

Chapitre 3: Déformations tectoniques

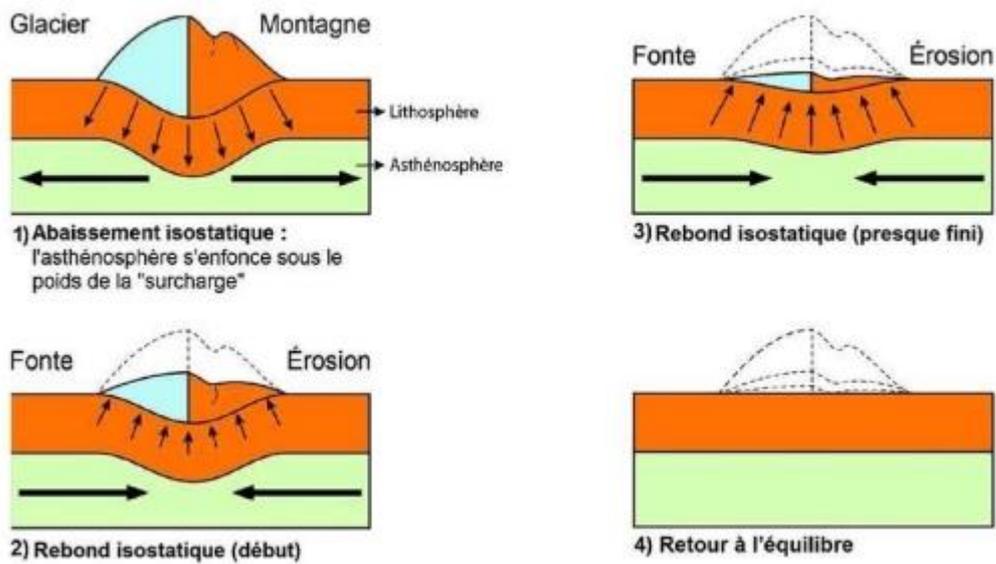
1.1. L'équilibre isostatique

À l'échelle continentale, les processus d'érosion, tels que l'érosion par les eaux de ruissellement, la glace et le vent, tendent à aplanir les reliefs vers un profil de base correspondant au niveau des mers. Selon le principe d'isostasie, qui souligne que la lithosphère "flotte" sur l'asthénosphère, l'ablation de matériaux à la surface d'un continent entraîne un rééquilibrage des masses, provoquant la remontée de l'ensemble de la lithosphère continentale. Ce processus conduit progressivement à l'amincissement de la croûte continentale, évoluant vers la formation d'une pénéplaine et d'une épaisseur de croûte compatible avec celle de la croûte océanique, en tenant compte des densités respectives des deux croûtes. En parallèle, l'accumulation de sédiments sur la lithosphère océanique crée une surcharge conduisant à un enfoncement, appelé subsidence.

La formation des minéraux résulte de la cristallisation des solutions sursaturées en divers éléments chimiques, et les roches sont le produit de processus physiques, chimiques et biologiques variés. Un grand cycle géologique débute et se termine avec le magma du manteau, alimenté principalement par la chaleur générée par la désintégration radioactive de certains éléments contenus dans les roches. Les couches superficielles renferment des ressources naturelles minérales originaires des processus de surface. Les produits d'altération comprennent la saprolite, une roche en décomposition.

L'altération décompose les roches en ions solubles et en grains, mobilisés par l'érosion et le dépôt résiduel. Trois types de mécanismes interviennent : les processus physiques ou mécaniques, tels que l'érosion éolienne, fluviale et glaciaire ; les processus chimiques par l'eau, impliquant altération et dissolution ; et les processus morpho-dynamiques influencés par des agents externes tels que l'eau sous forme solide et liquide, la température et les agents biogènes.

Le concept d'isostasie, expliquant que les chaînes de montagnes exercent une attraction moindre que prévue, repose sur un équilibre isostatique où les éléments de la lithosphère à des profondeurs limitées subissent la même pression, indépendamment des irrégularités topographiques en surface. L'équilibre isostatique possède une grande inertie, persistant même en présence de phénomènes de charge et de décharge rapides à l'échelle géologique. Des exemples actuels, tels que le rebond post-glaciaire en Scandinavie, illustrent le réajustement dynamique de l'altitude de la croûte continentale par rapport au géoïde, bien que l'équilibre isostatique parfait ne soit possible que lorsque le matériau du manteau est au repos.



source : <http://www.terre.ualberta.ca/geodictio/fermoetail.php?lang=fr&id=17>

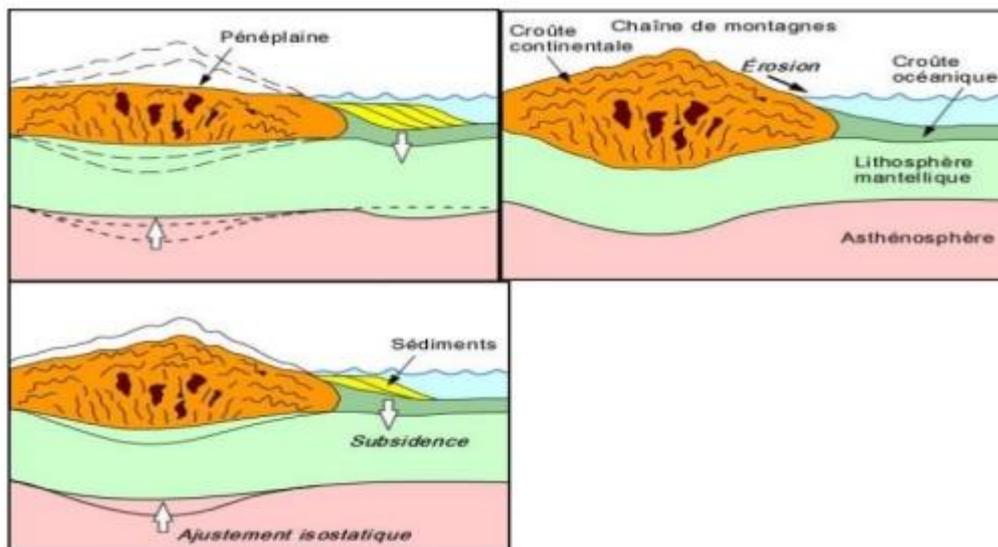


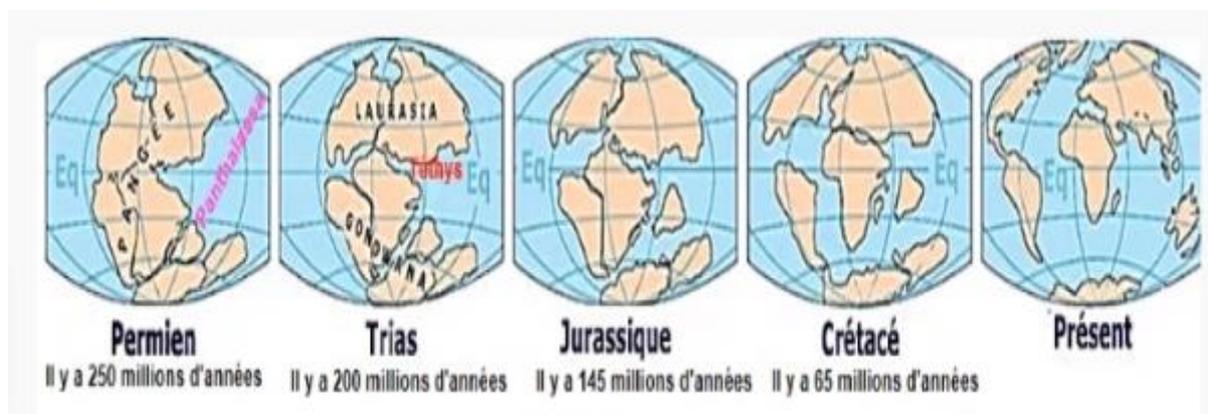
Figure: Isostasie Scandinavie

1.2. Dérivé des continents et tectonique des plaques

Ce sont des forces tectoniques induites par les mouvements convectifs lents du manteau et les déplacements consécutifs de l'écorce terrestre (déplacements des plaques rigides par le jeu des accidents tectoniques).

