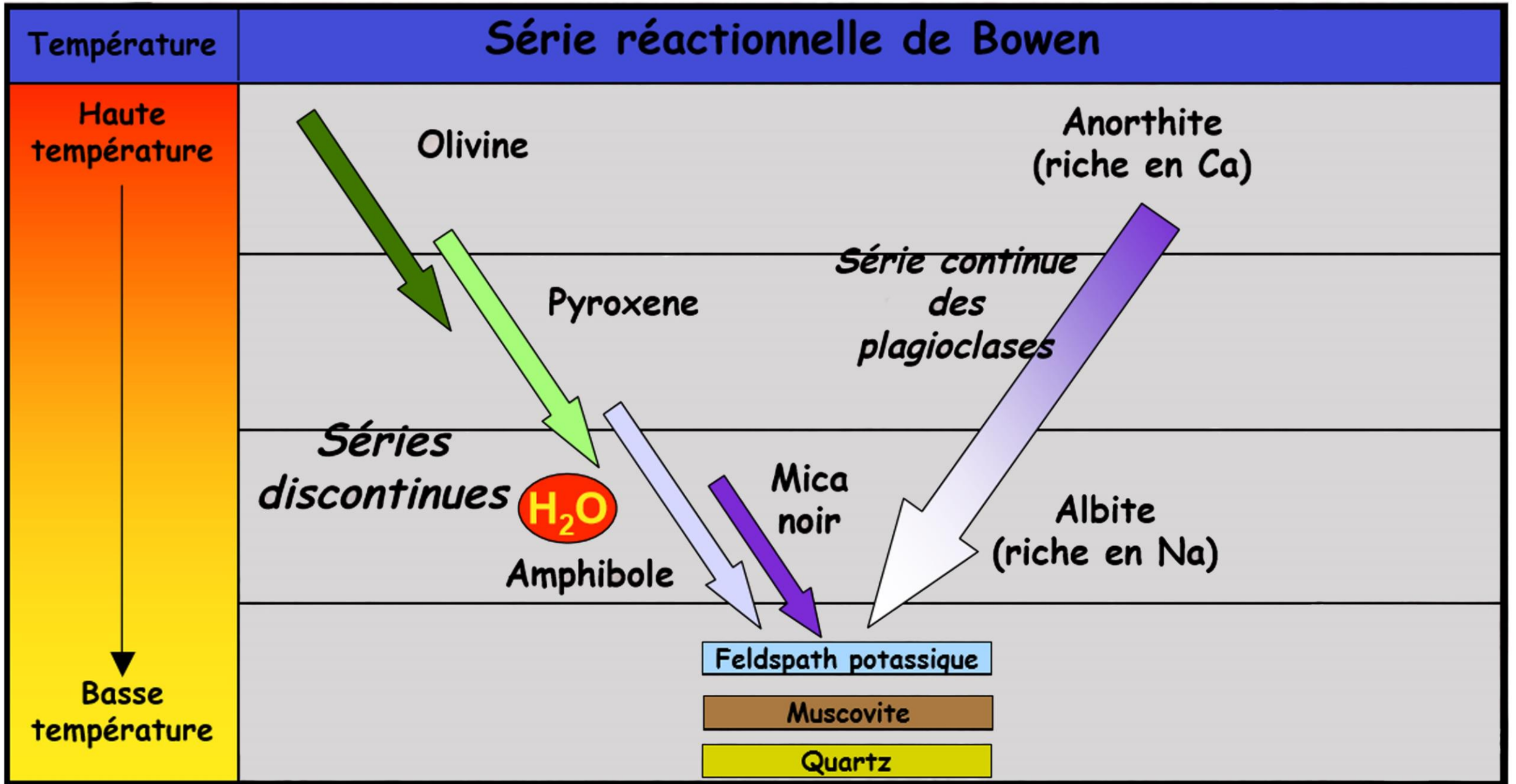
**S** : Storing - stockage du magma dans une (ou plusieurs) chambre(s) magmatique(s)

**H** : Homogénéisation et (ou) Hybridation avec d'autres magmas - le magma perd ses caractéristiques d'origine.

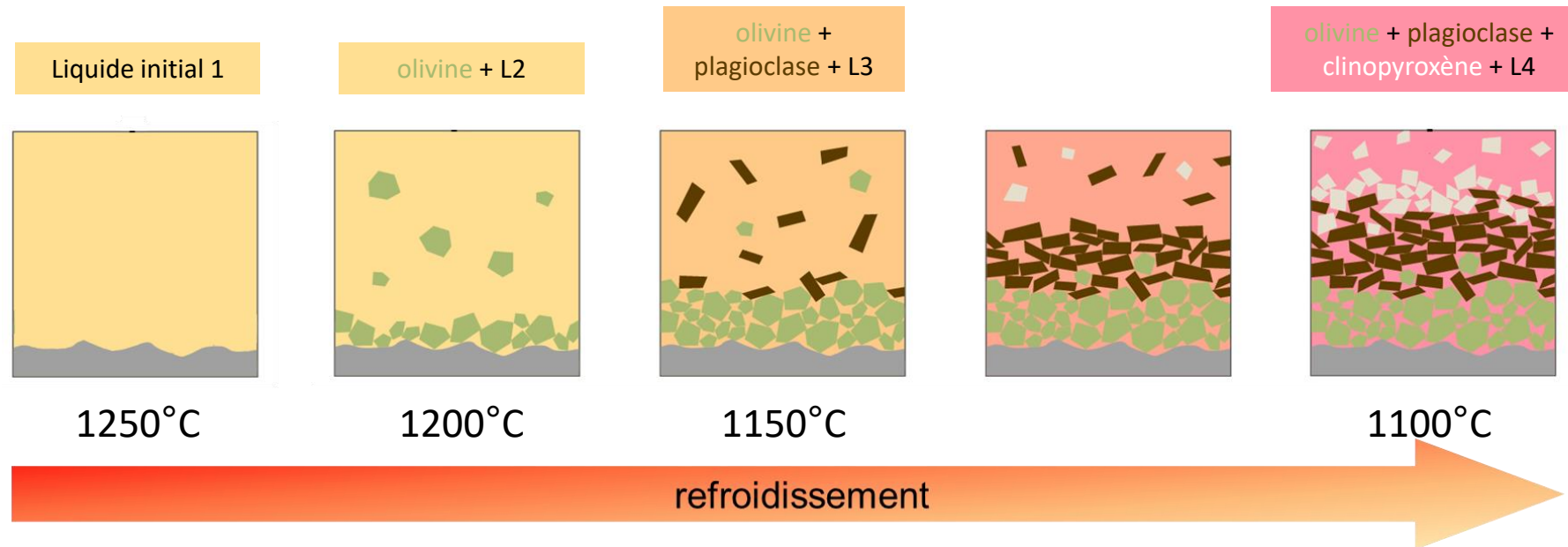
# Représentation schématique des différentes formes de contamination magmatique dans une chambre magmatique intracrustale







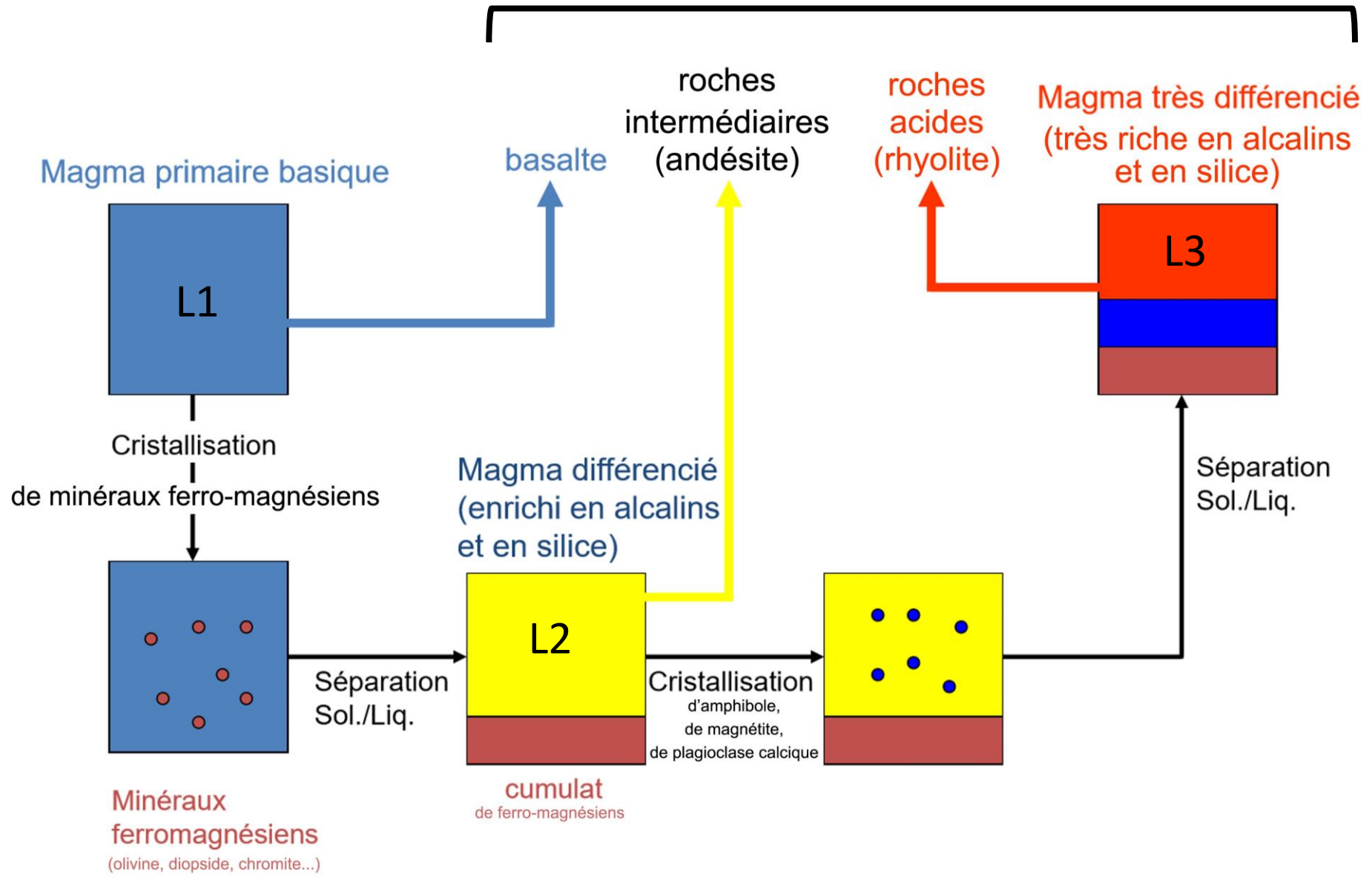
## Schéma simplifié de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique dans une chambre magmatique



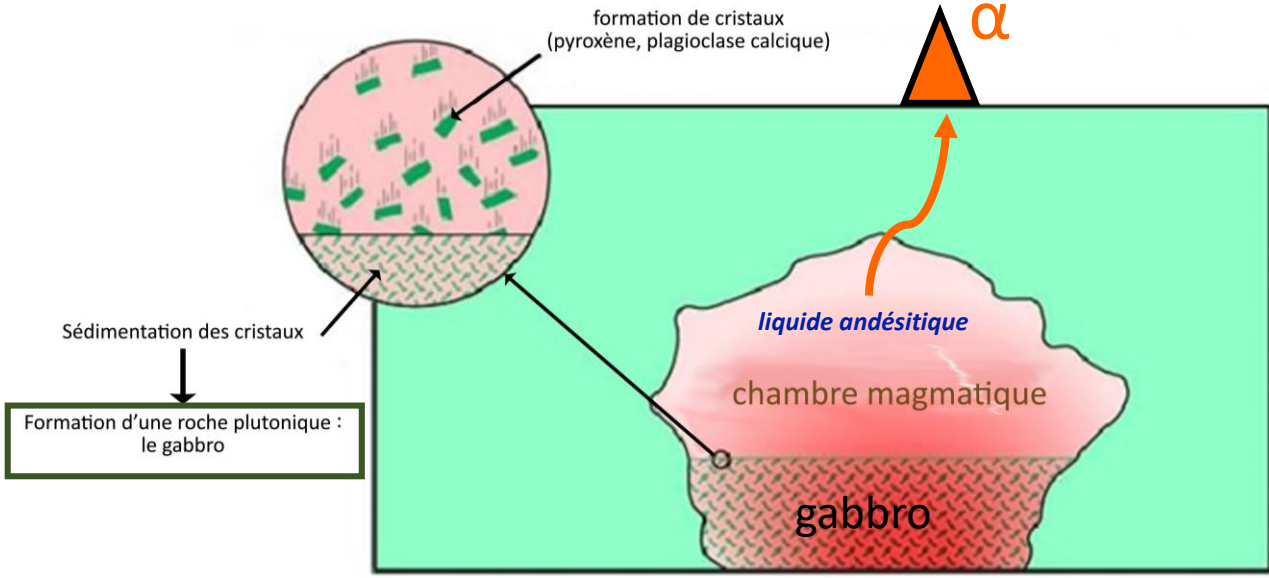
Si à l'une ou à plusieurs des étapes ci-dessus et qui peuvent se dérouler dans des chambres magmatiques différentes, un processus physique sépare les cristaux solides qui ont sédimenté du liquide et qu'une petite fraction de ce liquide est extraite et émise en surface sous la forme de laves, les roches volcaniques obtenues après refroidissement formeront une série magmatique. Par rapport au magma source juvénile, elles seront de moins en moins magnésiennes et calciques et de plus en plus riches en silice, en eau et en éléments incompatibles ( $\text{Na}^+$  et surtout  $\text{K}^+$ ) non intégrés par l'olivine, les plagioclases et les pyroxènes.



# Série magmatique



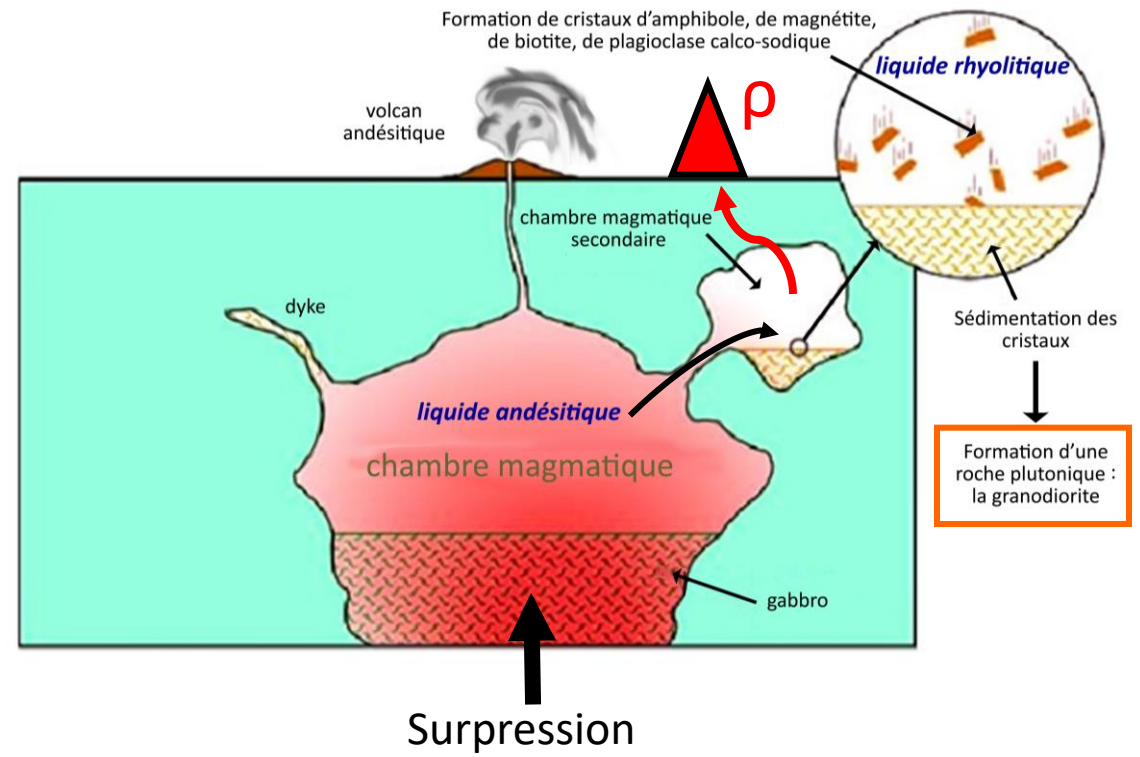
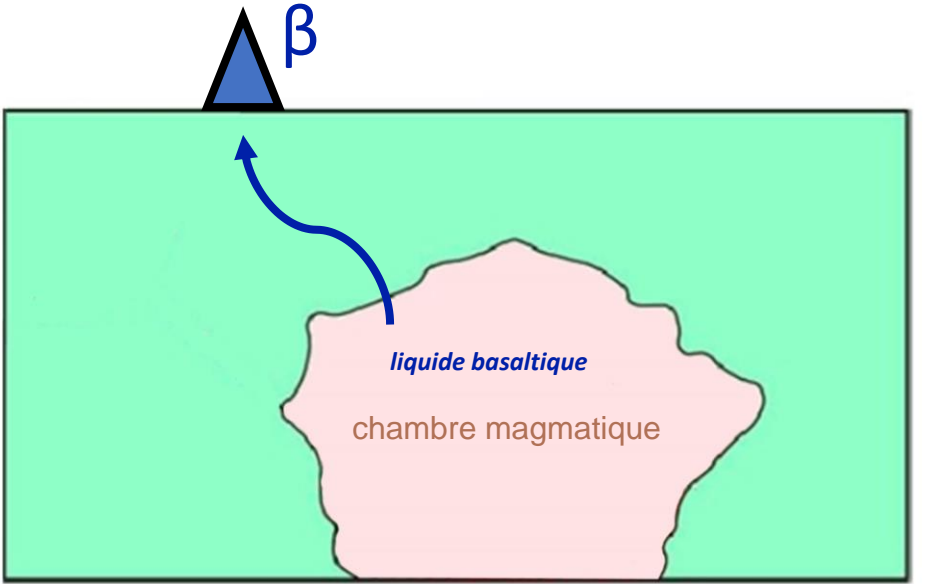
2



Les roches volcaniques  $\beta$ ,  $\alpha$  et  $\rho$  sont co-génétiques, elles sont issues d'un même magma parent. Elles forment une série magmatique.

3

1







Éruption du volcan Copahue  
(frontière Argentine-Chili - décembre 2012)



Éruption plinienne et coulées pyroclastiques du Sarychev  
(Île de Matua, Kouriles, Russie - juin 2009)



Mayon (Philippines - 1984)





<https://www.youtube.com/watch?v=Cvjw9nnwXY>



<https://www.youtube.com/watch?v=Bz7WCttwXQk>



# A retenir

Le magma fabriqué en zone de subduction se forme vers 100 km de profondeur par fusion partielle de la péridotite grâce à un apport d'eau de la plaque qui subducte.

Le magma produit est lui-même riche en eau et aussi en alcalins ( $K^+$ ,  $Na^+$ , ...) et en  $Ca^{2+}$ , ...

Pour atteindre la surface, il devra traverser une croûte continentale très épaisse (~50 km) ce qui ne sera pas facile. Il va beaucoup hésiter !

La tuyauterie est compliquée avec une forte densité de sills, dykes et de nombreuses chambres magmatiques plus ou moins interconnectées.

Dans ces chambres, les magmas vont pouvoir se différencier, se mélanger par mécanisme MASH.

Le volcanisme de zones de subduction est en conséquence très varié mais avec une

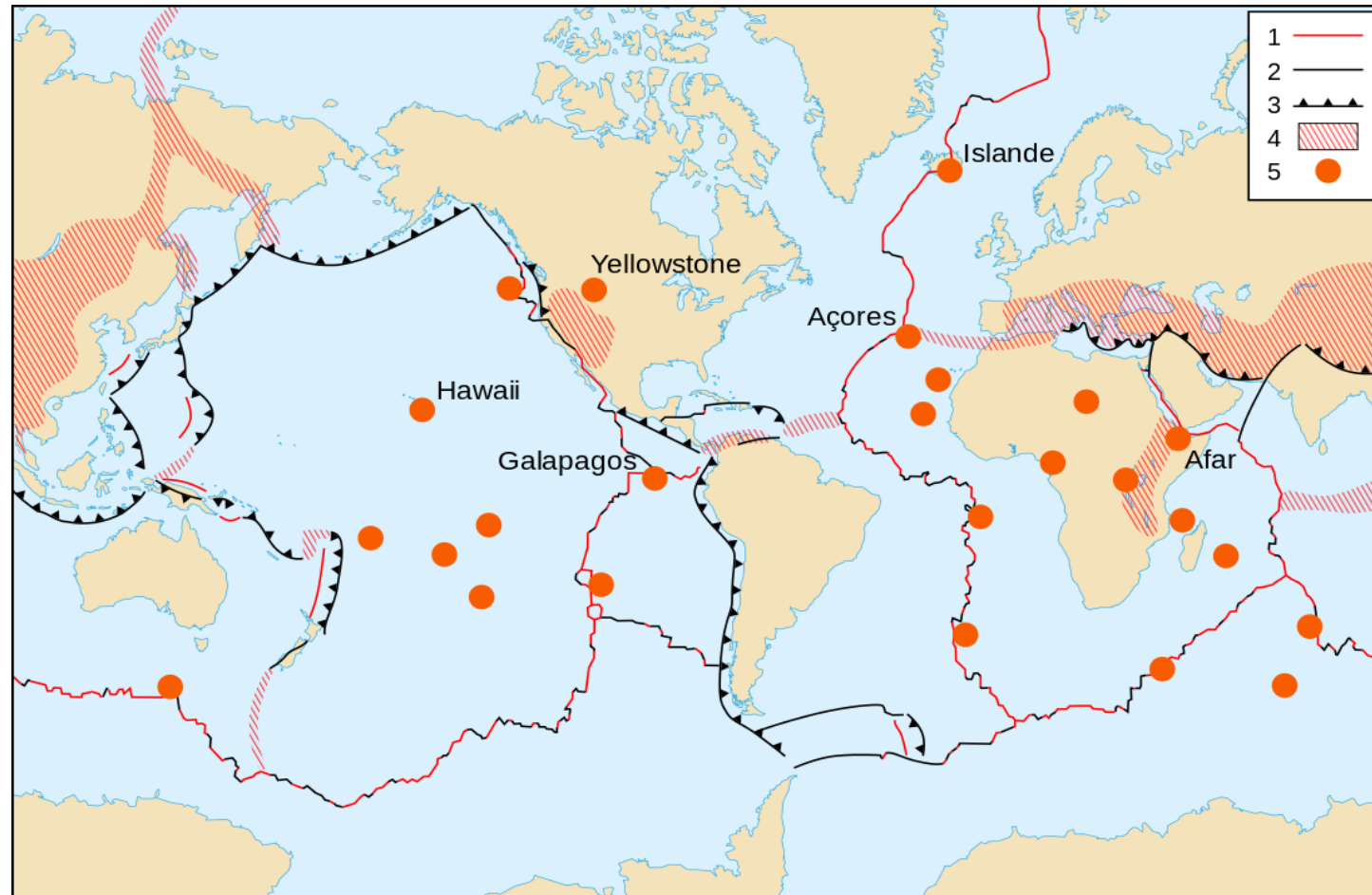


# Le volcanisme de point chaud





## Carte des principaux points chauds mondiaux



### Légende

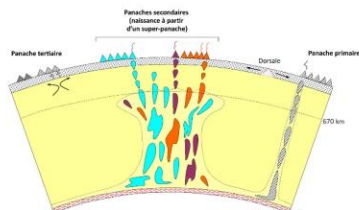
1 : Limite de plaque divergente (dorsale), 2 : Limite de plaque transformante, 3 : Limite de plaque de subduction, 4 : Zones de limite diffuse de plaque, 5 : Sélection de principaux points chauds.

# Les points chauds, une fenêtre sur le manteau profond

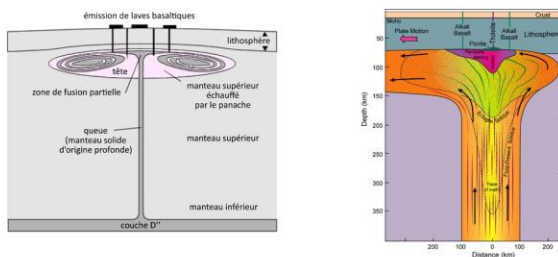
## Le volcanisme de point chaud : une origine profonde

Un point chaud est la manifestation à la surface de la Terre d'une anomalie thermique profonde responsable d'une lente montée de matière (panache ou plume), à l'état solide mais visqueux. Les panaches peuvent prendre naissance au niveau des interfaces :

- Noyau - Manteau inférieur (couche D'') à 2900 km de profondeur : ce sont les panaches primaires comme Hawaii (âgé de 80 Ma), l'Islande (60 Ma), La Réunion (65 Ma), les Afars (30 Ma), Tristan da Cunha (130 Ma) dans l'Atlantique Sud, Les Kerguelen (?)...
- Manteau inférieur - Manteau supérieur à 670 km de profondeur :



La dynamique des points chauds primaires



Un point chaud est généré par un panache mantellique.

Dans le cas des Îles Hawaii ou de l'Île de la Réunion, le panache mantellique naît de la couche D'' (à la limite noyau-manteau, dans les 100 à 200 km situés au-dessus de la discontinuité de Gutenberg). Du matériel chaud et solide remonte ensuite par différence de densité jusque sous la lithosphère.

À ce niveau, le contraste de comportement mécanique entre le panache ductile ascendant et la lithosphère rigide bloque le panache qui s'étale latéralement ; il y a alors formation de la « tête » du panache à la base de la lithosphère. La « tête » d'un panache peut mesurer jusqu'à 2000 km de diamètre pour une épaisseur de 180 km. Et du fait de sa température élevée, supérieure d'environ 300°C à celle du manteau asthénosphérique environnant, elle provoque la fusion partielle de la péridotite mantellique.

C'est à ce moment-là que le point chaud est au maximum de son activité.

## Evolution d'un panache avec le temps

La géométrie d'un panache évolue au cours du temps.

Après résorption de la « tête », c'est la « queue » qui arrive sous le manteau lithosphérique. Elle est d'un diamètre beaucoup plus réduit : sous l'Islande, la queue du panache est un cylindre quasi vertical de 300 km de diamètre, profond de 400 à 700 km et d'une température supérieure de 200°C à celle du manteau avoisinant.

En 1971, MORGAN a proposé que l'arrivée de la « tête » des panaches sous de la lithosphère continentale serait à l'origine des trapps continentaux (ou LIPs pour Large Igneous Provinces), gigantesques épanchements de laves produits en un temps très court (environ 1 Ma). Puis le panache perdant de son importance, c'est la « queue » qui plus tard serait responsable de la formation des alignements d'îles volcaniques. MORGAN a ainsi mis en relation certains points chauds avec la trace de plateaux basaltiques sous-marins et de trapps continentaux.

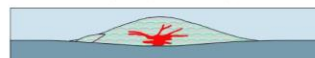
Deux exemples :

- Dans l'Océan Indien, l'alignement point chaud de La Réunion - Île Maurice - Plateau des Mascareignes - Chagos - Maldives - Laccadives
- Trapps du Deccan qui signe la dérive du continent indien au-dessus du point chaud de La Réunion.

- Dans l'Atlantique Sud, les alignements symétriques point chaud Tritan da Cunha - Ride du Rio Grande - Trapps du Parana au Brésil vers l'Ouest et point chaud Tritan da Cunha - Ride de Walvis - Trapps de l'Etendeka en Namibie vers l'Est situés de part et d'autre de la dorsale médio-Atlantique.

## La formation des volcans boucliers sur le plancher océanique

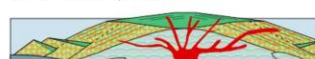
1) Construction d'un mont sous-marin sur le plancher océanique avec des laves alcalines. Exemple de La Réunion



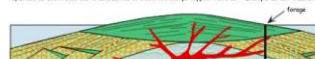
2) Stade bouclier sous l'eau : 95% de l'édifice se construit en échantant des laves fluides, transformées en bouillottes. Aucun écoulement visible.



