



Géodynamique Externe, M10

Filières : STU-SV, S2

AU 2021/2022

Pr. NAJIB Saliha

Table of Contents

Introduction	4
Le cycle des roches	4
Le cycle des roches sédimentaires.....	5
Chapitre 1 : les éléments de climatologie.....	6
I- Les éléments du climat	6
II- La nature du rayonnement solaire.....	7
III- Atmosphère terrestre	8
III.1 Composition de l'atmosphère.....	8
III.2 Stratification de l'atmosphère (figure 5).....	9
IV- Classification des climats.....	11
V- Le cycle de l'eau	12
VI- Les eaux souterraines	15
VI.1 Types d'eau souterraine (figure 11)	16
VI.2 La porosité des roches.....	16
VI.3 La perméabilité des roches.....	17
VI.4 Types de nappe d'eau	18
Chapitre 2 : Altération	19
I- Altération physique (mécanique)	20
I.1 Cryoclastie.....	21
I.2 La thermoclastie	21
I.3 Hydroclastie.....	22
I.4 Haloclastie.....	23
I.5 Tectonique.....	23
I.6 Action mécanique des végétaux	24
II- Altération chimique	26
II.1 Hydrolyse (Silicates).....	30
II.2 Hydratation et Déshydratation.....	32
II.3 Oxydation et réduction	33
II.4 Dissolution et Décarbonatation.....	34
III. Altération biologique	38
Chapitre 3 : Erosion.....	39
I. Erosion éolienne	39
I.1 Déflation	39
I.2 Corrasion	40

II. Ruissellement et érosion fluviale	41
III. Erosion karstique.....	44
IV. Erosion glaciaire	46
V. Erosion marine.....	46
Chapitre 4 : Transport.....	47
I. Glissements en masse et écroulements en l'absence de fluides	48
II. Ecoulements gravitaires.....	49
III. Ecoulements de fluides.....	51
Chapitre 5 : Le dépôt.....	52
I- Les glaciers.....	53
I.1 Type de glaciers (figure 1).....	53
II. La granulométrie des sédiments.....	56
II.1 Analyse granulométrique	56
II.2 Analyse morphoscopique	58
II.3 Granoclassement	58
III. Les structures sédimentaires.....	59
III.1 Figures formées par érosion à la face supérieure des bancs	59
III.2 Structures de dépôt rides, mégarides (dunes)	60
III.3 Structures de déformation du sédiment.....	61
Chapitre 6 : L'évolution post-dépôt.....	63
I- La pédogenèse.....	63
I.1 Structure du sol	63
I.2 La fraction minérale du sol	64
I.3 La fraction organique du sol.....	64
II. La compaction	65
II.1 Evaluation d'un taux de compaction par mesure directe.....	66
III. Cimentation.....	66
IV. Diagenèse	68
IV.1 Compaction et diagenèse d'une boue argileuse (figure 5)	68
IV.2 Compaction et diagenèse des sables	68
Chapitre 7 : Les milieux de sédimentation	71
I- Les milieux continentaux.....	71
I.1 Les milieux désertiques (dépôts éoliens)	71
I.2 Les dépôts glaciaires (Cf chapitre Dépôt, les dépôts glaciaires)	73
I.3 Les dépôts fluviaux	73

I.4 Les dépôts torrentiels.....	78
I.5 Les dépôts lacustres	79
II. Les milieux intermédiaires	82
II.1 Les lagunes.....	82
II.2 L'embouchure.....	83
III. les milieux marins	85
III.1 Domaine littoral et plate-forme : Sédimentation néritique	87
III.2 Domaine du Talus et du Glacis : Sédimentation turbiditique	89
III.3 Domaine des bassins et des fosses océaniques : Sédimentation pélagique	90
Les références bibliographiques et webographiques	93

Introduction

Ce document présente un support de cours de la Géodynamique Externe destiné aux étudiants en première année filières Sciences de la Terre et de l'Univers-STU, Sciences de la Vie-SV. L'objectif de ce cours est de donner aux étudiants les différents processus de formation des roches sédimentaires.

La Géodynamique Externe est l'étude de l'évolution dynamique et la structure des enveloppes externes de la terre où interagissent eau, glace, vent et organismes vivants. Elle est le résultat de l'interaction entre l'hydrosphère, l'atmosphère, la biosphère et la surface de la lithosphère.

Le cycle des roches

La roche peut être définie comme tout matériau constitutif de l'écorce terrestre, formé en général d'un assemblage de minéraux et présentant une certaine homogénéité; le plus souvent dur et cohérent (pierre, caillou), parfois plastique (argiles), ou meuble (sable), à la limite liquide (pétrole) ou même gazeux. On distingue trois grands groupes de roches (figure 1) que l'on différencie par leur mode de formation:

Les roches sédimentaires : ces sont des roches exogènes, c'est à dire formées à la surface de la Terre.

Les roches magmatiques (ou roches ignées) : elles résultent de la cristallisation d'un magma;

Les roches métamorphiques : roches résultant de la transformation, à l'état solide, d'une roche originelle du fait d'une augmentation de pression et/ou de température.

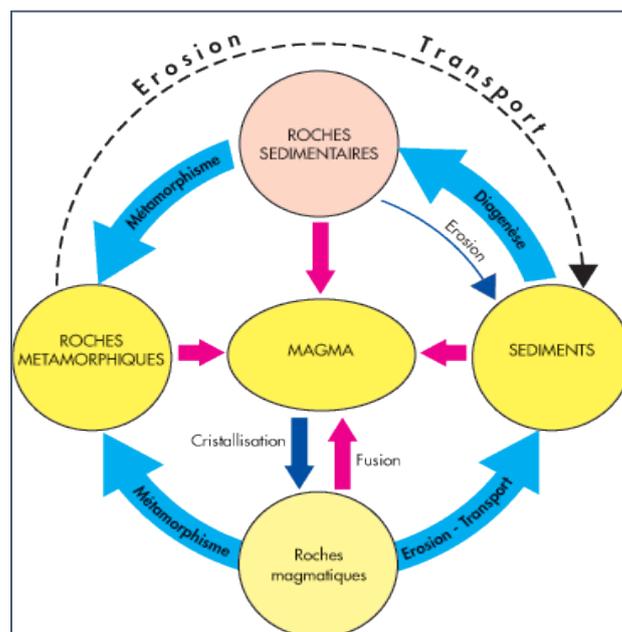


Figure 1 : Le cycle des principales roches de la croûte terrestre

Le cycle des roches sédimentaires

Les roches sédimentaires prennent naissance à la surface de la Terre, au fond de l'eau ou sur le continent dans un milieu généralement aqueux. Elles sont ainsi qualifiées de roches exogènes par opposition aux roches endogènes (les roches métamorphiques et les roches magmatiques) qui ont une origine profonde. Elles se forment donc à la suite de l'accumulation des sédiments d'origines variables et de leur transformation en roches consolidés ou non (exemple: argile, grès, conglomérat...). Ces roches sédimentaires sont généralement stratifiées, c'est-à-dire qu'elles se présentent en couches superposées, d'épaisseur variable, appelées des strates. Celles-ci correspondent le plus souvent à des unités homogènes.

Un sédiment (figure 2) correspond à une accumulation non consolidée de particules d'origine minérale, organique ou chimique. Avant de constituer un sédiment puis des roches, les particules sédimentaires ont été déplacées à la surface terrestre par un ou plusieurs agents de transport (Eau, vent...).

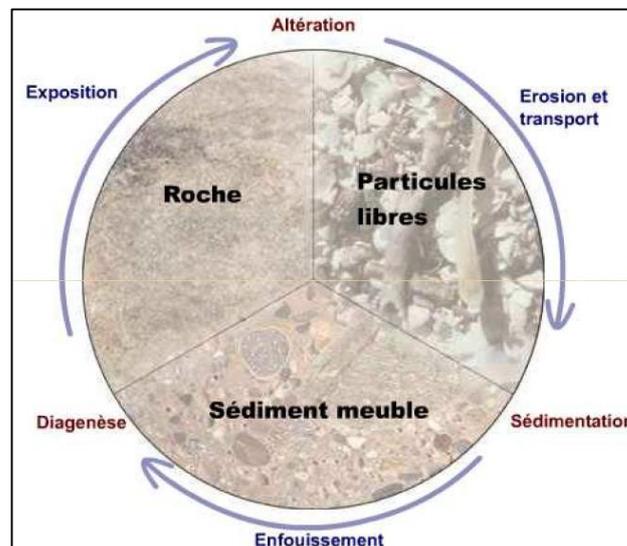


Figure 2 : Le cycle des roches sédimentaires

Les processus sédimentaires comprennent l'altération, l'érosion, le transport, le dépôt et la diagenèse (figure 3).

- L'altération est la destruction des roches préexistantes (roches ignées, métamorphiques ou sédimentaires) par désagrégation mécanique, décomposition chimique et biologique.
- L'érosion correspond à l'enlèvement de ces produits d'altération dans les zones actives.
- Les sédiments sont transportés depuis les zones sources jusqu'aux zones de dépôts par trois processus.
- Le dépôt des sédiments a lieu lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue ou lorsque cet agent de transport disparaît. Il se produit dans une zone déprimée correspondant le plus souvent à une mer ou à un lac, plus rarement à une simple dépression continentale.
- La diagenèse est l'ensemble des transformations physico-chimique et biologique qui affectent le sédiment après son dépôt. Elle le transforme en une roche dure et cohérente.

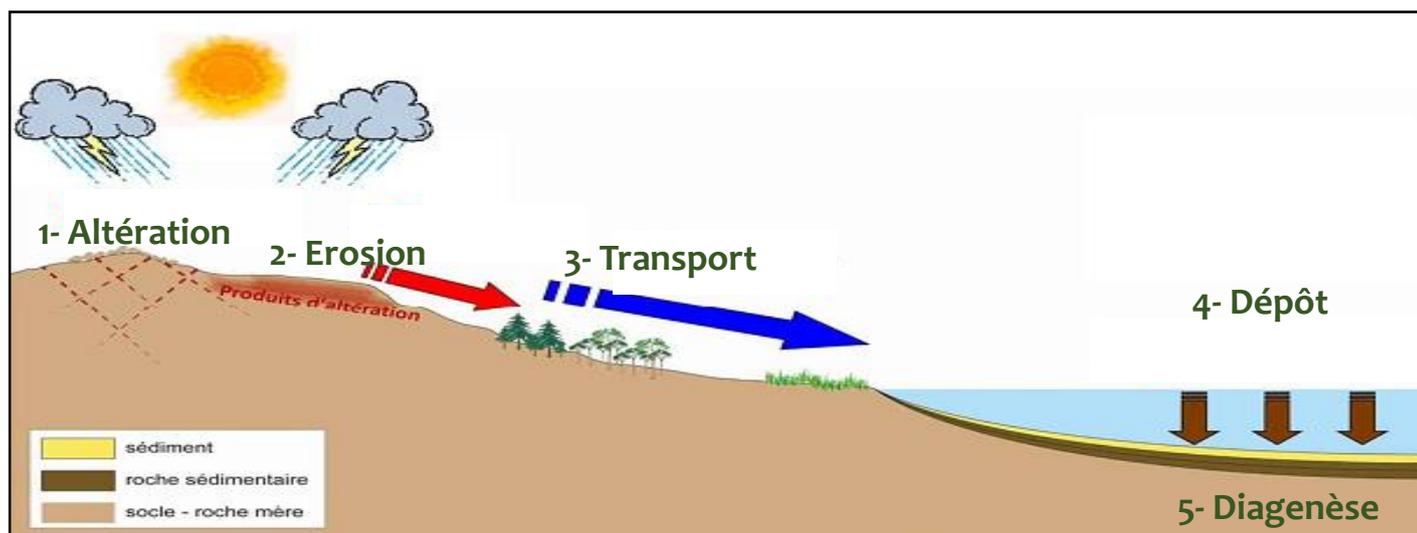


Figure 3: Les étapes de transformation des roches sédimentaires (Cycle sédimentaire)

Chapitre 1 : les éléments de climatologie et le cycle de l'eau

I- Les éléments du climat

La climatologie est l'étude du climat. C'est l'étude de la succession des conditions météorologiques sur longues périodes dans le temps (minimum 30 ans selon OMM*). L'étude du temps à court terme est le domaine de la météorologie. Plus précisément, le climat a été défini en termes généraux comme « la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu, dans leur succession habituelle »

* Organisation Météorologique mondiale (World Meteorological Organization)

Les éléments régissant le climat sont : l'atmosphère, l'océan, la cryosphère, les continents et enfin la biosphère (incluant l'homme). Ces éléments –en interaction- ont des propriétés physiques différentes et sont alimentés en énergie de façon quasi exclusive par le rayonnement solaire.

Les précipitations : elles peuvent chuter sous plusieurs formes. On peut avoir la pluie, la neige, le brouillard,...Elles sont mesurées à l'aide d'un pluviomètre de façon directe et d'un pluviographe indirectement en millimètre : P (mm).

La température : dans les stations d'observations, on distingue la température minimale, maximale et moyenne. Le thermomètre la mesure en degré Celsius (°C).

Les vents/La pression : la pression est la force que l'atmosphère ou le vent exerce sur la surface de la terre.

Le rayonnement solaire : c'est l'énergie émise par le soleil sur la surface terrestre. Cette énergie diffusée est soit absorbée ou réfléchiée par les corps à la surface de la terre et les constituants de l'atmosphère.

L'humidité : l'état de fraîcheur moyen du sol. Elle est mesurée en % à l'aide du thermomètre mouillé.

Les facteurs générateurs du climat : Le soleil comme source d'énergie. Il diffuse cette énergie à la surface de la terre à travers un rayonnement varié. La terre en tant que mobile émet de l'énergie cinétique à travers ses mouvements de rotation et de révolution. Cela crée des vents ou des forces de diverses natures à la surface du globe.

Les facteurs modificateurs du climat: Géographiques : Physique (Reliefs, Océans, lacs, ...) et Anthropique (pollution...)

II- La nature du rayonnement solaire

Le terme de rayonnement correspond à un flux de rayonnement, exprimé comme une quantité d'énergie reçue, émise ou transportée par unité de surface et de temps (ici en watt par mètre carré).

