



Université Sultan Moulay Slimane
Faculté Polydisciplinaire
Béni-Mellal



Cours du Module de Géologie

Filière SVI-S2

GEODYNAMIQUE EXTERNE



Pr. Samira KRIMISSA

Faculté Polydisciplinaire

Partie I: CONCEPTS FONDAMENTAUX DE LA CLIMATOLOGIE

I. Définitions

La climatologie

La climatologie est la science du climat. Mais son domaine d'application n'est pas restreint au climat. Il s'agit d'une discipline beaucoup plus vaste. Elle emprunte à d'autres sciences des notions ou des résultats dont elle a besoin en faisant appel à des moyens techniques de plus en plus sophistiqués... On peut en citer quelques unes: toutes les sciences concernant l'atmosphère comme la physique, la chimie, mais également la biologie, l'agronomie, l'hydrologie, l'économie, l'informatique et surtout les statistiques pour le traitement et l'utilisation rationnelle des données.

Le temps et le climat

Le TEMPS est considéré comme l'état physique de l'atmosphère en un lieu donné et à un moment donné. Il se décrit en fonction de divers éléments météorologiques exprimés en valeurs instantanées (pression, température, ...) ou en valeurs moyennes ou cumulées sur des courtes périodes (vent: moyen du vent sur 10 minutes, durée d'insolation au cours d'une journée, etc.).

Le CLIMAT est l'aspect du temps sur une longue période en un domaine spatial déterminé. C'est un ensemble ordonné des états de l'atmosphère et de leurs interactions avec la surface sur une période donnée et sur une étendue déterminée.

L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) définit le climat comme: un ensemble d'éléments météorologiques pris sur une *période donnée* qui concourent à donner caractère et *individualité météorologiques* à un domaine spatial déterminé. Le climat sera donc caractérisé par différents critères statistiques des paramètres météorologiques. Ces paramètres sont appelés éléments du climat.

-

II. Le système climatique

Le système climatique comprend :

- *l'atmosphère*: constitué par l'enveloppe gazeuse (air sec, vapeur d'eau, impureté et autres gaz: gaz carbonique, ozone, etc.)
- *l'hydrosphère*: comprend l'ensemble de toutes les étendues liquides (océans, mers, cours d'eau, étendues lacustres, fleuves, ..)
- *la cryosphère*: constituée par l'enveloppe glaciaire ou neigeuse (calottes glaciaires, polaires ou montagneuses, banquises et glaces de mer, étendues neigeuses,..).
- *la lithosphère*: comprend les éléments de l'enveloppe corticale rocheuse (masses continentales) et les aérosols.
- *la biosphère*: constituée par l'ensemble des êtres vivants (couvert végétal, monde animal, activités humaines ...).

Remarque: Ces différents éléments du système climatique ont été rangés par ordre d'importance décroissante sur le climat à échelle globale de la planète. Mais, à échelle plus réduite, chacun de ces éléments peut tenir un rôle déterminant.

III. Notions d'échelle d'espace et de temps:

Il est nécessaire en climatologie de bien préciser l'échelle d'espace et l'échelle de temps choisi. Les valeurs représentatives des éléments du climat sont fonction de la période et du domaine spatial étudiés.

Il est d'usage en climatologie de définir quatre échelles spatio-temporelle principales, associées à quatre termes désignant le climat:

- **L'échelle globale ou planétaire:** associée au terme « climat global »:
 - Echelle de temps: 1 semaine et plus.
 - Echelle d'espace: 10 000 kilomètres à tout le globe
- **La grande échelle ou échelle synoptique:** associée au terme « climat régional »:
 - Echelle de temps: 12 heures à une semaine.
 - Echelle d'espace: 100 à 10 000 kilomètres.
- **La moyenne échelle ou méso-échelle:** associée au terme « topo climat » ou « climat local »:
 - Echelle de temps: 1 à 12 heures.
 - Echelle d'espace: 1 à 100 kilomètres.

- **La petite échelle ou micro échelle:** associée au terme « microclimat » :
 - Echelle de temps: 1 seconde à 1 heure.
 - Echelle d'espace: inférieure à un kilomètre.

IV. Eléments et Facteurs du climat:

Les éléments du climat: des paramètres physiques et des observations visuelles qui caractérisent le climat: ils résultent : soit directement de la lecture ou de l'enregistrement d'un appareil de mesure: thermomètre, pluviomètre, ... soit des observations visuelles codifiées directement par l'observateur: on peut citer par exemple la détermination de la couverture nuageuse ou de la morphologie du type de nuages.

D'autres éléments interviennent dans la caractérisation climatique mais ne font pas l'objet de relevés systématiques dans les stations météorologiques: champ électrique de l'atmosphère, radioactivité de l'air, sa composition chimique, sa teneur en micro-organismes, etc.

Les facteurs du climat: ceux sont des facteurs qui agissent sur la variabilité des éléments du climat. On distingue :

- Les facteurs astronomiques : qui font intervenir la rotation de la Terre sur elle même et autour du soleil, entraînant une variation de la quantité d'énergie solaire reçue au niveau de la surface Terrestre au cours d'une journée et au cours de l'année.
- Les facteurs météorologiques : qui tiennent compte de la circulation générale, de l'effet des masses d'air, etc.
- Les facteurs géographiques : qui regroupent l'effet d'altitude, de la position par rapport à la mer, etc.
 - Les facteurs anthropogéniques : parmi lesquels le rejet de gaz carbonique dans l'atmosphère tient un rôle important.

L'atmosphère

L'atmosphère est l'enveloppe gazeuse la plus externe de notre planète. composée d'azote N₂ (78%), d'oxygène O₂ (21%), d'argon (1%), de gaz carbonique (398ppmv), d'eau (0.5 à 5%) et de divers gaz rares dont l'ozone (Tableau 1).

Sa présence est tout de même révélée par la couleur bleue du ciel. Les molécules absorbent une partie du rayonnement électromagnétique émettent un rayonnement vers le bleu.

Une partie seulement de l'énergie solaire atteint donc la surface de la Terre et cela contrôle tous les processus physiques et biologiques photosensibles. De même, une partie seulement du rayonnement tellurique infra-rouge s'échappe vers l'espace. L'atmosphère joue un rôle de filtre dans les deux sens. La limite entre l'atmosphère terrestre et l'atmosphère solaire n'est pas définie précisément (Figure 1), elle correspond à la distance où le gaz atmosphérique ne subit pas d'attraction terrestre et l'action de son champ magnétique

Tableau 1 : **Composition chimique de l'air**

Gaz constituants de l'air sec	Volumes (en %)	Masses molaires
Azote (N ₂)	78,09	28,016
Oxygène (O ₂)	20,95	32
Vapeur d'eau (H ₂ O)	0,1 à 5	18,01
Argon (A)	0,93	39,944
Dioxyde de carbone (CO ₂)	0,035	44,01
Néon (Ne)	1,8 10 ⁻³	20,183
Hélium (He)	5,24 10 ⁻⁴	4,003
Krypton (Kr)	1,0 10 ⁻⁴	83,07
Hydrogène (H ₂)	5,0 10 ⁻⁵	2,016
Xénon (Xe)	8,0 10 ⁻⁶	131,3
Ozone (O ₃)	1,0 10 ⁻⁶	48
Radon (Rn)	6,0 10 ⁻¹⁸	222

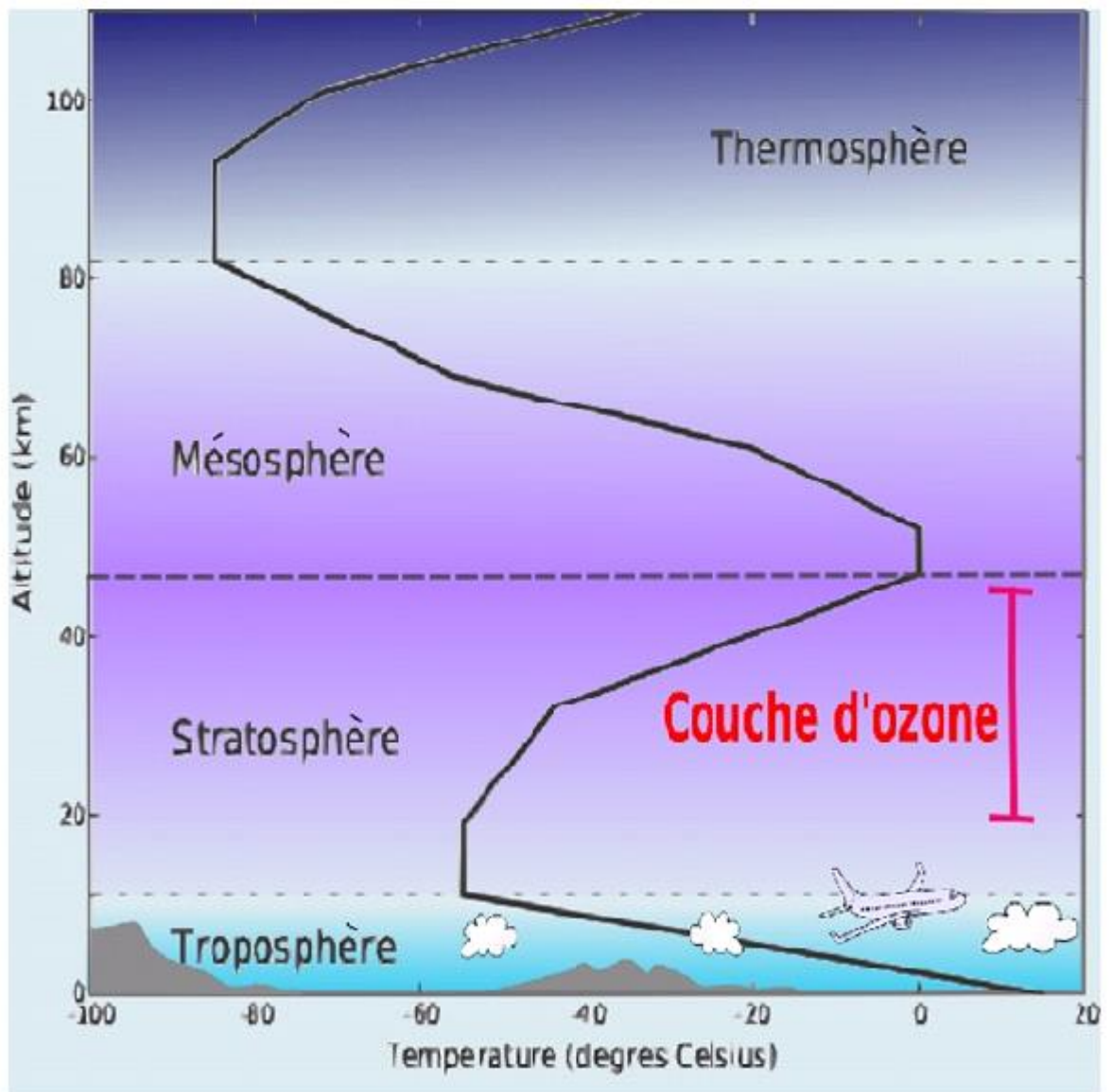


Figure 1 : Les différentes couches de l'atmosphère.

La radiation solaire

Le **rayonnement solaire** est la quantité d'énergie du soleil qui est reçue sur une certaine surface et un certain temps.

Le spectre visible ou spectre optique (Figure 2) peut aussi être appelé spectre lumineux est la partie du spectre électromagnétique qui est visible pour l'œil humain, c'est-à-dire une représentation de l'ensemble des composantes monochromatiques de la lumière visible.

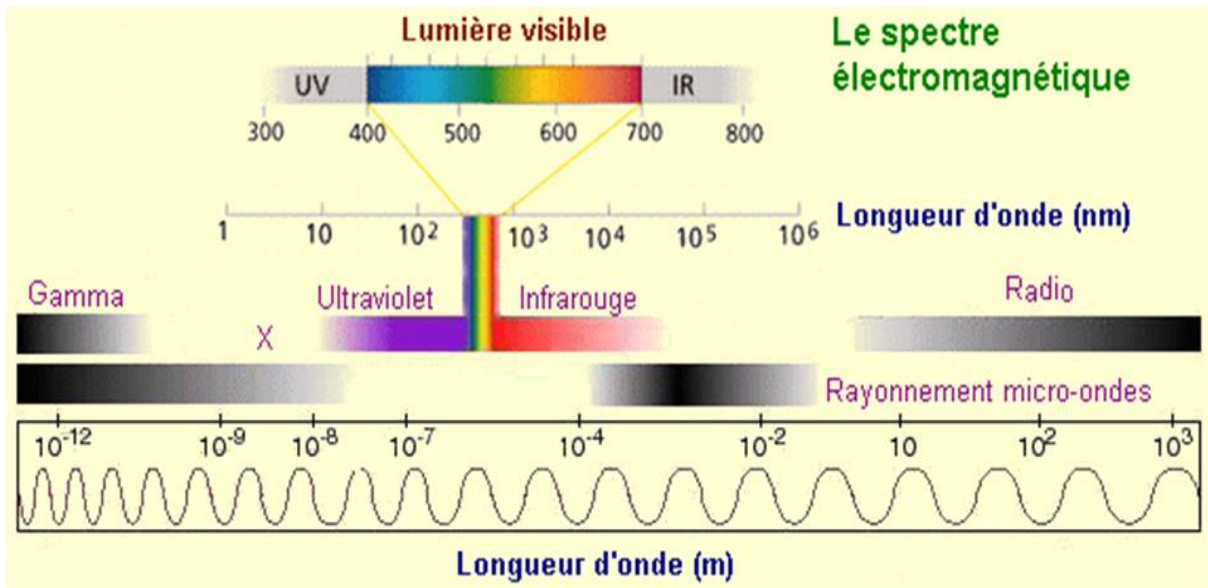


Figure 2 : Le spectre lumineux

La combinaison de toutes les couleurs spectrales produit la lumière blanche (Figure 3), comme celle provenant du soleil ou de la plupart des sources de lumière artificielle. Il arrive parfois que l'on puisse observer les lumières colorées individualisées sous certaines circonstances. Cela se produit naturellement lorsque les gouttelettes de pluie décomposent la lumière en sept couleurs de l'arc en ciel, ou lorsque la lumière blanche est réfractée à travers un prisme.

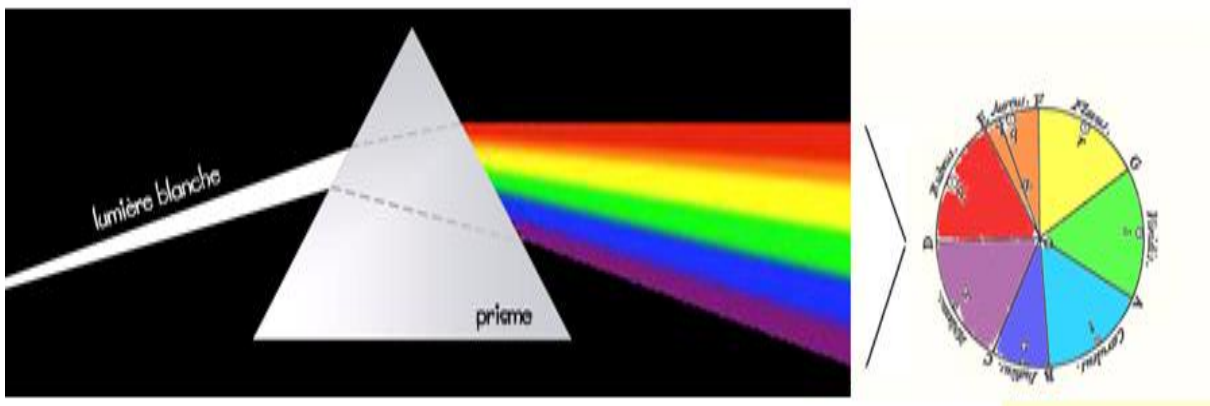


Figure 3 : décomposition de la lumière blanche

Evolution de la radiation solaire dans l'atmosphère (Figure4)

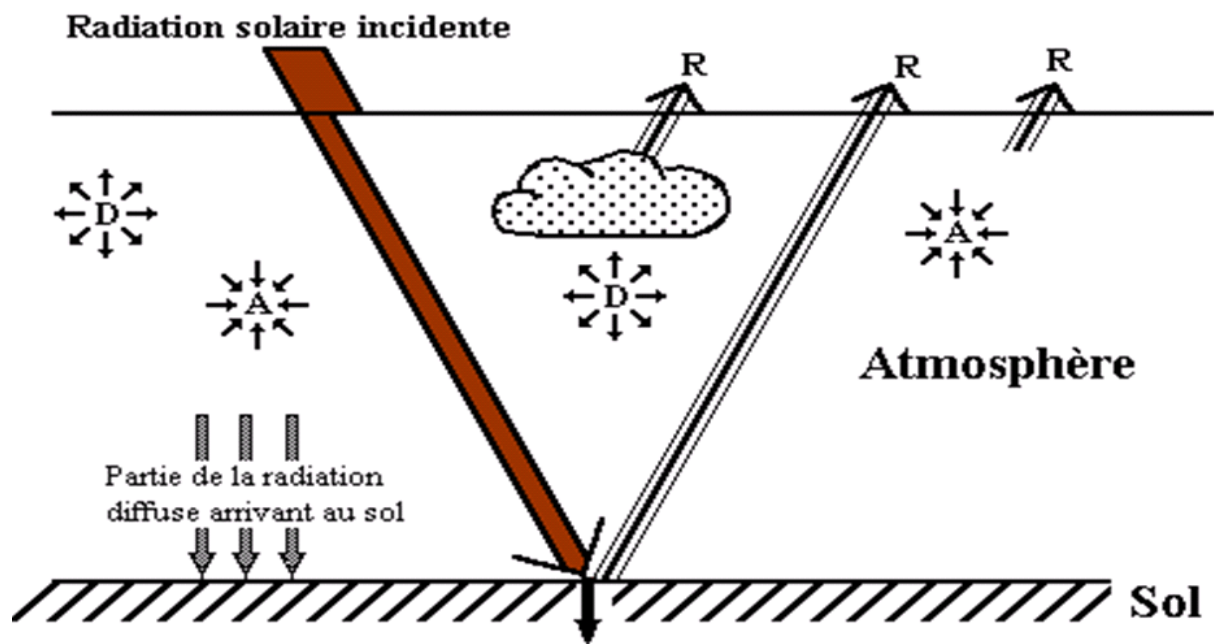


Figure 4 : Evolution de la radiation solaire

L'albédo est le pouvoir réfléchissant d'une surface, soit le rapport de l'énergie lumineuse réfléchie à l'énergie lumineuse incidente.

Type de surface	Albédo (0 à 1)	Albédo en %
Surface de lac	0.02 à 0.04	2 à 4
Forêt de conifères	0.05 à 0.15	5 à 15
mer	0.05 à 0.15	5 à 15
Sol sombre	0.05 à 0.15	5 à 15
Sable léger et sec	0.25 à 0.45	25 à 45
Glace	0.30 à 0.40	30 à 40
Neige fraîche	0.75 à 0.90	75 à 90
Albédo moyen de Terre	0.30	30
Type de surface	Albédo (0 à 1)	Albédo en %

Tableau 2 : Quelques valeurs d'albédo

L'albédo est une valeur physique qui permet de connaître la quantité de lumière solaire incidente réfléchiée par une surface (Figure 5).

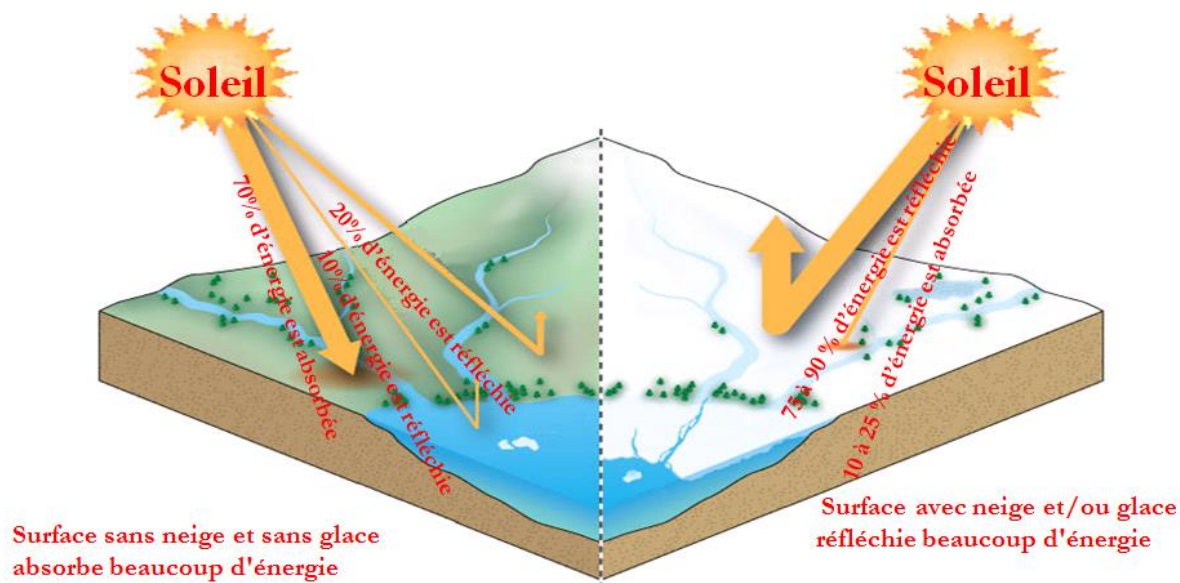


Figure 5 : Comportement de la terre vis-à-vis du rayonnement solaire

Distribution de l'énergie solaire à la surface de la Terre

La révolution de la Terre autour du Soleil, la rotondité de la Terre et l'inclinaison de l'axe de rotation journalière de la Terre.