3) Stade bouclier hors de l'eau - Exemple actuel : Kilauea



4) Stade de déclin avec des laves alcalines et différenciées qui supportent l'édifice - Exemple actuel : Mauna Kea



Les volcans boucliers sont des volcans issus de la fusion du manteau au niveau de points chauds. Cette appellation vient du profil aplati et arrondi de ces volcans qui ressemble à celui des boucliers ronds des guerriers germaniques. Cette forme caractéristique est due à la grande fluidité des laves basaltiques qui peuvent s'épancher sur de longues distances et sur une faible épaisseur.

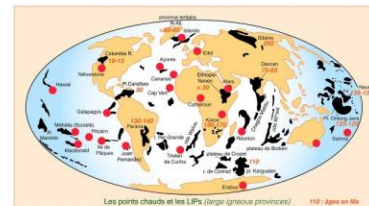
Le mode d'édification d'un volcan bouclier est marqué par trois étapes principales :

- Le stade initial (a) correspond à la mise en place d'un mont sous-marin sur le plancher océanique avec l'émission de magma basaltique alcalin en faible quantité. Cette chimie est à relier à un faible taux de fusion partielle au début de la mise en place du point chaud sous une lithosphère « neuve ».
- Le stade bouclier (b et c) constitue la principale phase de construction du volcan. La production magmatique augmente et les laves sont émises en plus grande quantité avec une chimie tholéiitique ou transitionnelle, plus riche en silice et plus pauvre en alcalins. 95% du volume du volcan se constitue. Le volcan croît sous l'eau (b) puis émerge (c).
- La dernière étape est le stade de déclin d'activité (d) qui se traduit par une baisse de la fréquence des éruptions et du taux de la production magmatique (2% du volume de l'édifice). La composition des laves émises par de petits cônes stromboliens évolue vers des chimismes plus sous-saturés et différenciés (hawaïite, mugéarite, trachyte).

Un volcan bouclier est ainsi constitué essentiellement par l'accumulation de coulées basaltiques sur une épaisseur considérable.

À titre d'exemple, à Hawaii, le Mauna Loa culmine à 4170 m au-dessus du niveau de la mer et repose sur des fonds océaniques de plus de 4000 m ! Il représente donc un édifice volcanique conique de près de 8000 m de hauteur !

Remarque : Le stade bouclier coïncide avec la position du volcan actif à l'aplomb du panache. Au cours du stade de déclin, le panache est désaxé par rapport au volcan qui commence à migrer avec la plaque qui le porte.

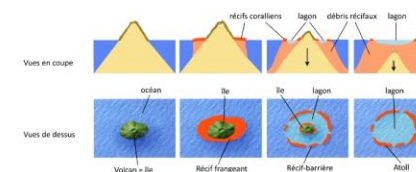
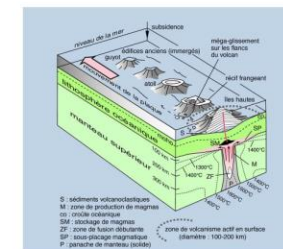


Les points chauds et les LIPs



Trapps du Deccan (Inde) :  
Age : environ 65 Ma, contemporains de la disparition des Dinosaures

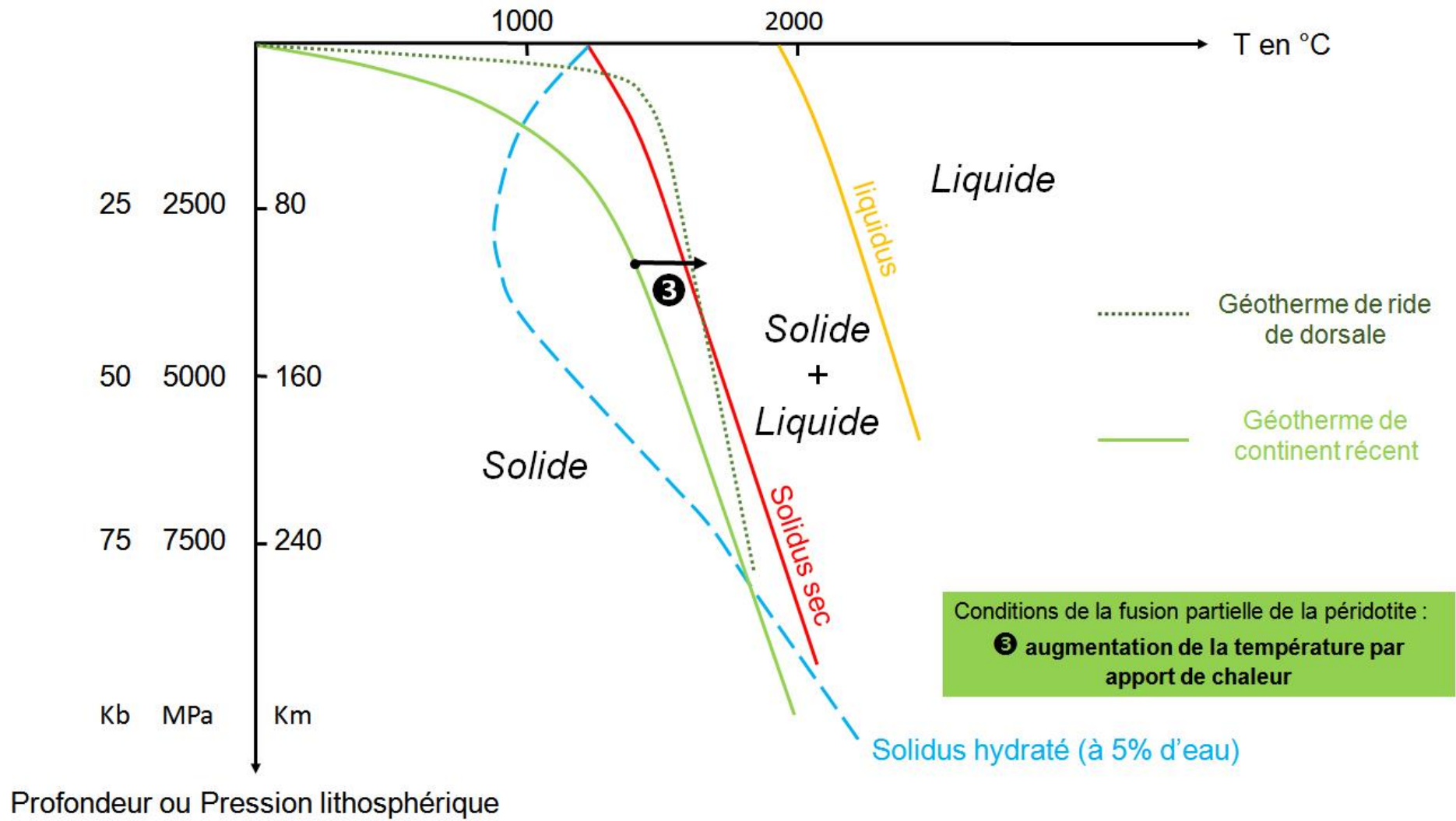
## La formation d'un atoll

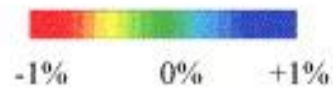
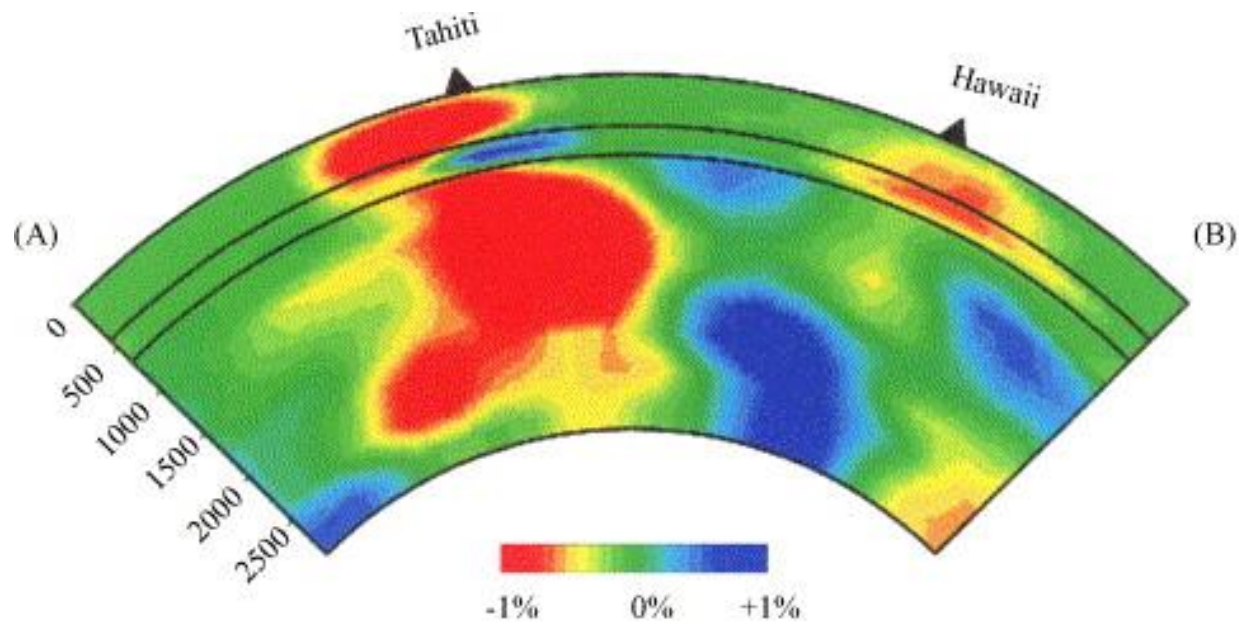
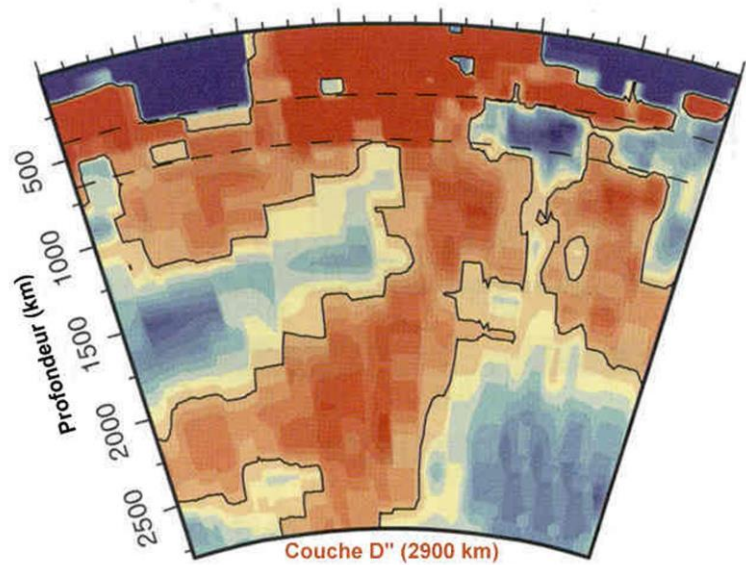
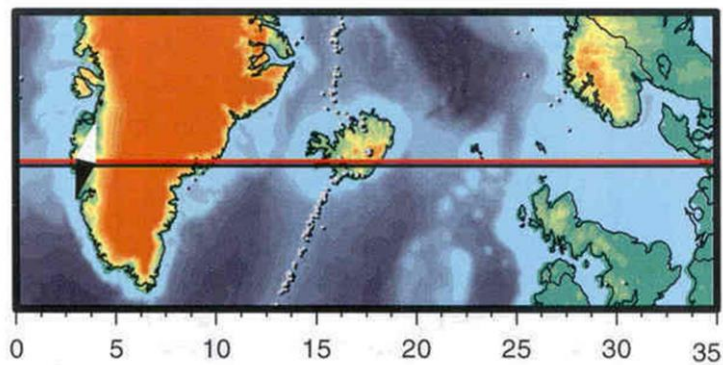


La subsidence thermique du plancher océanique, c'est-à-dire son enfoncement par refroidissement quand il s'éloigne du point chaud, est responsable de la transformation du récif frangeant en récif-barrière puis en atoll.

Si lors de sa migration, l'atoll dépasse les Tropiques, les conditions de la vie récifale se détériorent, la subsidence l'emporte alors sur la croissance verticale et vers le haut du récif et l'atoll se transforme en guyot.









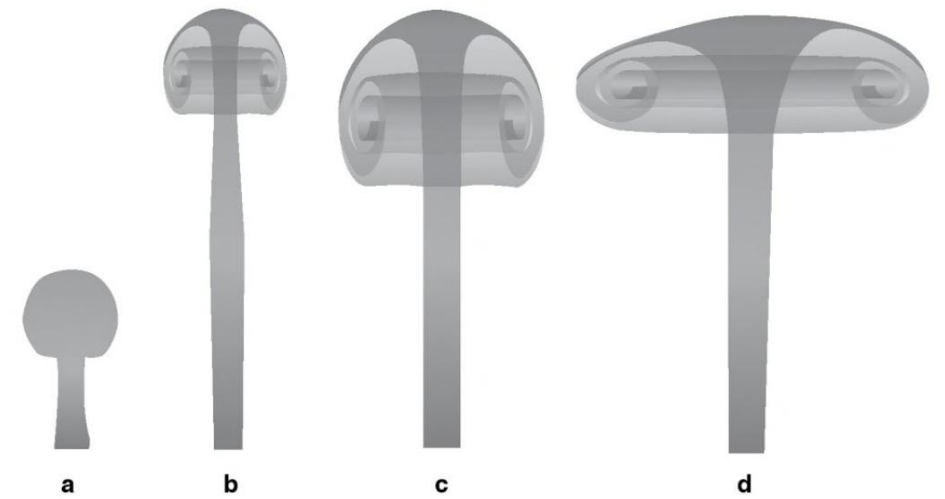
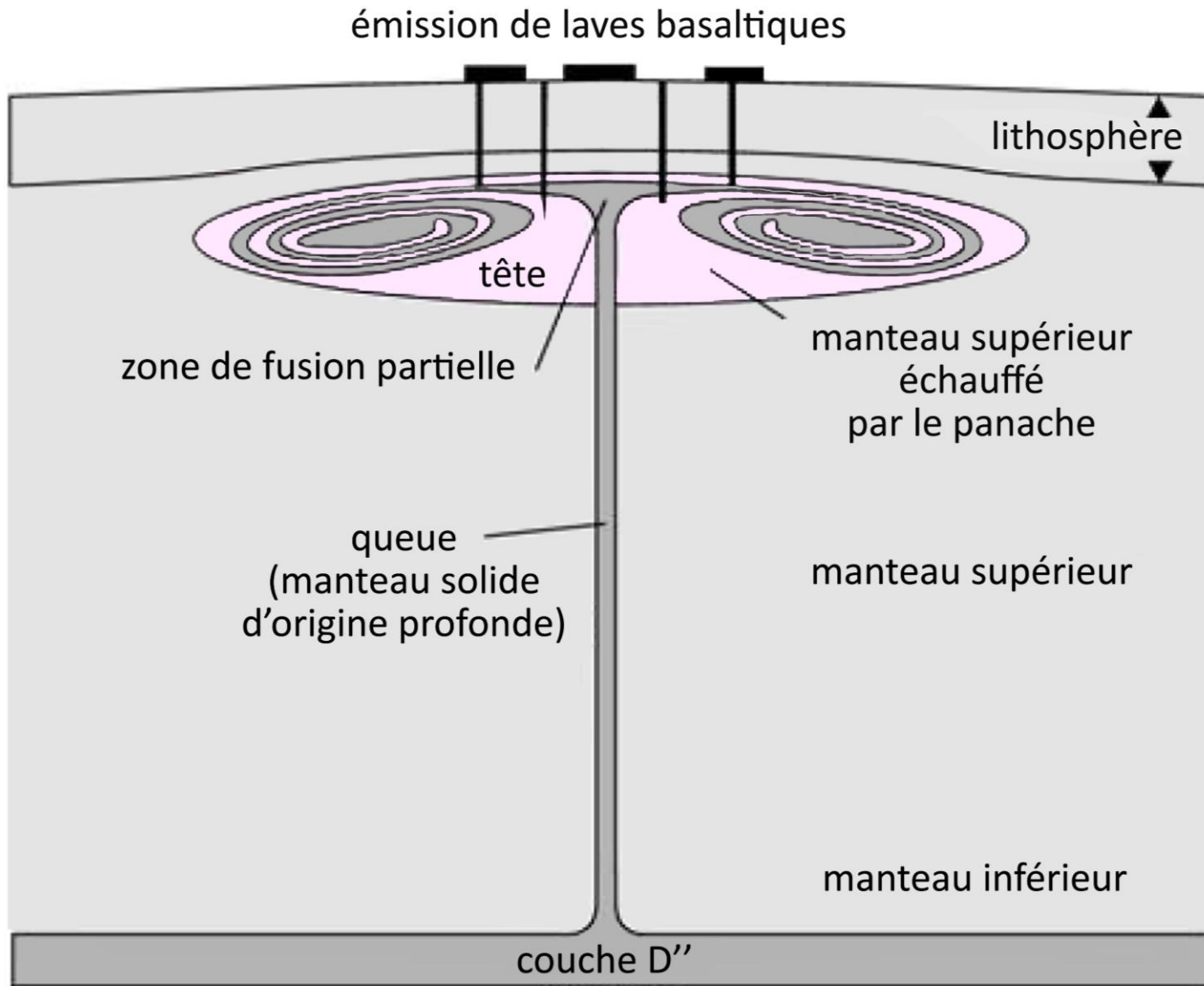
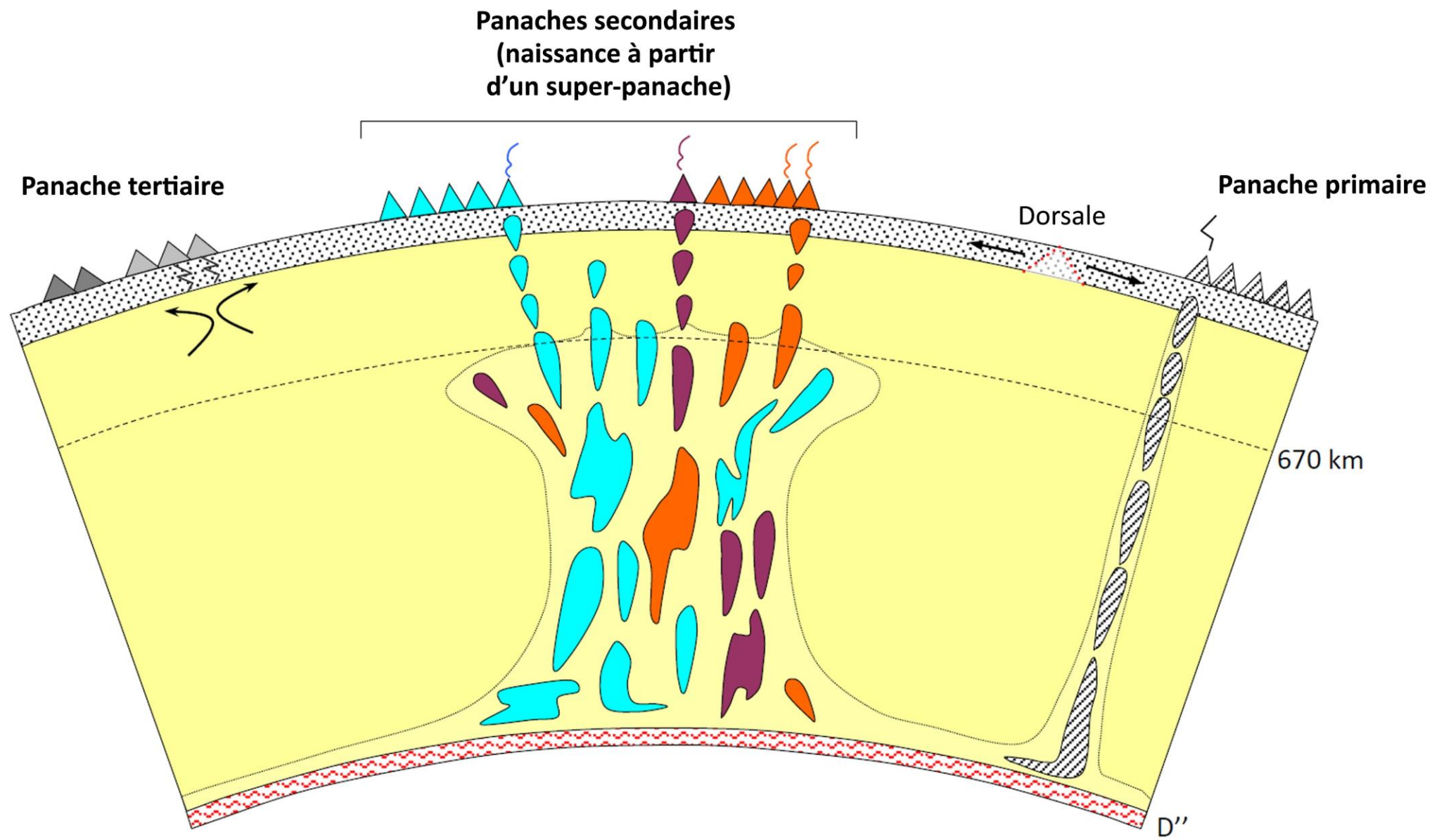
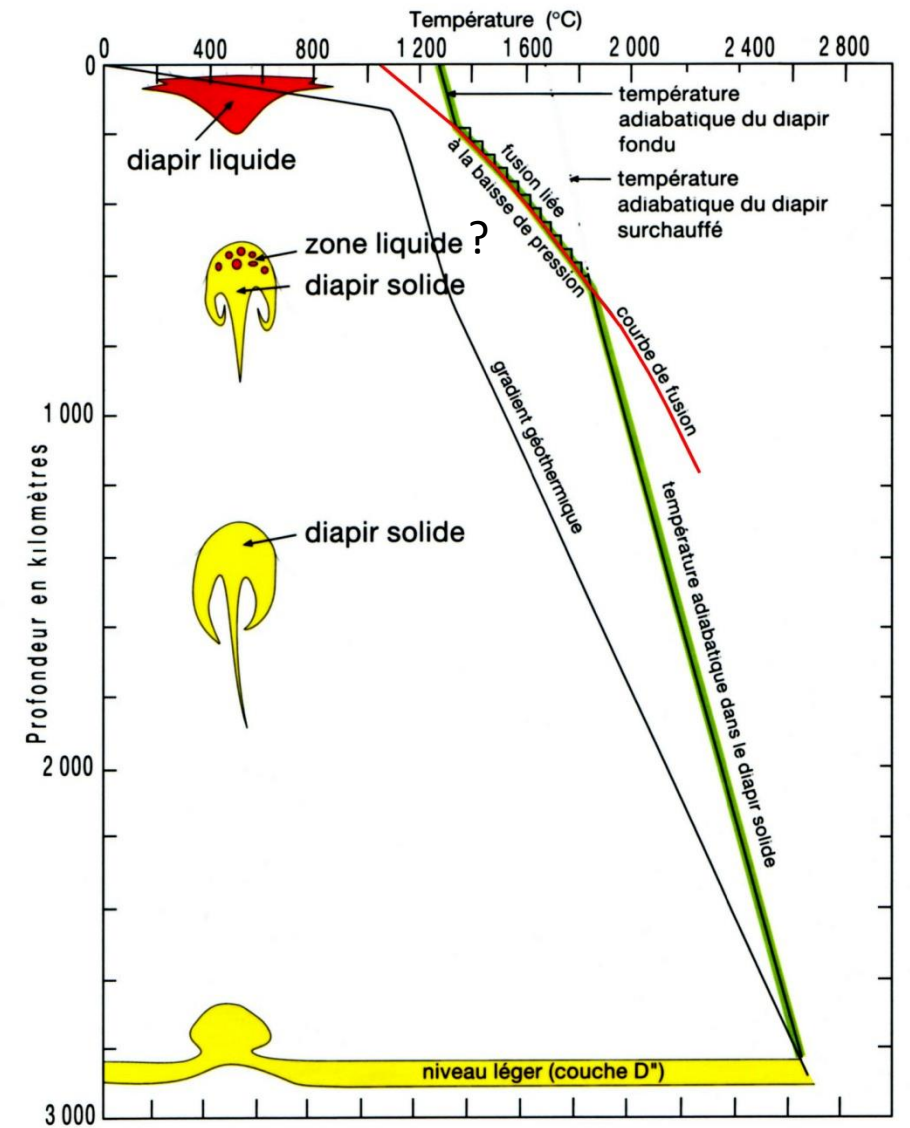
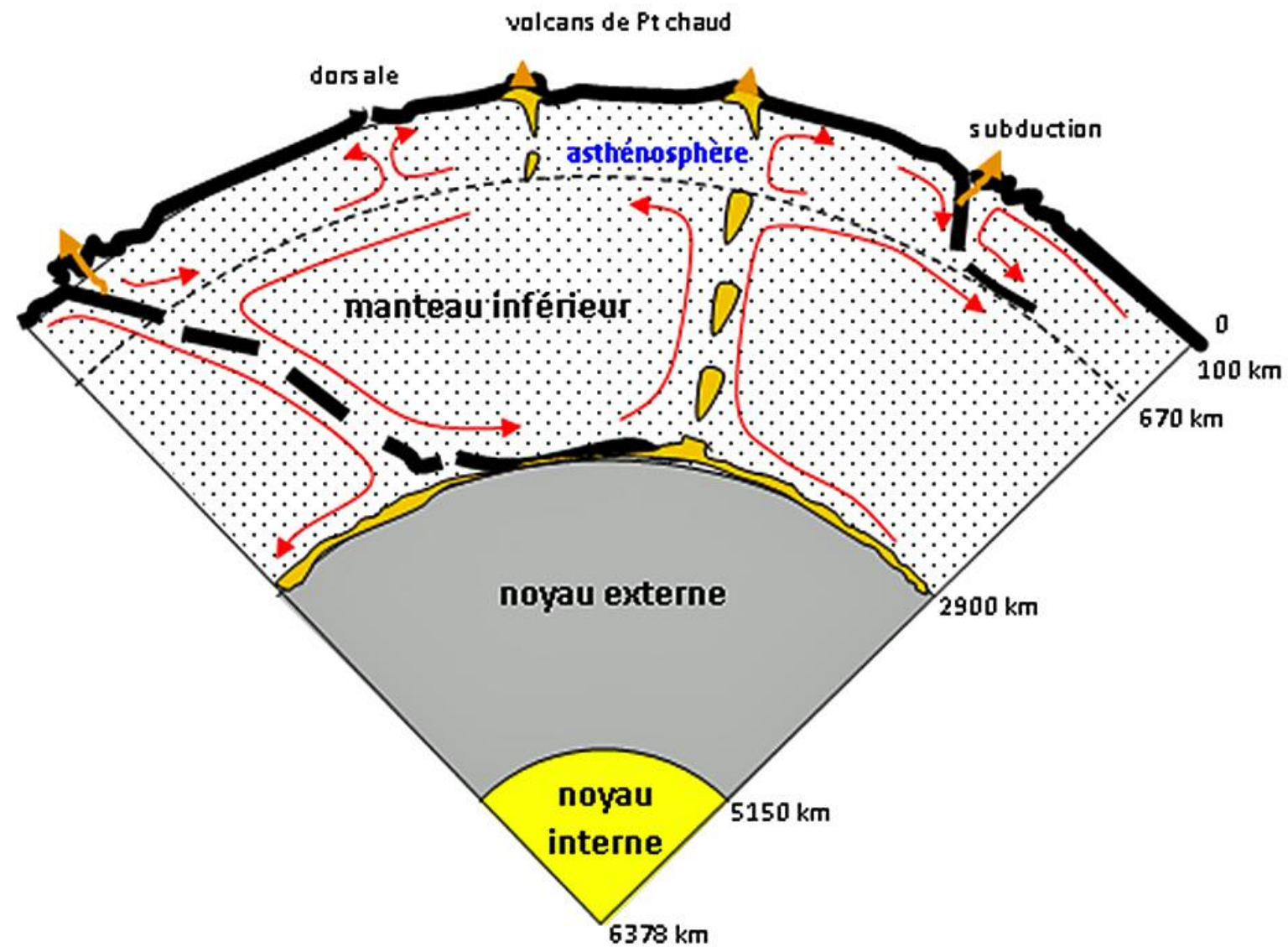


