

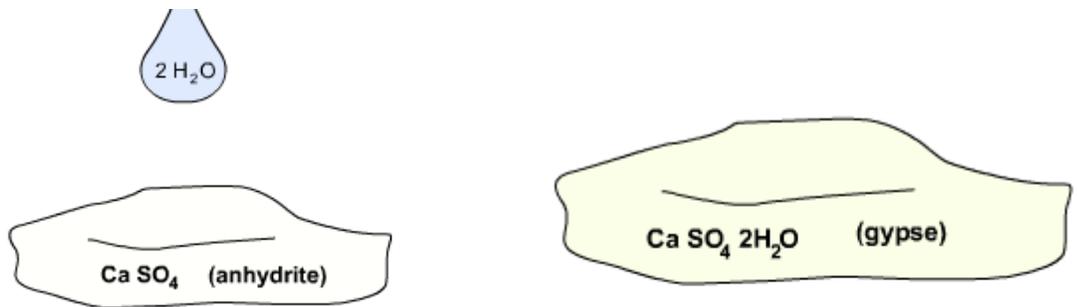
Chapitre 2 : Géodynamique externe :

L'action de l'eau

L'hydratation:

L'hydratation est une réaction chimique qui affecte les **minéraux** capables de fixer une molécule d'eau dans leur structure, se transformant ainsi en un minéral différent. L'**hématite** (Fe_2O_3), par exemple, s'altère en goethite (FeOOH) tandis l'**anhydrite** donne du **gypse** par hydratation selon la formule présentée ci-contre.

Cette réaction implique généralement une augmentation de volume qui conduit à la fracturation de la roche. Dans le cas de l'**anhydrite** et du **gypse**, l'augmentation de volume atteint environ 30%. La réaction chimique inverse (déshydratation) est moins commune car les milieux d'altération sont généralement imprégnés d'eau



L'action du vent:

Le terme éolien est utilisé pour décrire les processus de transport de sédiments fins jusqu'à la taille de sable par le vent, les environnements éoliens sont des milieux dont le dépôt est principalement constitué de matériaux emportés par le vent.

Le vent est le mouvement de l'air d'une partie de la surface de la Terre à une autre, ce mouvement est entraîné par les différences de pression atmosphérique entre deux endroits.

Les masses d'air se déplacent des zones de haute pression vers les zones de basse pression, et la vitesse à laquelle l'air se déplace sera déterminé par la différence de pression.

La circulation de l'air dans l'atmosphère est finalement entraînée par la différence de température. (Gary Nicholas, 2009)

A haute vitesse, les particules de limon et d'argile sont transportées comme charge suspendue. Cette poussière éolienne peut être entraînée dans le vent en grandes quantités dans les zones

sèches pour créer des tempêtes de poussière qui peuvent transporter les sédiments sur de grandes distances loin de leur origine.

Ces particules resteront en suspension jusqu'à ce que la vitesse du vent diminue et les sédiments commencent à tomber sur terre ou sur une surface d'eau.

Des accumulations significatives de poussières éoliennes sont relativement rares, mais des matériaux en suspension peuvent être littéralement portés dans le monde entier par les vents et être déposés dans tous les environnements de dépôt.

L'érosion par le vent :

Le vent agit par son énergie cinétique propre (action de balayage ou déflation) aux effets dramatiques lorsque sa vitesse dépasse 100 km/h et par l'impact des particules qu'il transporte (corrasion).

a) Les déflations

En fonction de leurs dimensions et de la vitesse du vent, les particules (poussières, sables...) sont transportées en suspension, par saltation ou par reptation. En balayant les surfaces des plateaux, le vent décape la pellicule meuble et laisse apparaître la dalle rocheuse dure (hamadas sahariennes). Lorsque le sol comporte des matériaux hétérométriques, la déflation élimine les éléments les plus fins, laissant sur place un désert de cailloux ou reg (trois quarts de la surface du Sahara). Sur des terrains meubles, le vent creuse des couloirs linéaires (couloirs de déflation), encadrés par des crêtes sableuses.

b)- La corrasion

Les particules transportées par le vent, en particulier par les grains de quartz, agissent comme des micro-burins façonnant une surface luisante, d'aspect gras (le poli désertique) à qui présente au microscope un aspect dépoli. C'est ainsi les grains de sable transportés par le vent sont généralement piquetés et mats, subsphériques. Sur des cailloux de taille appréciable, les projections de grains réduisent les aspérités et arrivent à façonner les facettes planes réunies par des angles émoussés.

(Eléments de géologie 671-672).

L'ÉROSION

L'érosion correspond à l'ensemble des processus qui enlèvent des particules aux terrains existants. En général l'érosion fait suite aux processus d'altération qui désagrègent les roches et produisent les particules sédimentaires. Parfois cependant l'érosion peut agir sur des roches non altérées.

Les principaux agents d'**érosion** sont le vent, l'eau (gouttes de pluies, eaux de ruissellement, cours d'eau, mer), les glaciers et les organismes vivants (**bioérosion**). L'**érosion** conduit à la modification des reliefs et, à long terme, à leur aplanissement.

L'efficacité de l'érosion dépend des facteurs suivants:

- granulométrie du matériel (les blocs sont moins facilement érodés que les sables) ;
- dynamisme de l'agent érosif (un vent fort érode davantage qu'une brise calme) ;

- topographie (les pentes raides s'érodent plus rapidement que les pentes douces sous l'effet du ruissellement) ;
- présence de végétation (une couverture végétale dense a un effet protecteur).

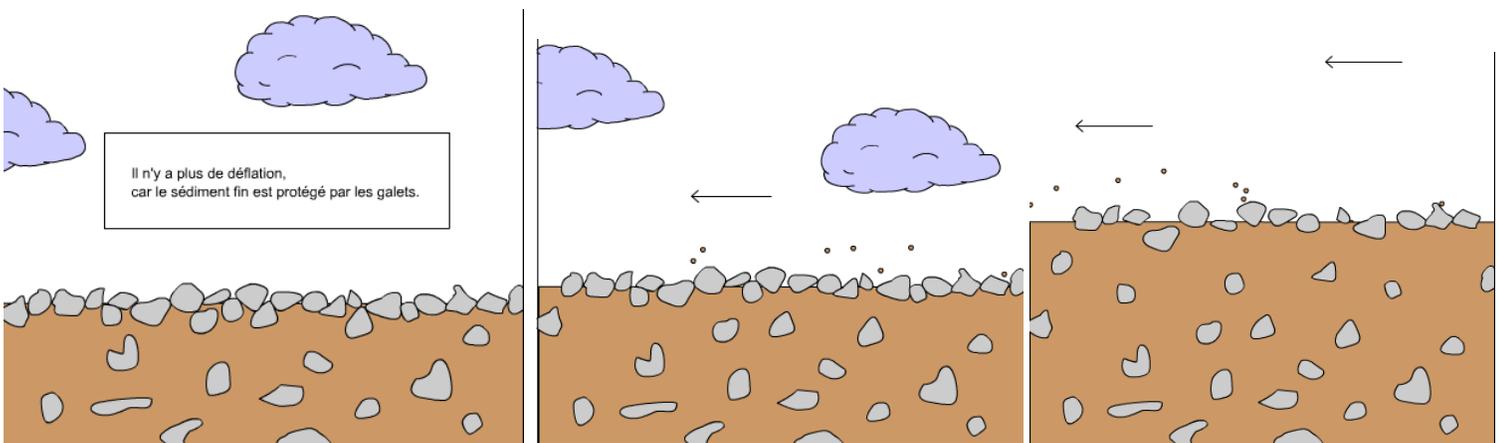
L'érosion éolienne

L'action érosive du vent est particulièrement importante dans les déserts, les zones côtières et les plaines à végétation éparse. Elle est proportionnelle à la vitesse du flux et comprend deux processus : la déflation et la corrasion.

La déflation correspond à l'action de balayage du vent qui emporte les particules fines et sèches en laissant sur place galets et cailloux. Ce processus contribue à la formation des déserts rocheux ou regs et, à plus grande échelle, au creusement des grandes dépressions fermées dans les régions désertiques (sebkhas).