L'influence de la latitude

Trois paramètres interviennent dans la répartition latitudinale de l'énergie solaire au sol :

- La durée d'illumination ;
- L'angle d'inclinaison des rayons par rapport au sol ;
- La traversée de l'atmosphère.

L'inégale répartition de l'énergie solaire reçue par l'atmosphère et par la Terre, à l'origine des climats, provoque le déplacement de la chaleur des zones excédentaires équatoriales vers les plus hautes latitudes. Ce transfert d'énergie calorifique est assuré par les vents et le cycle de l'eau. De plus, les océans, importants régulateurs thermiques, emmagasinent,

transportent et restituent en partie la chaleur à l'atmosphère. Cette circulation générale de l'air troposphérique est également influencée par la rotation de la Terre.

Répartition du rayonnement solaire (Figure 6)

En raison de la sphéricité de la Terre, l'apport d'énergie solaire varie selon la latitude : plus important au niveau de l'équateur, plus faible au niveau des pôles.

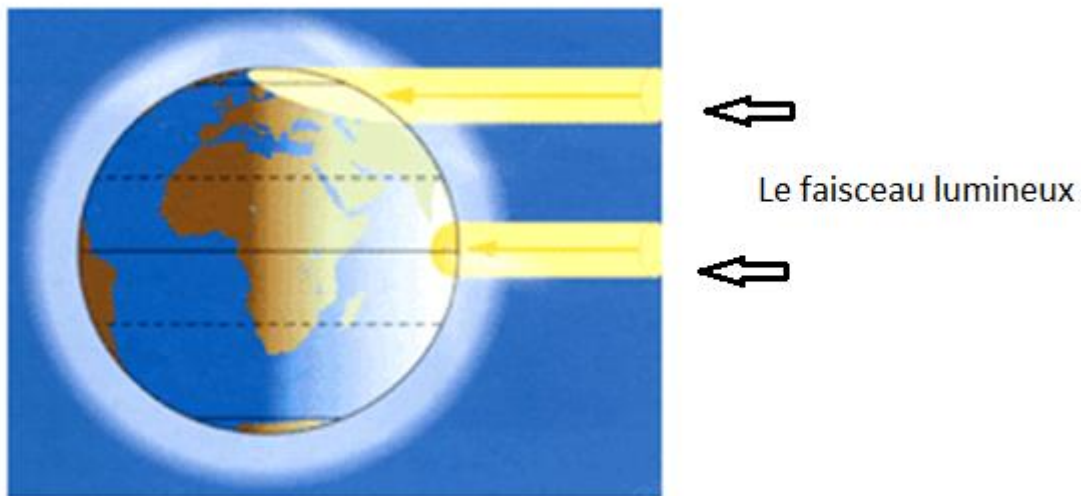


Figure 6 : Répartition du rayonnement solaire

Localisation	Équateur	Bordeaux	Oslo	Pôle Nord
Latitude	0°	45°N	60°N	90°N
Angle d'incidence*	90°	45°	30°	1°
Surface recevant l'énergie	1 m ²	1,4 m ²	2 m ²	57 m ²

Relation entre l'angle l'inclinaison et la répartition de l'énergie au sol

Pour la même quantité d'énergie solaire arrivant au sol, la surface réchauffée sera plus petite à l'équateur qu'aux pôles. La quantité d'énergie reçue par unité de surface au niveau du sol sera donc plus grande à l'équateur qu'aux pôles.

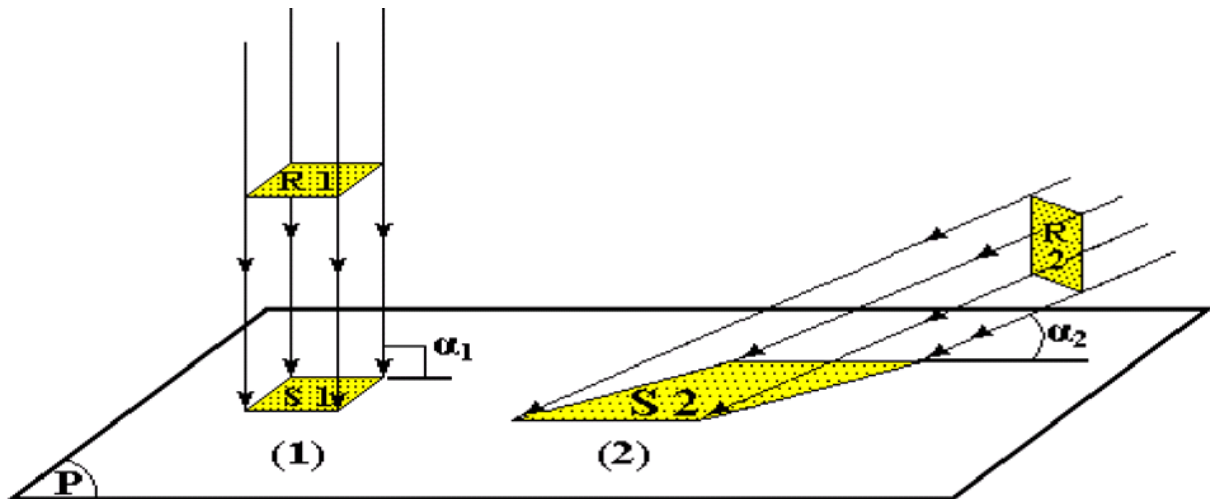


Figure 7 :

Le bilan radiatif terrestre est la différence entre l'énergie reçue par la Terre (rayonnement solaire incident) et l'énergie renvoyée (rayonnement solaire réfléchi + rayonnement terrestre infrarouge). Cette inégalité du bilan énergétique explique en partie la répartition zonale des températures à la surface de la Terre et donc la répartition des climats selon la latitude : chauds en zones intertropicales, froids en zones polaires.

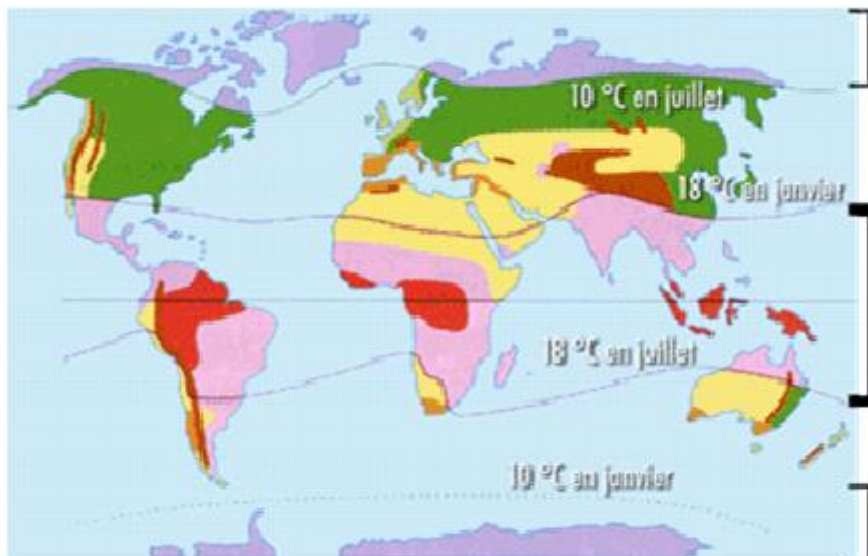


Figure 8 :

D'autre part, plus on se rapproche des pôles, plus les rayons solaires doivent parcourir une grande distance dans l'atmosphère où ils perdent de leur énergie. Au final, la quantité d'énergie reçue est par exemple deux fois plus importante à l'équateur qu'à 60° de latitude.

Les saisons

Une **saison** est une période de l'année qui observe une relative constance du climat et de la température. D'une durée d'environ trois mois

Selon une idée reçue assez courante, les saisons dépendraient de la distance Terre-Soleil, la Terre étant plus proche du Soleil en été qu'en hiver. Cette idée est fautive, car elle n'explique ni les variations de la durée du jour, ni l'inversion des saisons entre les hémisphères austral et boréal. La distance moyenne Terre-Soleil est de 150 millions de kilomètres avec une variation annuelle de plus ou moins 2,5 millions de kilomètres (soit 1,6 %).

La trajectoire de la Terre autour du Soleil et l'inclinaison de l'axe de rotation journalière de notre planète par rapport à son plan orbital (plan de l'écliptique) sont à l'origine des variations saisonnières du climat. Au cours de l'année, en fonction de la position de la Terre sur son orbite, les différents points à la surface de la Terre ne reçoivent pas la même quantité de rayonnement solaire.

Pour expliquer la variation de la durée de la journée, nous avons utilisé une boule de polystyrène et une lampe.

La durée de la journée varie car l'axe de rotation de la Terre est incliné.

Quand le pôle Nord est incliné vers le Soleil, la durée de la nuit est plus courte que la durée de la journée dans l'hémisphère nord car plus de la moitié de l'hémisphère nord est éclairé.

Quand le pôle Sud est incliné vers le Soleil, la durée de la nuit est plus longue que la durée de la journée dans l'hémisphère nord car moins de la moitié de l'hémisphère nord est éclairé.

Il faut donc que la Terre tourne autour du Soleil pour que ce soit le pôle Nord qui se trouve incliné vers le Soleil, puis le pôle Sud

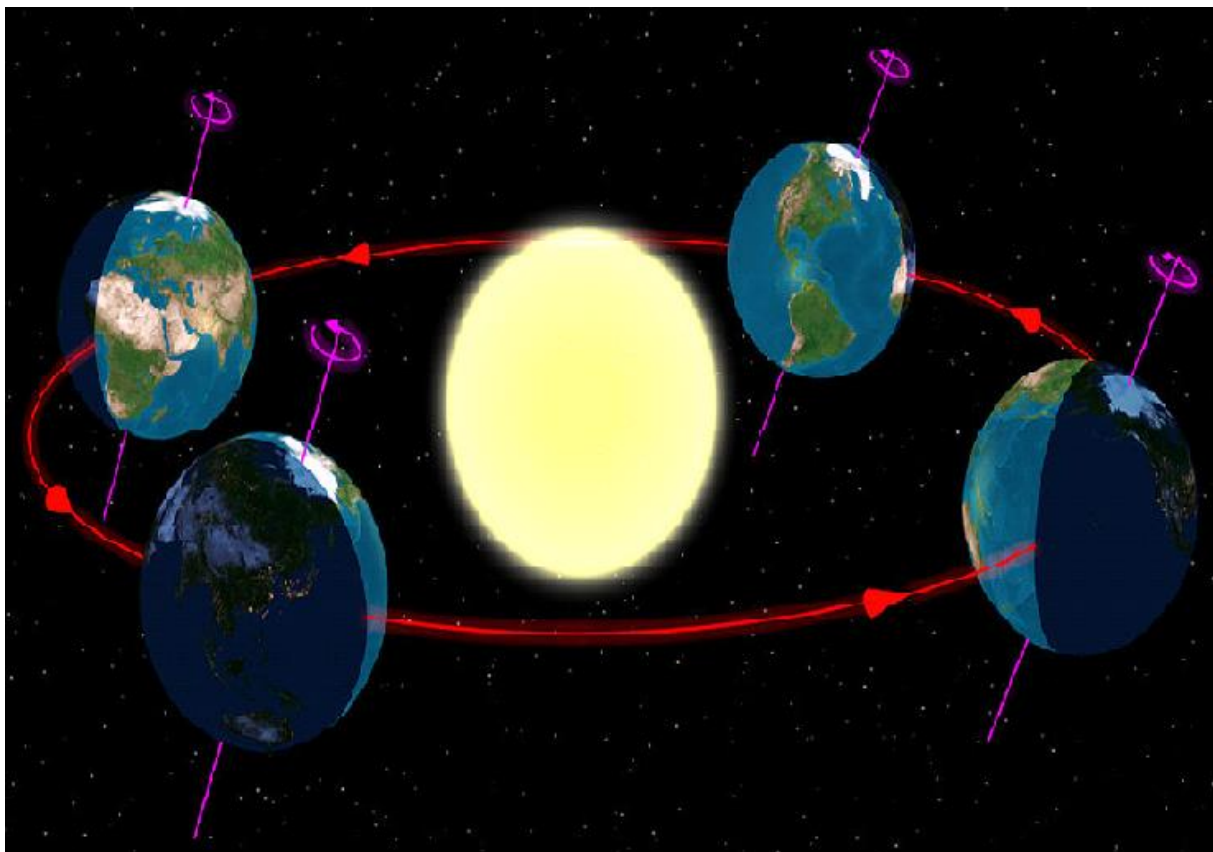
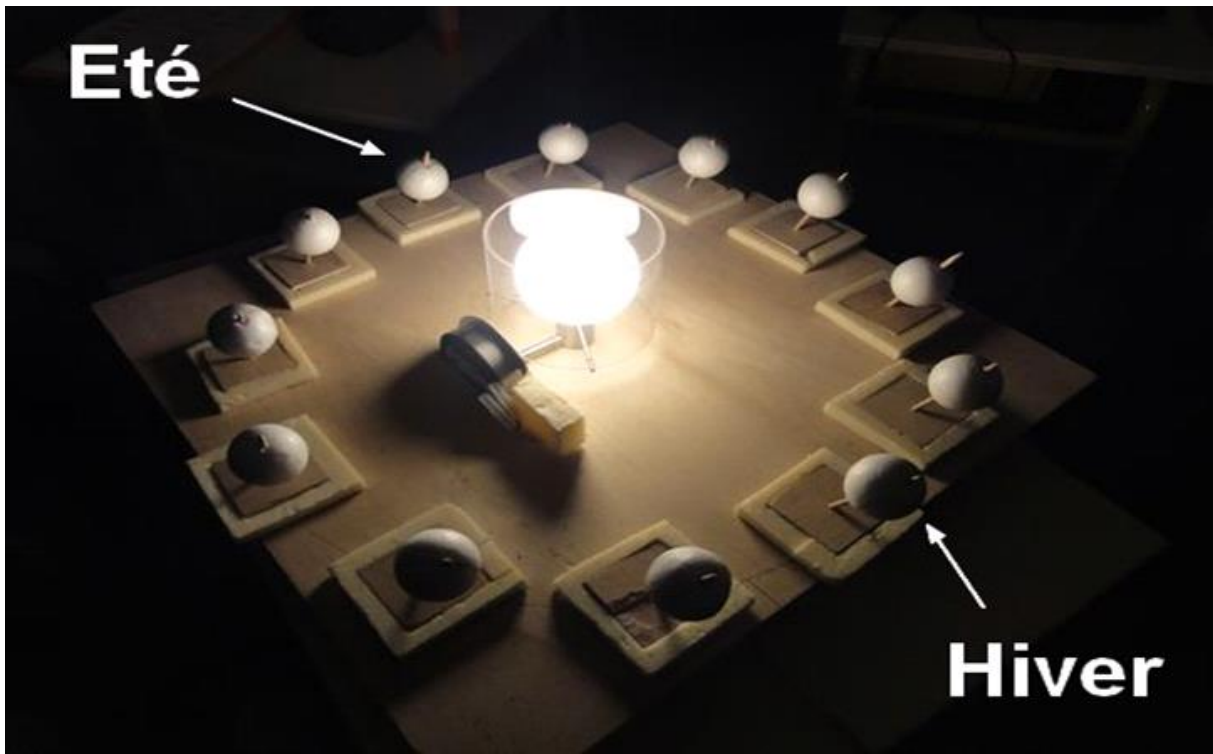


Figure 9 :

Au cours de l'année, en fonction de la position de la Terre sur son orbite, les différents points à la surface de la Terre ne reçoivent pas la même quantité de rayonnement solaire. Plus les rayons arrivent perpendiculairement au sol, plus il fait chaud ; plus ils arrivent obliquement, moins il fait chaud.

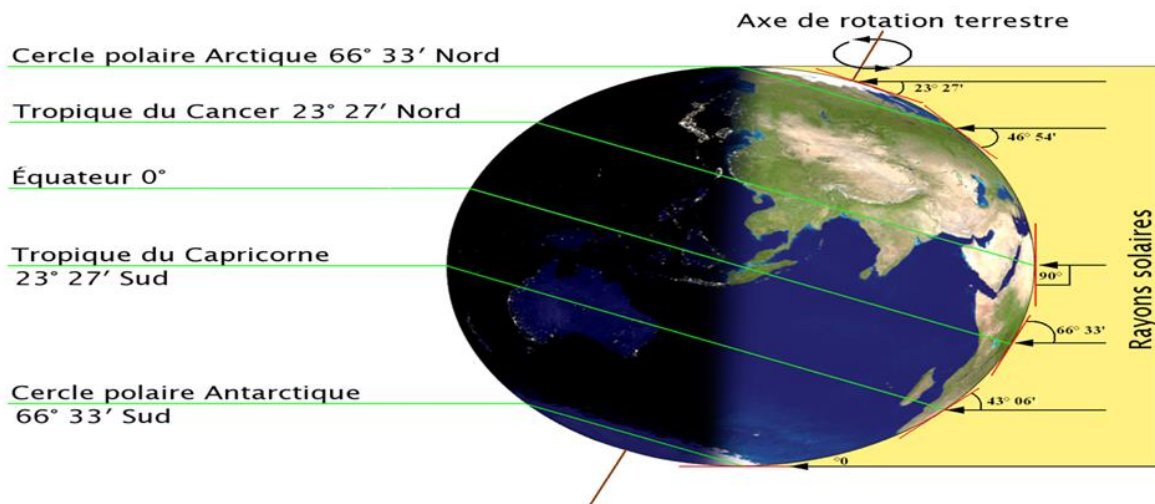


Figure 10 :

La structure de l'année calendaire en quatre saisons ne s'applique pas partout ; elle est caractéristique des régions de la zone tempérée. En revanche, entre les deux tropiques par exemple, le Soleil est toujours suffisamment proche de la perpendiculaire pour que la différence de température entre été et hiver ne soit pas très marquée. Il n'y a alors souvent que deux «saisons» (au sens climatique) : une saison des pluies et une saison sèche, et le climat y est tropical (ou parfois désertique, selon la situation géographique).

La Température

La latitude

Les météorologues ont divisé la terre en 5 parties. Chacune de ces 5 parties ont une durée de jour et des températures assez semblables pour toutes les régions qui en font partie.

La zone torride. Elle est comprise entre les deux tropiques et l'équateur la coupe en son milieu. La durée du jour et de la nuit ne change pas beaucoup et à l'équateur, le soleil est toujours à la verticale. Dans cette partie du globe, il n'y a pas de vraie saison froide et les températures sont toujours élevées.

Les parties tempérées australe et boréale. Elles sont comprises entre les deux tropiques et les deux cercles polaires. La durée du jour et le réchauffement varient beaucoup au cours de l'année et entraînent des différences entre les saisons.

Les deux régions polaires. Elles correspondent aux calottes polaires. La durée du jour et de la nuit y est très longue. Aux pôles, il n'y a qu'une seule longue nuit et un seul jour de six mois. Les rayons du soleil arrivent très inclinés, ce qui donne des températures très basses toute l'année.

Les différentes latitudes terrestres.

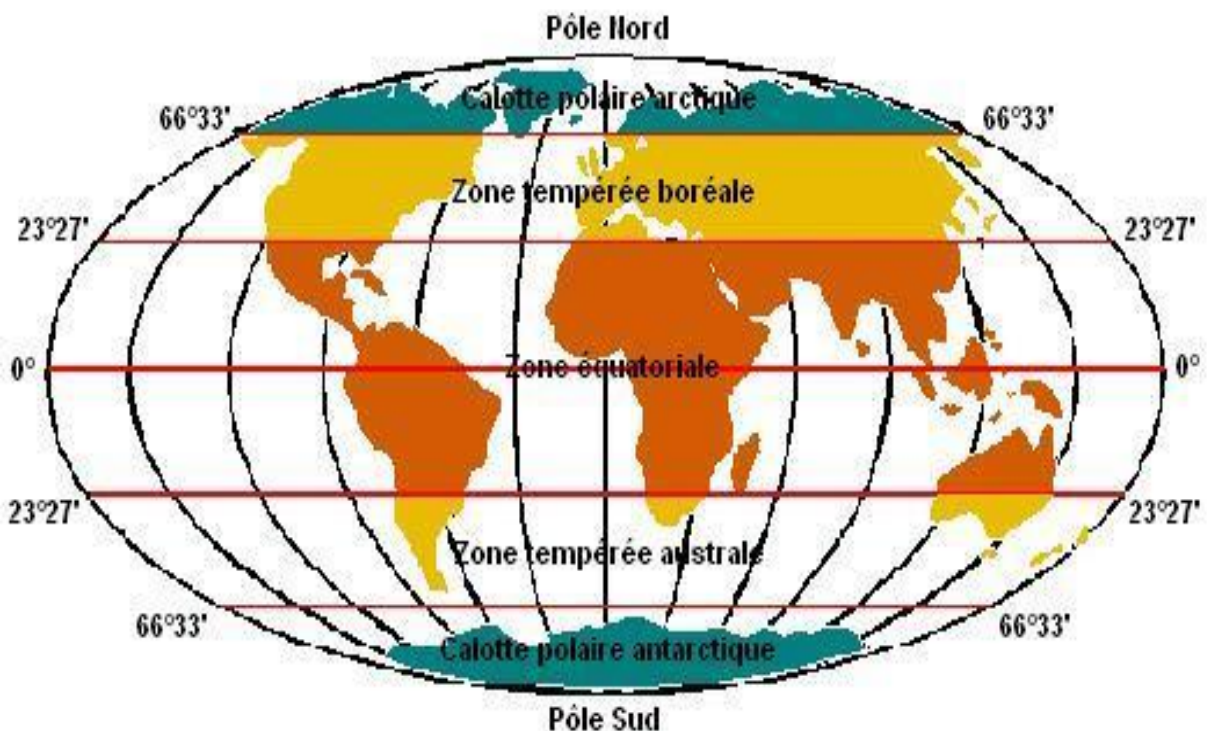


Figure 11

Fluctuation de l'équateur thermique

En fonction de la position de la Terre par rapport au Soleil sur son orbite, la zone qui reçoit les rayons du Soleil de façon perpendiculaire se modifie donc. Plus les rayons arrivent proches de la perpendiculaire plus il fait chaud.