La théorie de la tectonique des plaques

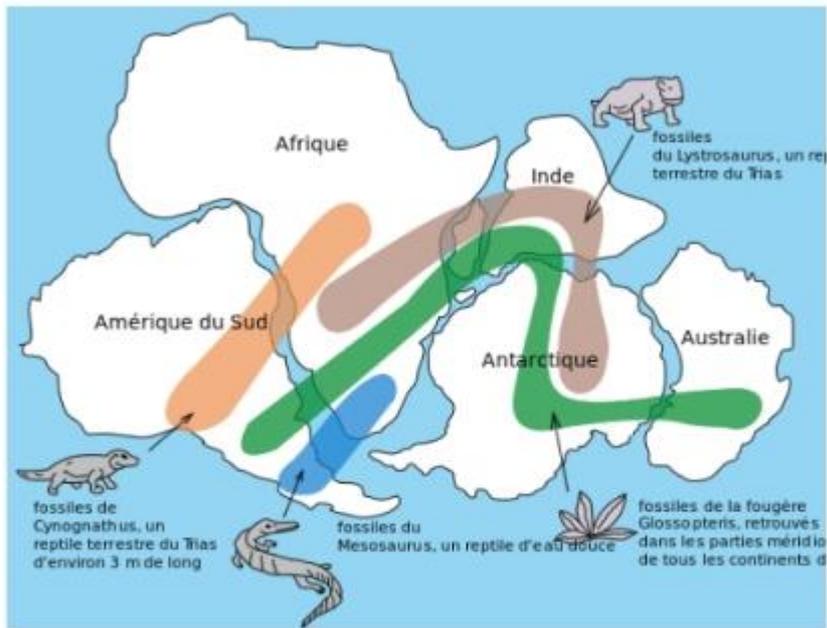
La théorie de la tectonique des plaques, fondée sur la théorie de la dérive des continents d'Alfred Wegener en 1912, propose que ce ne sont pas les continents mais plutôt les plaques tectoniques qui se déplacent. Les plaques tectoniques sont des morceaux de lithosphère et de croûte terrestre qui flottent sur l'asthénosphère. L'idée de Wegener a été une avancée majeure dans la compréhension de la dynamique terrestre, marquant le début de la tectonique des plaques, une théorie fondamentale expliquant les mouvements et les changements à la surface de la Terre.



L'argument morphologique: on entend par l'argument morphologique, la complémentarité des formes géométriques des côtières de certains continents.



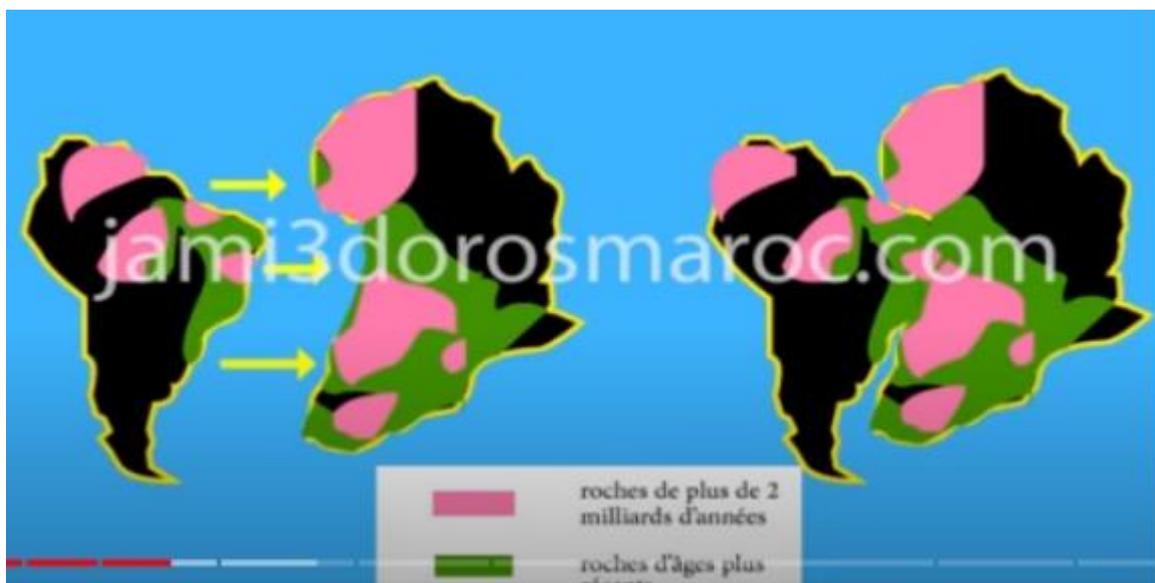
L'argument paléontologique: on entend par l'argument paléontologique, la présence des mêmes fossiles sur deux continents différents.



Position des continents il y a 240 millions d'années

Source : Snider-Pellegrini Wegener fossil map fr.svg, par Osvaldocangaspadilla, Simon Villeneuve (traduction) via wikimedia commons, CC-BY-SA-3.0,2.5,2.0,1.0

L'argument pétrographique: on entend par l'argument pétrographique (ou géologique), la similarité de la composition géologique des boucliers (un bouclier est une région contient des roches de plus de 2 milliards d'années) de certain continents.



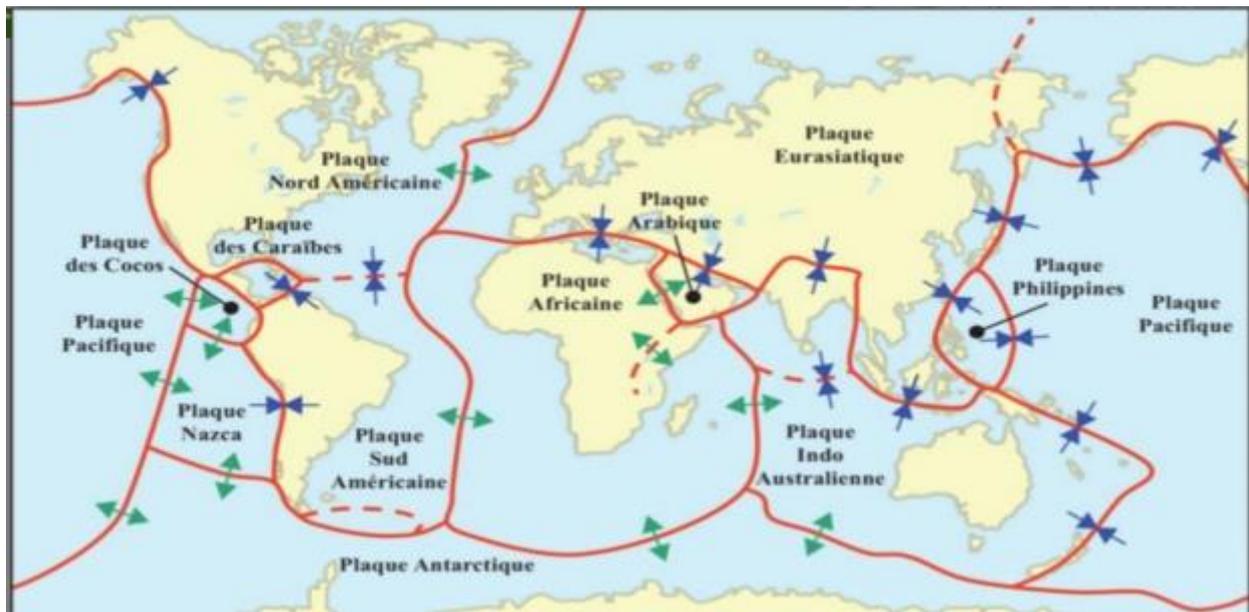
Tectoniques des plaques

La tectonique des plaques résulte des mouvements convectifs lents du manteau terrestre, engendrant des déplacements successifs de l'écorce terrestre. Ces forces sont principalement liées à une dynamique thermique provoquée par la libération de chaleur due à la désintégration radioactive