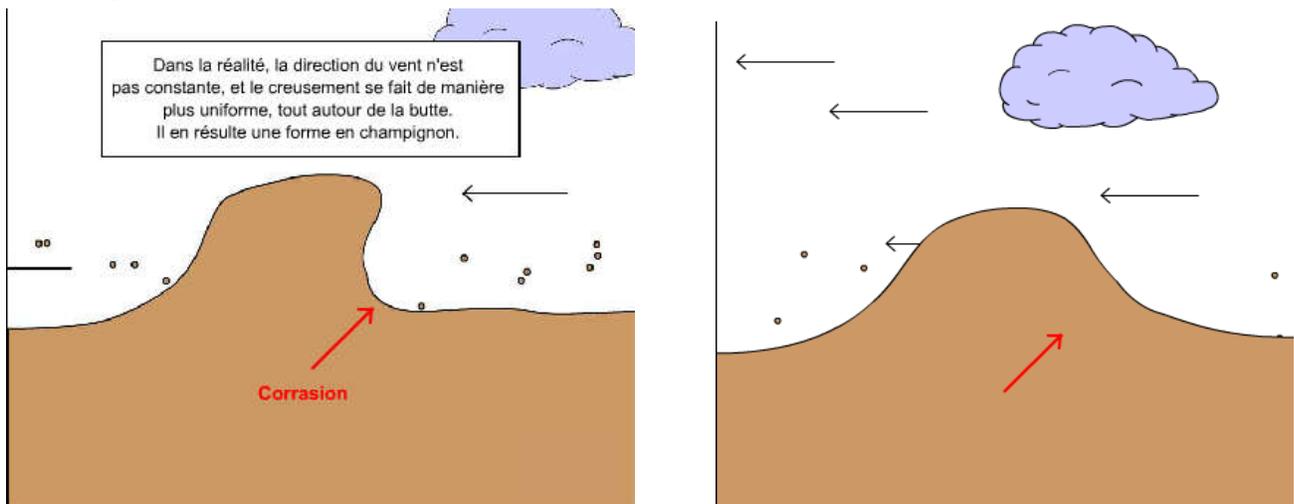
La corrasion, ou abrasion éolienne, est liée à la présence de grains de quartz dans le flux éolien qui tendent à polir et à user les roches même dures. Ce processus tend à arrondir les cailloux. La corrasion peut également creuser des dépressions métriques dans le substrat rocheux et sculpter des buttes en forme de champignon car son action est plus importante à proximité de la surface du sol.

- **Déflation**: action de balayage du vent qui emporte les particules fines et sèches en laissant sur place galets et cailloux. Il en résulte la formation de pavages désertiques ou (reg).



- **Corrasion (abrasion éolienne)**: les grains de quartz présents dans le flux éolien polissent et usent les roches, même dures. La majorité des grains ne s'élèvent qu'à un ou deux

mètres au-dessus du sol. En conséquence, la corrosion est plus active à proximité du sol qu'à trois mètres de haut.



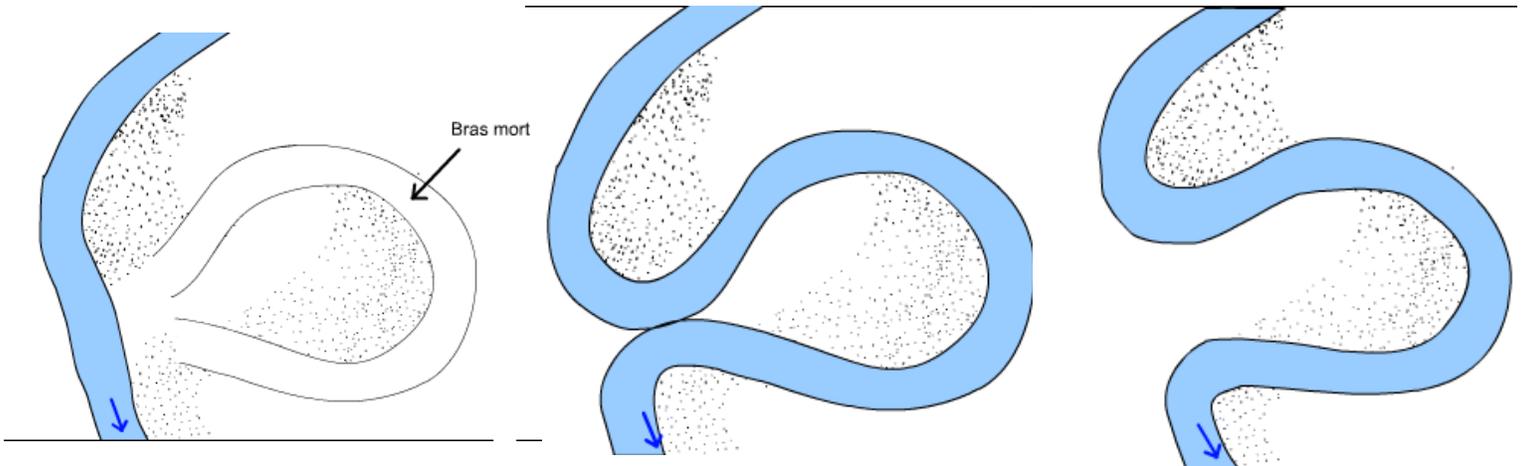
L'érosion fluviale:

Torrents, rivières et fleuves sont capables d'éroder leur substrat et de transporter et d'accumuler des sédiments. L'érosion est d'autant plus importante que la vitesse, la turbulence et la charge sédimentaire du cours d'eau sont élevées.

Dans le cas des substrats peu consolidés, la turbulence du courant suffit à creuser le fond du cours d'eau et à saper les berges. Pour entailler les formations rocheuses dures, le courant doit transporter des sédiments grossiers (sables, graviers) qui jouent le rôle d'abrasif.

L'érosion fluviale est particulièrement importante dans la partie haute d'un cours d'eau. Elle produit des vallées en V dans les substrats meubles et des gorges à parois verticales dans les roches consolidées.

Dans les sinuosités des cours d'eau, ou méandres, l'érosion a lieu sur la rive qui est à l'extérieur du méandre, où la vitesse du courant est la plus élevée. Ce phénomène conduit à la migration des méandres vers l'aval.

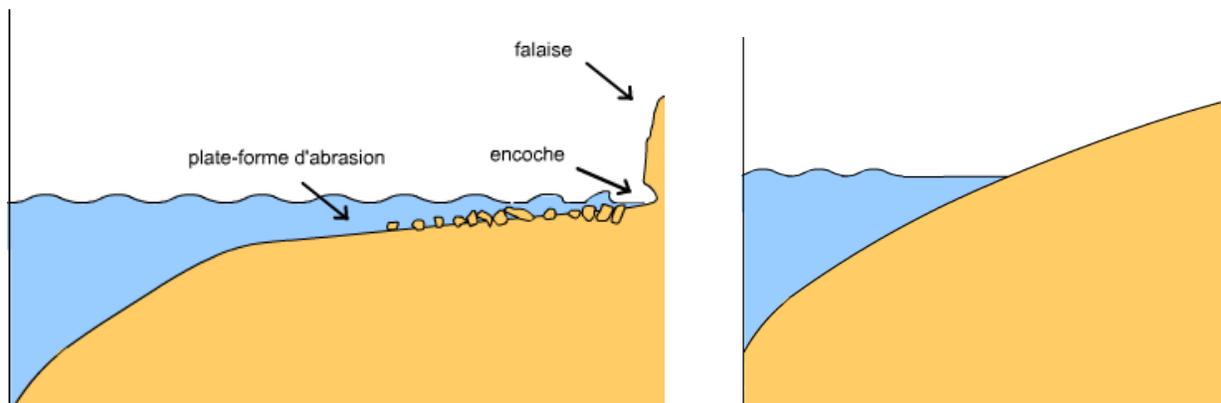


L'érosion marine

Les vagues et les courants marins sont des agents d'érosion qui contribuent au façonnement des rivages, mais ces derniers sont également actifs en milieu marin profond.

Les vagues, les courants liés à leur déferlement ou encore les courants de marée érodent facilement le sable des plages pour le transporter vers le large. Les côtes rocheuses sont plus résistantes. Cependant, la répétition des chocs lors du déferlement et l'effet de succion lors du retrait des vagues contribuent à la longue à miner la base des falaises. Les vagues chargées de sédiments (sables, graviers) ont en outre un effet abrasif sur les rivages indurés (abrasion marine).