La surface de la Terre reçoit l'essentiel de son énergie du soleil. Trois sources d'énergie : Energie interne : $0,06 \text{ W/m}^2$ Energie solaire : 340 W/m^2 (au sommet de l'atmosphère, mais 160 à 180 au sol) Energie associée à la rotation de la Terre: $5 \cdot 10^{-3} \text{ W/m}^2$

On appelle constante solaire la quantité d'énergie que recevrait un disque située à la distance Terre-soleil. Elle est de 1368 W/m^2 , reçue sur une surface de πR^2 . Cette valeur est répartie en 24 h sur toute la surface de la terre, c'est à dire $4\pi R^2$. D'où le 340 W/m^2 . Mais l'énergie disponible n'est pas absorbée de la même façon à l'équateur qu'aux pôles (figure 4). La quantité de RS disponible par unité de surface est de moins en moins importante à mesure que l'on se dirige vers les pôles en raison de la géométrie sphérique de la terre.

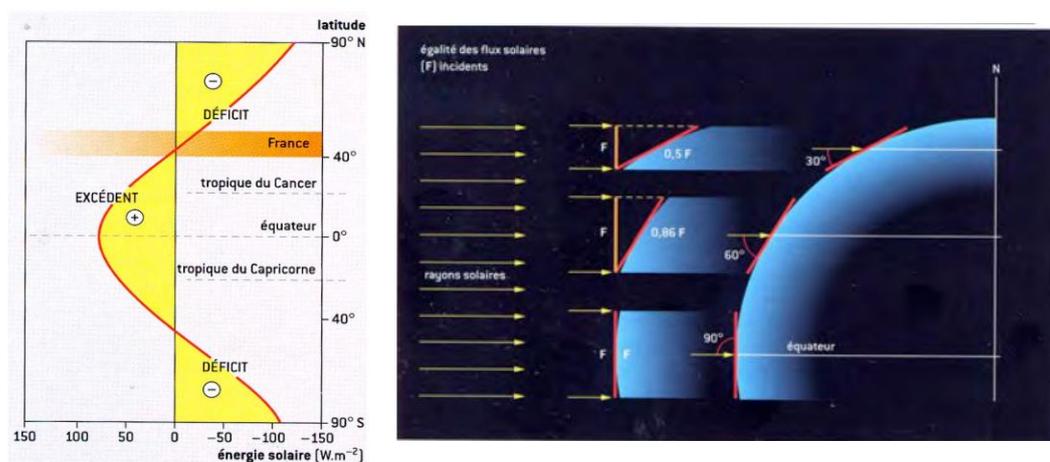


Figure 4 : Répartition de l'énergie solaire en fonction des latitudes

III- Atmosphère terrestre

L'atmosphère de la terre est l'épaisse couche gazeuse qui entoure la planète terre. Elle est plus épaisse à l'équateur (13-16 km) qu'aux pôles (7-8 km). Elle s'étend de la terre jusqu'en milieu interplanétaire. C'est-à-dire au lieu où commence une autre planète. Le soleil et la terre alimentent l'atmosphère en énergie. Elle a un rôle de régulateur thermique et considérée comme un bouclier protecteur. C'est elle qui rend possible la vie sur terre.

III.1 Composition de l'atmosphère

Essentiellement composée de diazote (N₂, 78%), de dioxygène (O₂, 21%) et d'argon (Ar, 1%). Elle contient notamment sous forme plus diffuse des gaz essentiels à la vie : de la vapeur d'eau, une couche d'ozone (O₃) permettant de filtrer les rayons ultra-violet dangereux et du dioxyde de carbone (CO₂) qui, en quantité limitée, retient l'énergie solaire et assure la régulation des températures.

Tableau 1 : Composition chimique de l'atmosphère

Gaz constituants	composition en %
Azote (N ₂)	78
Oxygène (O ₂)	21
Argon (A)	0,93
Vapeur d'eau (H ₂ O)	0-4
Gaz carbonique (CO ₂)	0,03
Néon (Ne)	1,8 10 ⁻³
Krypton (Kr)	1,1 10 ⁻⁴
Hydrogène (H)	5 10 ⁻⁵
Xénon (Xe)	5 10 ⁻⁵
Ozone (O ₃)	1 10 ⁻⁶

III.2 Stratification de l'atmosphère (figure 5)

- La troposphère, la plus proche du sol, a une épaisseur variant de 7 km aux pôles à 18 km à l'équateur. Elle contient 95% des gaz atmosphériques. Très turbulente, elle est le siège des phénomènes météorologiques.
- La stratosphère s'élève jusqu'à 50 km d'altitude. C'est dans cette couche plus calme que s'est formée la couche d'ozone absorbant les rayons ultra-violets. L'ozone se dissocie en dioxygène sous l'action du rayonnement solaire ultra-violet.
- La mésosphère s'étend ensuite jusqu'à 100 km d'altitude. Très calme, elle est composée de peu de gaz.
- Au-delà, dans l'ionosphère ou thermosphère, la température croît constamment. Elle peut atteindre plus de 1000°C à 700 km d'altitude. Les molécules gazeuses s'ionisent peu à peu jusqu'à constituer la majorité des particules à très haute altitude.

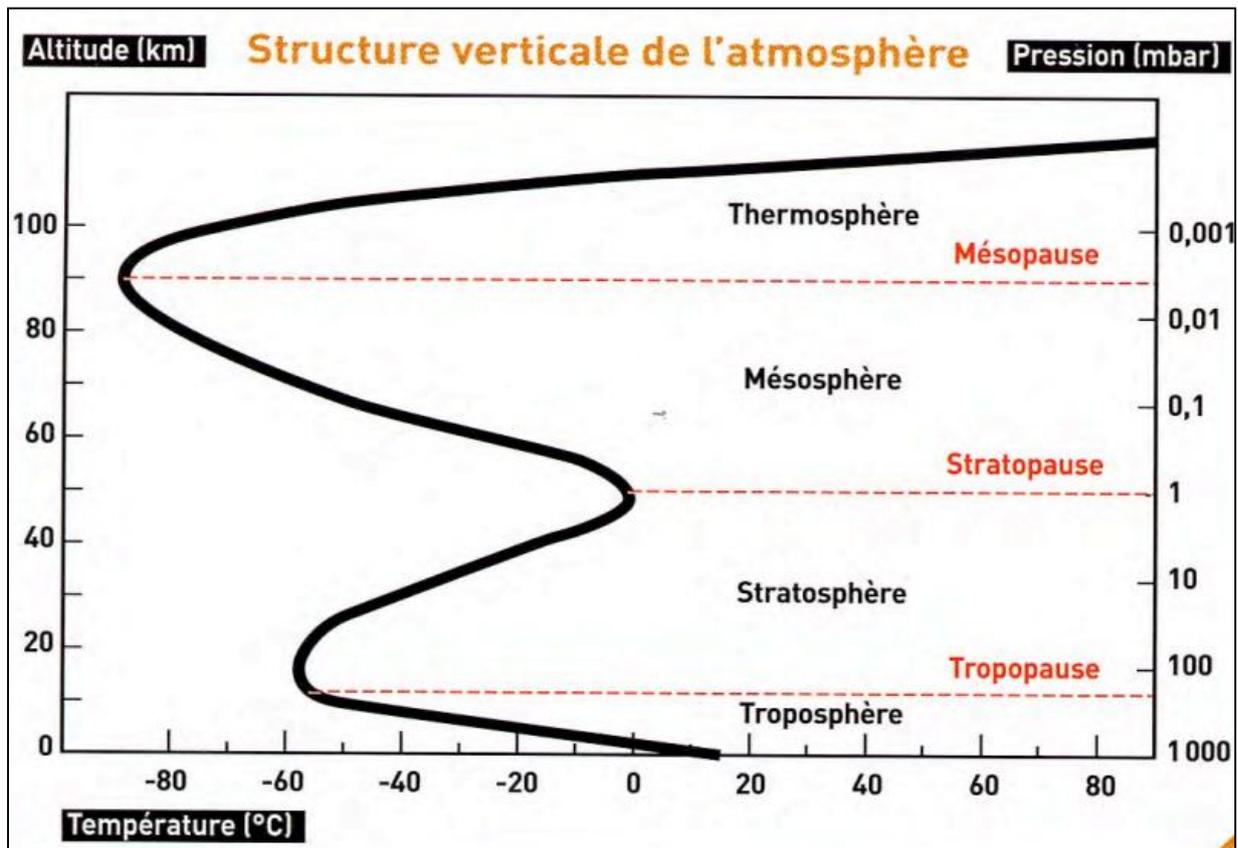


Figure 5 : La stratification de l'atmosphère

L'hydrosphère

L'hydrosphère est une enveloppe fluide recouvrant 60% de la surface terrestre. Elle contribue comme l'atmosphère aux transferts d'énergie de l'équateur vers les pôles grâce à ses courants marins.

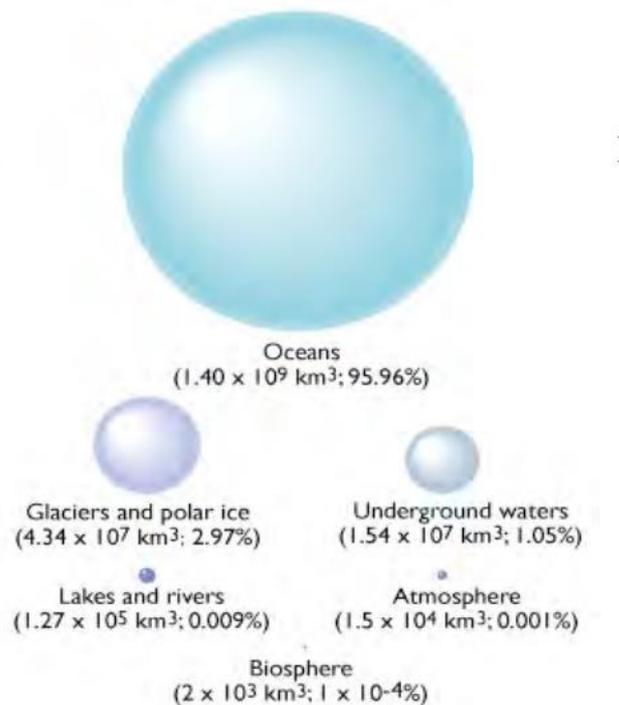


Figure 6 : Les grandes masses d'eau de la planète bleue

La circulation des courants océaniques est très différente de celles des courants atmosphériques. Seule la couche de surface est chauffée par le soleil. Ce qui crée une couche de surface stable. La densité varie non pas seulement en fonction de la température mais aussi de la salinité. Deux types de courants: les courants de surface et les courants profonds.

- ❑ Les courants de surface des mers et océans, générés par les vents, se déplacent très rapidement, de plusieurs kilomètres par heure environ.
- ❑ Les courants profonds, plus lents, ne se déplacent que de quelques millimètres par an. À cause de la variation de la densité des eaux; une eau froide et salée est plus dense qu'une eau chaude et douce.

La composition chimique des eaux océaniques (tableau 2) est variable selon l'origine des éléments dissous; l'altération des roches et apport de l'hydrothermalisme et la précipitation de minéraux silicatés.

Tableau 2 : La composition chimique de l'eau océanique

ion	g/kg	ion en %
Chlorure	18,98	55
Sodium	10,56	31
Sufate	2,65	8
Magnésium	1,27	4
Calcium	0,4	1
Potassium	0,38	1
Bicarbonate	0,14	0,4

IV- Classification des climats

La classification de Köppen en 1920 est une classification des climats fondée sur les précipitations et les températures (tableau 3).

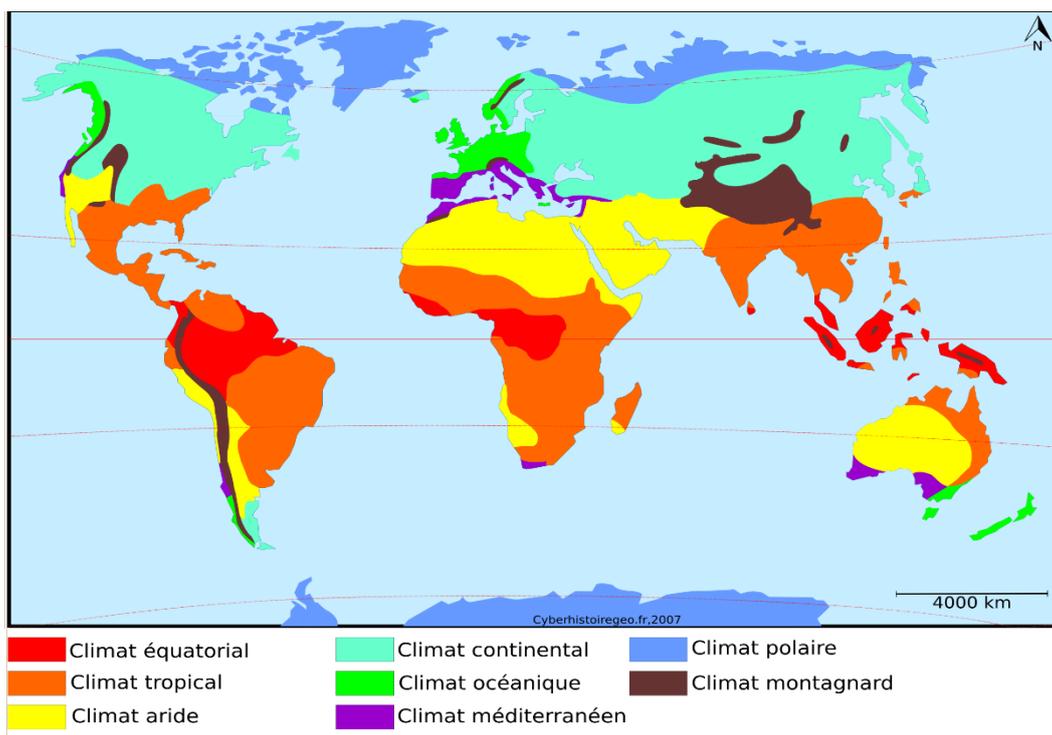


Figure 7 : Répartition spatiale des climats

Tableau 3: Caractéristiques des climats selon Köppen

CLIMATS	TEMPÉRATURE	PRÉCIPITATIONS	PAYSAGES DOMINANTS
POLAIRE	Toujours froides (seulement 5°C en été)	Faibles: climat sec (précipitations sous forme de neige)	Banquise (couche de glace recouvrant l'océan) Toundra (formation végétale formée de mousse et de petits arbustes)
OCÉANIQUE	Douces toute l'année	Moyennes: climat humide toute l'année	Lande (végétation constituée d'arbres)
CONTINENTAL	Hiver: froid Été: chaud	Hiver: sec Été: humide	Taïga (forêt de sapins)
MÉDITERRANÉEN	Hiver: doux Été: chaud	Hiver: humide Été: très sec	Garrigue (végétation de petits buissons et de petits arbustes)
ÉQUATORIAL	Chaudes toute l'année	Très humide toute l'année	Forêt dense
TROPICAL	Chaudes toute l'année	Hiver: très sec Été: très humide (saison des pluies: Mousson)	Savane (végétation formée de hautes herbes et d'arbres dispersés)
DÉSERTIQUE CHAUD	Chaudes toute l'année	Aride toute l'année	Reg (désert de pierre), erg (désert de sable), végétation seulement dans les oasis
MONTAGNE	Moins 0,5 degrés tous les 100 mètres	Fréquentes et intenses (orages)	Montagnes, haut plateaux, vallées... Étagement de la végétation

V- Le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau (figure 8) se décompose essentiellement en :



L'évaporation: Sous l'effet de la chaleur du soleil l'eau s'évapore. La vapeur s'élève dans l'atmosphère et par refroidissement elle se transforme en minuscule gouttelettes d'eau. C'est la condensation, des nuages se forment.