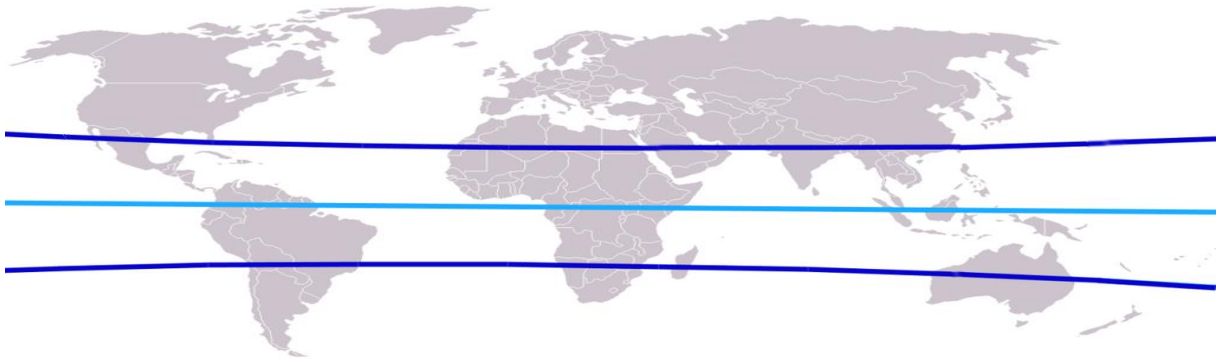


Figure 12 :

En réalité, l'équateur thermique se situe entre le 5° N et le 15° N, au moins pour ce qui concerne les terres émergées. En ce qui concerne les océans, l'équateur thermique est plus proche de l'équateur géographique.



Figure 13 :

Le vent

Action de la continentalité

La roche présente une faible conductivité :

- s'échauffe et se refroidit rapidement ;
- seule la couche superficielle des continents est réchauffée.

L'eau présente une conductivité importante :

- s'échauffe et se refroidit lentement ;
- la couche réchauffée des océans est beaucoup plus épaisse ;
- les océans emmagasinent l'énergie et réduisent fortement l'amplitude des variations de température.

Mouvements horizontaux

Le moteur principal des mouvements atmosphériques est le Soleil. Celui-ci réchauffe la surface de la Terre, qui réchauffe à son tour l'air ambiant. Au contact de la surface terrestre, les masses d'air se réchauffent et ont tendance à monter car l'air chaud est moins dense que l'air froid. Au niveau du sol, se produit alors une dépression, ou basse pression. Les masses d'air froid ont, elles, tendance à descendre et à former des anticyclones, ou hautes pressions, au niveau du sol. En s'élevant l'air chaud se refroidit et, lorsqu'il redescend vers le sol, il se réchauffe à nouveau.

La pression à la surface de la Terre

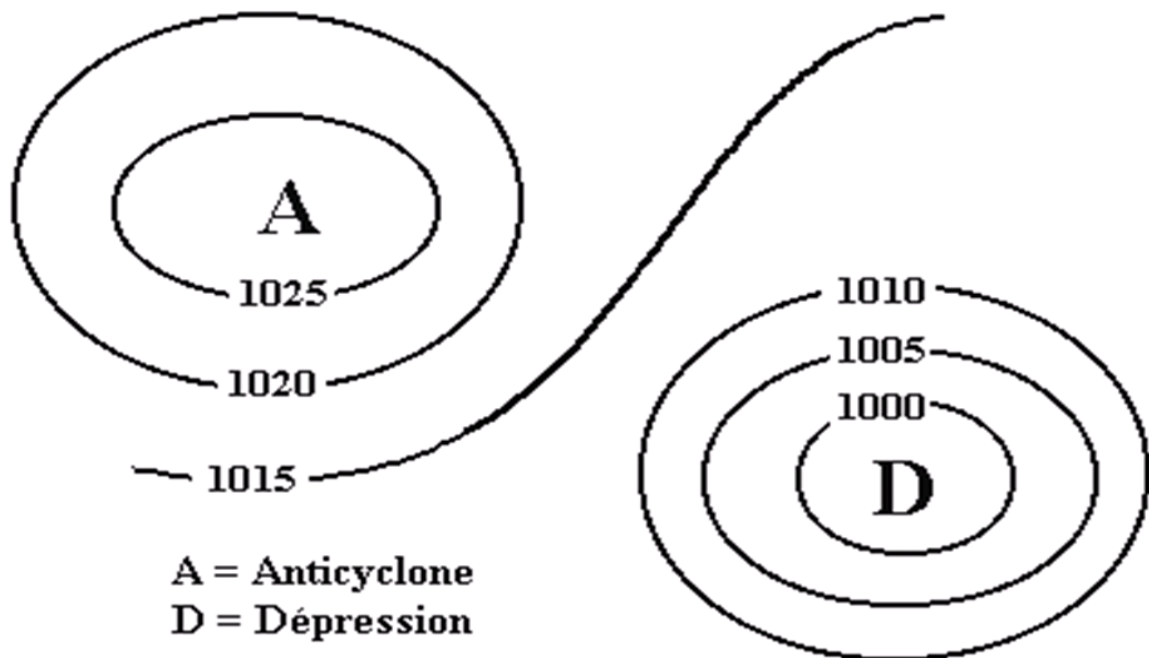


Figure 14 : Variation de la pression à la surface de la terre

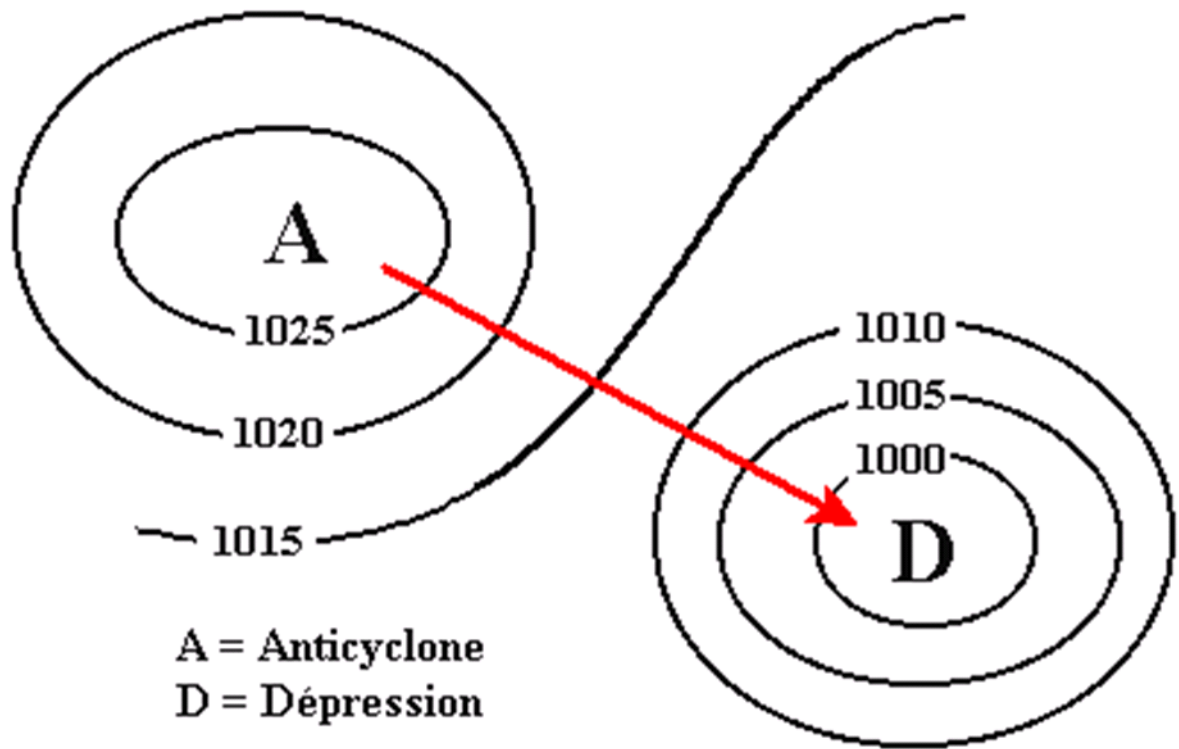


Figure 15 : Variation de la pression à la surface de la terre en absence de la rotation de la Terre

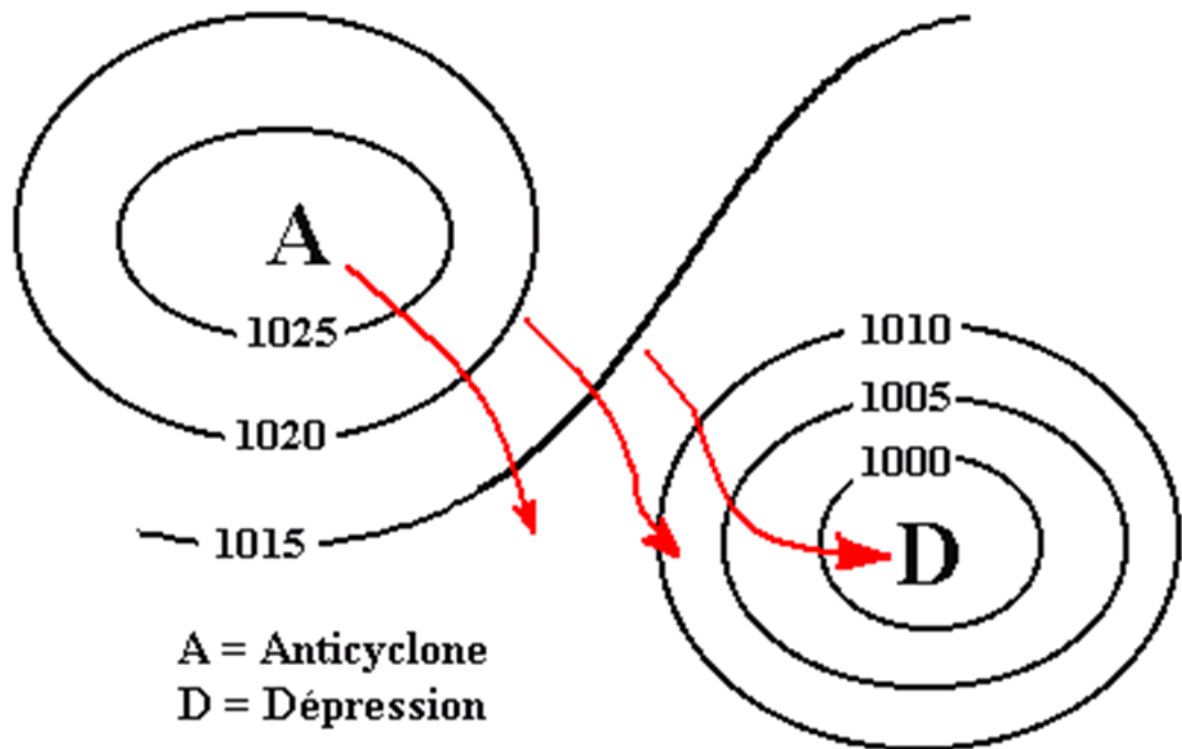


Figure 16 : Influence de la rotation de la Terre (force de Coriolis) sur la circulation des vents dans l'hémisphère nord

Trois cellules qui vont s'organiser dans chaque hémisphère. L'air chaud et humide qui monte du sol dans les régions de basses pressions équatoriales se déplace vers les pôles Nord et Sud de part et d'autre de l'équateur en se refroidissant. Vers 30° cet air tropical rencontre l'air froid polaire, redescend en surface et revient vers l'équateur sous forme d'alizés. Cette cellule tropicale transfère la chaleur de l'équateur vers les tropiques. Entre 30 et 60° une cellule inverse se met en place, marquée par des vents du sud au nord au sol et, plus au nord, l'air froid et dense s'écoule vers les latitudes tempérées formant la troisième cellule.

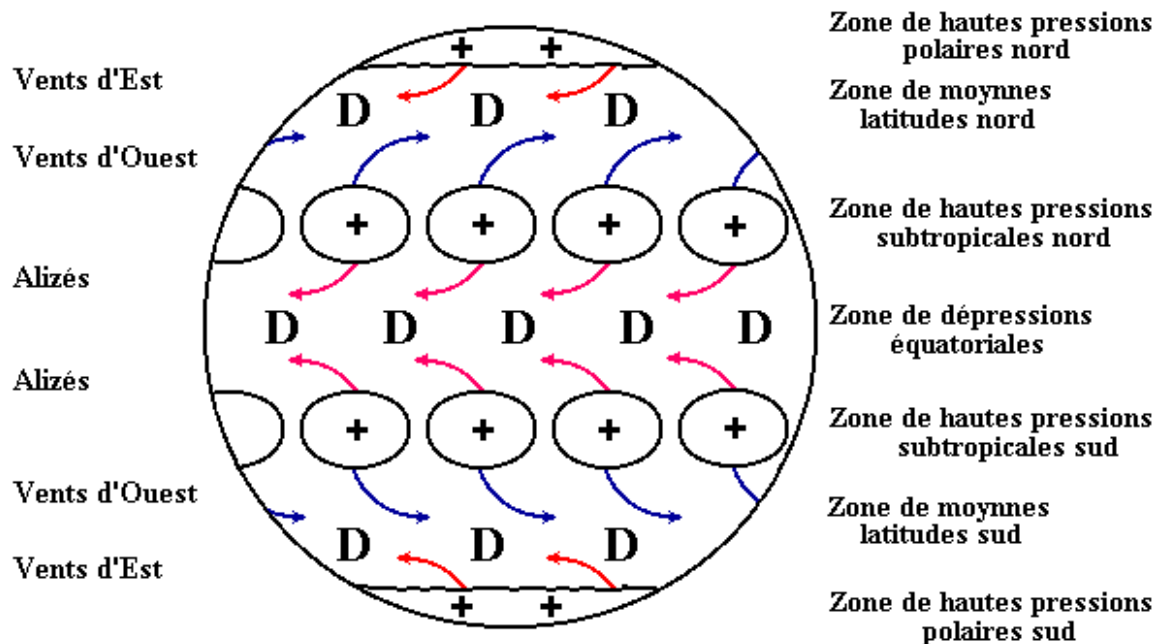


Figure 17. : Circulation globale au sol

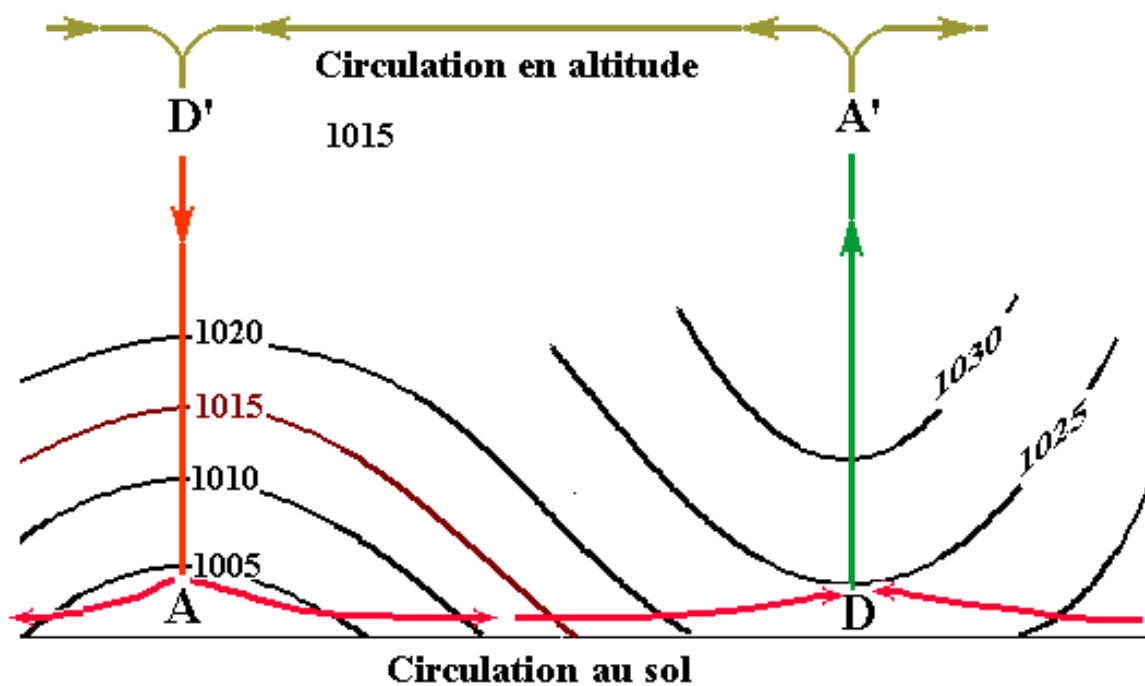


Figure 18 : Circulation atmosphérique en un point

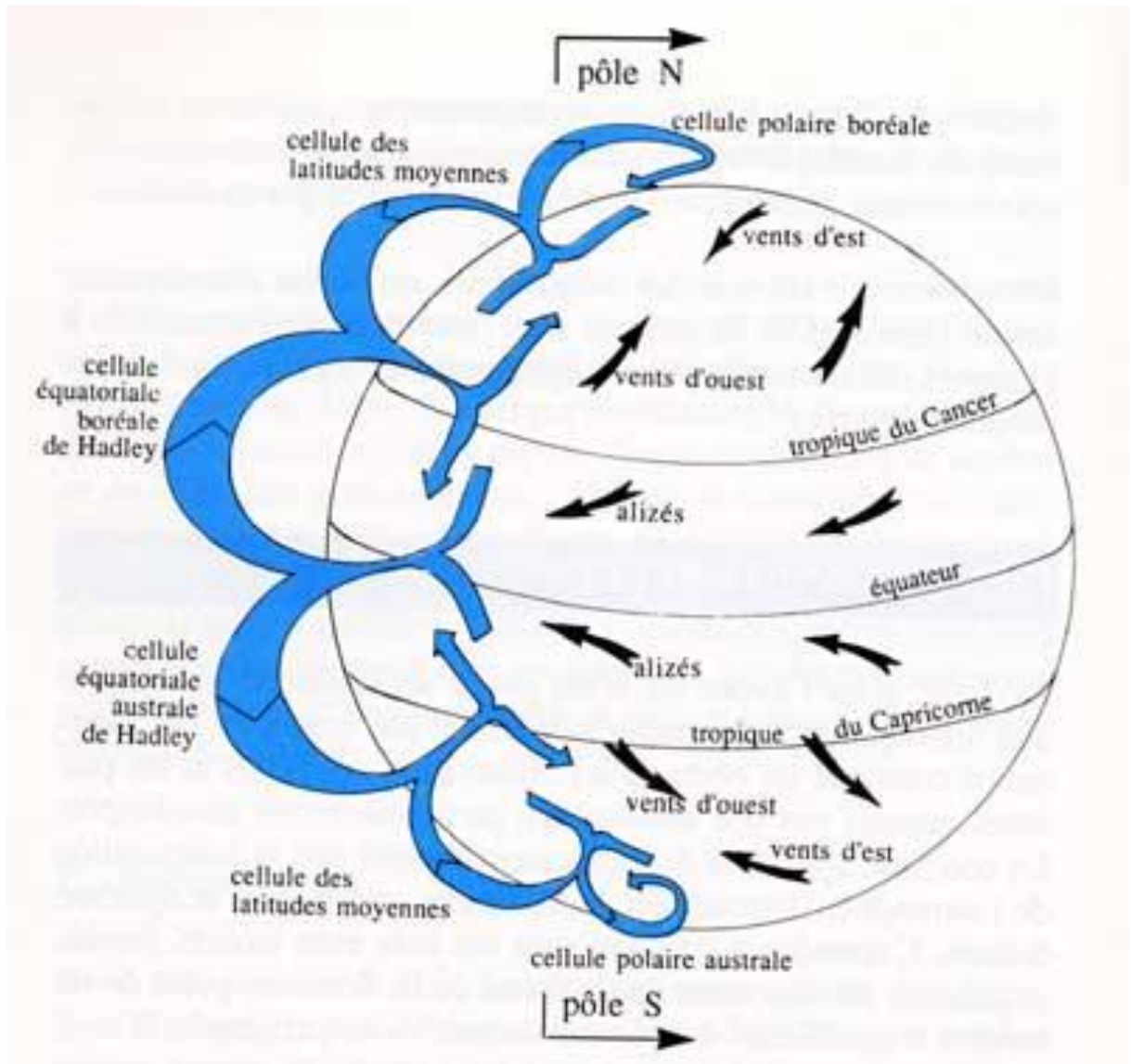


Figure 19 : Circulation atmosphère globale

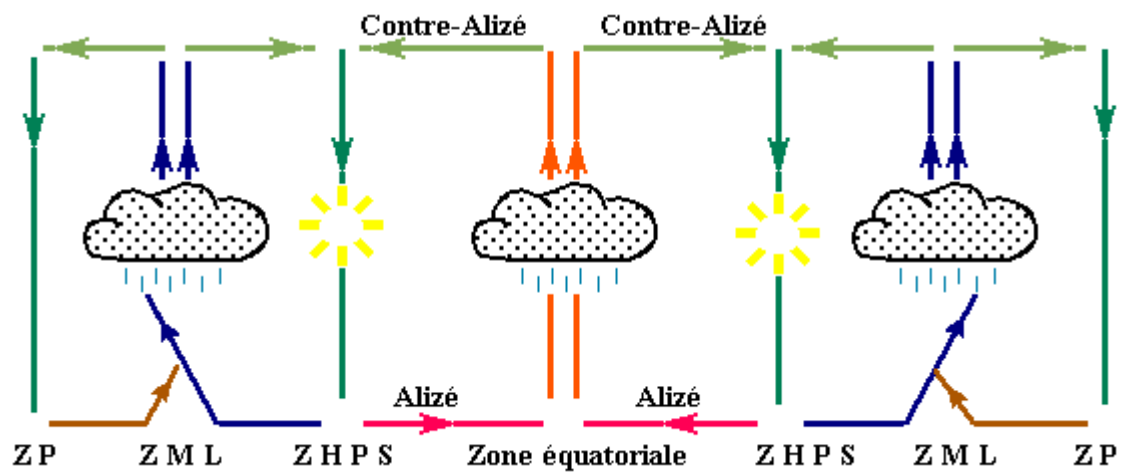


Figure 20 Les différentes zones climatiques

Les différents agents atmosphériques (radiation, température, pression, précipitation, vents...) permettent de différencier plusieurs zones climatiques dont les principales sont représentées sur les figures ci-dessous.

