

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieure et de la Recherche Scientifique



Université Abderrahmane Mira de Bejaia

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie

Département de Tronc commun

Polycopié de cours

1^{ère} Année Socle Commun L1 Sciences de la Nature et de la Vie

Matière

Géologie

Présenté par

Dr : Saadali Riadh

Année Universitaire 2020/2021

**Programme du module de Géologie 1^{ère} année Socle commun L1 Sciences
de la Nature et de la Vie 2020-2021.**

1) Géologie générale

1.1 Introduction

1.2 Le globe terrestre

1.3 La croûte terrestre

1.4 Structure de la terre

2) Géodynamique externe

2.1 Erosion

2.1.1 Action de l'eau

2.1.2 Action du vent

2.2 Dépôts

2.2.1 Méthodes d'études

2.2.2 Les roches sédimentaires

2.2.3 Notions de stratigraphie

2.2.4 Notions de paléontologie

3) Géodynamique interne

3.1 Séismologie

3.1.1 Etude des séismes

3.1.2 Origine et répartition

3.1.3 Déformations souples et cassantes (plis et failles)

3.2 Volcanologie

3.2.1 Les volcans

3.2.2 Les roches magmatiques

3.2.3 Etude des magmas

3.3 La tectonique des plaques

1. Géologie générale

1.1. Introduction

La géologie (ou science de la terre) est une science qui consiste à étudier les parties de la terre directement accessibles à l'observation et l'élaboration des hypothèses qui permettent de reconstituer leur histoire et d'expliquer leur agencement.

Les phénomènes géologiques, en dehors des tremblements de terre et des éruptions volcaniques, sont des phénomènes très lents et imperceptibles à l'échelle humaine. L'unité de temps de la géologie est le **million d'année**.

Parmi les disciplines de la géologie sont :

Paléontologie : étude des fossiles et les êtres vivants disparus.

Stratigraphie : étude de la succession des sédiments.

Volcanologie : étude des volcans.

Géochimie : étude des comportements chimique des éléments.

Tectonique : étude des plis et des failles.

Géomorphologie : étude des reliefs.

Sédimentologie : étude des sédiments.

Pétrographie : étude des trois familles des roches.

Géologie appliquée : hydrogéologie, géophysique, Hydrologie.....

2. Le globe terrestre

2.1. La terre dans le système solaire

La terre existe depuis approximativement 4 600 millions d'années, alors que le début de l'univers est daté à environ 15 000 millions d'années. L'atmosphère terrestre à l'origine était différente de celle que nous connaissons actuellement. Elle a permis la synthèse d'importantes molécules organiques permettant à leur tour un développement progressif de la vie. C'est à partir du début de l'ère primaire, il y a environ 570 millions d'années, que les organismes vivants laissent des traces fossiles marquées (voir annexe : l'échelle stratigraphique avec les principales étapes du développement des organismes).

La terre est la troisième planète la plus proche du soleil (Fig.01). Elle est souvent surnommée « la planète bleue » car les océans occupent environ 71% de sa surface. Elle dispose d'une atmosphère riche en oxygène, élément indispensable à la respiration des êtres vivants. Son atmosphère joue aussi le rôle de « bouclier » contre les rayonnements solaires dangereux (les ultraviolets). Pour toutes ces caractéristiques exceptionnelles, la terre est la seule planète du système solaire à pouvoir entretenir la vie. Elle est âgée de 4.6 milliards d'années.

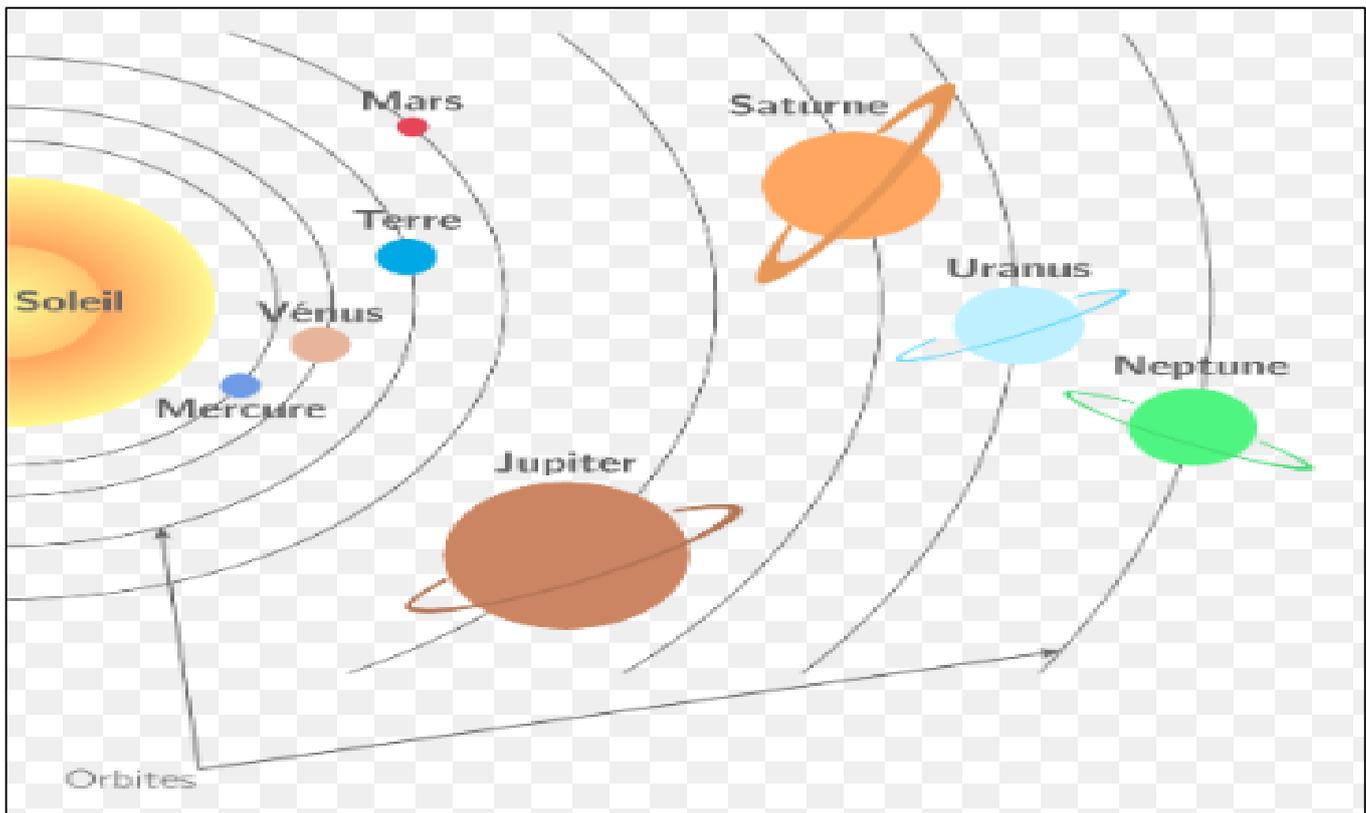


Fig.01. La position de la terre par rapport du soleil

2.2. La structure interne de la terre : L'étude des séismes révèle une structure en couches concentriques. Il existe entre chaque couche des variations brutales de la vitesse de transmission des ondes sismiques (fig.02) qui indiquent soit des variations chimiques du

milieu (changement de la composition minéralogique des composants) soit des variations physiques (milieu fluide, visqueux ou solide) de la surface au centre de la terre, on distingue :

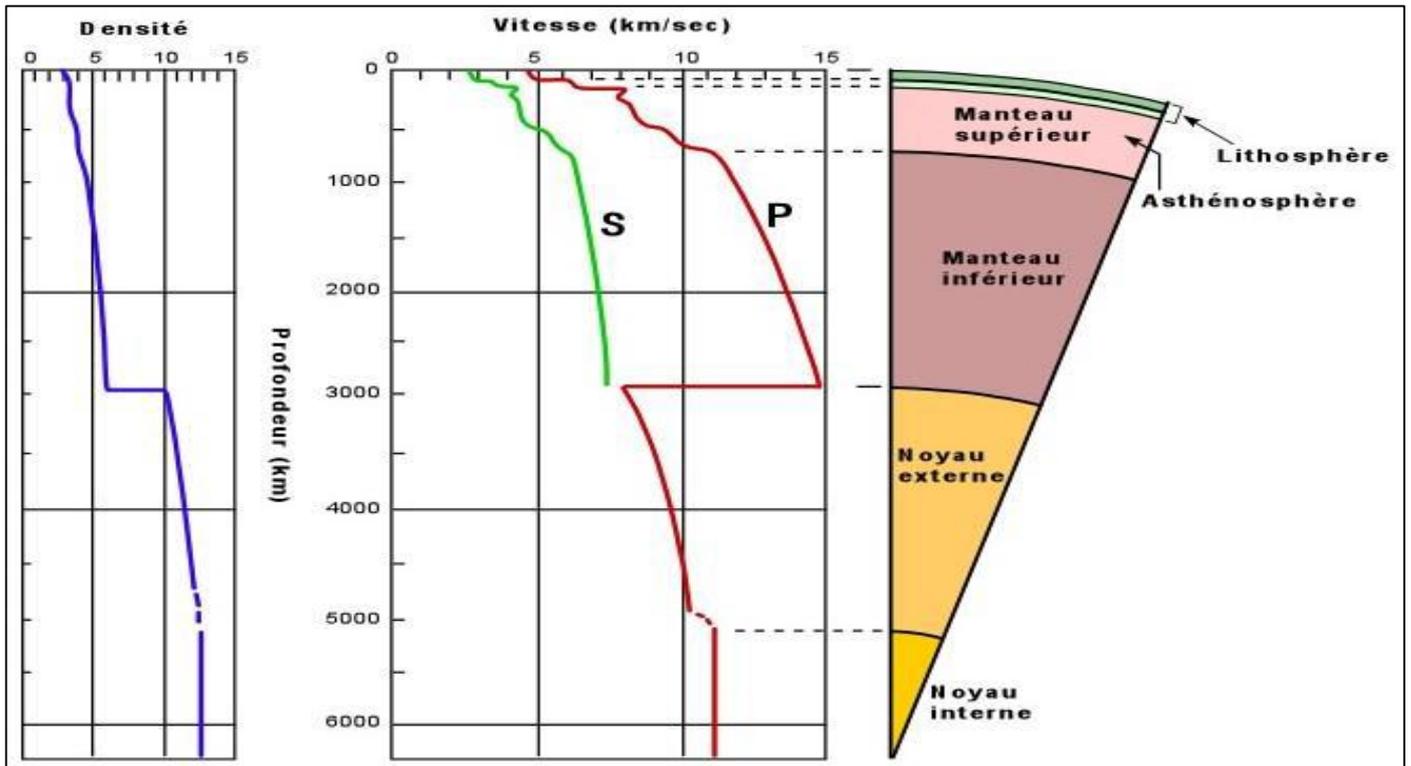


Fig.02 Propagation des ondes sismiques

2.2.1. La croûte : est la partie la plus superficielle (fig.03), elle est de nature différente selon qu'il s'agit d'un océan ou d'un continent.

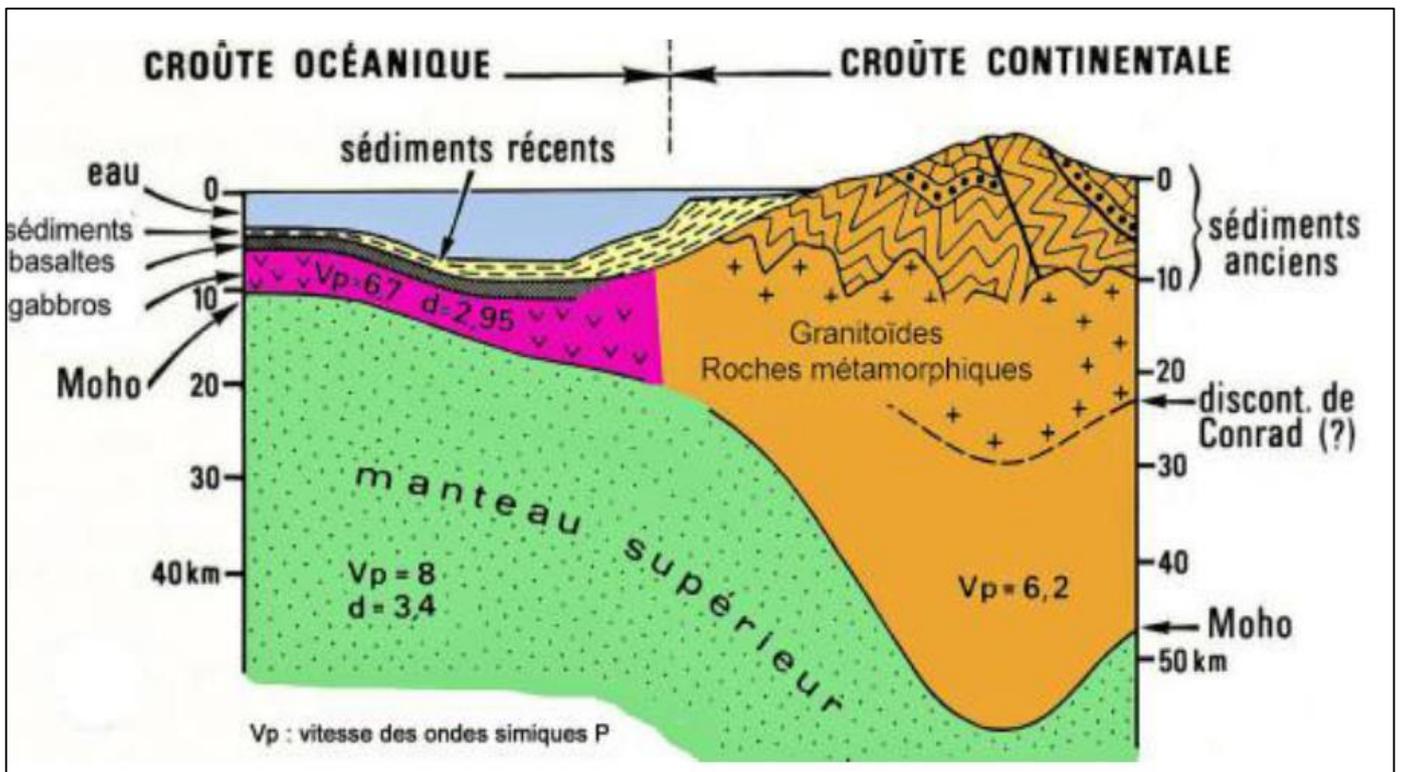


Fig.03 La croûte continentale et La croûte océanique.

a) Croûte océanique : dans laquelle on distingue, de haut en bas, sous une tranche d'eau de 4.5 km en moyenne.

-couche1 : composée de sédiments, épaisse de 0 m (notamment près des dorsales) à quelques kilomètres (près des continents), en moyenne, 300m. $V_p = 6,7$; $d = 2,95$.

-couche2 : composée surtout de basaltes (couche basaltique).

Épaisseur : $1,7 \pm 0,8$ km ; $V_p = 4$ à 6 ; $d = 2,55$.

-couche3 : (ou couche océanique) que l'on estime être composée de serpentines engendrées par hydratation du sommet du manteau. Épaisseur : $4,8 \pm 1,4$ km ; $6,7$; $d = 2,95$.

b) Croûte continentale : à structure plus complexe et moins bien précisée, avec :

-sédiments. Épaisseur : quelques kilomètres ; $V_p = 3,5$; $d = 2,95$.

-couche complexe formée en grande partie de roches acides avec probablement divers niveaux. Épaisseur : 20 à 70 km, V_p variable, en moyenne 6,2. On y distingue parfois une **couche granitique** (supérieure) avec $V_p = 5$ à 6 ; $d = 2,7$, séparée par **la discontinuité de Conard** d'une couche basaltique (inférieure) avec $V_p = 6,5$.

c) Le manteau : séparé de la croûte terrestre (continentale et océanique) par la **discontinuité de Mohorovicic ou Moho** (fig.04). Cette discontinuité correspond à un changement minéralogique, les silicates ferromagnésiens dominant. La densité moyenne du manteau est 3,4. On distingue :

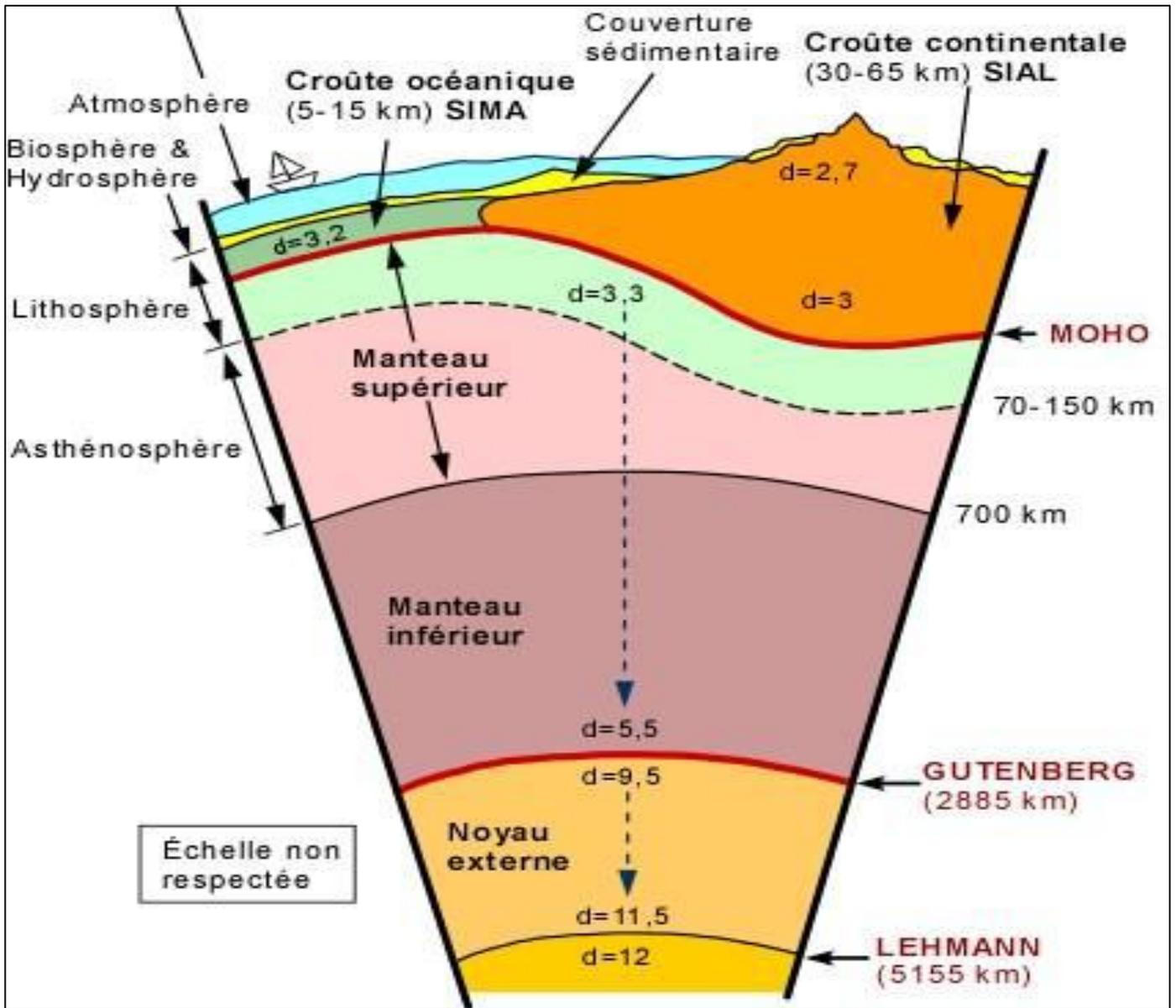


Fig.04 Structure interne de la terre.

1. Le manteau supérieur se compose de :

-une couche rigide, capable de résister sans déformation appréciable à des contraintes de l'ordre d'une centaine de bar, située entre le Moho et une profondeur de l'ordre de 100 km (70 km sous les océans et jusqu'à 150 km sous les continents). Avec la croûte terrestre, cette couche constitue la **lithosphère**.

-l'**asthénosphère** : située entre 100 et 300 km de profondeur marquée par un ralentissement des ondes sismiques. Cette couche n'est pas rigide mais elle est capable de fluer sous faibles contraintes, ce qui permet ainsi le déplacement de la lithosphère.

Cette couche serait le siège de mouvements de convection thermique.

-une zone de transition, située entre 300 et 700 à 2 900 km est caractérisé par une forte augmentation de la vitesse de propagation des ondes sismiques.

2. Le manteau inférieur ou mésosphère de 700 à 2 900 km est caractérisé par une augmentation plus lente de la vitesse des ondes sismiques.

- **Le noyau externe** de 2 900 à 5 100 km est séparé du manteau par la **discontinuité de Gutenberg**. C'est à la fois une discontinuité physique et chimique : le noyau externe se

Comporte comme un fluide et serait composé principalement de Fer et de Nickel. Cette couche serait responsable de l'exercice du champ magnétique terrestre.

- **La graine ou noyau interne** de 5 100 km à 6 370 km séparée du noyau externe par la **discontinuité de Lehman**. Cette couche aurait la même composition chimique que la précédente mais serait solide. La température régnant au centre de la terre est de l'ordre de 6 000 °C.