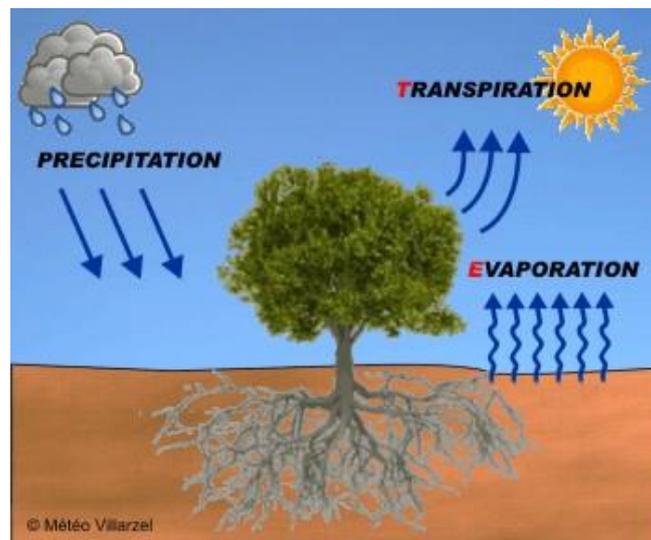
Ces nuages sont composés de ces fines gouttelettes d'eau et de cristaux de la glace poussés par le vent ils passent au-dessus des continents.

Lorsque les gouttelettes d'eau se rassemble ou que les cristaux de la glace se collent les uns aux autres et deviennent trop lourds dans l'air on obtient les précipitations (pluie, neige...)

Une partie de l'eau ainsi tombé ruisselle sur le sol c'est le ruissellement (rivières, ruisseaux, fleuves...) elle retourne directement à la mer ou reste stockée dans des retenues (lacs, étangs).

L'autre partie s'infiltré (infiltration) dans le sol pour rejoindre les nappes ou les voies d'eau souterraines dont la plupart retournent à la mer sous forme de sources sous-marines (d'eau douce).

L'évapotranspiration: correspond à la quantité d'eau totale transférée du sol vers l'atmosphère par l'évaporation au niveau du sol et par la transpiration des plantes.



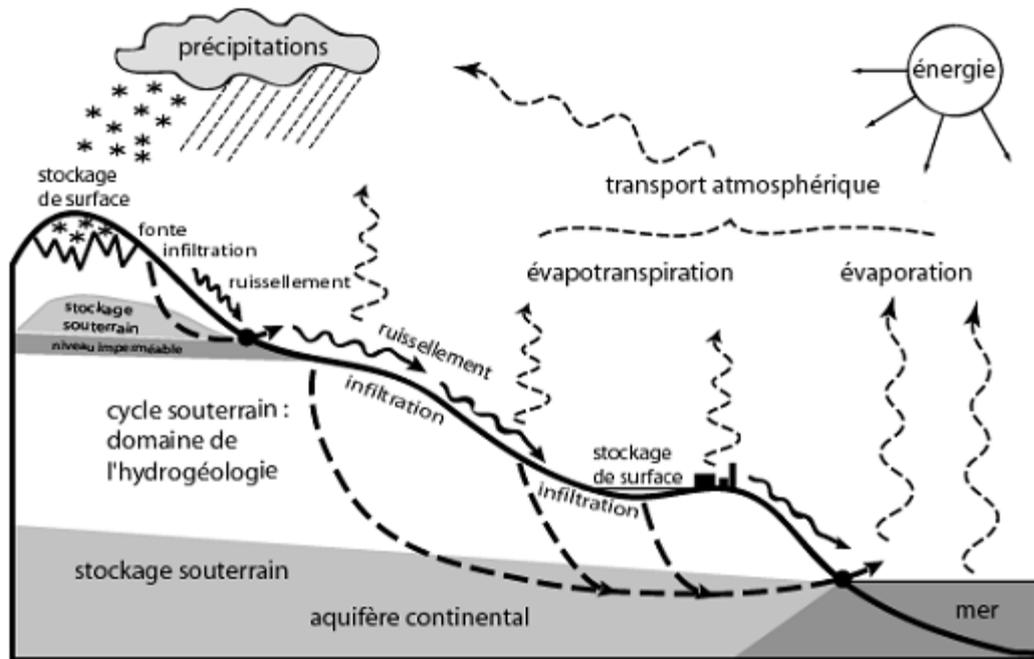


Figure 8 : Cycle externe de l'eau

Une autre partie de l'infiltration est absorbée par le sol au niveau de la zone non saturée (figure 9). L'autre partie s'infiltrer vers la zone saturée et alimente les nappes d'eaux souterraines. Les eaux de ces nappes circulent lentement vers les exutoires naturels (lacs et mers ou océans...).

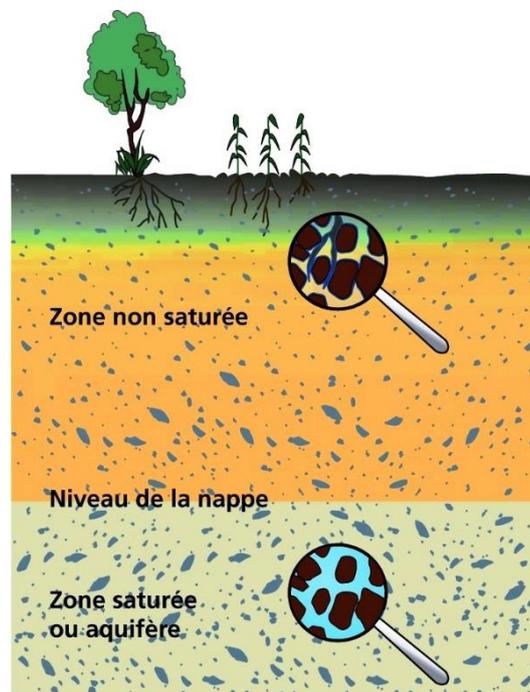


Figure 9 : Distinction entre zone non saturée et zone saturée

VI- Les eaux souterraines

L'hydrogéologie est l'étude des eaux souterraines, de leur chimie et de leur écoulement. Sur l'ensemble du territoire marocain, on dénombre 32 nappes profondes (profondeurs variant de 200 à plus de 1000 m) et plus de 48 nappes superficielles (une faible profondeur de niveau d'eau). Les premières sont difficiles d'accès avec un coût de mobilisation et d'exploitation assez élevé, les secondes plus accessibles mais aussi plus vulnérables à la pollution et à la sécheresse.

Aquifère: formation géologique et perméable comportant une zone saturée en eau et permettant l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables.

Nappe: ensemble des eaux comprises dans la zone saturée d'un aquifère toutes les parties sont en liaison hydraulique.

Aquiclude: formation géologique imperméable

Niveau piézométrique: défini en chaque point par le niveau le plus haut (niveau piézométrique) atteint par l'eau d'une nappe montant dans un conduit de forage atteignant cette nappe (figure 10).

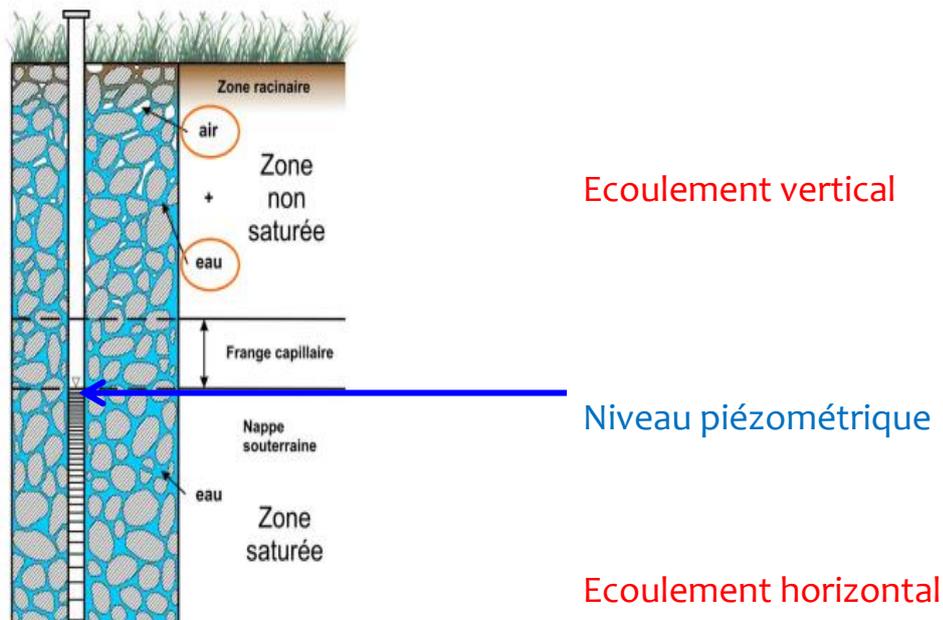


Figure 10 : Distinction entre eau du sol dans la zone non saturée et l'eau de la nappe dans la zone saturée

VI.1 Types d'eau souterraine (figure 11)

Eau liée ou Eau de rétention c'est la fraction d'eau souterraine, maintenue dans les vides à la surface des grains ou des parois des microfissures, par des forces d'attraction moléculaire supérieures à celles de la gravité.

Eau libre ou eau gravitaire c'est la fraction d'eau souterraine libérée par l'action de la force de gravité. C'est l'eau mobilisable

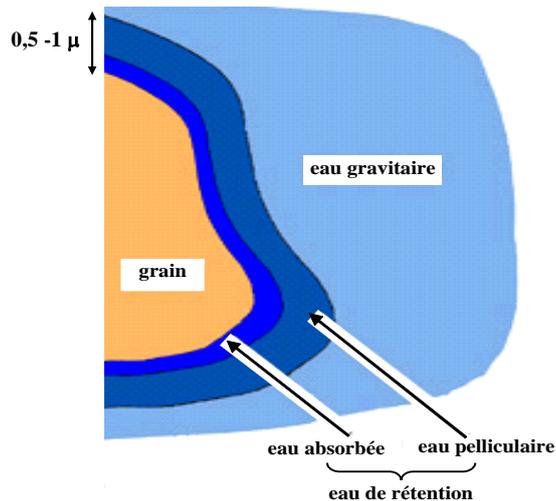


Figure 11 : Eau gravitaire et eau de rétention

VI.2 La porosité des roches

Dans la nature, la plupart des sols et des roches contiennent un certain pourcentage des vides qui peuvent être occupés par de l'air et/ou de l'eau ou d'autres fluides. L'existence de ces vides détermine ce qu'on appelle la porosité. La porosité est donc la capacité d'une roche à retenir une quantité d'eau. Par fracturation ou altération.

Dans l'étude de la porosité, on distingue deux notions selon la teneur en eau dans les vides : la porosité totale et la porosité efficace.

$$\text{Porosité totale } n_t = \frac{\text{Volume de vides}}{\text{Volume total}}$$

Avec $0 < n_t < 1$ où n_t exprimée en %

$$\text{Porosité efficace } n_e = \frac{\text{Volume de l'eau libre}}{\text{Volume total}}$$

Avec $0 < n_e < n_t$

Le tableau 4 montre les valeurs de la porosité totale et de la porosité efficace des quelques sédiments.

Tableau 4 : Ordre de grandeur de la porosité totale et la porosité efficace de quelques sédiments

Types de sédiments	D (mm)	Porosité n_t (%)	Porosité efficace n_e (%)
Gravier moyen	2,5	45	40
Sable gros	0,250	38	34
Sable moyen	0,125	40	30
Sable fin	0,09	40	28
Sable très fin	0,045	40	24
Sable silteux	0,005	32	5
Silt	0,003	36	3
Silt argileux	0,001	38	-
Argiles	0,0002	47	-

VI.3 La perméabilité des roches

La perméabilité (ou conductivité hydraulique) K (m/s) des roches du sous-sol détermine leur capacité à conduire les eaux souterraines. Les roches les plus perméables sont les roches meubles, non cimentées, comme les sables (figure 12). Une roche est dite imperméable quand son coefficient de perméabilité est inférieur à 10^{-8} m/s. Les ordres de grandeur du coefficient de perméabilité de quelques sédiments et roches consolidées sont donnés par la figure suivante :

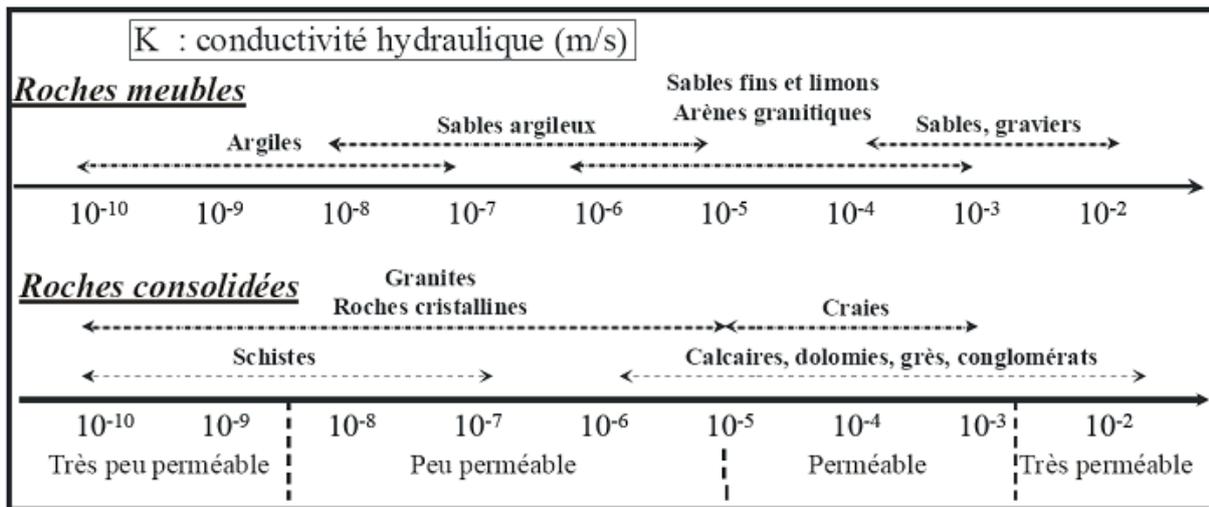


Figure 12 : le coefficient de perméabilité ou La conductivité hydraulique en m/s de quelques roches meubles et consolidées

VI.4 Types de nappe d'eau

On distingue deux types de nappe selon leur pression piézométrique :

Nappe libre : Une nappe libre est une nappe dont la limite supérieure dans la formation poreuse est à surface libre (figure 13), sans contraintes physiques. On appelle nappes phréatiques, les premières nappes libres rencontrées. La pression exercée sur le toit de cette nappe est égale à la pression atmosphérique.