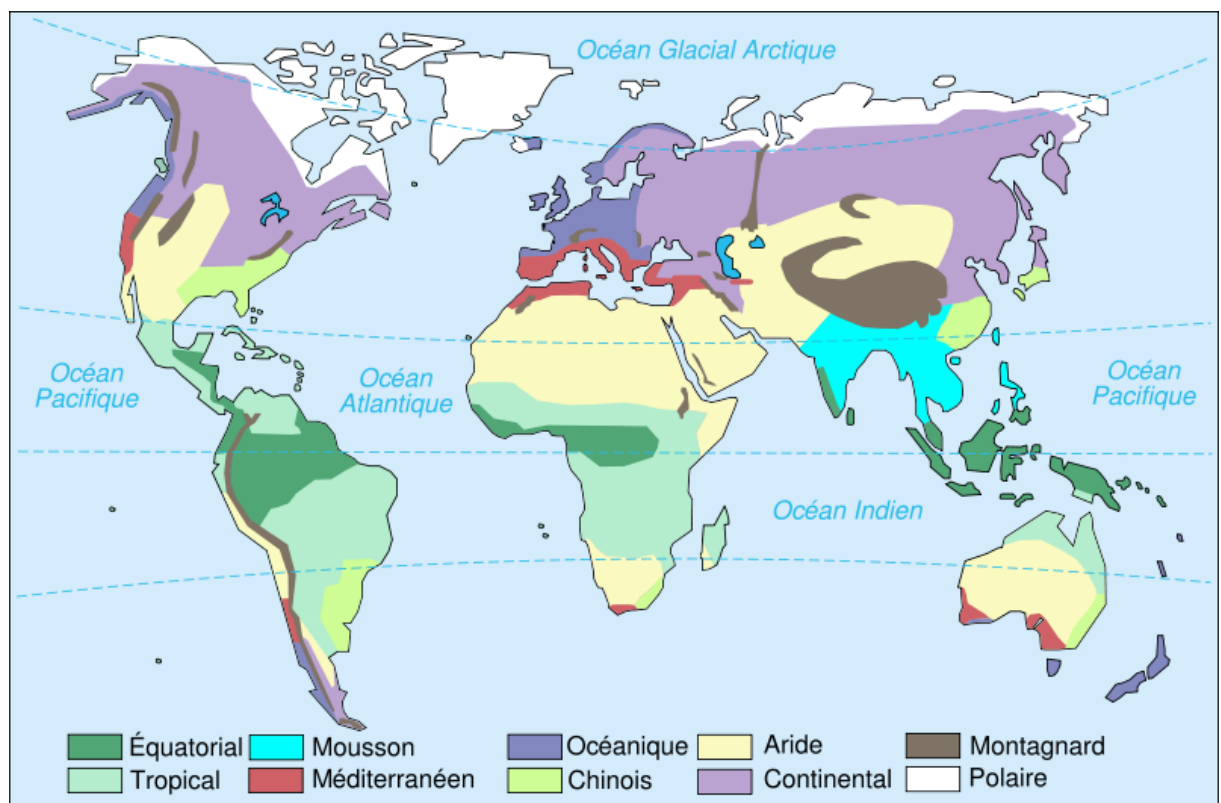
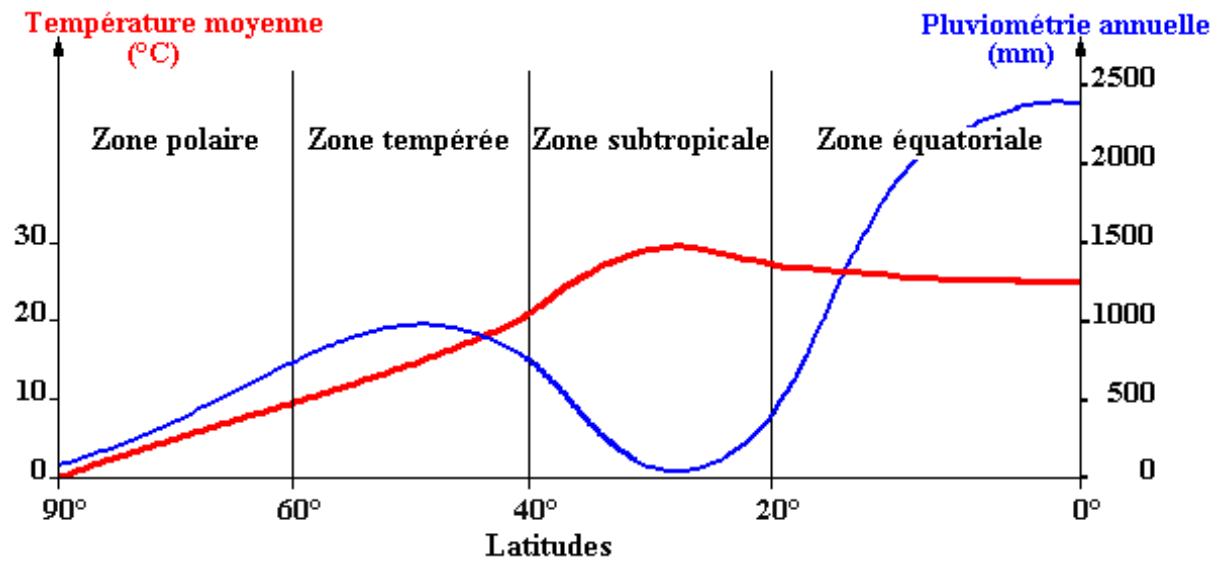


Figure 21 : Les différentes zones climatiques

Partie II

Les eaux souterraines

Le Cycle de l'eau

L'eau circule sur terre sous différentes formes : nuages, pluie, rivières et océans. Elle va passer de la mer à l'atmosphère, de l'atmosphère à la terre puis de la terre à la mer, en suivant un cycle qui se répète indéfiniment.

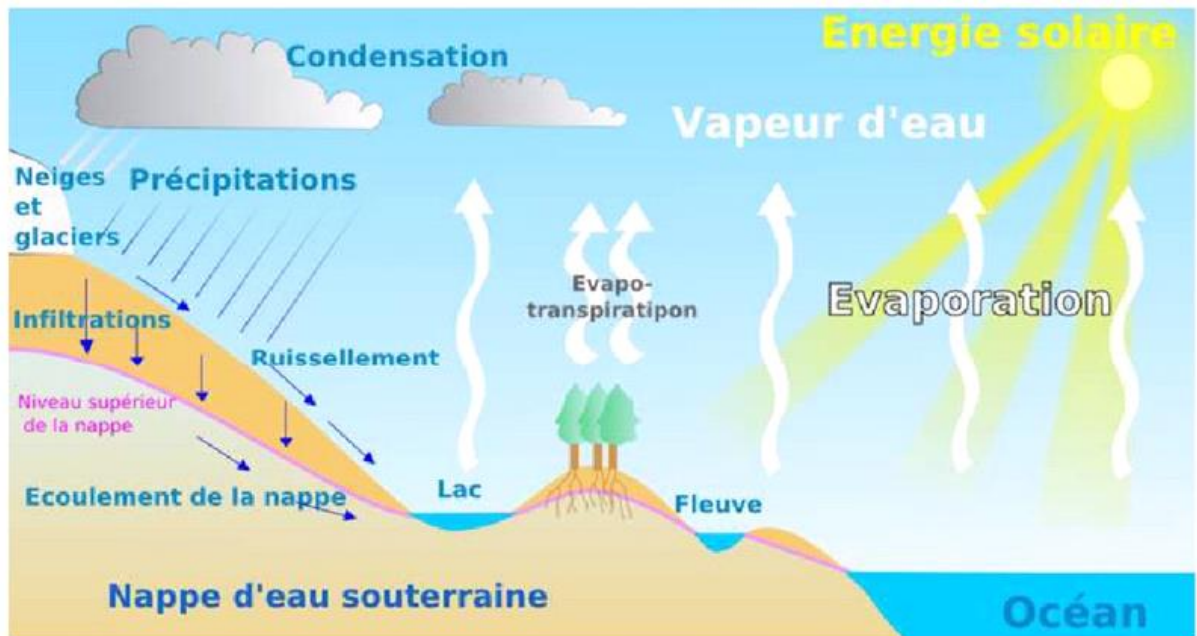


Figure 1 : cycle de l'eau

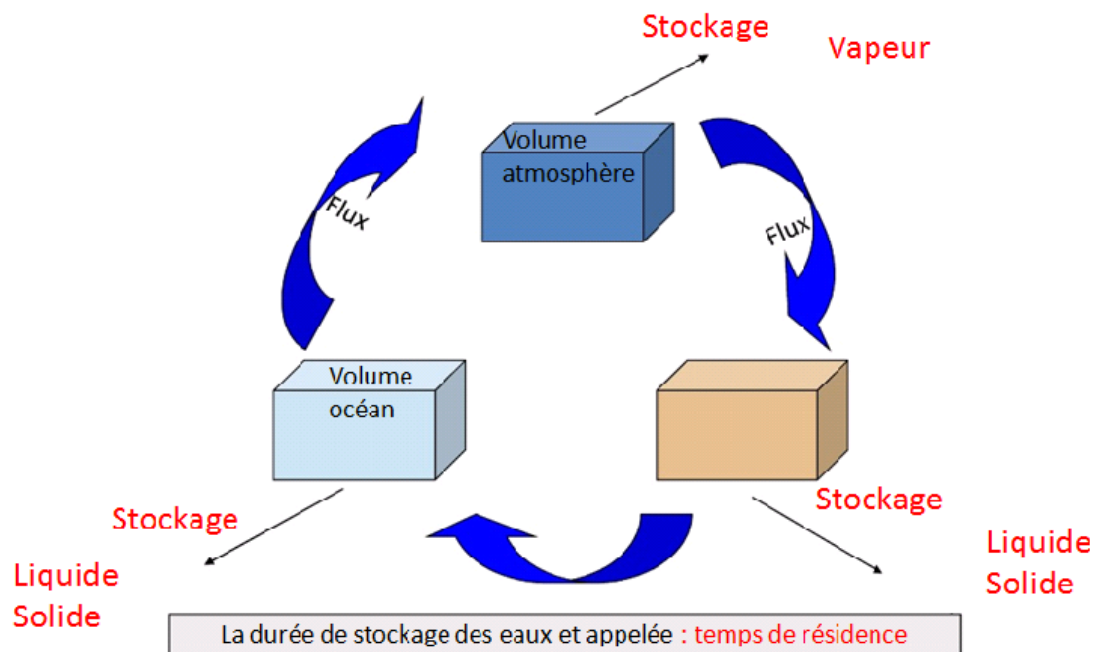


Figure 2 :

	Volumes en millions de km ³	pourcentage	
Océans et mers	1350	Eaux salées	97.2
Glaciers	27.8	Eaux douces	2.8
Eaux souterraines	8		
Atm., lacs, rivières et vgtx	0.2		

Tableau 1 : Volumes d'eaux disponibles sur la terre

Temps de résidence moyen des eaux

En général: le taux de renouvellement des eaux continentales est de l'ordre de quelques jours à un an. Pour les eaux souterraines, il est de l'ordre de 10 à 50000 ans.

Tableau 2 :

Atmosphère	8-10 jours
Océans et mers	4000 ans
Lacs	2 semaines
Rivières	2 semaines
Organismes	1 semaine
Sols	2 semaines-1an
Aquifères	Des jours -1000ans
Glace	10 ans à des milliers ans

Le bassin-versant

Une aire délimitée par des lignes de partage des eaux, A l'intérieur de laquelle toutes les eaux tombées alimentent un même exutoire.

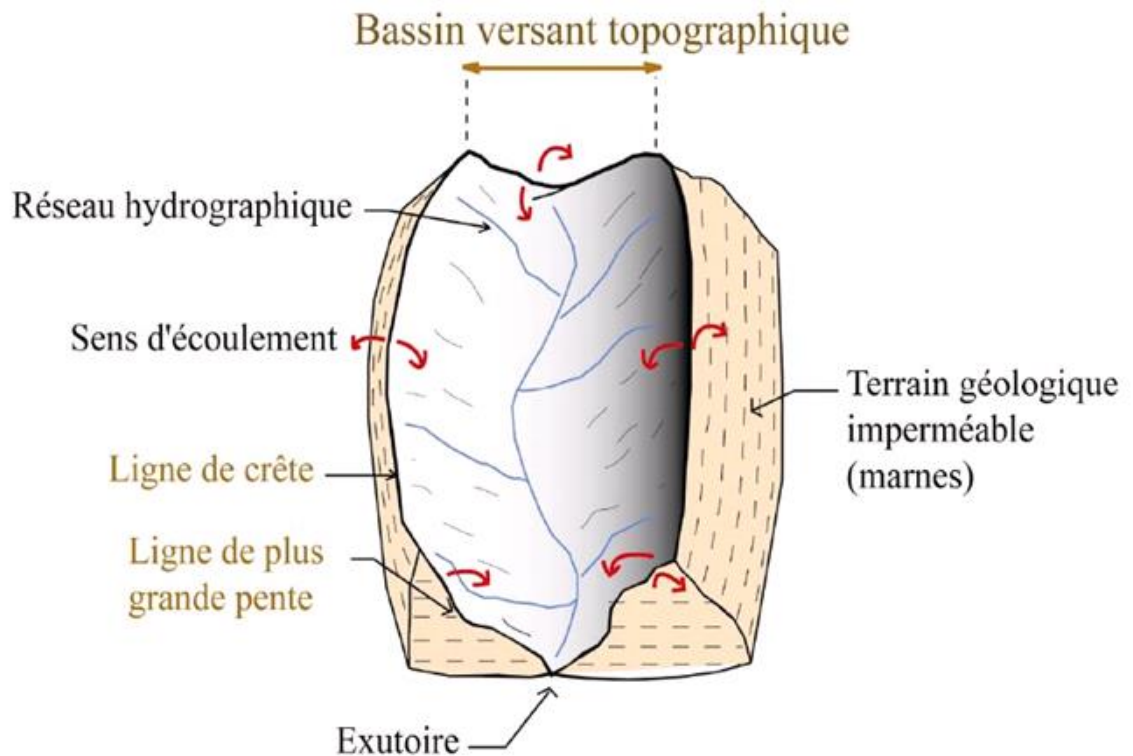


Figure 3 : Schéma type d'un bassin versant (structure arborescente)

Chaque bassin versant se caractérise par différents paramètres géométriques (surface, pente), pédologique (nature et capacité d'infiltration des eaux), urbanistique (présence des bâtiments) mais aussi biologique (type et répartition de la couverture végétale).

Les aquifères et les nappes

Quand on parle d'eaux souterraines, on se réfère en pratique, aux eaux qui se trouvent dans la partie superficielle de la croûte. Si les matériaux du sous sol sont perméable, les eaux de pluie s'infiltrent et finissent par s'accumuler à partir d'un certain niveau ce qui délimite deux grandes zones

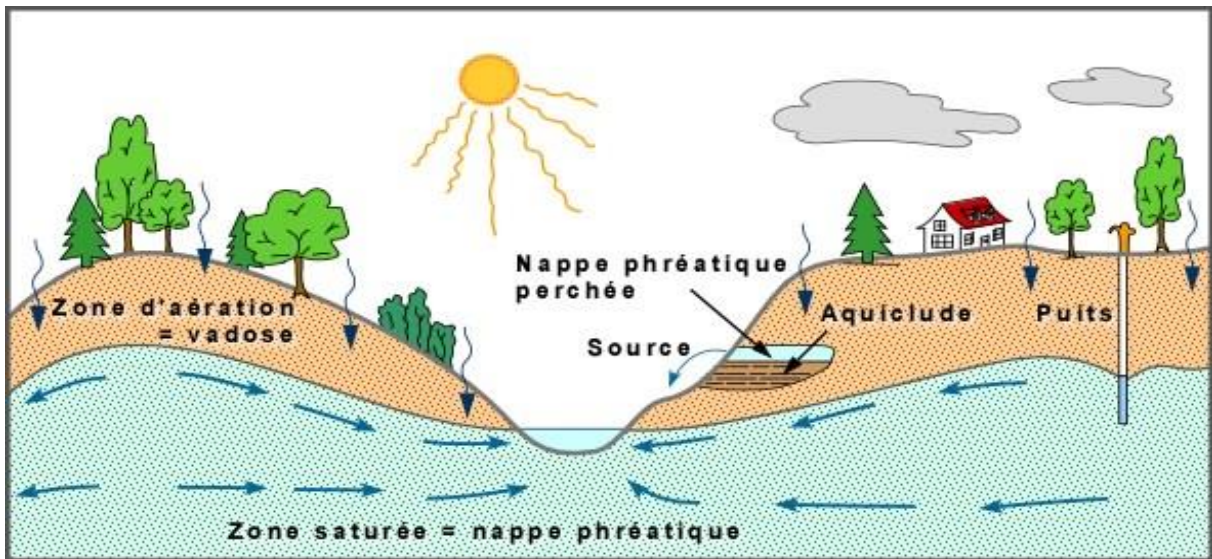


Figure 4 :

La nappe phréatique : une zone où toutes les cavités (pores, cavités, fractures ...) sont saturée en eau. La zone vadose : une zone où les cavités contiennent principalement de l'air avec un peu d'eau.

La zone non saturée : système à trois phases (solide, liquide, gaz) ou seule une partie des espaces lacunaires sont remplis d'eau, le reste étant occupé par l'air du sol.

La zone saturée: système à deux phases (solide, liquide) où tous les pores sont remplis d'eau.

La distinction fondamentale entre la ZS et la ZNS réside dans le comportement hydrodynamique de l'eau dû à l'effet de l'air.

NB/ La circulation des eaux dans la zone vadose se fait à la verticale, mais dans la nappe phréatique circule un peu comme à la surface(latéralement).

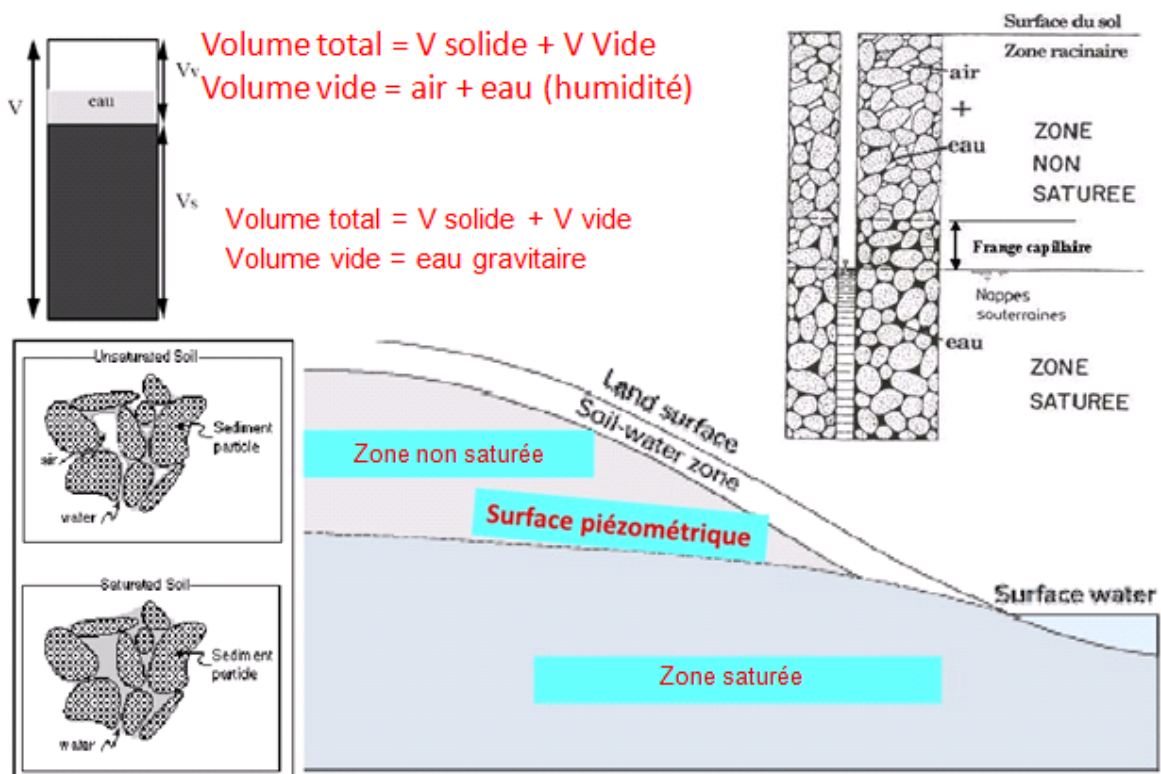


Figure 5 : Distinction entre la zone non saturée et la zone saturée

Un aquifère est une formation géologique perméable dont les pores ou les fissures communiquent et sont suffisamment large pour que l'eau puisse y circuler librement sous l'effet de la gravité (sables, gravier craie fissurée, grès, ...), donc l'aquifère est un réservoir des nappes d'eau souterraines.

