

Les traces du passé mouvementé de la Terre

I: Des domaines continentaux révélant des âges variés.

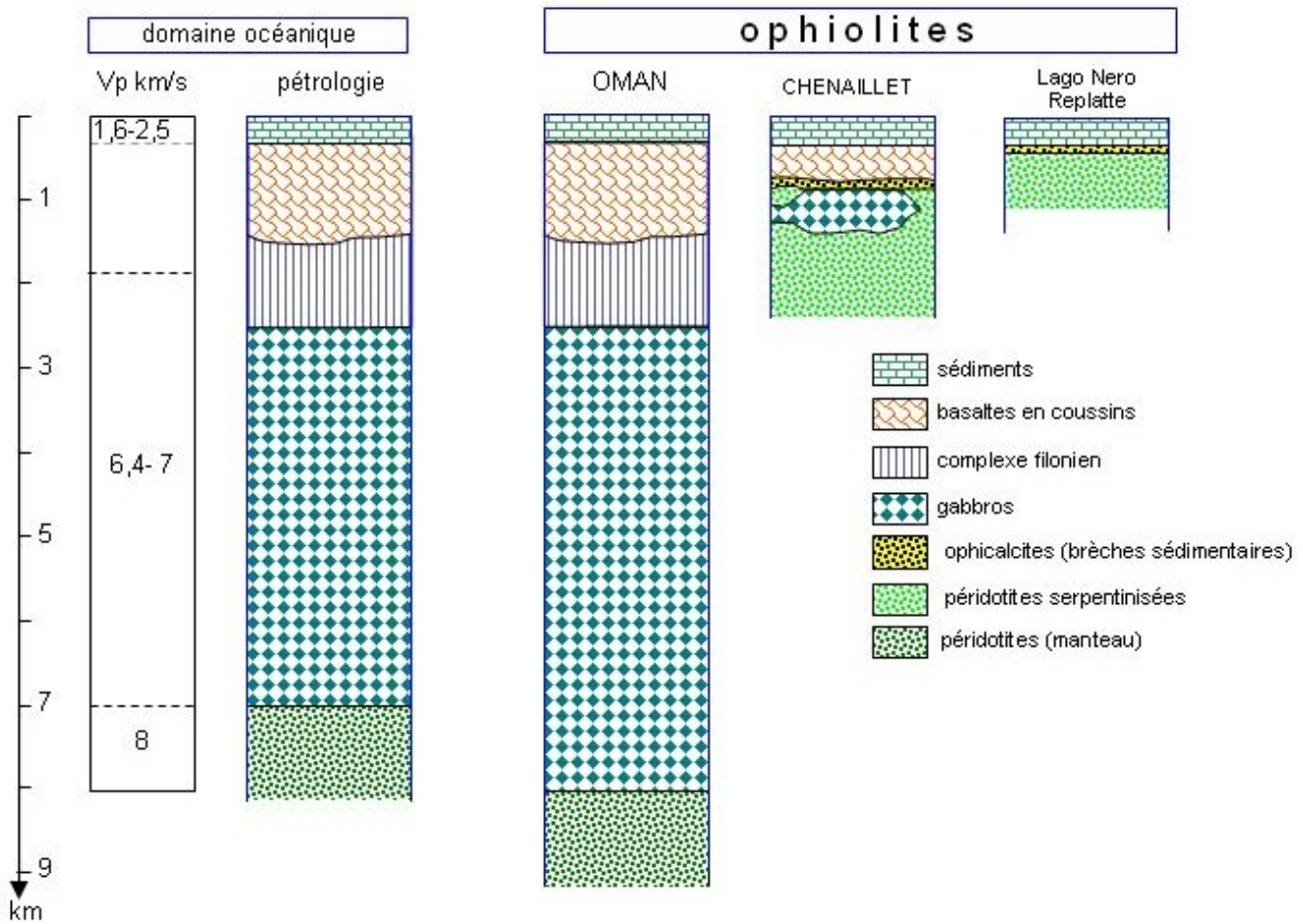
Si l'âge de la lithosphère océanique n'excède pas 200 Ma, les roches de la lithosphère continentale peuvent quant à elles avoir des âges très variés allant parfois jusqu'à près de 4 Ga.