Sur les littoraux, l'érosion marine produit les falaises, les encoches et les plates-formes d'abrasion. En milieu marin profond, les courants peuvent creuser des chenaux, comme les rivières sur les continents.



L'érosion glaciaire:

Certaines régions, comme les Alpes, ont été façonnées par l'érosion glaciaire qui procède de deux manières : arrachement de blocs et abrasion du fond rocheux.

Arrachement de blocs : Dans ce premier cas, des blocs rocheux sont arrachés au substrat par le mouvement lent de la glace et incorporés à celle-ci. Ces blocs sont généralement délimités par des fissures d'origine tectonique et déstabilisés préalablement par l'effet du gel et du dégel.

Abrasion glaciaire : La glace d'un glacier contient des fragments rocheux de taille diverse qui, lors du mouvement de celle-ci, ont une action de polissage (sables) et de raclage (blocs, graviers, galets) sur le substrat. Le polissage tend à émousser les saillies du fond rocheux, constituant ainsi les roches moutonnées. Selon la taille des éléments, le raclage produit des sillons centimétriques (cannelures) ou millimétriques (stries), ces dernières se formant aussi bien sur le substrat que sur les fragments rocheux transportés par la glace.

L'eau, toujours présente au fond d'un glacier, contribue également à polir et à creuser le fond rocheux. A grande échelle, l'érosion glaciaire conduit à la formation de vallées en U, de cirques, d'arêtes et de horns.



Ancienne vallée glaciaire en U



Vallée glaciaire en U



Stries



Roches moutonnées

Les impacts des gouttes de pluie et ruissellement:

Les impacts des gouttes de pluie ont une action érosive considérable, particulièrement sur les terrains non-consolidés comme les sols. Ces impacts génèrent de petits cratères, qui peuvent parfois être fossilisés, et déplacent les particules les plus fines du substrat. L'importance de l'effet érosif de la pluie dépend de la taille et de la masse des gouttes, de leur vitesse de chute, de la durée de l'averse et de la pente du substrat.

L'eau de pluie qui ne s'infiltré pas ruisselle à la surface de manière concentrée ou diffuse, entraînant les matériaux les plus fins (argiles, silts, sables, graviers) vers l'aval et laissant sur place les cailloux et les blocs. Il existe deux types de ruissellement :
-Le ruissellement concentré (filets d'eau) conduit à la formation de ravins et de paysages ruiniformes appelés « badlands ».

-Le ruissellement diffus (pellicule d'eau ruisselante) génère des pavages rocheux et des cheminées des fées.

Les effets du ruissellement sont particulièrement marqués dans les régions arides et semi-arides à végétation éparse.



La bioérosion :

La contribution des organismes et micro-organismes vivants à l'érosion du substrat rocheux est peu importante, mais mérite d'être mentionnée. Leur action peut être mécanique (rongement, perforation, broûtage) ou chimique (dissolution). Elle est particulièrement visible au bord des mers et des océans. Les roches calcaires y sont particulièrement sensibles.

A titre d'exemple :

- les oursins creusent des niches et des sillons irréguliers, larges de quelques centimètres
- les mollusques (Pholades), éponges et annélides créent des perforations en forme de tubes rectilignes millimétriques à centimétriques
- des micro-organismes (algues, champignons) génèrent des cavités microscopiques dans des fragments de coquilles
- l'homme, enfin, par de nombreuses activités (exploitations minières, constructions routières, déboisement), contribue parfois directement à l'érosion des reliefs.

1. Les roches sédimentaires :

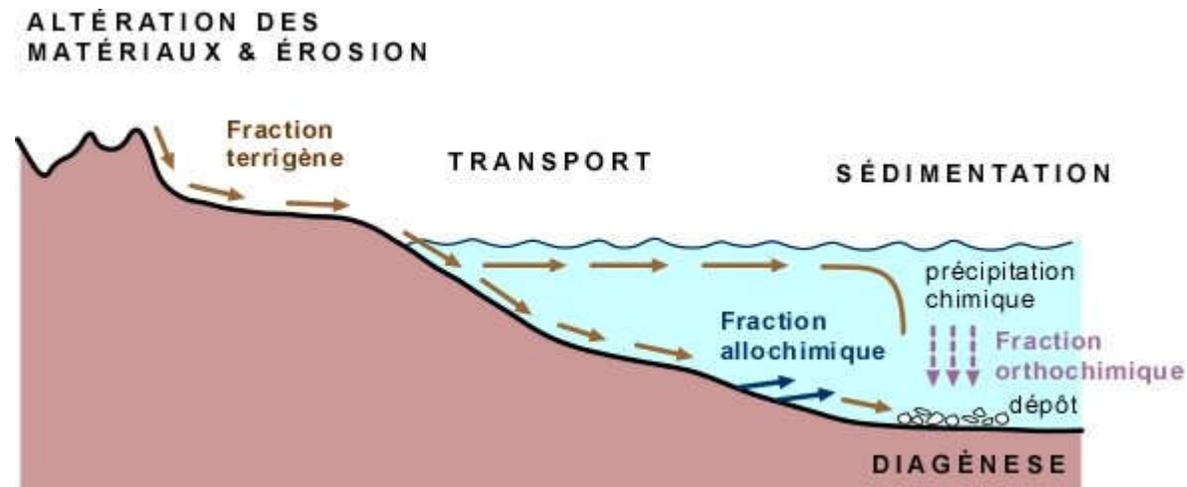
Ce sont des roches exogènes, c'est à dire formées à la surface de la terre et qui représentent 5% en volume de la croûte et en couvrent 75% de la surface. Les roches sédimentaires sont la conséquence de l'endurcissement de sédiments accumulés dans les bassins sédimentaires. Elles sont toujours disposées en couches. La roche sédimentaire la plus fréquemment rencontrée est le **calcaire**. On connaît également les **argiles** et les **marnes** (mélange calcaire et argile).

2.1. Définition d'un sédiment :

Les sédiments sont les débris formés par des processus de l'altération et l'érosion qui inlassablement attaquent et détruisent les terres émergées. Au sens large, cela comprend aussi les sédiments formés par des processus chimiques et biologiques à partir de matériel en solution dans les lacs et les océans.

2.2. Genèse des roches sédimentaires :

Quatre processus conduisent à la formation des roches sédimentaires : L'érosion et l'altération 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.



a. Erosion et altération :

Le produit de cette étape est les fragments issus de la désagrégation des roches préexistantes que ça soit magmatique, métamorphique ou même sédimentaire.

Les processus mécaniques (l'érosion) sont ceux qui désagrègent mécaniquement la roche, comme l'action du gel et du dégel 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 fractures.

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

Certains organismes ont la possibilité d'attaquer biochimiquement les minéraux. Certains lichens

vont chercher dans les minéraux les éléments chimiques dont ils ont besoin. 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. Transport :

Outre le vent et la glace, c'est surtout l'eau qui assure le transport des particules. Chaque agent possède ses propres caractéristiques.

Le transport des particules peut être très long. En fait, ultimement toutes les particules devront se retrouver dans le bassin sédimentaire.

c. Dépôt :

Tout le matériel transporté s'accumule dans un **bassin sédimentaire** sous forme de couches successives dont la composition, la taille des particules, la couleur, etc., varient dans le temps => **stratifications**.

3 types de bassins sédimentaires où le dépôt peut s'effectuer :

Les milieux continentaux : milieu lacustre, milieu fluvial, milieu éolien et milieu glaciaire.

Les milieux mixtes : dont on distingue les deltas, les estuaires et les plages.