Photo de gauche pose pb car litho alors que étalement à 670 km

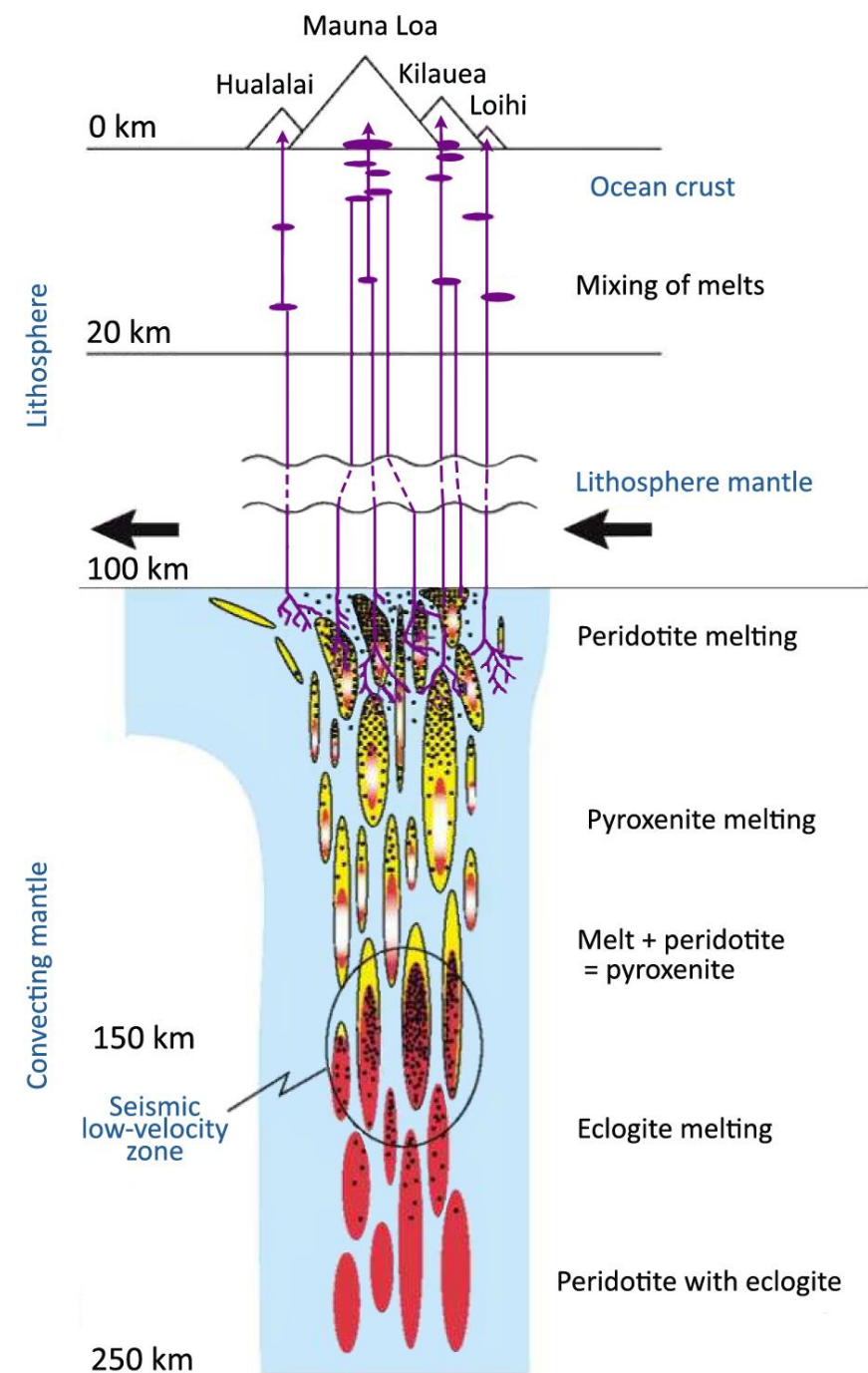
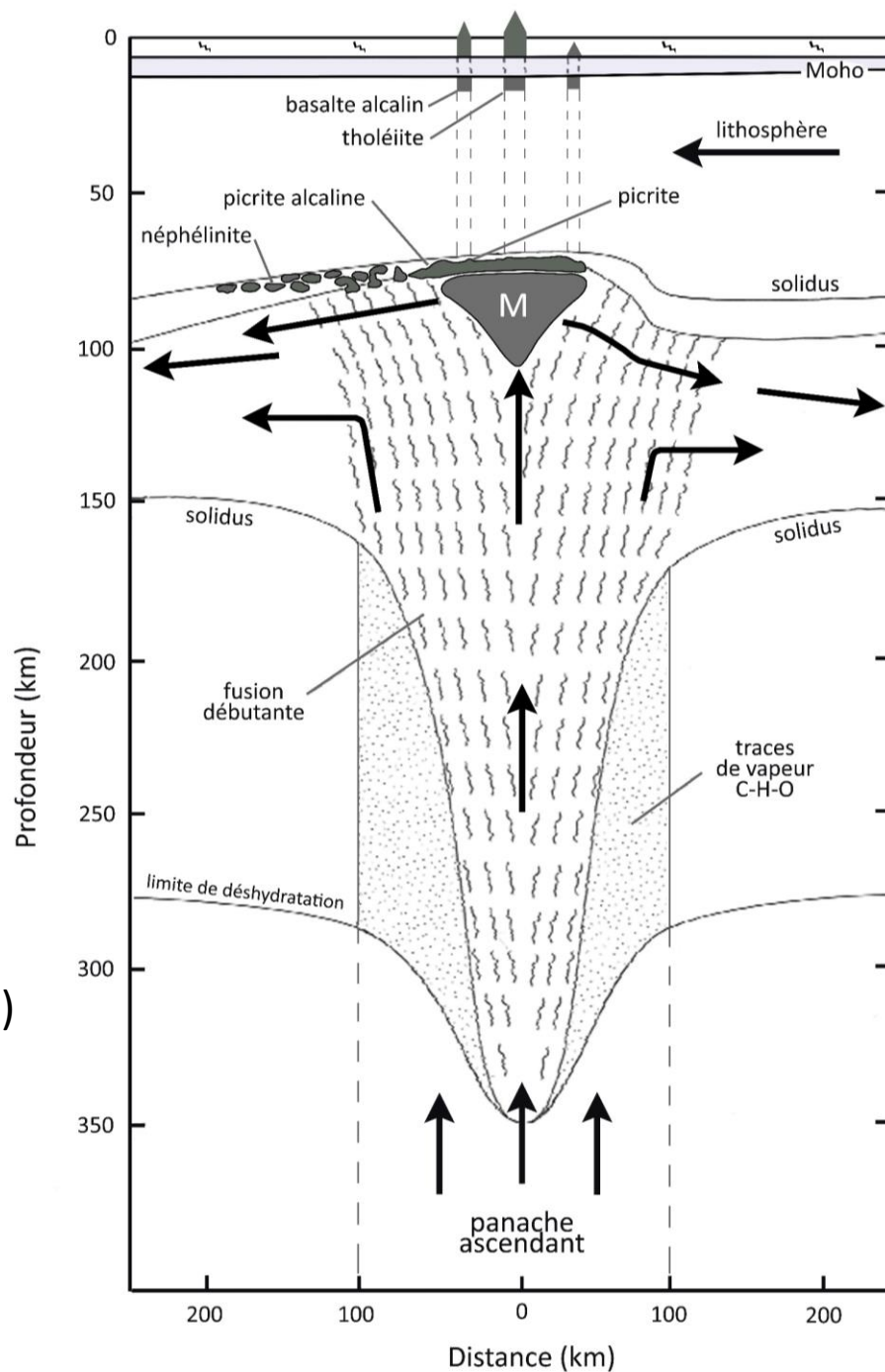




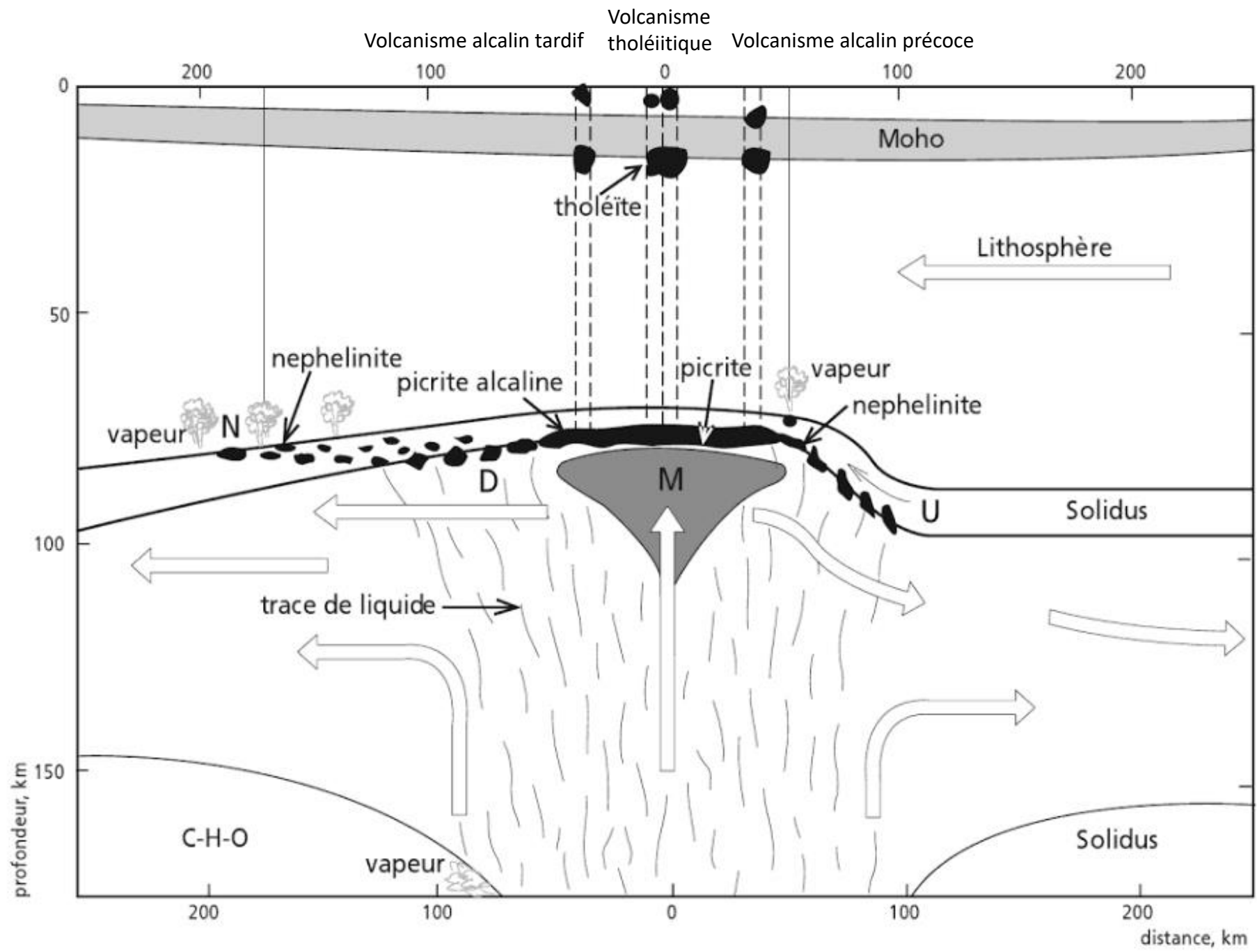
# Naissance et montée des diapirs mantelliques



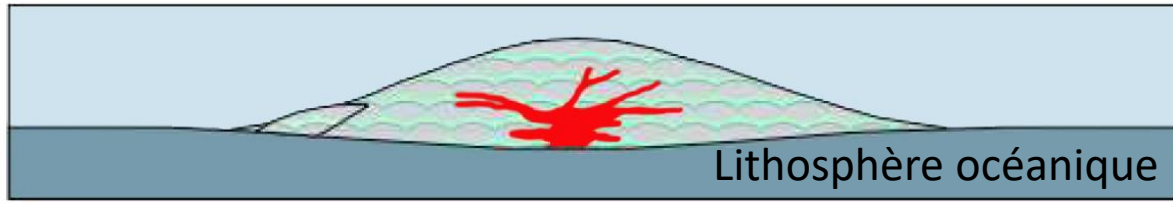
Evolution du magmatisme au cours du temps et déplacement de la lithosphère à l'aplomb du point chaud (d'après P. Wyllie, 1988)



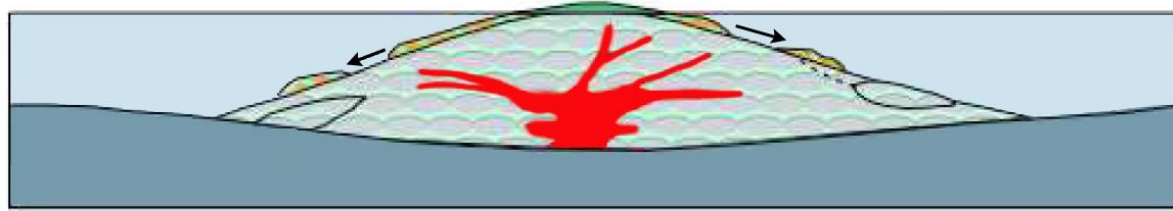




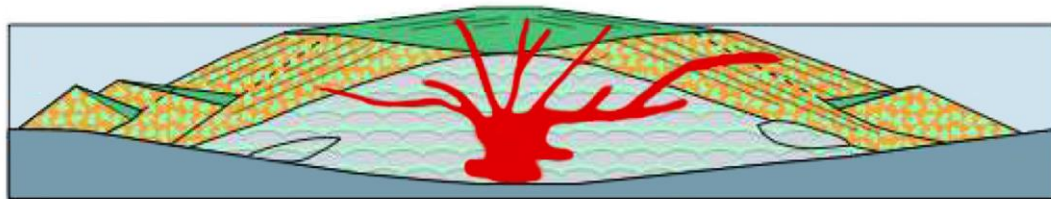
a) Construction d'un mont sous-marin sur le plancher océanique avec des laves alcalines - Exemple du Loihi



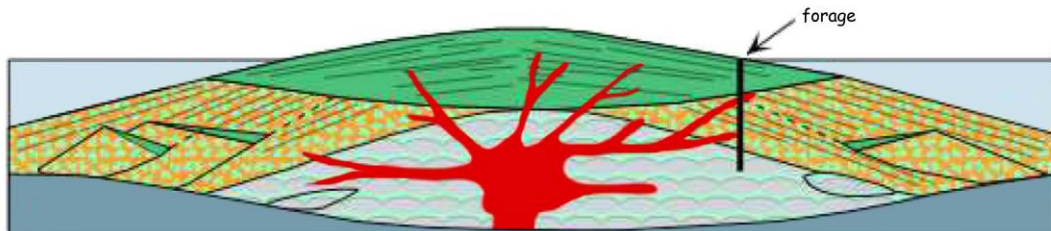
b) Stade bouclier sous l'eau : 95% de l'édifice se construit en émettant des laves tholéïtiques, transitionnelles ou alcalines - Aucun exemple actuel connu



c) Stade bouclier hors de l'eau - Exemple actuel : Kilauea

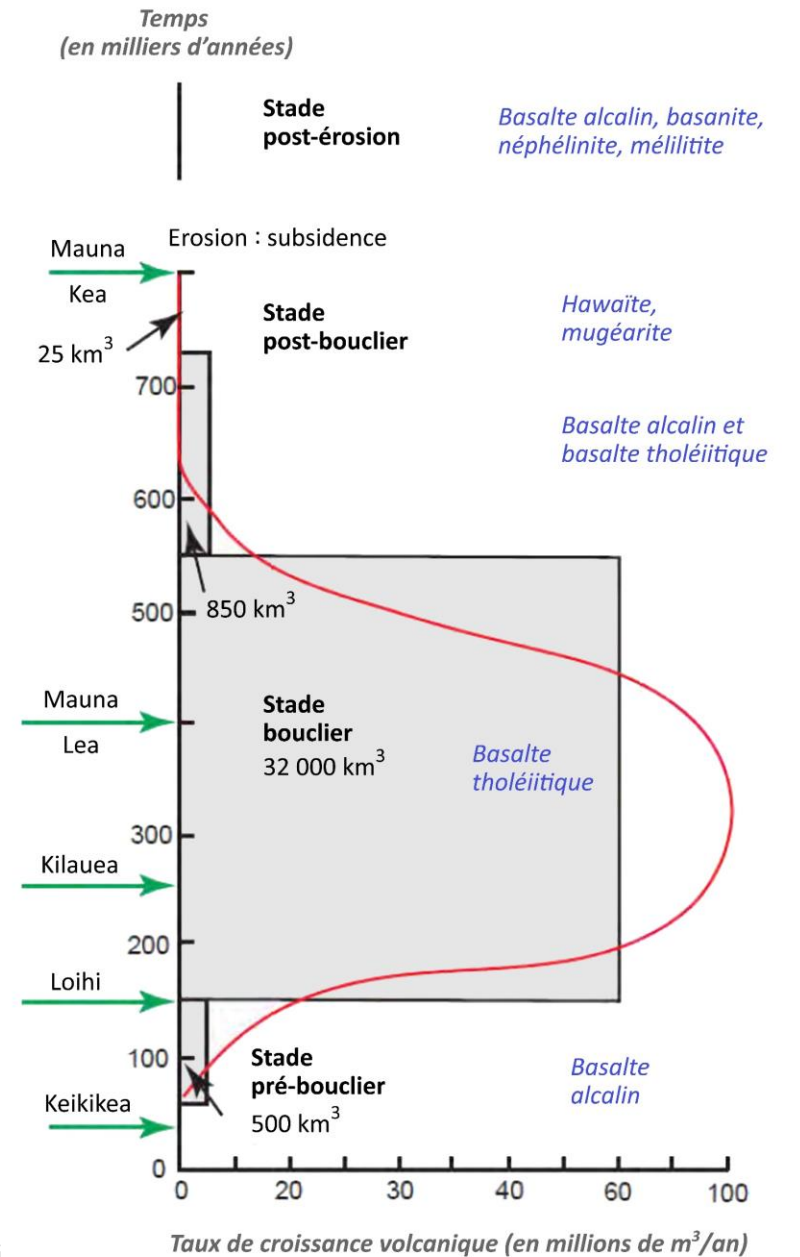


d) Stade de déclin avec des laves alcalines et différenciées qui nappent l'édifice - Exemple actuel : Mauna Kea



## Diversité des émissions volcaniques pour l'archipel d'Hawaï

(d'après F.A. Frey et al., 1990 ; M.G. Best et E.H. Christensen, 2001 ; M. Best, 2003)





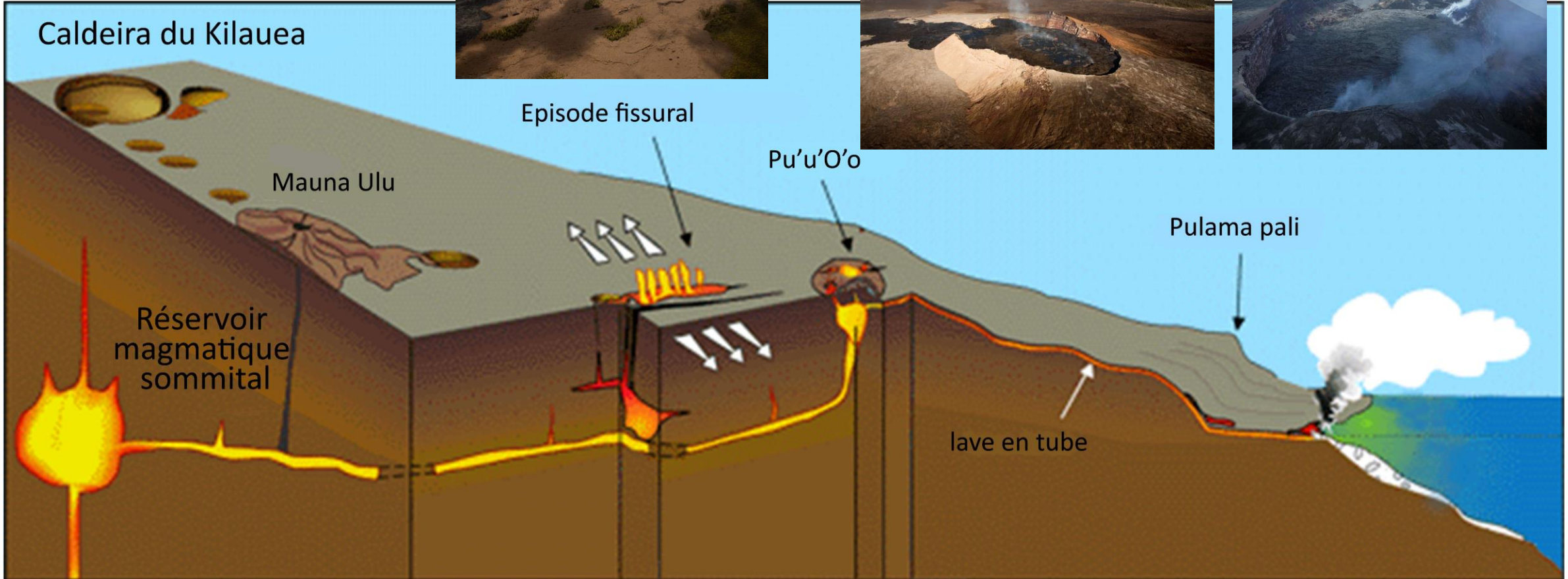
Eruption fissurale du Kamoamo



Vue aérienne du Pu'u 'Ō'ō avec, au dernier plan, le Halema'uma'u fumant et le Mauna Loa.



Le Pu'u 'Ō'ō avant l'effondrement du fond de son cratère.



Eruption du Kilauea : décembre 1959 – janvier 1960

Eruption du Mauna Ulu : de 1969 à 1974

Eruption du Pu'u 'Ō'ō : a débuté en 1983 et se poursuit toujours !





Coulée de lave



Fontaine de lave



Lave cordée Pahoehoe



Cheveux de Pelé

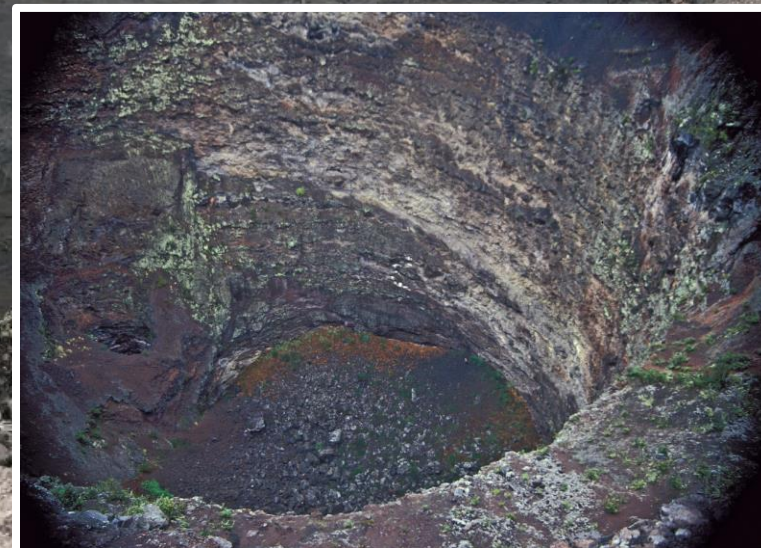


Tunnel de lave





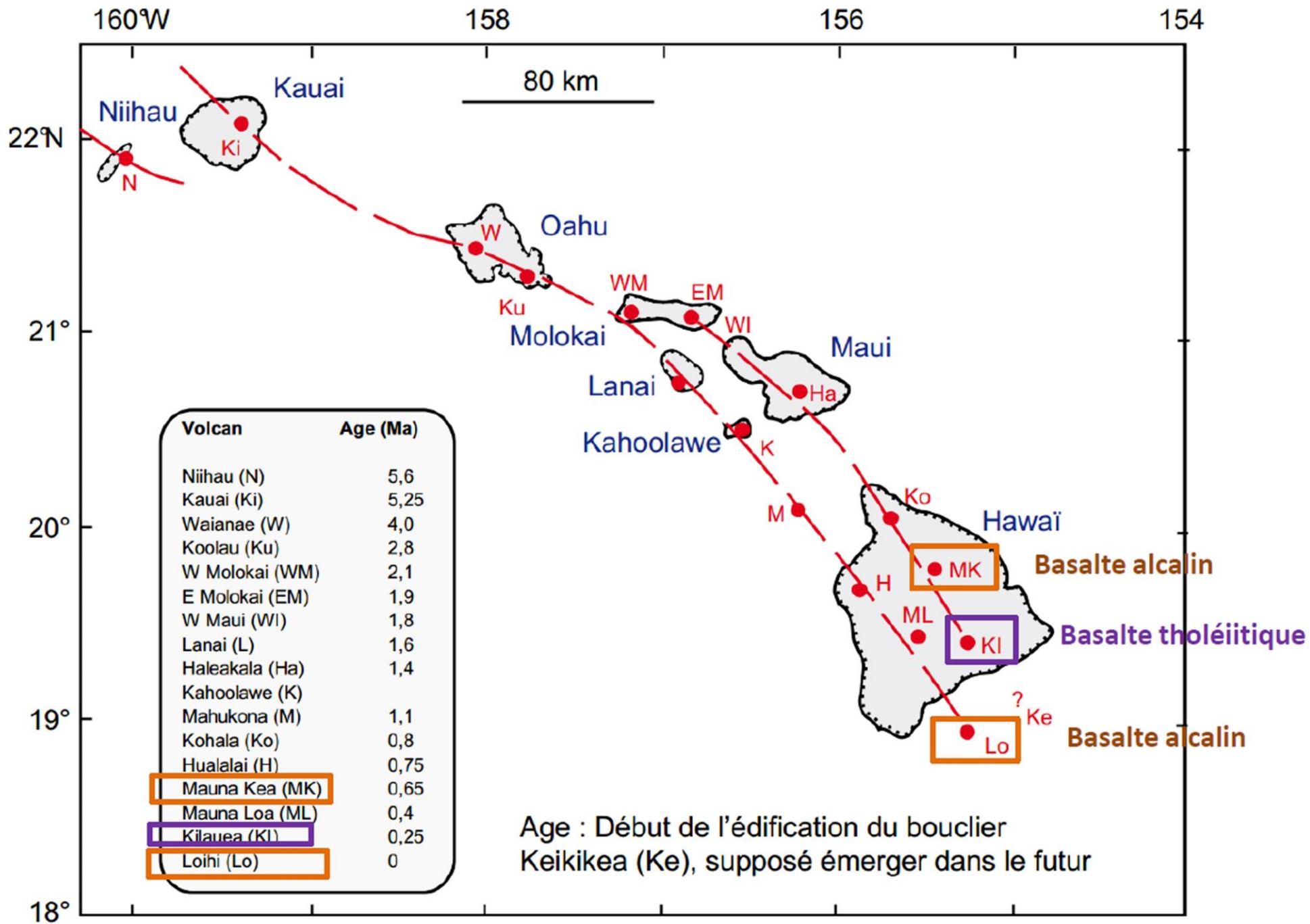
Vue aérienne du cratère Halema'uma'u en activité dans la caldeira du Kīlauea



Vue du cratère Na One au Hualālai autrefois occupé par un lac de lave, profond de plus de cent mètres (une personne dans le fond du cratère, sur la droite, donne l'échelle). L'ouverture de la cheminée volcanique est visible sur la gauche et a permis d'atteindre une profondeur de 268 m