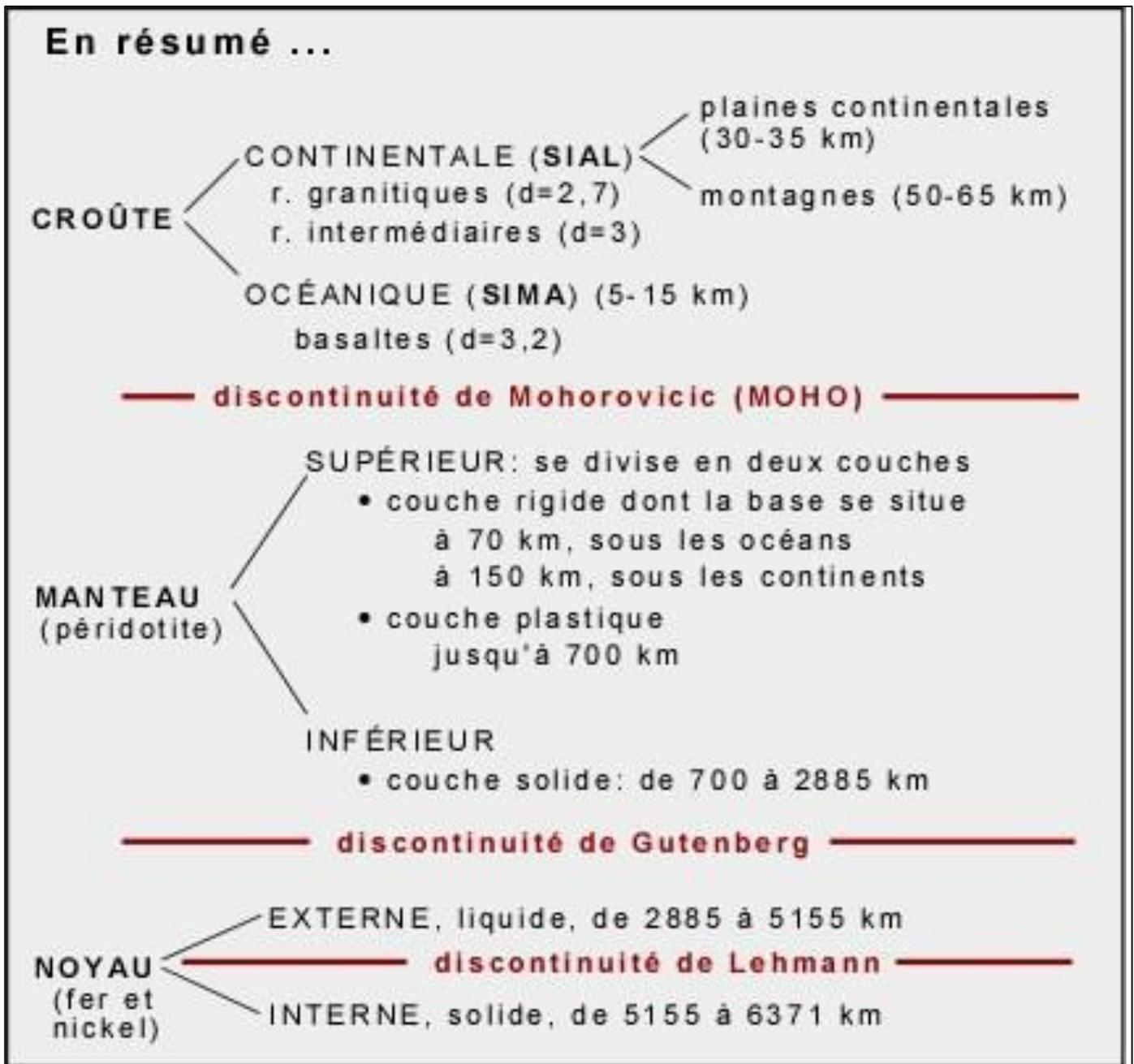


Fig.05 la composition pétrographique des différents compartiments de la terre.

2) Géodynamique externe : ce sont les manifestations physiques d'ordre météorologiques, ou qui y ont liées. Ainsi on inclura l'érosion et les mouvements de terrain comme résultante de l'action mécanique, voir chimique, de l'eau (sous toutes ses formes), du vent, de la température... toutes ces composantes, dépendantes de l'énergie solaire, peuvent donner, lorsqu'elles sont combinées, des phénomènes de grande ampleur comme des crues ou des cyclones, éléments de risques pour les sociétés humaines.

2.1. Erosion :

Les roches qui affleurent ne sont généralement ni homogène, ni continues. Elles présentent des discontinuités tels les joints de satisfaction, les fentes les fractures, les failles qui sont des plans de faiblesse. Les agents atmosphériques, chimiques mécaniques, attaquent les roches dans ces zones et les détruisent. C'est le processus d'érosion.

2.1. L'altération des roches :

Les facteurs d'altération à la surface de la croûte terrestre sont nombreux et peuvent être classés en deux catégories, **l'altération mécanique** et **l'altération chimique** et **biochimique**. La plupart du temps, ces facteurs d'altération agissent de manière concomitante. L'eau joue un grand rôle dans les processus d'altération, à la fois mécanique (gel, érosion) et chimique (hydrolyse).

1.L'altération mécanique :

Un massif rocheux qui affleure à la surface de la croûte terrestre n'est jamais absolument compact et homogène. En effet, il présente des surfaces de discontinuité dues, soit aux stratifications pour les roches sédimentaires, soit aux plans de cassures (fissures , diaclases, failles,...) et des plans e discontinuité constituent alors des plans de faiblesse mécanique (provoquant les glissements rocheux, les éboulements, ...) et des plans d'infiltration des agents d'altération (principalement l'eau). L'altération mécanique provoque ne désagrégation du massif sans modification minéralogique.

a- Les variations de température et le gel

Les variations quotidiennes de température (pouvant atteindre 50°C dans les régions désertiques) collaborent à la découpe du massif en différents blocs. D'une part, la roche est un mauvais conducteur thermique, sa surface se contracte ou se dilate lors beaucoup plus qu'en profondeur. D'autre part, les fissures préexistantes permettent le passage de l'eau, qui en gelant écarte progressivement les fissures ou diaclases.

b-La gravité -éboulement, glissements de terrain, écoulements

Les surfaces de discontinuités ont des plans de fragilité qui, sous l'action combinée de l'eau et de la gravité, permettent la mise en mouvement de masses instables. En effet, l'eau diminue les caractéristiques de résistance mécanique des sols et des matériaux de remplissage des oints de fracture.

Les masses éboulées, écroulées ou qui ont glissé, offrent alors une surface de contact avec l'atmosphère beaucoup plus importante qu'à l'origine, ce qui favorise l'altération chimique ou biochimique. Les

mouvements de terrain sont représentés sur la figure ci-dessus (mouvement de terrain).

c- Les phénomènes d'érosion (fluviale, éolienne et glaciaire) des continents

Les eaux de ruissellement constituent l'agent le plus actif dans l'érosion des continents (**érosions fluviale**). Déjà avant tout ruissellement, l'impact répété des gouttes de pluie provoque un arrachement de particules aux massifs rocheux (d'autant plus important que ce phénomène est combiné à l'altération chimique). Ensuite la vitesse acquise par l'eau lors du ruissellement représente une énergie non négociable ($e = \frac{1}{2} \cdot m \cdot v^2$) qui altère mécaniquement les roches en place. De plus, les débris ou particules mélangés aux eaux de ruissellement leur confère un pouvoir abrasif important. Il est à noter que l'érosion peut être très importante sur les terrains nus ou déboisés (**fig.06**).

Sur les continents, au phénomène d'**érosion fluviale** (action de l'eau), il faut ajouter l'**érosion éolienne** (action du vent) qui peut être très importante dans les régions sèches (autrefois négligée, on se rend compte actuellement que l'érosion éolienne provoque la mise en mouvement de centaines de millions de tonnes de particules par an). De la même manière que pour l'érosion fluviale, les particules entraînées par le vent abrasent également les roches en place (**fig.06**).

Enfin, il faut ajouter l'érosion provoquée par les glaciers. Si aujourd'hui elle est anecdotique dans nos régions, elle fut très importante lors des périodes glaciaires ou quaternaire et est responsable du modelé du passage des pays tempérés. L'accumulation de la neige sur le sommet du glacier provoque la transformation en glace des couches inférieures. L'épaisseur de glace peut alors atteindre des dizaines, voire quelques centaines, des mètres. Par l'action de la gravité, le glacier se meut sur le socle rocheux, lui arrachant des blocs rocheux et produisant une « farine » de roche. Il a été démontré que certains blocs rocheux ont été déplacés sur plus de 1000 km

Il faut encore noter que l'eau en mouvement provoque également une importante érosion des plateaux continentaux dans les océans (force des courants, vagues, ...).

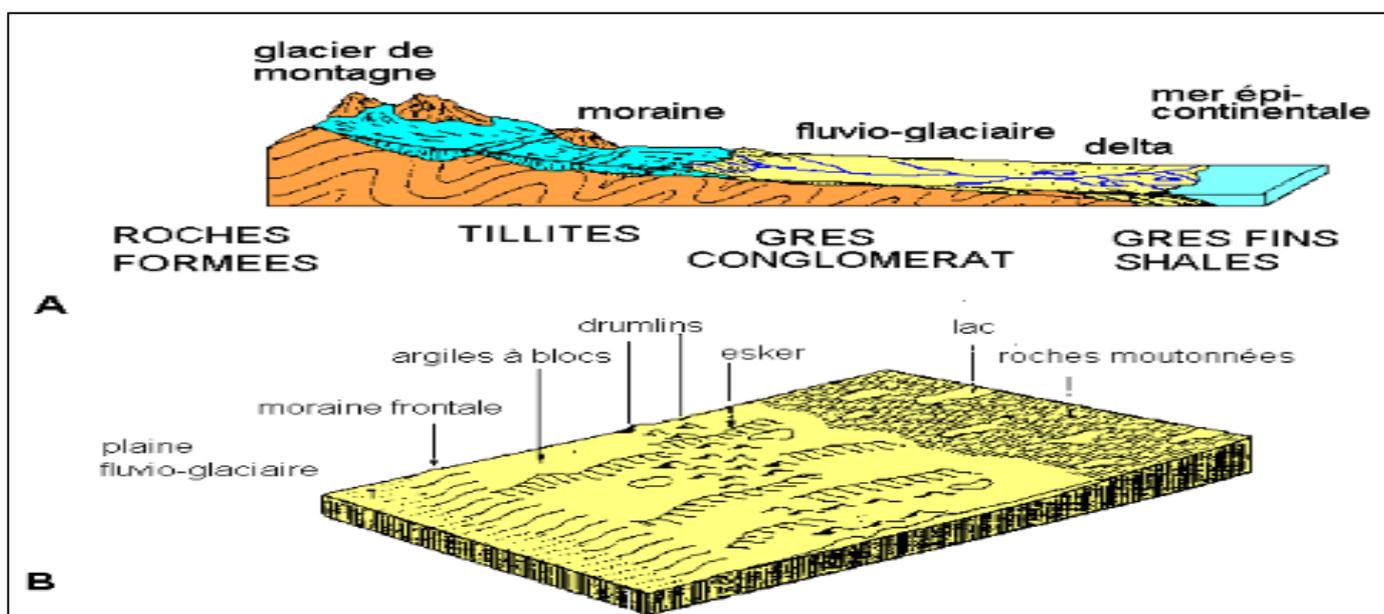


Fig.06. Les phénomènes d'érosion (fluviale, éolienne et glaciaire) des continents

2.L'altération chimique et biochimique

Les agents d'altération chimique sont : l'eau, l'oxygène, l gaz carbonique, les acides produits par les bactéries et les racines mais également par l'activité humaine, le facteur thermique, les conditions de drainage et de circulation des eaux. A ceux-ci, il faut ajouter les agents d'altération biochimique que constituent les plantes ou les microorganismes.

L'action de l'eau : en plus son action mécanique (érosion et gel). L'eau altère par *hydrolyse* les minéraux constitutifs des roches magmatiques et métamorphique. D'autre part, elle altère également les roches sédimentaires précédemment formées principalement par *hydratation* et par *dissolution* (ce qu'est un cas particulier de l'hydrolyse).

L'oxygène qui provient soit de l'air, soit de la réduction d'oxydes provoque des oxydations (en particulier du fer et du manganèse) et transforme les sulfures en sulfates.

Le gaz carbonique il renforce l'action d'altération de l'eau et permet également le départ facile des bases sous forme des carbonates ou de bicarbonates solubles.

Les acides : sont sécrétés par les racines et les bactéries. Ils sont également présents dans les pluies d'orage (riches acides nitriques), ou produits par l'activité industrielle (pluies acides). Ils constituent les agents d'altération les plus actifs (en combinaison avec l'eau, la couverture végétale altère considérablement l sommet des formations rocheuses).

Les plantes supérieures : ont une action destructrice par l'expansion de leurs racines qui peuvent écartier les fissures de la même manière que le gel. Cependant, les plantes ont également une action importante de protection des sols contre l'érosion.

3.Le rôle important de l'eau dans l'altération chimique

Le phénomène d'hydrolyse

L'hydrolyse est définie comme étant la destruction d'un édifice moléculaire complexe en édifices moléculaires plus simples sous l'influence de l'eau.

Elle eut être totale lorsque le minéral est détruit en plus petits composés possibles (hydroxydes, ions) ou partielles lorsque la dégradation est incomplète et donne directement des composés argileux.

Le bilan général d'une réaction d'hydrolyse eut s'écrire :

Minérale primaire + eau -----> minérale secondaire + solution de lessivage.

L'hydratation et la dissolution des roches sédimentaires

L'eau et l'oxygène sont les facteurs déterminants de l'altération des roches sédimentaires, elles -mêmes formés de particules sable, limons, argiles) résultant d'un processus antérieur d'altération. L'oxygène transforme les sulfures en sulfates, les sels de fer et de manganèses en oxydes. l'oxyde de fer donne une teinte rouille caractéristique à la roche.

L'apport de gaz carbonique (par l'eau de pluie mais surtout en traversant le couvert végétal) dissout dans l'eau qui augmente considérablement (quasi 200 fois) la solubilité du calcaire. Il forme alors un bicarbonate instable par la réaction.



C'est le processus responsable de la formation de karsts dans les roches calcaires, mais également des poches « déconsolidées » au sein des sables calcaireux.

Les oxydations / réductions.

Les oxydations concernant surtout le fer qui passe de l'état ferrique.

Exemple pour un minérale d'olivine : olivine + oxygène --- > oxydes ferriques + silice.



2.2. Dépôts

Les réductions sont plus rares : elles se déroulent dans les milieux hydro morphes (saturés d'eau de façon permanente ou périodique) et produisent en particulier du fer ferrique au fer soluble.

2.2.1. Méthode d'études : la prospection géologique d'une région donnée de la terre se fait en plusieurs étapes :

A) Les méthodes directes :

Les différentes missions de géologue se décomposent techniquement en plusieurs phases d'intervention.

1-Les études préliminaires :

Elles consistent à réunir avant toute autre démarche, la documentation pouvant exister sur la région.

-Le géologue essaye de familiariser avec es fossiles qu'il serait susceptible de recueillir.

-Carte topographique, carte géologique, les travaux publiés.

-La photographe donne des renseignements précis sur la structure.

2-Les levés sur terrain : Qui consiste à :

- a) Tracer les itinéraires à l'aide de la carte topographique ou les photos aériennes.
- b) Rechercher les affleurements naturels, identifiés les terrains et les reportés sur la carte topographique, en indiquant leurs natures et leurs dispositions (pendage, direction).
- c) Recueillir les fossiles en place et les échantillons des roches à étudier au laboratoire.
- d) Repérer les accidents tectoniques, failles, plis et les portées sur la carte.

3-Les examens de laboratoire :

Les échantillons de roches recueillis sont préparés et analysés par les différentes méthodes au laboratoire qui permettent de préciser et confirmer les levés sur terrain.

a) Les méthodes optiques : elles sont essentiellement basées sur l'étude de l'aspect cristallin des minéraux constituant la roche, pour cela le géologue utilise (la loupe binoculaire, le microscope polarisant, microscope électronique à balayage M.E.B).

b) Méthode sédimentologique : les méthodes sédimentologique telles que la morphoscopie et la granulométrie 'applique aux roches sédimentaires détritiques, essentiellement aux sédiments meubles ou consolidés.

L'analyse granulométrique permet d'apprécier la statique dimensionnelle des constituants d'un sédiment.

Le but recherché est :

-De reconstituer la dynamique de mise en place des sédiments.

-Déduire les vitesses de transport et de la sédimentation.

-Mettre en évidence le caractère monogénique ou polygénique de l'alimentation au bassin de sédimentation.

c) Les méthodes pétrographiques :

-Analyse des minéraux lourds : Le comptage des minéraux lourds et la construction des diagrammes et leurs répartitions sont utiles pour l'étude des sédiments des roches détritiques où les minéraux sont relativement abondant, comme elle peut servir aussi à la stratigraphie dans la détermination de l'âge des roches non fossilifères.

-L'analyse par les rayons X : cette analyse est appliquée aux sédiments très fins, elle consiste à bombarder la poudre du cristal par les rayons X et d'analyser les diffractogramme obtenus, chaque position caractérise un minéral (minéraux argileux, carbonates, quarts feldspath).

-Méthodes d'étude des roches carbonatées : cette méthode consiste à connaître le pourcentage en CaCO_3 et en $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$ dans les roches.

d) Les méthodes chimiques : ces méthodes sont nombreuses, on les utilise de plusieurs manières :

-Pour préciser les constituants chimiques du matériel rocheux ou du ciment.

-Pour confirmer les résultats des autres analyses tels que la diffractométrie.

B) Les méthodes indirectes :

Les études faites sur terrain ne donnent pas une connaissance directe de la nature des zones profondes du sous-sol pour cela on fait appel à d'autres moyens de reconnaissance tels que les méthodes géophysiques à savoir.

-prospection gravimétrique : qui consiste à mesurer l'accélération (g) de la pesanteur en nombreux points à l'aide d'un appareil appelé gravimètre. L'intensité de la pesanteur est conditionnée, influencée par les densités des roches profondes.

-prospection magnétique : qui consiste à mesurer l'accélération (g) de la pesanteur en nombreux points à l'aide du magnétomètre à déclinaison du champ magnétique terrestre et d'établir des cartes iso-anomalies magnétique sur lesquelles on peut découvrir : gisements métallifères, intrusion des roches éruptives et des accidents tectoniques.

-prospection électrique : cette méthode consiste à la résistivité du sous-sol à l'aide de résistivimètre, la résistivité du sous-sol dépend de la quantité des sels dissous dans l'eau, de la nature de la roche.

-prospection sismique : cette méthode consiste à calculer à profondeur à laquelle les surfaces changent de propriétés physiques brusquement.

-sondages mécanique : le principe général de cette méthode de reconnaissance consiste à ramener à la surface des échantillons à analyser.

2.2.2. Roches sédimentaires : la formation des roches sédimentaires (**fig.07**) passe par les étapes suivantes :

-l'**altération superficielle** des matériaux qui produit des particules.

-le **transport de ces particules** par les cours d'eau, le vent ou la glace qui amène ces particules dans le milieu de dépôt.

-la **sédimentation** qui fait que ces particules se déposent dans un milieu donné pour former un sédiment et, finalement,

-la **diagenèse** qui transforme le sédiment en roche sédimentaire.

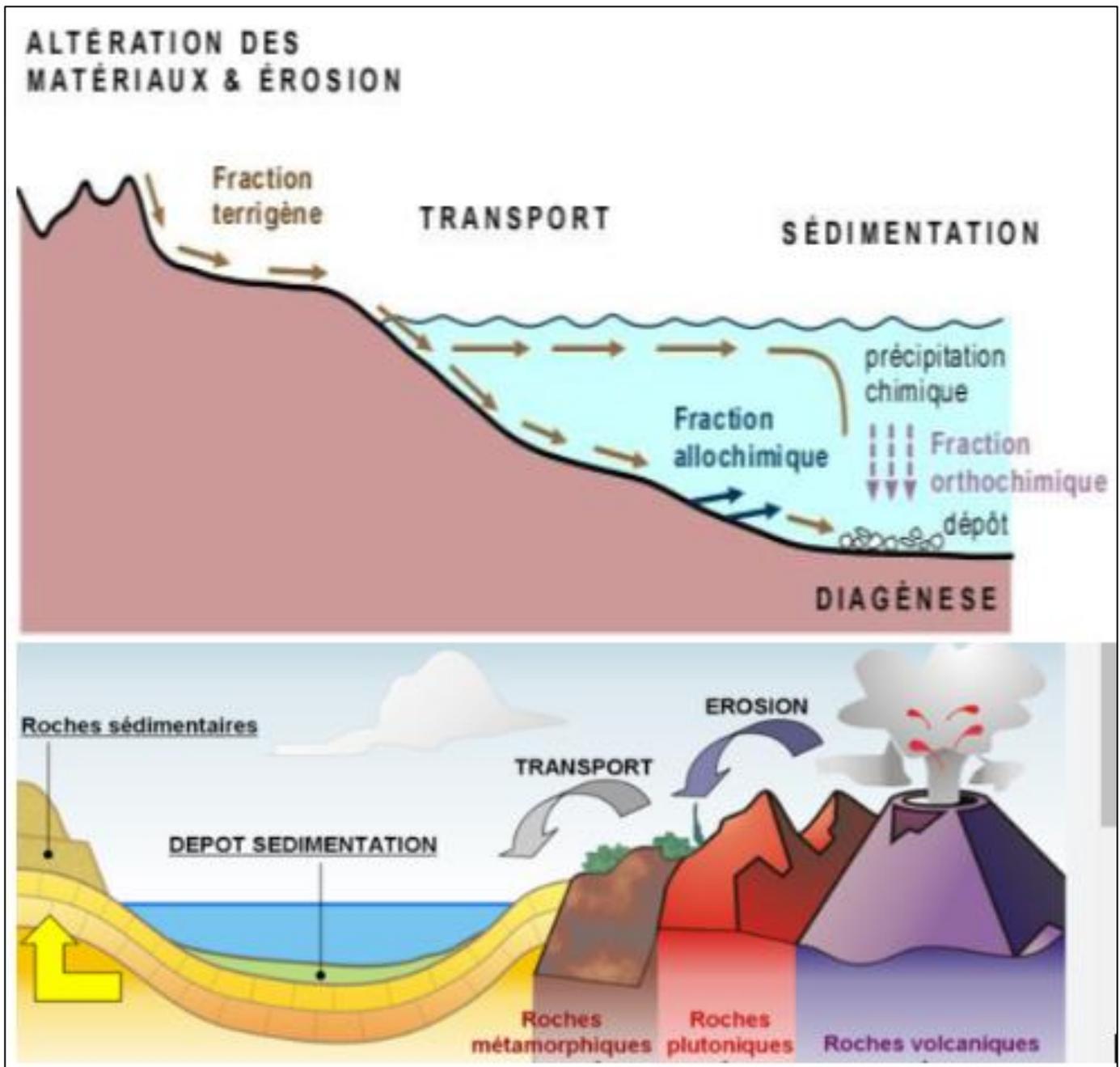


Fig.07. Les étapes de formation des roches sédimentaires

Le matériel sédimentaire peut provenir de trois sources :

-une source terrigène, lorsque les particules proviennent de l'érosion.