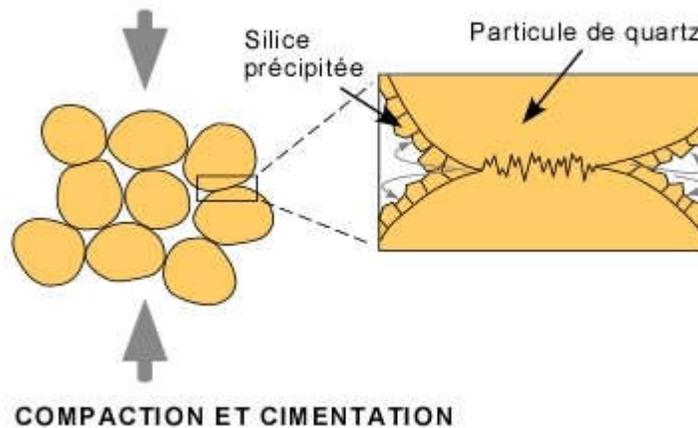
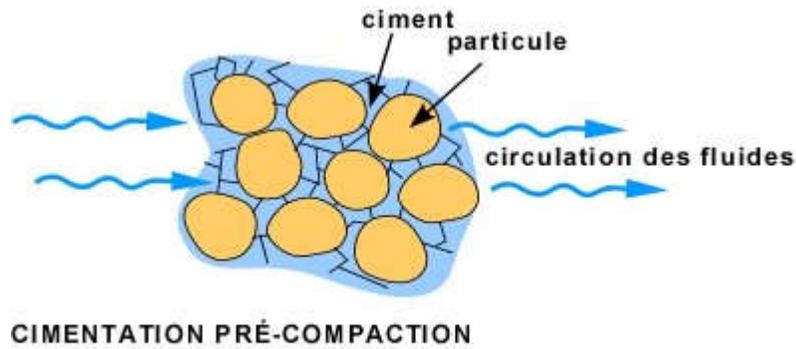
Les milieux marins : comme la plateforme, le talus et le bassin.

d. Diagenèse :

Ensemble des processus chimiques et mécaniques qui affectent les sédiments pour les transformer en roches sédimentaires cohérentes.

La diagenèse 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 diagénétique 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, lesquels minéraux 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 compaction d'un sédiment 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 ambiants par rapport à la silice et une précipitation de silice sur les parois des particules cimentant ces derniers ensembles.

3. Les principales roches sédimentaires :

Suivant leur origine, on distingue trois grandes catégories de roches sédimentaires :

3.1. Les roches détritiques:elles sont formées de particules minérales issues de l'altération de roches préexistantes. Comme il s'agit de matériel issu des continents, on les appelle aussi "terrigènes". Ces particules sont transportées par l'eau, la glace, le vent, des courants de gravité et se déposent lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue (ou lors de la fonte de la glace). Lorsque les roches détritiques sont essentiellement constituées de fragments de quartz, on les appelle aussi "siliciclastiques".

3.2.Les roches biochimiques (organiques): formées par l'accumulation des restes d'animaux ou de plantes, principalement à squelette calcaire (le calcaire, la craie)

3.3.Les roches chimiques : issues de la précipitation de substances chimiques en solution dans l'eau des lacs (Sebkhas) ou des océans (le sel ou le gypse).

Suivant la nature on distingue essentiellement six types :

- Les roches carbonatée (CaCO_3)
- Les roches carbonées (C)
- Les roches phosphatées (PO_4)
- Les roches ferrifères (Fe_2O_3)
- Les roches siliceuse (SiO_2)
- Les roches salines (Boulvain)

4. Critères d'identification des roches sédimentaires :

4.1. Stratification : les roches sédimentaires sont presque toutes litées et souvent très poreuses.

4.2. Contenu fossilifère : présence de substances ou d'objets liés au monde vivant (parties dures d'animaux, empreintes de plantes, perforations, traces de broutage ou de locomotion)

Notion de stratigraphie :

La stratigraphie est la science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires, généralement arrangés en couches (ou strates). Elle permet d'établir une chronologie stratigraphique relative, notamment par l'utilisation raisonnée des principes (dits principes de la stratigraphie) :

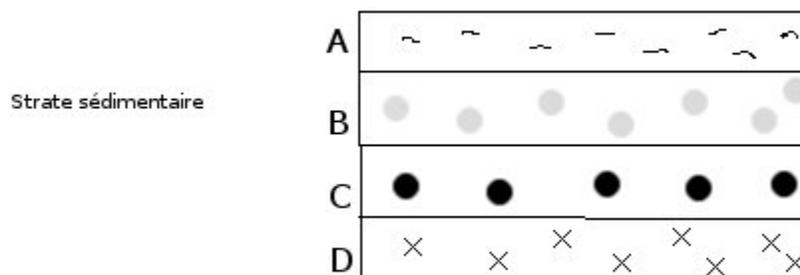
Les principes de stratigraphie :

-1. Principe d'actualisme : les mêmes causes amènent vers les mêmes résultats et donc les structures géologiques passées ont été formées par des phénomènes tectoniques, magmatiques, sédimentaires ou autres, agissant comme à notre époque.

-2. Le principe de continuité, selon lequel une même couche a le même âge sur toute son étendue (mais cela n'est pas toujours vrai, en particulier lorsqu'il y a obliquité des faciès).

-3. Le principe de superposition, selon lequel, deux couches superposées, non renversées par la tectonique, la plus basse est la plus ancienne (mais cela n'est pas vrai dans le cas des filons sédimentaires, p. ex.).

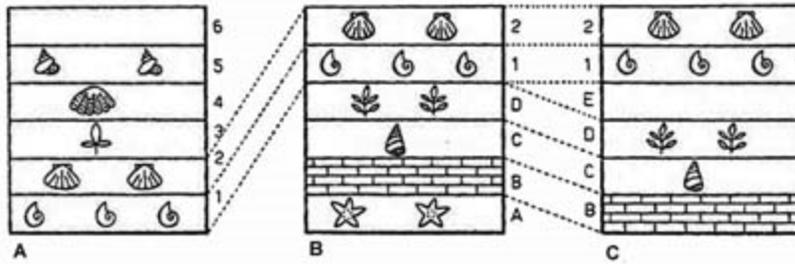
Une succession (ou série) de roches sédimentaires



âge des couches $D > \text{âge de } C > \text{âge de } B > \text{âge de } A$

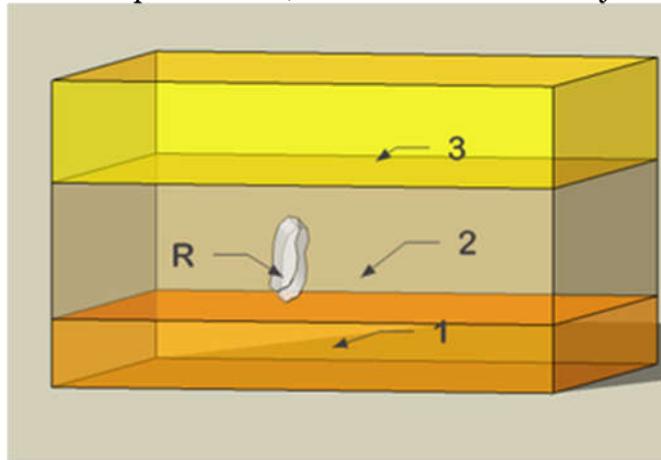
http://www.geowiki.fr/images/0/0d/Principe_de_superposition.jpg

-4. Le principe d'identité paléontologique : ce principe sert aux corrélations stratigraphiques, il stipule que deux couches mêmes éloignées avec le même contenu en fossiles (essentiellement fossiles stratigraphiques) ont le même âge.