La nappe d'eau souterraine est constituée par l'ensemble des eaux comprises dans la ZS dont toutes les parties sont en continuité hydraulique. On distingue différents types de nappes:

Une nappe libre : caractérisée par sa surface libre et une pression équivalant à la pression atmosphérique;

Une nappe captive : située entre deux formations imperméables avec une pression supérieur à la pression atmosphérique la surface fictive de cette nappe est située au dessus de la limite supérieur de l'aquifère. Lorsque la charge hydraulique est supérieure au niveau du sol, on parle de nappe artésienne.

Une nappe semi captive dont le toit et/ou le substratum est constituée par une formation semi perméable

Une nappe perchée : est une nappe libre permanente ou temporaire, formée dans une ZNS et qui surmonte une nappe libre de plus grande extension.

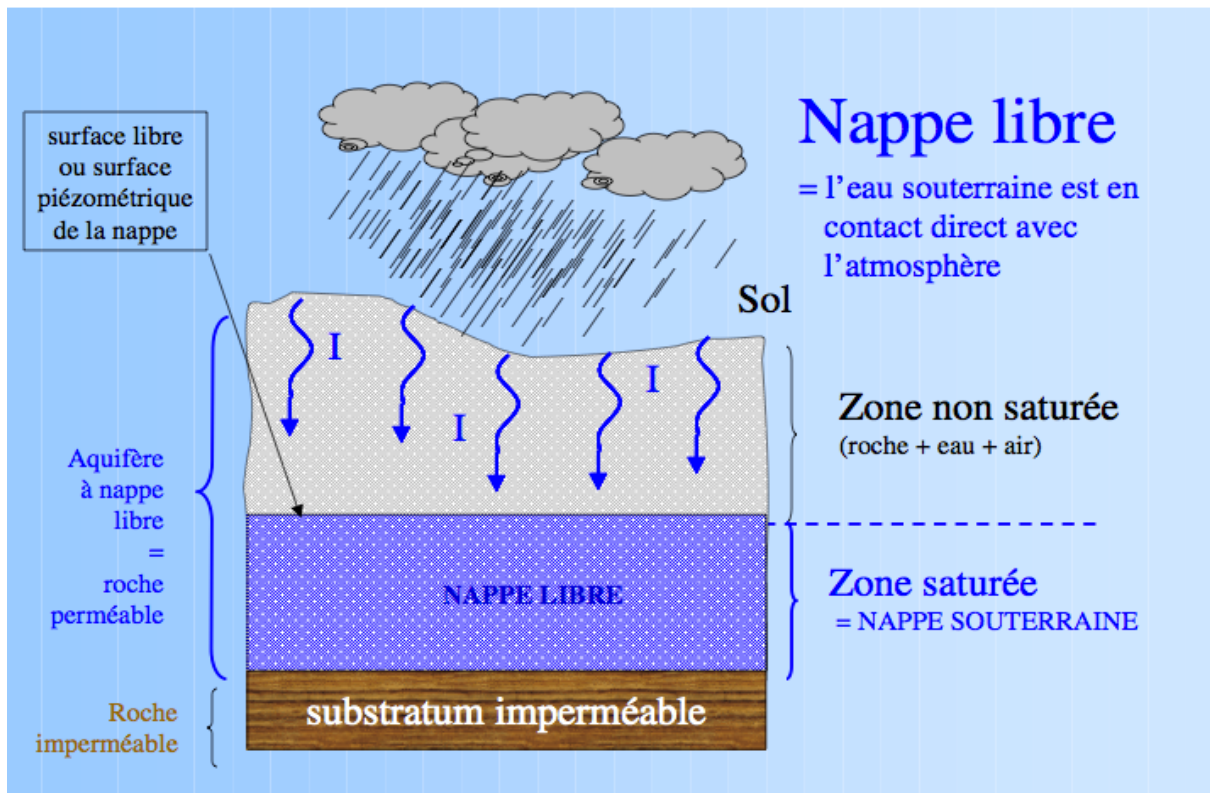


Figure 6 : Schéma type d'une nappe libre

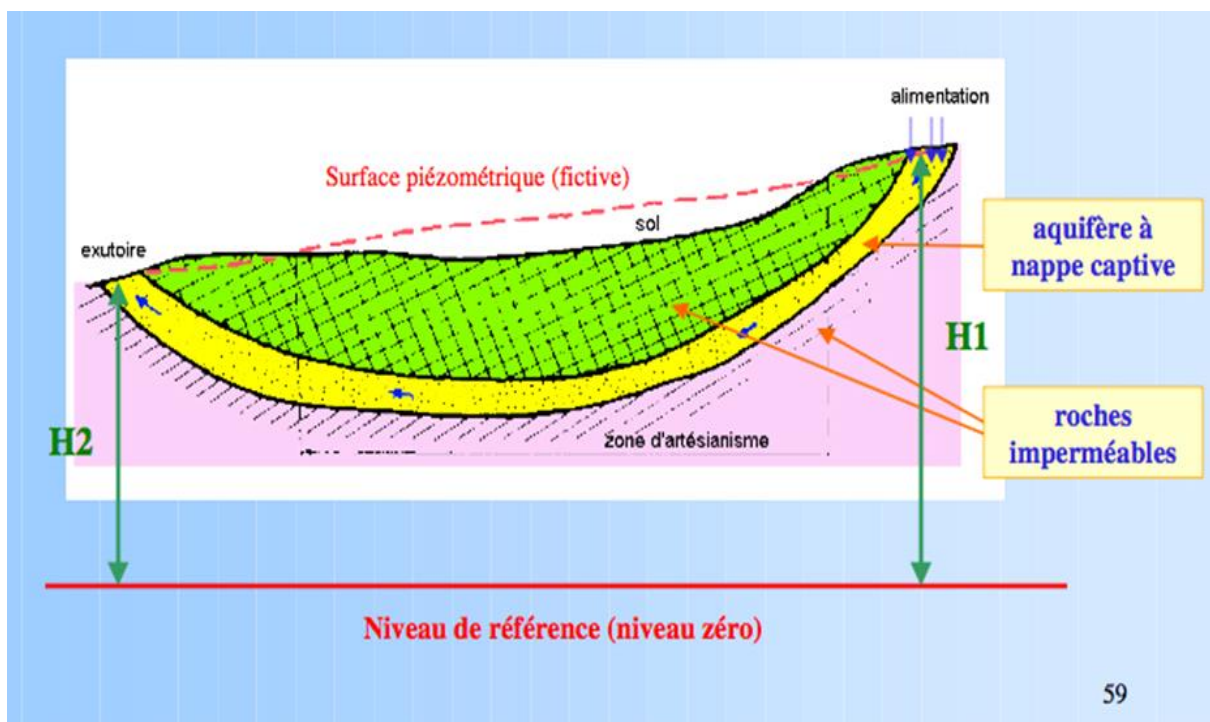


Figure 7 : Figure 6 : Schéma type d'une nappe captive

Nappe captive artésienne

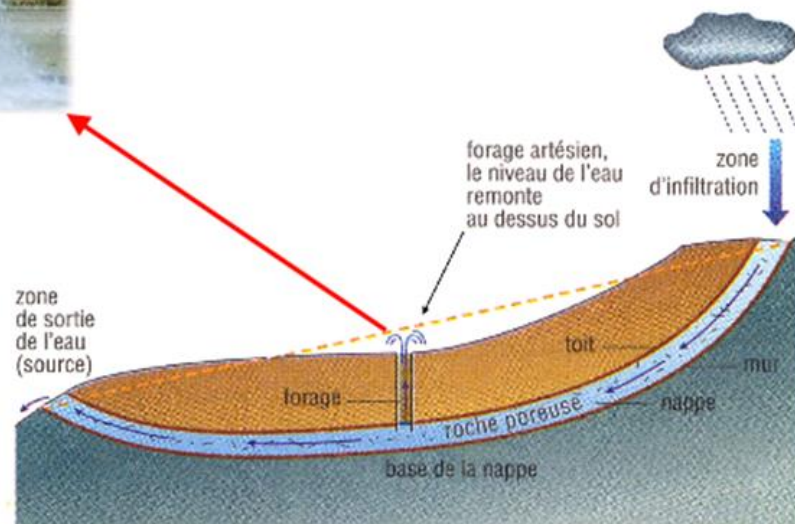


Figure 8 : Schéma type d'une nappe captive artésienne

Nappe alluviale

L'aquifère est constitué par les alluvions d'une rivière. L'eau de la nappe est en équilibre avec celle de la rivière et les échanges se font dans les deux sens. Les alluvions sont très perméables; elles peuvent être très épaisses (une centaine de mètres) et constituer un réservoir très important qui sert à l'alimentation en eau des villes situées le long de la rivière: c'est le cas du Rhin, du Rhône. Ces nappes, soutenues par l'apport de la rivière (ou d'un lac), sont très vulnérables à la pollution. L'aménagement du cours des rivières diminue leur vitesse (barrage) et favorise le dépôt des particules fines qui tendent à colmater le fond du lit et interrompre les échanges avec la nappe. En pays aride, la nappe alluviale est alimentée par les crues de la rivière (oued) qui est à sec en période d'étiage. Comme l'oued, les eaux de la nappe s'écoulent, souvent vers les dépressions endoréiques où elles s'évaporent (lacs temporaires avec dépôt de sels ou sebkha continentale).

Nappes karstiques

Les eaux souterraines modèlent les terrains calcaires d'une façon bien particulière: les eaux de pluies dont sont issues les eaux souterraines sont naturellement acides et dissolvent le calcaire en circulant dans les fractures de la roche, créant tout un réseau de cavernes. Ces

terrains calcaires sont appelés des terrains karstiques (du mot karst, terrains calcaires de Yougoslavie).

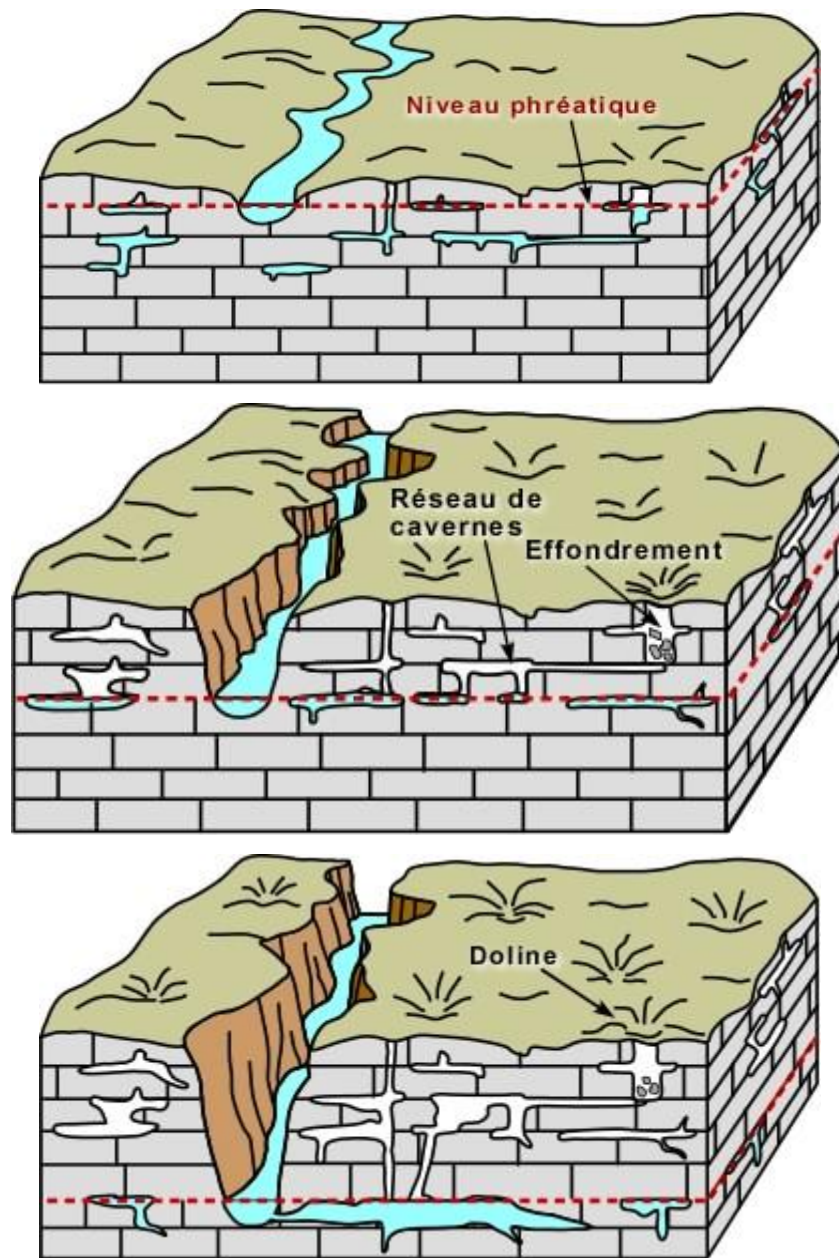


Figure 9 :

Pour un terrain donné, le niveau de la nappe phréatique correspond en gros au niveau des cours d'eau. Comme ces eaux phréatiques sont acides, elles développent tout un réseau de cavités en s'infiltrant le long des moindres fractures et en les agrandissant par dissolution. Avec le creusement des cours d'eau qui tendent vers leur niveau de base, il y aura abaissement progressif du niveau de la nappe phréatique. Le réseau de cavités progresse en profondeur au même rythme, développant un beau réseau de cavernes.

Les terrains vont devenir un véritable gruyère avec, par exemple, des effondrements qu'on appelle des dolines et qui rendent ces terrains souvent dangereux.

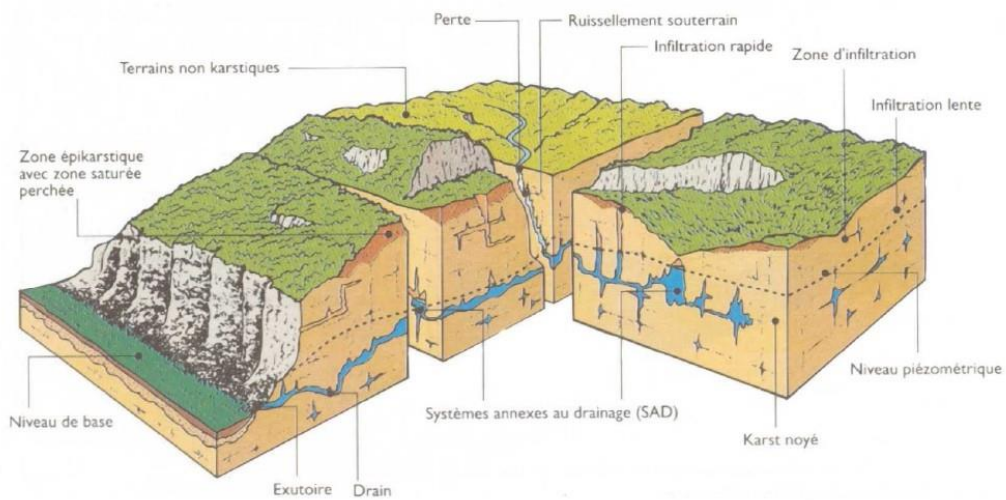


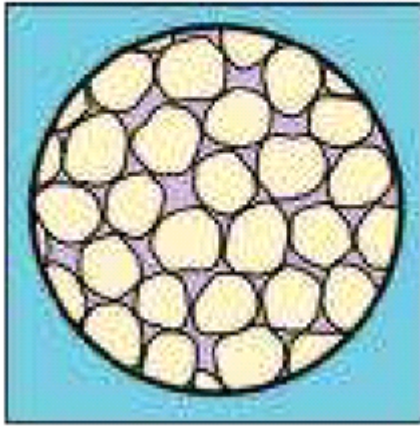
Figure 10 :

La porosité et la perméabilité

La première fonction de l'aquifère est l'emmagasinement souterrain réglant le stockage et la libération de l'eau mobile. L'aquifère peut être caractérisé par des indices qui se rapportent à l'aptitude de récupérer de l'eau contenue dans les vides (seuls les gros orifices sont susceptibles de libérer l'eau facilement). Ces indices sont donc liés au volume d'eau exploitable.

La porosité d'interstices (cas des roches poreuses)

porosité primaire



porosité secondaire

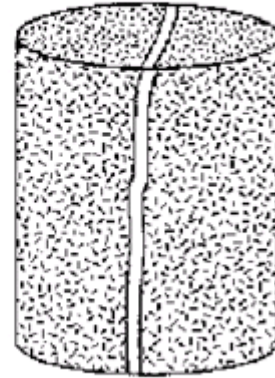


Figure 11 : Classification de la porosité

Porosité totale et porosité efficace

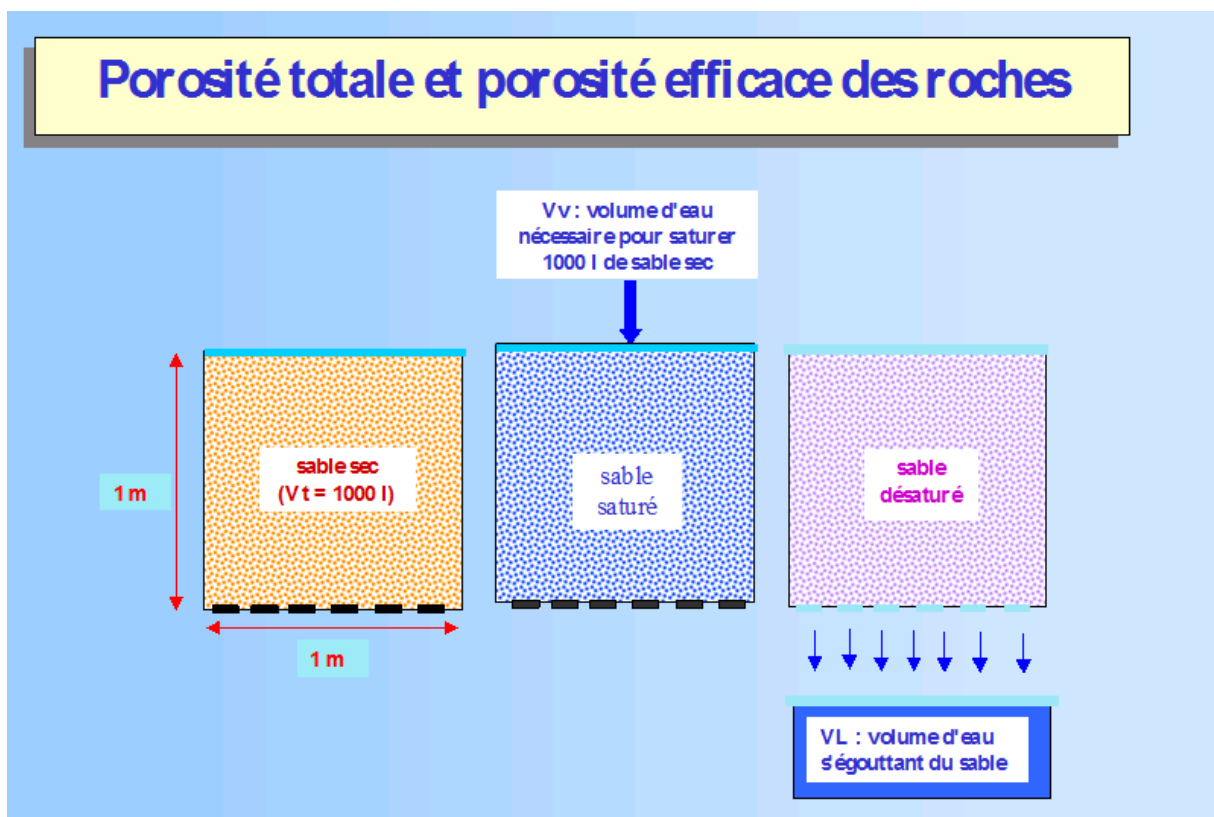


Figure 12 : Les différents types de la porosité

V_t est le volume total des sables (volume des sables + volume des vides) ;

V_v est le volume d'eau nécessaire pour saturer le sable ;

V_L est le volume d'eau récupérée après désaturation des sables.

$$V_L < V_v$$

Les différents types d'eau dans la roche

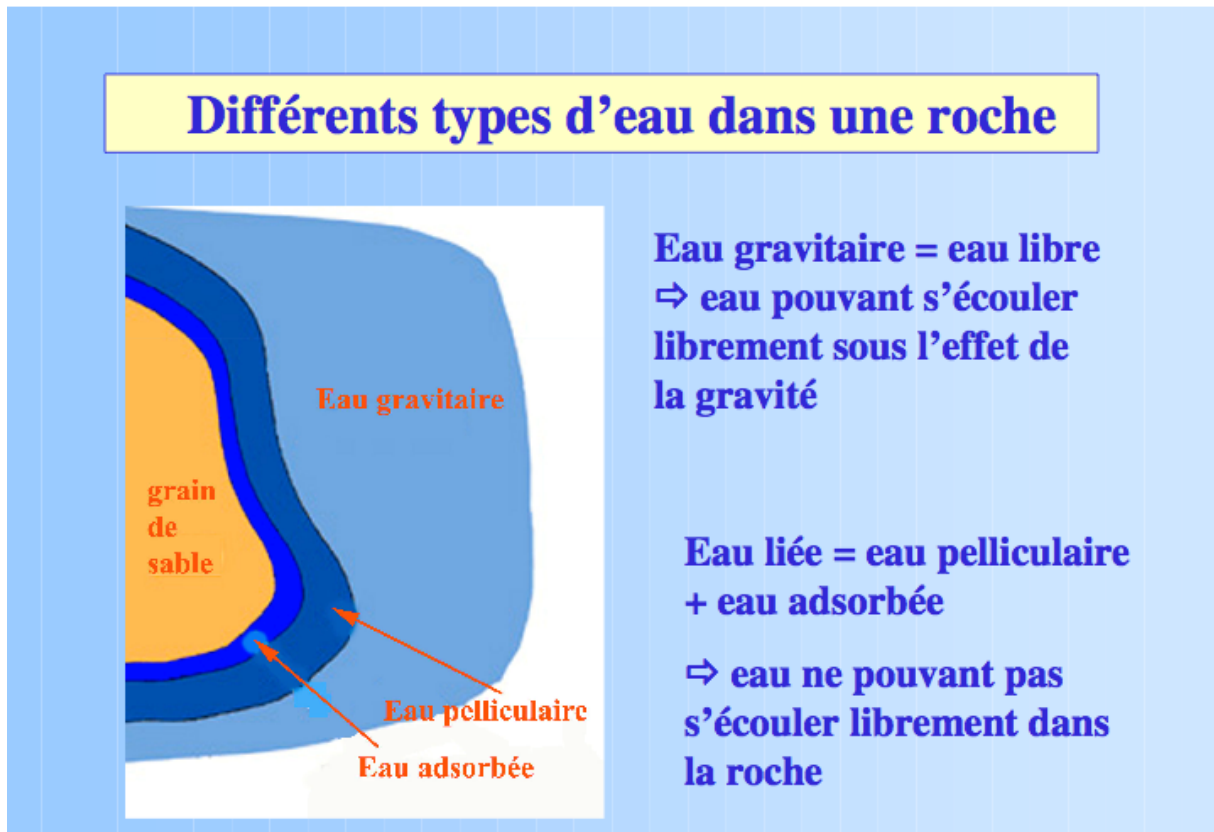


Figure 13 : Les différents types d'eau dans la roche

La porosité totale (p_t) se définit de la façon suivante : $P_t (\%) = \text{Volume des vides} / \text{volume total de la roche} \times 100$ Cette porosité totale peut se décomposer en : p_e (porosité efficace) : c'est la quantité d'eau de gravité contenue dans une roche, ou quantité d'eau mobile.

c_r (capacité de rétention) : c'est la quantité d'eau liée aux particules et/ou capillaire.