Cas particulier d'une nappe libre

Nappe perchée ou non soutenue: dans certains cas, un corps de roches peu perméables, généralement de forme lenticulaire, peut être rencontré au sein d'un aquifère plus perméable. L'eau d'infiltration dans la zone non saturée est interceptée par cette lentille formant une nappe permanente ou temporaire suspendue au-dessus de la nappe libre (figure 13).

Nappe captive : une nappe d'eau souterraine emprisonnée dans une formation géologique perméable, entre deux formations imperméables (figure 13). L'eau contenue dans la nappe captive est donc soumise à une pression supérieure à la pression atmosphérique.

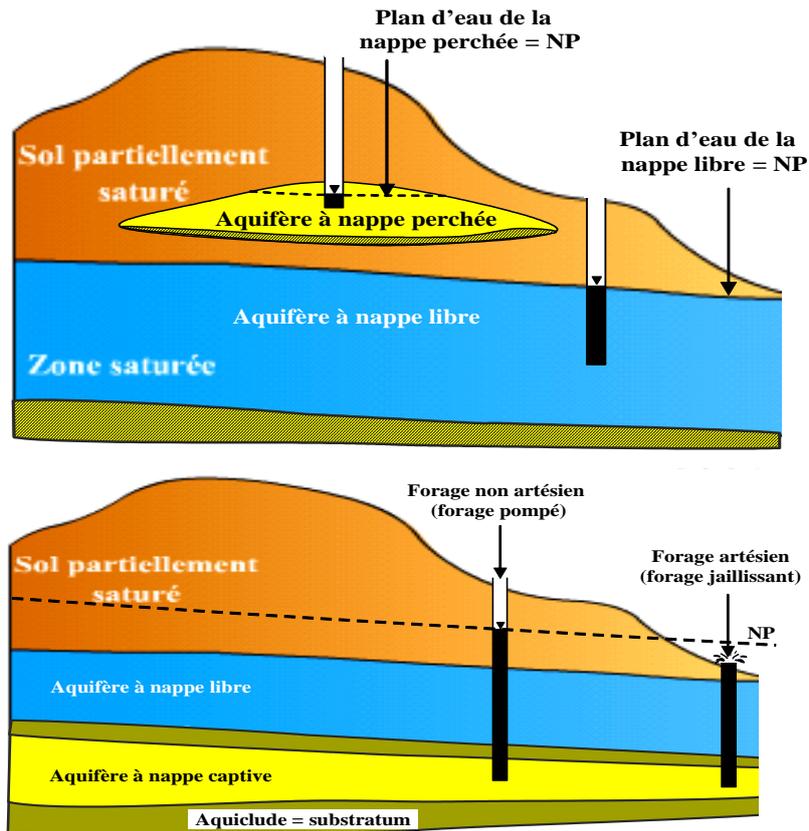


Figure 13 : Les différents types de nappes : libre, perchée et captive

Chapitre 2 : Altération

Ensemble des modifications chimiques et physiques qui affectent les sédiments et les roches exposés à l'atmosphère, à l'hydrosphère et à la biosphère. La production des constituants des sédiments (particules et solutés) fait appel à des processus d'altération qui interagissent et que l'on distingue généralement en trois catégories:

L'altération mécanique (ou érosion) qui n'affecte pas la composition chimique et minéralogique de la roche, mais facilite le démantèlement du matériau;

L'altération chimique qui transforme la composition initiale des roches par mise en solution ou précipitation d'éléments.

L'altération biologique conduit également à une fragmentation ou à une détérioration chimique des roches par l'action d'organismes vivants (animaux, plantes, bactéries).

Ces modes d'altération aboutissent à la séparation de deux phases.

La phase **migratrice** (soluble) est évacuée par les eaux de drainage dont les éléments peuvent (bio) précipiter dans les milieux de sédimentation et constituer les roches sédimentaires chimiques (roches évaporitiques), biochimiques et biogènes.

La phase **résiduelle**, qui s'accumule sur place peut être à l'origine des sols ou permettre la concentration de certains éléments exploitables comme minerais: Al (bauxites), Fe, Ni, Mn.

L'intensité de l'altération est largement modulée par un certain nombre de facteurs qui dépendent de **l'état de surface des continents** et **des paramètres climatiques**. L'eau est l'agent dominant des processus d'altération à la surface de la terre.

L'état de surface des continents comme la morphologie du relief, l'influence des différents types de formations végétales naturelles sur l'efficacité de protection du substratum et la nature minéralogique et chimique des roches qui conditionne le degré de fragmentation.

Les paramètres climatiques variables en fonction de la latitude et du continent. On y distingue le rôle des températures moyennes qui agissent sur la cinétique et les points d'équilibre des réactions chimiques et leur effet modulateur sur la qualité du couvert végétal. Le volume des précipitations et le drainage continental représentent le facteur dominant de la dynamique et l'intensité de l'altération chimique.

I- Altération physique (mécanique)

L'altération (désagrégation) mécanique dégrade la roche en petits fragments (débris). Le degré de fragmentation des roches est un facteur essentiel de l'altération (figure 1).

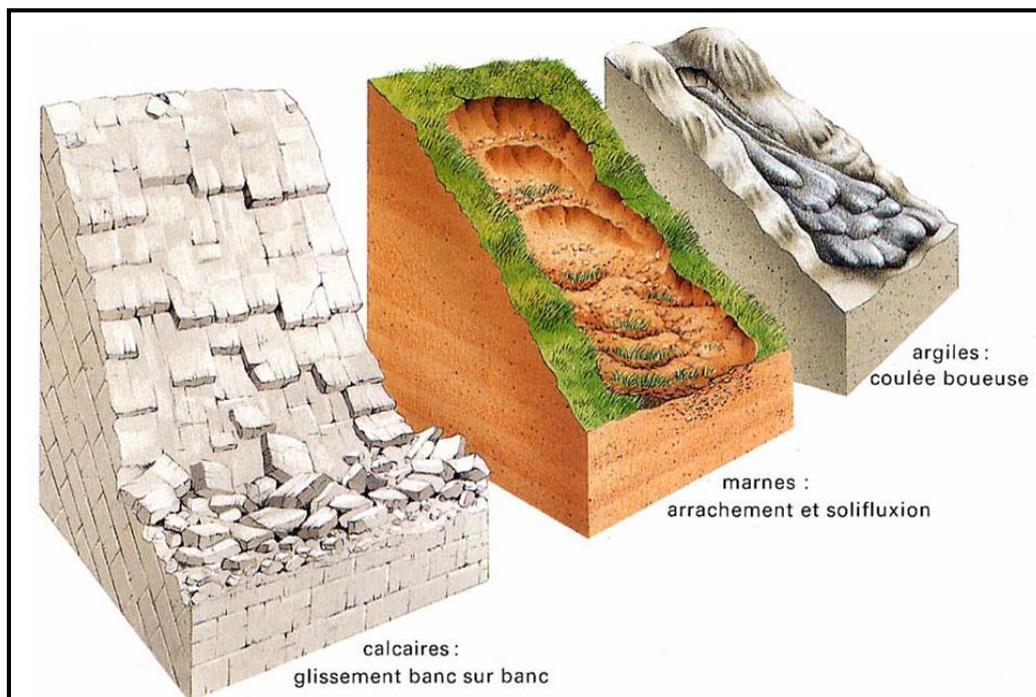


Figure 1: Exemple de l'altération de Calcaires, marnes et argiles.

Les processus mis en place dans l'altération physique sont les suivants:

I.1 Cryoclastie (figure 2) : est l'action du froid: gélifraction ou cryoclastie. Les alternances de gel-dégel, en climat suffisamment humide, fragmentent les roches. L'eau en gelant augmente son volume de 9-10% et élargit progressivement les fractures.

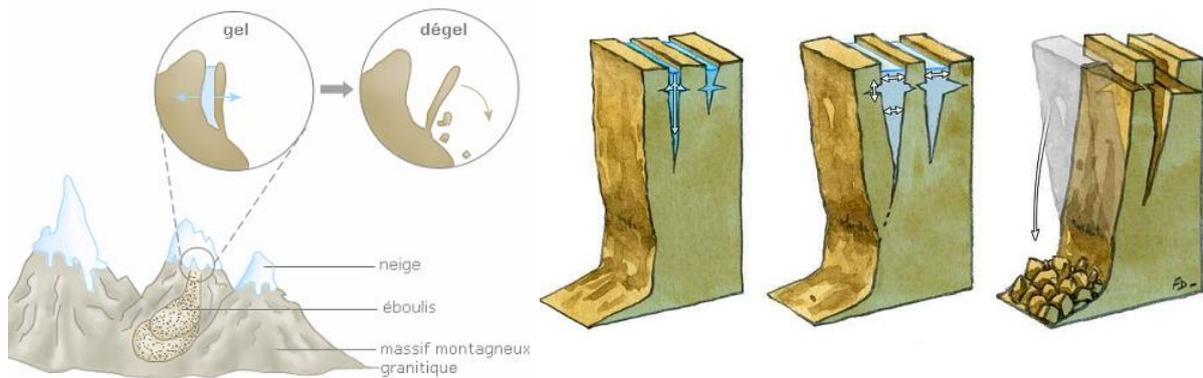


Figure 2 : Alternances de gel-dégel (Cryoclastie)

I.2 La thermoclastie (Thermo: Température, Klasis: rompre, briser) est l'action de la température. Les variations de température sont la cause de dilatation et contraction différentielle des minéraux. Il en résulte une désagrégation granulaire se manifestant par le détachement des croutes (desquamation ou exfoliation*). Dans le désert, l'amplitude des variations de température journalière peut atteindre 50°C. La roche tend à se réchauffer le jour et à se refroidir la nuit. Compte tenu de son hétérogénéité minéralogique, certains minéraux se dilatent plus que d'autres ce qui est propice à leur déchaussement granulaire; par exemple **le coefficient de dilatation thermique** du quartz est deux fois plus élevé que celui de l'orthose. Cette action est appelée thermoclastie.

***Desquamation ou exfoliation:** Désagrégation en écailles d'une roche de structure fine (figure 3). Les variations importantes de la température conduisent à la dilatation et la contraction des parties superficielles de la roche qui se détachent en minces lames ou écailles.



Figure 3 : Desquamation (Thermoclastie)

I.3 Hydroclastie : c'est l'effet de variations de la teneur en eau (Effet Splash*). L'eau qui s'infiltré dans les fissures de la roche fait gonfler certains minéraux capables de l'absorber, tels les argiles (figure 4). Le volume de ces minéraux va varier en fonction de l'hygrométrie (l'humidité de l'air) entre les phases de forte absorption en saison des pluies (gonflement de 60 % pour la montmorillonite, par exemple) et de dessèchement en saison sèche.

*L'effet splash est un terme désignant l'érosion d'un sol nu provoquée par l'impact des gouttes d'eau.



Figure 4 : Formation de fentes de dessiccation (mud-cracks) sur les surfaces argileuses desséchées par l'évaporation de l'eau

I.4 Haloclastie En bord de mer, l'eau de mer ou des embruns pénètrent dans les fissures puis s'évaporent en permettant la cristallisation de sels (figure 5). Ces cristaux maintiennent ainsi béantes les fissures exercent une pression qui, par cumul, peut être suffisante pour les élargir.



Figure 5 : Calcaire en milieu évaporitique

I.5 Tectonique (figure 6) : L'altération dans ce cas progresse le long de plans de fracture (diaclasses, failles) d'origine vraisemblablement tectonique, géométriquement ordonnés, plus ou moins horizontaux et verticaux.

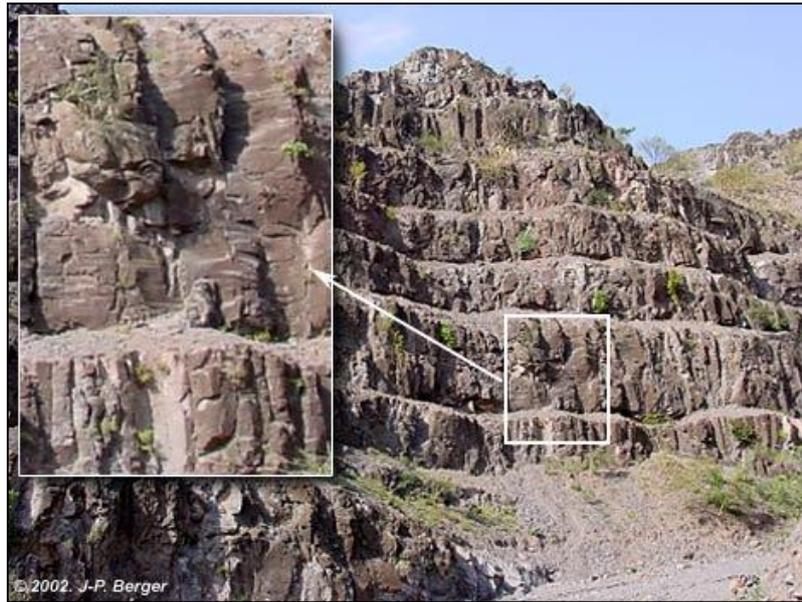


Figure 6 : Coulée de lave en strates diaclasée (Région de Randa, Djibouti)

I.6 Action mécanique des végétaux : Le développement des racines (figure 7) peut entraîner l'agrandissement des fissures au sein des roches et facilite leur altération. De plus, les racines peuvent également favoriser l'altération chimique.



Figure 7 : Action des racines de végétaux

La fragmentation par les courants d'eau ou d'air : ces courants peuvent contenir des particules en suspension qui, par impact sur la roche, la fragilisent et facilitent sa fragmentation.