On observe ainsi au sein des chaînes de montagnes telles que les Vosges des associations de roches de nature (sédimentaire, magmatique, métamorphique), d'origine (océanique, continentale) et d'âges très différents.

Ces roches se sont retrouvées associées suite aux mouvements tectoniques et à la collision des lithosphères continentales.

II: Les ophiolites: vestiges océaniques au sein des chaînes de montagnes.

On observe au sein des chaînes de montagnes (ou ceintures orogéniques) des associations, appelées ophiolites, dont les successions des roches (basaltes recouvrant des gabbros, recouvrant eux mêmes des péridotites) sont similaires à la structure verticale de la lithosphère océanique. Les ophiolites sont donc des fragments de lithosphères océaniques charriées en altitude.



Les ophiolites sont localisées aux frontières de plaques au sein des chaînes de montagnes. Elles caractérisent d'anciens domaines océaniques situés entre des domaines continentaux. La convergence des deux plaques aurait induit la fermeture de l'océan par subduction et le charriage de portions de lithosphère océanique à l'origine des ophiolites.

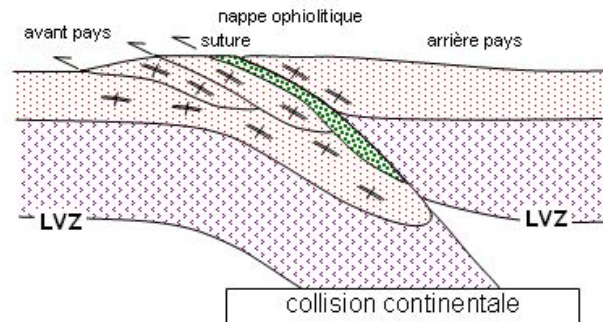
Les indices de l'expansion d'un ancien domaine océanique au sein des Alpes: L'ophiolite du Chenaillet.

L'[ophiolite du Chenaillet](#) présente une [succession](#) horizontale de roches constituée de basaltes, de gabbros et de péridotites serpentinisées. Cette ophiolite s'interprète comme un fragment de lithosphère océanique présent à 2700 m d'altitude dans les Alpes. Elle témoigne de l'existence d'un océan alpin aujourd'hui disparu.

Les radiolarites sont des roches sédimentaires que l'on trouve associées à l'ophiolite du Chenaillet. Les sédiments à l'origine de ces roches sédimentaires ne se déposent qu'à grande profondeur. Ces radiolarites témoignent de la profondeur importante de cet océan qui était donc entré en expansion (la profondeur de l'océan augmente avec son âge et donc avec son expansion). La datation des radiolarites permet de dater la phase d'expansion océanique entre 180 et 170 Ma.

L'ophiolite du Chenaillet présente un métamorphisme hydrothermal: on observe des [métagabbros à hornblend \(métagabbros 1\)](#) et des [métagabbros à chlorites et actinotes \(métagabbros 2\)](#) (faciès des schistes verts) et des péridotites [serpentinisées](#) qui témoignent d'un métamorphisme de basse température, basse pression (BT/BP), avec un apport d'eau. Il s'agit donc d'une lithosphère océanique non subduite, qui témoigne de l'expansion de l'océan alpin.

Cette ophiolite qui n'a pas subi la subduction est remontée en surface par un mécanisme d'obduction: à la fin de la subduction, lorsque l'océan a complètement subduit, la collision des deux lithosphères continentales induit une « suture » et un chevauchement d'une partie des matériaux océaniques situés entre les lithosphères continentales.



Les indices de la subduction de l'océan alpin : Les ophiolites du mont Queyras et du mont Viso.