La porosité totale est la somme de ces deux composantes ; $p_t = p_e$ (porosité efficace) + c_r (capacité de rétention). Plus la particule est de petite dimension, plus la composante " p_e " diminue et donc plus la composante " c_r " augmente.

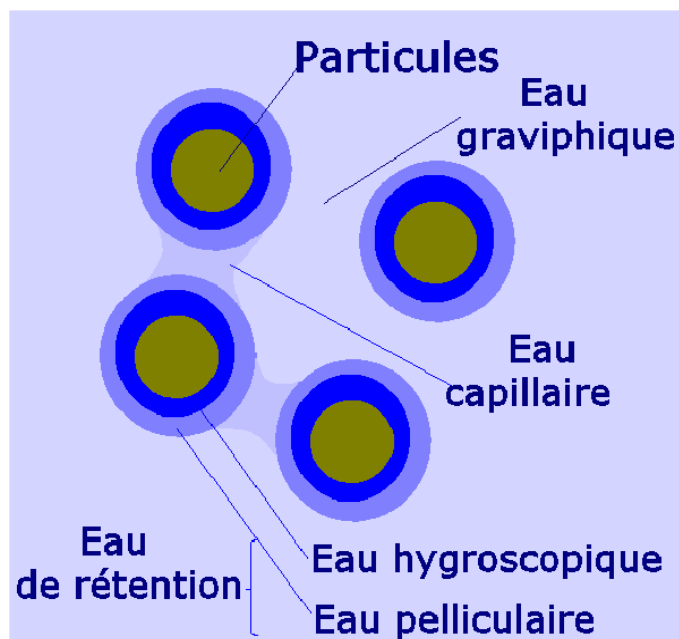


Figure 14 : Les différents types d'eau dans la roche

Tableau 4 : Quelques mesures de la porosité

Porosité totale et porosité efficace des roches	Roche	Porosité totale de la roche (%)	Porosité effective de la roche (%)
	Sables et graviers	20 à 40 %	15 à 25 %
	Sables fins	30 à 35 %	10 à 15 %
	Grès	5 à 25 %	2 à 15 %
	Craie	10 à 40 %	1 à 5 %
	Calcaire massif fissuré	1 à 10 %	1 à 5 %
	Argiles	40 à 60 %	1 à 2 %
	Schistes	1 à 10 %	0,1 à 0,2 %
	Granite fissuré	0,1 à 5 %	0,1 à 0,2 %

La porosité efficace dépend des caractéristiques texturales de l'aquifère qui sont:

- Le diamètre des grains, l'arrangement des grains et leur état de surface. Elle diminue avec le diamètre des grains et lorsque la granulométrie n'est pas homogène: en effet les plus petits grains se logent entre les gros grains et diminuent ainsi les espaces vides. L'arrangement des grains influence également sur la proportion des espaces vides et donc sur la porosité.
- L'arrangement cubique offre 47,6% d'espaces vides alors que l'arrangement rhomboédrique n'en offre que 25,9%. La profondeur et la pression lithostatique associée produisent des arrangements plus compacts qui diminuent la porosité. La surface des grains enfin influe sur la porosité efficace qui croît avec la surface.

La porosité des fissures

Une fissure est un espace vide dont deux dimensions sont nettement supérieures à la troisième. La porosité de fissure est liée à des contraintes mécaniques ou thermiques

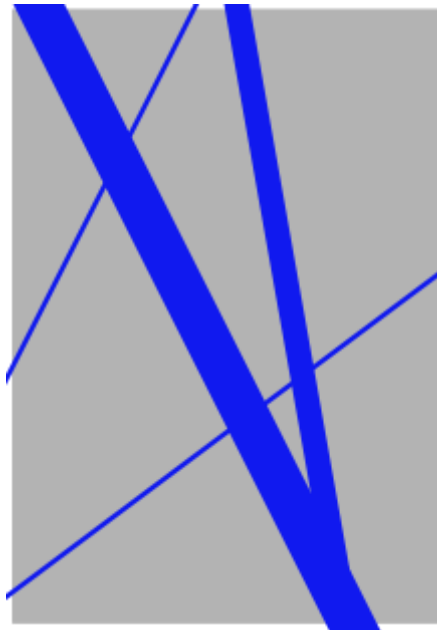


Figure 15. : Illustration de la porosité de fissures

Ces fractures ne sont pas nécessairement ouvertes et si elles le sont elles ne sont pas nécessairement vides (des produits de dissolution ou des minéralisations peuvent par exemple les remplir). Le rapport du volume du vide des fractures sur le volume total de la roche définit la porosité de fissures.

Notion de la perméabilité

La perméabilité = mesure de l'aptitude d'une roche à se laisser traverser par l'eau (elle s'exprime en m/s) correspond donc à la vitesse à laquelle l'eau circule dans la roche, contrairement à la porosité qui correspond à l'eau mobile dans la roche.

On considère un tube cylindrique de section S rempli d'une roche meuble sur une hauteur L dans lequel on fait circuler de l'eau sur une hauteur totale H (dispositif à niveau constant).

Lorsque le milieu est saturé en eau, on a :

Le débit d'entrée Q_e = le débit sortie Q_s = Q

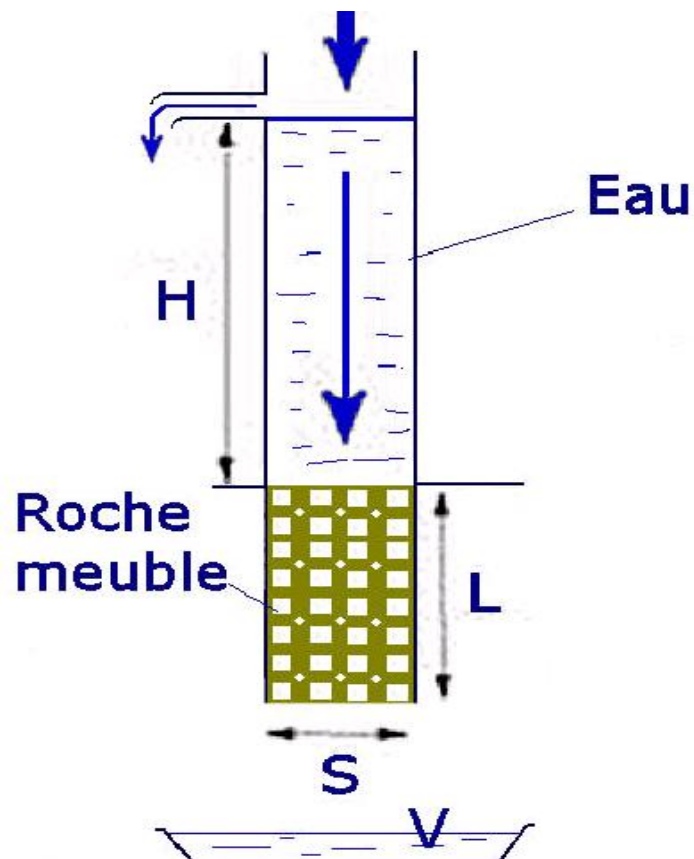
L'équation de Darcy s'écrit :

$$Q = k.S.\Delta H/L$$

k correspond au coefficient de perméabilité de Darcy = perméabilité ($m.s^{-1}$)

S = surface (m^2)

ΔH = perte de charge (m)



La perméabilité (K), correspond à la conductivité hydraulique, ce paramètre hydraulique est le volume d'eau qui percole pendant l'unité de temps à travers l'unité de surface d'une section et ceci à la température de 20°C.

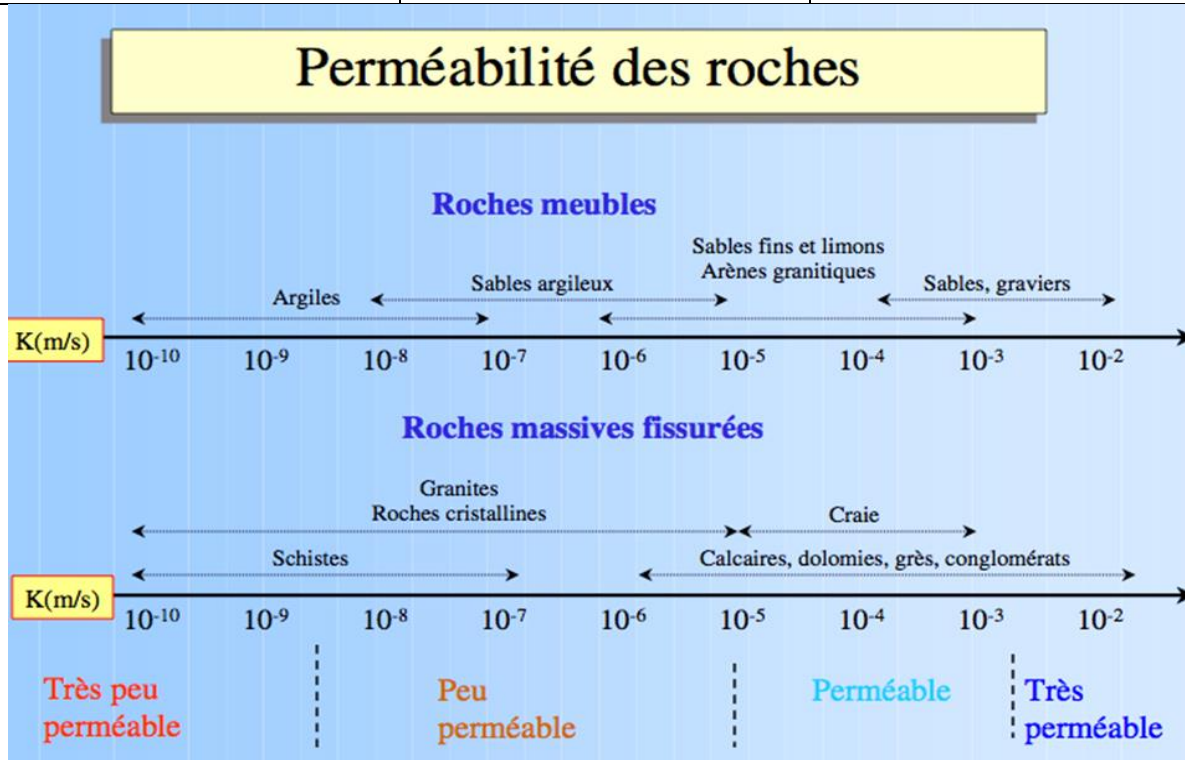
$$K \text{ (m/s)} = Q / S \times l$$

Q = débit (m³/s), S = surface (m²) et l le gradient hydraulique.

Le gradient hydraulique $l = \Delta H / L$

Tableau 5 : Quelques mesures de la perméabilité

Roches poreuses	porosité totale (%)	perméabilité (m/Jour)
Sable et gravier	25 à 40	1000 à 10
Sable fin	30 à 35	100 à 0,1
Argile	40 à 50	< 0,1
Craie	10 à 40	100 à 1
Calcaire (fissuré)	1 à 10	< 1



Types de milieu perméable et porosité

Milieu poreux et milieu fissuré

En hydrogéologie on identifie deux types différents de réservoir: le réservoir en milieu poreux et le réservoir en milieu fissuré. Le réservoir en milieu poreux ou aquifère à porosité d'interstices est un milieu perméable comportant des pores interconnectés, comme les sables ou les grès peu cimentés. Le réservoir en milieu fissuré est un milieu perméable dans

lequel l'eau s'écoule à travers un réseau de fissures ou de fractures ouvertes, diversement interconnectées (roches cristallines, grès cimenté, calcaire fissuré ou karstifié).

Milieu continu et discontinu

Si le milieu comporte des vides interconnectés dans le sens de l'écoulement, on parlera d'un milieu continu. Le milieu poreux et le milieu finement fissuré sont continus par opposition aux milieux fissurés et karstiques, appelés milieux discontinus.

Remarquons que si les lois générales de l'hydraulique ne s'appliquent qu'à des milieux continus isotropes et homogènes, on les applique également, en première approximation, aux milieux naturels même fissurés en prenant cependant soin de travailler à des échelles adéquates.

*Partie III : Cycle roches
sédimentaires*

1. Introduction

Le cycle des roches permet d'illustrer les principaux phénomènes géologiques en liaison avec la formation, la transformation et la destruction des roches sur notre planète. Les roches sont classées en trois grands groupes (Figure.1) :

- **Les roches magmatiques** : résultent du refroidissement et de la cristallisation des magmas.
- **Les roches métamorphiques** : résultent de la modification des roches d'origine magmatique, sédimentaire ou métamorphique sous l'action de la variation de la température et la pression.
- **Les roches sédimentaires** : proviennent de la consolidation de sédiments provenant de l'altération de roches préexistantes.

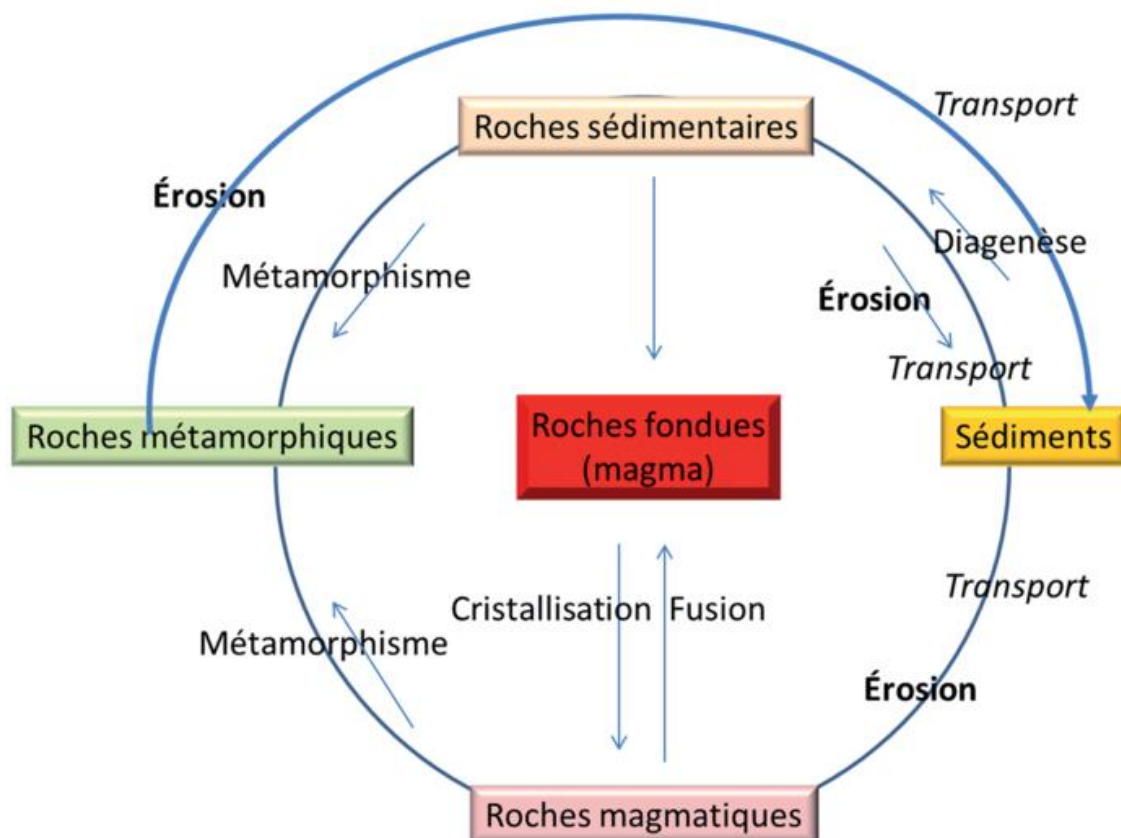


Figure.1 : cycle de roche

2. Roches sédimentaires

Appelées aussi roches exogènes, c'est-à-dire formées à la surface de la Terre, les roches sédimentaires représentent 5 % en volume de la croûte terrestre (continentale et océanique) et en couvrent 75 % de la surface. Elles sont très variées car leur genèse dépend de nombreux facteurs : nature initiale des matériaux désagrégés et altérés, types d'altération, mode de transport, zone de dépôt, modalités de la diagenèse. Elles constituent le plus souvent des dépôts stratifiés en lits superposés (strates).

Les sédiments représentent des éléments déposés par l'effet de la gravité, le vent, la glace ou l'eau et provient de la destruction des roches ou d'êtres vivants.

La sédimentation est l'ensemble des processus conduisant à la formation de sédiments. On distingue la sédimentation marine (littorale ou côtière, ou océanique et bathyale ou abyssale...), la sédimentation continentale (éolienne, fluviatile, lacustre, glaciaire...), et la sédimentation mixte (deltaïque...).

3. Genèse des roches sédimentaires

La formation des roches sédimentaires se réalise en quatre étapes (Figure.2) :

- L'Altération
- Le transport
- Le dépôt
- La diagenèse

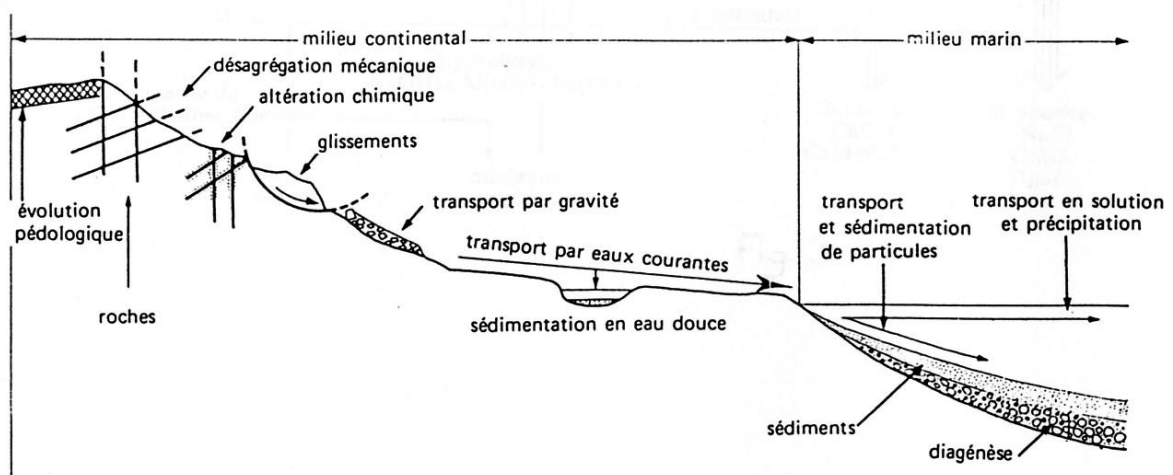


Figure.2 : cycle de roches sédimentaires

3.1. Altération

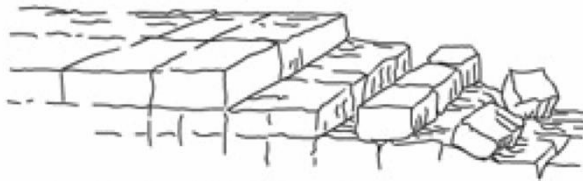
Modification des propriétés physico-chimiques des minéraux, et donc des roches, par les agents atmosphériques, par les eaux souterraines et les eaux thermales (altération hydrothermale). Elle dépend en particulier du climat, de la température des eaux, de la nature des roches et de leur degré de fracturation. Elle a généralement pour effet de rendre les roches moins cohérentes ce qui facilite leur désintégration.

Deux types principaux d'altérations sont distingués : altération physique et altération chimique. L'altération chimique est favorisée sous un climat chaud et humide puisque l'agent principal est l'eau, alors que l'altération physique est favorisée en climats froids et secs.