-une source allo chimique, lorsque les particules proviennent du bassin de sédimentation, principalement des coquilles ou fragments des coquilles des organismes.

-une source ortho chimique qui correspond aux précipités chimiques dans le bassin de sédimentation, ou à l'intérieur du sédiment durant la diagenèse.

A-1 'altération superficielle.

Les processus de l'altération superficielle sont de trois types : mécaniques, chimiques et biologique.

Les processus mécanique (ou physique) sont ceux qui désagrègent mécaniquement la roche, comme l'action du gel et du dégel (Fig.08) qui à cause de l'expansion de l'eau qui gèle dans les fractures ouvre progressivement ces dernières. L'action mécanique des racines des arbres ouvre aussi les factures.

L'altération chimique est très importante : plusieurs silicates, comme les feldpaths, souvent abondants dans les roches ignées, sont facilement attaqués par les eaux de pluies et transformés en minéraux des argiles (phyllosilicates) pour former des boues.

Certains organismes ont la possibilité d'attaquer biochimiquement les minéraux. Certains lichens vont chercher dans les éléments chimiques dont ils ont besoin.



Fig.08. Action gel et dégel sur une roche.

L'action combinée de ces trois mécanismes produit des particules de toutes tailles. C'est là le point de départ du processus général de la sédimentation.

B- Le transport.

Outre le vent et la glace, c'est surtout l'eau qui assure le transport des particules. Selon le mode et l'énergie du transport, le sédiment résultant comportera des structures sédimentaires variées : stratification en lamelles planaires, obliques ou entrecroisées, granoclassement, marques diverses au sommet des couches, etc. Les roches sédimentaires hériteront de ces structures. Le transport des particules peut être très long. En fait, ultimement toutes les particules devront se retrouver dans le bassin océanique.

C-La sédimentation.

Tout le matériel transporté s'accumule dans un bassin de sédimentation, ultimement le bassin marin, pour former un dépôt. Les sédiments se déposent en couches successives dont la composition, la taille des particules, la couleur, etc., varient dans le temps selon la nature des sédiments apportés. C'est ce qui fait que les dépôts sédimentaires sont stratifiés et que les roches sédimentaires issues de ces dépôts composent les paysages stratifiés comme ceux du Grand Canyon du Colorado par exemple.

D-La diagenèse.

La diagenèse est la transformation d'un sédiment en une roche sédimentaire

Elle englobe tous les processus chimiques et mécaniques qui affectent un dépôt sédimentaire après sa formation (**Fig.08**). Elle commence sur le fond marin, dans le cas d'un sédiment marin, et se poursuit tout au long de son enfouissement, c'est-à-dire, à mesure que d'autres sédiments viennent recouvrir le dépôt et l'amener progressivement sous plusieurs dizaines, centaines ou même milliers de mètres de matériel. Les processus de diagenèse sont variés et complexes ils vont de la compaction du sédiment à sa cimentation, en passant par des phases de dissolution, de recristallisation ou de remplacement de certains minéraux. Le processus diagenétique qui est principalement responsable du passage de sédiment à roche est :

La cimentation. Il s'agit d'un processus relativement simple si l'eau qui circule dans un sédiment, par exemple un sable, est sursaturée par rapport à certains minéraux, elle précipite ces minéraux dans les pores du sable et ceux-ci viennent souder ensemble les particules du sable, on obtient alors une roche sédimentaire qu'on appelle un grès. Le degré de cimentation peut être faible, et on a alors une roche friable, ou il peut être très poussé, et on a une roche très solide. La cimentation peut très bien se faire sur le fond marin (diagenèse précoce), mais il est aussi possible qu'il faille attendre que le sédiment soit enfoui sous plusieurs centaines ou même quelques milliers de mètres de matériel (diagenèse tardive).

L'induration (cimentation) d'un sédiment peut se faire tôt dans son histoire diagenétique, avant l'empilement de plusieurs mètres de sédiments (pré-compaction), ou plus tardivement, lorsque la pression sur les particules est grande due à l'empilement des sédiments. Dans le cas de la cimentation pré-compaction (**Fig.08**), les fluides qui circulent dans le sédiment précipitent des produits chimiques qui viennent souder ensemble les particules.

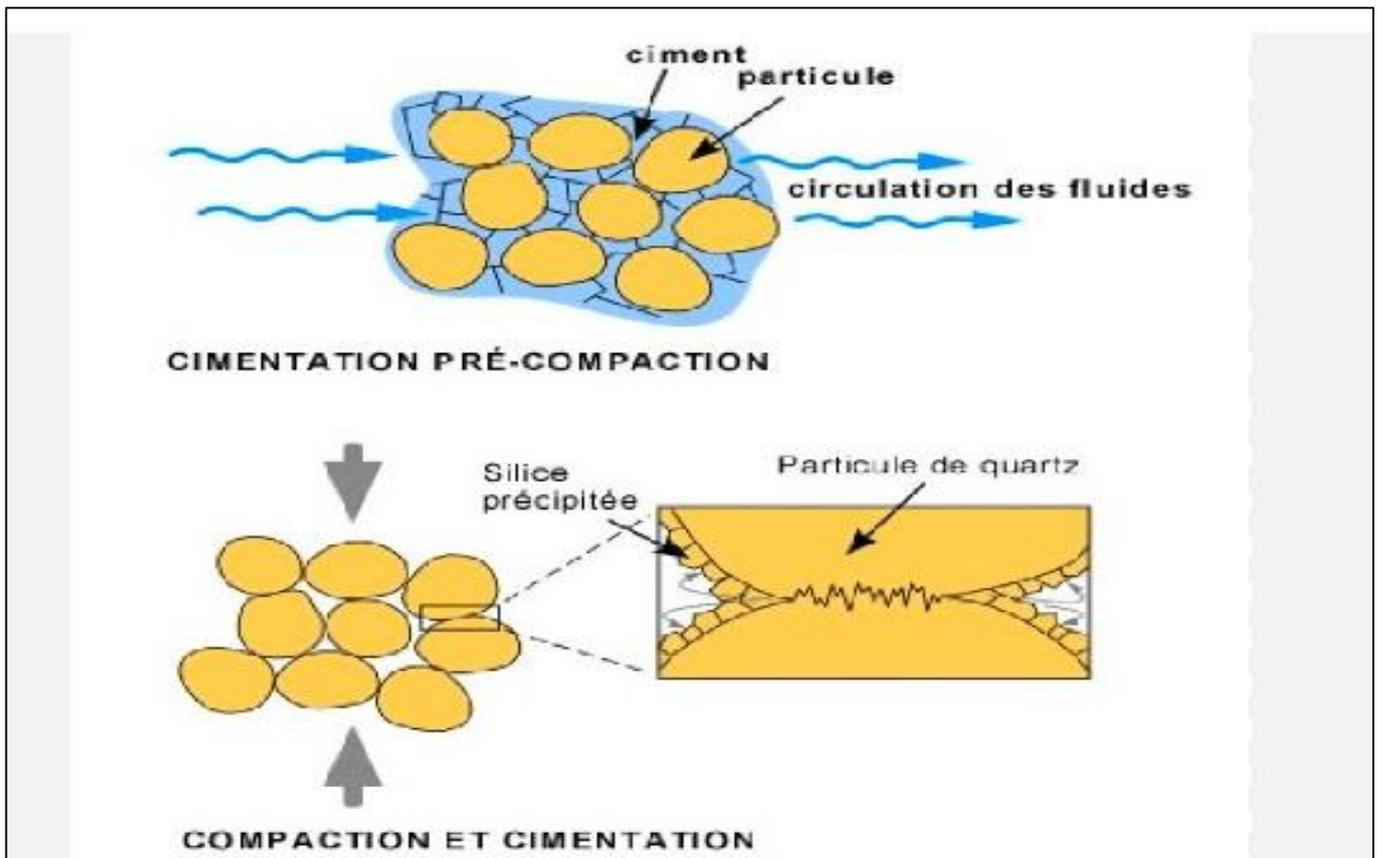


Fig.08. La cimentation des sédiments

Exemple : la calcite qui précipite sur les particules d'un sable et qui finit par souder ces derniers ensembles. La compaction d'un sédiment (schéma du bas) peut conduire à sa cimentation. Ainsi, la pression élevée exercée aux points de contact entre les particules de quartz d'un sable amène une dissolution locale du quartz, une sursaturation des fluides par rapport à la silice et une précipitation de silice sur les parois des particules cimentant ces derniers ensembles.

2.2.2.1. Classification des roches sédimentaires.

La dénomination des sédiments et roches sédimentaires se fait en deux temps.

D'abord selon **la taille des particules** (la granulométrie) chez les terrigènes et les alchimiques. Deux tailles sont importantes à retenir 0,062 et 2 mm. La granulométrie n'intervient pas dans le cas des orthochimiques puisqu'il s'agit de précipités chimiques et non de particules transportées (**Tab.01**).

Tab.01. classification des roches sédimentaires

Nom de la particule	Taille de la particule	Nom du sédiment	Classe	Nom de la roche solide
Blocs	> 256 mm	Graviers	Rudites	Conglomérats (poudingues si les particules sont arrondies, sinon c'est des brèches).
Gros cailloux	64-256 mm	Graviers		
Petits cailloux	2-64 mm	Graviers		
Sable	1/16-2 mm	Sables	Arénites	Grès
Silt	1/256 - 1/ 16 mm	Silts	Lutiles (Pélites)	Siltites
Argile	<1/256 mm	Argiles		Argilites

Ensuite, on complète la classification par la composition minéralogique. La composition des particules des terrigènes se résume au quartz, feldspath, fragments de roches (morceaux d'anciennes roches qui ont été dégagés par l'érosion) et minéraux des argiles (par exemple, les sables des plages de la Nouvelle-Angleterre sont surtout des sables à particules de quartz avec un peu de feldspaths). Quant aux allochimiques, ce sont principalement des calcaires, ce qui est reflété par le suffixe CAL dans le nom. Les particules des allochimiques sont formées en grande partie par les coquilles ou morceaux de coquilles des organismes (calcite ou aragonite). Les sédiments des zones tropicales sont surtout formés de ces coquilles, comme par exemple les sables blancs des plages du Sud ! Chez les orthochimiques, le nom est essentiellement déterminé selon la composition chimique(**Fig.09**).

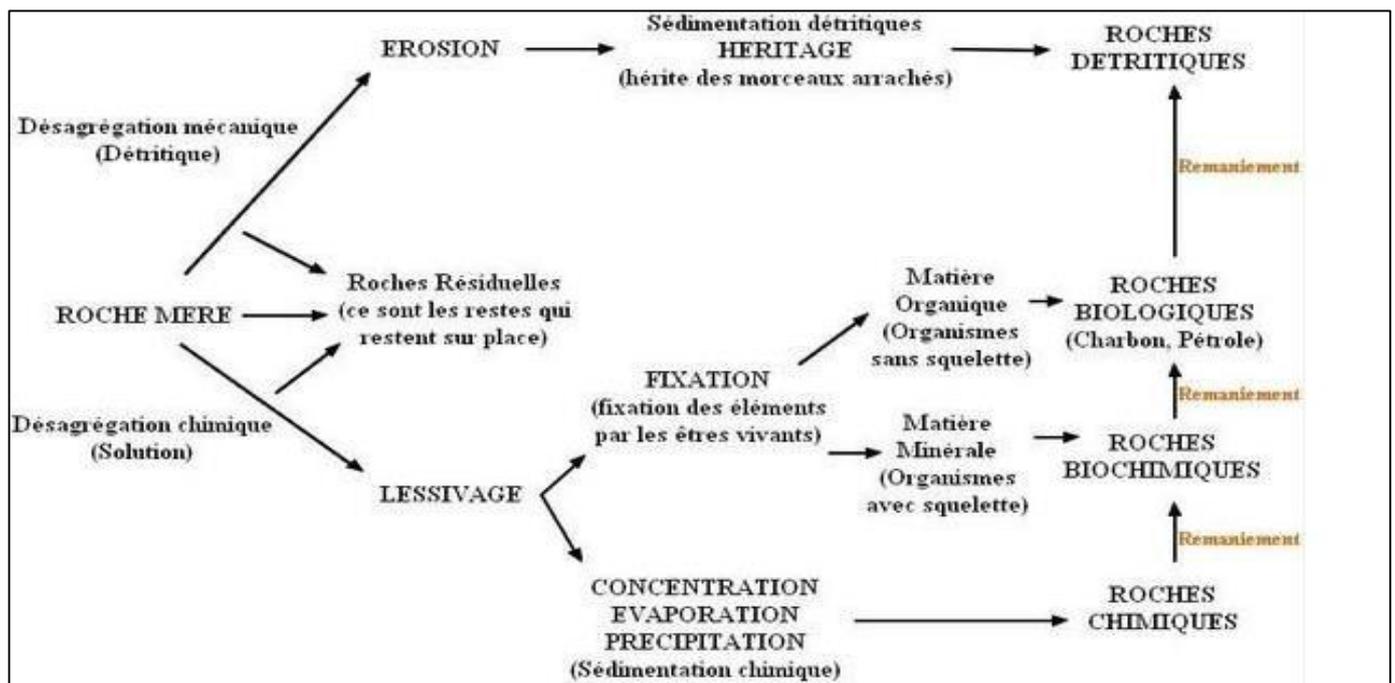


Fig.09. Les roches détritiques et les roches non détritiques (chimiques)



Fig10. Quelques exemples des roches détritiques.

2.2.2.2. Le cycle de la roche :

ROCHES IGNÉES

À certains endroits dans les profondeurs de l'écorce terrestre, les roches ont fondu et se sont transformées en magma, qui est un mélange de cristaux et de roches liquides. Quand le magma fait surface en jaillissant d'un volcan, on l'appelle « lave ». Lorsque la lave refroidit et durcit sur la surface terrestre, elle devient une « roche ignée volcanique ». Toutefois, lorsque le magma refroidit et durcit sous la terre, il devient une « roche ignée plutonique ».

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Le vent et l'eau causent l'érosion en détachant de petits morceaux de roches et en les transportant d'un endroit à un autre. Petit à petit, ces morceaux s'ajoutent au sable, aux cailloux, aux coquilles et aux matières végétales pour former des couches qu'on appelle « sédiments ». Au cours d'une longue période de temps, les sédiments durcissent et deviennent la roche. C'est ainsi que se forment les roches sédimentaires. La plupart des roches sur la surface terrestre sont des roches sédimentaires.

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Les roches changent au fur et à mesure qu'elles sont chauffées et pressées, un peu comme la pâte à biscuits change lorsqu'elle cuit. Les roches qui se trouvent dans les profondeurs de la terre sont soumises à une chaleur et à une pression intense. Avec le temps, ces forces transforment les roches sédimentaires ou ignées en un autre type de roche qu'on appelle « métamorphique ».

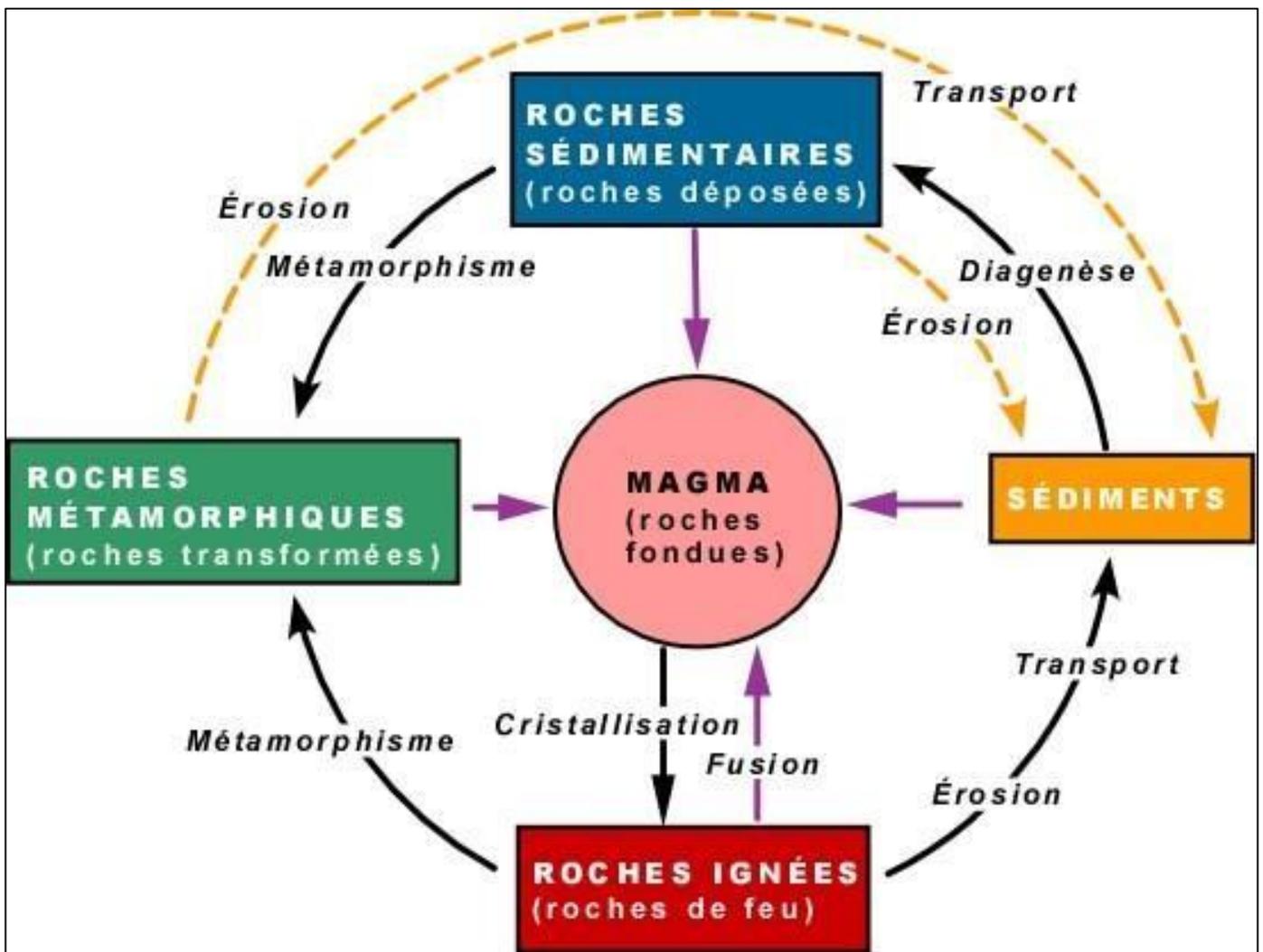


Fig.11. le cycle de la roche

2.2.3. Notions de stratigraphie

A.Principes de la stratigraphie :

L'étude de la succession des couches ou des formations rocheuses d'une région permet de reconstruire les événements géologiques. Par exemple, la nature des roches sédimentaires nous informe sur le milieu de sédimentation et comment cet environnement a évolué dans le temps. En outre, la stratigraphie permet d'établir une chronologie relative des terrains par l'application des principes suivants :

1. **Le principe de continuité** : une même couche a le même âge sur toute son étendue.
2. **Le principe de superposition** : dans les terrains non déformés, les formations les plus basses sont les plus anciennes et les formations les plus hautes sont les plus jeunes, c'est la façon d'exprimer **l'âge relatif**.
3. **Le principe d'horizontalité** : selon lequel les couches sédimentaires sont déposées à l'origine horizontalement. Une séquence sédimentaire qui n'est pas en position horizontale aurait subi des déformations ultérieurement à son dépôt.
4. **Le principe de recoupement** : selon lequel les couches sont plus anciennes que les failles ou les roches qui les recourent.
5. **Le principe d'inclusion** selon lequel les morceaux de roche inclus dans une autre couche sont plus

anciens que leur contenant.

À certains endroits dans une série sédimentaire l'information fait défaut ; soit que les roches ont disparu suite à l'érosion, soit que la sédimentation s'est interrompue. Ces manques, ces absences d'information correspondent à des intervalles de temps dans la succession des événements géologiques. L'intervalle de temps peut être restreint et ne toucher qu'une localité (lacunes), ou peut-être de longue durée et s'étendre à toute une région (discordance).

B. La nature des contacts

Lorsque les formations rocheuses sont disposées régulièrement les unes sur les autres sans qu'il manque d'étage, il s'agit d'une structure concordante.

Lorsqu'un étage est absent, en tout ou en partie, il s'agit d'une lacune. Une lacune suppose l'interruption provisoire de la sédimentation (lacune de sédimentation) ou une période d'érosion (lacune d'érosion) d'une durée inconnue.

La discordance elle, implique un arrêt de la sédimentation, un soulèvement suivi d'une période d'érosion puis un nouveau dépôt. Cette période d'érosion, souvent associée à des déformations, correspond à un soulèvement tectonique et au retrait de la mer (régression). Si la mer réenvahit la région (transgression) suite à de nouveaux mouvements, la surface des roches anciennes sera recouverte, c'est la surface de discordance. Il s'agit d'une surface de contact entre des formations d'âge différente.

La discordance angulaire est une surface d'érosion recoupant d'anciennes séquences déformées. Elle implique le plissement ou le basculement, le soulèvement, l'érosion et la sédimentation de nouvelles couches.

C. Les types de contacts

Les coupes suivantes représentent schématiquement les divers types de contacts que l'on peut rencontrer entre différentes formations rocheuses. Les contacts sont en rouge et l'âge relatif est symbolisé par des lettres (**Fig. 12**).