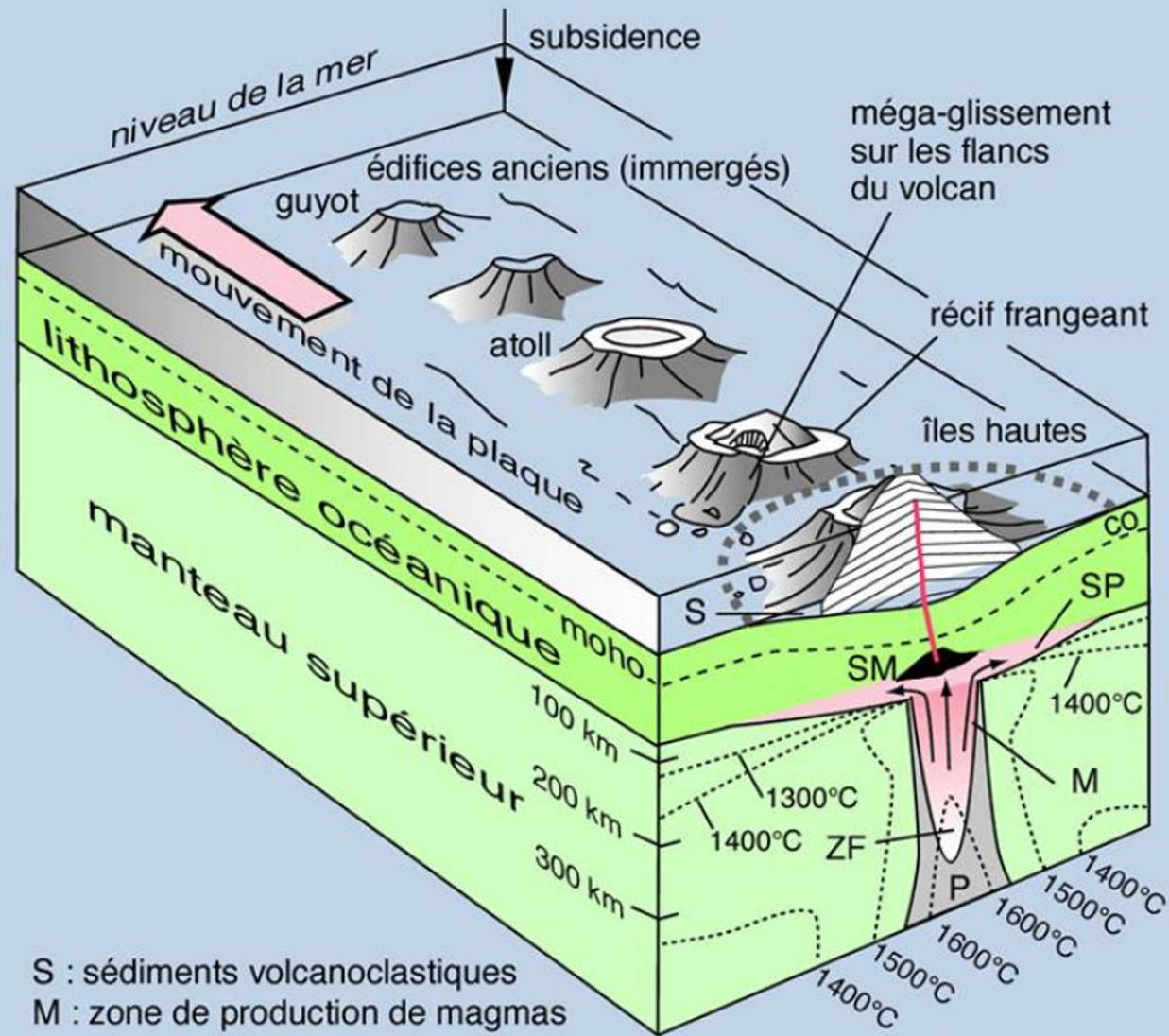
Chaîne volcanique de l'archipel d'Hawaï





**Bloc diagramme de l'évolution temporelle des îles volcaniques par rapport au point chaud**

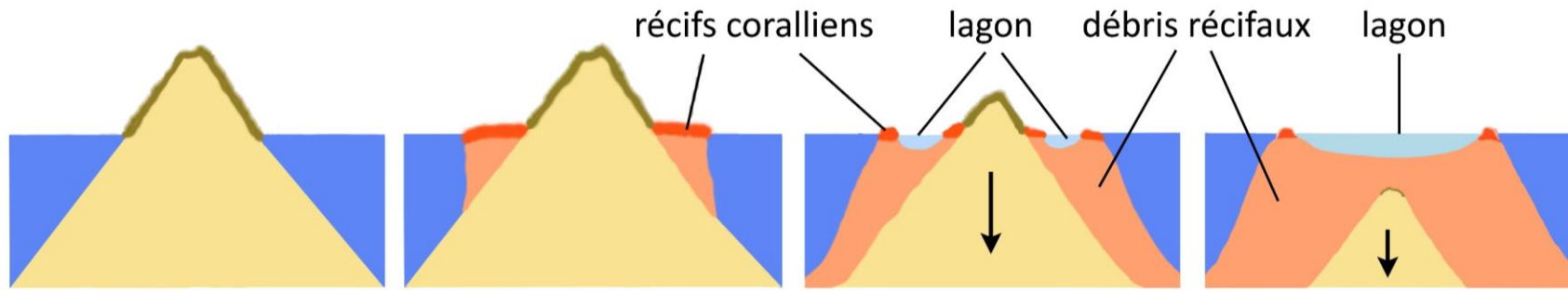
(d'après Y. Lagabrielle et al., 2013)



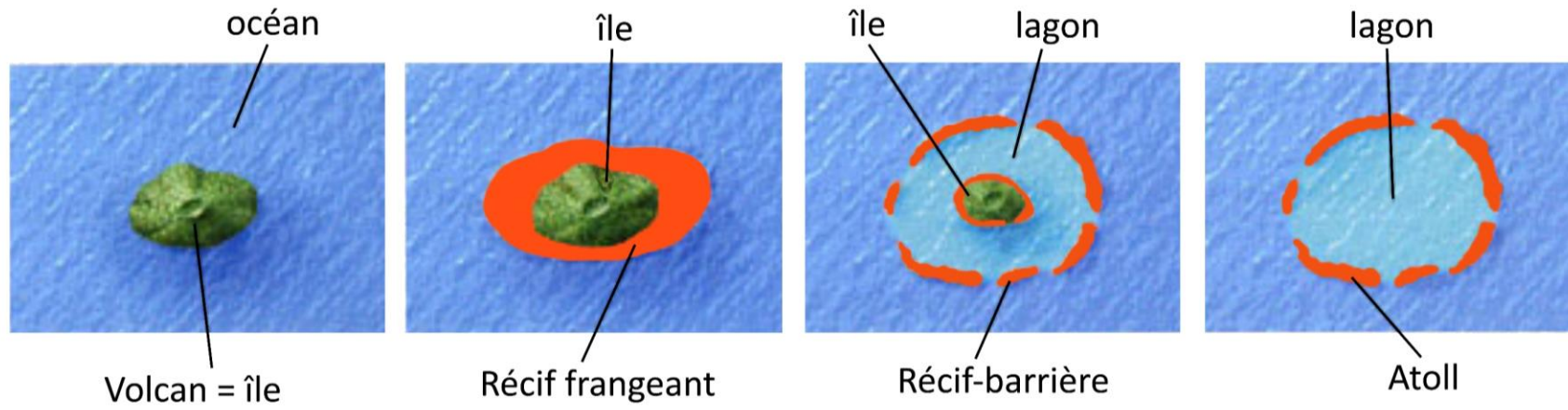
- S : sédiments volcanoclastiques
- M : zone de production de magmas
- co : croûte océanique
- SM : stockage de magmas
- ZF : zone de fusion débutante
- SP : sous-placage magmatique
- P : panache de manteau (solide)

zone de volcanisme actif en surface  
(diamètre : 100-200 km)

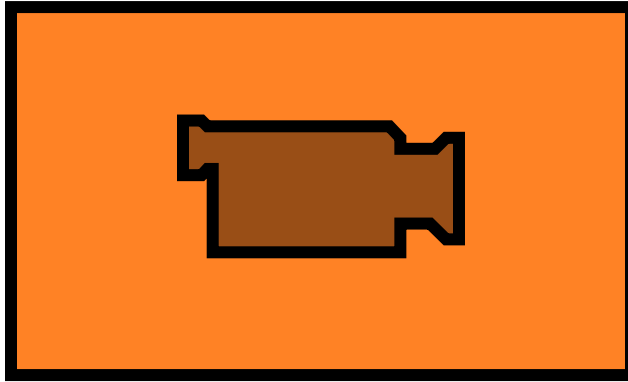
Vues en coupe



Vues de dessus







**« Volcanisme d'un point chaud : Hawaï » ( volcanisme et subsidence)**

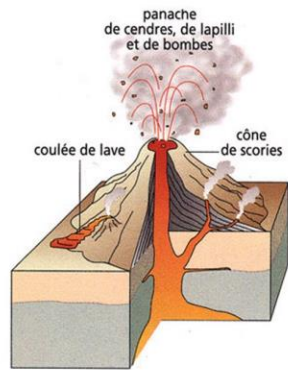
<http://dboudeau.fr/site/?p=1649>

# Volcans et dynamismes éruptifs





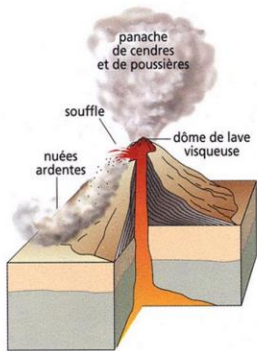
# Classification des volcans - Morphologie et dynamisme éruptif



## TYPE STROMBOLIEN

- Strato-volcan de forme conique (pente de 10 à 35°) portant à son sommet un cratère formé par des éruptions explosives.
- Faciès « cœur de cône » rouge, « bas de cône » noir.
- Alternance de phases effusives avec coulées de laves (basalte, andésite) de type « aa » et de phases explosives avec projections de pyroclastites.
- Laves plus visqueuses que celles des volcans-boucliers.
- Périodes de sommeil de l'ordre de la centaine voire du millier d'années, ce qui rend ces volcans particulièrement dangereux pour les populations voisines, surtout si on ne leur connaît pas d'activité historique.

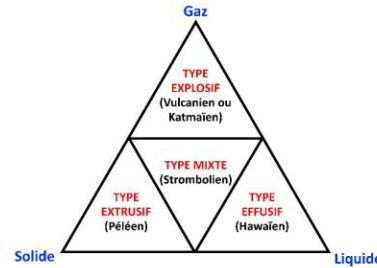
**Exemples français et européens :** Puy de La Vache et de Lassolas (Chaîne des Puys), Stromboli, Etna (Italie)



## TYPE PELEEN

- Cumulo-volcan ou dôme volcanique formé par l'extrusion de magmas acides ou intermédiaires (trachytes, rhyolites, phonolites) très pauvres en gaz.
- Lave de forte viscosité qui ne s'écoule pas mais s'empile et se solidifie au-dessus de la cheminée.
- Projections peu importantes, liées presque exclusivement à la fragmentation du dôme en cours de construction lorsque, suite à une instabilité gravitaire, la petite quantité de gaz qu'il renferme subit une dilatation brutale.
- Extrusions en forme de dômes ou de pitons débités en prismes.

**Exemples français :** Montagne Pelée (Martinique), Soufrière de la Guadeloupe, Dôme de phonolite du Mont Gerbier de Jonc (Velay), Sarcoui et Puy de Dôme (Chaîne des Puys), Roches Tuilière et Sanadoire (Mont Dore)



Classification des types d'éruptions volcaniques selon GEZE (1964)

La classification de GEZE permet de distinguer les dynamismes des éruptions volcaniques en fonction de la qualité des matériaux prédominants émis :

- type explosif : prédominance des gaz,
- type effusif : prédominance des laves,
- type extrusif : prédominance des solides,
- type mixte : aucune prédominance.

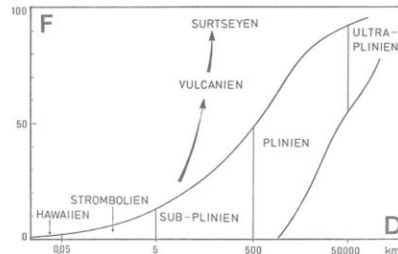


Diagramme Fragmentation (F) versus Dispersion (D) de Walker (1973)

Arbitrairement, le coefficient de dispersion D correspond à la surface couverte par l'isopaque  $T = 0,01$ .  $T_{max}$  l'indice de fragmentation F se définit comme le pourcentage en poids du matériel de granulométrie inférieure à 1 mm à une distance du cratère correspondant à une épaisseur de dépôts  $T = 0,1$ .

La classification de WALKER est quantitative et permet de comparer des éruptions actuelles et passées. Elle tient compte de trois paramètres :

- l'épaisseur des dépôts (T pour « thickness »),
- leur dispersion (D),
- et le degré de fragmentation (F) des retombées volcaniques.

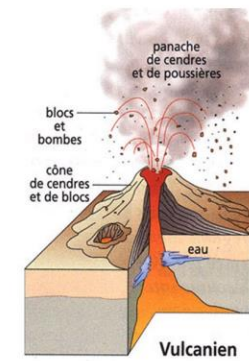
L'épaisseur des dépôts reflète la quantité de produits émis et donc la puissance de l'éruption. La dispersion cherche à évaluer la surface couverte par les dépôts. L'ensemble des points où les dépôts ont la même épaisseur forme une courbe fermée ou isopaque. Les isopaques correspondant à différentes épaisseurs se moulent autour du centre d'émission. Leur forme est souvent elliptique car les vents dominants orientent le sens des retombées. La fragmentation mesure l'intensité de l'éruption. Une éruption très violente pulvérise très finement le matériel éjecté.

Le diagramme de Walker permet de situer chaque type d'éruption à retombées :

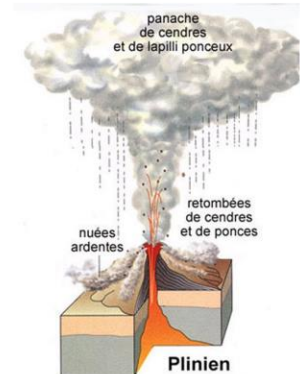
- le type hawaïen lavique présente une dispersion limitée et une fragmentation nulle,
- le type strombolien se caractérise par des valeurs un peu supérieures de F et de D,
- les éruptions de la lignée plinienne, véritables pluies de ponces qui peuvent retomber pendant des heures, délivrent leurs produits sur des surfaces immenses,
- les éruptions de type vulcanien et surtseyen, très violentes, fragmentent également finement le matériel mais celui-ci est dispersé sur une surface plus réduite.

**Remarque importante :** Un même volcan peut connaître au cours de son existence des dynamismes éruptifs différents. Cela peut s'expliquer aisément, entre autres, par un changement du chimisme du magma dans la chambre magmatique suite à sa différenciation.

## TYPE VULCANIEN et TYPE PLINIEN



Vulcanien

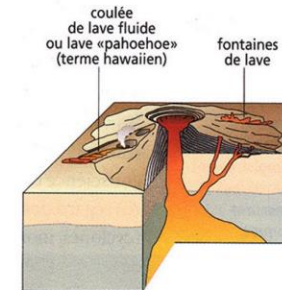


Plinien

- Cône de scories et de cendres.
- Volume des cônes peu important (altitude inférieure à 500 m) et pente raide (30°).
- Abondance des gaz qui s'échappent de façon brève et violente.
- Magma acide (rarement trachytique) formant un bouchon qui finit par céder sous la pression des gaz.
- Projections de cendres et téphras à près de 25 km de haut pour le type vulcanien et 50 km de haut pour le type plinien.

**Exemples de volcans de type vulcanien :** Vulcano (Italie), Paricutain (Mexique)  
**Exemples de volcans de type plinien :** Mérapi, Krakatoa (Indonésie), Pinatubo (Philippines), Mont Saint-Helens (USA)

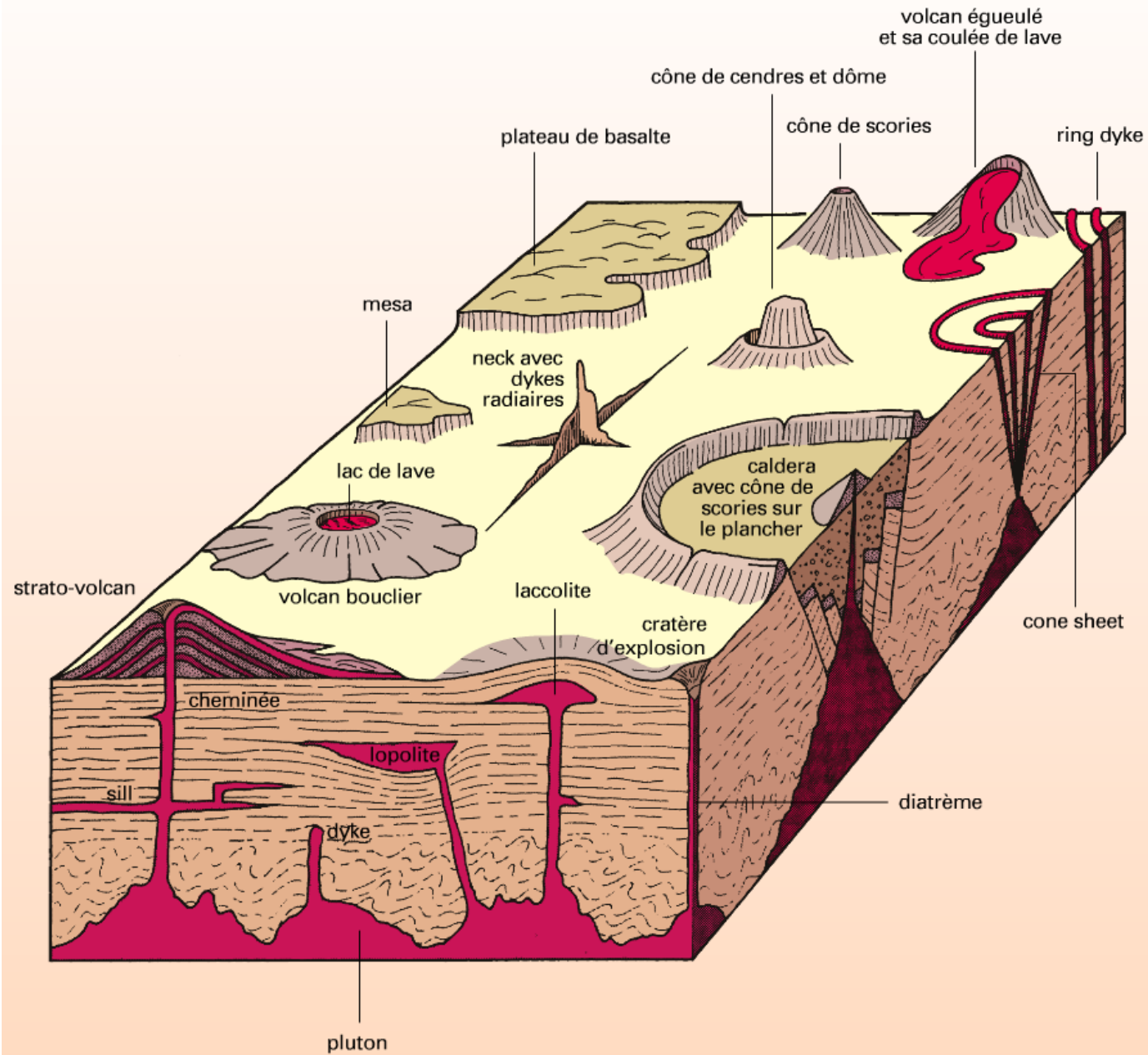
## TYPE HAWAÏEN



- Volcan-bouclier à pente faible (5 à 10°).
- Laves très fluides, de nature basaltique et à faible teneur en gaz, de type « pahoehoe » pouvant s'écouler à 40-60 km/h.
- Éruptions calmes : dégazage sans explosion, très peu de produits pyroclastiques.

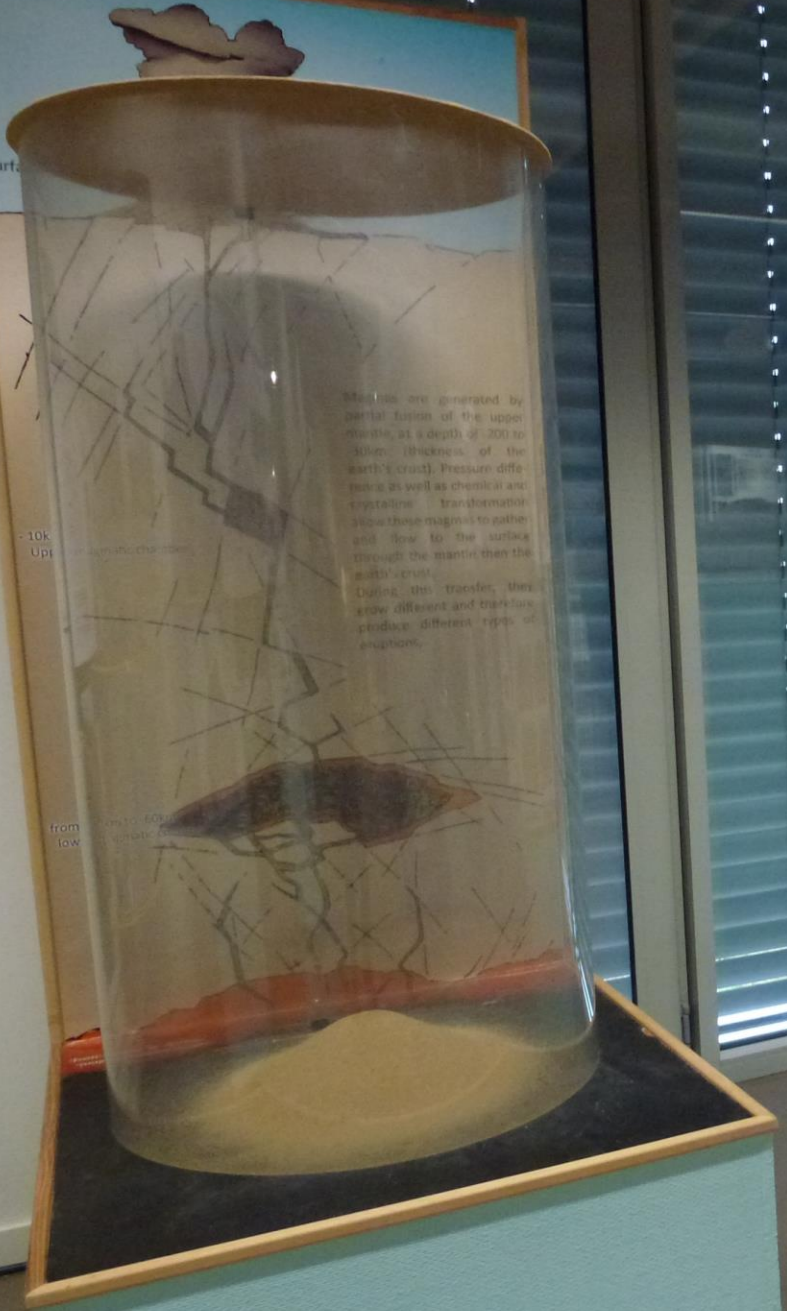
**Exemples :** Mauna-Loa et Kilauea (Îles Hawaï), Erta Ale (Ethiopie), Nyamuragira (Congo)

**Bloc diagramme  
représentant les  
principaux modes de  
mise en place des  
roches volcaniques**





Surt.



Magma is generated by partial fusion of the upper mantle at a depth of 300 to 400 km (thickness of the earth's crust). Pressure differences as well as chemical and crystalline transformations cause these magmas to gather and flow to the surface through the mantle than the earth's crust. During this transfer, they cool different and therefore produce different types of eruptions.

- 10k  
Up

from  
low

### Origine du volcanisme aux frontières de plaques et aux points chauds

**Le volcanisme aux limites de plaques tectoniques**

Le volcanisme aux limites de plaques tectoniques est lié à la subduction d'une plaque sous une autre. La plaque plongeante entraîne avec elle le manteau supérieur, créant une zone de fusion partielle qui génère du magma.

**Le volcanisme aux points chauds**

Le volcanisme aux points chauds est lié à l'existence d'une source de magma dans le manteau supérieur, qui se situe au-dessus d'une zone de fusion partielle.

**Le volcanisme aux points chauds - exemple du point chaud de l'Islande**

Le volcanisme aux points chauds est lié à l'existence d'une source de magma dans le manteau supérieur, qui se situe au-dessus d'une zone de fusion partielle.



### Le volcanisme aux points chauds - exemple du point chaud de l'Islande

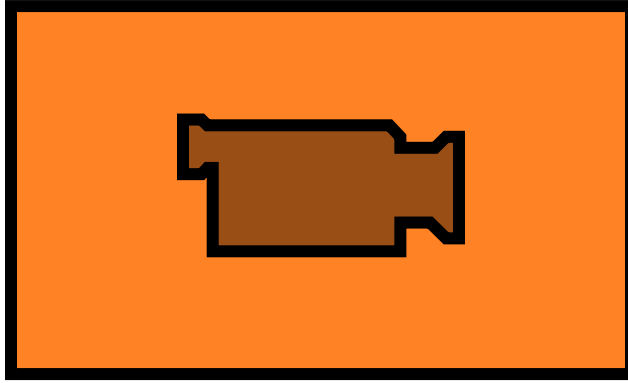
Le volcanisme aux points chauds est lié à l'existence d'une source de magma dans le manteau supérieur, qui se situe au-dessus d'une zone de fusion partielle.

**Conditions de l'ère à travers les volcans**

### Classification des volcans - morphologie et modes d'effluves

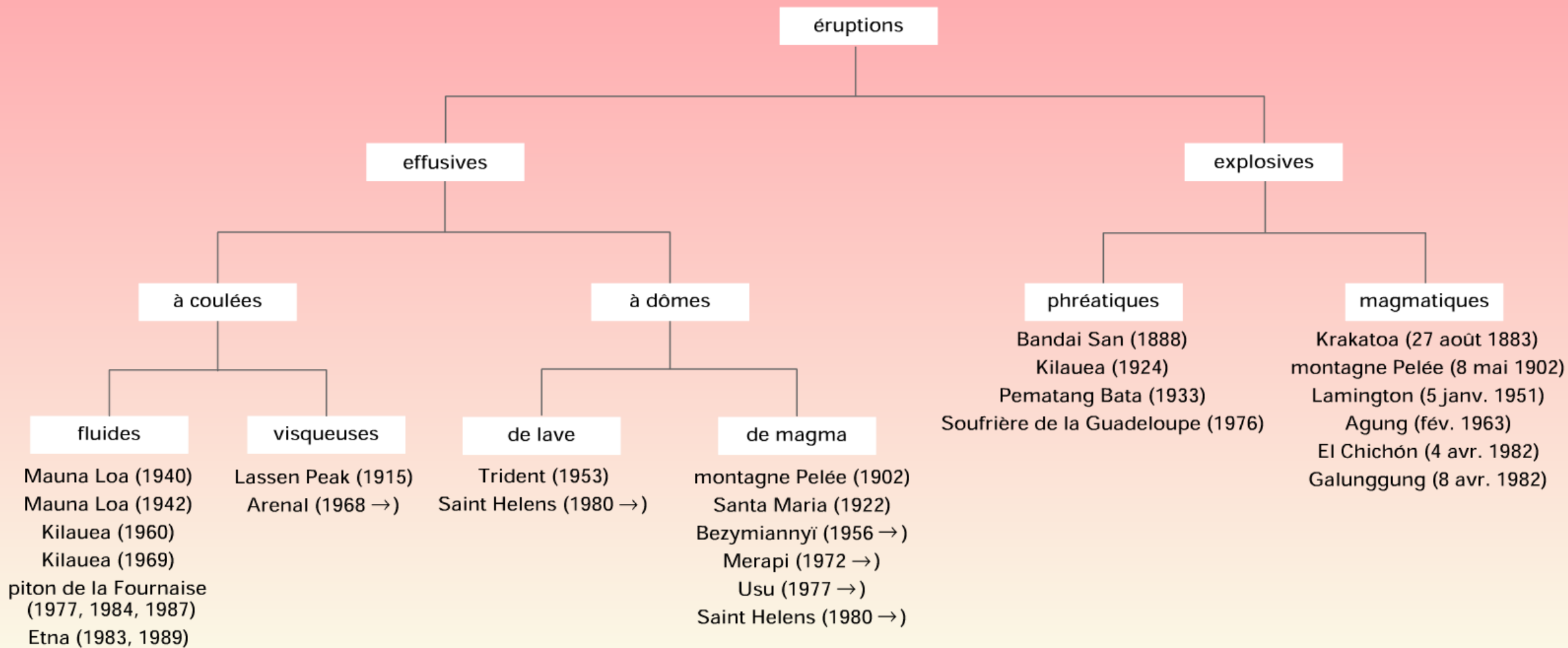
Classification des volcans - morphologie et modes d'effluves

Classification des volcans - morphologie et modes d'effluves



<https://www.youtube.com/watch?v=wqz7k6RHPSc>









Inversement, un magma acide est beaucoup plus riche en silice : plus de 65% , plus froid et plus visqueux car il est davantage cristallisé ( composé de chaînes de chaînes polymérisées de tétraèdres). En effet, la silice influence fortement la cinétique de cristallisation, il la favorise, c'est un stimulateur de cristallisation qui fait qu'un magma acide prend rapidement l'aspect d'une bouillie cristalline, d'une « soupe de vermicelle ». Il en résulte que les gaz, dans un tel magma, ne peuvent s'échapper facilement. Ils vont alors s'accumuler dans le magma lorsque celui-ci va se refroidir et atteindre des pressions considérables qui vont permettre, à tout moment, une détente explosive. Un magma acide donnera dans la plupart des cas des éruptions violentes.