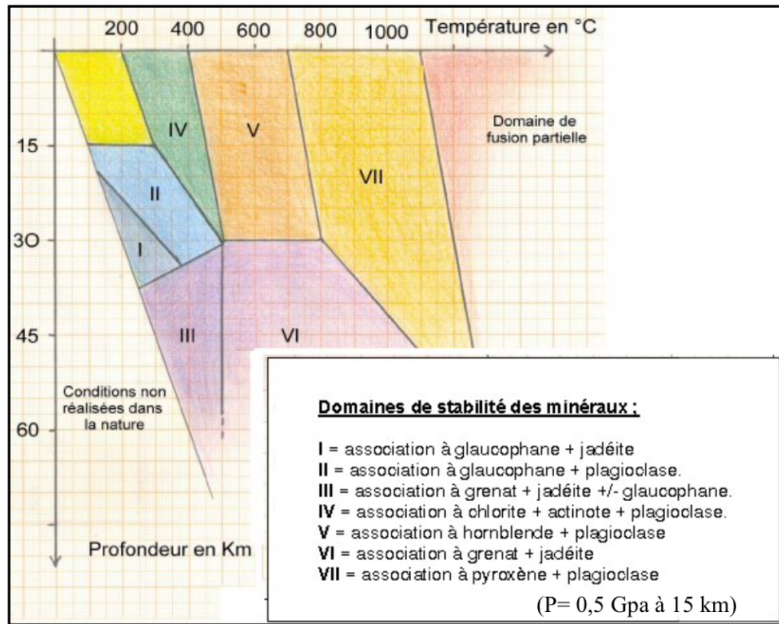
Les alpes présentent des complexes ophiolitiques où les associations minérales sont différentes. Les métagabbros du [mont Queyras](#) possèdent des minéraux comme le glaucophane (faciès des schistes bleus), ceux du [mont Viso](#) sont constitués de jadéites et de grenats (faciès des éclogites). Ces associations minéralogiques attestent des conditions d'un métamorphisme de HP/BT. Ces conditions de température et de pression ne sont présentes qu'au niveau d'une zone de subduction. Ces métagabbros ont donc été entraînés en profondeur lors de la subduction avant de revenir en surface. Le mont Viso est donc la preuve d'une subduction de l'océan alpin avant la collision.

Ces ophiolites qui ont subi la subduction sont remontées en surface après que des écailles de lithosphère océanique se soient formées et désolidarisées de la plaque en subduction. La collision et l'érosion ont par la suite exhumé ces ophiolites.

Bilan: Histoire métamorphique des ophiolites alpines.

	Gabbro océanique (Référence)	Métagabbro 1 du Chenaillet	Métagabbro 2 du Chenaillet	Métagabbro du Mont Queyras	Métagabbro du Mont Viso
Composition Minéralogique	Pyroxène Plagioclase	Pyroxène Hornblende Plagioclase	Pyroxène Hornblende Chlorite Actinote	Pyroxène Plagioclase Glaucophane	Grenat Jadéite
Domaine de stabilité	VII	V	IV	II	VI
Schéma					
Conditions du métamorphisme	Gabbro non métamorphisé	Métamorphisme hydrothermal (réaction 1)	Métamorphisme hydrothermal (réaction 2)	0,5 < P < 1,2 GPa 100° < T < 500°C (Réaction 3)	P > 1 GPa 400° < T < 1100°C (Réaction 4)
Interprétation tectonique	Gabbro tel qu'il est mis en place au niveau de la dorsale.	Métamorphisme hydrothermal caractéristique de l'hydratation des gabbros lors de l'expansion océanique.		Gradient métamorphique HP/BT caractéristique de l'enfoncement en profondeur d'une lithosphère océanique froide lors de la subduction	

Domaines de stabilité des minéraux:



Quelques réactions du métamorphisme:

- Réaction 1:** Plagioclase + Pyroxène + Eau → Hornblende
- Réaction 2:** Plagioclase + Hornblende + Eau → Chlorite + Actinote
- Réaction 3:** Plagioclase + Chlorite + Actinote → Glaucophane + Eau
- Réaction 4:** Plagioclase + Glaucophane → Grenat + Jadéite + Eau

Le trajet Pression / Température des métagabbros de la croute océanique:

Les gabbros océaniques, mis en place au niveau d'une dorsale (1100°C; 0,2GPa), se sont tout d'abord refroidis à environ 200°C au cours de l'expansion océanique, sans augmentation notable de pression (0,2 à 0,3 Gpa). Puis, dans un second temps, ils ont enregistré une augmentation simultanée de pression et de température à raison de 300°C pour 1 Gpa.