3.1.1. Altération physique (Figure.3)

L'altération physique provoque la fragmentation mécanique des roches sans modification de la composition chimique des minéraux. Les principaux facteurs de l'altération physiques sont :

- **Thermoclastie** : Fragmentation des roches sous l'effet de la variation de température entre le jour et la nuit causant une dilatation des minéraux. Ce processus est très important en hauts montagnes et dans le désert.
- **Cryoclastie** : Fragmentation d'une roche sous l'effet de l'alternance de gel-dégel. Les fractures remplies d'eau s'élargissent lorsque l'eau se gèle et augmentent de volume, ce qui provoque l'éclatement des roches.
- **Haloclastie** : Fragmentation d'une roche sous l'effet de la pression de cristallisation de sels dans ses fissures ou ses cavités.
- **Action biologique** : ce mécanisme s'effectue soit par le développement des racines des végétaux ce qui éclate les roches en augmentant les fissures, soit par l'action des animaux fouisseurs (rongeurs, vers de terre par exemple).



Les roches fissurées se débitent en blocs.

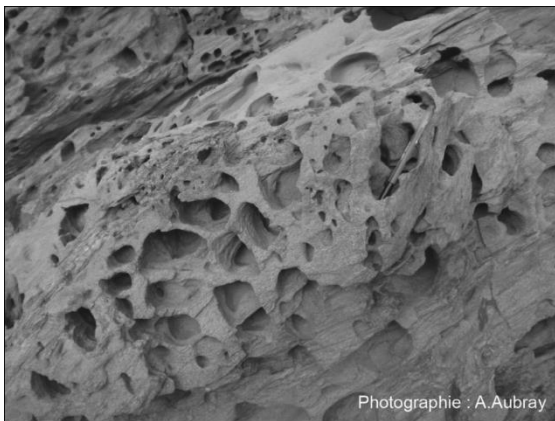


Les roches poreuses se désagrègent grain par grain.

d'après "Modern Physical Geography" de A.H. Strahler et A.N. Strahler



Cryoclastie



Photographie : A. Aubray

Haloclastie



Thermoclastie

Figure.3 : Altération physique des roches

3.1.2. Altération chimique (fig.4)

C'est la modification des propriétés chimiques des roches. Elle provoque soit :

- La dissolution totale de certains minéraux (halite, calcite) ;
- La transformation de minéraux (mica et feldspath) en d'autres (surtout les argiles).

L'altération chimique nécessite la présence de l'eau et l'air. Elle agit par quatre réactions chimiques : l'hydrolyse, l'hydratation/déshydratation, la dissolution et l'oxydation/réduction.

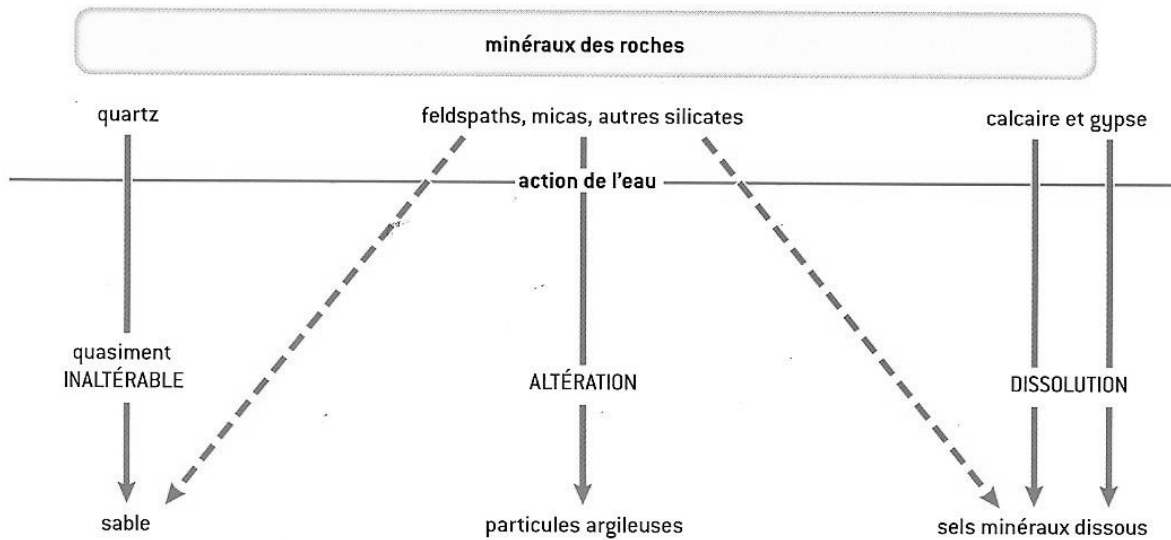


Figure.4 : Altération chimiques des roches

3.2. Transport (fig.4)

C'est la mobilisation des produits de l'altération depuis les sources jusqu'aux bassins de sédimentations. Les agents de transport sont la gravité, l'eau, le vent et la glace. De plus, il existe une relation entre le diamètre des grains transportés et la vitesse de déplacement de l'eau. Cette relation est définie par le Diagramme de HJULSTRÖM (Figure.4) : Les particules ne sont arrachées et transportées que si la vitesse du courant est suffisante.

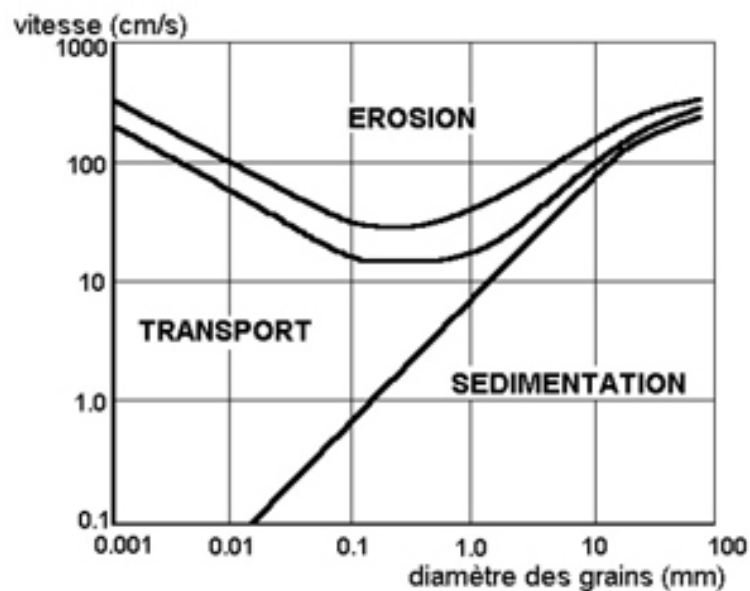


Figure.5 : diagramme de Hjulström

3.3. Dépôt des sédiments

Les matériaux transportés par un agent de transport vont se déposer lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue. Le milieu de sédimentation correspond à une rivière, un lac, un milieu marin..., les sédiments déposés s'organisent, le plus souvent, en couches superposées.

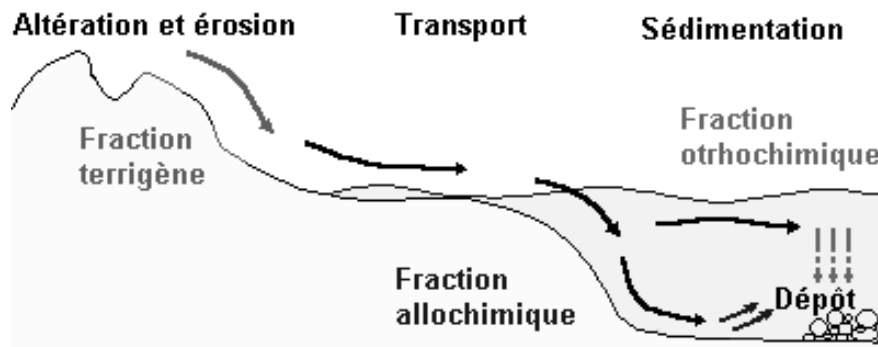


Figure.6 : Transport et sédimentation

3.4. Diagenèse

Ensemble des processus qui affectent un dépôt sédimentaire et le transforme progressivement en roche sédimentaire solide. La diagenèse commence dès le dépôt du sédiment. Généralement la diagenèse se réalise en trois étapes :

- **La compaction** : processus physique qui se produit par l'effet de la charge sus-jacente, l'eau existant entre les grains sédimentaires s'échappe, ce qui réduit le volume poreux des dépôts.
- **La cimentation** : processus chimique transformant les sédiments meubles en roches cohérentes. Les grains se soudent entre eux par l'action des fluides sursaturés en produits chimiques qui se précipitent en remplissant les vides interstitiels. La conséquence est la disparition progressive de la porosité.
- **La recristallisation** : en fonction des conditions de température et pression, des minéraux peuvent subir une dissolution par enfouissement. Le résultat est la recristallisation sous les nouvelles conditions sans modification de leur composition chimique. Parfois, et sous des conditions bien précises, certains minéraux sont remplacés par des minéraux plus stables avec des modifications chimiques : c'est le remplacement.

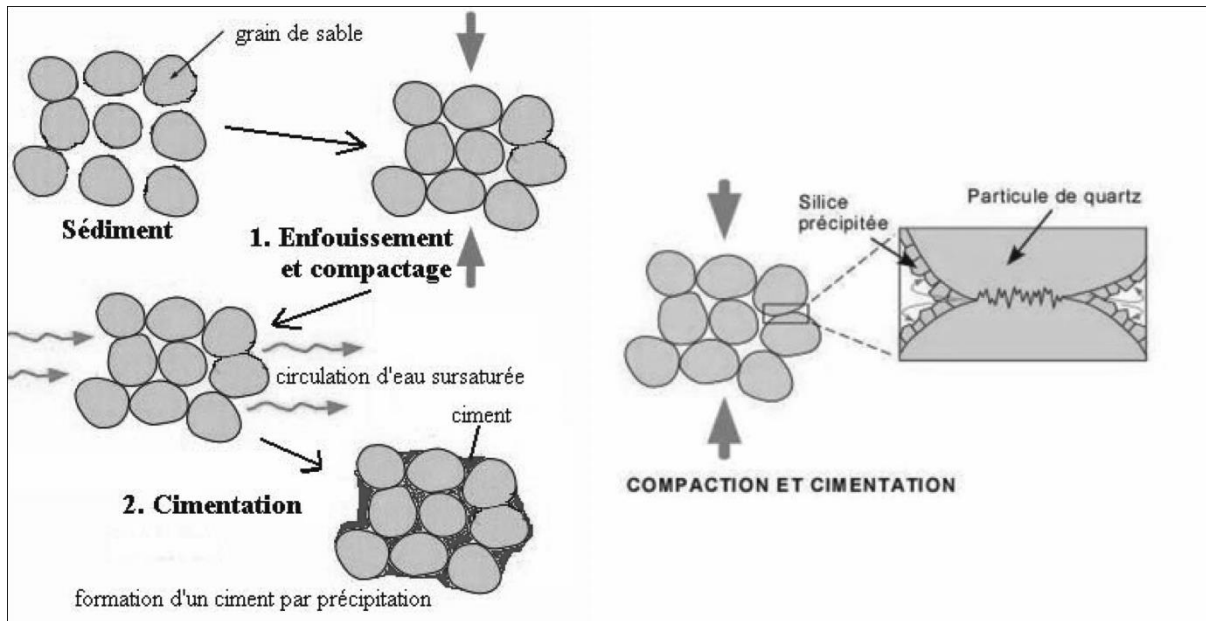


Figure.7 : diagenèse des sédiments

4. Milieux de sédimentation

Les milieux de sédimentation se succèdent depuis l'amont des continents vers l'océan : le domaine glaciaire, fluvial, lacustre, désertique, deltaïque et marin. Au niveau du domaine marin on passe progressivement des plates-formes peu profondes aux domaines océaniques du large.

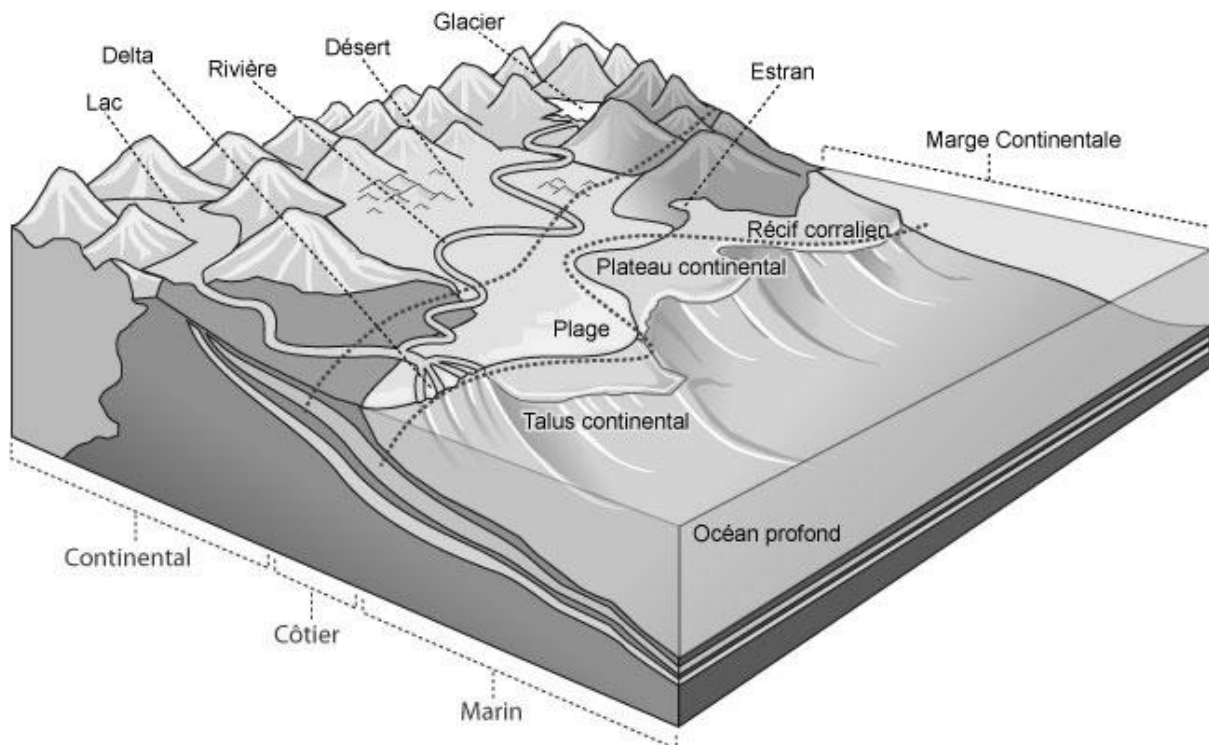


Figure.8 : Milieux de dépôts des roches sédimentaires

4.1. Milieu continental

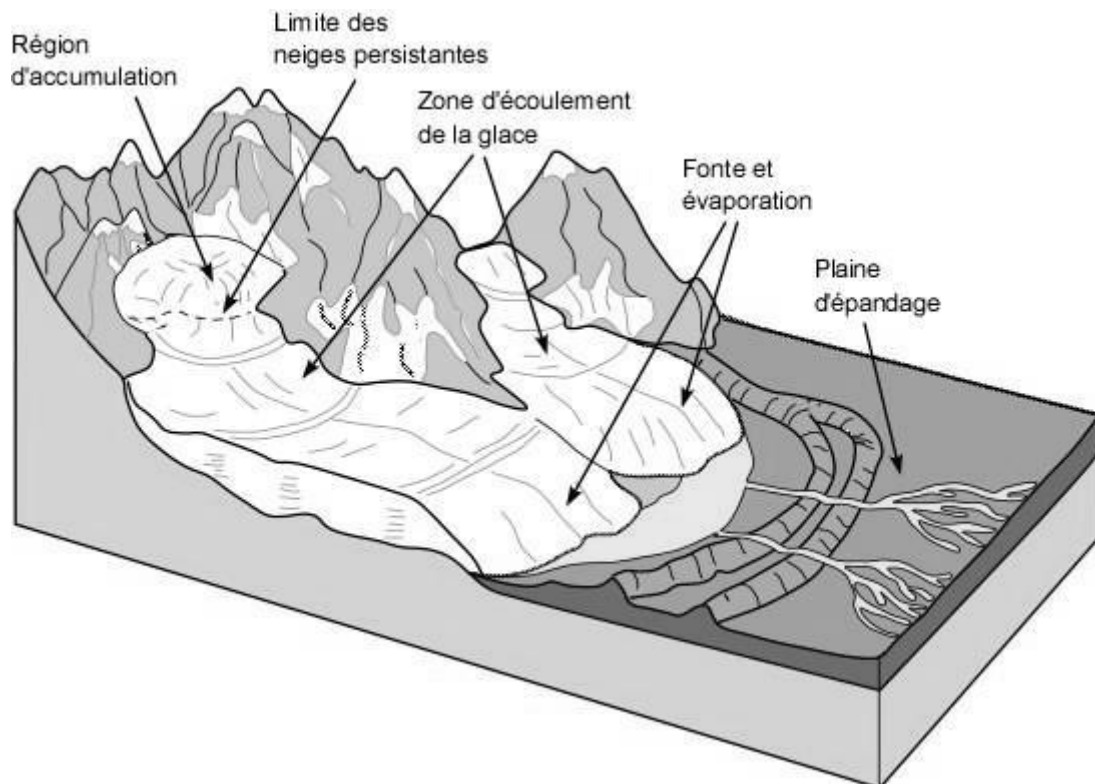
Les principaux environnements sédimentaires continentaux sont :

- Le milieu glaciaire
- Le milieu fluvatile
- Le milieu lacustre
- Le milieu désertique

4.1.1. Le milieu glaciaire (fig.9)

Les matériaux transportés par les glaciers sont sédimentés lorsque la glace fond. Ils s'accumulent donc à proximité du glacier et constituent les dépôts glaciaires : les moraines.

- **Les moraines** : accumulations de blocs éboulés ou arrachés et transportés par le glacier, et qui s'accumulent après le retrait total ou partiel d'un glacier.



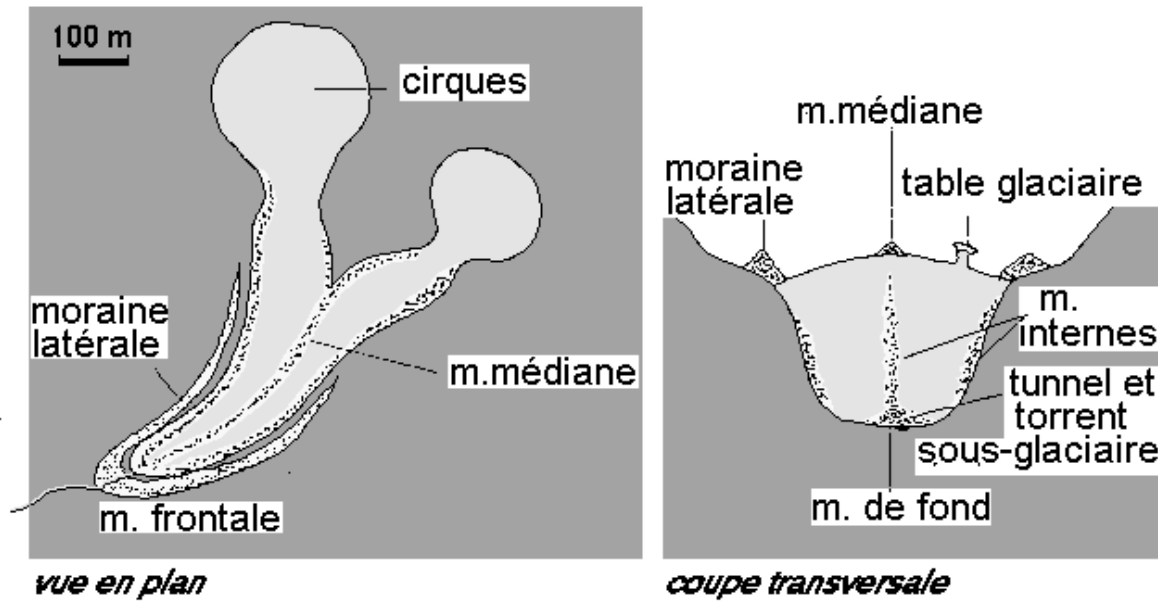


Figure.9 : environnement sédimentaires glaciaire

4.1.2. Le milieu fluvatile (Figure.10 et 11)

Les rivières et les fleuves constituent les principaux agents dynamiques responsables de la collecte des particules détritiques issues de l'altération et de l'érosion, puis de leur transport vers les bassins lacustres et marins. La morphologie fluvatile est dominée par le développement de chenaux, qui occupent les lits mineur et majeur de la plupart des cours d'eau. Quatre types de chenaux fluvatiles sont classiquement distingués : réseaux droits, réseaux en tresses, réseaux à méandres et réseaux anastomosés.

Les sédiments déposés sont représentés généralement par des galets imbriqués, des graviers, des sables et des argiles au niveau des plaines d'inondations.

Les chenaux en méandres montrent une opposition caractéristique entre les dépôts de rive convexe et de rive concave :

- **au niveau de la rive convexe** : dépôts de sédiments, à cause de l'énergie moindre, les sédiments progressent latéralement vers l'axe du chenal, en séquences à grain globalement décroissant vers le haut.

- **au niveau de la rive concave** : l'érosion très active sur la berge du chenal. L'érosion migre vers l'extérieur du méandre en déterminant une courbure de plus en plus accentuée.