Source : <https://robertsix.files.wordpress.com/2012/10/biostratigraphie.jpg>

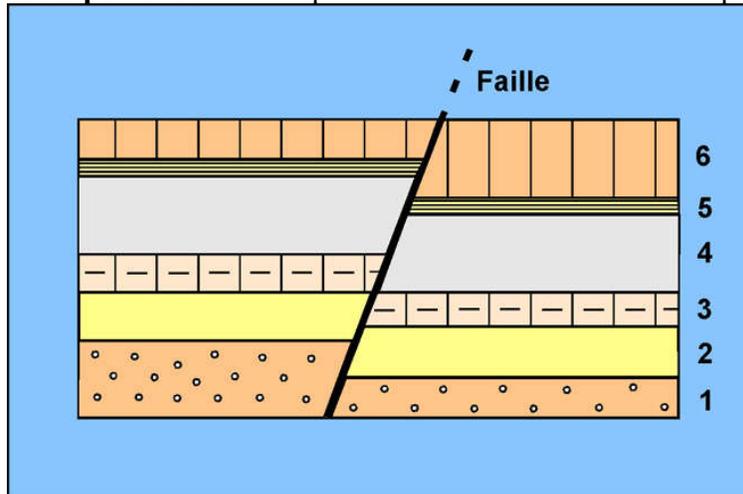
-5. **Le principe d'inclusion** : permet de dire que les débris de roches anciennes peuvent être inclus dans une couche plus récente, donc l'inclusion est toujours plus ancienne



R (débris de roche) est plus ancien que la couche 2

<https://d1u1p2xjjiahg3.cloudfront.net/6235e74d-f868-4405-b1fe-69bdbfd88e1.png>

-6. **Le principe de recoupement** : le recoupement d'une couche est lui est postérieur



La faille (recoupement) est postérieur aux couches (1,2,3,4,5 et 6)

2 – Le temps en géologie et l'échelle stratigraphique :

Les temps en géologie sont un peu comme les distances en astronomie : les chiffres sont tellement vastes qu'il est difficile à assimiler. Les périodes de dizaines d'années sont faciles à comprendre, parce que nous les vivons, les siècles ne sont pas si difficile, mais une fois que nous commençons à traiter les périodes avec des milliers d'années, notre concept de l'adoption de ces

intervalles de temps devient de plus en plus détaché notre expérience de vie.

Alors, quand un géologue se réfère à un million d'années, puis des dizaines et des centaines de millions et finalement, des milliards d'années, nous n'avons pas des points de référence avec lesquels on peut mesurer le passage de ces intervalles de temps.

Cependant, un million d'années est une période relativement courte dans l'histoire de la Terre, qui est âgée d'environ 4,5 milliards d'années. Comme nous allons plus loin et plus loin dans les temps géologiques, datant quelque chose à moins d'un million d'années devient de plus en plus difficile.

Le géologue doit donc développer un sens particulier de temps, et peut envisager de 100.000 ans comme une «courte» période, même si elle est incroyablement longue par rapport à notre vie quotidienne.

Les géologues ont subdivisé cette longue période de 4.5 milliards d'années en établissant un calendrier de référence appelée échelle stratigraphique internationale des temps géologiques qui comprend les subdivisions suivantes

1°) - Les Eons (=Eonothèmes) Un éon représente l'intervalle de temps géologique le plus grand de plusieurs centaines de millions d'années. Il en existe quatre : - Le Hadéen couvre le début de l'histoire de la Terre - 4600 millions d'années (Ma) à 3900 Ma. L'Hadéen est suivi par l'Archéen (3800 Ma à 2500 Ma) qui représente les roches les plus anciennes sur Terre - ces roches contiennent des traces d'organismes microscopiques (bactéries).

Le Protérozoïque (2500 Ma à 570 Ma) suit l'Archéen et ses roches contiennent des traces de micro-organismes multicellulaires mais il y manque certaines parties solides. La stratigraphie des roches archéennes et protérozoïques est moins connue que celle des roches plus jeunes parce que ces roches anciennes ont été déformées, métamorphosées et érodées.

- Le Phanérozoïque (570 Ma à aujourd'hui) est l'éon le plus récent. Les roches du Phanérozoïque contiennent beaucoup d'évidence de vie et les parties solides des organismes sont bien fossilisées.

2°) - Les Eres (= Erathèmes) Les éons sont subdivisés en ères dont les limites sont marquées par de grands bouleversements biologiques (grandes extinctions), paléogéographiques (Orogenèse).

Une ère géologique reprend l'intervalle de temps défini sur base des organismes présents dans ces roches. Il n'existe pas d'ères pour les roches Archéennes ou Protérozoïques, alors que l'éon Phanérozoïque est subdivisé en trois ères: - Paléozoïque (vie ancienne - 570 Ma à 245 Ma), - Mésozoïque (vie intermédiaire - 245 Ma à 66,4 Ma) et - Cénozoïque (vie récente - 66,4 Ma à aujourd'hui). Au Paléozoïque, les formes de vie incluent des invertébrés marins, des poissons, des amphibiens, et des reptiles. Certaines plantes y ont également apparu et évolué. Le Mésozoïque est l'ère des dinosaures qui sont devenus les vertébrés les plus importants. Des mammifères sont apparus vers la fin du Mésozoïque et dominent le Cénozoïque.

3°) - Les périodes (=Systèmes) : Les dernières regroupent des étages sur des références lithologiques (Carbonifère, Crétacé), paléontologiques (Nummulitique = Paléogène) ou autres. Les périodes du Phanérozoïque sont les suivants : - Paléozoïque : Cambrien, Ordovicien, Silurien, Dévonien, Carbonifère, Permien, - Mésozoïque : Trias, Jurassique, Crétacé, - Cénozoïque : Paléogène, Néogène, Quaternaire.

4°) - Les époques (=Séries) Les périodes sont subdivisées en époques sur la base d'association de fossiles stratigraphiques spécifiques. Leur durée moyenne est d'environ 15 Ma (sauf pour le Quaternaire). Leurs limites suivent les mêmes règles que pour les Périodes. Désignation : adjectif

inf., moyen, sup. (Crétacé inf., sup.) ou encore « -cène » (Eocène, Oligocène ...).

5°) - Les étages (=Ages) Les étages successifs sont désignés par un nom de lieu qui évoque le stratotype (formation géologique référencée mondialement qui a caractérisé cette période).

Plusieurs étages forment une époque. Le nom de l'étage est le plus souvent dérivé de celui d'un lieu géographique ou historique, actuel ou antique auquel on ajoute le suffixe ien.

Échelle stratigraphique internationale

Eonothème	Eraïthème	Système	Série	Étage	Age en Ma
Phanérozoïque	Cénozoïque	Quaternaire	Holocène		
			Supérieur	0,0117	
			"Ionien"	0,128	
		Pliocène	Calabrien	0,781	
			Gelasien	1,806	
		Miocène	Plaisancien	2,588	
			Zancéen	3,600	
			Messinien	5,332	
			Tortonien	7,246	
			Serravallien	11,608	
	Langhien		13,82		
	Burdigalien		15,97		
	Paléogène	Oligocène	Aquitanién	20,43	
			Chattien	23,03	
		Éocène	Rupélien	28,4 ± 0,1	
			Priabonien	33,9 ± 0,1	
			Bartonien	37,2 ± 0,1	
		Paléocène	Lutétien	40,4 ± 0,2	
			Thanétien	48,6 ± 0,2	
			Yprésien	55,8 ± 0,2	
Selandien			58,7 ± 0,2		
Danien			- 61,1		
Mésozoïque	Crétacé	Supérieur	Maastrichtien	65,5 ± 0,3	
			Campanien	70,6 ± 0,6	
			Santonien	83,5 ± 0,7	
			Coniacien	83,8 ± 0,7	
			Turonien	- 88,6	
		Inférieur	Cénomanien	93,5 ± 0,8	
			Albien	99,6 ± 0,9	
			Aptien	112,0 ± 1,0	
			Barémien	125,0 ± 1,0	
			Berriasien	130,0 ± 1,5	