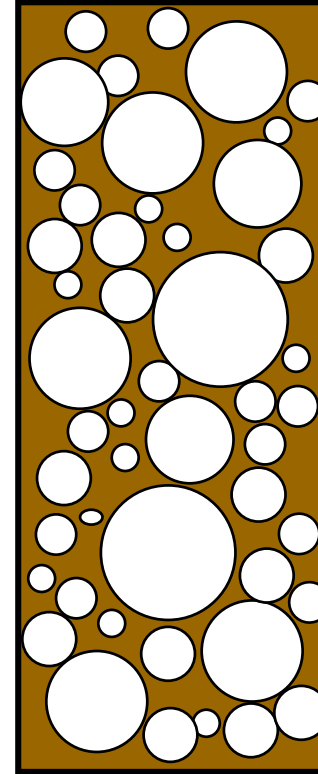
Si la détente des gaz se produit brutalement en profondeur, avant l'arrivée du magma en surface, elle ouvrira un vaste cratère dans le socle. Des gros blocs de socle seront projetés en même temps que le magma finement fragmenté en pyroclastes (cendres).

Si le dégazage n'est pas violent parce que le magma n'est pas riche en gaz, la lave sort et s'accumule au-dessus du cratère pour former un dôme comme de la pâte à dentifrice qui sort de son tube.

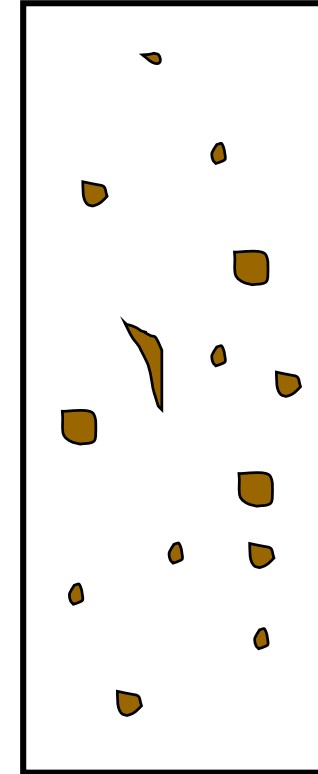
Dès que les bulles représentent ~75% en volume du magma ascendant, leur croissance devient difficile. La pression dans les bulles dépasse alors la pression ambiante. Deux cas sont alors à envisager.

**Cas 1** : si le débit est important, les bulles ne s'interconnectent pas. Elles commencent à exploser. L'explosion des bulles perturbe fortement le magma qui se brise en fragments pyroclastiques. Après cette perturbation du magma, le gaz forme une phase continue et la viscosité du magma ascendant diminue radicalement. Sa vitesse peut atteindre alors des grandeurs supersoniques dans la cheminée volcanique (300 à 1000 km/h) et l'éruption à la surface sera explosive.

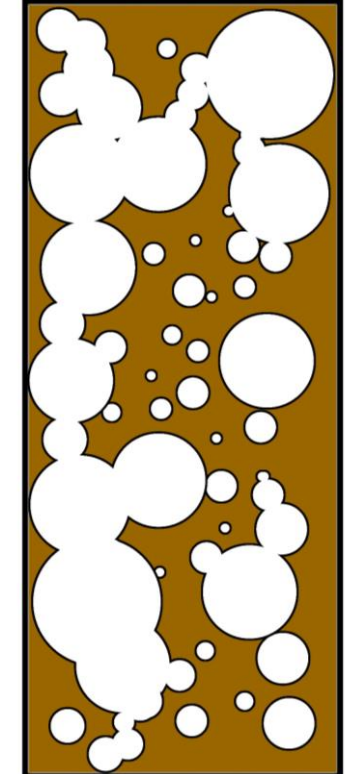
**Cas 2** : si le débit est faible, un processus de coalescence des bulles peut mener à la formation d'un réseau poreux connecté, de véritables chenaux par lesquels les gaz vont pouvoir s'échapper au cours de l'ascension du magma. Le magma étant devenu perméable à ses gaz, sa pression interne diminue, sa vitesse d'ascension également et il donnera une éruption visqueuse de type effusif à dôme ou à aiguille.



*Bulles beaucoup plus petites (100 fois plus petites que dans un magma basaltique) ; elles montent beaucoup moins vite (vitesse ascensionnelle d'une bulle de 100 μ 3000 fois plus faible) mais continuent à recevoir du gaz par diffusion.*

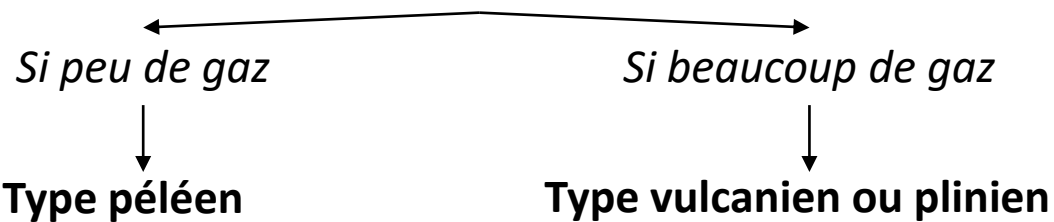


Débit important :  
Pas d'interconnexion entre bulles →  
Explosion des bulles →  
Inversion des phases avec fragmentation du magma en pyroclastes



Débit faible :  
Formation d'un réseau interconnecté de bulles →  
Forte perméabilité du magma permettant son dégazage → Éruption effusive et formation d'un dôme ou d'une aiguille

### Magma acide ou intermédiaire donc visqueux



Volcanisme explosif

# Les caldeiras

Une **caldeira**, ou **caldera**, est une vaste dépression circulaire ou elliptique, généralement d'ordre kilométrique, souvent à fond plat, située au cœur de certains grands édifices volcaniques et résultant d'une éruption qui vide la chambre magmatique sous-jacente.

**Une caldeira est toujours liée à l'effondrement du cratère dans sa propre chambre magmatique.** Il s'agit d'un terme géomorphologique ou géologique concernant une forme de destruction par l'activité volcanique elle-même.

Il est important de signaler qu'une caldeira n'est pas un cratère, tant morphologiquement que génétiquement. Par définition, un cratère est une dépression en forme d'entonnoir, de taille réduite, et résultant de l'action combinée et simultanée de l'éjection du magma à partir d'une cheminée volcanique et de la retombée de ce même magma tout autour de ce point central.

La caldeira est limitée par une falaise verticale circulaire ou elliptique. La falaise (en anglais, « ring fault » ou « faille en anneau »), qui confère à la caldeira sa structure impressionnante, peut atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur. La taille des caldeiras peut varier de quelques kilomètres de diamètre, comme celle du volcan Pinatubo dans les Philippines à une centaine de kilomètres de diamètre, comme celle du lac Toba sur l'île de Sumatra. Morphologiquement, la ressemblance avec un chaudron peu profond et de taille monstrueuse est frappante.

De nombreuses caldeiras se remplissent d'eau en captant des rivières ou en recueillant l'eau de pluie et forment ainsi des lacs comme celui de Crater Lake (États-Unis) ou de l'Askja (Islande). D'autres sont partiellement ouvertes sur la mer et forment des baies ou des golfes comme à Santorin (Grèce), à Rabaul (Papouasie-Nouvelle-Guinée), aux Champs Phlégréens (Italie), etc.





Caldeira de Santorin (Grèce)



Caldeira de Sete Cidades aux Açores

## Formation de la caldeira par vidange de la chambre

Le modèle classique de formation d'une caldeira est intimement lié à une éruption volcanique. La chambre magmatique située à quelques kilomètres de profondeur peut, à l'occasion de grandes éruptions, se vider partiellement, ou même en totalité. Le toit rigide de la chambre magmatique, c'est-à-dire le sommet du volcan, s'effondre alors dans celle-ci, formant cette vaste dépression à fond plat. L'effondrement se produit après la formation de la « ring fault » (ou « faille en anneau »). On considère généralement (« *piston model* » en anglais ou modèle en piston) que le toit de la chambre s'effondre le long de cette faille circulaire, tel un disque plus ou moins cohérent. L'une des caractéristiques de ce modèle est que l'effondrement est instantané et est censé se produire en quelques heures. Il s'agit d'un événement cataclysmique de grande ampleur.

Ce modèle marche bien et a été démontré par de minutieuses études de terrain, comme pour le Kilauea à Hawaï ou les volcans explosifs. De très nombreuses études expérimentales ont également permis sa validation mécanique. Parfois, le modèle est adapté car il n'est pas toujours aisé de réaliser en une fois des éruptions aussi importantes. C'est le cas des caldeiras des Galapagos qui sont considérées comme résultant d'une série d'éruptions espacées dans le temps mais sans que la chambre magmatique ne soit rechargée entre-temps, ce qui a finalement conduit à l'effondrement du toit.

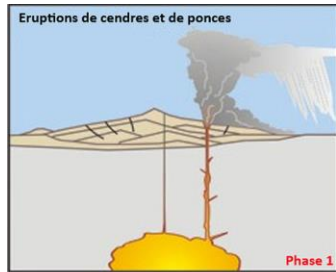
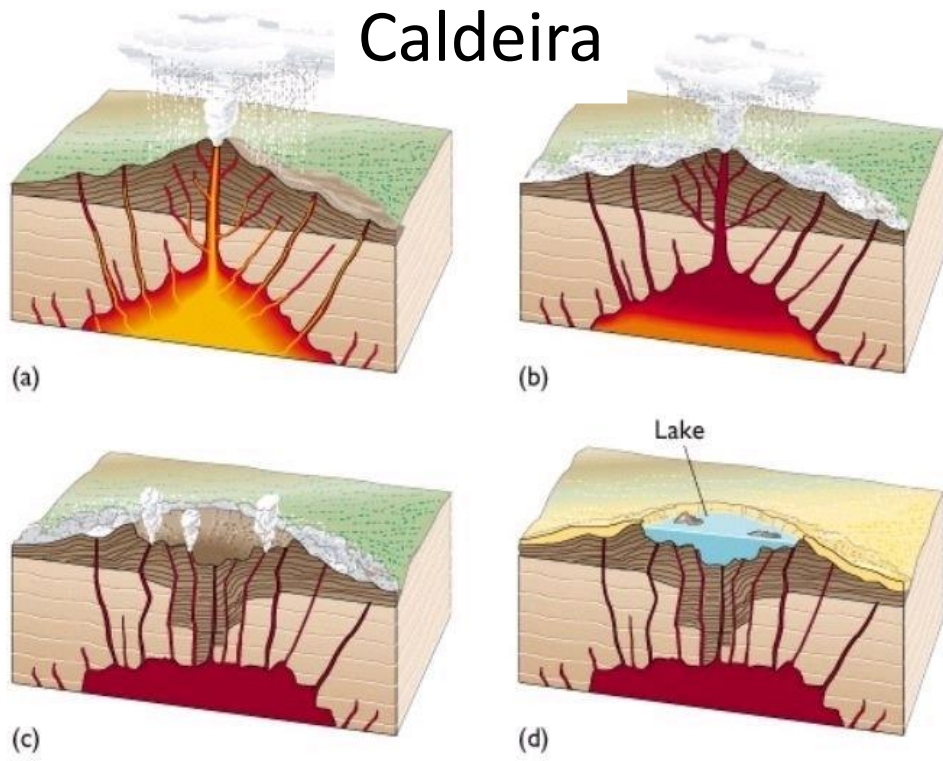
**Une des conséquences de ce modèle est que la taille de la caldeira est directement fonction de la chambre magmatique qui s'est vidée et reflète ainsi la taille de celle-ci.**

Pour les très grandes caldeiras, ceci implique à la fois des chambres magmatiques gigantesques et des volumes de produits volcaniques émis lors de l'éruption tout à fait considérables. Par exemple, on estime que la formation de la caldeira du Toba, il y a 75 000 ans, s'est accompagnée de l'émission de produits volcaniques d'un volume de l'ordre de 1 500 km<sup>3</sup>, ce qui fait de cette éruption l'une des plus importantes jamais advenue sur la Terre.

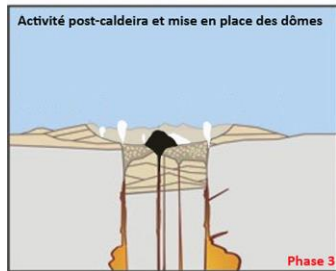
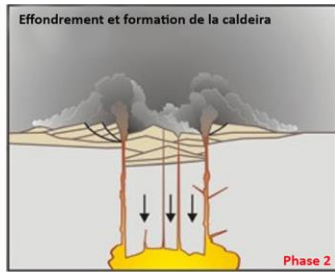
Si des variantes à ce modèle d'effondrement en piston cohérent (*piston model*) existent, tous les autres modèles sont également fondés sur la vidange de la chambre magmatique sous-jacente et l'effondrement de la partie supérieure du volcan dans celle-ci.



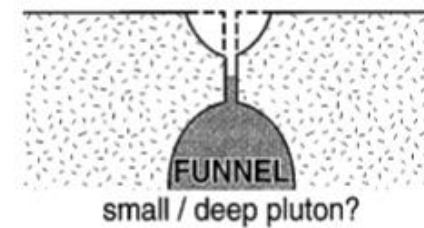
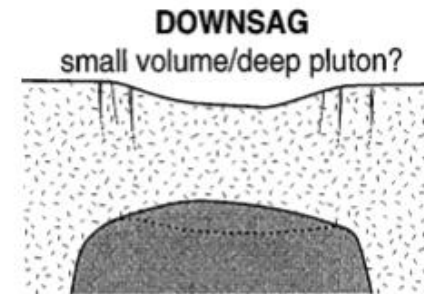
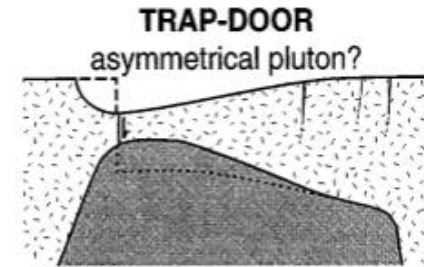
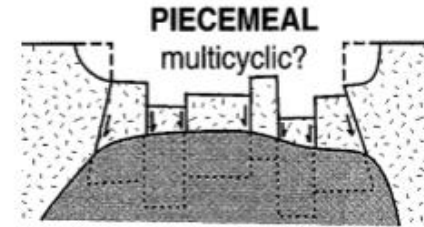
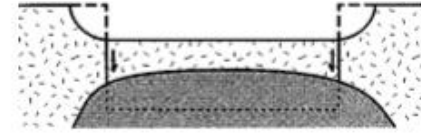
# Caldeira



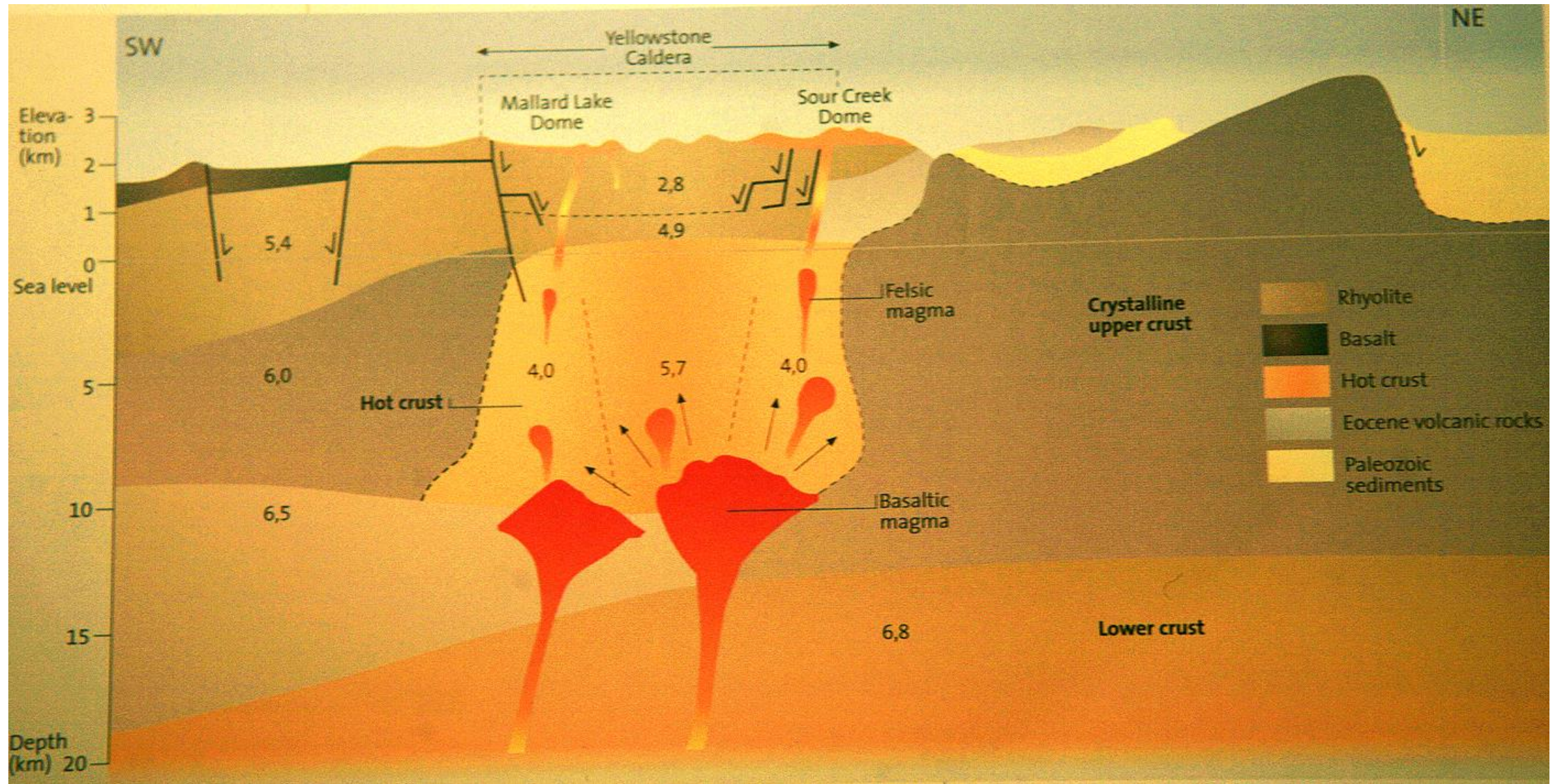
USGS / National Park Service



**PLATE ("Piston")**  
Single, large volume eruption









## Formation de la caldeira par altération hydrothermale

Les très grandes caldeiras plurikilométriques des volcans boucliers (volcanisme effusif lié à un panache mantellique) sont difficiles à expliquer par le modèle classique de vidange d'une chambre magmatique sous-jacente. En effet, les prospections géophysiques ne montrent pas de chambre de cette taille sous ce type de volcans, qui sont en éruption quasi permanente et n'ont que des chambres de dimensions relativement modestes (exemple du Piton de la Fournaise à l'île de La Réunion).

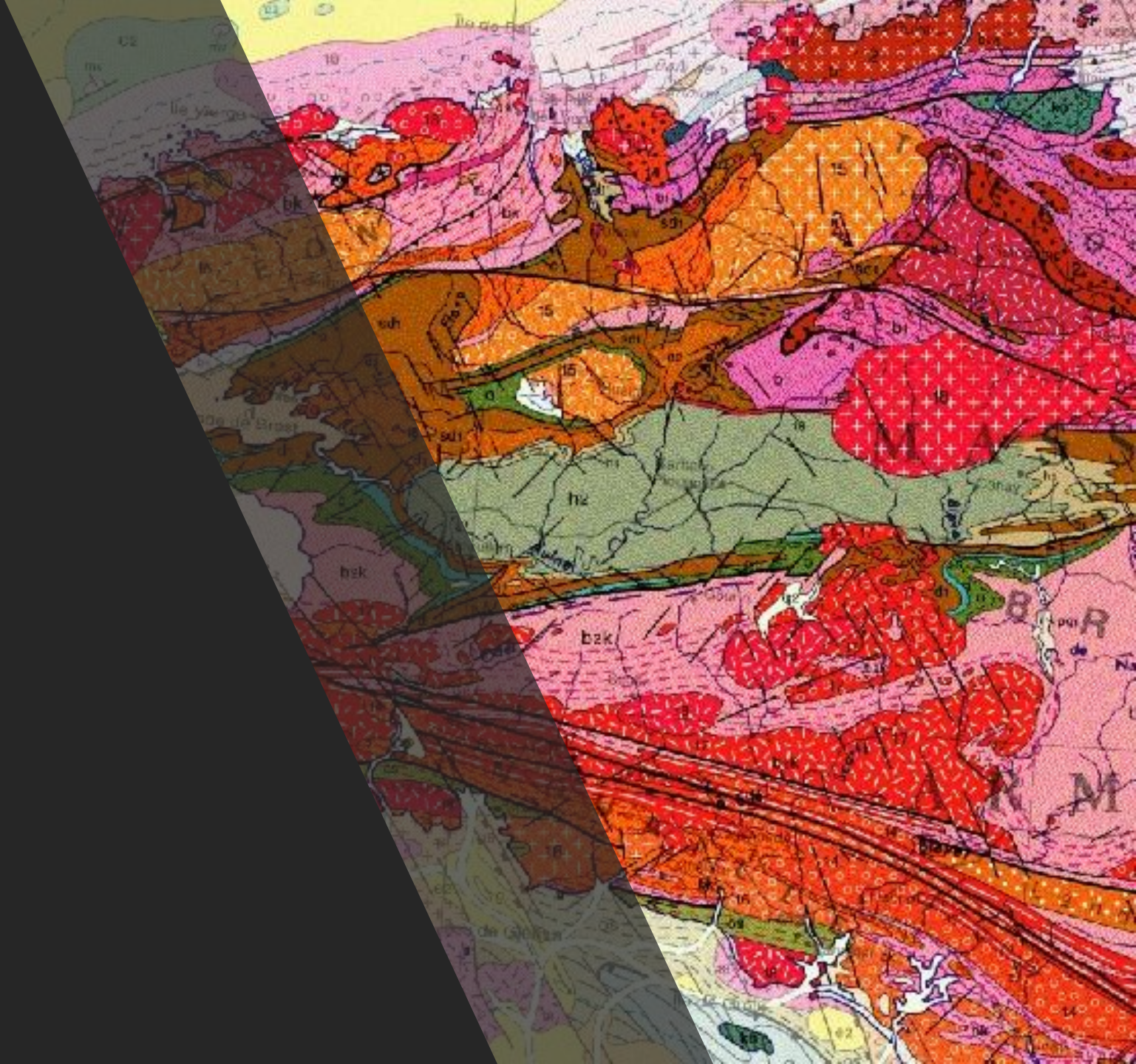
Des études récentes ont montré que le cœur de ces édifices volcaniques était profondément altéré par les circulations de fluides hydrothermaux et qu'au cours du temps, il se transformait lentement en argile et en sulfate (type gypse). Cette transformation amène un changement du comportement mécanique de l'édifice volcanique et la constitution de zones de faiblesse. Des études ont montré que cette altération était responsable d'effondrement et de glissement de flancs assez spectaculaires.

Les géologues de Clermont-Ferrand ont récemment montré expérimentalement que le fluage sous son propre poids d'un cœur de volcan très altéré et profondément argilisé conduisait en surface à la formation d'une structure caldérique, morphologiquement en tout point semblable à la caldeira du modèle standard. Cependant, contrairement au modèle standard de vidange d'une chambre magmatique, la formation d'une caldeira de ce type n'est plus un phénomène cataclysmique mais un phénomène lent. On estime qu'il faut plusieurs milliers, voire plusieurs centaines de milliers d'années, pour altérer le cœur d'un grand édifice volcanique. La formation de la caldeira proprement dite, qui commence quand le cœur argilisé est capable de fluer sous son propre poids, peut prendre quant à elle plusieurs centaines d'années.

**L'une des différences majeures de ce modèle par rapport au précédent est que la taille de la caldeira est cette fois-ci fonction de la taille du système hydrothermal et non plus de la chambre magmatique. D'autre part, la formation d'une caldeira n'est plus nécessairement liée à une éruption.**

Ce modèle a été appliqué à la formation de la caldeira de l'Enclos au Piton de la Fournaise et à la caldeira de l'île de Nuku Hiva en Polynésie française.

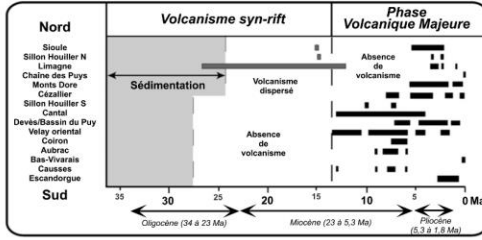
# Volcanisme régional





# Le volcanisme du Massif Central

## Les deux phases de volcanisme dans le Massif Central



### La phase de volcanisme dispersé (Rifting passif et volcanisme syn-rift)

Le volcanisme syn-rift qui s'est étalé entre -37 Ma (Priabonien - Éocène supérieur) jusqu'à -14 Ma (Serravallien - Milieu du Miocène) s'expliquerait par un phénomène de rifting passif qui se serait déroulé de la façon suivante :

- Au Crétacé supérieur, la subduction de la plaque européenne sous la plaque Apulienne, dépendance de la plaque Africaine, s'amorce.
- Cette subduction est responsable d'un étirement de la croûte continentale européenne fragile (= cassante) qui se faille. A l'Oligocène, il y a alors formation de grabens dans les vieux massifs hercyniens (= varisques) voisins : grabens de Limagne, de Roanne-Montbrison, de la Bresse, du Fossé rhénan, de l'Eger... grabens limités par des failles normales, marqueurs d'une tectonique en extension. Remarque : Tous ces grabens ne sont pas disposés n'importe comment. Ils sont alignés parallèlement au futur front alpin et forment ce que l'on appelle aujourd'hui le Rift Ouest-Européen (ROE).
- L'amincissement de la croûte continentale au niveau des grabens s'accompagne d'une remontée passive du manteau asthénosphérique qui, par décompression adiabatique, fond partiellement pour donner un magma basaltique très alcalin.