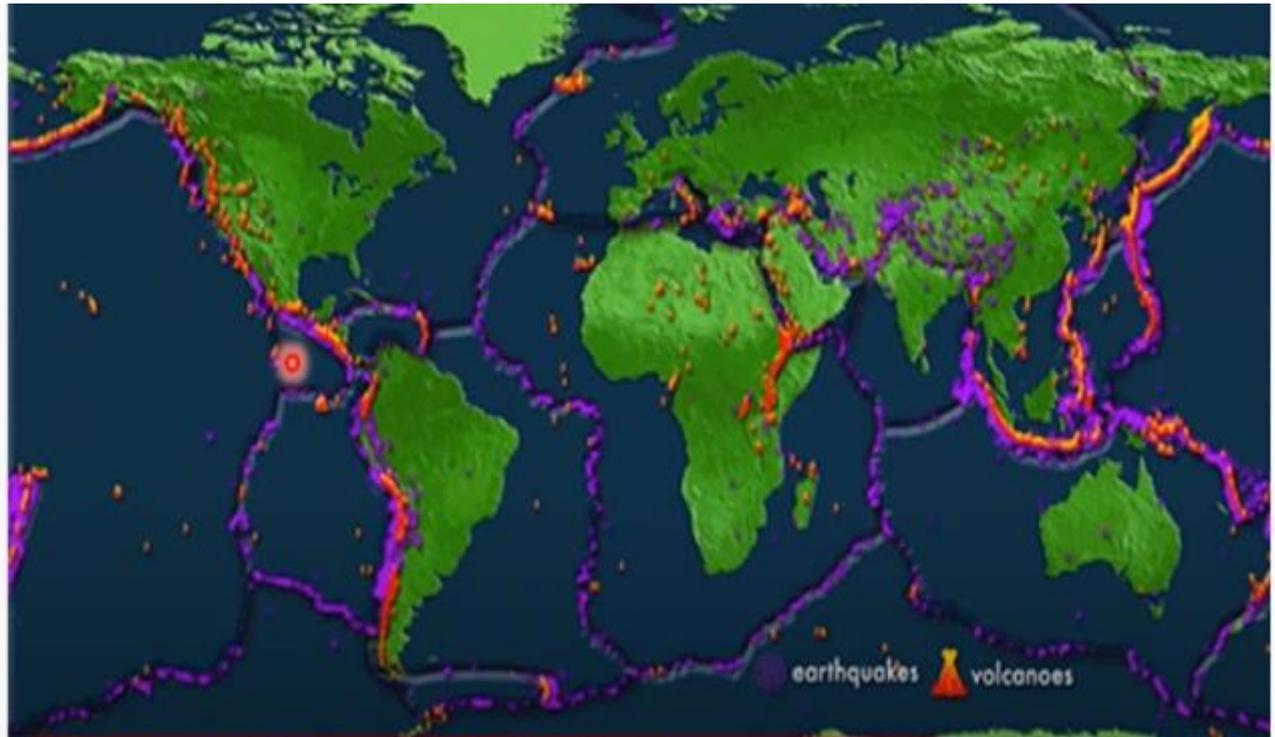
d'éléments spécifiques. Le modèle des plaques tectoniques décrit la lithosphère terrestre comme étant constituée de plaques rigides, à la fois océaniques et continentales, flottant sur l'asthénosphère, une partie plus ductile du manteau supérieur. Les mouvements de ces plaques, facilités par la rigidité de la lithosphère, engendrent divers phénomènes géologiques majeurs tels que les tremblements de terre, les volcans, les fosses océaniques et la formation des chaînes de montagnes.

Chaque plaque tectonique est associée à l'asthénosphère, avec une épaisseur d'environ 100 km. Globalement, il existe 12 plaques tectoniques essentielles, présentant une diversité dans leur composition. Certaines plaques comprennent à la fois des parties continentales et océaniques, comme la plaque africaine, tandis que d'autres, à l'instar de la plaque de Nazca, sont exclusivement océaniques. Ces dernières sont catégorisées comme des plaques océaniques, indiquant que la lithosphère est entièrement océanique. Il est notable que les plaques purement continentales sont rares ; par exemple, la plaque arabe est souvent considérée comme continentale, bien qu'elle puisse également contenir des parties océaniques. Ainsi, on observe des plaques mixtes, comprenant à la fois des régions continentales et océaniques, ainsi que des plaques exclusivement océaniques. La surface du globe terrestre est ainsi constituée de 12 plaques lithosphériques distinctes.

Les plaques lithosphériques peuvent être: Entièrement océanique (ex: plaque pacifique) ou océano-continental (ex: plaque africaine)



Les plaques sont limitées par des zones étroites et très actives (activité volcanique et sismique).



Les différents mouvements tectoniques des plaques

Les mouvements des plaques lithosphériques peuvent être classés en trois catégories principales :

Mouvements de divergence : Ces mouvements se produisent au niveau des dorsales médio-océaniques, où les plaques s'écartent.

L'accrétion océanique se produit, formant du plancher océanique et entraînant l'ouverture et l'agrandissement des océans.

Les mouvements de divergence conduisent à l'expansion océanique, générant la création d'océans et l'élargissement des dorsales océaniques.

Mouvements de convergence : les mouvements de convergence, illustrés par la subduction et la collision des plaques, entraînent des déformations de la lithosphère. Ces déformations provoquent l'épaississement de la lithosphère, conduisant à la formation de chaînes de montagnes.

- La subduction se produit au niveau des fosses océaniques, où les plaques océaniques plongent sous la lithosphère continentale.

La subduction réduit la surface océanique et peut entraîner la fermeture complète d'un océan, conduisant à la collision entre deux plaques continentales.

- La collision continentale forme des chaînes de montagnes, telles que l'Himalaya et les Alpes, résultant de la pression exercée et de la déformation des roches.
- L'obduction est un cas particulier où une plaque océanique s'enfonce sous une plaque continentale, puis remonte sur cette dernière, formant des chaînes de montagnes d'obduction.

Mouvements décrochants :

Les failles transformantes permettent des mouvements divergents des plaques sur une structure sphérique, décalant l'axe des dorsales océaniques.

Ces mouvements décrochants se manifestent par des failles transformantes, facilitant les déplacements des plaques lithosphériques.

En résumé, les mouvements de divergence, de convergence et décrochants contribuent à la dynamique de la lithosphère terrestre, façonnant la surface de la planète au fil du temps géologique.