- A: métamorphisme hydrothermal = expansion océanique
- B: gradient métamorphique HP BT = subduction

La [coésite](#) du massif de Dora Maira témoigne d'un métamorphisme de ultra haute pression qui implique un enfouissement supérieur à 90 km de profondeur. Les roches continentales ont donc subi au même titre que la lithosphère océanique une subduction profonde. On parle de subduction continentale.

La [répartition](#) des roches métamorphiques alpines montre que l'intensité du métamorphisme a été croissante (pression de plus en plus forte) d'Ouest en Est; c'est donc la lithosphère océanique de la plaque eurasiatique qui est entrée en subduction sous la lithosphère continentale de la plaque apulienne.

III: Les marques de la fragmentation continentale et de l'ouverture océanique.

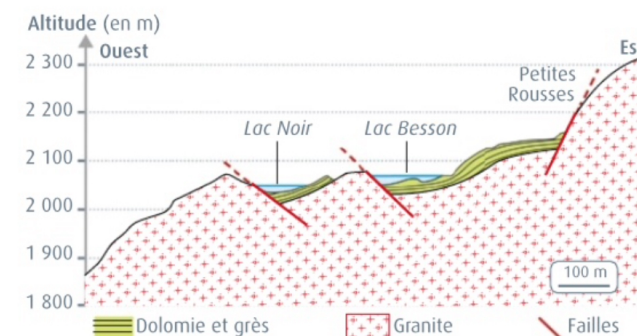
Les vestiges d'anciennes marges passives (paléomarges) au sein des chaînes de montagnes.

Dans les Alpes, comme dans la plupart des chaînes de montagnes, on observe la présence de structures sédimentaires particulières qui témoignent de l'épisode d'ouverture de l'océan, au moment de la déchirure de la croûte continentale, c'est-à-dire au moment du rifting : Des blocs basculés de croûte continentale séparés par des failles normales ont donné naissance à une série de bassins sédimentaires.

C'est par exemple le cas à l'Alpe d'Huez, dans le massif des Grandes Rousses et du Taillefer:

Le profil topographique du plateau des lacs de l'Alpe d'Huez met en évidence des blocs basculés délimités par des failles normales. Cette structure caractéristique de contraintes extensives dans un contexte divergent s'interprète comme les restes d'une ancienne marge passive qui témoigne de l'ouverture de l'océan alpin (rifting continental)

Les sédiments océaniques (dolomies) qui comblent les blocs basculés sont caractéristiques d'un dépôt à faible profondeur associé à l'épisode de rifting continental. La datation de ces sédiments syn-rift permet de dater l'épisode de rifting entre 240 et 250 Ma



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

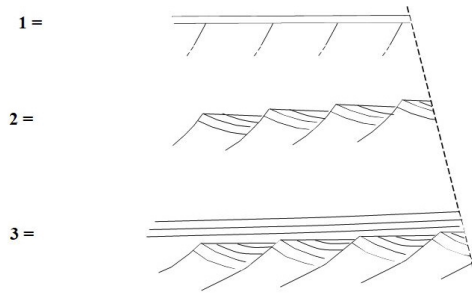
Ce type de structure est aujourd'hui retrouvé par forages ou échographie sismique à la limite entre le domaine continental et le domaine océanique : ce sont des marges passives.

Les caractéristiques des marges passives.