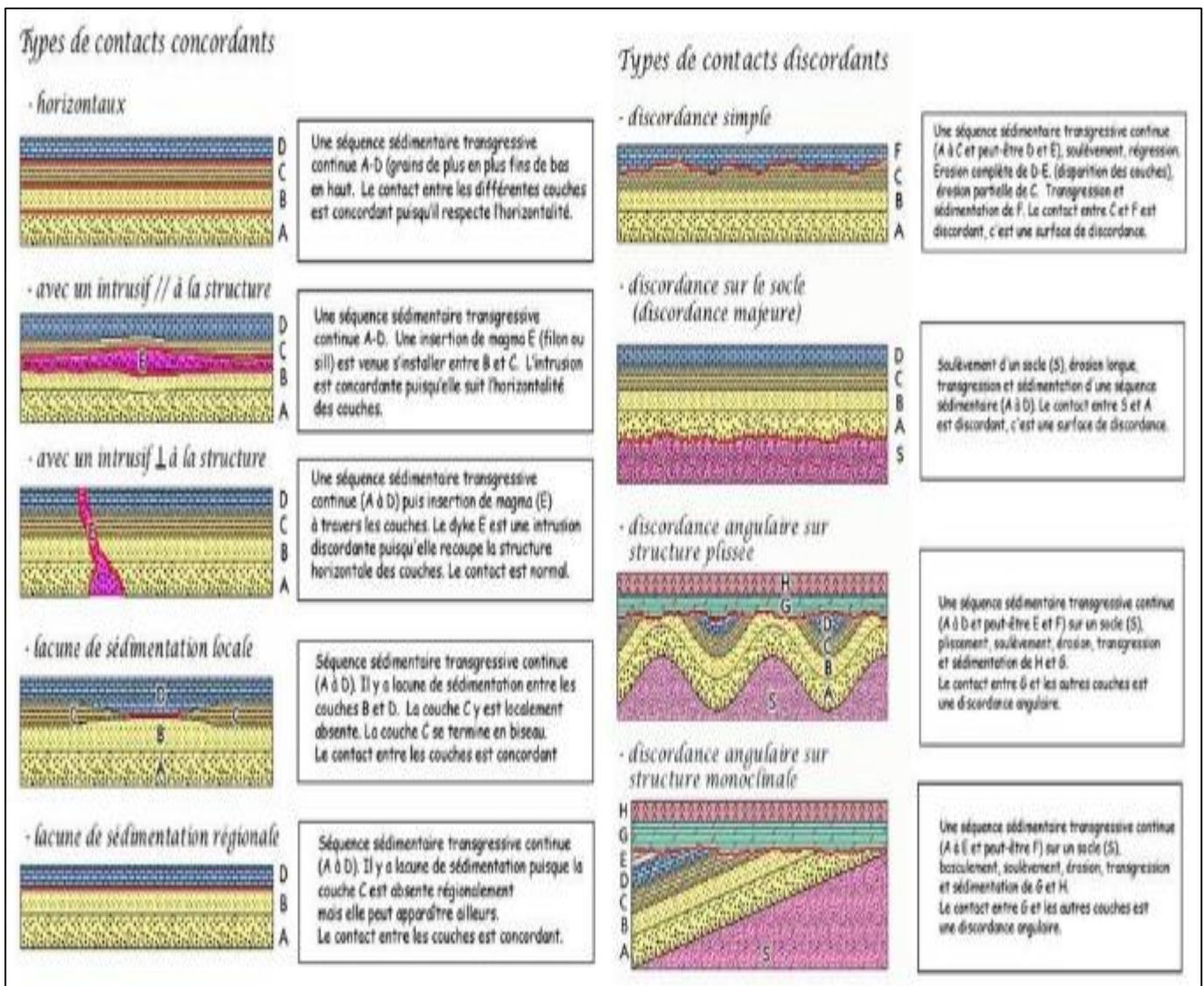


Fig.12. Les types de contacts

D-Les divisions stratigraphique

De plus, le contenu en fossiles des couches permet d'effectuer des corrections stratigraphiques à distance, c'est tel le rôle dévolu à la paléontologie stratigraphique. On

aboutit ainsi à des divisions que l'on peut différencier selon la nature des arguments qui servent à les définir.

On distingue habituellement :

1. Les divisions lithostratigraphiques fondées sur la nature des terrains, indépendamment de leur contenu en fossiles. La plus petite division est la couche, plusieurs couches constituent un membre, plusieurs membres une formation, plusieurs formations un groupe.

2. Les divisions biostratigraphiques fondées sur le contenu en fossiles. La division de base est la biozone, diversement définie selon les possibilités (cénozone, ou coenozone, définie par un certain assemblage de fossiles ; acmé, définie par l'abondance particulière d'une espèce...)

3. Les divisions chronostratigraphiques : caractérisées par des ensembles de couches aux quelle sont fait correspondre des intervalles de temps (qui sont des divisions géochronologiques). La division de base est

l'étage défini par rapport à un affleurement type, qui sert en quelque sorte d'étalon, et que l'on nomme **stratotype**. Le nom de **l'étage** est le plus souvent dérivé de celui d'un lieu géographique au quel on ajoute le suffixe ou en (exemple le Lutétien, l'Aquitaniens). Ce lieu est généralement, mais pas obligatoirement, celui où se trouve le stratotype. L'équivalent géochronologique de **l'étage** est **l'âge** dont la durée, en moyenne, est de 5 ou 6 millions d'années. Plusieurs étages forment une série (équivalent géochronologique :

Époque, plusieurs séries un système (équivalent période, plusieurs systèmes, un ératème (équivalent : **ère**), plusieurs **erathèmes**, un **éonothème** (équivalent : **éon**).

Des divisions plus petites que l'étage peuvent être utilisées : ce sont des **chronozones** (équivalent **chrone**).

Le terme de zone en est parfois employé comme synonyme, mais désigne aussi une **biozone**.

Tous les noms correspondant à ces divisions doivent commencer par une majuscule (exemple le Lutétien, la Zone à *Globorotalia kugleri*), sauf lorsqu'ils sont utilisés comme adjectifs (exemple un calcaire lutétien, des marnes aquitaniennes).

1-Datation des terrains -Echelle chronostratigraphique

C'est l'âge des couches ou des corps géologiques les uns par rapport aux autres (datation relative) basée sur la lithologie des roches et les fossiles stratigraphiques.

L'échelle chrono stratigraphique (échelle de temps géologique) et représenté par la figure ci-dessous (**Fig.13**).

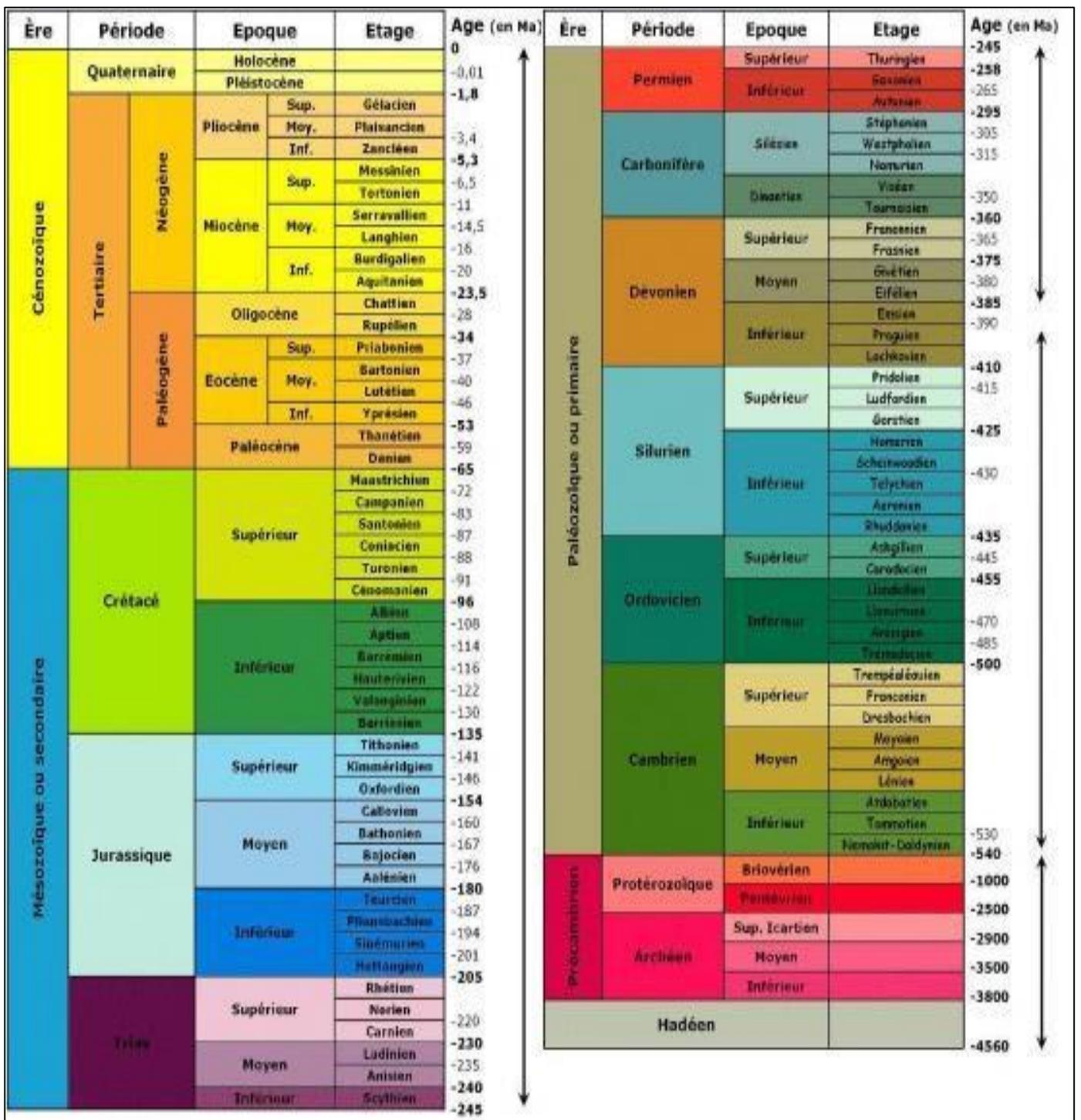


Fig.13. Echelle des temps géologiques.

2.2.4. Notions de paléontologie

La Géologie comprend également l'histoire des restes organisés que l'on trouve enfouis au sein de la terre. On donne à ces restes organisés le nom de fossiles et on appelle Paléontologie (du grec paleos ancien,ontos: être et logos: discours) la science qui s'en occupe d'une manière spéciale. Ces êtres sont soit des débris de plante ou des débris d'animaux. Les débris de plantes sont plus abondés dans les mines de houille ainsi, il arrive très souvent que l'on trouve des empreintes de fougères sur des couches de charbon. Les débris les

plus nombreux d'animaux sont des coquilles : il y a des collines entières qui sont formées de débris de coquilles. Et comme chaque formation a eu sa faune, on peut s'en servir pour reconnaître les différents terrains.

A. Principes et méthodes de la paléontologie

L'étude des fossiles permet de retracer l'histoire de l'évolution des espèces vivantes ou disparues et de dater les dépôts sédimentaires dans lesquels les fossiles sont inclus. Les paléontologues déterminent, par différentes méthodes de datation, la succession des couches rocheuses et l'âge relatif de ces dernières (c'est la stratigraphie). La répartition des fossiles dans ces couches permet aux paléontologues de dresser des cartes géologiques très précises.

Les principales informations relatives à l'évolution de la vie sur Terre proviennent de l'étude des roches sédimentaires, dont la formation en strates s'est effectuée sur des millions d'années, et dans lesquelles se trouvent la plupart des fossiles. Ce sont ces derniers, combinés à d'autres éléments caractéristiques des roches, qui sont utilisés pour comparer les strates entre elles, dans une même région ou d'une région du monde à une autre. Il est ainsi possible de déterminer si des strates provenant de régions différentes se sont formées à la même époque et dans le même environnement (malgré les remaniements ultérieurs de ces roches qui ont pu modifier la succession des couches). Ces analyses comparatives, qui permettent de dresser un schéma global de l'évolution de la Terre, sont l'objet de la stratigraphie.

Certains fossiles, qui présentent une répartition géographique très large et correspondent à des espèces ayant évolué très rapidement à l'échelle des temps géologiques, sont particulièrement utiles à la datation : ils sont dits chronos stratigraphiques. Ces types de fossiles sont principalement marins. C'est le cas, par exemple, des nummulites, des ammonites et des trilobites.

B. Etapes de la fossilisation

La fossilisation des êtres vivant n'est pas facile, elle ne peut se faire que dans des conditions très précises et suivant les étapes suivantes (**Fig. 14**) :

1-La mort de l'être vivant

2-Enfouissement rapide du cadavre dans le sédiment ce qui limite la dégradation bactérienne et l'altération (en absence total de l'oxygène)

3-Transformation du cadavre en une roche (fossilisation)

4-Erosion et découverte du fossile.

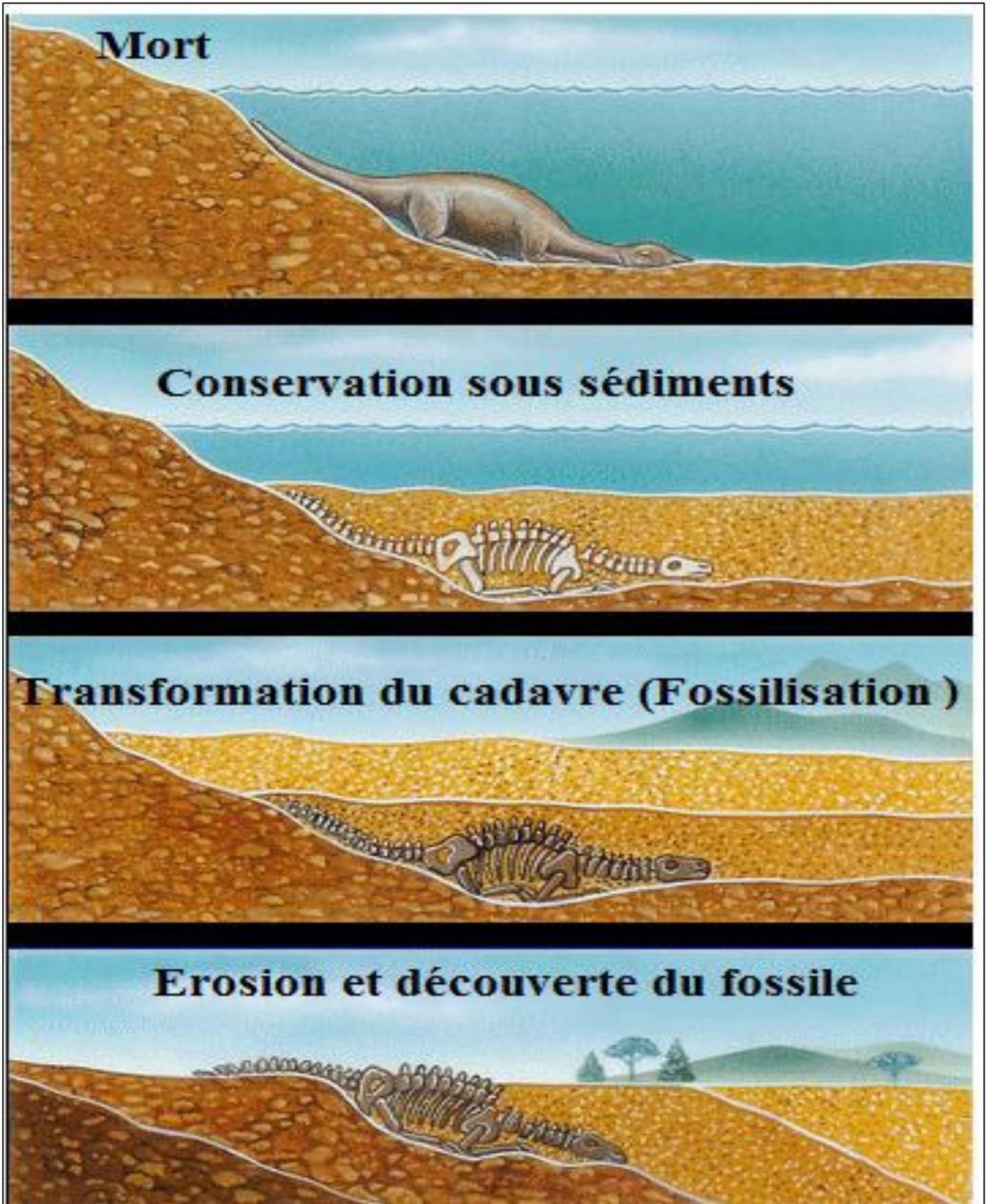


Fig.14. Les étapes de fossilisation.

C.disciplines paléontologiques

1) La biostratigraphie

C'est une datation relative qui regroupe les roches en fonction de leur âge et de leur contenu fossilifère. *Un bon fossile stratigraphique* a une durée de vie courte (à peu près 100.000 ans) et a une répartition spatiale très grande (idéalement sur toute la Terre).

2) La paléogéographie

Elle vise à reconstituer une géographie ancienne grâce à la comparaison de milieux des espèces.

3) Analyse des mécanismes de l'évolution

Transformisme (= Théorie de **Lamarck**) : Apparition d'une nouvelle forme de vie par la transformation d'une ancienne.

Théorie de l'évolution (Théorie de **Darwin**) : Modification des organismes au cours des générations sous la pression de sélections exercées par leur milieu.

3) Géodynamique interne

La dynamique interne de la terre, ou la géodynamique interne, concerne les mouvements et les processus qui affectent l'intérieur de la Terre. Une des manifestations les plus tangibles de cette dynamique est le déplacement de plaques rigides (lithosphériques) à la surface de la planète, plaques qui glissent sur du matériel plastique (asthénosphère). Cette mécanique est décrite par la théorie de la tectonique des plaques, une théorie unificatrice qui vient expliquer de grands phénomènes géologiques comme les tremblements de terre, les volcans, la déformation de la croûte terrestre et la formation des grandes chaînes de montagnes.

1- Les séismes : les séismes ou tremblements de terre constituent un phénomène géologique qui de tout temps a terrorisé les populations qui vivent dans certaines zones du globe.

1.1 Origine des tremblements de terre.

Lorsqu'un matériau rigide est soumis à des contraintes de cisaillement, il va d'abord se déformer de manière élastique, puis, lorsqu'il aura atteint sa limite d'élasticité, il va se rompre, en dégageant de façon instantanée toute l'énergie qu'il a accumulé durant la déformation élastique. C'est ce qui se passe lorsque la lithosphère est soumise à des contraintes. Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule l'énergie. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des failles. L'énergie brusquement dégagee le long de ces failles cause des séismes (tremblements de terre). Si les contraintes se poursuivent dans cette même région, l'énergie va à nouveau s'accumuler et la rupture consécutive se fera dans les plans de faille déjà existants. A cause des forces de friction entre les deux parois d'une faille, les déplacements le long de cette faille ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par coups successifs, dégageant à chaque fois un séisme. Dans une région donnée, des séismes se produiront à plusieurs reprises le long d'une même faille, puisque cette dernière constitue un plan de faiblesse dans la lithosphère. A noter que les séismes ne se produisent que dans du matériel rigide. Par conséquent, les séismes se produiront toujours dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique (Fig. 15).

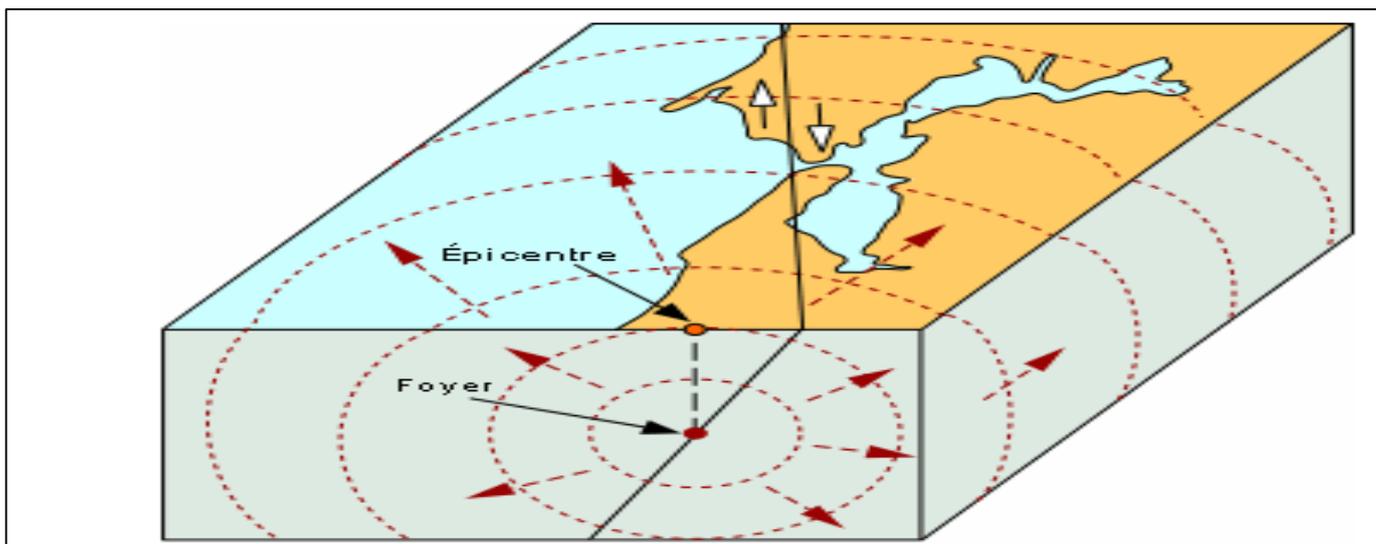


Fig.15. Les éléments d'un séisme.

Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre. On nomme foyer le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme, alors que l'épicentre désigne le point à la surface terrestre à la verticale du foyer.

On distingue deux grands types d'ondes émises par un séisme : les ondes de fond, celles qui se propagent à l'intérieur de la terre et qui comprennent les ondes S et les ondes P, et les ondes de surface, celles qui ne se propagent qu'en surface et qui comprennent les ondes de Love et de Rayleigh.