Exemple d'une altération mécanique du granite :

Le granite est une roche qui se rencontre fréquemment à l'affleurement en milieu continental, dans les massifs anciens comme au cœur des chaînes de montagnes plus récentes. Il s'y trouve dans une situation de déséquilibre thermodynamique plus ou moins important et subit alors des transformations, un rééquilibrage, qui l'adaptent à ces nouvelles conditions. Le terme de «roche-mère» est souvent utilisé pour nommer la roche saine et la distinguer des différents stades de son altération. Si le granite paraît être une roche dure et résistante, le massif granitique est en fait vulnérable (figure 8).



Figure 8 : Chaos granitique montrant de nombreuses diaclases qui découpent le granite

Le massif granitique est fissuré par des diaclases qui se sont formées au cours de son refroidissement, aussi bien qu'au cours de sa mise à l'affleurement par érosion des roches sus-jacentes et réajustement isostatique ou par exhumation tectonique. Les failles et les diaclases sont autant de discontinuités qui fragilisent le massif granitique.

Les facteurs essentiels pour le découpage de la roche mère en blocs anguleux sont : La cryoclastie, en haute montagne. La désagrégation granulaire (arénisation), à plus basse altitude (figure 9).

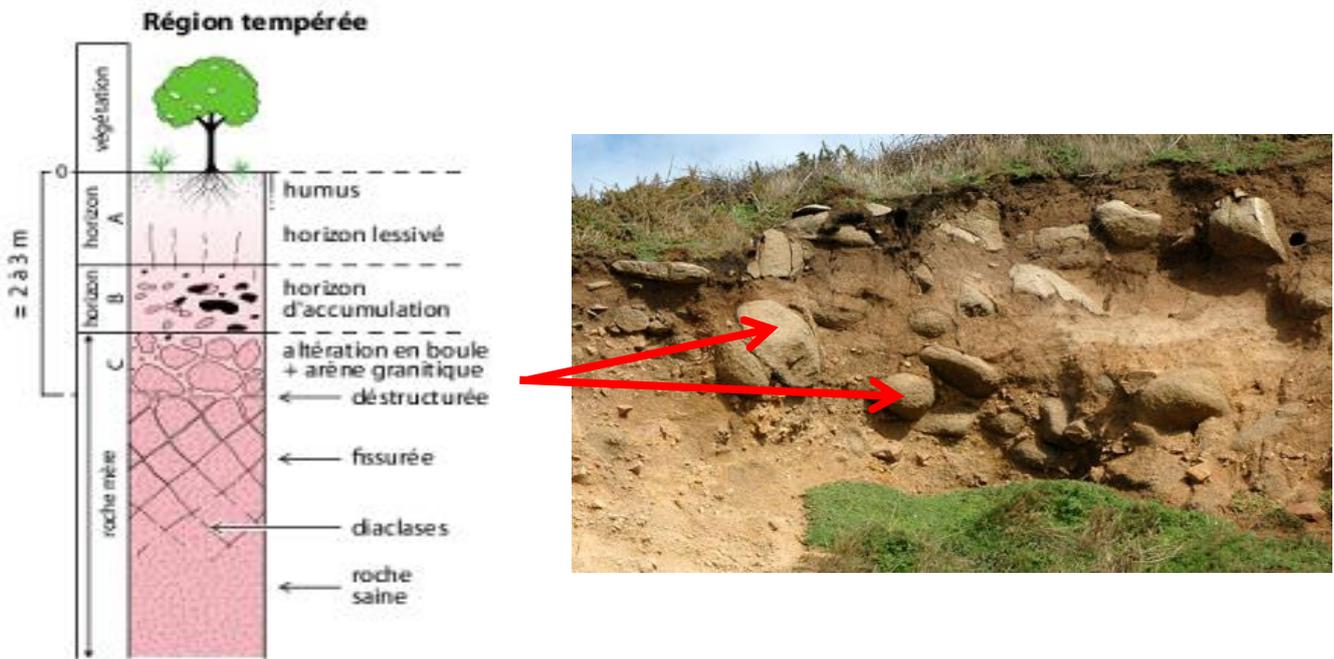
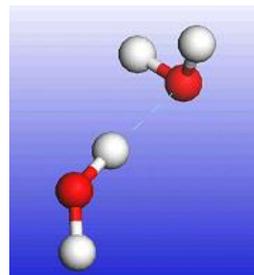
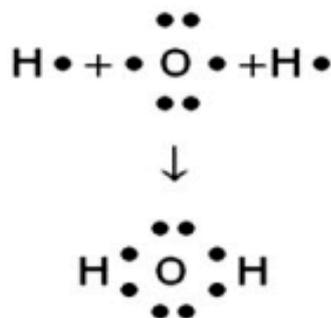


Figure 9 : Aspects mécanique de l'arénisation du granite

II- Altération chimique

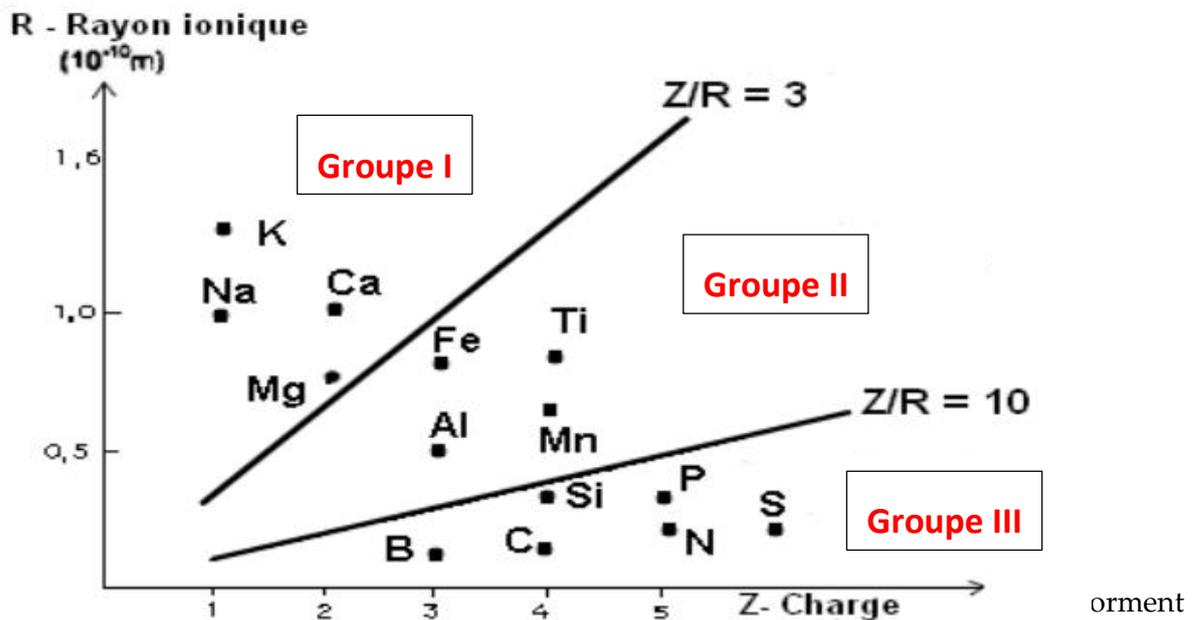
Dans la molécule de H₂O, chaque atome d'hydrogène met en commun un électron pour créer une liaison covalente avec l'oxygène. Deux liaisons covalentes O-H s'établissent pour former la molécule d'eau théoriquement neutre et avec deux hydrogènes de part et d'autre de l'oxygène.



- Ces liaisons covalentes O-H ne sont pas symétriques car l'oxygène attire beaucoup plus à lui les électrons que l'hydrogène.
- La force d'attraction de la molécule d'eau bipolaire dépend du potentiel ionique PI qui détermine le comportement des ions, il s'écrit:

$$PI = \text{Charge} / \text{Rayon ionique} = Z/r$$

Les ions ne réagissent pas tous de la même manière en présence de molécules d'eau : la solubilité d'un ion dépend de son potentiel ionique (PI), c'est à dire le rapport entre Z la charge de l'ion et R son rayon ionique (tableau 1).



- II- Les cations précipitants (Hydrolysats) forment des hydroxydes insolubles en s'unissant à l' OH^- de l'eau.
- III- Les oxyanions solubles ont de fortes densités de charge, ils dissocient les H^+ de l'eau pour s'associer avec les O_2^- (formation d'ions sulfates, carbonates...)

Tableau 1 : Caractéristiques des groupes d'ions en fonction du potentiel ionique

Potentiel ionique	Domaine	Caractéristiques	Eléments	Phase
$Z/r < 3$	Cations solubles	les ions de ce domaine n'ont aucune attirance pour la molécule d'eau et $Z/r < 1$ ne sont pas hydratés $1 < Z/r < 3$ sont hydratés	Cations: K, RB, Cs Ca, Na, Mg, Fe $^{2+}$...	Migratrice
$3 < Z/r < 10$	Hydrolysats (insolubles)	Ions de diamètre moyen, leur hydrolyse provoque la formation d'hydroxydes dont la stabilité en solution est faible.	Al, Fe $^{3+}$, Si...	Résiduelle

Z/r > 10	Oxyanions (solubles)	Ions de petit diamètre et de charge élevée qui développent un champ électrique intense et permettent la formation d'anions solubles	C, P, S, B, N	Migratrice
----------	-------------------------	---	------------------	------------

Les paramètres contrôlant l'altération chimique sont le climat et l'acidité-alcalinité des eaux.

Altération et acidité-alcalinité

L'acidité-alcalinité et le degré d'oxydo-réduction des eaux sont également des paramètres importants contrôlant l'altération chimique. L'eau pluviale est légèrement acide, tout comme les sols. Ce sont deux environnements où dissolution et hydrolyse vont jouer un rôle dominant. Par contre, le pH de l'eau de mer est de 9 : peu de réactions d'hydrolyse ont donc lieu en milieu sous-marin. On observe aussi que la plupart des environnements en contact avec l'atmosphère sont oxydants. Des conditions réductrices ne sont observées que dans des milieux isolés de l'atmosphère (bassins stratifiés, nappes profondes,...) ou des milieux dont tout l'oxygène est consommé (figure 10).

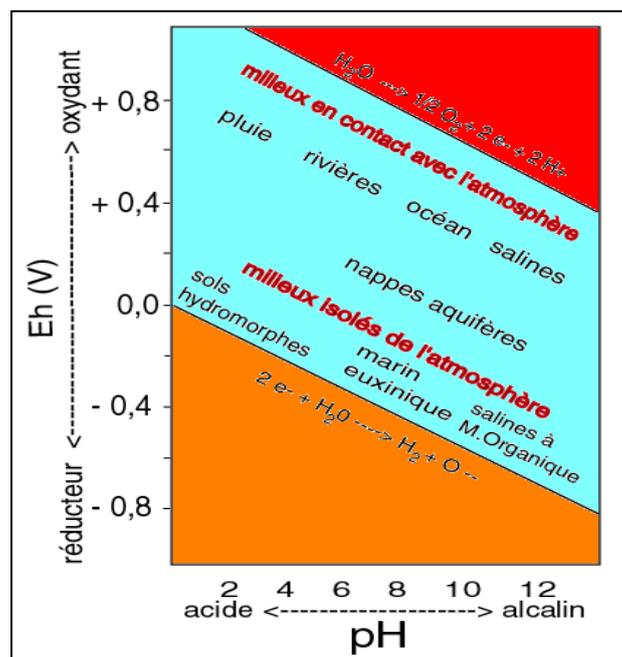


Figure 10 : Propriétés Eh/pH des principaux environnements naturels

La résistance des minéraux à l'altération

Dans un magma, l'olivine cristalline à haute température elle est donc particulièrement instable dans les conditions de surface; elle est la plus labile. Le quartz en revanche est formé à une température moins élevée, il est plus stable (figure 11). Les phyllosilicates comme la muscovite résistent mieux à l'altération.

Le quartz ne comportant que des liaisons fortes entre le silicium et l'oxygène, résiste mieux à l'altération. L'olivine en revanche, contenant des cations moins liés (Fe^{2+} et Mg^{2+}) à un réseau cristallin plus fragile.

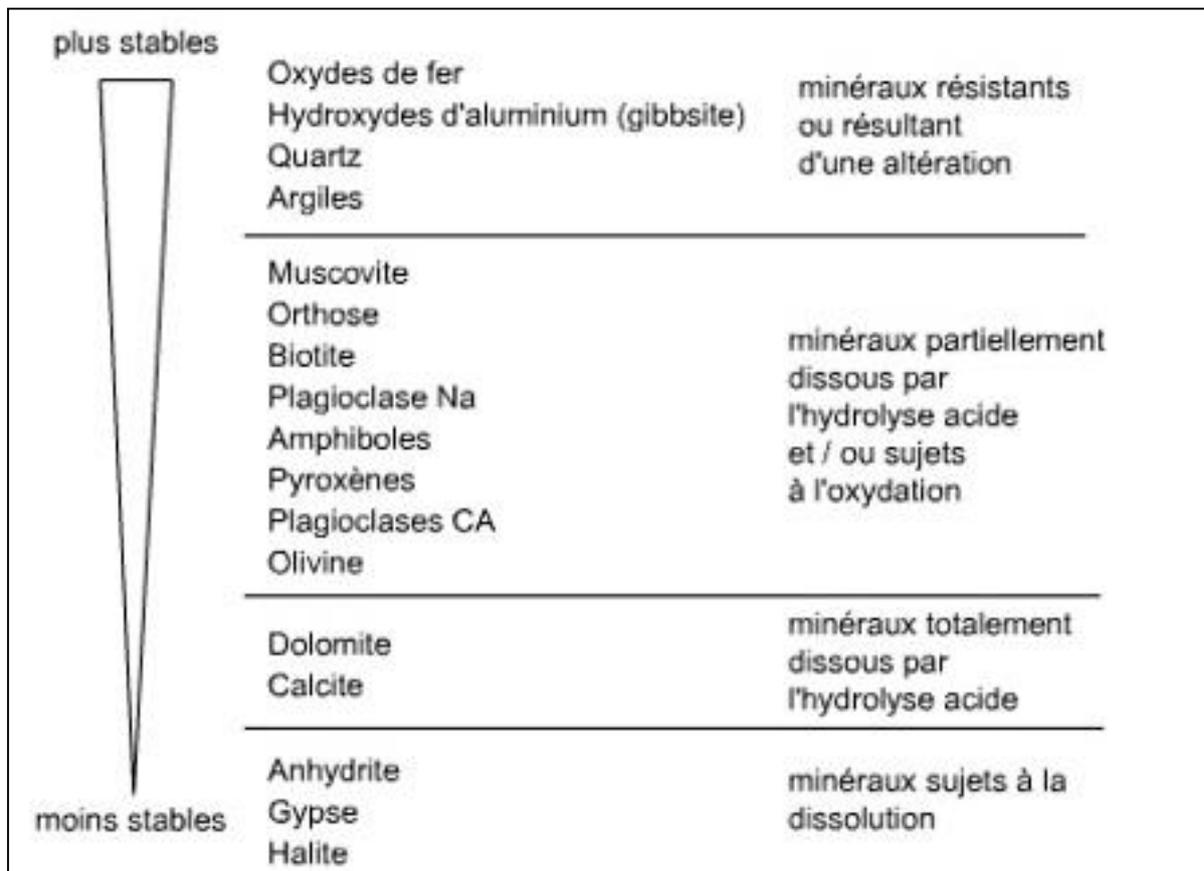


Figure 11 : Résistance d'un minéral à l'altération

L'altération chimique dégrade les roches et les minéraux instables en sous-produits stables par l'intermédiaire de réactions chimiques. Cette altération se fait en présence d'eau.