Eonothème	Eraïthème	Système	Série	Étage	Age en Ma
Phanérozoïque	Mésozoïque	Jurassique	Supérieur	Tithonien	145,5 ± 4,0
				Kimméridgien	150,8 ± 4,0
				Oxfordien	- 155,6
			Moyen	Callovien	161,2 ± 4,0
				Bathonien	164,7 ± 4,0
		Inférieur	Bajocien	167,7 ± 3,5	
			Aalénien	171,6 ± 3,0	
			Toarcien	175,6 ± 2,0	
		Trias	Supérieur	Pliensbachien	183,0 ± 1,5
				Sinemurien	189,6 ± 1,5
				Hettangien	196,5 ± 1,0
				Rhétien	199,6 ± 0,6
				Norien	203,6 ± 1,5
			Moyen	Carnien	216,5 ± 2,0
				Ladinien	- 228,7
	Anisien			237,0 ± 2,0	
	Olenekien			- 245,9	
	Indusien			- 249,5	
	Paléozoïque	Permien	Lopingien	Changhsingien	251,0 ± 0,4
				Wuchiapingien	253,8 ± 0,7
				Capitanien	260,4 ± 0,7
			Guadaloupien	Wordien	265,8 ± 0,7
				Roadien	268,0 ± 0,7
		Carbonifère	Supérieur	Kungurien	270,0 ± 0,7
				Artinskien	275,6 ± 0,7
				Sakmarien	284,4 ± 0,7
			Moyen	Assélien	294,6 ± 0,8
				Gzhélien	299,0 ± 0,8
		Mississippien	Supérieur	Kasimovien	303,4 ± 0,9
				Moscovien	307,2 ± 1,0
Inférieur			Bashkirien	311,7 ± 1,1	
			Serpukhovien	318,1 ± 1,3	
			Viséen	328,3 ± 1,6	
Paléozoïque	Ordovicien	Supérieur	Fortunien	345,3 ± 2,1	
			Tournaisien	359,2 ± 2,5	
			Frasnien	374,5 ± 2,6	
			Famennien	385,3 ± 2,6	
			Givetien	391,8 ± 2,7	
		Moyen	Eifelien	397,5 ± 2,7	
			Praguien	407,0 ± 2,8	
			Lochkovien	411,2 ± 2,8	
			Pridolien	416,0 ± 2,8	
			Ludlow	418,7 ± 2,7	
		Inférieur	Ludfordien	421,3 ± 2,6	
			Gorstien	422,9 ± 2,5	
			Homerien	426,2 ± 2,4	
			Sheinwoodien	428,2 ± 2,3	
			Telychien	436,0 ± 1,9	
Silurien	Supérieur	Aeronien	439,0 ± 1,8		
		Rhuddanien	443,7 ± 1,5		
		Hirnantien	445,6 ± 1,5		
		Kabien	455,8 ± 1,6		
		Sandbien	460,9 ± 1,6		
	Moyen	Darriwilien	468,1 ± 1,6		
		Dapingien	471,8 ± 1,6		
		Floien	478,6 ± 1,7		
		Tremadocien	488,3 ± 1,7		
		Furongien	- 492 *		
Cambrien	Terreneuvien	Paibien	- 496 *		
		Guzhangien	- 499		
		Drumien	- 503		
		Étage 5	- 506,5		
		Étage 4	- 510 *		
Cambrien	Terreneuvien	Étage 3	- 515 *		
		Étage 2	- 521 *		
		Étage 1	- 528 *		
		Fortunien	542,0 ± 1,0		
		Étage 10	- 492 *		

Eonothème	Eraïthème	Système	Série	Étage	Age en Ma
Phanérozoïque	Proterozoïque	Supérieur	Édiacarien	542	
			Cryogénien	635	
			Tonien	850	
			Sténien	1000	
			Ectasian	1200	
		Mésoproterozoïque	Calymmien	1400	
			Orosinien	1600	
			Stathérien	1800	
			Rhyacien	2050	
			Sidérien	2300	
	Archean	Néoarchean		2500	
				2800	
				3200	
				3600	
				4000	
		Hadéen		4600	

Eonothème	Eraïthème	Système	Age en Ma	
Phanérozoïque	Proterozoïque	Édiacarien	542	
		Cryogénien	635	
		Tonien	850	
		Sténien	1000	
		Ectasian	1200	
		Mésoproterozoïque	Calymmien	1400
			Orosinien	1600
			Stathérien	1800
			Rhyacien	2050
			Sidérien	2300
	Archean	Néoarchean		2500
				2800
				3200
				3600
				4000
		Hadéen		4600

* Le statut du quaternaire n'est, à ce jour pas encore fixé
 * Les âges des séries et des étages du Cambrien sont en attente de ratification.
 Echelle de février 2008 d'après le travail de la Commission Internationale de Stratigraphie.
 International Commission on Stratigraphy.
 http://www.stratigraphy.org

Dictionnaire de géologie

http://www.ulb.ac.be/sciences/dste/sediment/sedimento/notes/sedim/Sedimento_stratificatio_n_terminologie_2008-09.pdf

http://www.fsr.ac.ma/cours/geologie/fadli/ch6_.pdf

Gary Niholas 2009

Notion de paléontologie (rahi claire f laboratory of géology)

La séquence des strates qui constitue l'enregistrement géologique est une cimetière remplie de fossiles des millions de types d'organismes qui sont éteints maintenant.

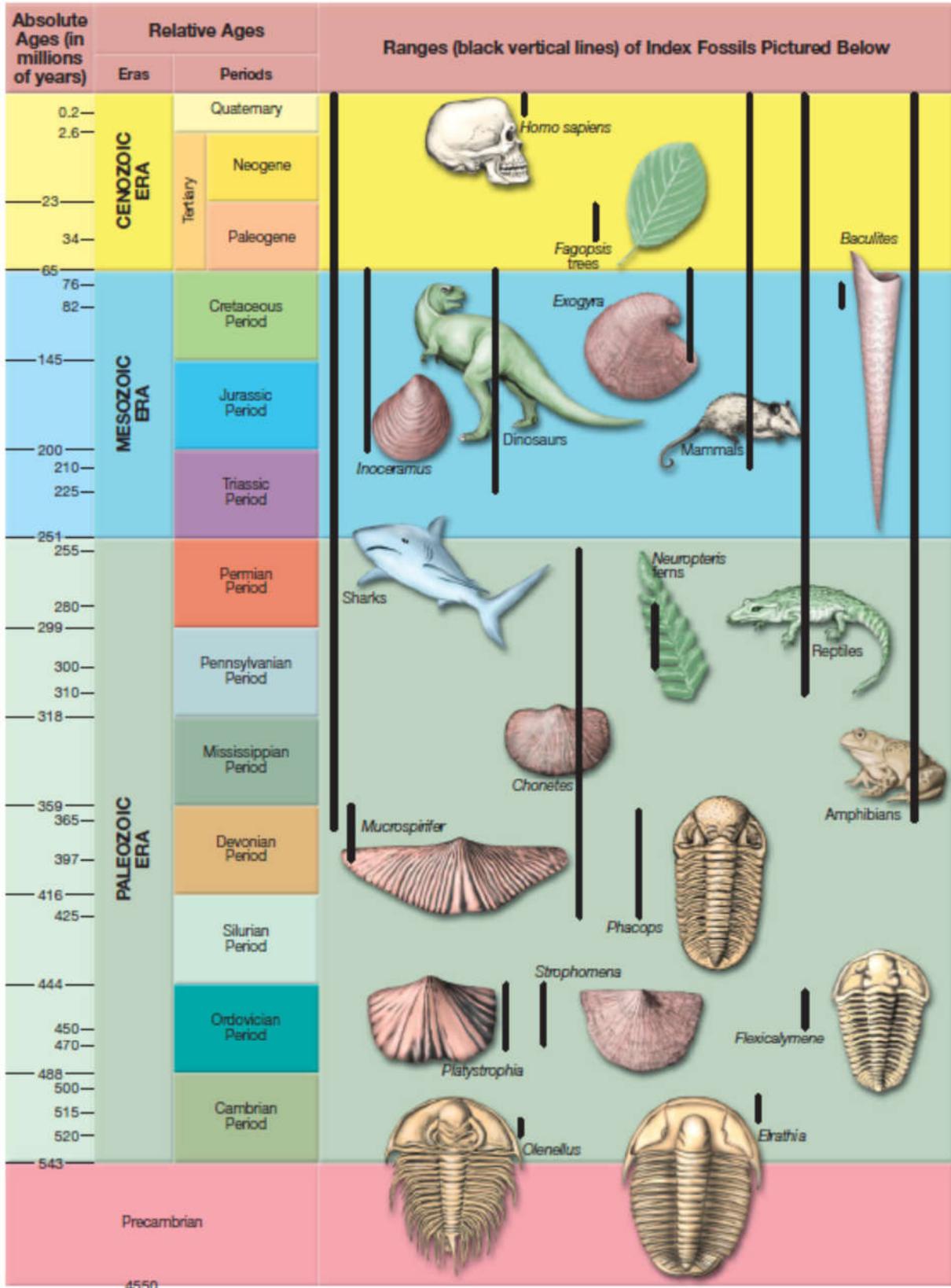
Les géologues savent que ces organismes existaient seulement par leurs restes fossilisés ou les traces de leurs activités. Les géologues ont déterminé aussi que l'origine, la coexistence et la disparition des organismes constituent une séquence d'ordre définie connue dans le monde, donc toute couche contenant un groupe de fossiles peut être identifiée et datée en relation avec les autres en se basant sur le contenu en fossiles, ceci est connu comme le principe de fossiles. La paléontologie est la science qui s'intéresse à l'étude de fossiles.