C'est ce magma qui en remontant le long des failles normales serait la cause du volcanisme dispersé syn-rift, très marqué en Limagne et dans le Forez.

### La phase de volcanisme majeur ou PVM (Rifting actif)

La phase de volcanisme majeur (PVM) succède à la phase de volcanisme syn-rift. Elle s'étale entre -14 Ma et aujourd'hui, les dernières manifestations volcaniques de la Chaîne des Puy's étant datées aux alentours de 6000 ans. Elle s'expliquerait par un phénomène de « rifting actif » dont le scénario serait le suivant :

- La subduction de la plaque européenne sous la plaque apulienne se poursuit pendant tout l'Oligocène et le début du Miocène. Conséquence mécanique : la lithosphère européenne prend davantage de place dans l'asthénosphère. En même temps que les deux croûtes continentales entrent en collision, se forme sous l'arc alpin une racine lithosphérique épaisse (2 croûtes continentales superposées soit 60-70 km + 100 à 120 km de manteau lithosphérique soit en tout une épaisseur de 150-200 km environ).
- Les événements précédents (subduction et formation d'une racine lithosphérique épaisse) auraient induit dans le manteau asthénosphérique sous-jacent à comportement ductile un courant de matière, un « flux asthénosphérique » ; ce flux aurait été entraîné dans un premier temps en profondeur par la lithosphère européenne plongeante puis, dans un second temps, s'en serait séparé par une sorte de découplage au moment de la formation de la racine et de l'arrêt de la subduction. Ce découplage aurait eu lieu vers 400 km de profondeur. Là, devenu plus chaud donc plus léger, le flux de matière asthénosphérique serait ensuite remonté par convection vers la surface jusqu'à la base de la lithosphère voisine, sous le Massif Central.
- Cet apport de chaleur sous la lithosphère aurait généré une « érosion thermo-mécanique » de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB).
- Il s'en serait suivi une fusion partielle du manteau lithosphérique, des remontées de magmas d'où l'importante activité magmatique responsable à la fois de la phase volcanique majeure (PVM) dans la zone centrale du Massif Central (Cantal, Devès, Velay, Aubrac) et un déséquilibre isostatique se traduisant par la surrection de l'ensemble du Massif central.

Ce « rifting actif » serait donc, comme le rifting passif, toujours lié à l'orogénèse alpine mais post-collision.

## Arguments en faveur d'un rifting actif pour la PVM

Les premiers travaux de sismique réflexion dans le Massif central ont montré l'existence d'une croûte continentale anormalement amincie, avec un MOHO situé à une profondeur de 26 km, associée au graben de la Limagne. Cette croûte amincie surmonte une zone de manteau « anormal » présentant des vitesses d'ondes P faibles de 7,3-7,4 km/s au lieu de 8 km/s pour un manteau normal. Cette signature géophysique pourrait être liée à d'importants volumes de magmas basaltiques piégés sous la croûte (= « underplating ») et issus de la fusion partielle du manteau asthénosphérique. De la même façon, la sismique réflexion a montré un amincissement de la lithosphère ce qui traduit une remontée de l'asthénosphère. La tomographie sismique a enfin permis de mettre en évidence deux zones de faible vitesse sismique sous le Cantal et le Velay, entre 0 et 180 km de profondeur :

- celle sous le Cantal, atteignant la surface,
- celle sous le Velay, bloquée dans la croûte.

Ces deux zones seraient donc la manifestation près de la surface de la remontée diapirique d'un panache de magma certainement le long de fractures lithosphériques varisques, réactivées à l'Oligocène. Sous le Cantal et le Velay, ce panache mantellique ascendant aurait un diamètre de l'ordre de 100 km et naîtrait à la profondeur de 400 km environ (zone de transition).

Le fameux point chaud associé au volcanisme du Massif Central serait par conséquent un panache secondaire.

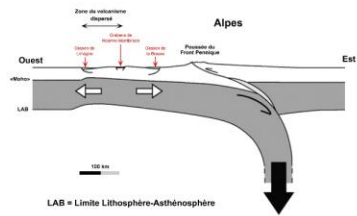


Schéma illustrant la phase de volcanisme dispersé et le mécanisme de la formation des grabens syn-rift

### Profil de sismique réflexion sous le Massif Central

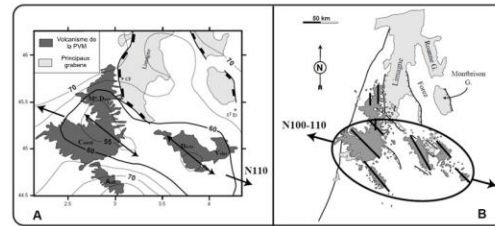
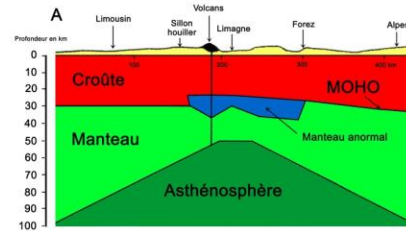
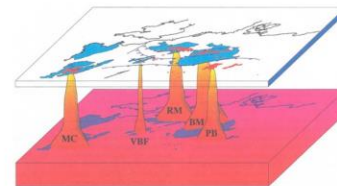


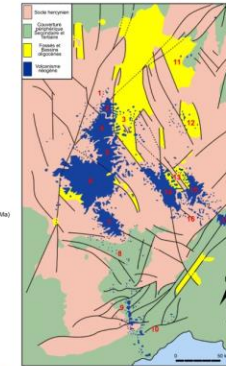
Figure A : Topographie de la limite Lithosphère-Asthénosphère (ou LAB) sous le Massif Central. La remontée du LAB est orientée N110 et est ponctuée par deux apex N130 à l'aplomb des principales provinces volcaniques affectées par la PVM (Cantal, Mont Dore, Cézallier, Devès, Velay).

Figure B : Orientation des failles dans la région couverte par le volcanisme dispersé syn-rift (en gris clair) et dans les provinces volcaniques affectées par la PVM.

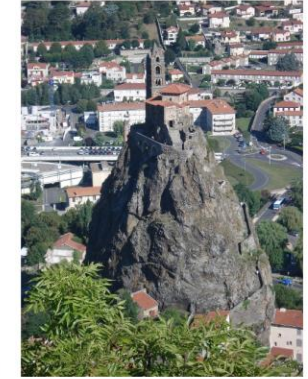
On peut remarquer la superposition parfaite de la remontée du LAB et de la zone affectée par la PVM ce qui suggère un lien étroit entre les deux phénomènes.



Remontée ou « upwelling » de diapirs mantelliques chauds sous la lithosphère européenne depuis une couche située vers les 400 km de profondeur et présentant une anomalie thermique positive de 200°C



- 1- Chaîne de La Sioule (5 à 1 Ma)
- 2- Chaîne des Puy's (10 000 à 3000 ans)
- 3- Limagne (15 à 2 Ma)
- 4- Mont Dore (2,5 à 0,2 Ma)
- 5- Cézallier (0 à 0,5 Ma)
- 6- Cantal (11 à 2 Ma)
- 7- Aubrac (0 à 0,5 Ma)
- 8- Causses (14 à 2 Ma)
- 9- Evénement (12 à 0,8 Ma)
- 10- Languebat (13,8 à 0,8 Ma)
- 11- Forez (15 à 0,5 Ma)
- 12- Bassin de Montbrison-Roanne (15 à 13 Ma)
- 13- Bassin du Puy-en-Velay (13,9 à 0,8 Ma)
- 14- Devès (2,7 à 0,8 Ma)
- 15- Velay (14 à 2 Ma)
- 16- Vivarais (20 000 à 10 000 ans)
- 17- Cluses (0 à 0,5 Ma)



Rocher Cornille - Le Puy-en-Velay - Neck et diatreme constitué d'un tuf hyaloclastique à blocs de basalte et de socle cimentés de palagonite

### Les principales provinces volcaniques du Massif Central



Le Mont Gerbier de Jonc (1551 m) - Dôme de phonolite - Massif du Mézenc (Velay oriental)



Lahars à petits et gros blocs de la Grelette - Plateau de Ferrier - Mont Dore



Colonnade et entablement de basalte - Rocher de Prades - Devès



Orgues basaltiques - Chilhac - Devès



Lac de lave - Arlempdes - Devès



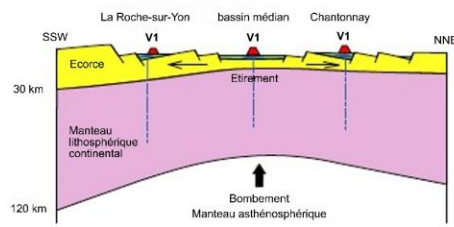
Puy's jumeaux de La Vache et de Lassolas (exemples de volcans monogéniques) - Chaîne des Puy's





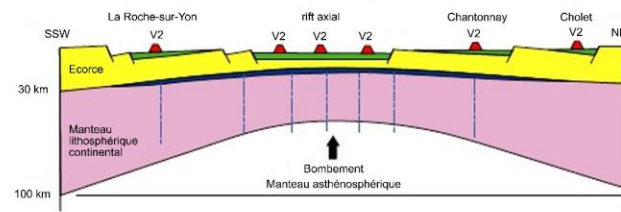


# Histoire géologique de la Vendée au Paléozoïque



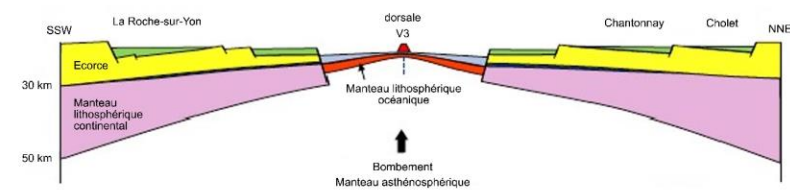
**Cambrien (vers -500 Ma)**

Étirement de la lithosphère et formation de bassins -  
Volcanisme V1 basaltique conséquence du bombement  
du manteau asthénosphérique



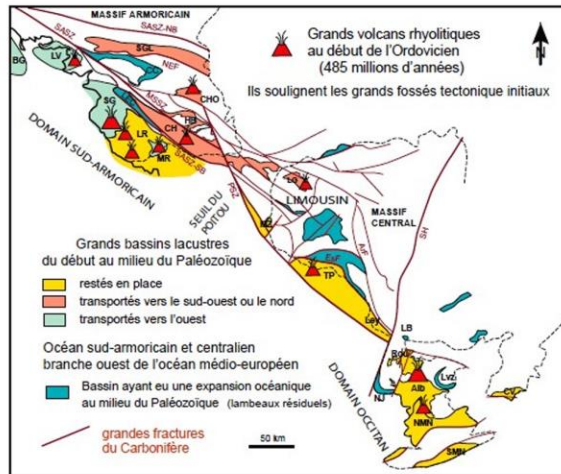
**Ordovicien inférieur (vers -485 Ma)**

Rifting - Sous-placage magmatique (en bleu) -  
Fusion crustale à l'origine du volcanisme acide V2  
L'étirement de la lithosphère entraîne sa décompression. Le bombement  
apporte de la chaleur. Ces deux phénomènes se combinent pour fondre le  
manteau et donner du magma basaltique. Ce magma s'accumule à la limite  
du manteau et de l'écorce à laquelle il transmet sa chaleur. L'écorce va  
fondre à son tour en générant des magmas rhyolitiques à l'origine des vol-  
cans de Brétignolles, Vairé et La Châtaigneraie.



**Silurien (vers -430 Ma)**

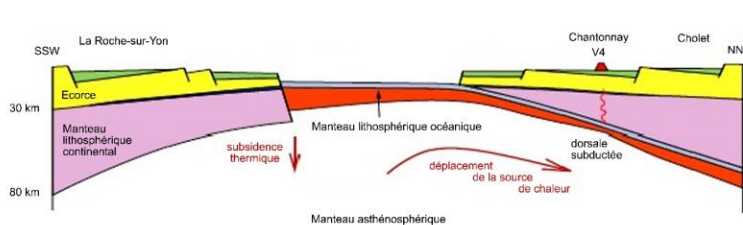
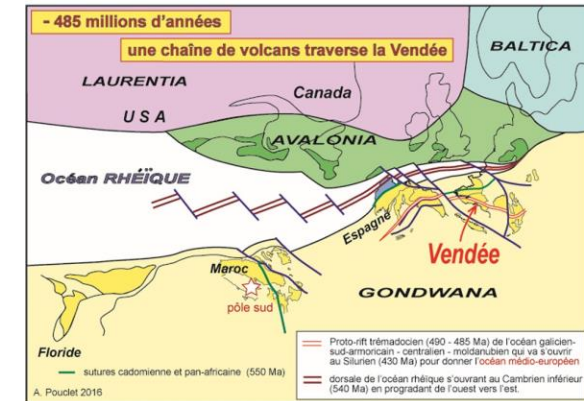
Ouverture de l'Océan Galicien - Sud-armoricain dans le rift axial -  
Volcanisme V3 à l'origine de la création (ou accrétion) du plancher océanique de nature gabbroïque -  
Détachement de la microplaque Armorica de Gondwana



**Extension du volcanisme  
acide ordovicien dans  
l'Ouest de la France**

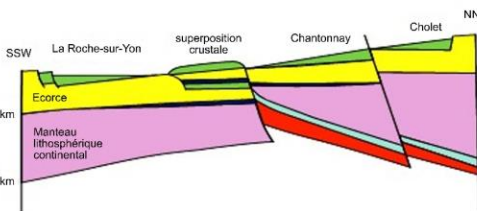
## Paléo-géographie à l'Ordovicien

La microplaque Avalonia qui s'était détachée  
auparavant de Gondwana s'est soudée à la  
Laurentia-Baltica par fermeture de l'Océan  
Iapetus.  
L'Océan Rhéique qui sépare la microplaque  
Avalonia de la microplaque Armorica est en  
pleine expansion.  
Le proto-rift à l'origine de l'Océan Galicien -  
Sud-armoricain et qui va couper la Vendée en  
deux est en train de se former et de s'élargir  
mais il est encore établi sur de la croûte  
continentale.



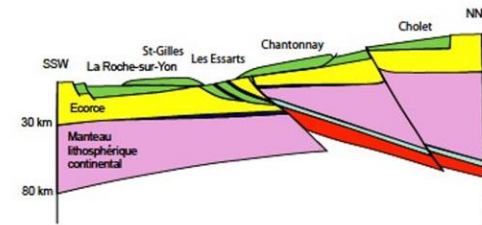
**Dévonien moyen (vers -390 Ma)**

Subduction - Océan Galicien - Sud-armoricain en cours de fer-  
meture - Subduction de sa dorsale à l'origine du volcanisme V4



**Dévonien supérieur (vers -370 Ma)**

Collision



**Viséen supérieur (vers -330 Ma)**

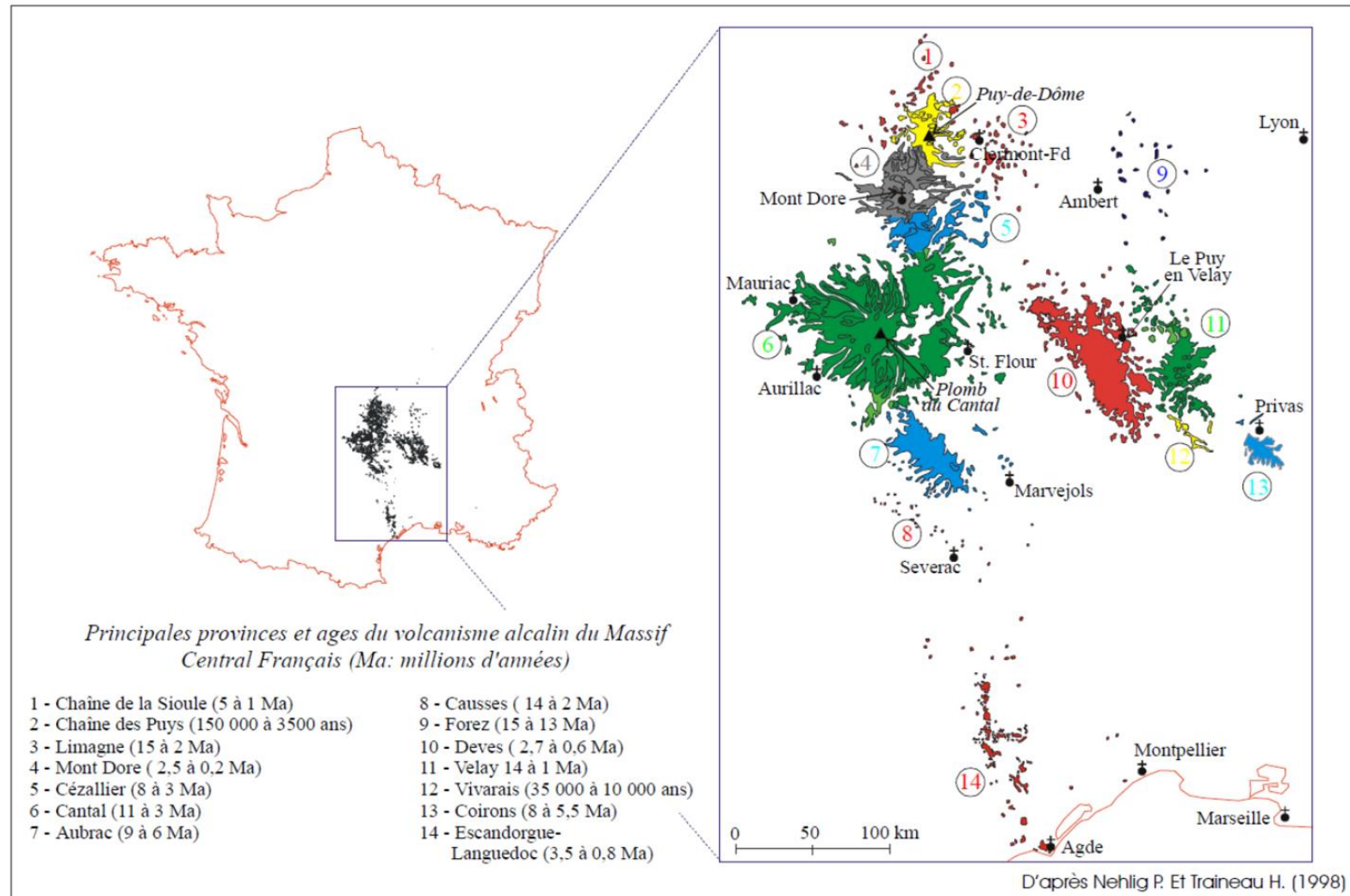
Exhumation

A landscape photograph of the Massif Central region in France. The foreground shows rolling green hills with scattered trees and a small stream. In the middle ground, there is a dense forest. The background features several volcanic peaks, with the most prominent one being a stratovolcano with a flat top. The sky is blue with a few clouds.

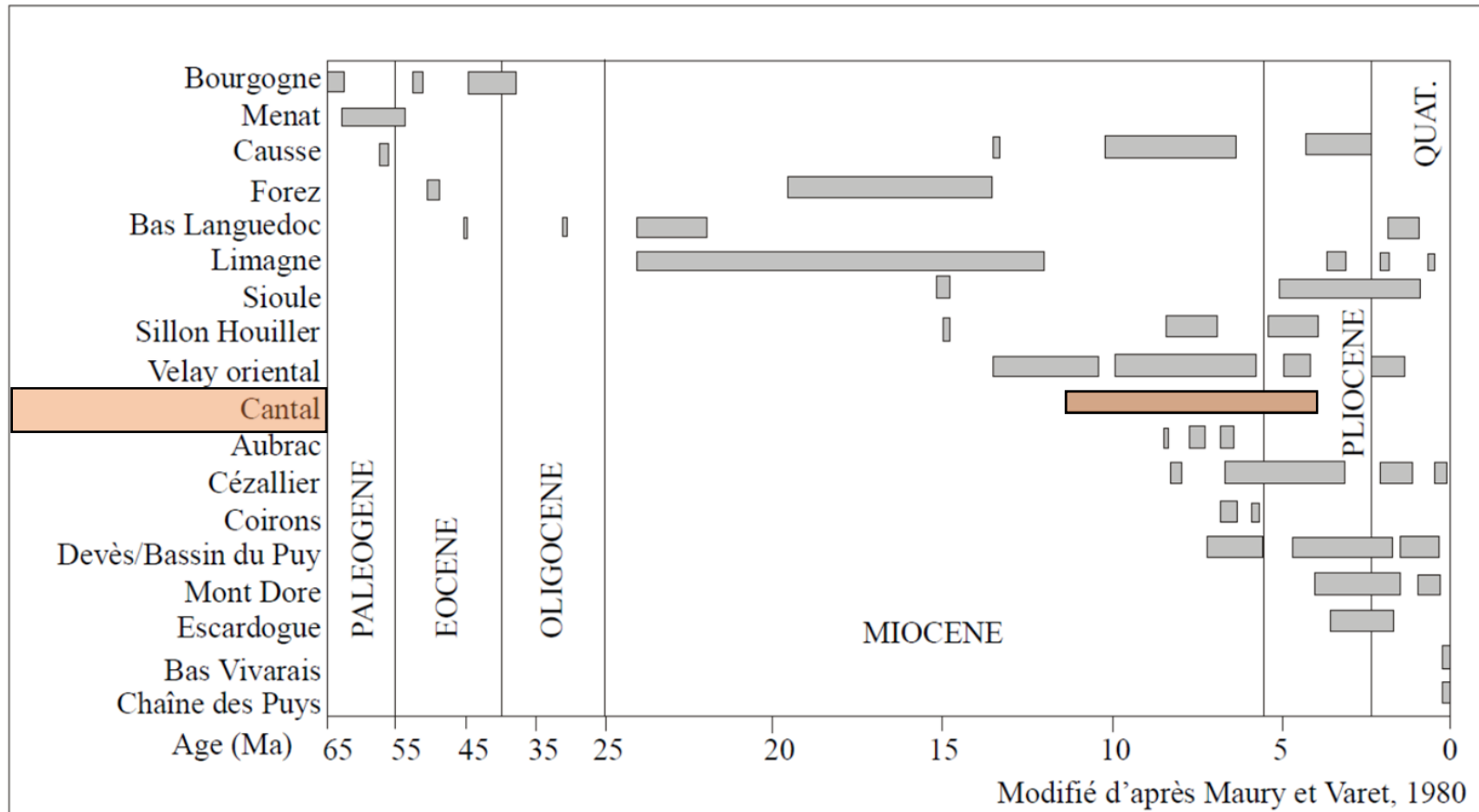
**Le stratovolcan cantalien dans le cadre régional  
du volcanisme du Massif Central**



# Situation des principales provinces volcaniques du Massif Central



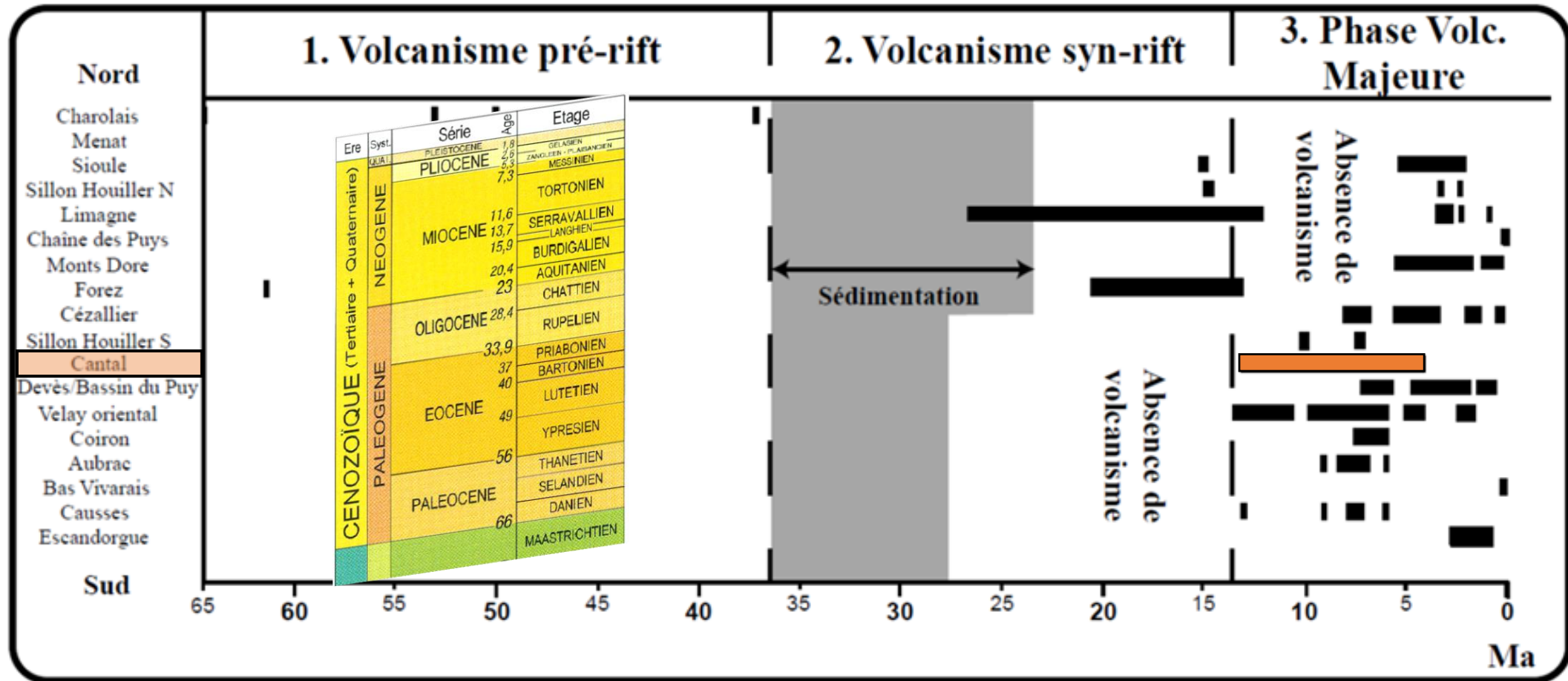
# Chronologie du volcanisme du Massif Central (1)



Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 -Géosciences Rennes n°99



# Chronologie du volcanisme du Massif Central (2)



Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 -Géosciences Rennes n°99

# **Les causes du volcanisme du Massif Central**



# 1- Rifting passif et volcanisme syn-rift

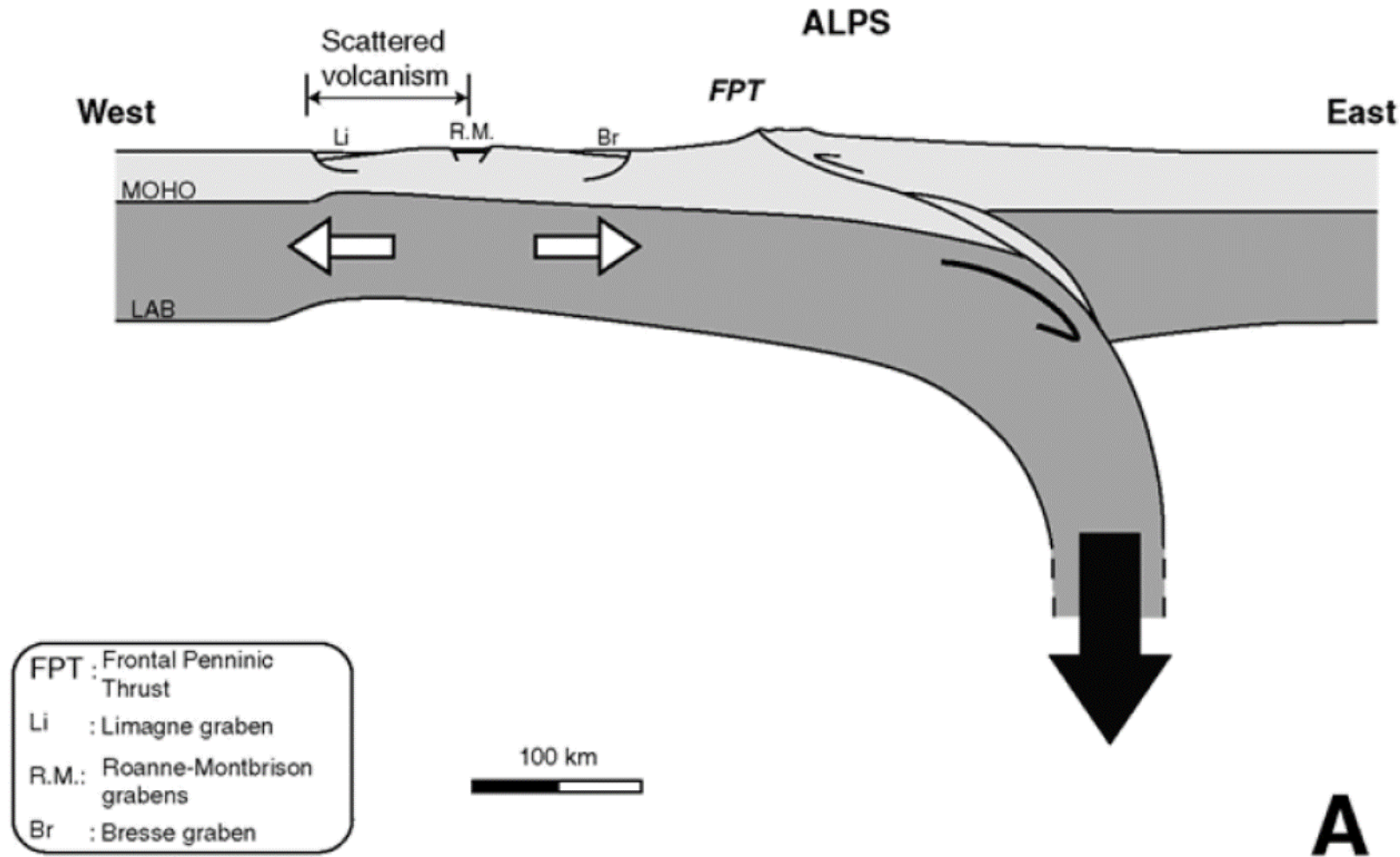
Le volcanisme syn-rift qui s'est étalé entre -37 Ma (Priabonien - Éocène supérieur) jusqu'à -14 Ma (Serravallien - Milieu du Miocène) s'expliquerait par un phénomène de rifting passif qui se serait déroulé, pense-t-on, de la façon suivante :

- ▶ Au Crétacé supérieur, la subduction de la plaque européenne sous la plaque apulienne, dépendance de la plaque africaine, s'amorce.
- ▶ Cette subduction est responsable d'un étirement de la croûte continentale européenne fragile (= cassante) qui se faille.
- ▶ Formation de grabens dans les vieux massifs hercyniens (= varisques) voisins : grabens de Limagne, de Roanne-Montbrison, de la Bresse, du Fossé rhéan, de l'Eger... à l'Oligocène, grabens limités par des failles normales, marqueurs d'une tectonique en extension.