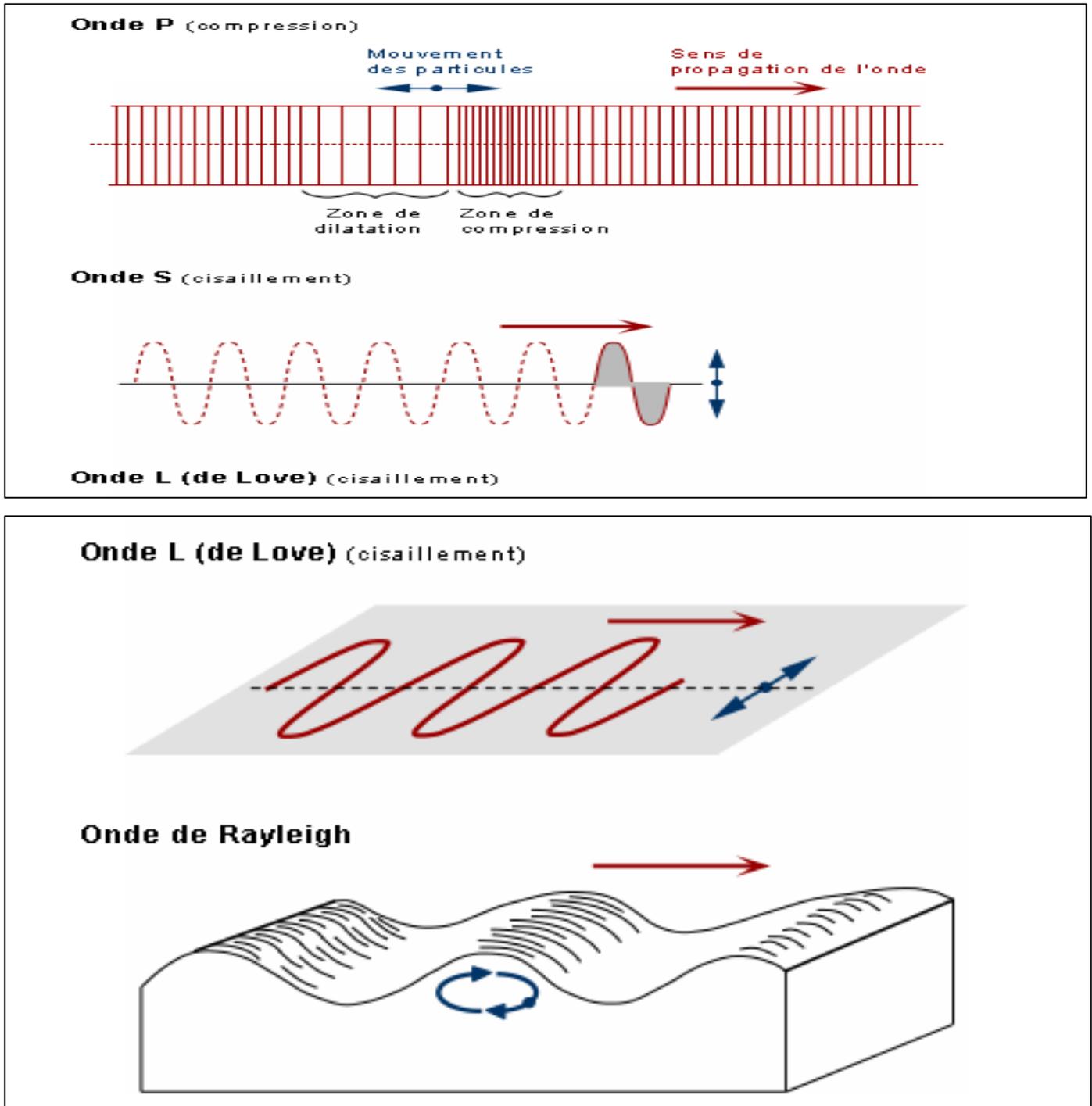


Fig.16.les différents types des ondes sismiques

Les ondes P sont des ondes de compression assimilables aux ondes sonores et qui se propagent dans tous les états de la matière. Les particules se déplacent selon un mouvement avant-arrière dans la direction de la propagation de l'onde. Les ondes S sont des ondes de cisaillement qui ne se propagent que dans les solides. Les particules oscillent dans un plan vertical, à angle droit par rapport à la direction de propagation de l'onde. Les ondes de Love ou ondes L sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal. Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral. Les ondes de Rayleigh sont assimilables à une vague ; les particules du sol se déplacent selon une ellipse, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre.

1.2 Mesure d'un tremblement de terre.

Nous disposons de deux échelles pour évaluer les tremblements de terre : l'échelle de Mercalli et l'échelle de Richter. Aujourd'hui, nous n'utilisons que celle de Richter, mais les séismes du passé ne peuvent être évalués que selon celle de Mercalli.

L'échelle de **Mercalli (Tab.02)** a été développée en 1902 et modifiée en 1931. Elle indique l'intensité d'un séisme sur une échelle de I à XII. Cette intensité est déterminée par deux choses : l'ampleur des dégâts causés par un séisme et la perception qu'a eu la population du séisme. Il s'agit d'une évaluation qui fait appel à une bonne dose de subjectivité. De plus, la perception de la population et l'ampleur des dégâts vont varier en fonction de la distance à l'épicentre. On a donc avec cette échelle, une échelle variable géographiquement. Mais, à l'époque, on ne possédait pas les moyens d'établir une échelle objective.

-L'échelle de Richter (**Fig. 17**) a été instaurée en 1935. Elle nous fournit ce qu'on appelle la magnitude d'un séisme, calculée à partir de la quantité d'énergie dégagée au foyer. Elle se mesure sur une échelle logarithmique ouverte ; à ce jour, le plus fort séisme a atteint 9,5 sur l'échelle de Richter (Chili). Cette fois, il s'agit d'une valeur qu'on peut qualifier d'objective : il n'y a qu'une seule valeur pour un séisme donné. Aujourd'hui, on utilise un calcul modifié du calcul originel de Richter, en faisant intervenir la dimension du segment de faille le long duquel s'est produit le séisme.

Le graphique qui suit met en relation, la magnitude des séismes, sur échelle arithmétique, et l'énergie dégagée au foyer, sur échelle logarithmique ; il présente aussi une comparaison entre quelques séismes les plus connus.

Tab.02. Echelle de Mercalli.

I	Imperceptible à l'homme
II	Ressenti par quelques personnes au repos, surtout aux étages supérieurs des maisons.
III	Ressenti à l'intérieur des habitations ; vibrations analogues à celles causées par le passage d'un camion léger. Balancement d'objets suspendus.
IV	Vibrations semblables à celles que provoque le passage d'un gros camion. Fenêtres, portes et vaisselle tremblent.
V	Ressenti à l'extérieur ; le sommeil est interrompu et les liquides se répandent.
VI	Ressenti par toute la population d'une localité ; de nombreuses personnes effrayées sortent des habitations ; chute de plâtras et fissuration des murs ; déplacement ou renversement du mobilier ; vitres, verres et vaisselle se brisent.
VII	Il est difficile de se tenir debout ; ressenti par les conducteurs d'automobiles. Chute de plâtres, de briques et de tuiles ; les grosses cloches sont mises en branle ; vagues sur les étendues d'eau.
VIII	Rester maître d'un véhicule est difficile ; effondrement des cloisons et des murs ; chute des cheminées, des tours, des monuments ; les branches des arbres se cassent ; fissures dans les terrains humides.
IX	Panique générale ; brèches dans les murs et ruptures de canalisations ; crevasses visibles dans le sol ; glissement de terrain.
X	La plupart des constructions en pierre et charpente s'effondrent et les fondations sont détruites ; les barrages et les digues sont gravement endommagés ; quelques ponts s'écroulent ; glissement de terrain considérable.
XI	Les rails de chemin de fer sont tordus ; les canalisations souterraines sont détruites.
XII	Destruction quasi totale ; paysage et topographie sont bouleversés ; les objets sont projetés en l'air.

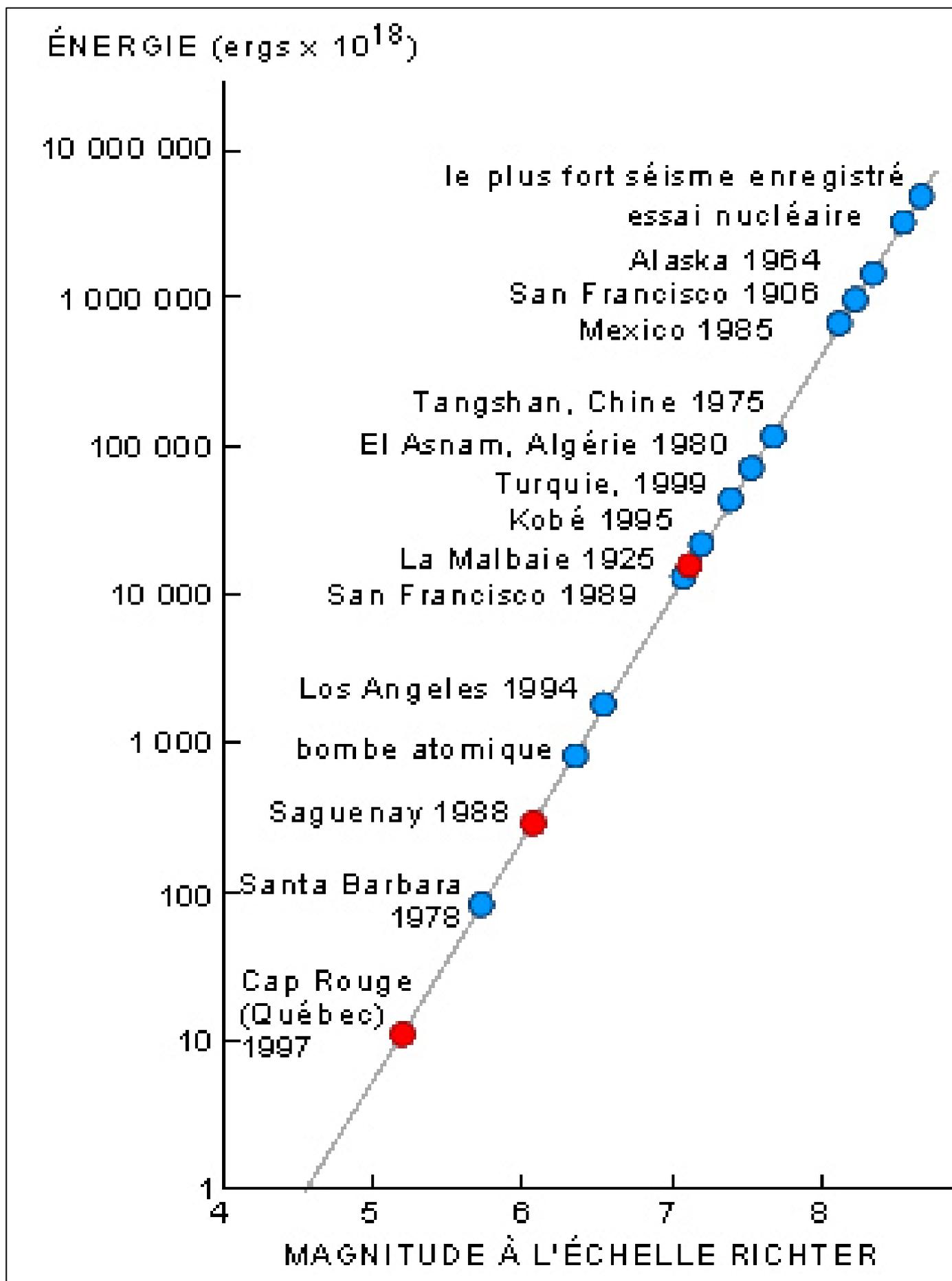


Fig.17. Echelle de Richter

1.3 Localisation d'un tremblement de terre à la surface de la planète.

Au moins d'une heure après un tremblement de terre, on nous annonce son épicentre. Comment arrive-t-on à localiser aussi rapidement et avec autant de précision un séisme ?

Les ondes P se propagent plus rapidement que les ondes S ; c'est cette propriété qui permet de localiser un séisme. Les ondes sismiques sont enregistrées en plusieurs endroits du globe par des appareils qu'on nomme sismographes. En gros, il s'agit d'un appareil capable de "sentir" les vibrations du sol ; ces vibrations sont transmises à une aiguille qui les inscrit sur un cylindre qui tourne à une vitesse constante. On obtient un enregistrement du type de celui-ci (**Fig.18**).

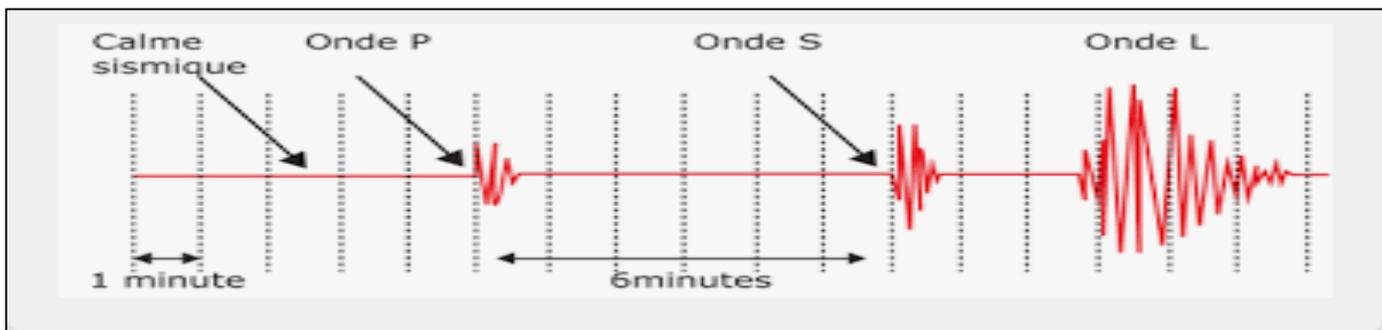


Fig.18. Propagation des ondes sismiques

En un lieu donné, comme les ondes P arrivent en premier, il y aura sur l'enregistrement sismographique un décalage entre le début d'enregistrement des deux types d'ondes ; ici par exemple, il y a un retard de 6 minutes des ondes S par rapport aux ondes P. Les vitesses de propagation des deux types d'ondes dans la croûte terrestre ont été établies et on possède par conséquent des courbes étalonnées, comme celle-ci (**Fig.19**).

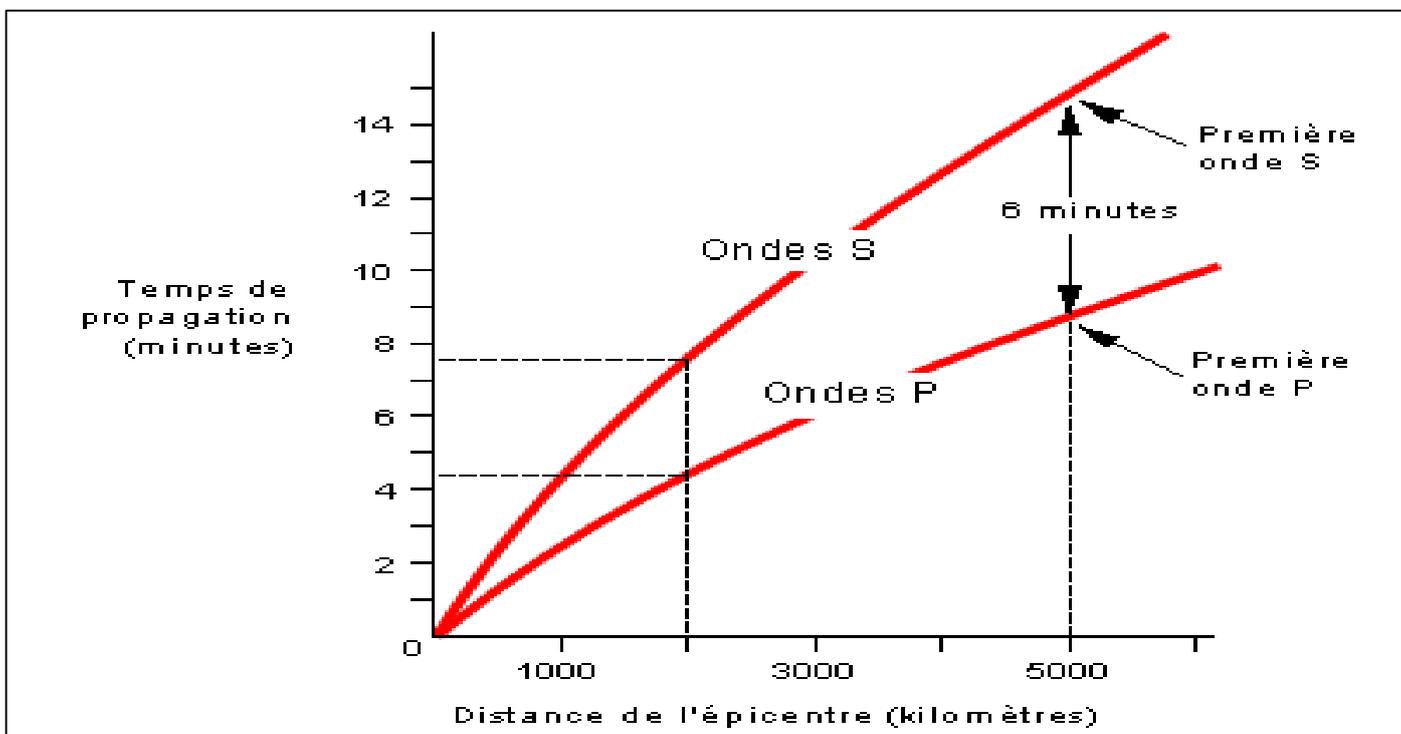


Fig.19. Temps de propagation des ondes sismiques en fonction de la distance de l'épicentre.

Ce graphique nous dit, par exemple, que pour franchir une distance de 2000 kilomètres, l'onde P mettra 4,5 minutes, alors que l'onde S mettra 7,5 minutes pour parcourir la même distance ; il y a un décalage de 3 minutes. Pour un séisme donné, il s'agit de trouver à quelle distance sur ce graphique correspond le décalage obtenu sur l'enregistrement sismographique ; on obtient alors la distance entre le séisme et le point d'enregistrement. Dans notre exemple, la distance qui correspond à un décalage de 6 minutes est de 5000 km. Ceci ne nous donne cependant pas le lieu du séisme à la surface du globe. Pour connaître ce point, il nous faut au moins trois enregistrements. En pratique, on utilise évidemment plus que trois points (**Fig.20**)

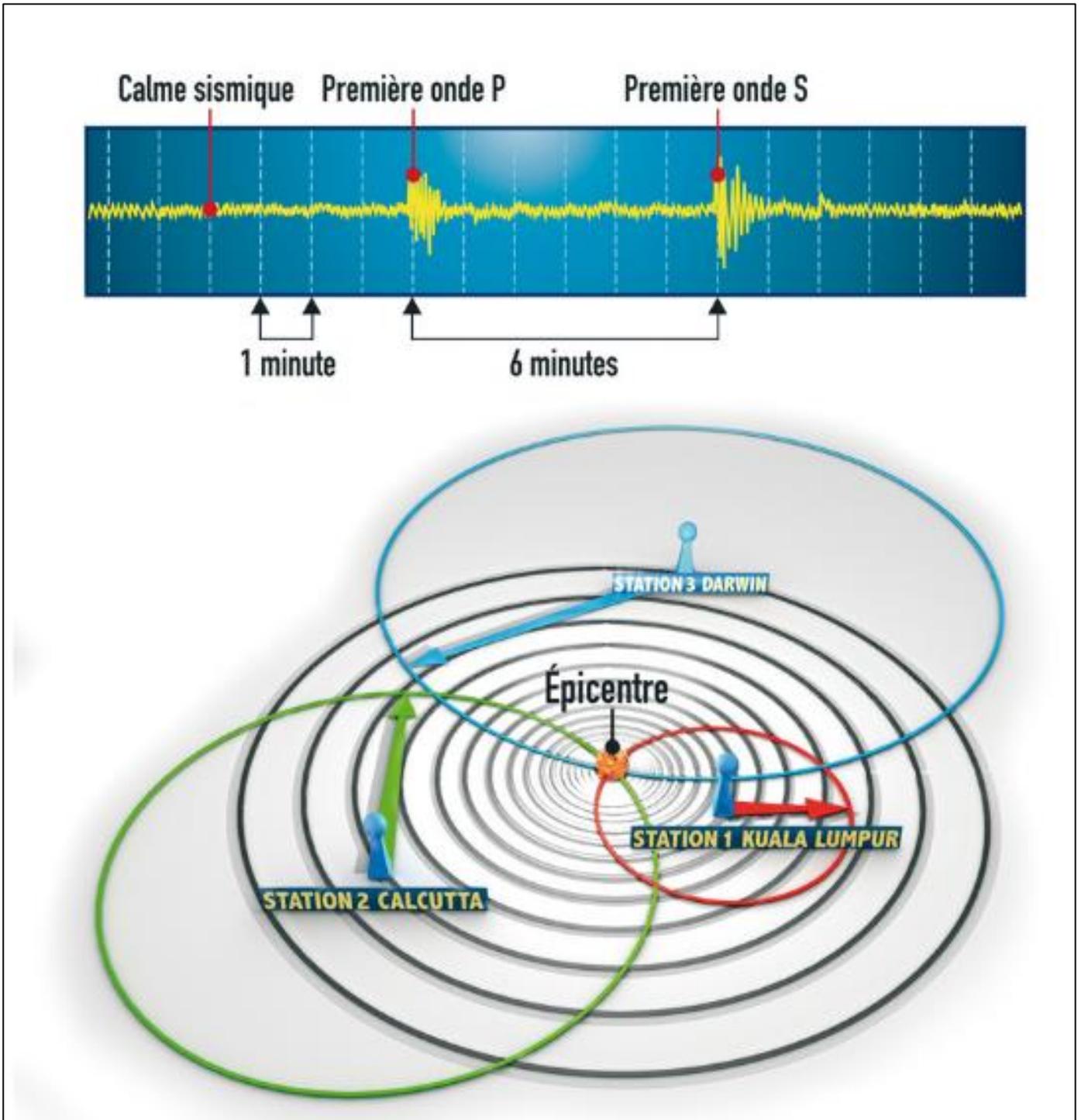


Fig.20. Localisation de l'épicentre d'un séisme (cas de Malaisie)

1.5. La réparation spatiale des séismes en Algérie

Les séismes n'ont pas une répartition aléatoire à la surface de la planète. Cette répartition ordonnée vient appuyer la théorie de la tectonique des plaques, particulièrement, en ce qui concerne l'existence de zones de subduction. On retrouve les séismes surtout aux frontières des plaques lithosphériques. De plus, on distingue trois classes de séismes, en fonction de la profondeur où ils se produisent :

-Les séismes superficiels qui se produisent en faible profondeur, soit dans les premières dizaines de kilomètres, et qui se retrouvent autant aux frontières divergentes, c'est à dire le long des dorsales médio-océaniques qu'aux frontières convergentes au voisinage des fosses océaniques.