Les principaux groupes de fossiles :

La séquence des strates où se trouve un groupe de fossiles d'un organisme particulier est dite biozone. La figure suivante (en anglais), représente quelques biozones de fossiles connus durant le Phanérozoïque sur le côté droite. Les âges relatifs des roches contenant ces fossiles sont représentés par des périodes et des ères sur le côté gauche de la figure.

En notant le biozone d'un fossile (ligne noire verticale), on peut déterminer l'ère ou la période où il a vécu. Par exemple, tous les différentes espèces des dinosaures ont vécu et sont mortes durant l'ère mésozoïque, dès la période du Trias moyen jusqu'à à la fin de la période du Crétacé. Les mammifères existaient dès le Trias supérieur.

Notez aussi que la figure ci-dessus contient aussi les groupes suivants :



Les brachiopodes (rose sur la figure):

Des invertébrés marins avec deux tests symétriques avec de tailles inégales. Ils se répartissent sur le Paléozoïque, le Mésozoïque et la Cénozoïque mais ils sont très abondants durant l'ère paléozoïque mais un nombre très réduit d'espèce existe aujourd'hui.

Les trilobites : (Orange sur la figure)

Un groupe éteint des invertébrés marins, ils se trouvaient seulement durant le Paléozoïque.

Les plantes (vert foncé sur la figure)

Les reptiles : (vert clair sur la figure) : Le groupe des vertébrés incluant les lézards, les serpents, les tortues et les dinosaures.

Les mammifères (gris sur la figure) : Le groupe des vertébrés (y inclut les hommes) qui sont homéothermes et nourrissent leurs **petits**.

Les amphibiens : (marrons sur la figure) : Le groupe des vertébrés qui inclut les grenouilles et les salamandres.

Les requins : bleu sur la figure.

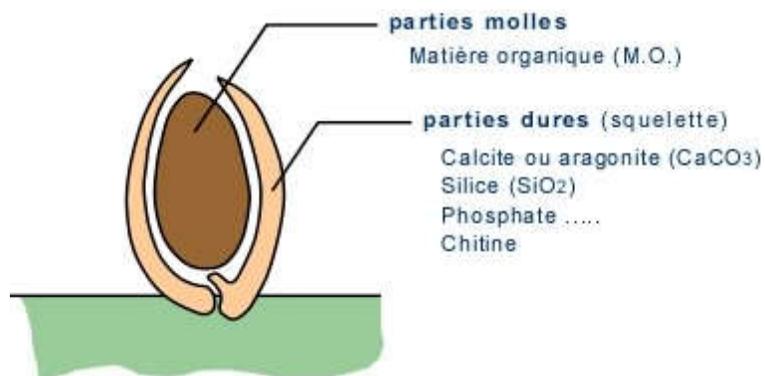
(Laboratory geology)

La fossilisation :

La fossilisation qui est un phénomène qu'on peut assez rare est l'ensemble des processus par lesquels se transforme un animal en un fossile. Ces processus sont complexes, commençant par l'enfouissement d'un animal jusqu'à sa découverte comme fossile par les géologues.

Les organismes vivants sont constitués de matière organique (les **parties molles**), avec ou sans squelette minéral (les **parties dures**).

La possibilité de fossilisation pour la partie molle est presque nulle parce qu'elle se décompose rapidement tandis que la fossilisation des parties dures est plus probable à avoir lieu.



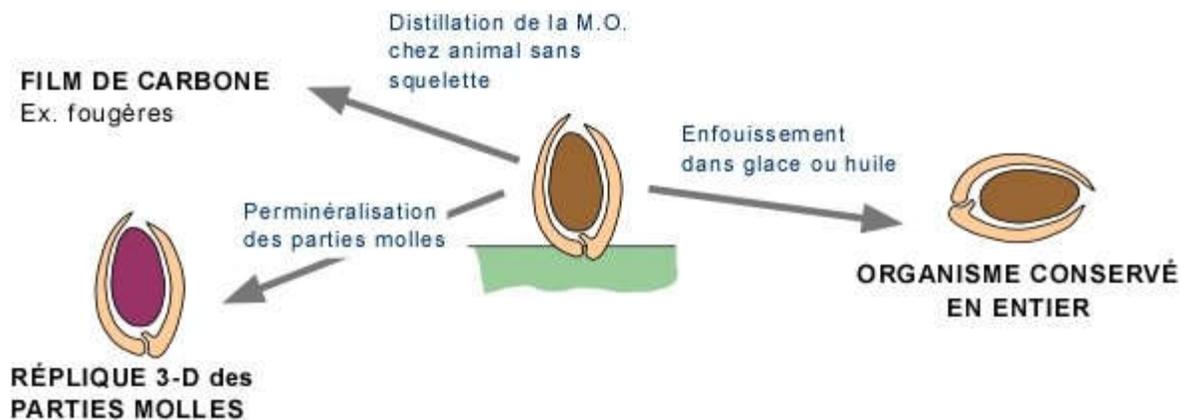
Source : <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s4/fossilisation.html>

Les organismes ne possèdent pas tous des parties dures et ils ne sont constitués que de parties molles, comme par exemple les vers de terre et les méduses.

De manière générale, le squelette des organismes est composé, soit de carbonate de calcium CaCO_3 , comme la plupart des coquillages, soit de silice (SiO_2), comme plusieurs éponges, soit de chitine, une matière qui ressemble à nos ongles, soit encore de phosphate, comme les os des mammifères comme les nôtres.

Voyons d'abord le cas très rare de la **fossilisation des parties molles**. Le potentiel de fossilisation des parties molles est très faible, ce qui implique que la représentation des organismes sans squelette minéral dans les archives géologiques que sont les couches sédimentaires et leur contenu est infime par rapport à la représentation des organismes à squelettes minéralisés. Ceci est une limitation certaine sur notre capacité à comprendre la vie ancienne.

Trois cas se présentent:



Cas 1 - Il peut arriver qu'exceptionnellement les organismes à corps mou (sans parties dures) soient fossilisés. Dans ces cas, la matière organique a été rapidement enfouie dans le sédiment, protégée ainsi de l'oxygénation et des prédateurs. Les volatiles, comme l'hydrogène, l'azote et l'oxygène ont été extraits, et seul le carbone a été conservé. Les parties molles de l'organisme ont donc été aplaties en un film de carbone où souvent les moindres détails sont conservés. Les fossiles de fougères ou de feuilles sont de bons exemples. L'extraordinaire faune du Schiste de Burgess dans le parc national de Yoho en Colombie britannique en est un autre bon exemple (voir section 4.4).

Cas 2 - La perminéralisation des parties molles est la meilleure façon de fossiliser ces dernières. Il s'agit d'une transformation de la matière organique en une substance minérale, une transformation qui doit se faire très tôt, immédiatement après la mort de l'organisme, et qui produit une réplique en 3-D des parties molles. Ainsi, la

phosphatation des parties molles conserve les moindres détails de ces parties. La silicification (transformation en silice) du [bois](#) est un autre bon exemple.