*Remarque : Tous ces grabens ne sont pas disposés n'importe comment. Ils sont alignés parallèlement au futur front alpin et forment ce que l'on appelle aujourd'hui le Rift Ouest-Européen (ROE).*

- ▶ L'amincissement de la croûte continentale au niveau des grabens s'accompagne d'une remontée passive du manteau asthénosphérique qui, par décompression adiabatique, fond partiellement pour donner un magma basaltique très alcalin.

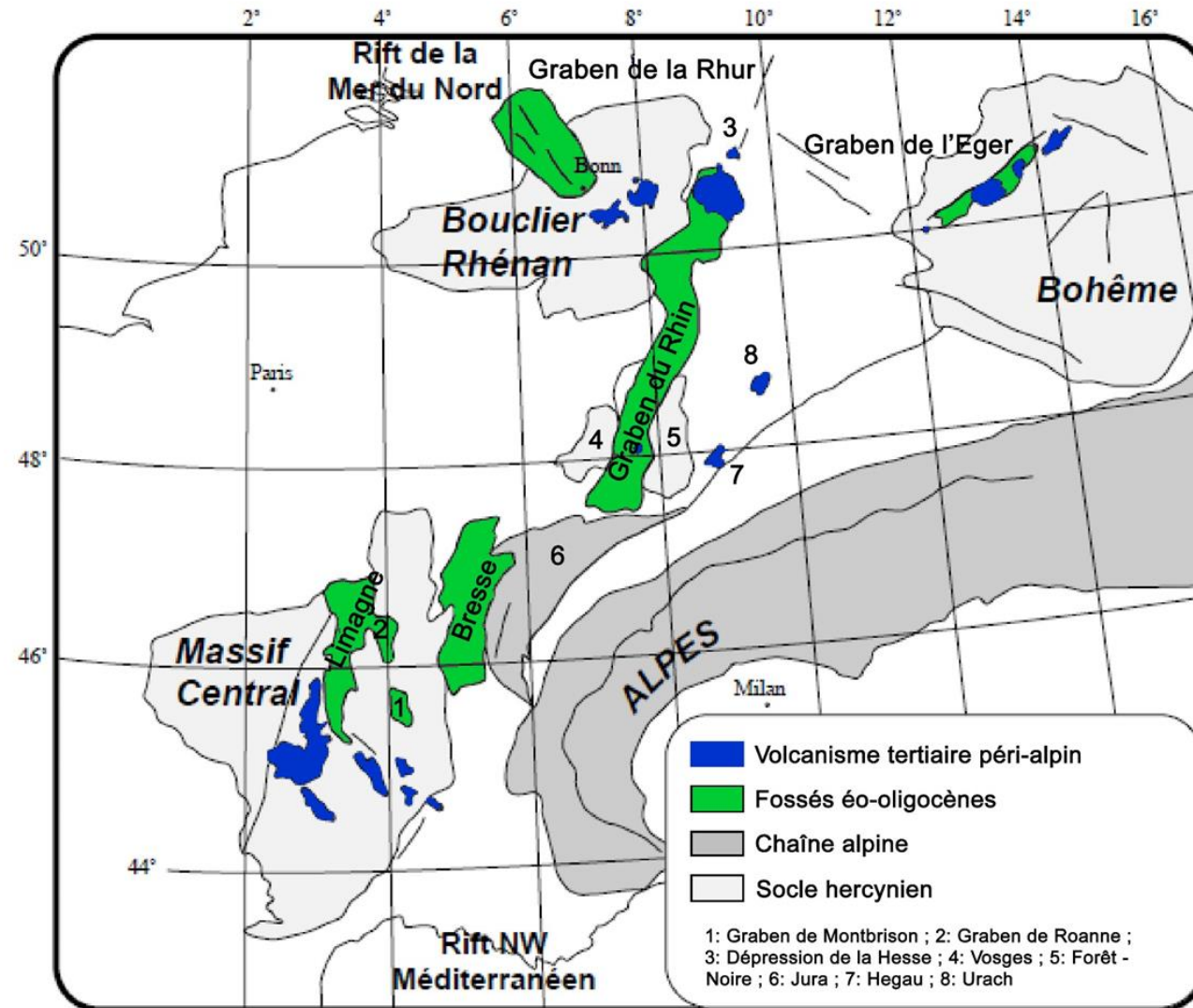
⇒ C'est ce magma qui en remontant le long des failles normales serait la cause du volcanisme syn-rift très marqué en Limagne et dans le Forez.



## Schéma illustrant le mécanisme la formation des grabens syn-rift

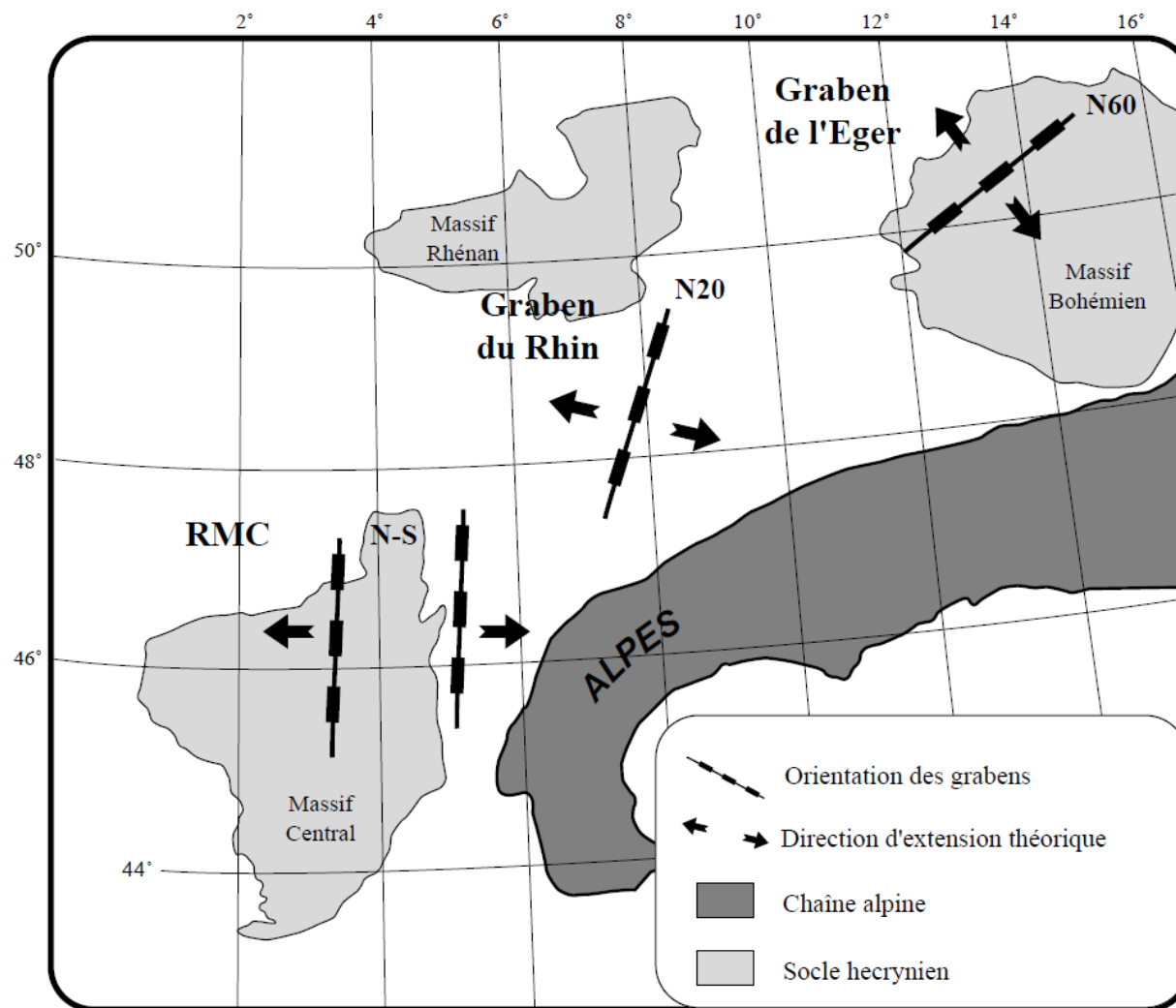
Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 - Géosciences Rennes n°99





## Le rift Ouest-Européen

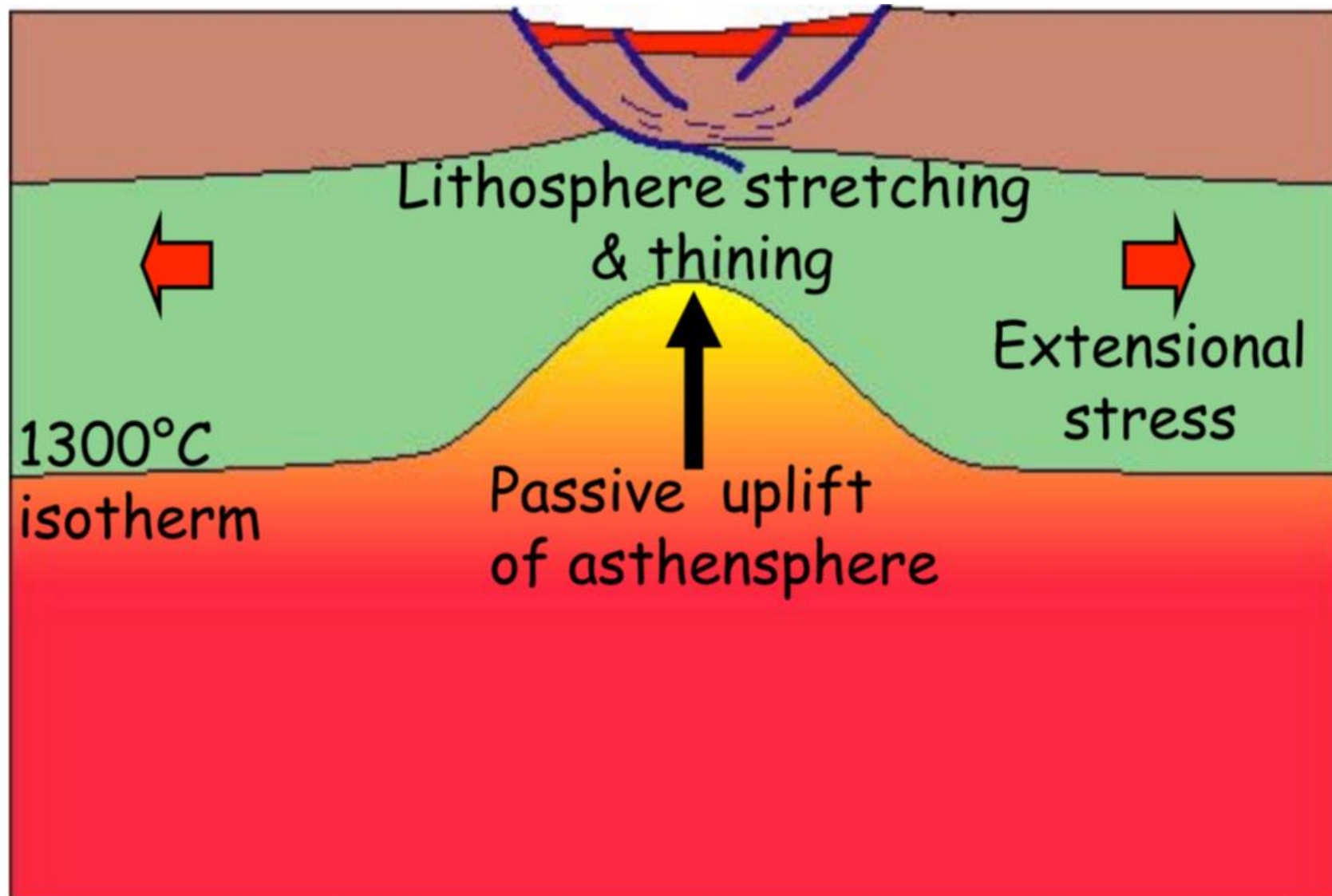
Extension perpendiculaire  
au front de la chaîne alpine  
dès l'Eocène (Priabonien)  
conduisant à une évolution  
de type « rift passif »

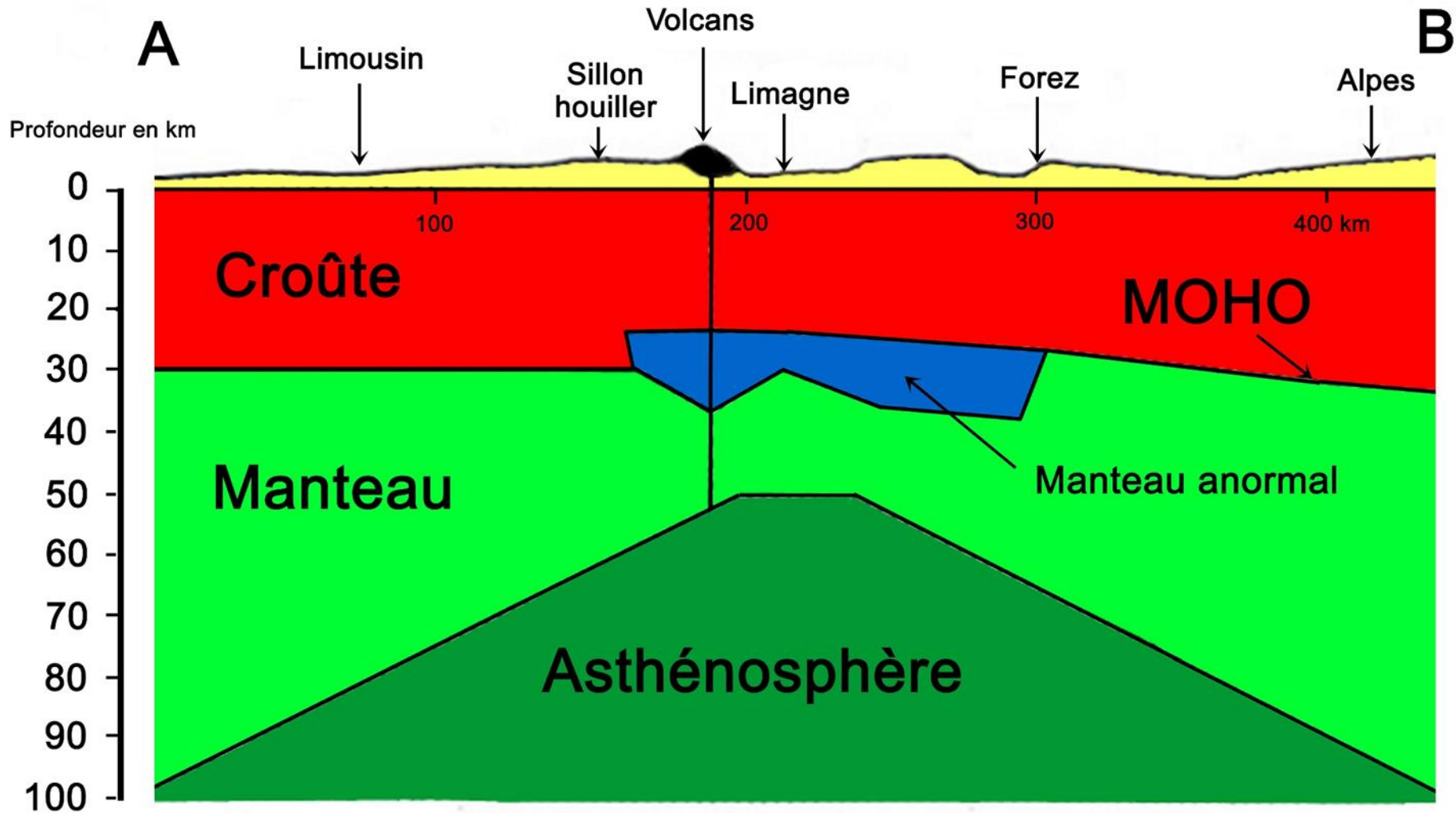


## Carte de la répartition et de l'orientation des principaux grabens et de l'extension qui les a provoqués

Extrait de la Thèse de L. Michon - Mémoires 2001 - Géosciences Rennes n°99







Les premiers travaux de sismique réfraction dans le Massif central ont montré l'existence d'une croûte continentale anormalement amincie, avec un MOHO situé à une profondeur de 26 km, associée au graben de la Limagne. Cette croûte amincie surmonte une zone de manteau « anormal » présentant des vitesses d'ondes P faibles de 7,3-7,4 km/s au lieu de 8 km/s pour un manteau normal. Cette signature géophysique pourrait être liée à d'importants volumes de magmas basaltiques piégés sous la croûte (= « underplating ») et issus de la fusion partielle du manteau asthénosphérique.



Le rifting passif à l'origine des Bassins oligocènes de Limagne, de Roanne-Montbrisson, de la Bresse et d'une façon générale du Rift Ouest-Européen (ROE) a également affecté le Cantal comme en témoignent les nombreux grabens de même âge en périphérie de l'édifice volcanique cantalien :

- Fossé Margeridien, Bassin de Saint-Flour, Bassin de Neussargues, Bassin de Malzieu, Bassins d'Aurillac et du Goul...

Leur remplissage sédimentaire est tout-à-fait comparable à celui des Limagnes.

L'Oligocène du Bassin d'Aurillac, le plus complet et le plus varié, débute par un Stampien inférieur détritique avec à la base des rognons de silex, des quartz et des cailloutis surmontés de sables mélangés à des argiles, puis d'argiles bariolées sans fossiles à caractère lenticulaire relayées par des argiles vertes massives.

Le Stampien supérieur, marneux puis de plus en plus carbonaté vers le haut, montre un premier niveau à plantes et Vertébrés (Characées, Roseaux, *Hyaenodon leptorhinus*, *Helix coeduensis*...) puis un niveau de milieu saumâtre à *Potamides*, *Hydrobia* et *Cypris faba* très abondants, un niveau à meulière avec *Potamides lamarcki* plus rares et apparition de quelques Foraminifères, Limnées, Planorbes puis enfin un niveau entièrement d'eau douce à Limnées et Planorbes de grandes dimensions, *Helix*...

Mais ces bassins cantaliens montrent deux principales différences avec les grabens de Limagne.

- leur orientation : N130. Leurs failles normales bordières seraient très certainement héritées de grands accidents hercyniens du socle de même direction NO-SE.

- l'absence totale de volcanisme syn-rift entre -37 Ma (Priabonien - Éocène supérieur) et -14 Ma (Serravallien - Milieu du Miocène).

## 2- Rifting actif (hypothèse de panaches mantelliques) et phase volcanique majeure (PVM)

La phase de volcanisme majeur (PVM) succède à la phase de volcanisme syn-rift. Elle s'étale entre -14 Ma et aujourd'hui (!) (dernières manifestations volcaniques de la Chaîne des Puys datées aux alentours de 6000 ans) . Elle s'expliquerait par un phénomène de « rifting actif » dont le scénario serait le suivant :

- ▶ La subduction de la plaque européenne sous la plaque apulienne se poursuit pendant tout l'Oligocène et le début du Miocène. Conséquence mécanique : la lithosphère européenne prend davantage de place dans l'asthénosphère. En même temps que les deux croûtes continentales entrent en collision, se forme sous l'arc alpin une racine lithosphérique épaisse (2 croûtes continentales superposées soit 60-70 km + 100 à 120 km de manteau lithosphérique donc en tout 150-200 km environ).
- ▶ Les événements précédents (subduction et formation d'une racine lithosphérique épaisse) auraient induit dans le manteau asthénosphérique sous-jacent à comportement ductile un courant de matière, un « flux asthénosphérique » ; ce flux aurait été entraîné dans un premier temps en profondeur par la lithosphère européenne plongeante puis, dans un second temps, s'en serait séparé par une sorte de découplage au moment de la formation de la racine et de l'arrêt de la subduction. Ce découplage aurait eu lieu vers 400 km de profondeur. Là, devenu plus chaud donc plus léger, le flux de matière asthénosphérique serait ensuite remonté par convection vers la surface jusqu'à la base de la lithosphère voisine, sous le Massif Central.
- ▶ Cet apport de chaleur sous la lithosphère aurait généré une « érosion thermo-mécanique » de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB).
- ▶ Il s'en serait suivi une fusion partielle du manteau lithosphérique, des remontées de magmas et un déséquilibre isostatique se traduisant par la surrection de l'ensemble de la lithosphère, du Massif central en particulier.

⇒ Ce « rifting actif » serait donc, comme le rifting passif, toujours lié à l'orogénèse alpine mais post-collision.



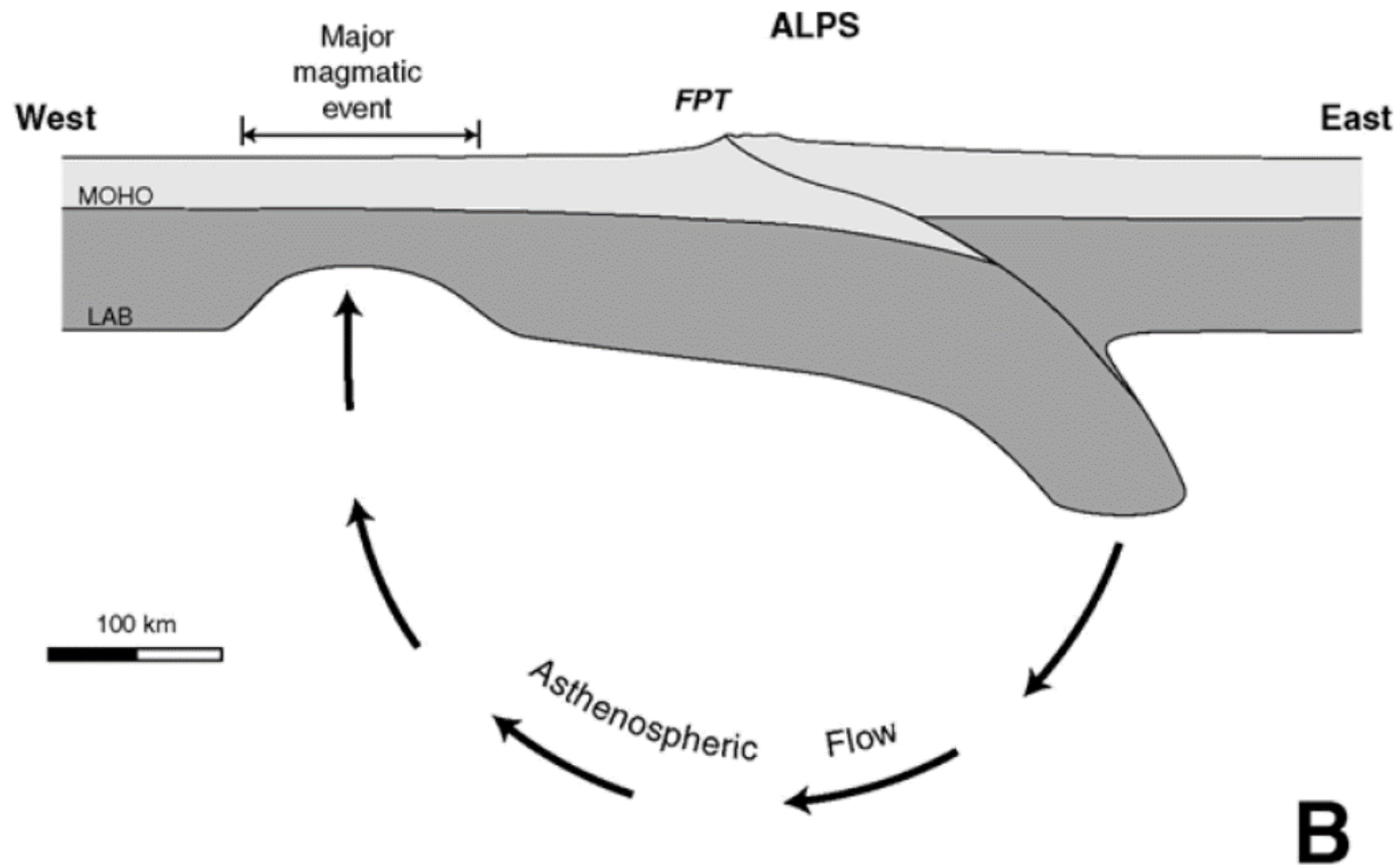
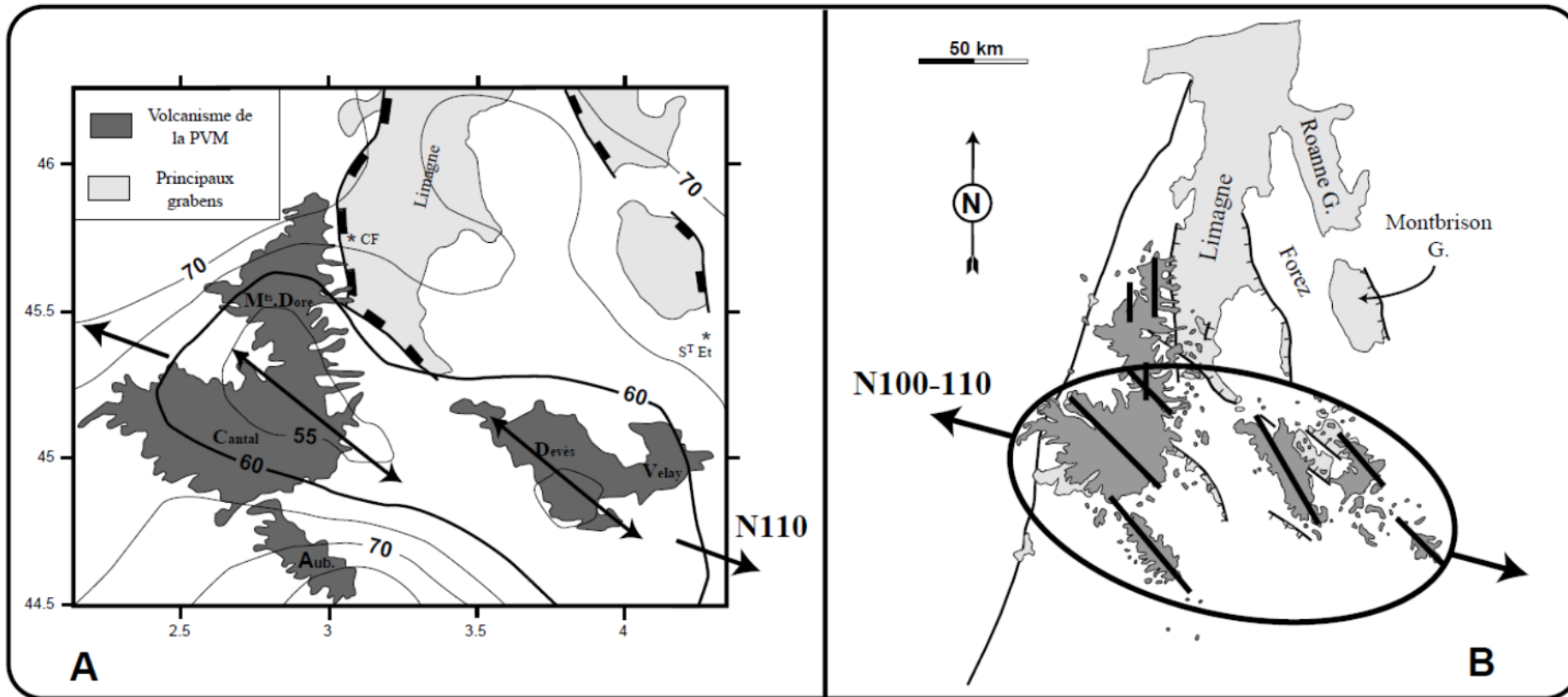


Schéma illustrant le rifting actif (= remontée de panaches volcaniques)

Extrait de la thèse de L. Michon - Mémoires 2001 -Géosciences Rennes n°99



**Figure A :** Topographie de la limite Lithosphère-Asthénosphère (ou LAB) sous le Massif Central. La remontée du LAB est orientée N110 et est ponctuée par deux apex N130 à l'aplomb des principales provinces volcaniques affectées par la PVM (Cantal, Mont Dore, Cézallier, Devès, Velay).