- Les séismes intermédiaires qui se produisent entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres de profondeur et se concentrent uniquement au voisinage des limites convergentes.

- Les séismes profonds qui se produisent à des profondeurs pouvant atteindre les 700 km, soit en pratique la base de l'asthénosphère, et qui se trouvent exclusivement au voisinage de limites convergentes.

Toute la côte nord de l'Algérie se situe dans une zone tectonique des plus propices aux tremblements de terre.

On se souviendra du grand séisme dévastateur d'Al Asnam en 1980 qui a fait 3500 morts. La côte nord de l'Algérie est traversée par une limite de plaques lithosphériques continentales convergentes : la plaque eurasiennne, au nord, chevauche la plaque africaine au sud. C'est dans cette faille de chevauchement que se déclenchent les séismes de la région.

La carte ci-dessous (**Fig.21**) présente l'histoire sismique de la région depuis 1990. Vous remarquez que tous les séismes (point orangés) sont superficiels, dans la zone entre 0 et 33 km de profondeur.

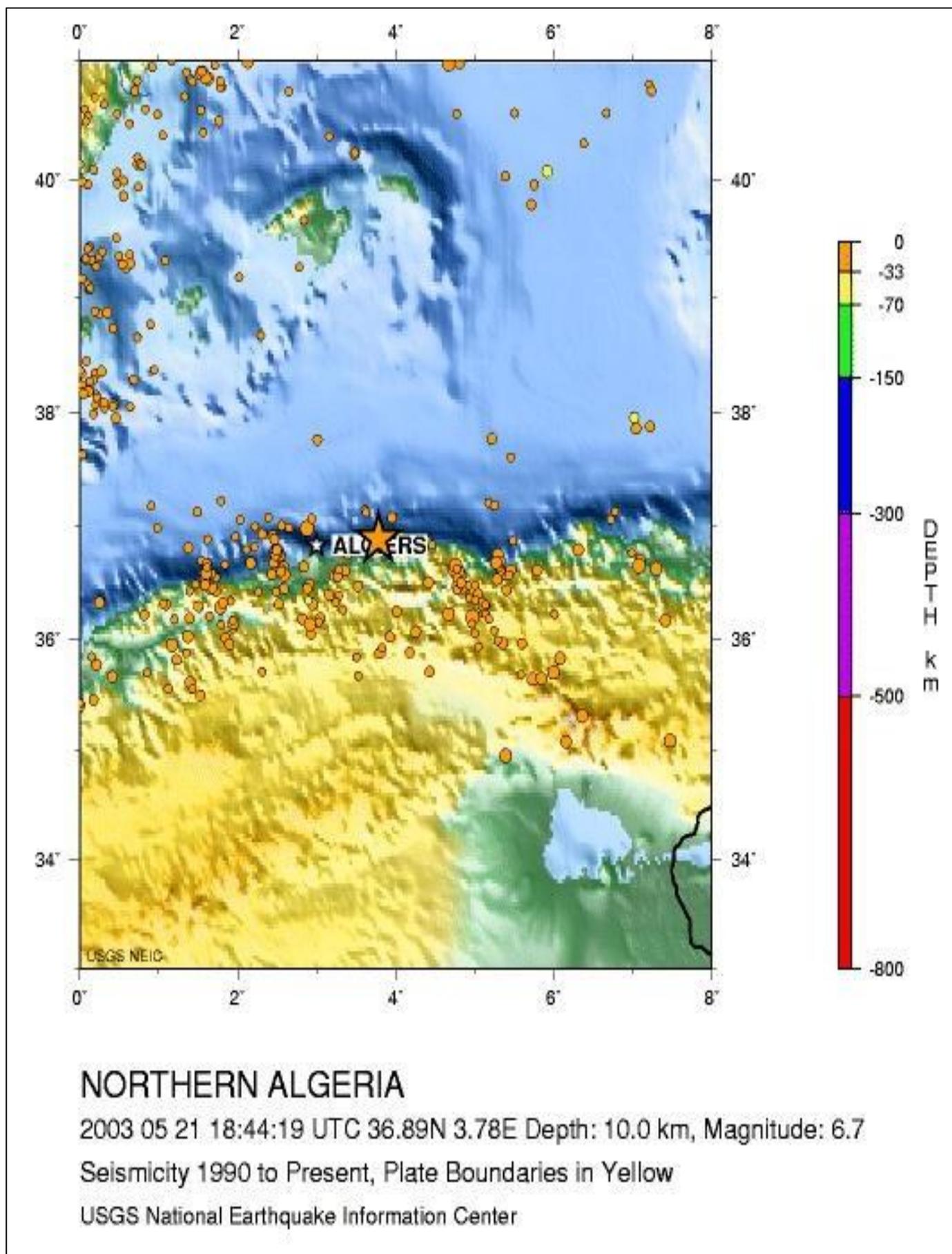


Fig.21. La répartition spatiale des séismes en Algérie.

3.1.3. Déformation souple et cassante (plis et failles)

Les plis et les failles sont des déformations qui se produisent lorsque les roches sont soumises à des contraintes : des forces compressives ou, au contraire, des forces extensives.

Les plis traduisent, d'une part, un rétrécissement (un plissement), donc une tectonique de compression, et, d'autre part, une continuité de la déformation : il n'y a pas de cassure, car les roches sont dans ce cas ductiles (souples). Les failles peuvent traduire indifféremment une tectonique compressive ou une tectonique extensive. Mais elles affectent des roches peu ductiles, qui cassent sous la contrainte. On parle pour les failles de tectonique cassante, pour les plis de tectonique ductile.

Les déformations En géologie, "déformation" est un terme générique qui décrits changements de forme, de position ou d'orientation d'un corps soumis à des contraintes. C'est le seul élément que l'on peut décrire à partir d'objets géologiques.

Tectonique Ensemble des déformations ayant affecté des terrains géologiques en exclus postérieurement à leur formation (cassures, plis, schistosité, etc.). On les déformations mineures des sédiments qui se font pendant leur dépôt (déformations synsédimentaires). V. aussi tectono sédimentaire.

La microtectonique se propose d'étudier la déformation à l'échelle de l'affleurement, de l'échantillon et de la lame mince, c'est-à-dire en gros depuis l'échelle du millimètre jusqu'à celle du mètre.

A-Déformation continue ou souple (tectonique plicative « les plis »).

Ph : Déformation résultant de la flexion ou de la torsion de roches.

Les plis résultent de déformations continues, plastiques, mais pas élastiques

1.Éléments d'un pli : on a deux types de plis (Fig.2.).

• *Antiforme* : En forme de dôme (pour qu'un pli antiforme soit anticlinal, il faut que l'ordre stratigraphique des couches soit respecté)

Synforme : En forme de gouttière (Pour qu'un pli synforme soit synclinal, il faut que l'ordre stratigraphique des couches soit respecté).

Les éléments d'un pli sont :

-une charnière (région de courbure maximale)

- des flancs sont les parties situées entre les charnières. Lorsque les flancs sont assez plats, on peut définir leur angle dièdre que l'on nomme angle d'ouverture du pli ;

-**Crête** Sommet topographiques du pli) pas nécessairement confondu avec son axe.

-**l'axe** du pli (ou axe b. V. axes structuraux) est la ligne passant par le milieu de sa charnière, mais parfois, ce terme est employé aussi pour désigner l'intersection de la surface topographique et de **la surface axiale**. Celle-ci relie tous les axes d'un pli et, dans le cas le plus simple, est plane (plan axial), il arrive que les deux flancs d'un pli soient inclinés dans le même sens. On appelle alors flanc normal celui qui, pour un anticlinal ou une antiforme, est situé au-dessus de la surface axiale, étai-dessous de cette surface pour un synclinal ou une synforme. On appelle **flanc inverse** l'autre flanc. Il **est à noter** qu'un **flanc inverse** peut montrer une série stratigraphique normale si le pli a affecté des couches déjà renversées, et réciproquement.

-la **direction** (ou direction axiale) d'un pli est celle de l'axe du pli.

-le **cœur** d'un pli est constitué par ses couches les plus internes, par opposition aux couches plus externes qui en forment l'enveloppe ; lorsque les couches du cœur ont des propriétés mécaniques différentes de celles de l'enveloppe, on les désigne par fois par le nom de **noyau**.

-l'**arête** d'un pli en relie les points les plus hauts, ou les plus bas.

Les terminaisons **périclinales** sont les intersections des charnières avec la surface topographique (terminaison **périanticlinale** pour les anticlinaux, **périsynclinal** pour les synclinaux) (Fig.22).

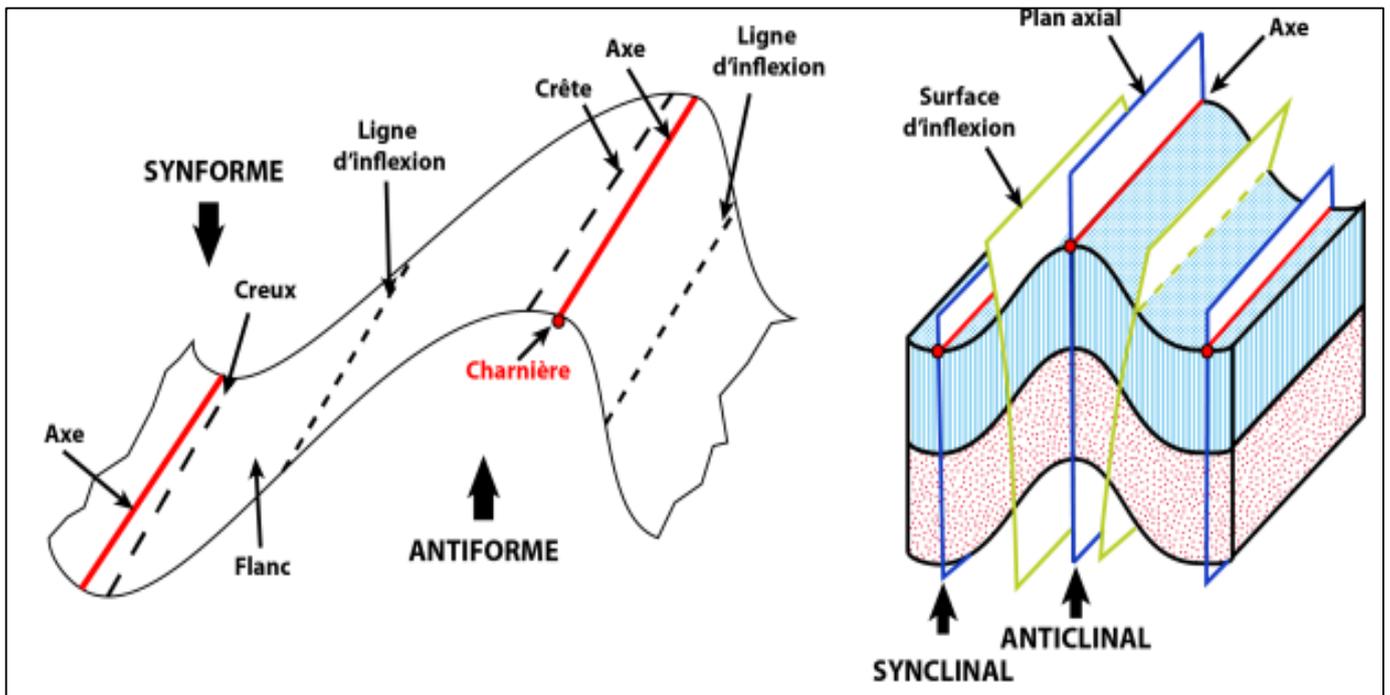


Fig.22. Les éléments d'un pli

Les différents types des plis :

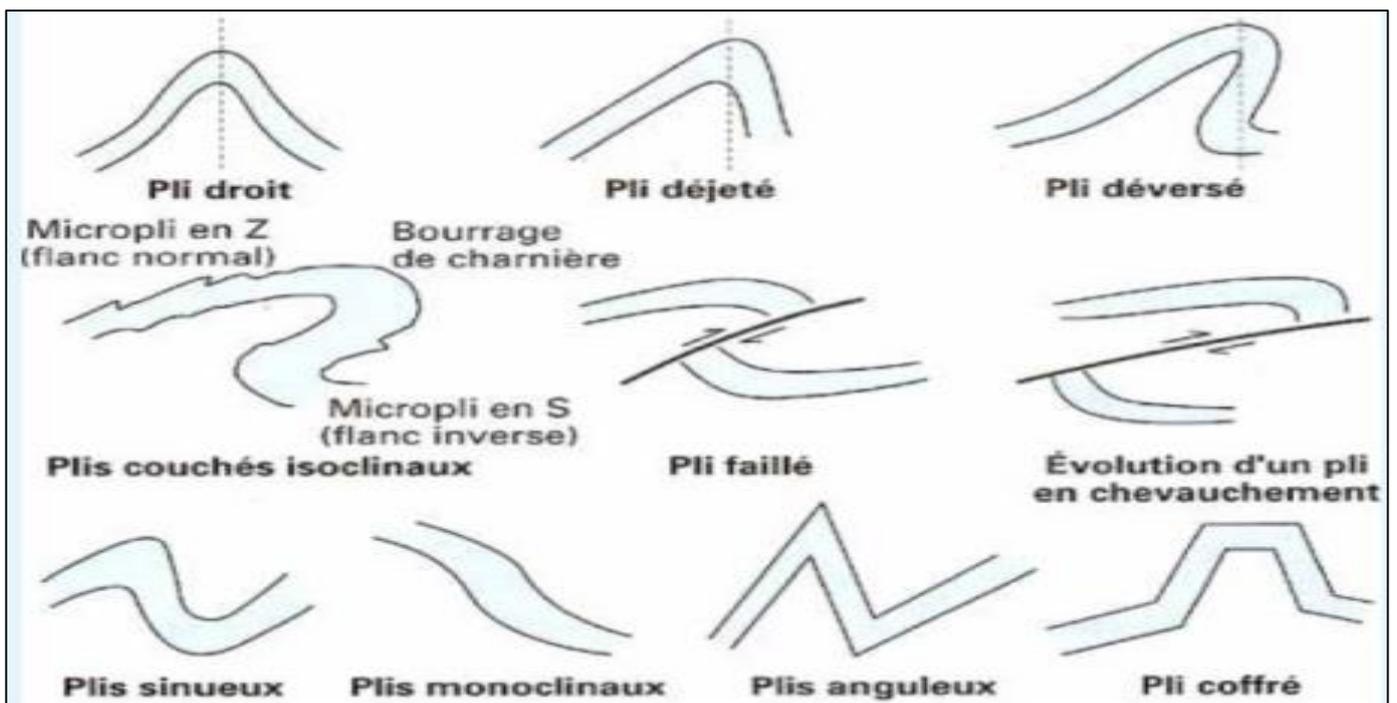


Fig.23. Les différents types des plis

B- Les déformations discontinues ou fractures (la tectonique cassante « les failles »)

Faille : Cassure de terrain avec déplacement relatif des parties séparées.

En pratique, ce terme désigne le plus souvent des accidents verticaux, ou à pendage fort et n'impliquant pas de recouvrement important (comparer à chevauchement, charriage). La longueur des failles peut varier de quelques mètres à plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres. La valeur du déplacement (le rejet) est variable selon les points pour une même faille, et peut se situer entre le décimètre et plusieurs kilomètres verticalement, plusieurs dizaines de kilomètres horizontalement. Les déplacements importants se sont effectués en plusieurs étapes liées à l'histoire tectonique de la zone considérée ; il est souvent difficile d'évaluer l'ampleur des mouvements, et plus encore d'en préciser les modalités et les étapes.

Les éléments d'une faille

Pour qu'il y est faille il faut obligatoirement qu'il y est décalage. Ce décalage se fait par rapport au plan de faille. Les deux blocs (Horst et Graben) restent en contact il y a juste décalage (**Fig.24**)

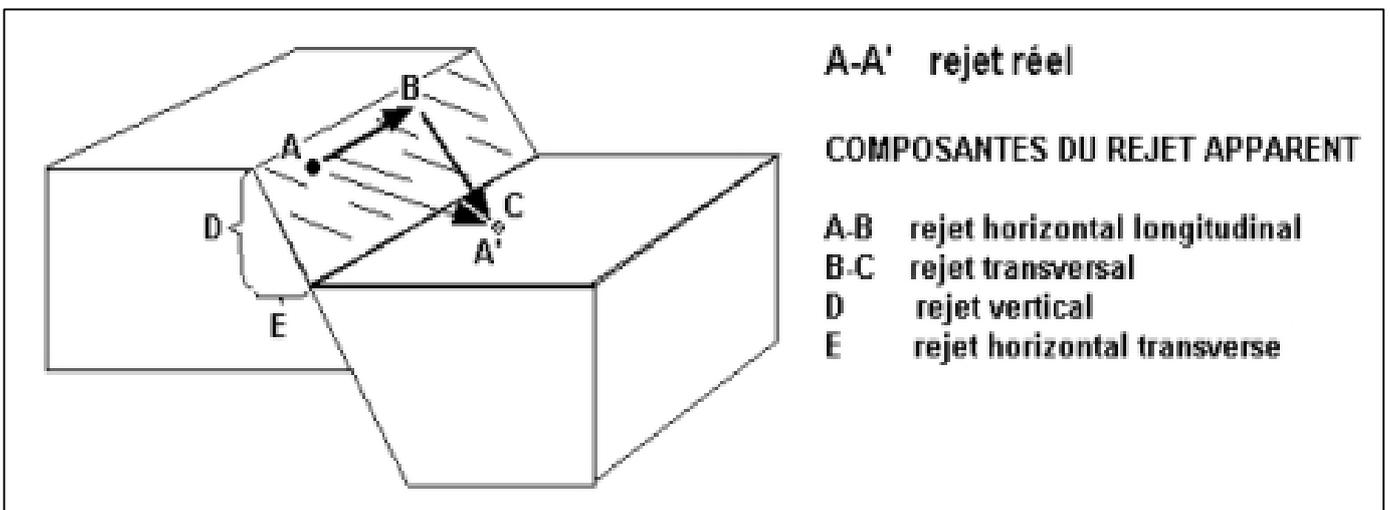
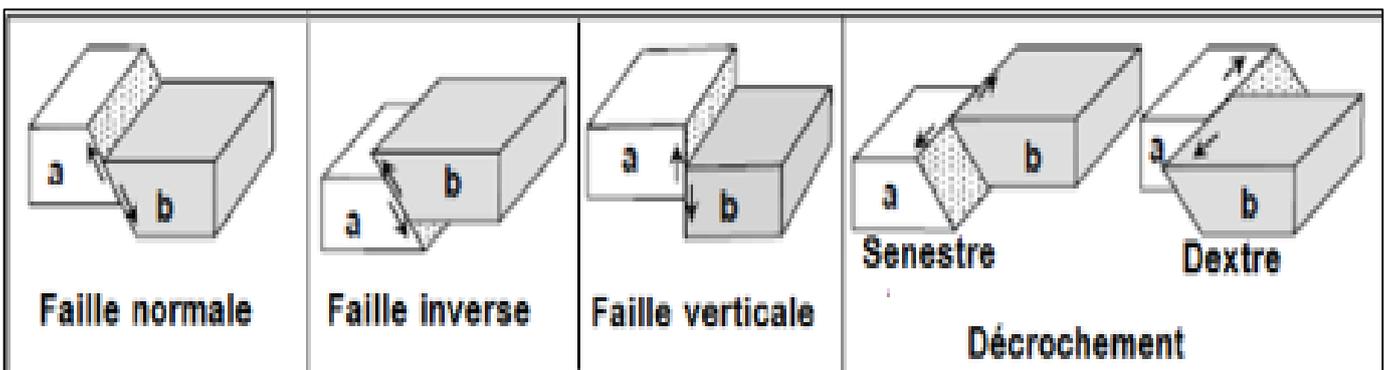


Fig.24.les éléments d'une faille

B.1. Les différents types des failles

1.Types de failles

Selon le sens des forces qui engendrent la faille, on peut déterminer quatre types de failles (**Fig.25**) :



-Fig.25. Les différents types des failles.

3.2. Volcanologies

Volcan : Lieu où des laves (magma en fusion) et des gaz chauds atteignent la surface de l'écorce terrestre (ou celle de la Lune, ou des planètes), soit à l'air libre, soit sous l'eau. Par refroidissement, ces laves donnent des roches volcaniques (ou roches effusives) (Dic Géologie).

Un volcan comporte en général un **cône volcanique** (accumulation de laves et/ou de blocs, scories et cendres) entourant le cratère, point de sortie des roches volcaniques montées par la **cheminée**.