Les différents types d'altération chimique:

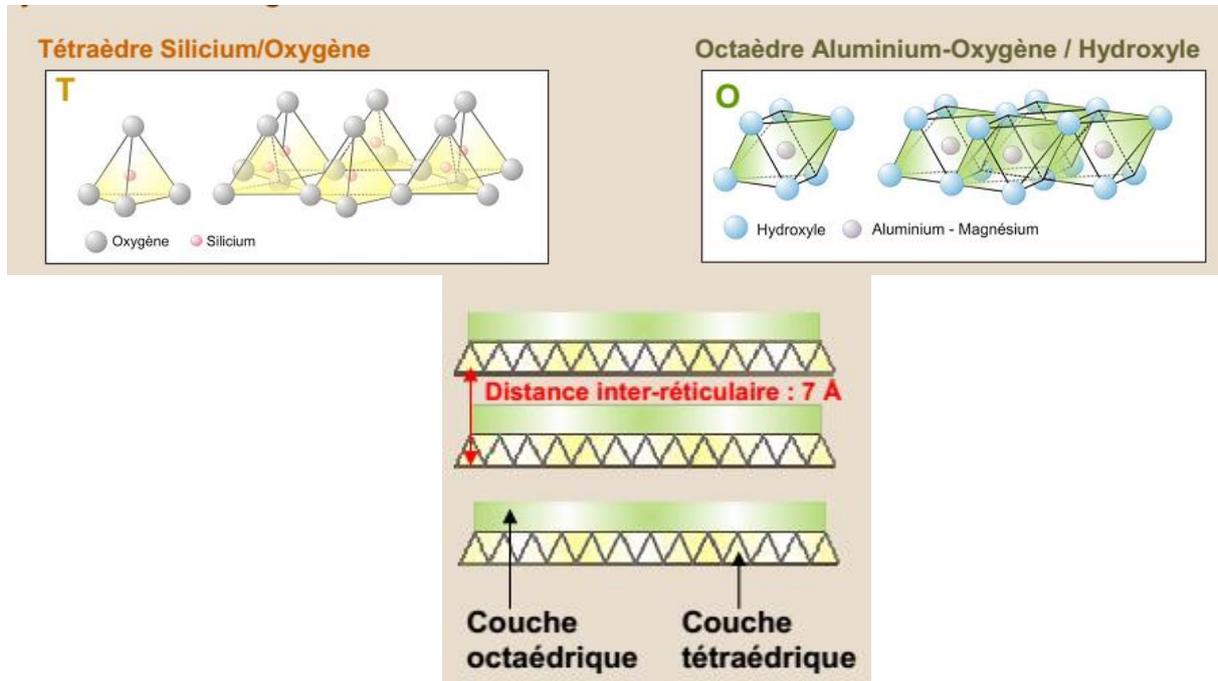
- **Hydrolyse** (Silicates)
- **Hydratation** et Déshydratation
- **Oxydation**
- **Dissolution** (Carbonates et sels)

Les éléments solubles sont lessivés. Les parties insolubles restent sur place, se recombinent et forment des minéraux de néoformation, principalement des argiles.

Les réactions chimiques sont **des hydratations et déshydratation, des dissolutions, des oxydations et réductions, des hydrolyses** et des décarbonatations pour les roches calcaires. Les éléments solubles sont lessivés. Les parties insolubles restent sur place, se recombinent et forment des minéraux de néoformation, principalement des argiles.

II.1 Hydrolyse (Silicates)

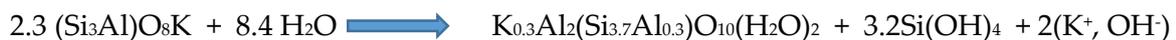
Les silicates - Minéraux argileux: Une structure en feuillets (phyllosilicates) avec une ou deux couches de tétraèdres SiO_4^{4-} et une couche d'octaèdre AlO_6^{9-} . Il ya ainsi des argiles **TO** et **TOT**



Lors de l'hydrolyse, un H^+ ou OH^- remplace **un ion** dans le minéral et ils forment.

- une argile **2:1** phyllite 2/1 ou T.O.T (1 couche d'octaèdres, insérée entre deux couches de tétraèdres) avec $\text{Si/Al} = 2$, cette réaction est soldée en plus par le lessivage d'ions potassium dans la solution: c'est la **biSiAllitisation**;
- une argile **1:1** phyllite 1/1 ou T.O. (1 couche d'octaèdres et une couche de tétraèdres) avec $\text{Si/Al} = 1$, cette réaction est soldée en plus par le lessivage d'ions silicique : c'est la **monoSiAllitisation**;
- une argile avec un seul feuillet octaédrique, **sans feuillets tétraédriques de silice**, avec uniquement Al, cette réaction est soldée en plus par le lessivage d'ions et d'acide silicique: c'est l'**Allitisation** ou l'hydrolyse totale.

La bisiallitisisation : Dans ce processus, le silicium et les cations basiques ne sont pas totalement lessivés et donnent des argiles de type smectite:



Orthose

eau

Smectite

Acide silicique + Ion potassium

La monosiallitis est une hydrolyse plus poussée. Les cations basiques sont tous éliminés et une partie plus importante de silicium est entraînée pour conduire à la formation d'argile de type Kaolinite:



Orthose Ion Hydrogène eau Kaolinite Acide silicique + Ion potassium

Solution de lessivage

L'allitisation ou l'hydrolyse totale caractérise les zones tropicales et équatoriales (climats chauds et humides). C'est une altération géochimique pure qui dissocie les silicates en éléments solubles.



Orthose Ion Hydrogène eau Gibbsite Acide silicique Potassium

Solution de lessivage

Le tableau suivant résume les processus d'altérations en fonction du degré d'altération d'hydrolyse :

Degré d'hydrolyse	Hydrolyse Totale	Hydrolyse partielle	
Bilan global	Désilification et désalcalinisation totales	Désilification et désalcalinisation incomplètes	
Processus général	Allitisation	Siallisation	
Constituants néoformés : Si/Al	<i>Hydroxydes d'aluminium</i>	<i>Phyllites 1/1</i>	<i>Phyllites 2/1</i>
Exemple	Gibbsite	Kaolinite	Montmorillonite
Formule structurale	$\text{Al}(\text{OH})_3$	$\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$	$(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Processus cristallogénétique	Allitisation	Monosiallisation	Bisiallisations

L'influence du climat sur les produits d'altération se résume dans la figure suivante :

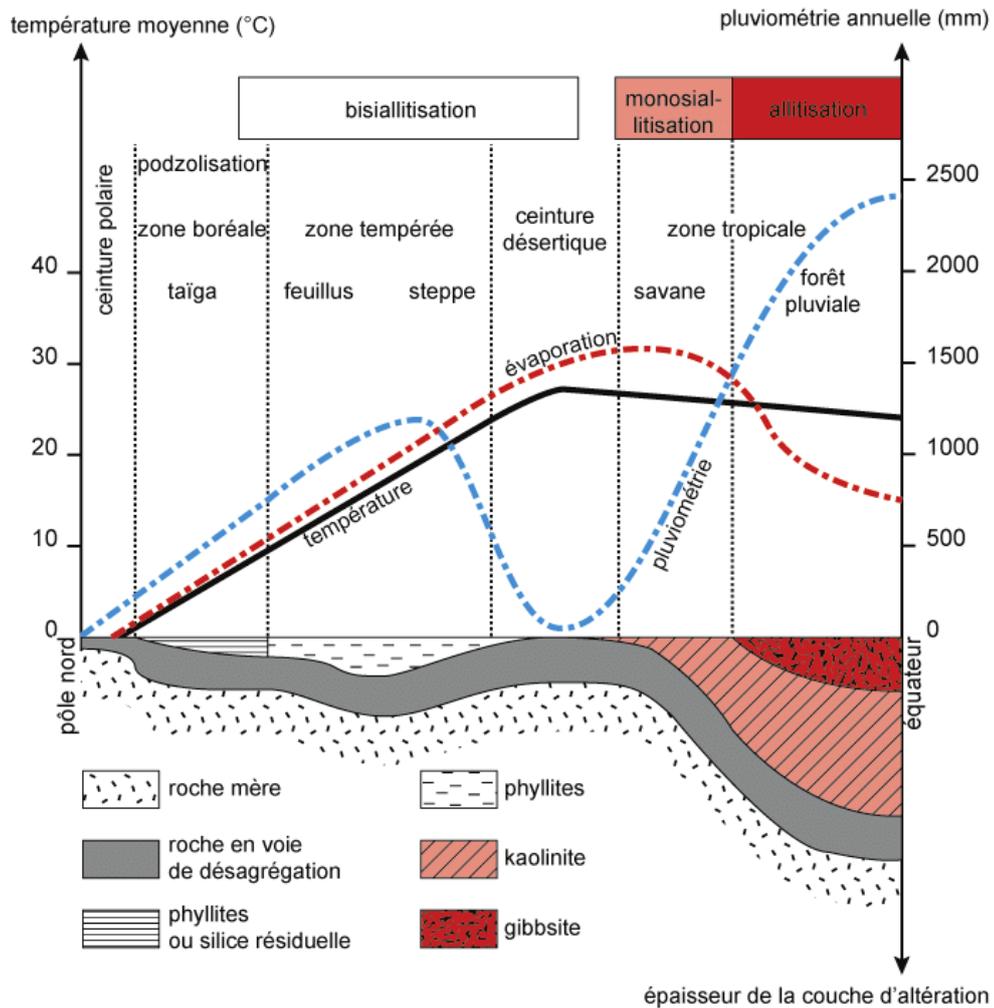


Figure 12 : Influence du climat sur les produits d'altération

II.2 Hydratation et Déshydratation

Perte ou gain de molécules d'eau qui font partie de la structure du minéral. Ces réactions sont dépendantes des conditions climatiques.

Hydratation : concerne les roches composées d'éléments susceptibles de fixer la molécule d'eau comme:

Anhydrite s'hydrate en gypse:



Anhydrite



Gypse



Gypse se déshydrate en plâtre:



Gypse (forme stable)



Plâtre (forme instable)



II.3 Oxydation et réduction

L'oxydation est le processus par lequel un ion perd un de ses électrons, la réduction est le processus inverse. Le meilleur agent oxydant est l'oxygène (l'oxygène atmosphérique n'a pas de valence mais peut facilement capter des électrons pour devenir un anion, il est réduit mais l'élément chimique qui a perdu un électron est lui oxydé). Les éléments les plus facilement oxydables sont le fer et le manganèse.

Exemple d'une altération chimique (Oxydation) :



Pyrrite



Fer ferreux



Fer ferreux



Oxyde ferrique

L'oxydation directe de la pyrite (minéral de la famille des sulfures) par l'oxygène et l'eau à des pH près de la neutralité ($5 < \text{pH} < 7$). Cette oxydation (équations 1) libère du fer ferreux (Fe^{2+}) en solution.

L'oxydation du fer ferreux (Fe^{2+}) est la libération des ions H^+ (équation 1) acidifie progressivement le milieu et favorise l'oxydation du fer ferreux Fe^{2+} en fer ferrique Fe^{3+} (équation 2).

II.4 Dissolution et Décarbonatation

La dissolution est d'autant plus forte que la solubilité des minéraux est élevée, les plus vulnérables étant les minéraux des roches salines (sel gemme, potasse, gypse). La décarbonatation produit la solubilisation des calcaires et des dolomies sous l'action du CO_2 dissous dans l'eau. Cette réaction dépend du degré de solubilité des minéraux. Il en résulte des paysages particuliers, associés aux régions calcaires c'est le cas des reliefs karstiques*.



La calcite est beaucoup plus soluble, parce que l'eau de pluie se charge en Dioxyde de carbone (CO_2) et agit comme un acide faible lors de sa mise en contact avec la calcite. Dans les karsts l'érosion des roches par l'eau se fait essentiellement par dissolution (voir TD).

* Le mot KARST, d'origine Slovène, désigne un ensemble de reliefs, superficiels et souterrains, façonnés par l'eau dans des roches carbonatées.

Tableau 2 : Résumé de différentes réactions d'altération chimique

Réaction chimique	Caractéristiques	Conditions
Hydrolyse	Action de l'acide carbonique (H_2CO_3) sur des minéraux riches en cations. Cette réaction est en fait dépendante de la disponibilité des ions H^+ dans la solution aqueuse et peut être fonction de la quantité de CO_2 dissous.	Cations: K, RB, Cs Ca, Na, Mg, Fe^{2+} ...
Hydratation Déshydratation	Perte ou gain de molécules d'eau qui font partie de la structure du minéral (passage du gypse à l'anhydrite)	Ces réactions chimiques sont dépendantes des conditions climatiques (température, précipitations...)
Oxydation	Perte d'électrons lors de la formation de nouveaux corps (passage du fer ferreux au fer ferrique)	
Dissolution	Décomposition totale d'un minéral en ses ions constitutifs comme par exemple pour la calcite	La dissolution dépend du degré de solubilité des minéraux et joue un rôle important dans les phénomènes karstiques

Le sol est la partie superficielle de la croûte terrestre (figure 13). Il résulte de la transformation de la roche mère sous l'influence de divers processus, physiques, chimiques et biologiques. Il est formé (Cf chapitre 6, La pédogenèse) d'une fraction minérale et de matière organique (humus).