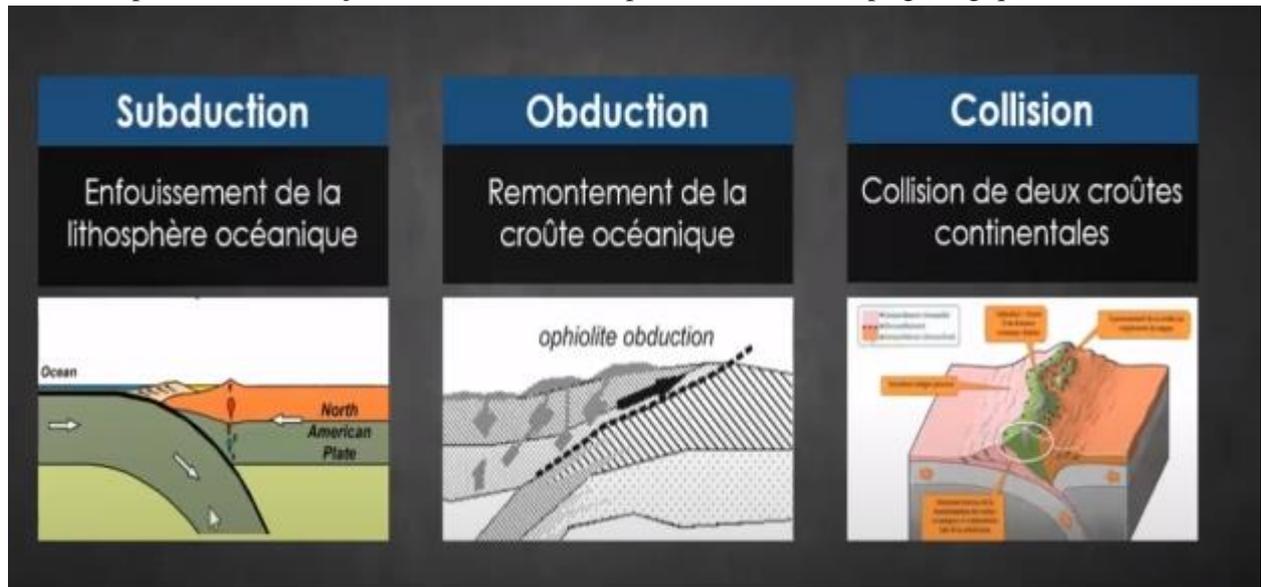
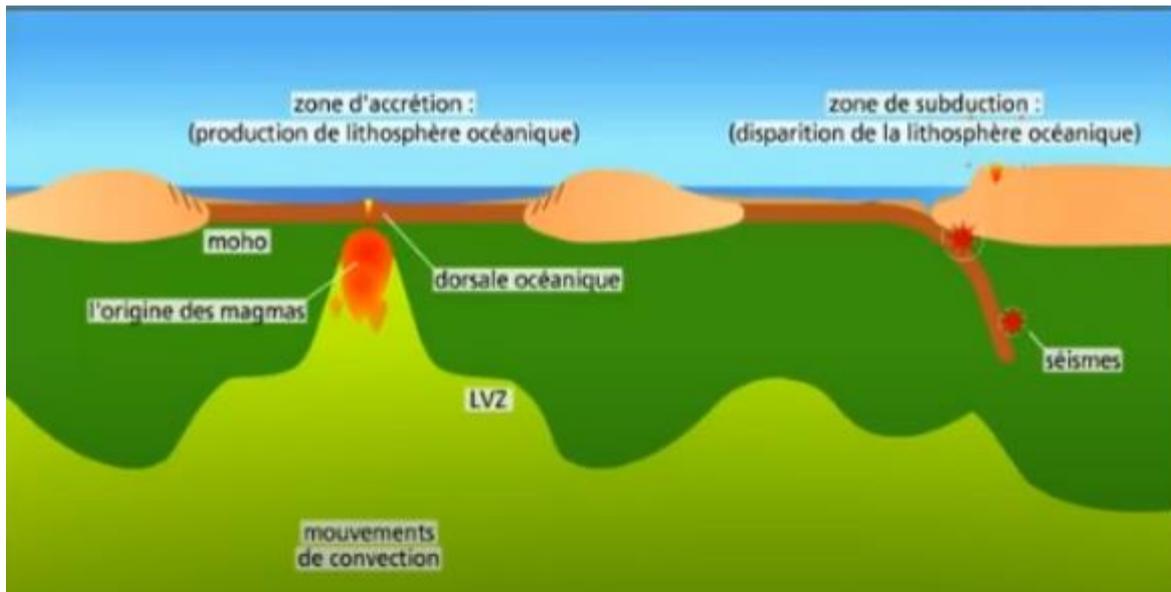


Figure: Types des chaînes de montagnes

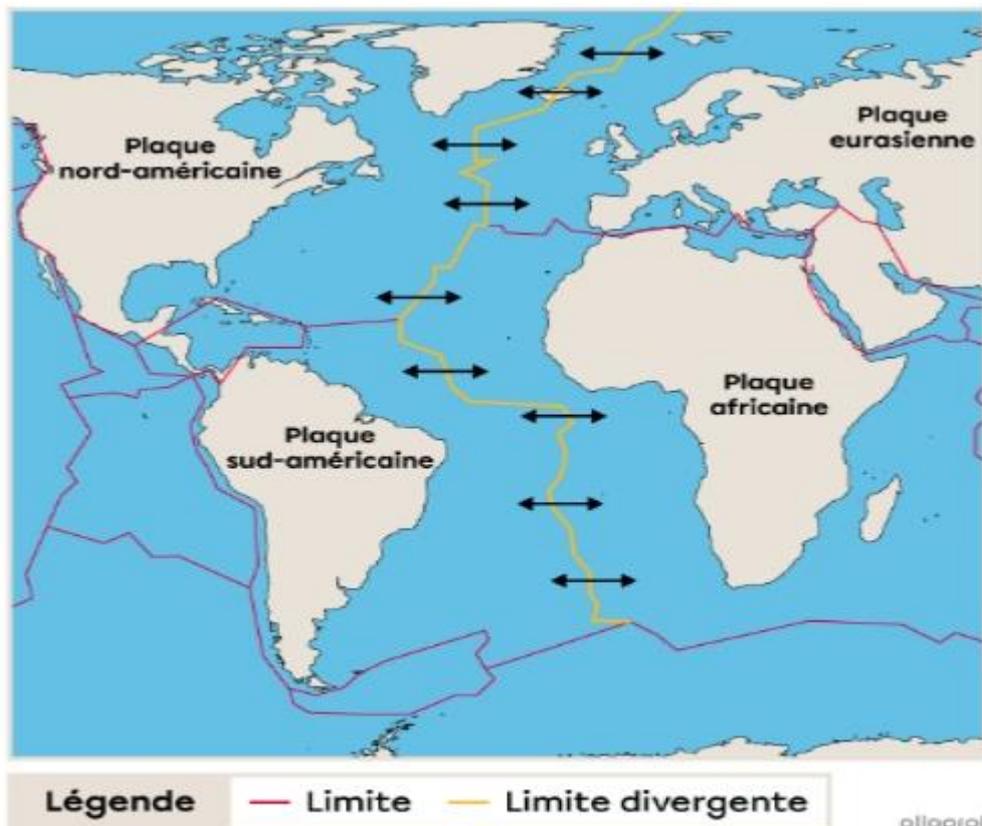
Lorsque deux plaques tectoniques s'éloignent, créant une limite divergente, un espace se forme entre elles, principalement au fond des océans. Cette région, connue sous le nom de dorsale océanique, est le site où de nouvelles croûtes océaniques sont générées. Le processus commence par la remontée de magma de l'asthénosphère vers la surface à travers la limite divergente.

À la dorsale océanique, la lave émise par le magma solidifie pour former une nouvelle croûte océanique. La croûte océanique nouvellement formée s'accumule le long de la limite divergente, créant une chaîne de montagnes sous-marine. Cette expansion du plancher océanique est un processus continu, alimenté par l'arrivée de magmas basaltiques neufs de l'asthénosphère.

L'âge de la croûte océanique augmente de manière symétrique en s'éloignant de la dorsale océanique. Bien que ce processus d'expansion soit lent, avec une moyenne d'environ 2 cm par an (pouvant atteindre jusqu'à 10 cm/an dans la dorsale du Pacifique Est), il contribue significativement à la formation de la topographie sous-marine et à la dynamique des plaques tectoniques.



La dorsale médio-atlantique est un relief sous-marin situé au milieu de l’océan Atlantique et dans l’océan Arctique. Dans l’Atlantique Nord, elle se situe à la limite divergente entre la plaque nord-américaine et la plaque eurasiatique. Dans l’Atlantique Sud, elle se situe à la limite divergente entre la plaque sud-américaine et la plaque africaine.