Les volcans monogéniques sont formés au cours d'une seule phase continue d'éruption ; les volcans **polygéniques** résultent d'éruptions successives séparées par des périodes de repos. Les volcans **centraux** sont ceux qu'alimentent toujours les mêmes cheminées ; les volcans **linéaires** ou **fissuraux** résultent d'éruptions alignées sur une cassure en extension. Les **cônes** emboîtés sont édifiés successivement autour du même cratère. Les cônes **adventifs** apparaissent sur les flancs d'un cône plus grand, et sont alimentés par la même cheminée. Un cône **égueulé** a été en partie détruit par la poussée des laves ou par une explosion. Certaines laves visqueuses donnent des extrusions et constituent des **aiguilles** ou des **dômes**, sans cratère, qui peuvent s'étaler plus ou moins (**dôme-coulée**) (Fig.26)

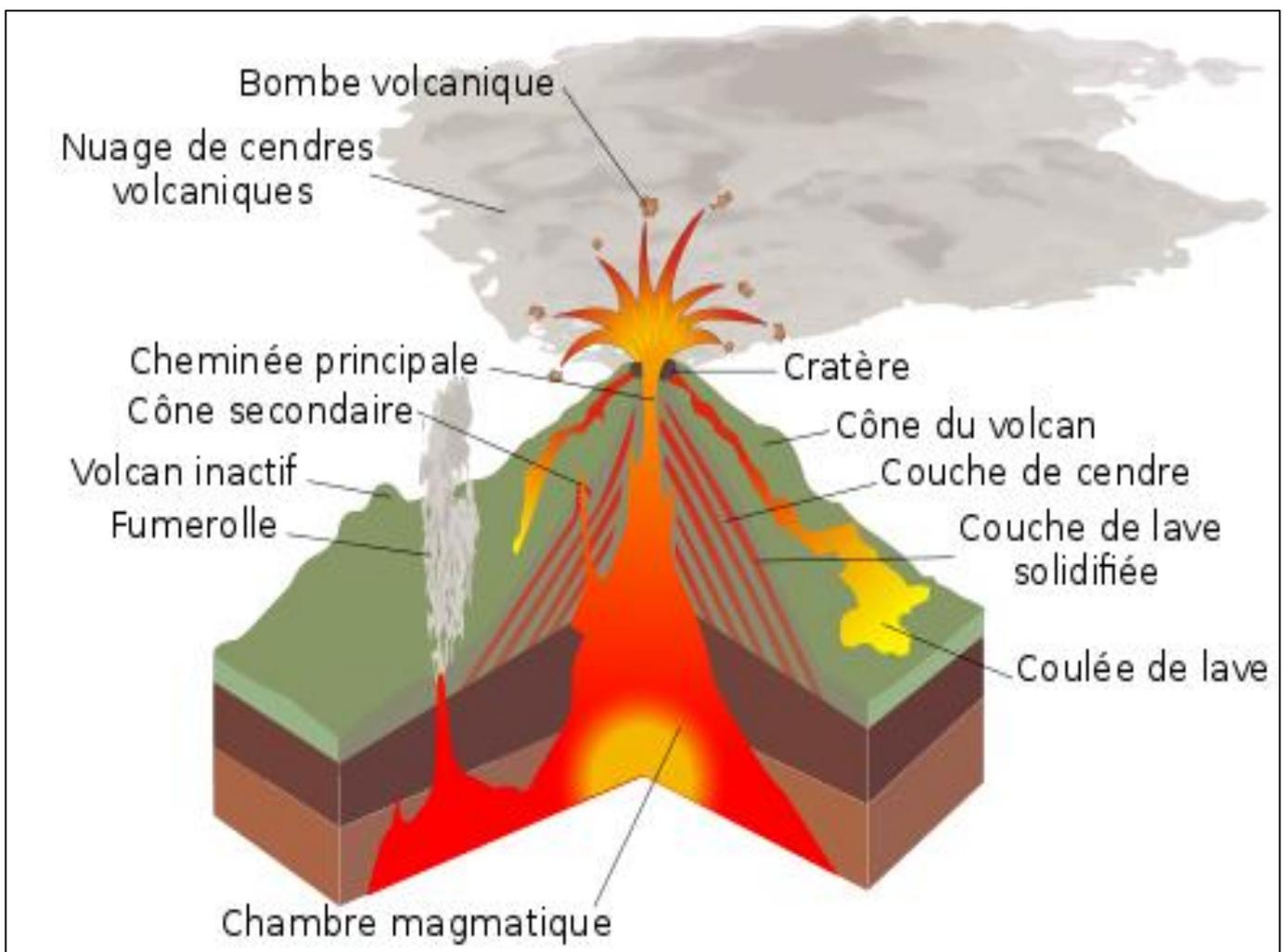


Fig.26. Les éléments d'un volcan en éruption

Les différents types des volcans : Un volcan est un relief résultant de l'émission en surface de matériaux issus de l'intérieur de la Terre. Ces matériaux sont des laves et des gaz qui arrivent à la surface grâce à des fissures de l'écorce terrestre. Dans un édifice volcanique, le magma (roche en fusion) est stocké dans un réservoir, puis il monte à la surface par une cheminée. Suivant la nature des laves émises, l'appareil volcanique prend des formes différentes. Lors de la formation (ou pendant les phases d'activité), on assiste à la formation d'un cône de scories accompagné de coulées de lave, ou encore d'un dôme accompagné de nuées ardentes.

Les types des volcans sont :

1. Le type hawaïien (des îles Hawaïi) donnant **des volcans boucliers** : accumulation de laves basaltiques très fluides édifiant des cônes à faibles pentes (4 à 6°), mais de diamètre atteignant plusieurs dizaines de kilomètres, à cratère parfois occupé par un lac de lave ; les explosions et les projections sont minimales (**Fig.27**).

2. le type strombolien (du Stromboli, Italie) est caractérisé par un **stratovolcan** à cône régulier, où alternent des coulées de lave et des couches pyroclastiques (projection de blocs, lapillis et cendres). (**Fig.27**)

3. le type vulcanien (du Vulcano, îles Lipari, Italie) montre des laves visqueuses constamment fragmentées par des explosions, et le cône est presque uniquement formé de projections. (**Fig.27**)

4. le type péléen (de la Montagne Pelée, Martinique) ou encore **katmaïen** (du Katmai, Alaska), montre des laves très visqueuses formant des aiguilles d'extrusion, et pouvant s'accompagner d'explosions donnant des nuées ardentes. (**Fig.27**)

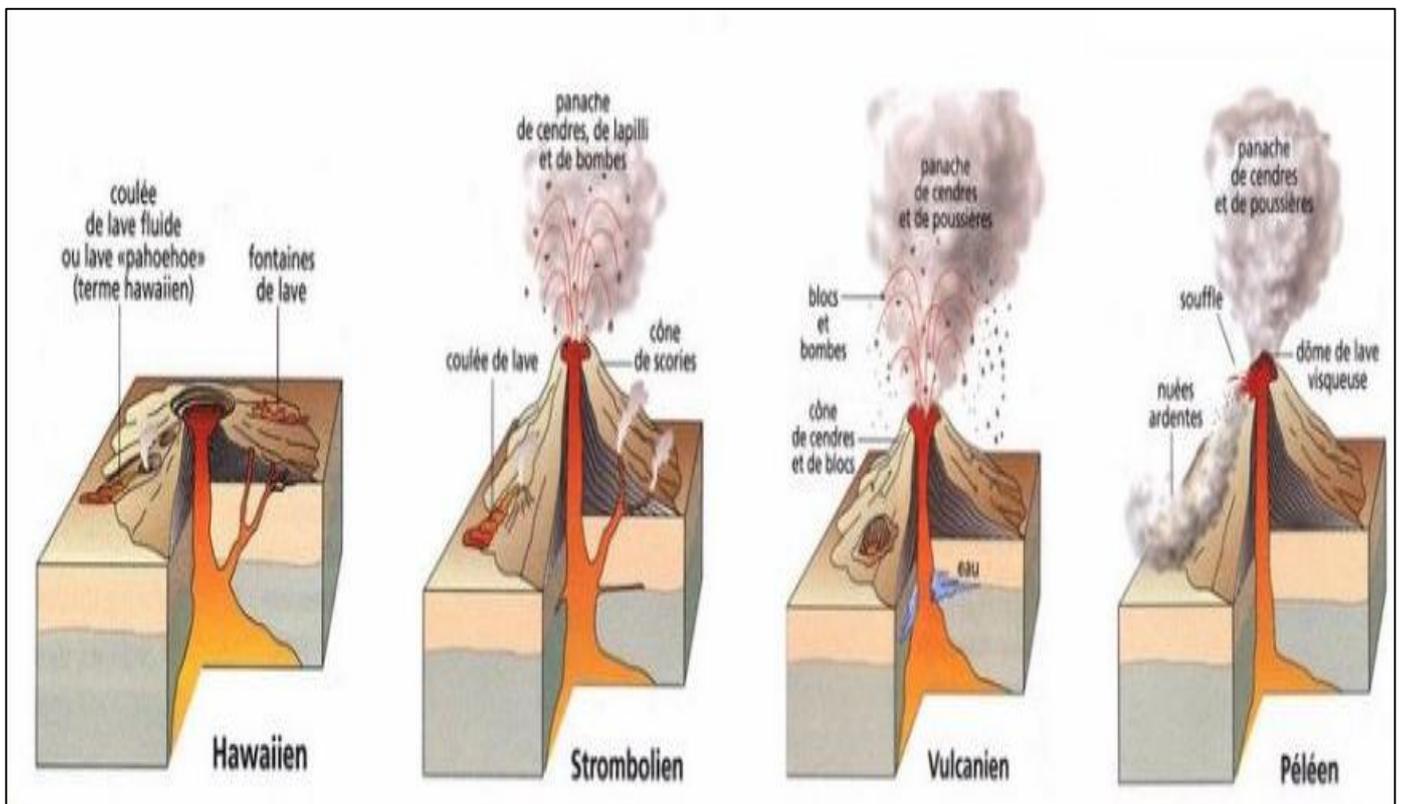


Fig.27. les quatre types des volcans

3.2.2. Les roches magmatiques

1- Notions de magma

Un **magma** est un bain naturel de silicates en fusion, pouvant contenir des cristaux ou des fragments de roches en suspension. Sa cristallisation conduit aux roches magmatiques. Un magma se caractérise par : sa composition essentiellement silicatée, sa température élevée (700°C à 1500°C) et par sa viscosité qui lui confère une plus ou moins grande aptitude à couler.

2- Les types de magma

Ce sont les parties les plus facilement fusibles de la roche qui fondent, fractionnant la roche en un liquide, le magma, et un résidu réfractaire solide. Ce n'est généralement qu'une faible fraction de la roche qui fond et la partie qui demeure à l'état solide reste importante. Il est évident que la fusion est d'autant plus complète que la température est plus élevée. Si la fusion est totale, la composition du magma est la même que celle de la roche originelle. En revanche, il n'en va pas de même lorsque la fusion n'est que partielle : le magma présente alors la composition chimique des éléments les plus fusibles de la roche originelle.

On observe une, tendance générale des magmas à évoluer vers deux pôles : les **magmas granitiques (hypersiliceux)**(Tab.3) et les **magmas sbasaltiques (hyposiliceux)**.

Une **fusion partielle** du manteau supérieur donne naissance aux magmas basaltiques, alors que la fusion partielle de la croûte océanique entraînée le long d'une zone de subduction génère des magmas de nature **granitique**.

La fusion partielle des roches peut également se produire dans des zones beaucoup moins profondes, au sein même de la croûte continentale, comme aboutissement final d'un métamorphisme très intense. Les magmas sont alors généralement de nature granitique.

Tab.03. Les résultats de la fusion partielle de la croûte terrestre.

Deux tendances : magmas granitiques ou basaltiques			
Composition du magma	Origine du magma	Teneur en silice	Température de <i>fusion</i>
Granitique	Fusion partielle de la croûte océanique ou continentale	Env. 70%	700°C à 800 °C
Basaltique	Fusion partielle du manteau	Env. 50%	-100 °C

- **Roches plutoniques**

- les **filons** → remplissage de fractures ouvertes par du magma
- les **massifs (faible allongement par rapport aux filons)**
- les **plus grands : batholites** jusqu'à plusieurs km d'épaisseur (**Fig.28**)
- **mise en place** : intrusion en force, **différences de densité...**

(pas de réponse claire, *irréfutable*)

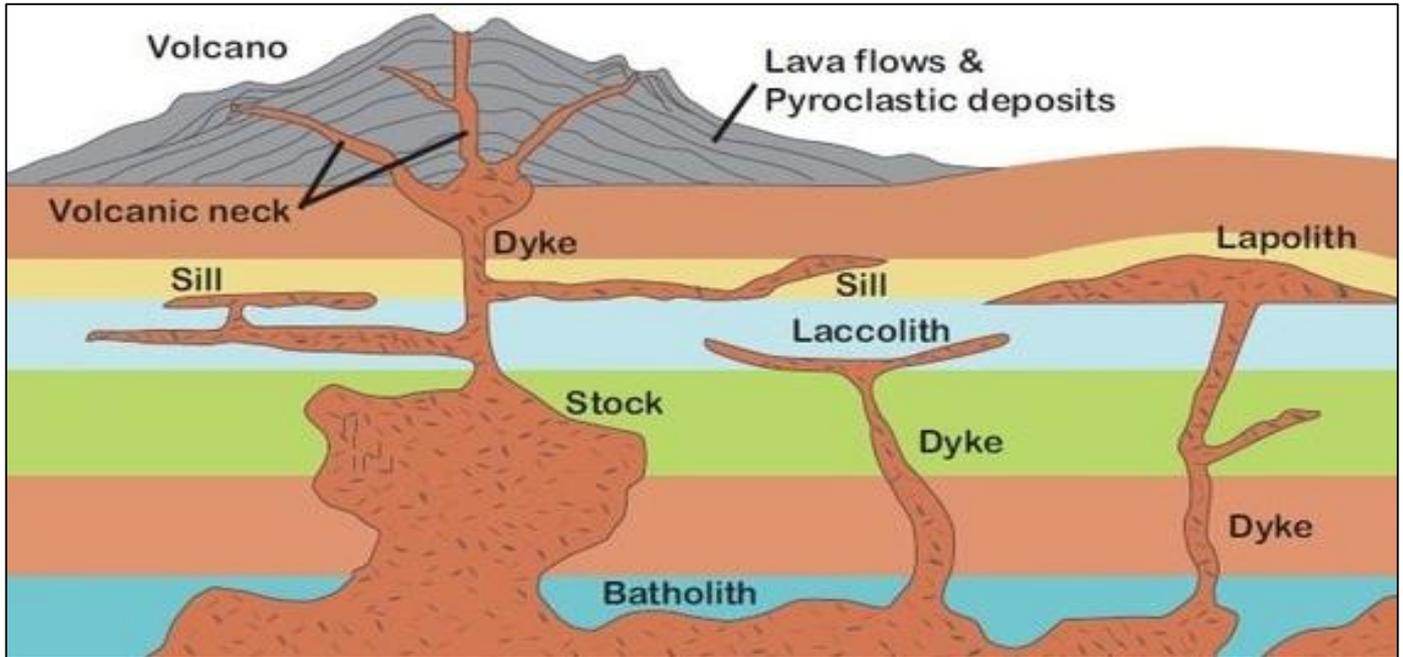


Fig.28. les différents types des roches intrusives plutoniques

- **Roches volcaniques**

-liées à l'activité volcanique

→ Remontée de magma vers la surface (fissures et cheminées).

Chargé de gaz dissous

Pression élevée → fracture terrain → cheminement vers la surface

-après refroidissement : roches sous forme de dépôts tabulaires

→ Exemple :

-qu'est-ce qui fait monter les magmas vers la surface ?

→

Fraction liquide des zones supérieures

Fraction partiellement fondue du manteau supérieur

3.classification des roches magmatiques

3.1. Classement en fonction de la composition minéralogique.

Les roches magmatiques présentent des minéraux très variés, mais la prédominance des basaltes et granites a amené les géologues à établir une classification basée sur quelques minéraux (dits « **cardinaux** »).

Très courants sur des minéraux dits :

- **Minéraux dits (blancs)** : les isomorphes de la **silice(quartz)**, les **feldspaths** alcalins (orthose, sanidine, albite), **feldspaths calco-sodique (plagioclase)** et les **feldspathoïdes**.
- **Minéraux dits (noires)** : l'**olivine**, les **pyroxènes**, l'**amphibole** et les **micas**

• **Feldspath**: Tectosilicate du système monoclinique ou triclinique qui est chimiquement un silico-aluminate potassique, sodique, ou calcique. Les feldspaths sont des minéraux essentiels de la plupart des roches magmatiques et de certaines roches métamorphiques, et ils interviennent dans leurs classifications

Les feldspaths appartiennent à la famille des tectosilicates. L'analyse des feldspaths permet de les considérer comme des mélanges plus ou moins homogènes de trois constituants élémentaires :

- $KAlSi_3O_8$: **Orthose** (Or) (Sanidine ou microcline) ;
- $NaAlSi_3O_8$: **Albite** (Ab) ;
- $CaAl_2Si_2O_8$: **Anorthite** (An) ;

• **Feldspathoïde** [de feldspath, et du gr. eidos, aspect] -Tectosilicate voisin d'un feldspath, mais très pauvres en silice ; c'est un minéral sous-saturé qui réagit avec le quartz, et il ne peut donc, sauf exception, coexister avec ce dernier dans les roches magmatiques. Il se rencontrent dans des roches riches en Na_2O et K_2O (alcalines).

Le terme saturation utilisé pour distinguer les roches ayant un excès de SiO_2 .

On peut classer les roches en fonction de la quantité des minéraux colorés(noires); il s'agit des minéraux ferromagnésiens: olivine, pyroxènes, amphiboles, biotite.

Alors on aura les classées (**Fig.29**):

- ❖ **Rocheshololeucocrates** (blanches) : 0-10% Cristaux visibles à l'oeil nu
- ❖ **Rochesleucocrates** : 10-35%
- ❖ **Rochesmésocrates** : 35-65%
- ❖ **Rochesmélancocrates** : 65-90 %
- ❖ **Rochesholomélancocrates** (noires) : 90-100%

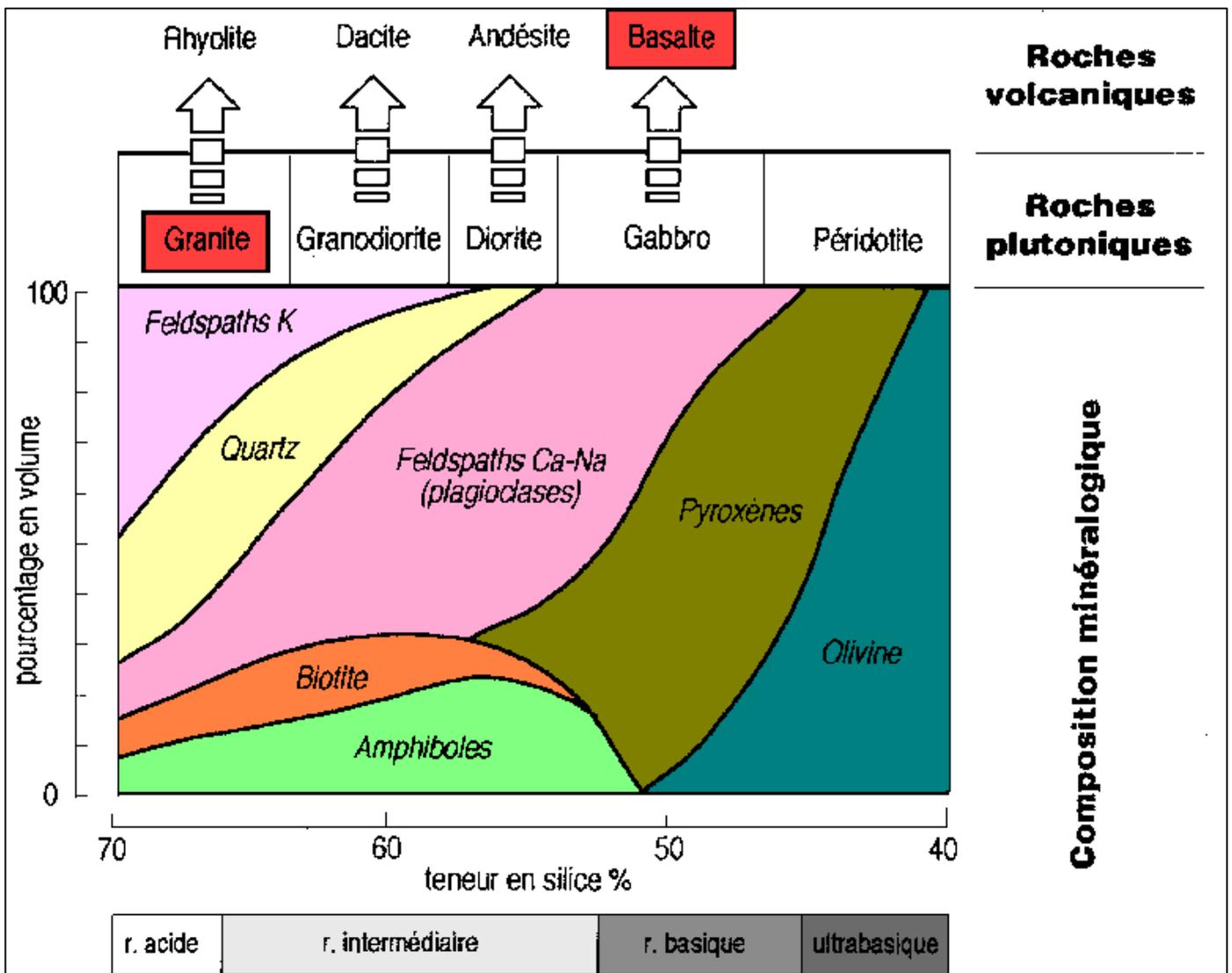


Fig.29. La composition minéralogique des roches magmatiques

3.2. La texture

La texture est une caractéristique déterminée par la taille, la forme et la disposition des minéraux d'une roche qui est observée à l'échelle microscopique. Elle permet de monter la relation entre ces caractéristiques et les conditions de formation d'une roche (surtout dans le cas des roches magmatiques, la vitesse de refroidissement).

On distingue différents types de textures (**Fig.30**)

Texture grenue : refroidissent lent, en profondeur, Cristaux visibles à l'oeil nu.

Texture microlithique : refroidissement rapide. Cristaux dans une pâte vitreuse non cristallisée. [Petits cristaux (les minéraux ont eu peu du temps pour se cristalliser) ou absence de cristaux].