Le sol se découpe en couches appelées **horizons** (= couches de sol homogènes et parallèles à la surface). C'est ce qui différencie le sol dans sa profondeur. Les horizons majeurs sont notés O, A, E, B et C (figure 14). L'épaisseur des horizons varie selon les sols. Du haut vers le bas du profil:

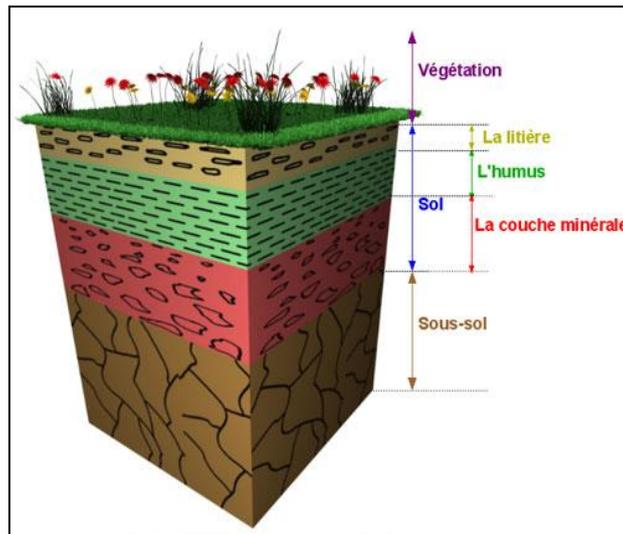


Figure 13 : Schéma d'une coupe de sol

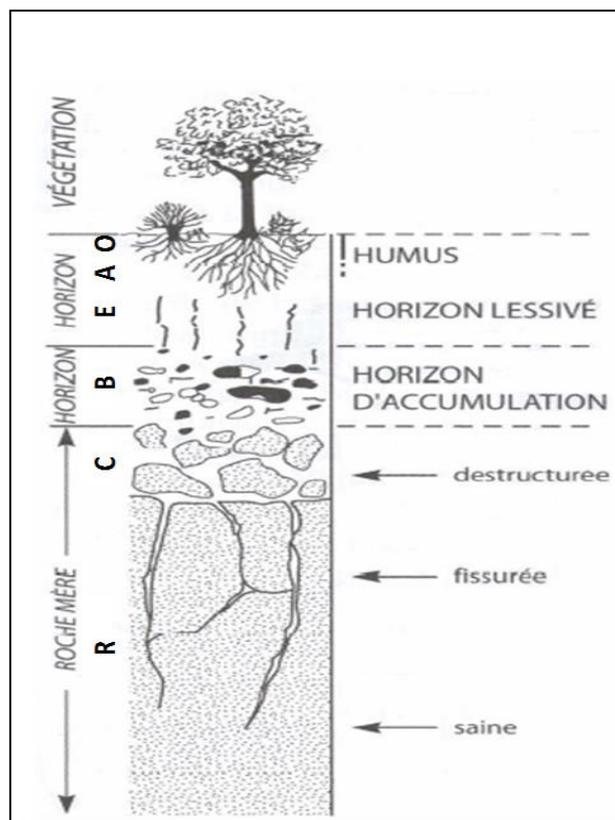


Figure 14 : Les horizons d'un sol.

- **Horizon O** : Horizon de surface riche en matière organique (humus) appelé aussi horizon humifère. Il est généralement sombre.

- **Horizon A** : Zone d'incorporation de la matière organique dans le sol minéral (forte activité biologique).
- **Horizon E** : Horizon éluvial, lessivé en argile, pauvre en oxydes et de couleur claire qui peut encore contenir de la matière organique.
- **Horizon B** : Horizon d'origine minérale enrichi par illuviation (zone d'accumulation).
Variation en couleur de rouge et jaune à brun et gris.
Bt : avec accumulation d'argiles.
Bk : avec accumulation des carbonates.
Bs : avec accumulation d'oxydes.
- **Horizon C** : Représente la roche mère légèrement altérée.
- **Horizon R** : La roche mère fissurée et saine à la base (pas d'altération).

Altération et climat

Climat tropical et humide : L'altération aboutit à la formation d'un profil pédologique constitué d'horizons superposés pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les conditions climatiques extrêmes provoquent **une hydrolyse intense** avec une mise en solution progressive de tous les ions qui constituent les minéraux de la roche mère y compris les plus résistants comme le quartz. Le départ total de silice exportée dans les eaux de lessivage avec les bases conduit à l'accumulation d'hydroxydes d'alumine. Ce processus d'altération connu sous le terme de ferrallitisation (latérisation) peut conduire à la formation de puissantes cuirasses latéritiques caractérisées par de fortes concentrations en kaolinite et en hydroxydes d'Al et de Fe responsables de la dureté et de la couleur rouge caractéristique de cet horizon.

Le résultat ultime de l'altération d'une roche-mère sera sa transformation complète, soit en particules de taille petite si l'altération n'est que mécanique, soit sa dissolution sous forme d'ions qui, s'ils restent sur place, serviront pour la néoformation chimique puisse se faire. Pour que l'altération mécanique puisse avoir lieu, il faut que la dissociation de la roche-mère soit facilitée par la présence de surface de discontinuité.

Sous climat tropical humide (figure 16), une roche-mère (granitique) peut être recouverte d'un manteau d'altération d'une à quelques dizaines de mètres d'épaisseur au sein duquel différents horizons se superposent :

- les horizons les plus superficiels appartiennent au sol.
- un horizon latéritique riche en hydroxydes de fer et d'aluminium fait transition avec le profil d'altération dont il constitue le niveau sommital.
- sous cet horizon, différents niveaux s'échelonnent jusqu'à la roche-mère : de haut en bas, ils sont de moins en moins altérés, plus pauvres en argiles néoformées, plus riches en fragments rocheux. Aux argiles sommitales (kaolinites plus ou moins tachetées par des oxydes de fer lessivés depuis les niveaux sus-jacents, fait suite une zone d'altération dans laquelle la structure du granite est plus ou moins conservée; l'altération des minéraux constitutifs du granite y est beaucoup plus intense que dans un profil d'arénisation sous climat tempéré.

Des **cuirasses latéritiques** en milieux tropical et équatorial (figure 15). À l'origine, une latérite est un horizon du sol recouvrant la roche altérée ; si l'érosion déblaie les horizons plus superficiels, elle dénude alors la latérite qui s'indure plus ou moins en cuirasse.

Pour chacune d'entre elles, ces formations sont associées à une dynamique d'altération évoquée au cours de l'une des deux parties précédentes. Donc, en climat tropical, l'altération chimique est favorisée. L'eau abondante et chaude provoque une mise en solution de la plupart des minéraux, avec re-précipitation des ions Fe, Al, Si sur place (Cuirasse latéritique).

Des arènes en **climat tempéré**, ou éventuellement des chaos lorsque l'érosion a déblayé les éléments les plus fins en dégageant des boules de granite sain. Alors l'altération mécanique est favorisée en ce climat (Cf Altération mécanique du granite), l'altération chimique est faible et consiste surtout dans le départ de cations très solubles comme Na^+ et Ca^{2+} (Arène).

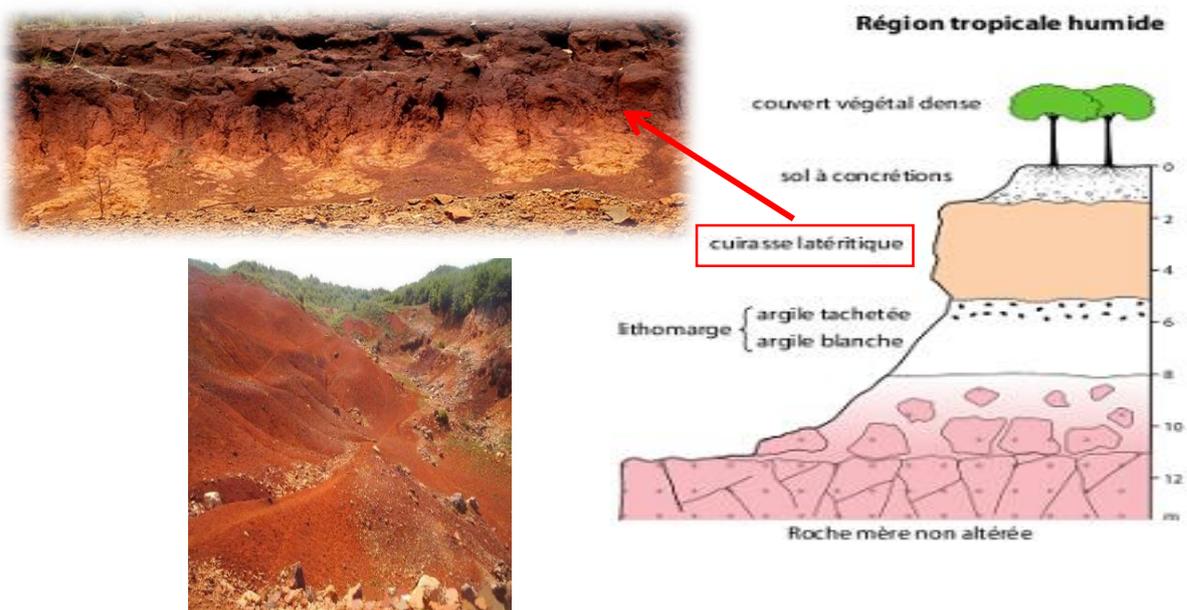


Figure 15 : Processus de latérisation.

III. Altération biologique

L'altération biologique est la désagrégation et la décomposition chimique des roches par l'action d'organismes vivants. On distingue l'altération provoquée par l'action chimique de composés produits par des organismes (plantes...) de l'action purement mécanique de plantes ou d'animaux (Dilatation progressive des racines jouant le rôle de coin dans des fractures de roches).

Un premier processus important est l'oxydation de la matière organique (par la fermentation ou la respiration), produisant de l'eau et du CO_2 , lui-même impliqué dans des réactions de mise en solution: La combinaison du CO_2 et de l'eau donne naissance à l'acide carbonique (H_2CO_3), un acide faible qui peut néanmoins solubiliser la calcite (ou un autre carbonate):

Oxydation de la MO



L'action des microorganismes est importante et ne se limite pas à la production de CO₂. Dès leur arrivée en subsurface, les minéraux des roches sont soumis à leur métabolisme. Des colonies microbiennes croissent à leur surface, s'infiltrant dans les fractures à la recherche d'éléments essentiels à la vie. L'altération microbienne se manifeste surtout sous la forme d'une dissolution par des acides organiques dont le plus fréquent est l'acide oxalique. L'attaque des minéraux par ces acides libère des cations métalliques qui, combinés aux anions organiques donneront naissance à des complexes organo-métalliques (dans le cas des oxalates, combinés au calcium issu de la dissolution des carbonates, cela donnera naissance à CaC₂O₄, fréquent dans les sols). Beaucoup de microbes possèdent la faculté de produire des molécules spécifiques en fonction du type de minéral à dégrader.

Chapitre 3 : Erosion

L'érosion correspond à la mobilisation des produits de l'altération. Une fois libérés, ces produits sont transportés par l'air, l'eau, la glace, laissant certaines "formes d'érosion" caractéristiques sur le massif rocheux soumis à l'altération. Les plus courantes : Erosion éolienne, Ruissellement et érosion fluviale, Erosion karstique, Erosion glaciaire, Erosion marine.

I. Erosion éolienne

L'érosion éolienne est le phénomène de dégradation du sédiment, de la roche et du sol sous l'action du vent qui arrache et facilite le transport des quantités importantes de particules.

On distingue deux principaux types d'érosion éolienne :

- La déflation : Enlèvement des particules légères (argiles, limons, sables fins et matières organiques) du sol par le vent et le pavage de la surface par les cailloutis (REGS, HAMADAS...).
- La corrasion : Attaque mécanique de la surface par le vent chargé de matériaux (Les grains de quartz).

I.1 Déflation

- Déflation (REG) : Désert de pierres issu de l'enlèvement des particules très fines par le vent et le pavage de la surface par les cailloux arrondis et les graviers (figure 1).

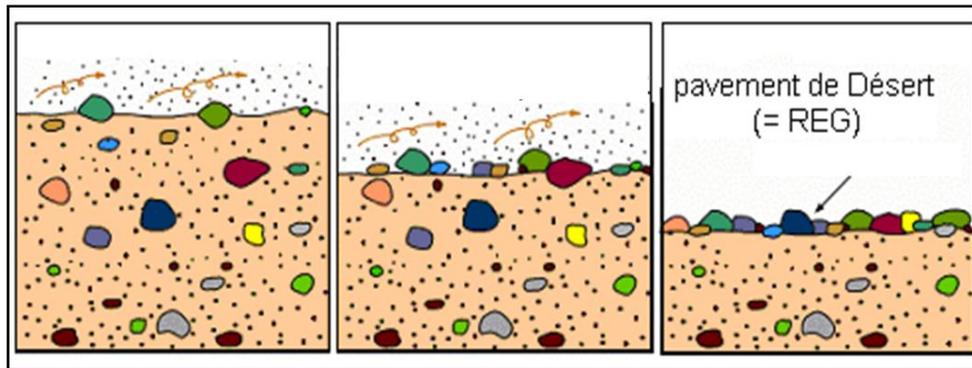


Figure 1 : Déflation type REG

- Déflation (HAMADAS) : Plateaux rocheux tabulaires limités par des falaises. Ils sont souvent des calcaires. Lorsqu'ils sont recouverts de grès, ils sont surnommés Tassilis (figure 2). Le vent qui souffle sur une surface désertique emporte les particules les plus fines et peut permettre à la surface rocheuse d'apparaître (Hamadas sahariennes).



Figure 2: Déflation type HAMADAS, Tassili du Hoggar (Algérie)

- Déflation (SEBKHAS) : Terre salée qui entoure une dépression fermée à lac temporaire. Cette dépression temporaire est le lieu de précipitations de sels et donc d'évaporites. Les eaux proviennent du ruissellement, des eaux souterraines ou encore d'arrivées d'eaux marines périodiques. Un autre terme de la terre salée entourée par la dépression est nommé **chott**.

I.2 Corrasion

Les grains de quartz transportés par le vent polissent les cailloux résiduels en façonnant des dreikanTERS ou des cailloux tétraédriques, caractérisés par des facettes planes réunies par des angles émoussés (figure 3). Les grains transportés eux-mêmes sont piquetés et mats. Ils sont appelés "ronds-mats" en morphoscopie et présentent des croissants et des figures en V liées aux chocs. La concentration des grains de sable à proximité du sol provoque une érosion différentielle avec la formation de rochers en champignons. Lorsqu'elle s'exerce sur des roches où alternent lits, lamines,... durs et plus tendres, la corrasion provoque une érosion différentielle qui met en évidence le contraste de dureté.