La sismique réflexion permet d'identifier les structures présentes au niveau des jonctions entre les océans et les continents. Les zones immergées faisant le raccord entre une lithosphère océanique et une lithosphère continentale sont qualifiées de marges continentales.

Les marges actives (zone de subduction d'un LO sous une LC) ont été étudiées en [classe de première](#). On observe en bordure de certains continents un autre type de marge: les marges passives.

Les marges passives sont des zones sismiquement peu actives comportant de nombreuses failles normales courbes (failles listriques) formant des blocs basculés. Ceux ci peuvent être recouverts de sédiments pré-rifts, syn-rifts et post-rifts.



1 Les sédiments pré-rift sont ceux qui se sont déposés avant la formation du rift

2 Les sédiments syn-rift qui se déposent au moment de la formation du rift. Ils prennent une forme en éventail car ils se déposent lors de la mise en place du rift donc du basculement des blocs : les dépôts ont des épaisseurs différentes selon leur position sur les blocs basculés.

3 Les sédiments post-rift qui se déposent après la formation du rift dans un océan

Contrairement aux marges actives, les marges passives font le raccord entre une LO et une LC appartenant à la même plaque lithosphérique. Elles présentent également une topographie différente: plateau continental, pente, glacis, plaine abyssale

En certains endroits, lorsque les marges passives ont été conservées (en l'absence de subduction), les profils sismiques péri-atlantiques montrent une continuité asymétrique des marges passives qualifiées alors de [marges conjuguées](#).

Tableau comparatif marge passive / marge active

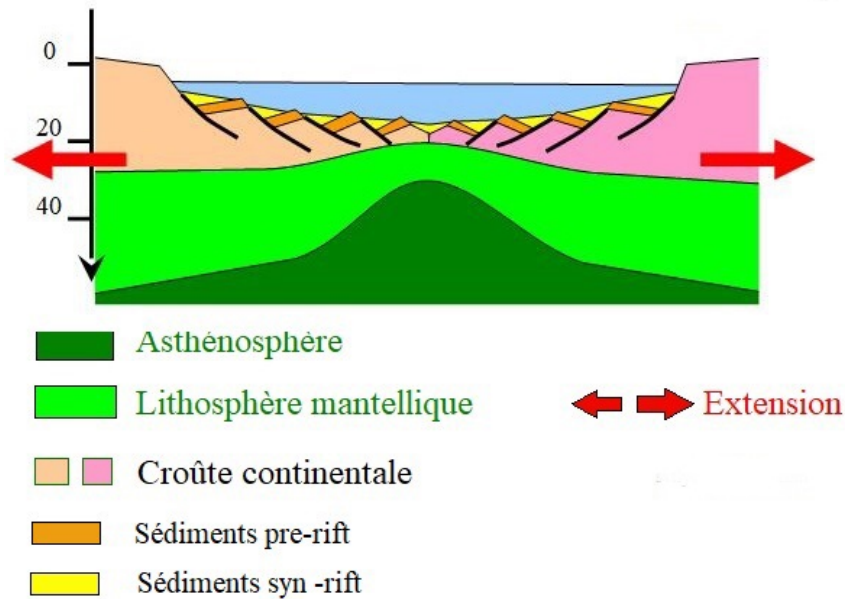
	Marge passive	Marge active
Activité sismique	Non	Forte
Activité magmatique	Non	Forte au niveau de l'arc volcanique sur la plaque chevauchante
Topographie	Plateau continental, pente, glacis, plaine abyssale	Fosse océanique (relief -) Arc volcanique (relief +) Parfois prisme d'accrétion dans la fosse
Déformations	Failles normales délimitant des blocs basculés	Failles inverses , chevauchements
Contraintes Contexte	Extensives Divergent	Compressives Convergent
Origine des lithosphères raccordées	Même plaque lithosphérique	Deux plaques lithosphériques différentes

Le rifting continental.

Les marges passives conjuguées, situées de part et d'autre d'un océan et conservées en l'absence de subduction sont les 1/2 restes d'un rift continental. Ces marges passives conjuguées se retrouvent éloignées l'une de l'autre suite à l'expansion océanique.