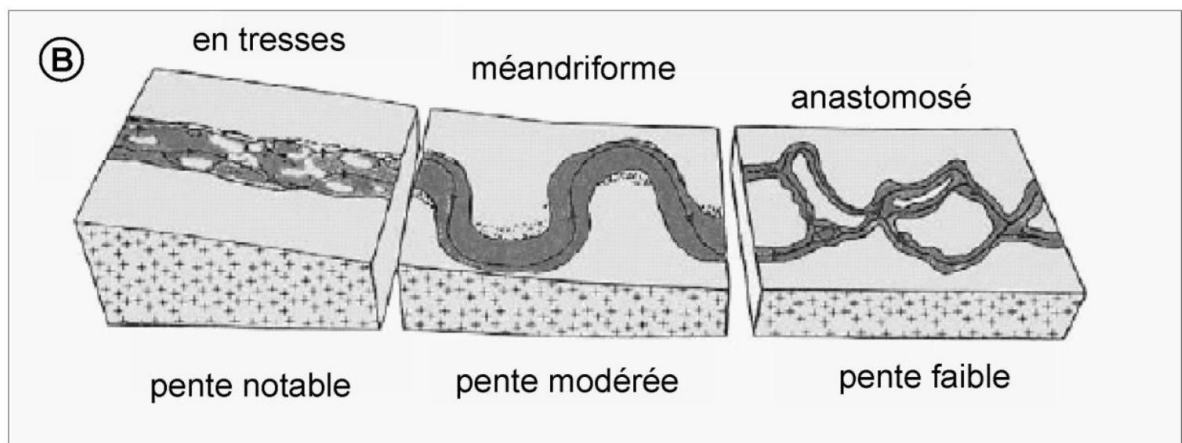


Figure.10 : types de chenaux fluviaux

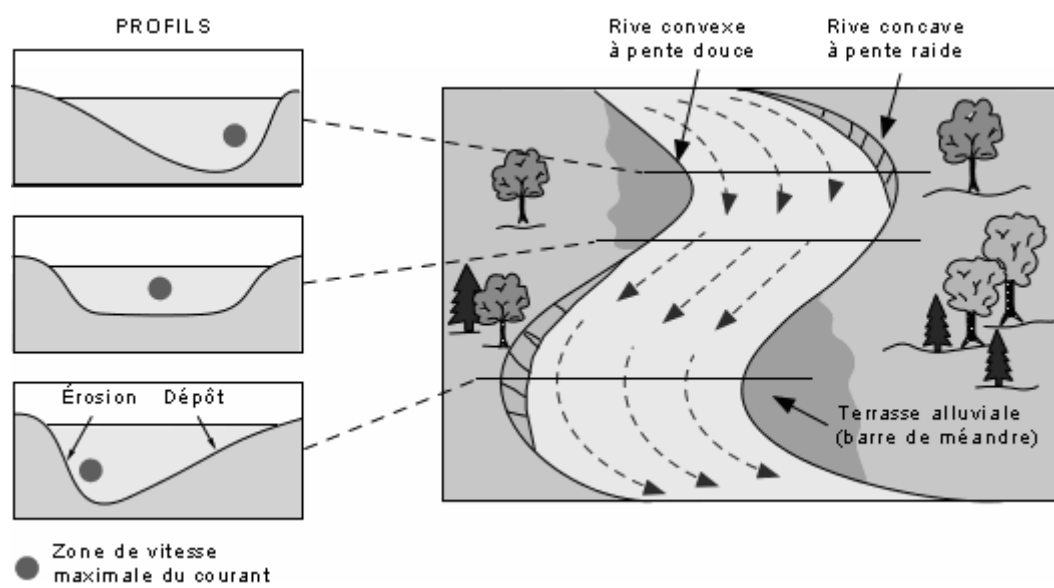


Figure.11 : Environnements sédimentaire fluviale méandrique

4.1.3. Le milieu lacustre (Figure.12)

Les lacs constituent des dépressions continentales remplies par des eaux généralement douces. Les matériaux apportés par les rivières se déposent dans un lac selon une zonation concentrique assez théorique qui dépend de l'hydrodynamisme : galets le long des rives, sables dans les zones périphériques soumises à l'action des vagues, vases dans le centre plus profond et plus calme.

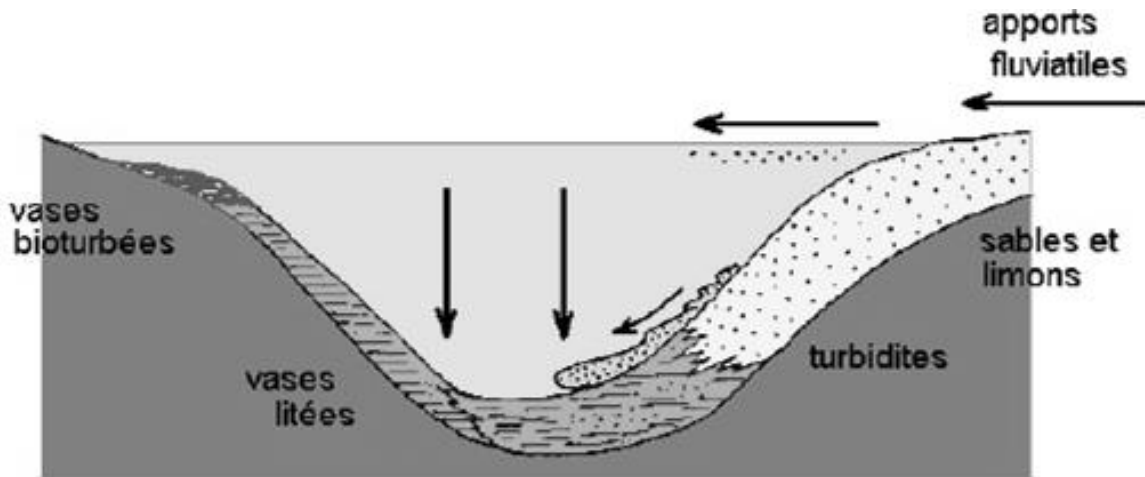


Figure.12 : Sédimentation lacustre

4.1.4. Le milieu désertique (Figure.13)

Les actions éoliennes prédominent dans les régions où la pluviosité est inférieure à 250 millimètres par an, et où la température élevée favorise l'évaporation. Le vent dépose sa charge quand sa vitesse diminue. Tout type d'obstacle peut produire une sédimentation dans la zone protégée qu'il délimite.

Les principales caractéristiques de l'environnement désertique sont :

- **Les dunes éoliennes** formées par l'accumulation des sables comprennent plusieurs types (Fig.13).
- **Erg** : Espace désertique occupé par des dunes.
- **Reg** : Sol des régions désertiques où les éléments les plus fins ont été emportés par le vent (phénomène de déflation).
- **Sebkha** : dépression temporairement occupée par un lac, en général salé, et où se déposent des évaporites.

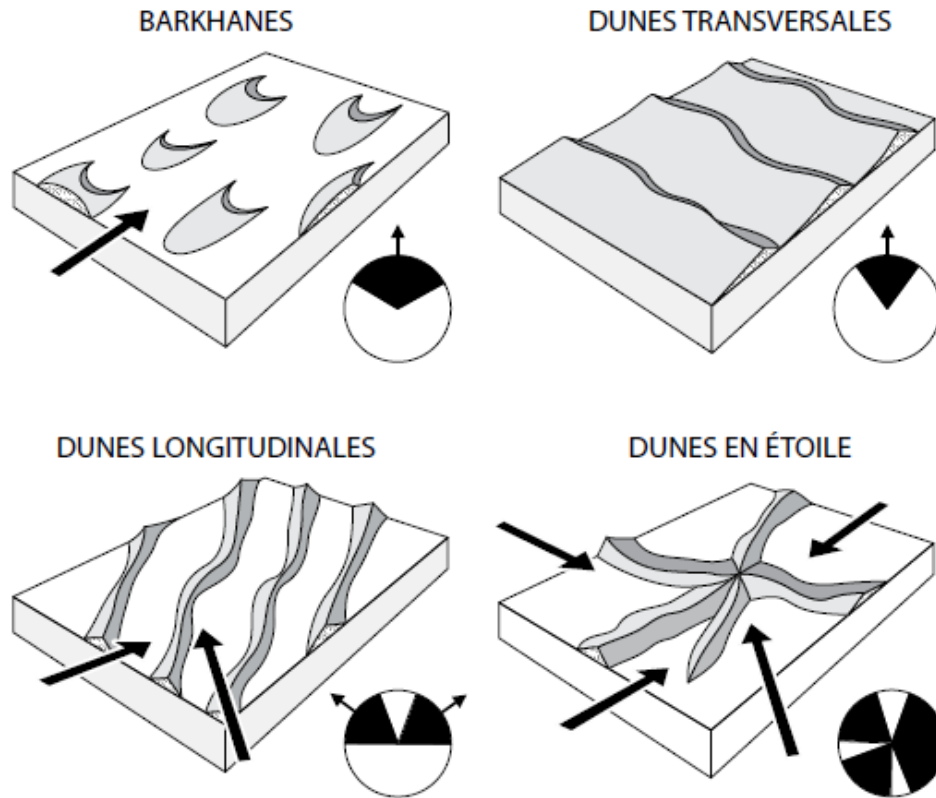


Figure.13 : Principaux types de dunes éoliennes

4.2. Milieu marin

Les principaux milieux de sédimentation marins sont : la plate-forme, le talus et le bassin océanique.

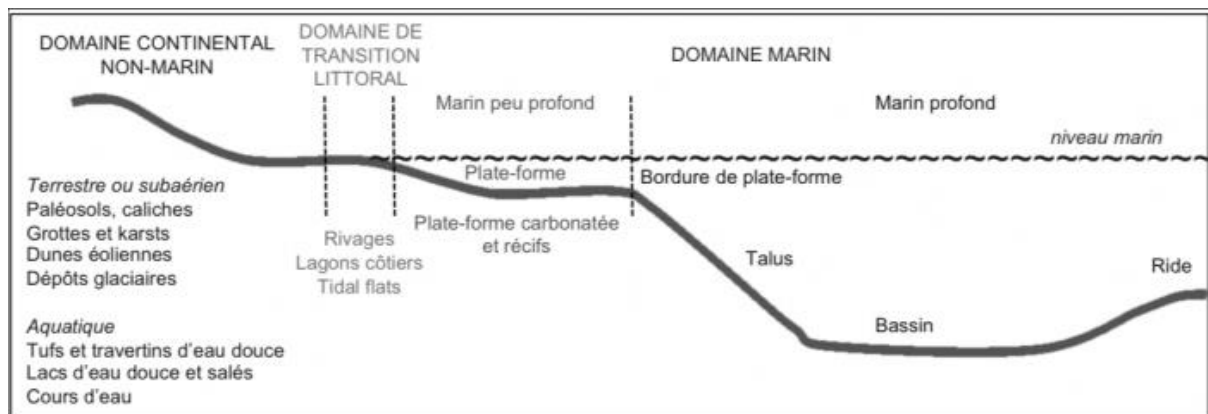


Figure.14 : Environnement sédimentaire marin

4.2.1. Plate-forme littorale (fig.15)

Elle se caractérise par une sédimentation à dominance silico-clastique quand l'apport détritique est fort, et par une sédimentation à dominance carbonatée là où l'apport détritique est faible et le climat favorable au développement des organismes constructeurs.

MILIEUX	PLATE-FORME INTERNE			BARRIERE	PLATE-FORME EXTERNE	
ETAGE	Supratidal (supralittoral)	Intertidal (méditerranéenne)	Subtidal (infralittoral)	Barre ou Barrière (Récif)	Marin ouvert (circalittoral)	
ENERGIE	variable	moyenne à basse	basse	très forte	moyenne	basse
FAUNE	limnique saumâtre ou sursalée	oligospécifique	benthique plus variée	constructeurs ou désert oolithique	benthique et pélagique Bryozoaires Echinodermes	
FLORE	Characées	Cynobactéries Stromatolites	Algues vertes Oncolites	Algues rouges		

(*) Limite Inférieure d'Action des Vagues de Tempête

Figure.15 : plate-forme littorale

4.2.2. Talus continental (fig.16 et 17)

Le talus borde l'extrémité distale de la plate-forme. Des sédiments détritiques rythmés sont mis en place en bas du talus par **les courants de turbidité**: nuage d'eau très trouble, relativement denses, transportant de grandes quantités d'argile, de limon et de sable en suspension qui descendent une pente sous-marine.

Les sédiments déposés forment **la séquence de Bouma** ou séquence turbiditique. A la base se trouvent les éléments grossiers (graviers, fragments d'argile) ; au sommet se décantent les particules fines. La séquence complète comprend 5 intervalles.

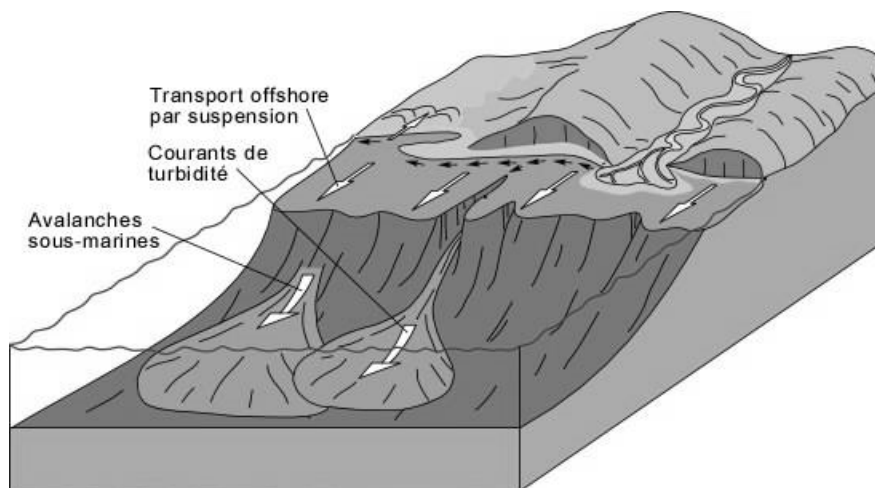


Figure.16 : Talus continental

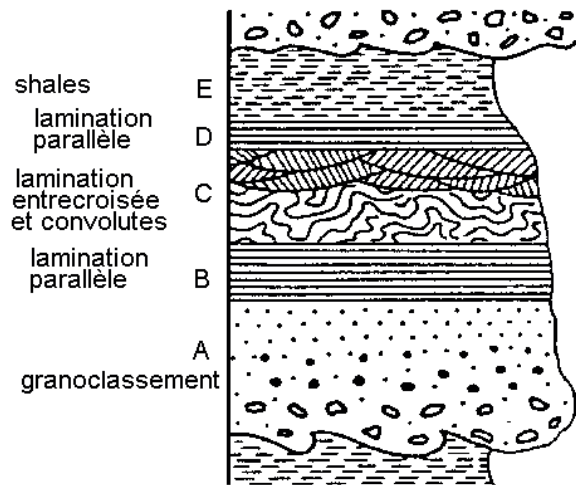


Figure.17 : séquence turbiditique (séquence de Bouma)

4.2.3. Bassin océanique

Le taux de sédimentation au niveau du bassin océanique est très faible, de l'ordre de 1 cm pour 1000 ans. Les sédiments sont généralement détritiques fins et des squelettes de microorganismes planctoniques. Les sédiments détritiques proviennent du talus et des particules apportées par les courants océaniques et des poussières transportées par le vent résultats de l'érosion continentale et des activités volcaniques.

4.3. Milieu mixte (Figure.18)

C'est la limite entre le domaine marin et le domaine continental et présentent des caractères mixtes. L'embouchure d'un cours d'eau dans la mer représente un domaine intermédiaire où s'affrontent les influences marines et fluviales. Deux milieux sont distingués :

- **Estuaires** : influence de la mer dominante.
- **Deltas** : le fleuve a une action dominante.

Au niveau de **la plaine deltaïque** : la sédimentation est généralement représentée par des barres sableuses et des galets se déposent dans les chenaux. Dans les zones interdistributaires sont constituées de limons et argiles, riches en matière organique sous climat humide, en évaporites sous climat sec et suffisamment chaud. Au niveau du **Front de delta**, la rencontre des eaux douces chargées de sédiments et des eaux salées conditionne la sédimentation. Alors que dans les **Prodelta** il s'y dépose des sédiments fins généralement bioturbés car très riches en matière organique d'origine continentale.

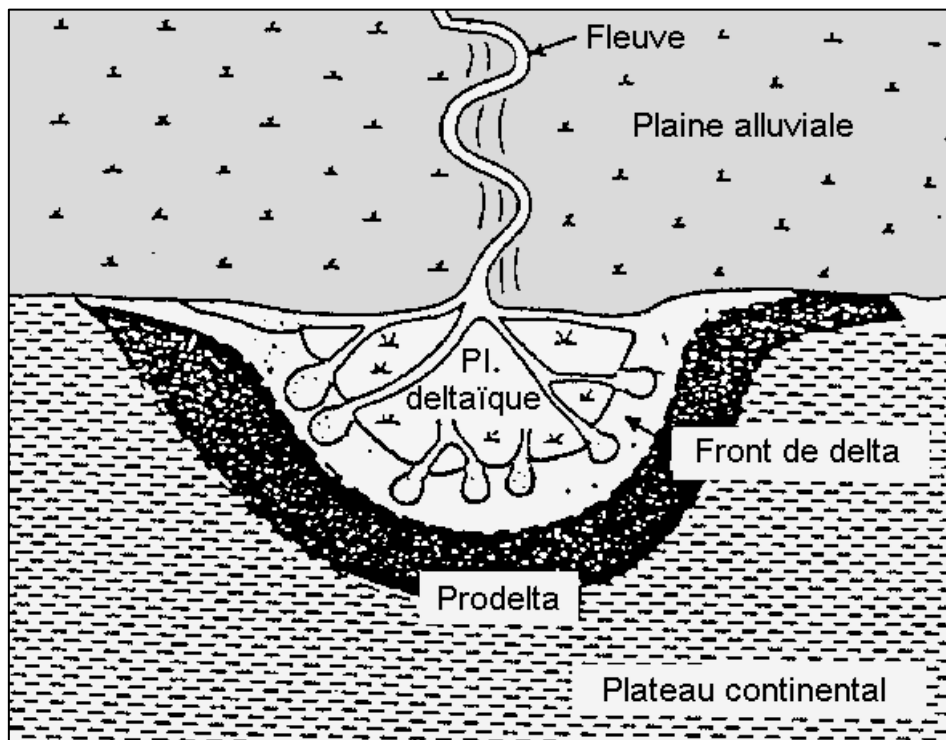


Figure.18 : milieu deltaïque

5. Classification des roches sédimentaires

Les roches sédimentaires sont classées en fonction de leur origine et de leur composition chimique.

5.1. Classification selon la composition chimique

- **Roches siliceuses** : roches constituées essentiellement de silice (SiO_2). Elles représentent 5 à 10 % des roches sédimentaires. Ex : Grès.
- **Roches Carbonatées** : constitué en majorité de carbonates de calcium (CaCO_3), et représentent 5 à 10 % des roches sédimentaires. Ex : Calcaire.
- **Roches Silico-alumineuses** : renferment une grande quantité de silicates d'alumine et représente environ 80 % des roches sédimentaires. Ex : Argile.

5.2. Classification génétique

En fonction de l'origine des sédiments on distingue :

5.2.1. Les roches Détritiques

Elles représentent environ 70 % des roches qui affleurent à la surface de la terre. Elles sont constituées de lithoclastes (particules minérales : quartz, mica...) et bioclastes (reste d'êtres vivants : coquilles, algues...).

Taille des éléments	Classes	Roches meubles	Roches consolidées
D > 2 mm	Rudites	Blocs, galets, graviers	Conglomérats : brèches et poudingues
2 mm > D > 0,02 mm	Arénites	Sables	Grès
D < 0,02 mm	Lutites	Boues et limons	Shales et argiles

Tableau 1 : classification des roches détritiques

5.2.2. Les roches Chimiques et biochimiques

Les roches chimiques sont formées par précipitation chimique des minéraux, alors que celles biochimiques résultent de l'action directe ou indirecte des êtres vivants. Les roches d'origine biologiques sont très peu représentées dans la nature, elles résultent de l'accumulation et la transformation des restes de certains êtres vivants lors de l'enfouissement.

	Roches carbonatées	Roches siliceuses	Autres roches
Roches chimiques	- Calcaires (CaCO ₃) - Dolomites (CaMg)CO ₃	- Silex	- Gypse CaSO ₄ ·2H ₂ O - Halite NaCl - Sylvite KCl
Roches biochimiques et biologiques	- Calcaire coralliens - Lumachelles - Craie	- Radiolarites - Diatomites	- Roches carbonées : charbon, pétrole, phosphates

Tableau 2 : classification des roches chimiques, biochimiques et biologiques

6. Intérêt des roches sédimentaires

- La reconstitution de l'histoire de la terre : les roches sédimentaires enregistrent les événements qui ont suivi leur dépôt.
- Matériaux de construction dans le domaine de l'habitat et le génie civil (ex. calcaires)
- L'industrie des chaux, ciments et plâtres (ex. calcaires, argiles et gypses)
- Stockage des gîtes de plusieurs métaux (fer, aluminium, le manganèse...) et des fluides (eaux souterrains, hydrocarbures).

Références bibliographiques

- BIJU-DUVAL B. (1999). - Géologie sédimentaire. Bassins, environnements de dépôts, 735p, Technip,
- CAMPY M. & MACAIRE J.J. (1989). - Géologie des formations superficielles. Géodynamique. Faciès. Utilisation, 433 p, Masson,
- CHAMLEY H. (1988). - Les milieux de sédimentation, 173 p, BRGM-Lavoisier,
- Jean-François Deconinck, Hervé Chamley, (2011) - Bases de sédimentologie. Dunod.
- LUCAS G. CROS P. LANG J. (1976). - Les roches sédimentaires. Etude microscopique des roches meubles et consolidées, 503p. Doin Paris.

Cours en ligne :

<https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>

<http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s2/r.sedim.html>