La dorsale médio-atlantique

Les accidents tectoniques

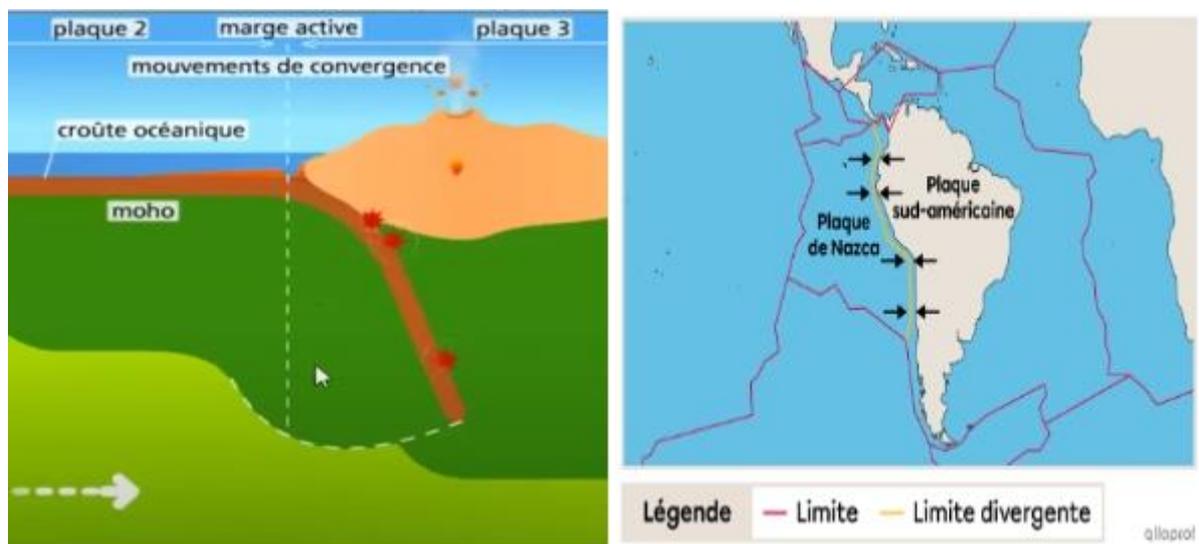
La collision (subduction) entre une plaque océanique et une plaque continentale

La plaque océanique, qui est plus dense, s'enfonce sous la plaque continentale.

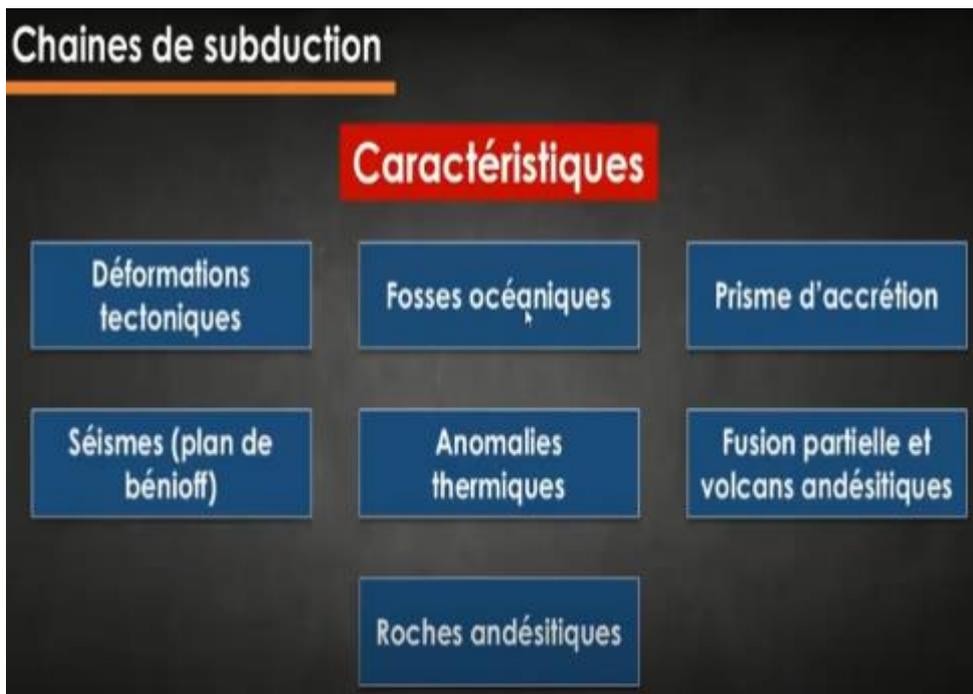
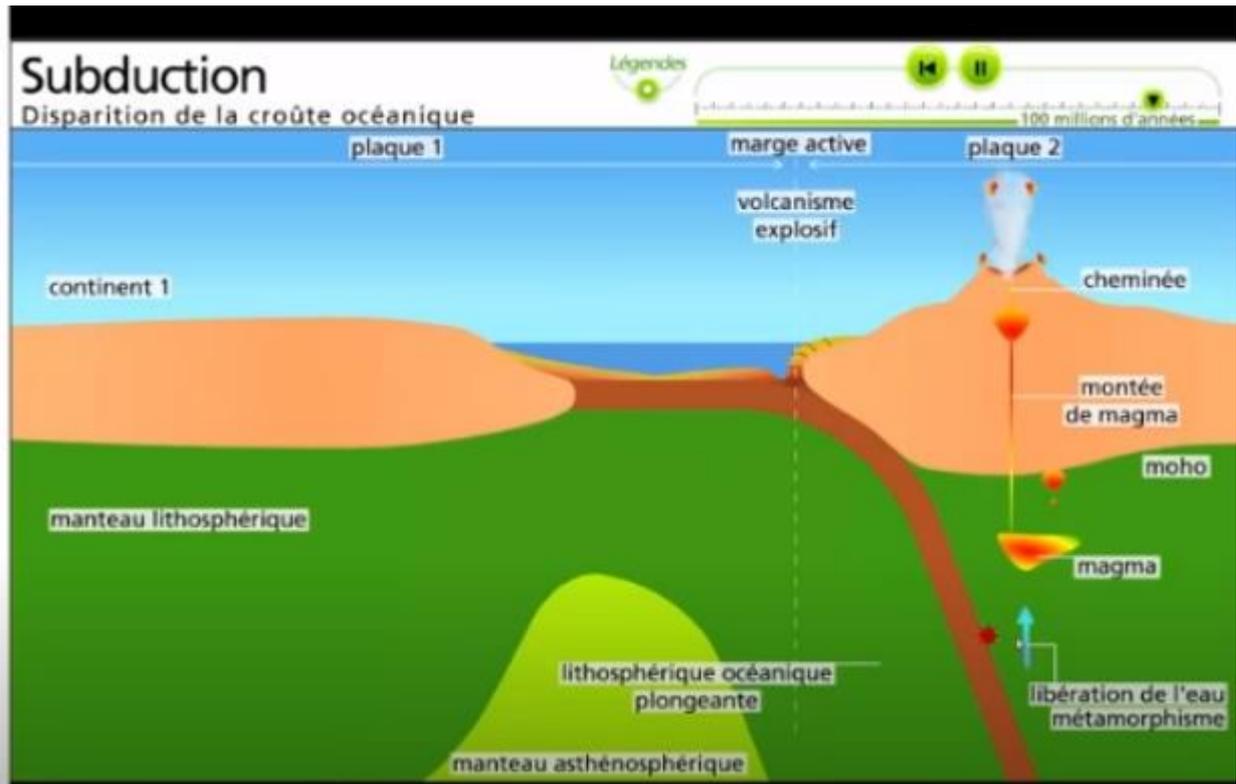
La plaque océanique fond en s'enfonçant dans le manteau, ce qui peut provoquer la formation et la remontée du magma sous la plaque continentale.

Le magma qui remonte jusqu'à la surface d'une plaque continentale favorise la formation de volcans terrestres le long de la limite entre les deux plaques.

La cordillère des Andes est la plus longue et la plus haute chaîne de montagnes au monde, où plusieurs de ses sommets sont volcaniques. Elle est située sur le long de la limite convergente entre la plaque de Nazca et la plaque sud-américaine.



- le cas de la subduction où une plaque océanique plus légère s'enfonce sous une plaque continentale plus dense ou une plaque océanique s'enfonce sous une autre plaque océanique. La zone d'affrontement est appelée zone de subduction. La subduction entraîne la formation des fosses océaniques, des éruptions volcaniques, des séismes, un métamorphisme et la formation de chaînes de montagnes de subduction.



Les chaînes de subduction résultent de la subduction, un processus induit par des forces de convergence. La lithosphère océanique, plus dense que la lithosphère continentale, s'enfouit sous cette dernière, provoquant des déformations tectoniques telles que plis, failles, et chevauchements. Ces déformations génèrent les caractéristiques distinctives des chaînes de montagnes de subduction.

Les caractéristiques des chaînes de subduction comprennent des déformations tectoniques, des fosses océaniques, des prismes d'accrétion, des séismes selon le plan de Bénéioff, des anomalies thermiques, des fusions partielles et des volcans andésitiques.