L'ouverture d'un océan ou rifting continental est liée à des mouvements de convections dans l'asthénosphère qui induisent une remontée de l'asthénosphère provoquant une extension de la lithosphère continentale. Sous l'effet des contraintes extensives, la lithosphère continentale se fracture et des failles normales se mettent en places. L'action de ces failles conduit à l'effondrement du plancher formant, dans un premier temps, un fossé d'effondrement peu profond occupé par des lacs, puis un bassin océanique périodiquement asséché avant qu'une dorsale ne se mette en place et que l'océan entre en expansion.

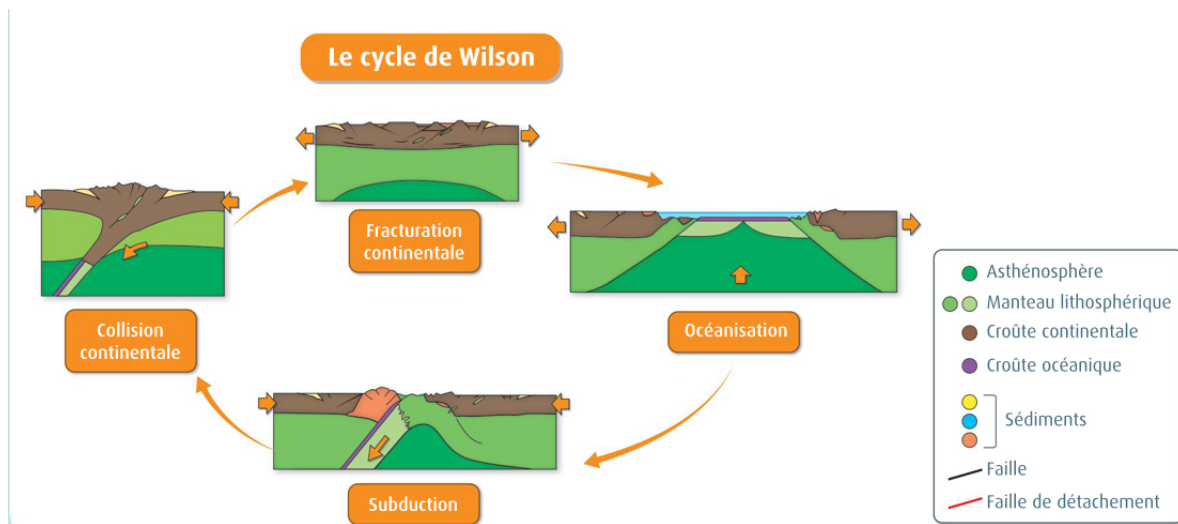
Coupe schématique d'un rift



IV: Les cycles de Wilson.

Les cycles de Wilson sont un modèle scientifique qui décrit le déplacement des continents à la surface de la Terre au cours des temps géologiques.

Après une phase de subduction de la lithosphère océanique qui les sépare, les blocs continentaux entrent en collision. Il se forme une chaîne de montagnes au niveau de la zone de suture entre blocs. Lors de l'arrêt de la compression, la chaîne subit une intense érosion (pénéplanation) puis est affectée par une nouvelle distension qui la fracture et qui conduit à une ouverture d'un domaine océanique : Ce sont des cycles orogéniques (dits « cycles de Wilson»). Ils sont liés à des mouvements convectifs dans le manteau.



C'est ainsi que la Terre a connu divers épisodes orogéniques (chaîne Icartienne, Cadomienne, Varisque, Alpine) durant lesquels les plaques lithosphériques ont été parfois fragmentées et dispersées à la surface du globe (c'est le cas actuellement), ou parfois regroupées en un unique « supercontinent » comme durant la période entre il y a 300 et 200 millions d'années (début du Permien / ère primaire et la fin du Trias – ère secondaire), « la Pangée ».

Pour aller plus loin: [Diaporama de l'histoire des Alpes](#).