Texture microgrenue : les roches intermédiaires

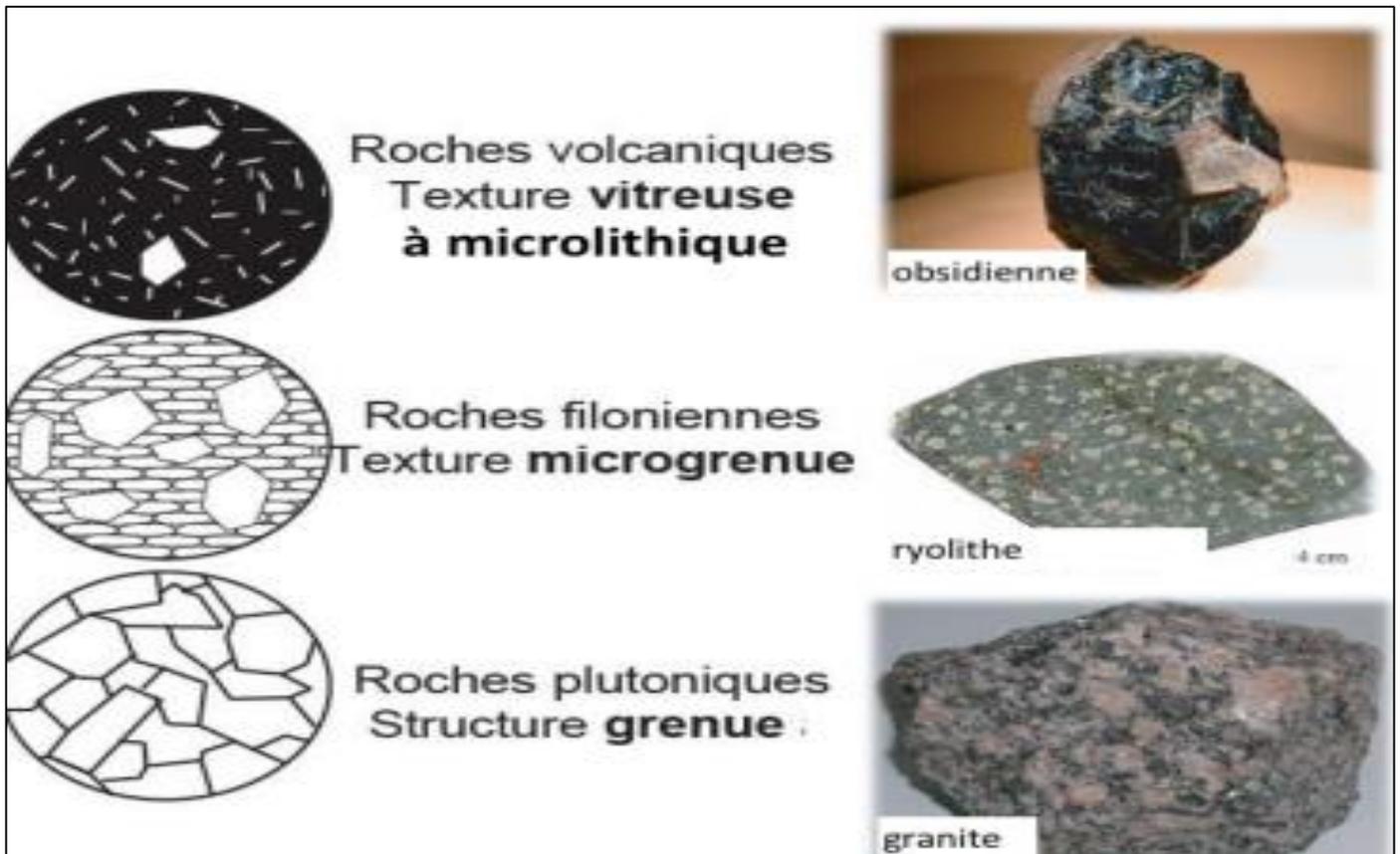


Fig.30. Texture des roches magmatiques
 Quelques exemples des roches **magmatiques**



Fig.31. Quelques exemples des roches magmatiques

3.3. La tectonique des plaques

Introduction :

L'écorce terrestre n'est pas "homogène" elle est constituée de plaques qui "flottent" à la surface et qui "dérivent" en se "frottant" les unes contre les autres. Le "moteur" qui est à l'origine de ces mouvements est le phénomène de convection qui se produit à l'intérieur du manteau terrestre.

L'intérieur de la Terre est composé de roches faiblement radioactives dont la désintégration produit de la chaleur. Certaines zones du manteau deviennent donc chaudes, et se mettent à monter vers la surface sous l'effet de la force d'Archimède (+ chaud = -dense => montée).

Une fois refroidie en surface (ce qui évacue la chaleur produite par l'intérieur de la Terre), la matière replonge vers les profondeurs (+ froid = + dense => descente).

Le système s'organise de telle façon que des zone "stables" apparaissent à certains endroit la matière monte (ce sont les dorsales), à d'autres endroit elle redescend (ce sont les zones de subduction). En surface, la matière est simplement translattée des dorsales vers les subductions. Sous l'effet du refroidissement, cette matière devient cassante, c'est à dire qu'elle constitue des grandes plaques d'une certaine épaisseur (entre 10 et 100 km). C'est ce mouvement, appelé tectonique des plaques qui donne lieu à la dérive des continents.

1 - Notion d'une plaque

C'est un fragment de la lithosphère (enveloppe externe et rigide du globe terrestre) formé décroûte continental et/ou croûte océanique avec une partie du manteau supérieur (épaisseur 70 à 150 Km), posé sur le manteau asthénosphérique (**Fig.32**)

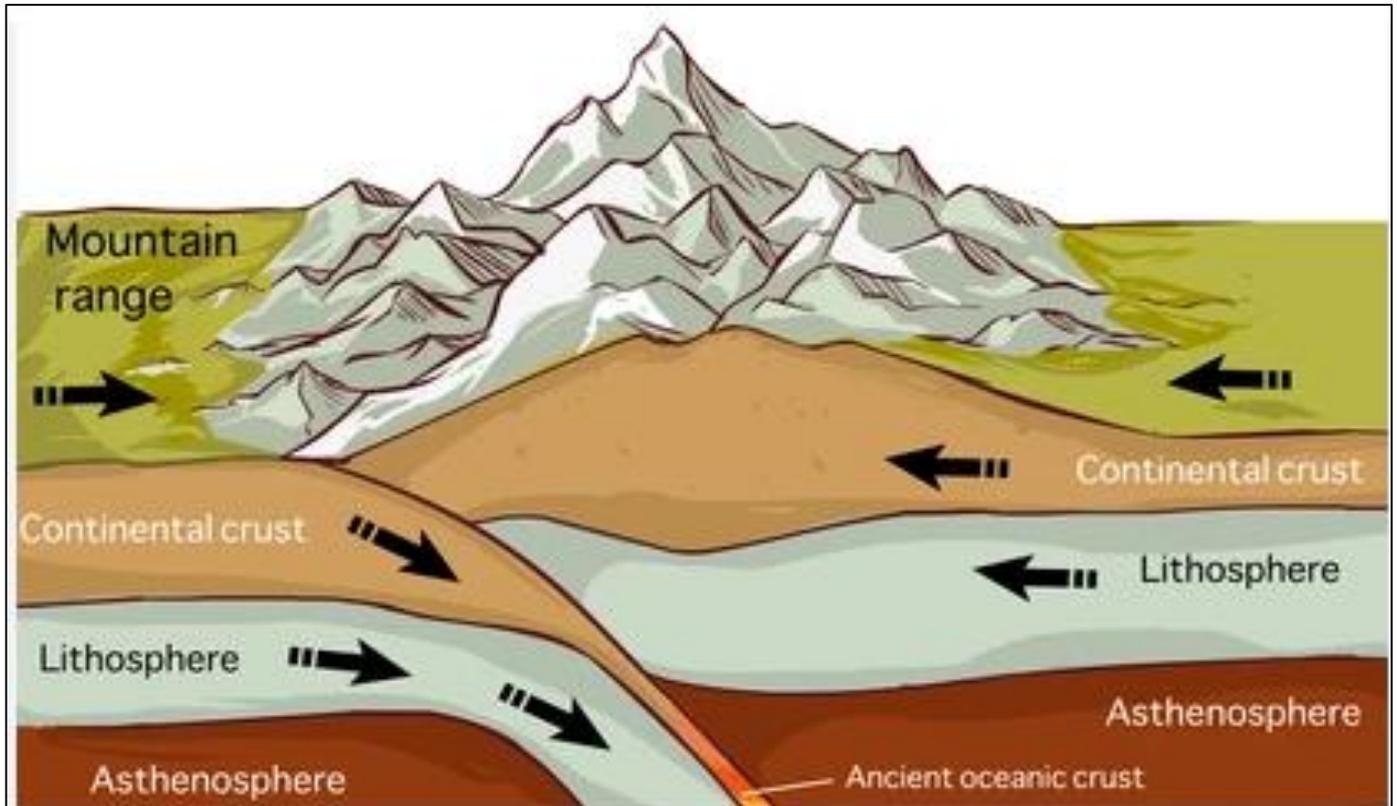


Fig.32. Une plaque tectonique

2- Les limites de plaques tectoniques

Les plaques lithosphériques sont séparées entre elles par des zones étroites où se concentre l'essentiel de l'activité géodynamique interne de la terre (volcanisme, sismicité, déformations). Trois limites de plaques sont définies : **limite convergente, limite divergente et limite transformante (Fig.33)**

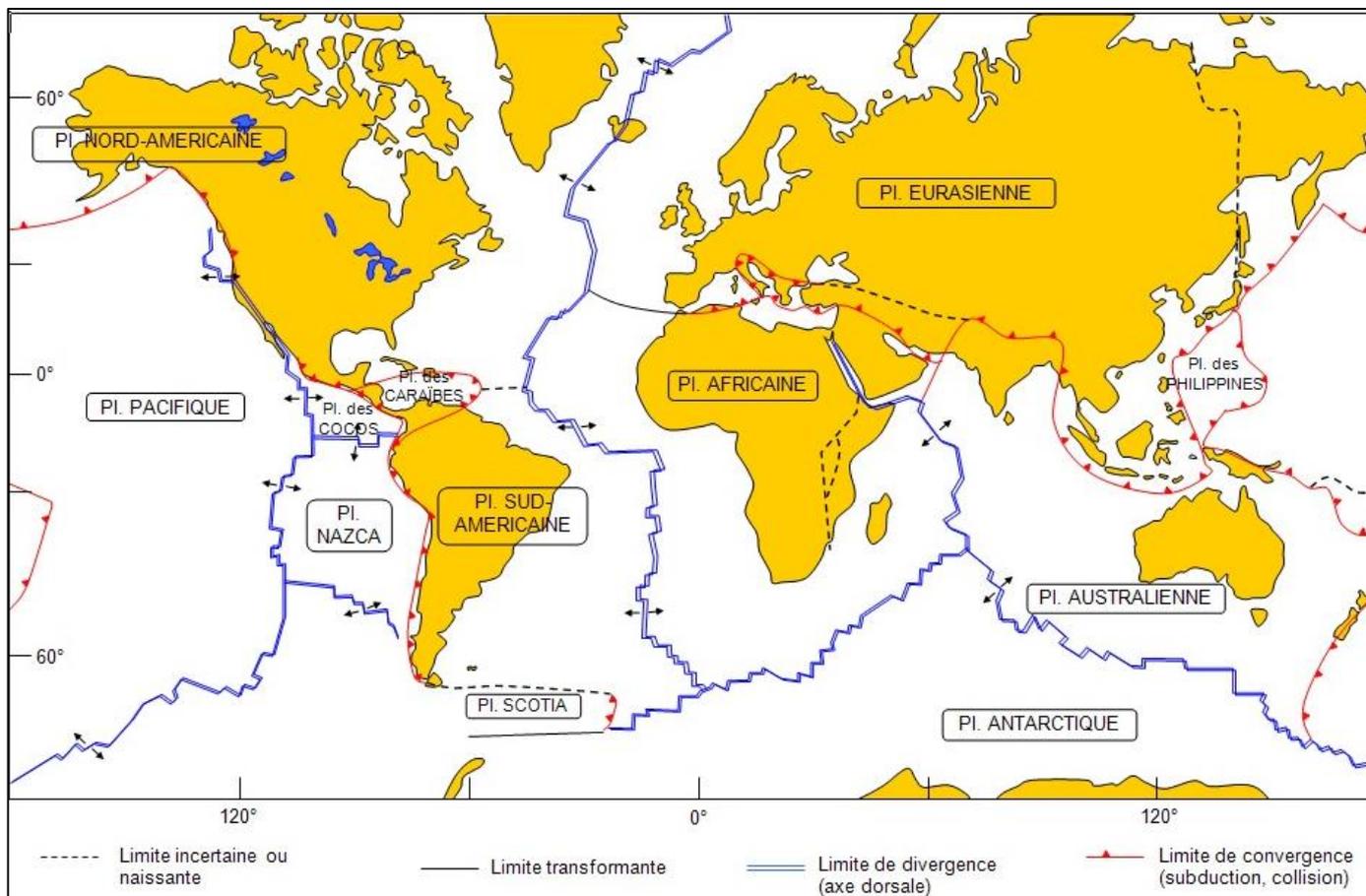


Fig.33 : les limites des plaques tectoniques

a - Zones de divergence de plaques

Ce sont les zones de séparation des plaques (Fig.34) : ce sont des zones d'extension et de distension. Ces zones correspondent aux plaques divergentes au niveau des rides ou dorsales océaniques. Les taux d'expansion océanique varient de 2,2 cm/ an (Océan Atlantique) à 18 cm/an (Océan Pacifique).

Les dorsales océaniques parcourent tous les océans sur 60 000 km de long (fig.28). Elles sont à l'origine de l'accrétion et de l'expansion océanique c'est à dire le lieu de naissance et de croissance de la croûte océanique. Elles sont le siège d'une intense activité volcanique basaltique. Les dorsales sont des "usines" à fabriquer la croûte océanique.

La séparation des plaques lithosphériques se traduit également au niveau des dorsales océaniques par une intense activité sismique.

b- Zones de convergences de plaques

Si les plaques se séparent, elles peuvent aussi se télescoper et entrer en collision. Ces zones d'affrontement de plaques où des forces de compression s'opposent se traduisent par des déformations intenses. C'est ainsi que naissent dans les zones de collision les systèmes montagneux ; la genèse de chaînes de montagnes est dénommée orogénèse et les zones de collision sont des zones orogéniques. Deux types de zones convergentes sont distingués : les zones de subduction et les zones de collision intracontinentale.

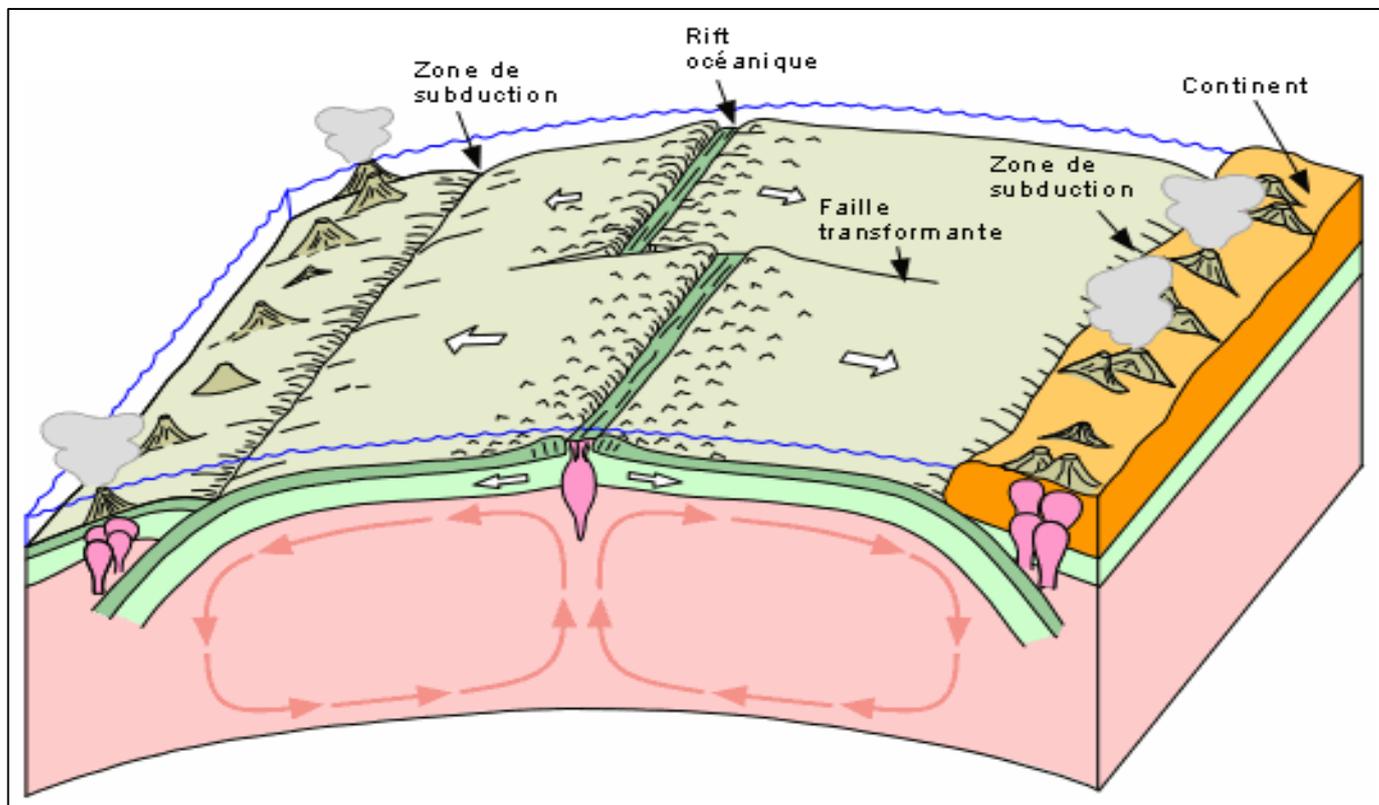


Fig.34. Les différentes forces entre les plaques tectoniques

c- Les zones de subduction : Dans ces zones il y a affrontement d'une croûte océanique et d'une autre croûte (continentale ou océanique). Dans tous les cas de figure, la croûte océanique s'enfonce et disparaît sous l'autre croûte ; c'est le phénomène de subduction. Si la croûte océanique naît au niveau des dorsales, elle disparaît au niveau des zones de subduction.

D-Zones de collision intracontinentale : Elles sont caractérisées par l'affrontement de deux lithosphères continentales. C'est le cas de l'affrontement des plaques africaines contre la plaque eurasiennne et affrontement se traduit par une intense activité sismique et par un système orogénique qu'est le système alpin. L'activité magmatique, présente, est néanmoins plus réduite que dans les zones de subduction.

3. Les arguments des mouvements des plaques

En 1912, l'astronome et météorologue allemand, Alfred Wagener présente la théorie des continents (plaques). Il suggère qu'au début de l'ère secondaire (mésozoïque) un super continent appelé Pangée (vers 250 Ma) se serait disloqué. Ces plaques se déplacent donc, entraînées par la convection dans le manteau. Les vitesses de

ces déplacements vont de presque rien à plusieurs centimètres par an, jusqu'à 20 cm/an dans certaines régions du Sud- Est asiatique (Papouasie-Nouvelle Guinée) et du Pacifique (Tonga-Kermadec) !

Il s'appuie dans ces arguments sur différentes observations naturalistes :

❖ **Morphologie des continents** : les continents de part et d'autre de l'atlantique ont des formes complémentaires (emboîtement des formes des continents, comme la corne sud-est du Brésil et le fond du golfe de Guinée) ;

❖ **Preuves pétrographiques** : des massifs des roches anciennes présentant d'étonnante ressemblance (nature des roches, type de plissements, orientation des structures...) montrent une répartition complémentaire d'un continent à l'autre ;

❖ **Arguments paléontologiques** : l'étude comparée des faunes et flores d'âge primaire, en Amérique du Sud et en Afrique fait apparaître des similitudes Ex : répartition des certains reptiles terrestres tel que les méso-saures, les cynodonts et les glossoptéris...

❖ **Argument paléoclimatiques** : la répartition des moraines glacières (existence de galets striés datant du primaire en Afrique du Sud et en Amérique du Sud, ce qui témoigne que les deux continents ont subi les mêmes influences glaciaires au Primaire), ainsi que des sables désertiques et des formations récifales âgées de 200 Ma sur différents continents ne s'explique que si ceux-ci étaient rassemblés en une masse continentale unique.

❖ **Arguments stratigraphiques** : continuité stratigraphique entre l'Afrique et l'Amérique du Sud qui se traduit par l'existence des cratons faits de tonalites ou boucliers qui datent du Primaire.

Références

- Boussalsal B (2013)** polycopie de géologie, première année TCSNV (Univ de Ouargla) ;60p.
- Chabbi R (2013)** Géologie Générale, polycopie de géologie polycopie , TCSNV (Univ de Bejaia) ; 120p.
- J.Aubouin., R brouss, Jp lehman (1975)** ;précis de géologie éditeur 717.
- Kachi S (2013)** polycopie de géologie TCSNV (Univ de Guelma) ;60p.
- Khemmoudj K (2018)** polycopie de géologie, première année TCSNV (Univ de Bejaia) ;79p.
- Louis.LLibourty(1998)** Géophysique et géologie ;462p.
- Oriol Riba.,(1997)** ;Diccionari de geologia, publicat per Enciclopèdia Catalana ;1407p.
- P.ch.Levèque (1983)** Géologique appliquée au génie civil et à l'environnement.
- Pierre p.,jean michel D.,jean francois D.,Didier G.,Cécile V.,Francois C.,Christin P.,Bernard A (2008)**
Géologie,210p.
- PO IC.géologie de l'ingénieur** (tectonique) 297p.
junior.universalis.fr/.../plis-et-failles-géologie.
- Système d'information pour la gestion des eaux souterraines en Seine-Normandie.
www.gov.mb.ca/.../mrocks/files/rockcycle.fr.pdf.
- www.geolval.fr/.../79-la-déformation-des-roches.