Les déformations tectoniques résultent de l'enfouissement de la lithosphère océanique sous la lithosphère continentale, conduisant à des plis, des failles et des chevauchements.

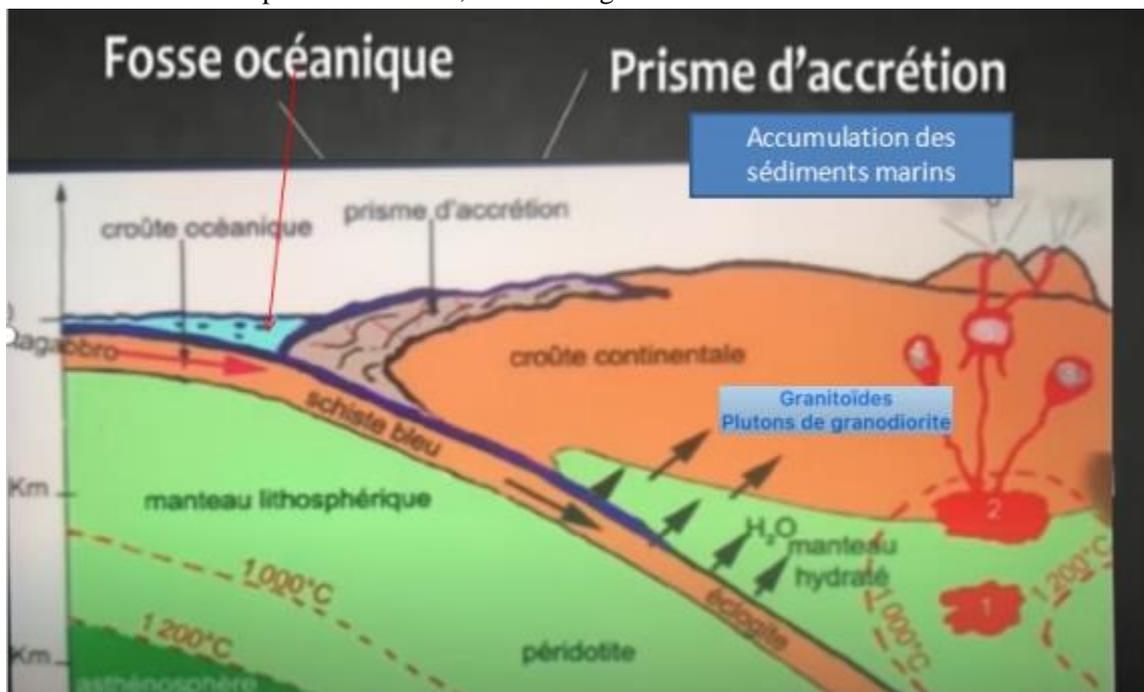
Les fosses océaniques, formées dans les zones de subduction, sont des structures profondes résultant du chevauchement de la lithosphère océanique et continentale.

Le prisme d'accrétion est une accumulation de sédiments marins déposés sur la lithosphère continentale.

Les séismes selon le plan de Bénéioff sont provoqués par les frottements entre les deux lithosphères en contact, générant des foyers sismiques.

Les anomalies thermiques sont détectées dans les chaînes de subduction, marquées par des roches initialement de faible température à la surface, enfouies à des profondeurs élevées.

La fusion partielle de la péridotite dans le manteau supérieur, due à la libération d'eau sous pression, forme des volcans andésitiques à la surface, tandis que le magma qui reste emprisonné dans la croûte continentale peut se solidifier, créant des granites.



Pour le processus de fusion partielle dans le manteau supérieur, la roche impliquée est la péridotite. Cette roche subit une transformation en magma à des températures d'environ 2000 degrés en l'absence d'eau. Cependant, en présence d'eau, la péridotite peut se transformer en magma à des températures aussi basses que 1200 degrés Celsius. Dans les zones de subduction, où la croûte océanique s'enfouit, les roches subissent des pressions élevées, déclenchant des réactions minéralogiques.

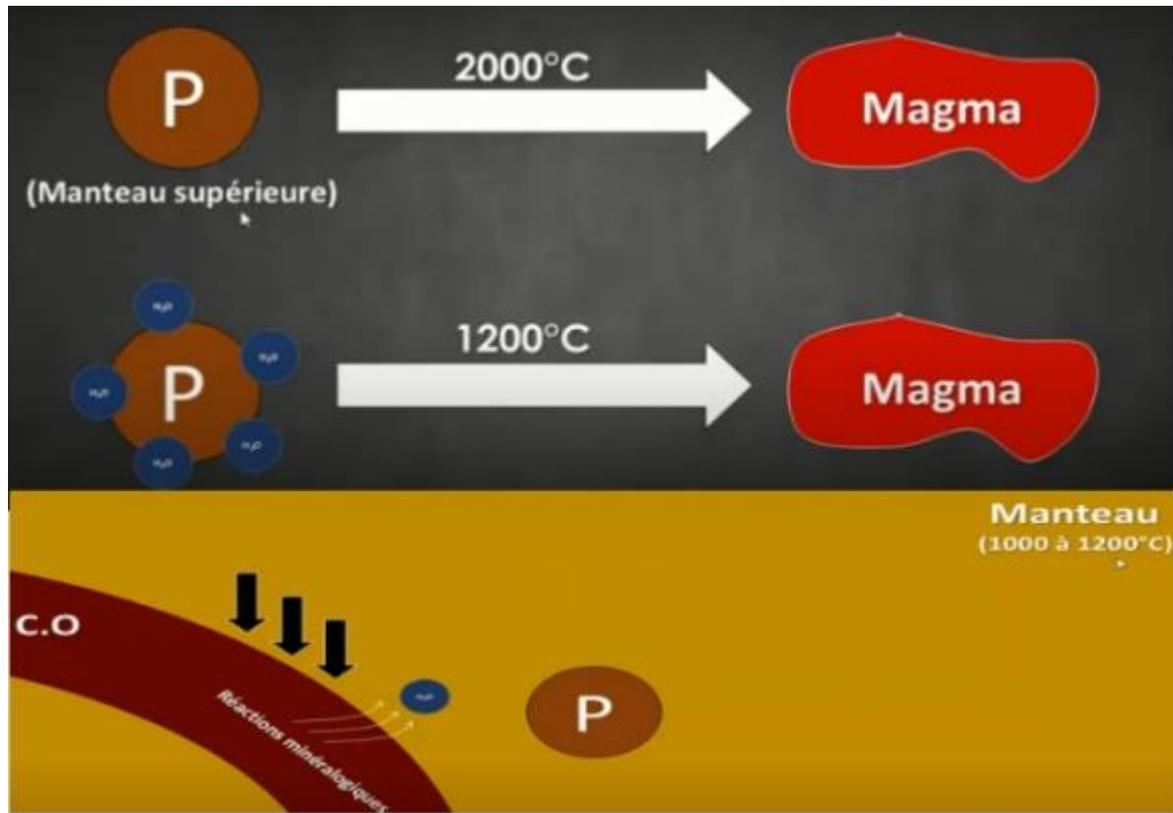
Les roches de la croûte océanique, composées de divers minéraux, sont soumises à une pression croissante pendant l'enfouissement. Cette pression entraîne des réactions minéralogiques qui libèrent des molécules d'eau.

L'hydratation de la péridotite, résultant de cette libération d'eau, conduit à la fusion partielle.

En l'absence d'hydratation, la température existante dans le manteau supérieur, qui varie entre 1000 et 1200 degrés Celsius, ne suffit pas à transformer la péridotite en magma. Cependant, dans les zones

de subduction, la libération suffisante d'eau permet la fusion partielle de la péridotite, transformant ainsi cette roche en magma.

La fusion partielle de la péridotite, également appelée **magma andésitique**, résulte du remontée du magma à la surface. Cela engendre des volcans andésitiques, bien que dans certains cas, le magma puisse rester piégé dans la croûte continentale, se solidifiant pour former ce que l'on appelle le granite. Ce processus donne naissance à des **plutons granitiques** à l'intérieur de la croûte continentale.