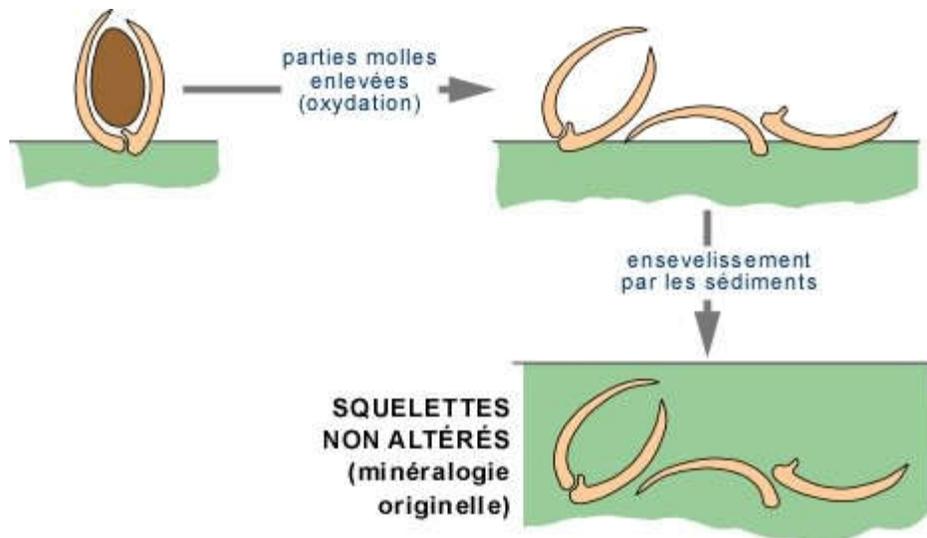
Cas 3 - Une autre façon de conserver les parties molles d'un organisme est d'enfouir ce dernier dans la glace (les mammouths fossiles de Sibérie), dans l'ambre (résine des arbres qui engloutit des insectes) ou encore dans l'huile (les bactéries fossiles dans les pétroles), préservant ainsi la matière organique de la putréfaction et de l'oxygénation.

On inclut dans la définition de fossile les pistes, les traces laissées par les organismes sur ou dans le sédiment. On parle alors d'ichnofossiles.



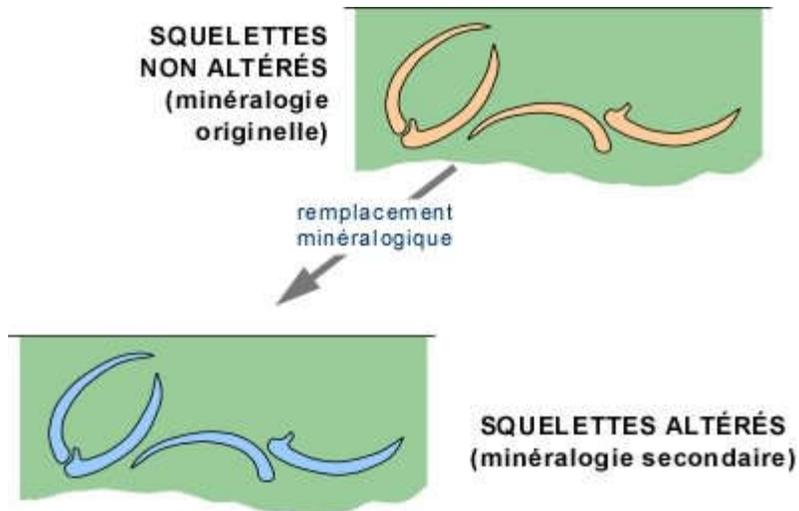
Il peut s'agir de [pistes](#) (les pas d'un dinosaures, d'un amphibiens, d'un crabe) ou de [traces](#) (impression sinueuse du déplacement d'un escargot, d'un serpent) laissées à la surface du sédiment et conservées lors de la transformation du sédiment en roche sédimentaire, ou de [structures de remobilisation](#) du sédiment (terriers variés) faites par les organismes fouisseurs. Tout comme aujourd'hui on peut, à partir des pistes laissées par l'assassin, déterminer son sexe, son poids, sa taille, etc., les paléontologues spécialisés en traces fossiles (les ichnologistes) arrivent souvent à associer ces traces, pistes et terriers aux organismes qui les ont faits.

Le cas le plus commun de fossilisation cependant est celui de la conservation des parties dures des organismes après leur enfouissement dans le sédiment.



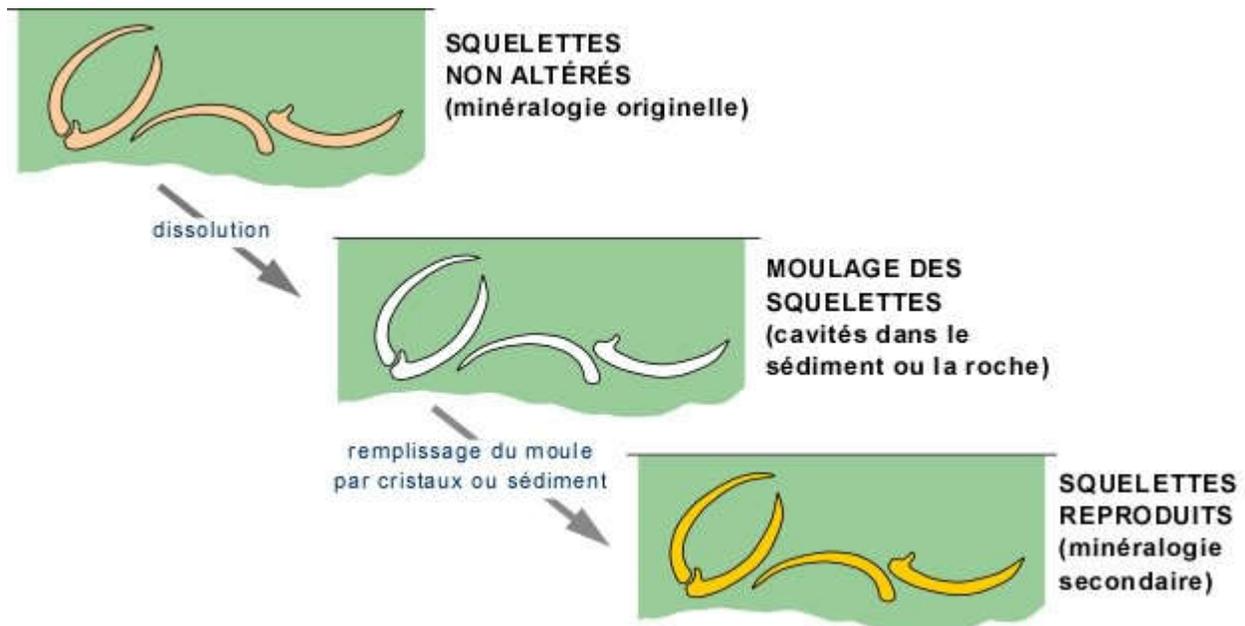
Le squelette (ici, des coquilles) est débarrassé de la matière organique par la prédation, la putréfaction et/ou l'oxygénation. Ce squelette sera maintenu à la surface du sédiment dans sa position originelle ou, le plus souvent, remobilisé et ses parties dispersées par les vagues, les courants ou les prédateurs, comme [on le voit souvent sur les plages](#). L'apport de sédiments (sables, boues) ensevelira progressivement [le squelette ou ses parties](#) qui conserveront souvent leur minéralogie originelle. La transformation du sédiment en roche sédimentaire (exemple, la transformation de sable à grès) produira, en bout de ligne, une roche contenant des fossiles dont la composition minéralogique sera celle du [squelette originel](#) de l'organisme. La structure même du squelette (macro- et microstructures) est alors très bien conservée.

Cette minéralogie originelle n'est pas toujours conservée; elle peut se transformer en une minéralogie secondaire.



Ainsi, un squelette de calcite ou d'aragonite peut être [transformé en silice](#), avec une excellente conservation de la macro-structure du squelette; par contre, la micro-structure du squelette (exemple, la fibrosité de la calcite chez les coquilles de brachiopodes) est détruite. La pyritisation de calcite ou d'aragonite produit parfois des [fossiles spectaculaires](#) (40K).

Il peut aussi arriver que les squelettes soient partiellement ou entièrement dissouts par l'eau qui circule dans la roche.



Cette dissolution laisse une cavité dans la roche qui a conservé la [forme du squelette](#). Cette cavité peut par la suite être remplie par un autre matériel, comme des ciments de calcite par exemple, ou encore même des sédiments très fins. Le fossile est donc dans ce cas représenté par un moulage du squelette original, avec évidemment une composition secondaire. Ce cas est fréquent chez les squelettes aragonitiques à l'origine; l'aragonite étant un minéral instable, elle est dissoute, puis la cavité résultante remplie d'un ciment de calcite (minéralogie stable).

Même les parties dures d'un animal peuvent être détruites par des processus naturels comme l'action d'une vague ou peut être mangée ou détruite par les autres organismes.

Les restes d'un organisme qui a survécu les processus biologiques et physiques naturels, doit être rapidement enfouies par les sédiments.

Les processus communs survenant après l'enfouissement comprennent l'altération chimique ou le remplacement et la compaction.