**Figure B :** Orientation des failles dans la région couverte par le volcanisme dispersé syn-rift (en gris clair) et dans les provinces volcaniques affectées par la PVM.

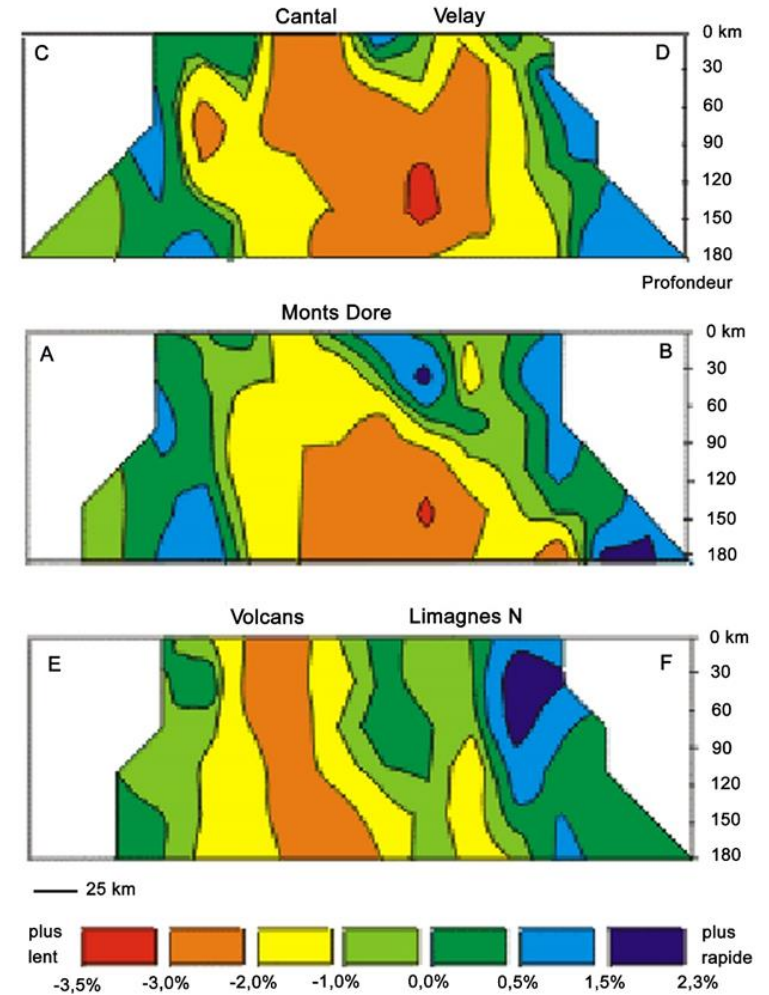
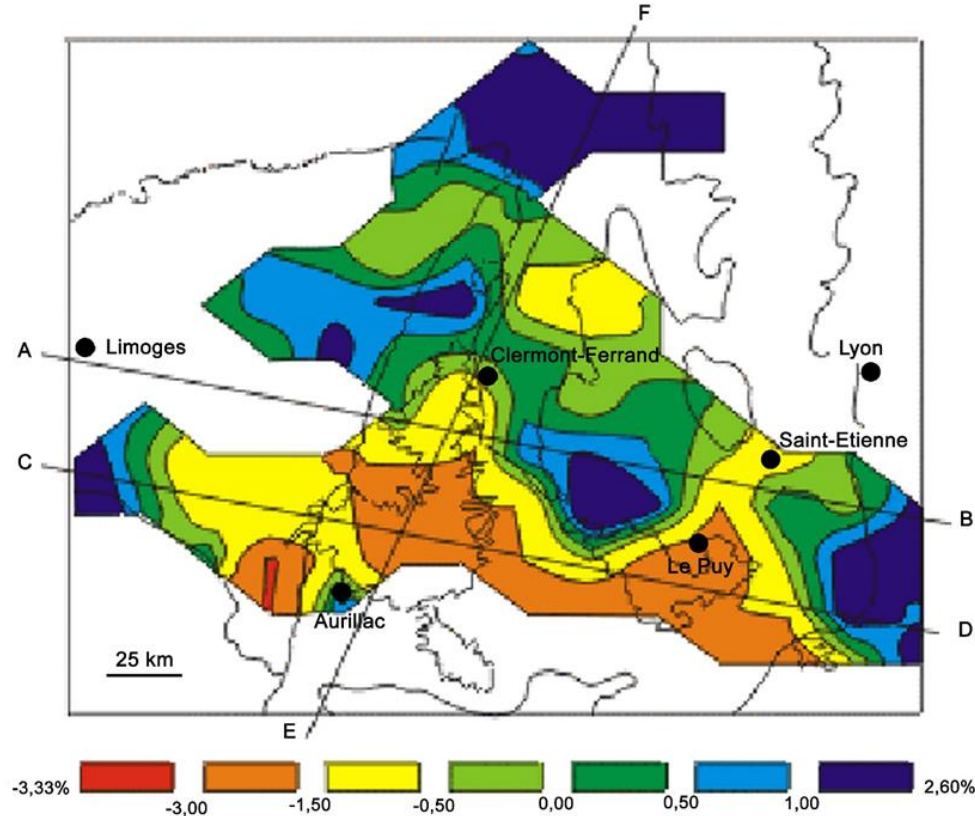
**On peut remarquer la superposition parfaite de la remontée du LAB et de la zone affectée par la PVM ce qui suggère un lien étroit entre les deux phénomènes.**



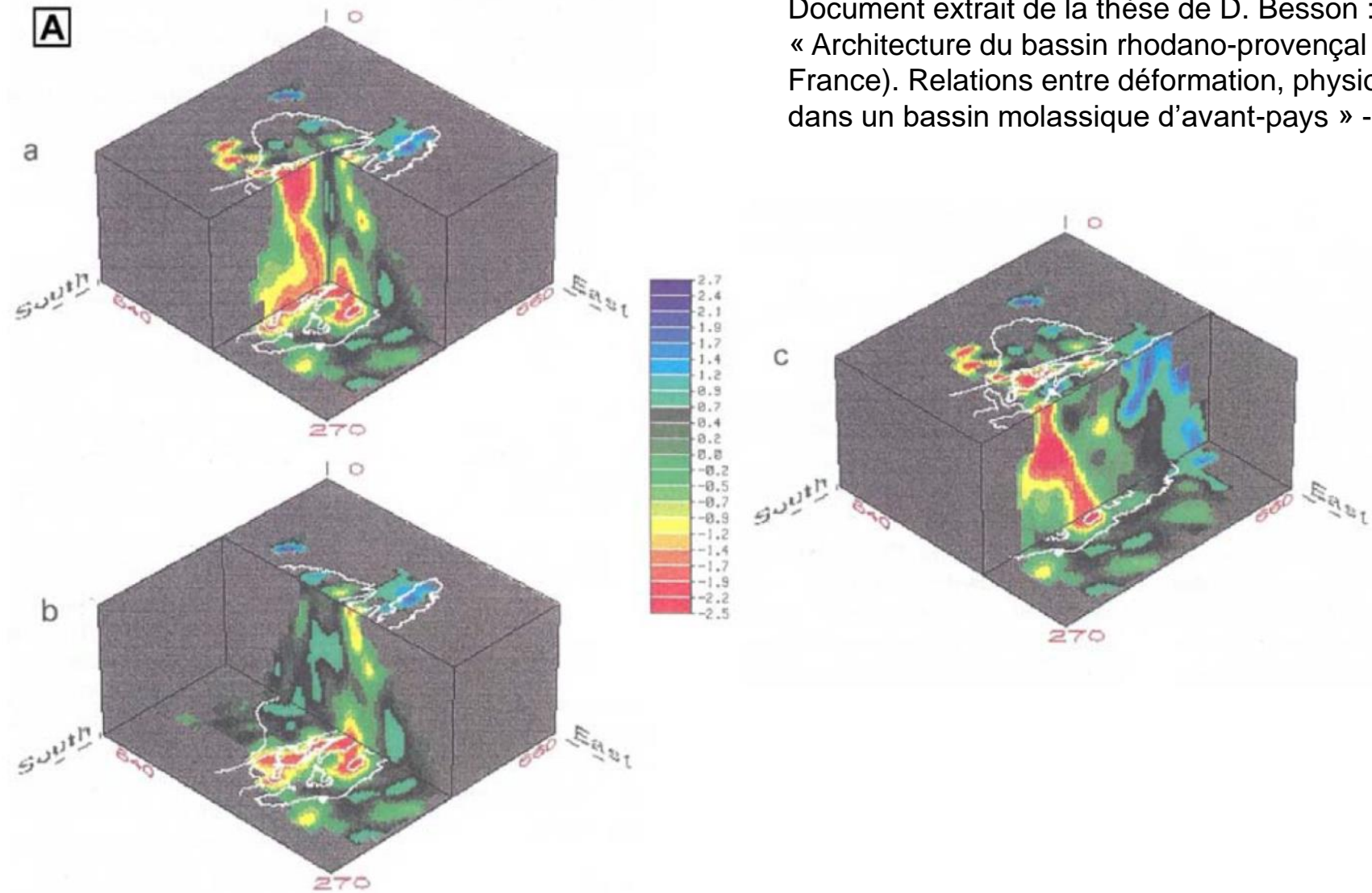
La tomographie sismique montre deux zones de faible vitesse sismique sous le Cantal et le Velay, entre 0 et 180 km de profondeur :

- une sous le Cantal, atteignant la surface,
- l'autre sous le Velay, bloquée dans la croûte.

Interprétation : zones de remontées de magma le long de fractures lithosphériques varisques, réactivées à l'Oligocène.



**Carte des variations (en %) de la vitesse des ondes sismiques P dans le manteau supérieur du Massif Central**

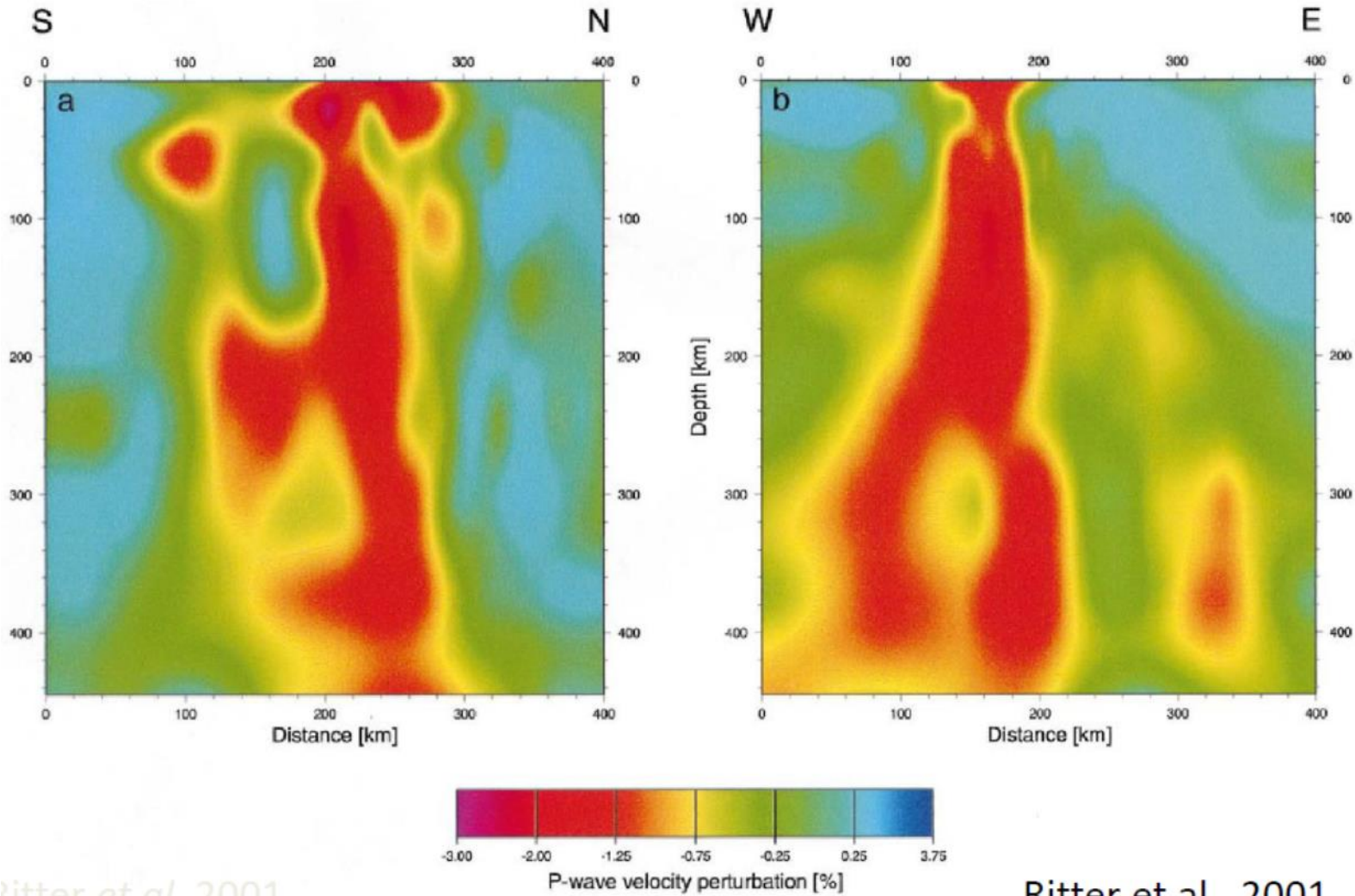


Document extrait de la thèse de D. Besson :  
 « Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays » - 2005

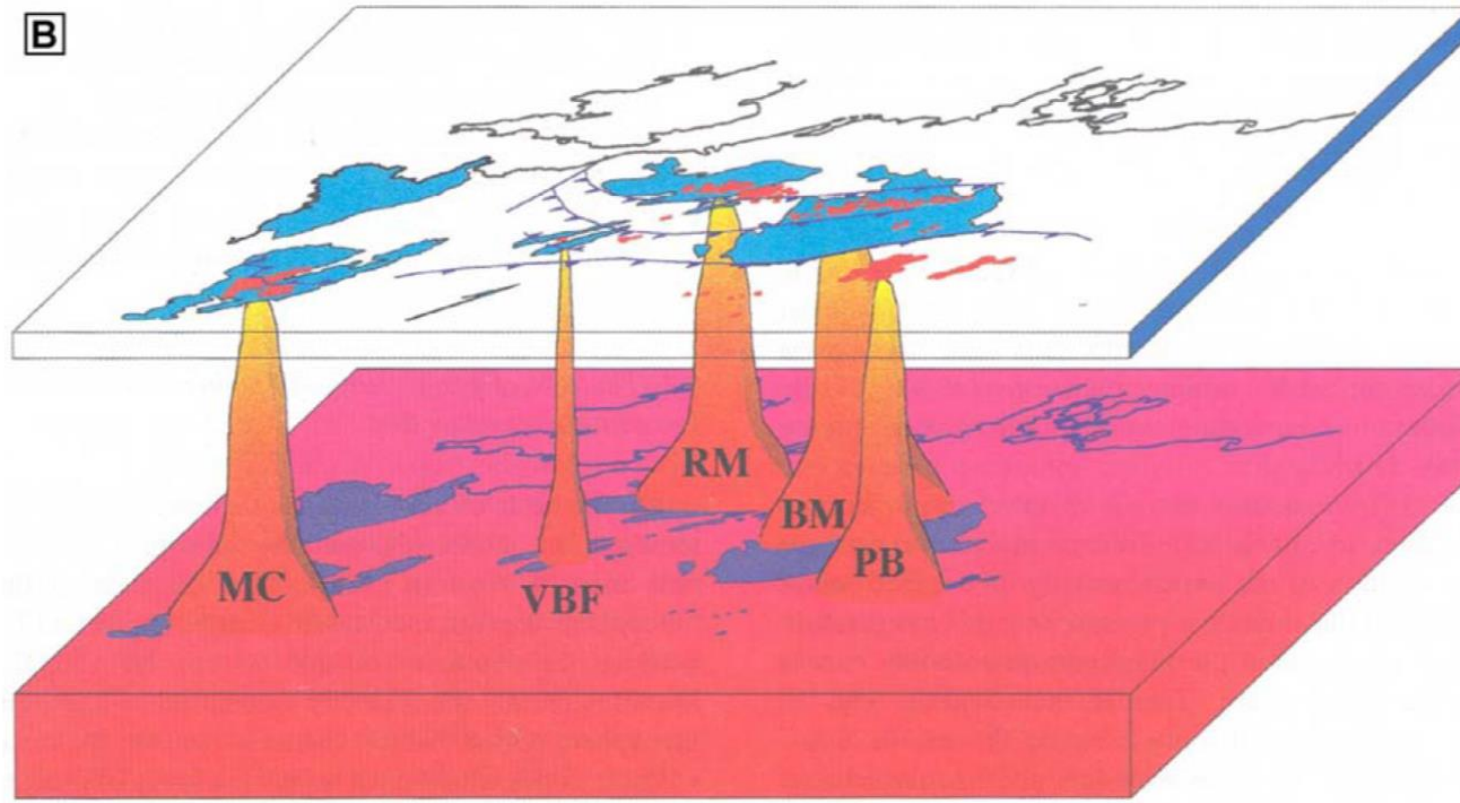
**Blocs-diagrammes 3D des anomalies de vitesse depuis la surface jusqu'à une profondeur de 270 km en dessous du Massif Central**

Les lignes blanches indiquent les contours tectoniques.





## Tomographie sismique sous l'Eifel



**Schéma représentant la remontée ou « upwelling » de petits diapirs mantelliques sous la lithosphère européenne depuis une couche située vers les 400 km de profondeur et présentant une anomalie thermique positive (sa température est supérieure de 200°C à celle du manteau ambiant)**

Extrait de la thèse de D. Besson : « Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays » - 2005



Le rifting actif ne serait donc que la poursuite logique du rifting passif.

Depuis la fin de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur (période syn-rift), la plaque européenne a continué à subduire sous la plaque apulienne africaine. Puis à partir du Miocène inférieur, il y a eu collision continentale et formation d'une racine lithosphérique épaisse et froide.

Ce plongement aurait induit un fluage asthénosphérique ; cette zone de fluage correspondrait à la zone de faible vitesse des ondes sismiques P mise en évidence vers 400 km de profondeur sous le Massif Central et d'une façon générale sous le ROE. L'arrivée de matériel mantellique chaud sous la lithosphère du Massif Central aurait entraîné une érosion thermo-mécanique de la base lithosphérique, une fusion partielle de ce manteau lithosphérique d'où l'importante activité magmatique responsable à la fois de la phase volcanique majeure (PVM) dans la zone centrale du Massif Central (Cantal, Devès, Velay, Aubrac) et de son soulèvement.

Remarques :

- Dans l'hypothèse du rifting actif, l'importance du magmatisme de la PVM dans le Massif Central par rapport aux autres zones du ROE pourrait s'expliquer par une subduction plus profonde du slab.
- La remontée du flux asthénosphérique ne se ferait pas telle une lame unique tout le long du ROE mais semblerait plutôt correspondre à des « chenaux » de fluage à l'origine de petits diapirs mantelliques, un diapir mantellique pour chaque graben manifestant une activité volcanique.
- Dans le Massif Central, le Massif Rhénan et en Bohême, la surrection est encore active et les dernières éruptions sont récentes, quaternaires. Ces deux constatations suggèrent que les remontées diapiriques sous ces massifs sont toujours présentes !

Pour cette phase de volcanisme majeur du Massif Central, il ne faut donc pas véritablement parler de « point chaud » mais seulement de « diapirs » ou de « plumes » mantelliques et cela pour trois raisons principales :

- un véritable point chaud prend naissance beaucoup plus profondément dans la Terre, à la limite Manteau-Noyau (2900 km et on parle alors de panache primaire ou de type 1, c'est le cas du point chaud d'Hawaï ) ou à la limite Manteau supérieur-Manteau inférieur (670 km et on parle de panache secondaire ou de type 2) mais pas à 400 km de profondeur.
- les dimensions d'un point chaud sont importantes : en moyenne, 500 km de diamètre à la base de la lithosphère ! Ici, le panache mantellique ascendant sous le Massif Central (Cantal et Velay) aurait seulement un diamètre de l'ordre de 100 km. Et même si l'on voulait ne faire intervenir qu'un unique point chaud pour expliquer tout le magmatisme de la PVM en Europe, depuis le Massif Central jusqu'en Bohême, il faudrait imaginer un point chaud d'un diamètre supérieur à 1000 km, étendue considérable qui aurait alors produit beaucoup plus de volcanisme qu'on ne l'observe.
- enfin, la chronologie relative des différents événements liés à la PVM ne colle pas non plus avec l'hypothèse d'un point chaud classique de type Hawaï où le bombement et le volcanisme sont contemporains et suivis d'une phase d'extension radiale alors que dans le cas du Massif Central, l'enregistrement sédimentaire oligo-miocène dans les bassins syn-rift (Limagne, Aurillac...) a précédé le bombement et le volcanisme.

Maintenant, c'est vrai que l'on peut toujours se poser la question suivante : les « panaches » responsables du volcanisme du ROE et qui naissent à 400 km de profondeur, ne seraient-ils pas eux-mêmes alimentés par un panache secondaire voire un panache primaire encore plus profond, plus important et plus chaud ?



# Synthèse

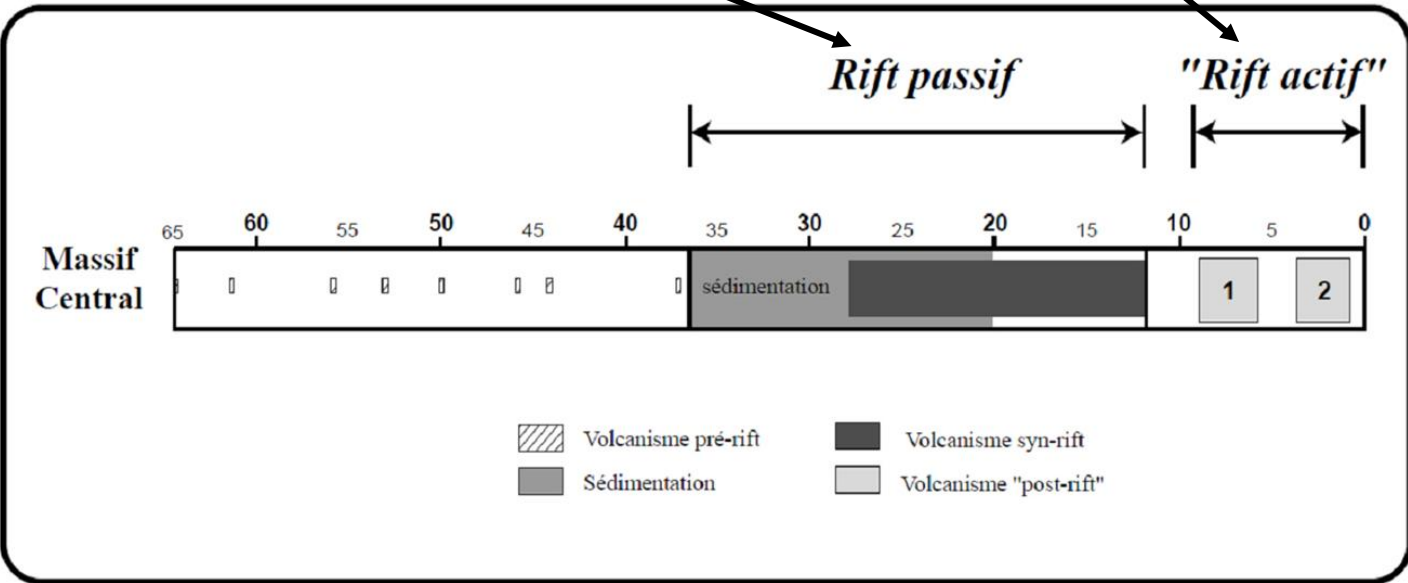
Cause : subduction de la plaque européenne sous la plaque apulienne à partir de l'Eocène et pendant l'Oligocène  
 Conséquences : étirement tectonique de la plaque européenne et formation des grabens péri-alpins du ROE

Cause : fin de la convergence - formation de la racine lithosphérique de l'arc alpin  
 Conséquences : flux asthénosphérique et remontée de diapirs mantelliques à partir de 400 km de profondeur - surrection du Massif Central (**voir encadré rouge**)

Au Priabonien (fin de l'Eocène – 34 Ma) et pendant tout l'Oligocène, une communication marine entre le Bassin Provençal et les grabens du Puy, de Limagne et de Bresse est établie par le passage du Velay. Mais dès le Miocène inférieur (Aquitarien – 23 Ma), elle cesse du fait de la surrection des Cévennes ; désormais, les Limagnes et le graben du Forez ne communiqueront plus qu'avec le Bassin Parisien.

⇒ Entre – 34 Ma et – 23 Ma, formation d'un seuil marquant le début du doming. Et depuis, surrection de près de 1700 m (altitude du Mont Lozère).

NB : La surrection des Cévennes pourrait être également liée à la formation du rift algéro-provençal par épaulement de sa bordure Ouest (Golfe du Lion)



**FIN**

FIN