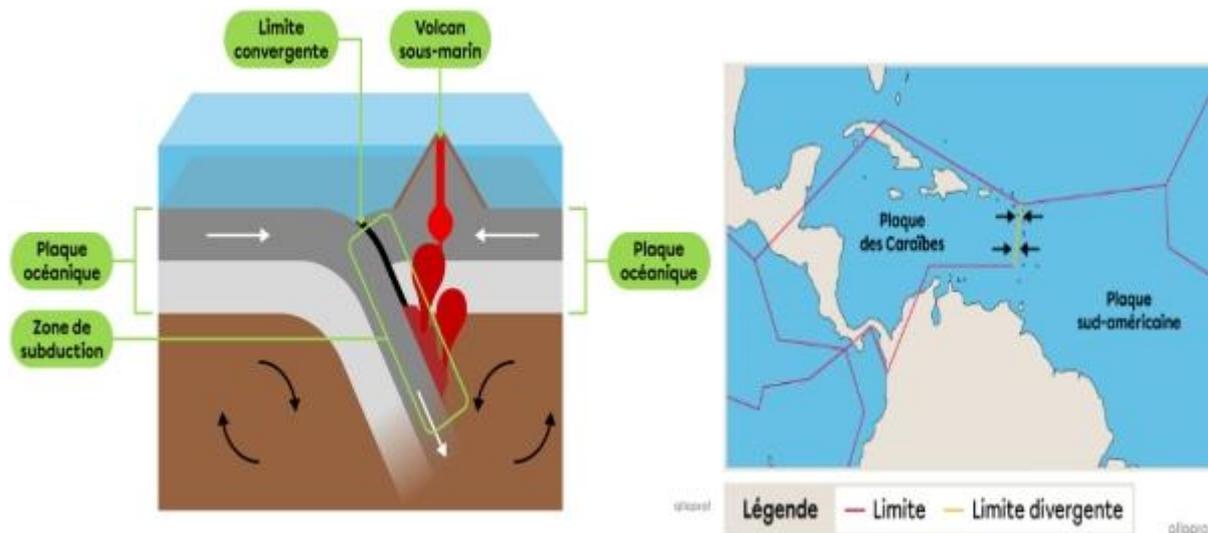


L'obduction: La collision entre deux plaques océaniques

La plaque océanique la plus dense, soit la plus vieille, s'enfonce sous l'autre plaque océanique.

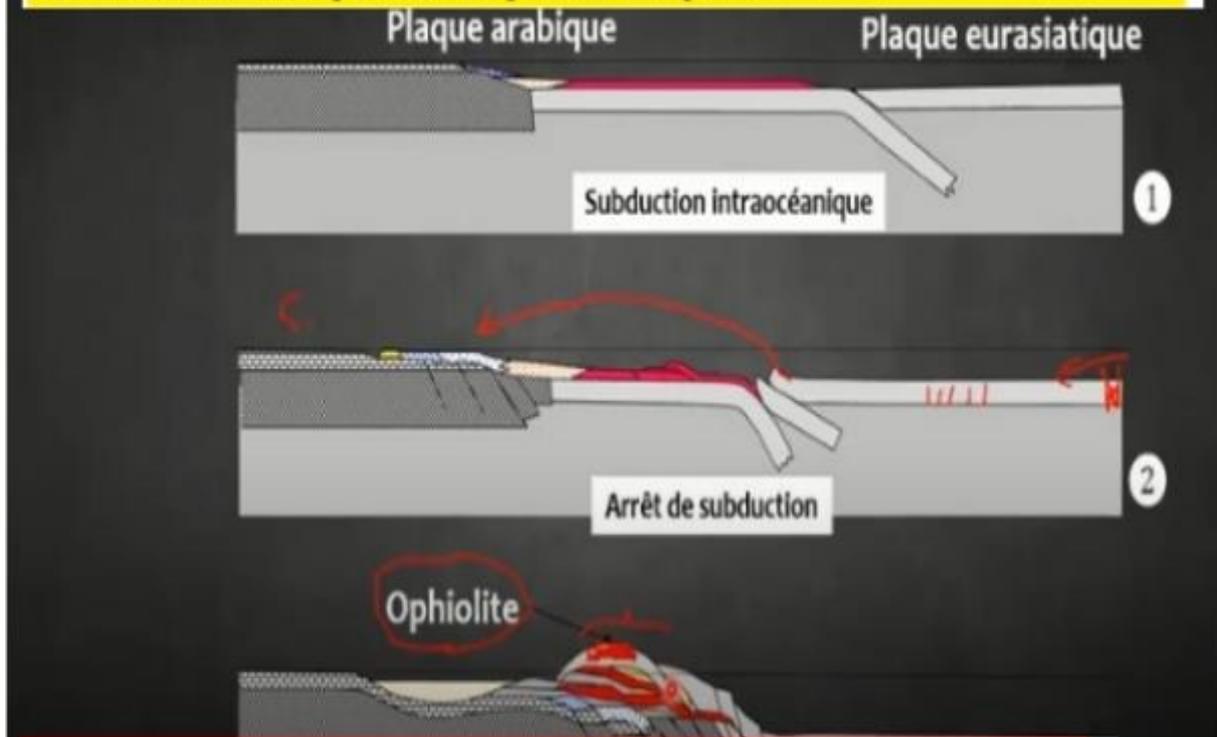
La plaque océanique qui s'enfonce dans le manteau se désintègre, ce qui peut provoquer la formation et la remontée du magma.

Le magma qui remonte jusqu'à la surface d'une plaque océanique provoque la formation de volcans sous-marins le long de la limite entre les deux plaques.



Les chaînes d'obduction représentent l'inverse du processus de subduction, impliquant l'élévation de la lithosphère océanique au-dessus de la lithosphère continentale. Un exemple notable de chaîne d'obduction est observé dans la collision entre la plaque eurasiatique et la plaque arabique, comme illustré par la chaîne d'Oman. Initialement, l'obduction commence par une subduction intra-océanique, où une lithosphère océanique s'enfouit sous une autre lithosphère océanique, un processus appelé subduction intra-océanique. Cette phase de subduction intra-océanique se poursuit jusqu'à l'épuisement de la lithosphère océanique subduite, marquant la fin totale de la subduction de cette lithosphère océanique. À ce stade, lorsque la subduction atteint la marge continentale, elle cesse, mais les forces tectoniques continues entraînent le soulèvement de la lithosphère océanique sur la lithosphère continentale.

Chevauchement (recouvrement) d'une plaque continentale (moins dense) par une plaque océanique (plus dense) lors de leur affrontement. Ce phénomène entraîne la formation de chaînes montagneuses appelées chaînes d'obduction. Exemple chaîne de la péninsule Arabique d'Oman.



Ce phénomène conduit à la **formation de ce qu'on appelle une ophiolite**, un complexe qui caractérise la croûte océanique et qui existe exclusivement au niveau des dorsales océaniques, ne se formant pas dans les régions continentales. Ainsi, la présence d'une ophiolite dans une zone continentale indique un processus d'obduction, suggérant que la lithosphère océanique s'est élevée au-dessus de la lithosphère continentale. Les chaînes d'obduction se distinguent par la distribution étendue du complexe ophiolitique, signifiant une abondance d'ophiolite, ainsi que la présence fréquente de chevauchements et de nappes de charriage. **Ces nappes de charriage** impliquent le déplacement de certaines roches loin de leur lieu d'origine.

Des indices de subduction peuvent également être observés dans les zones d'obduction, car l'obduction est toujours précédée par la subduction. Pendant la subduction, la fusion partielle des roches conduit à la formation de magma, qui, après consolidation, peut apparaître sous la forme de masses granitiques. Ainsi, la présence de ces masses granitiques offre des indices de subduction antérieure à l'obduction, illustrant le lien entre ces deux processus géologiques.

Chaines d'obduction

Caractéristiques

Distribution vaste du complexe ophiolitique

A abondance des chevauchements et des nappes de charriages

Indices de subduction

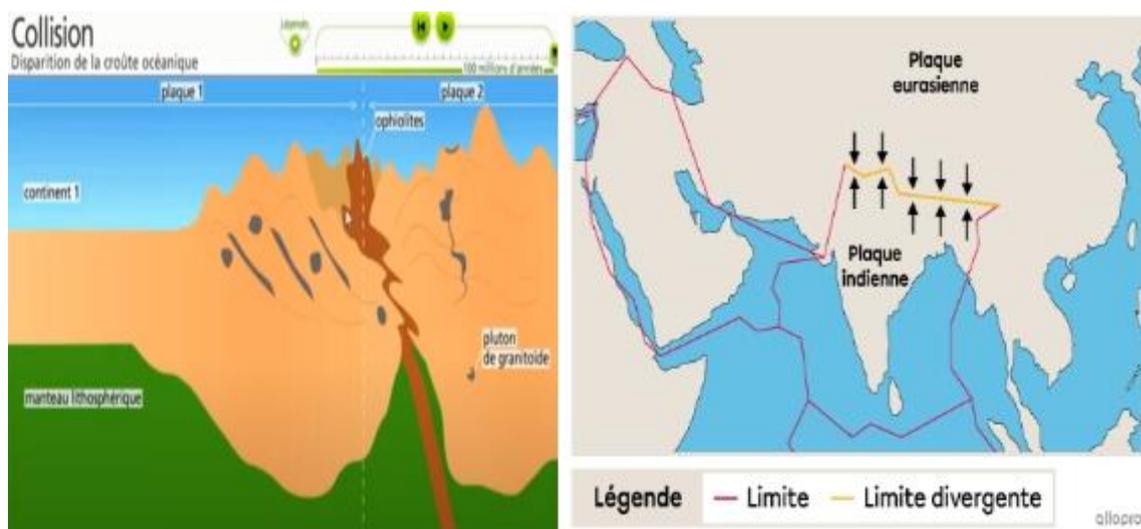
La collision entre deux plaques tectoniques

Deux plaques tectoniques entrent en collision lorsqu'elles se dirigent l'une vers l'autre. La limite entre deux plaques tectoniques en collision est appelée une limite convergente.

La collision entre deux plaques continentales

La collision entre deux plaques continentales

Lors d'une collision entre deux plaques continentales, aucune des deux plaques n'est assez dense pour s'enfoncer sous l'autre. Ainsi, les deux plaques se compriment et se soulèvent pour former de hautes chaînes de montagnes.



Les chaînes de collision se manifestent lors de l'affrontement de deux masses continentales, représentées ici par le continent 1 et le continent 2. Le processus d'approche entre ces deux continents est initié par la subduction, une phase où la subduction engendre des séismes et une fusion partielle de la péridotite. Ce processus de subduction persiste jusqu'à l'épuisement de la lithosphère en cours

d'enfouissement, c'est-à-dire jusqu'à ce que cette lithosphère en mouvement vers la lithosphère continentale soit entièrement enfouie. À ce stade, l'enfouissement s'arrête, la fusion partielle cesse, et il y a consolidation du magma, se formant ainsi des plutons granitiques.

L'affrontement des deux continents résulte de cette phase, donnant naissance aux chaînes de collision. Il est à noter qu'une partie de la lithosphère, provenant de la croûte océanique, se retrouve emprisonnée entre les deux masses continentales. Entre ces deux continents, une portion de la croûte océanique est également capturée, entraînant l'émergence d'ophiolites, qui sont exclusivement présentes dans les chaînes de collision.

Au cours de ces collisions, les sédiments marins sont emprisonnés entre les deux masses rocheuses, signalant ainsi que cette zone était autrefois occupée par un océan. Dans le cas de la collision, l'océan tend à disparaître en raison de l'approche des deux masses continentales.

Les caractéristiques des chaînes de collisions incluent la présence de sutures ophiolitiques, la localisation spécifique de la chaîne, ainsi que l'intensité élevée des déformations tectoniques.

Les sutures ophiolitiques se forment entre les deux masses rocheuses impliquées dans la collision. Il est important de faire une distinction dans la répartition des ophiolites entre les chaînes de subduction et celles d'obduction. Dans les chaînes d'obduction, les ophiolites couvrent l'ensemble de la chaîne, tandis que dans les chaînes de collision, bien qu'elles existent, elles ne recouvrent pas toute la chaîne.

La localisation de la chaîne est spécifiée par sa position entre deux marges continentales.

La violence des déformations tectoniques au sein des chaînes de collision est marquée par des amplitudes considérables, indiquant des forces tectoniques puissantes ayant été à l'œuvre. Ces déformations tectoniques se manifestent par des modifications substantielles dans la structure géologique de la région.



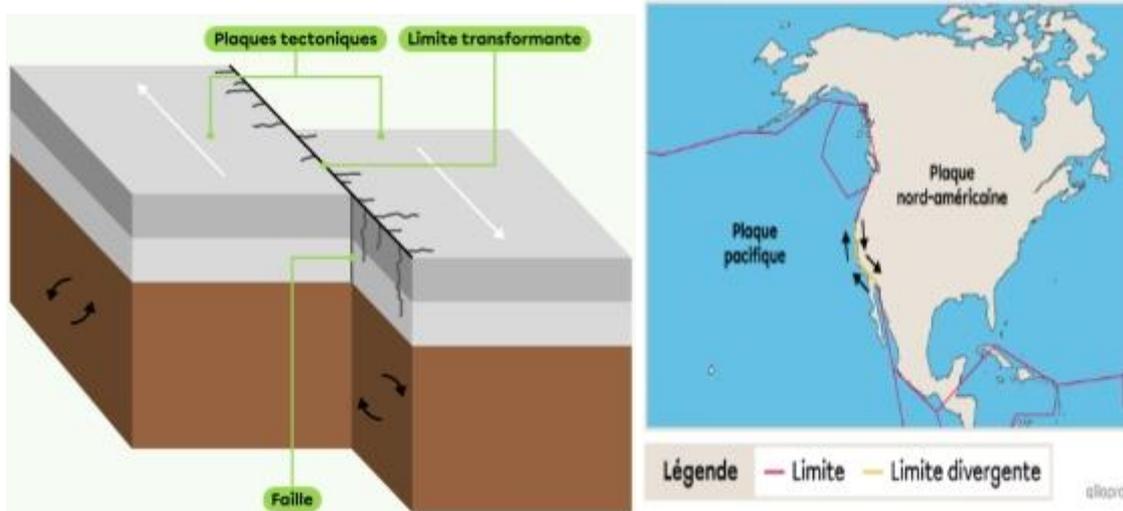
Le frottement entre deux plaques tectoniques

Deux plaques tectoniques se frottent l'une contre l'autre lorsqu'elles se dirigent dans des directions parallèles et opposées. La limite entre deux plaques tectoniques en frottement est appelée une limite transformante.

Le plan sur lequel deux plaques tectoniques frottent l'une sur l'autre est appelé une faille.

Le frottement le long de la faille dégage d'énormes quantités d'énergie, ce qui peut provoquer des tremblements de terre.

La faille de San Andreas est une zone de frottement à la limite entre la plaque pacifique et la plaque nord-américaine. Les grandes quantités d'énergie libérées par le mouvement des plaques sont la cause de nombreux tremblements de terre en Californie.



Concernant les déformations tectoniques, deux types majeurs sont abordés : les failles et les plis.

Les failles, qu'elles soient normales ou inverses, résultent de forces de divergence ou de convergence entre les masses rocheuses. Les failles normales provoquent une expansion, tandis que les failles inverses entraînent un raccourcissement et un épaississement des couches rocheuses, souvent associés à la formation de chaînes de montagnes.

Par ailleurs, **les plis** sont des déformations continues, sans rupture des roches, et sont considérés comme des formations ductiles. En plus des failles et des plis, d'autres déformations mineures, telles que les chevauchements et **les nappes de charriage**, sont mentionnées. **Les chevauchements** consistent en un remontement d'une masse rocheuse sur une autre, tandis que **les nappes de charriage** résultent de forces de convergence, provoquant le déplacement d'une masse rocheuse sur l'autre, souvent influencé par des facteurs tels que l'érosion.