Figure 3: Corrasion a) Vallée de la mort (USA) et b) Park Hoodoos Goblin Valley (USA)

II. Ruissellement et érosion fluviale

Dans le cas des terrains imperméables, le ruissellement se déclenche si les précipitations sont supérieures à la capacité d'infiltration. Le refus d'infiltration peut aussi provenir de l'affleurement d'une nappe d'eau ou encore de la formation d'une croûte imperméable par l'impact des gouttes de pluie.

- En terrains argileux, où, après une forte pluie, les eaux empruntent les fissures du sol, les élargissent progressivement en chenaux parallèles qui fusionnent par écroulement des crêtes qui les séparent. Conjointement, les têtes des chenaux reculent vers l'amont (érosion régressive). Ce processus est responsable de la formation des "**bad lands**" (figure 4).
- En terrain calcaire, l'usure et la dissolution par les eaux de ruissellement forment les **lapiez** (figure 4), structures verticales suivant les lignes de plus grande pente. Les eaux courantes peuvent former des cupules de dissolution.



Figure 4 : Erosion fluviale a) Formation de 'Bad lands' (Espagne) et b) Lapiatz des Chauvins.

- La formation des **cheminées de fées** ou des **demoiselles coiffées** est lié à la présence d'une roche très résistante au sommet ou coiffant des roches plus tendres en dessous. L'altération

par le ruissellement va éroder mécaniquement les roches les plus tendres en dessous et créer des aiguilles.

- Des couches sédimentaires régulièrement inclinées, formées d'alternances de couches tendres et de couches résistantes à l'érosion peuvent donner naissance à un relief en **cuervas** (relief monoclinale). Elle comprend un **front** dû à l'interruption de la couche résistante, une **dépression** longeant le pied de l'abrupt et creusée dans les couches tendres et un **revers** qui correspond à peu près au dos de la couche résistante inclinée (figure 5). En avant du front, il arrive que des reliefs isolés témoignent de l'ancienne extension de la formation résistante: ce sont des **buttes-témoins**.

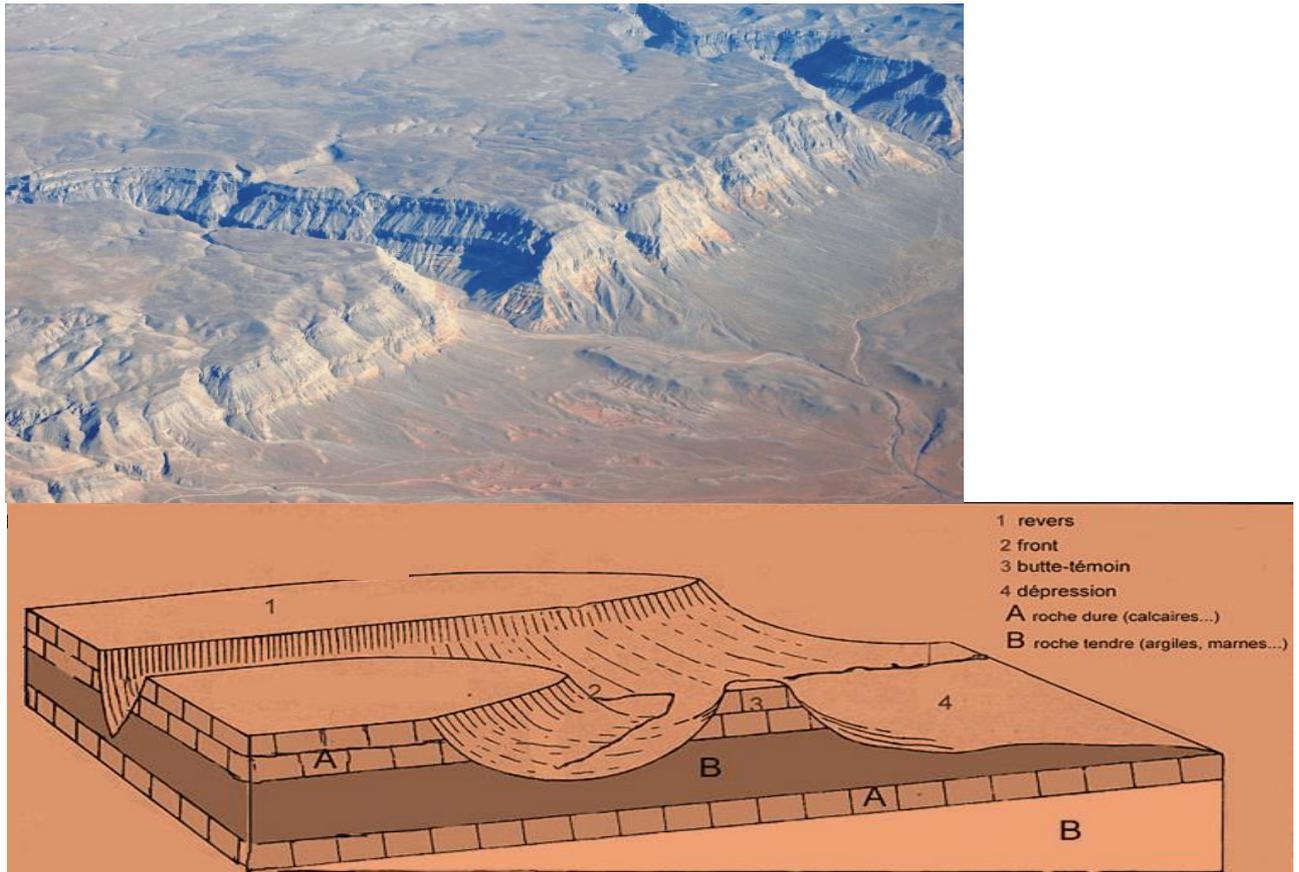


Figure 5: Relief en cuervas

- Les **torrents** forment la partie amont des systèmes fluviaux et sont localisés dans des régions fortement déclives. Un torrent comprend trois parties : le bassin de réception en forme de cirque où se rassemblent les eaux de ruissellement et où dominent les processus d'érosion; le chenal d'écoulement, souvent étroit et à pente forte; le cône de déjection où sont déposés une partie des matériaux mobilisés (figure 6).

- **Rivières et fleuves** : Les cours d'eau creusent des vallées qui possèdent un profil caractéristique en V (figure 7). En terrain massif et résistant comme des grès, la tendance est au creusement vertical avec la formation de gorges. La capacité d'un cours d'eau à éroder et transporter des matériaux est directement liée à sa vitesse. Cette vitesse correspond à la distance parcourue par l'eau qui s'écoule par unité de temps donnée.

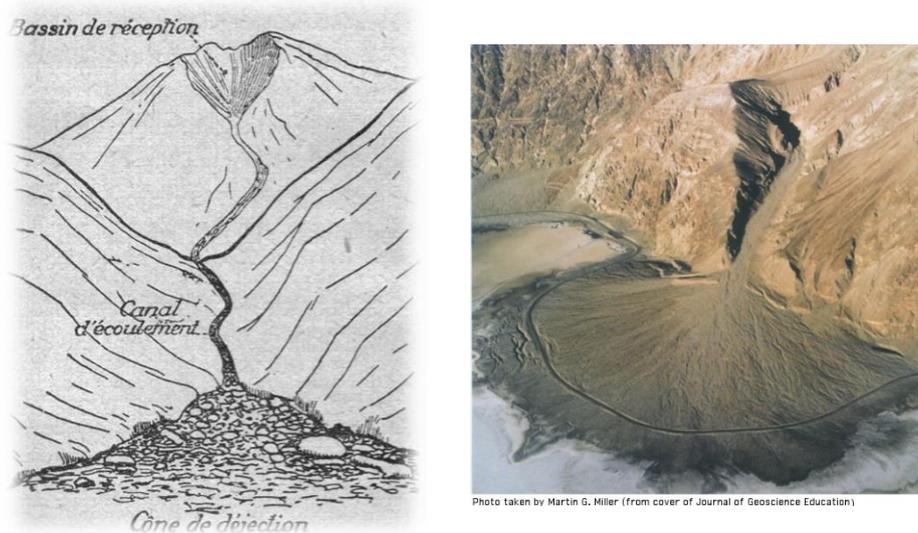


Figure 6 : Erosion fluviale dans un torrent.

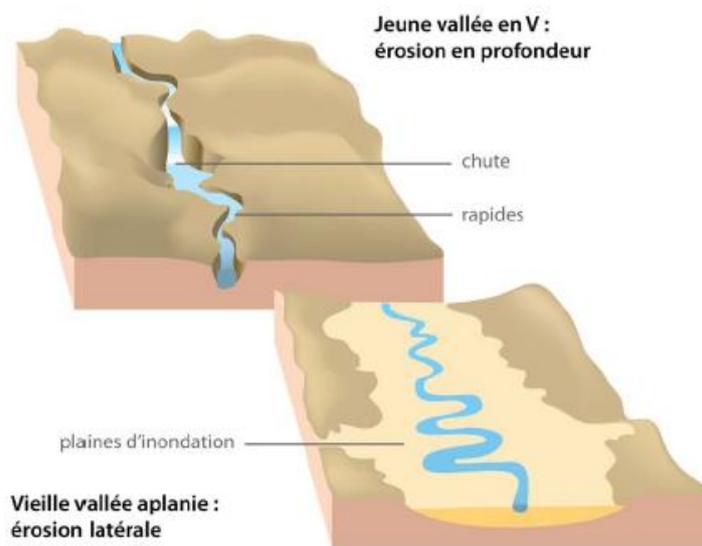


Figure 7 : Les vallées de cours d'eau a) jeune vallée en V et b) vieille vallée aplanie.

- Méandre** : Les cours d'eau s'écoulent selon des courbes qui balaient toute la surface de la plaine et qui sont nommées **méandres**. Ils changent continuellement de position par érosion latérale des berges et vers l'aval du flot. L'évolution et le développement d'une vallée sont caractérisés par trois étapes : La vallée jeune, mature ou ancienne en fonction de critères morphologiques observables (figure 8). On cite : **A** : La présence de rapides, de chutes, la forme de la vallée en V, un cours d'eau assez rectiligne, sans méandre et pas de plaine alluviale. **B et C** : Le cours d'eau atteint sa maturité, l'érosion verticale diminue et l'érosion latérale prend le dessus, formation de la plaine alluviale et des méandres. **D** : Vallée ancienne; la plaine alluviale est plus grande que la largeur des méandres du cours d'eau qui subsistent.

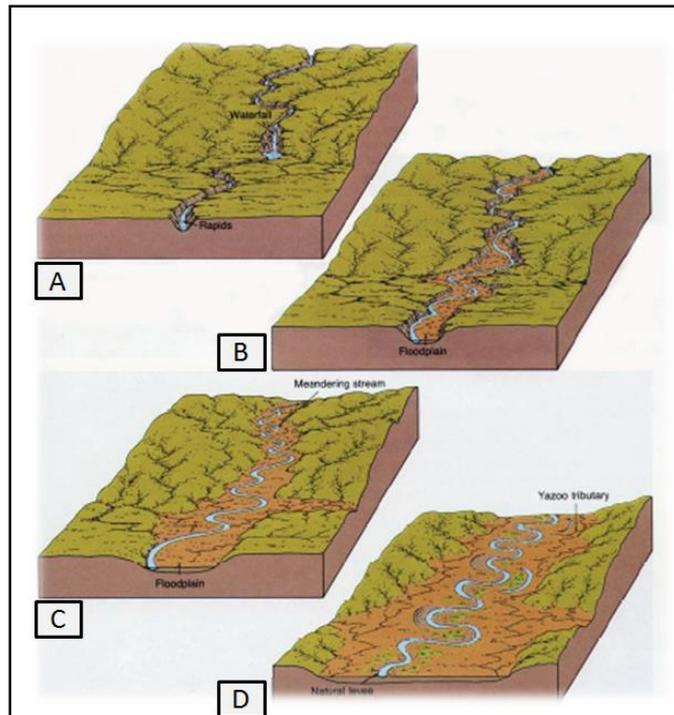


Figure 8 : Les étapes caractérisant l'évolution et le développement d'une vallée.

III. Erosion karstique

Le mot **KARST**, d'origine Slovène, désigne un ensemble de reliefs, superficiels et souterrains, façonnés par l'eau dans des roches carbonatées. Dans les karsts l'érosion des roches par l'eau se fait essentiellement par dissolution.

Le karst résulte de la dissolution lente par les eaux météoriques des roches carbonatées (calcaires...). On distingue des formations épikarstiques en surface et endokarstiques en profondeur

Le résultat le plus spectaculaire de l'érosion en surface est la formation des dolines, lapiez, ouvala (communication entre deux ou plusieurs dolines), poljé... ce sont des formes exokarstiques. L'érosion souterraine produit des cavernes ou de grottes (formes endokarstiques) (figure 9).

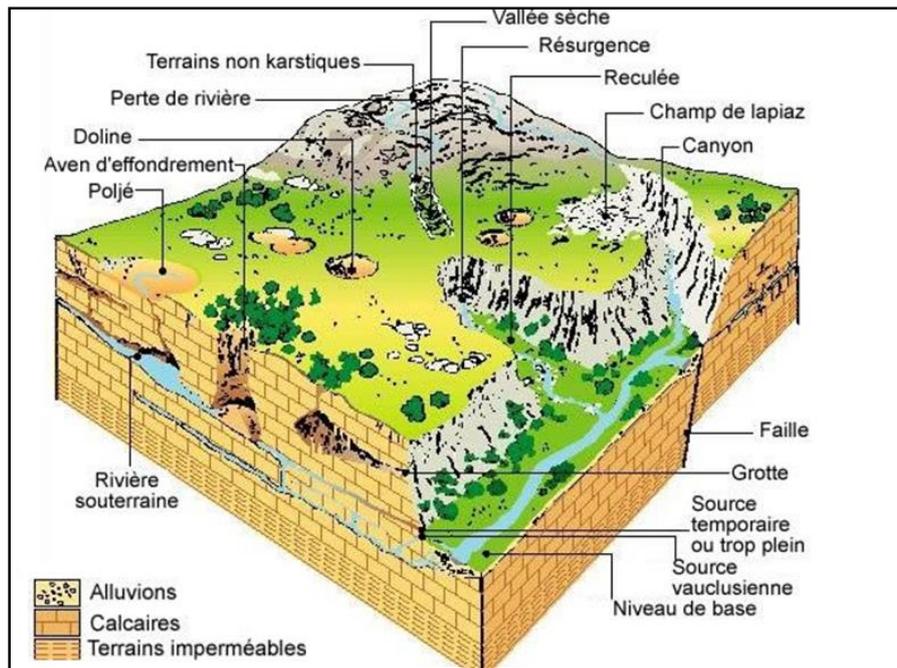
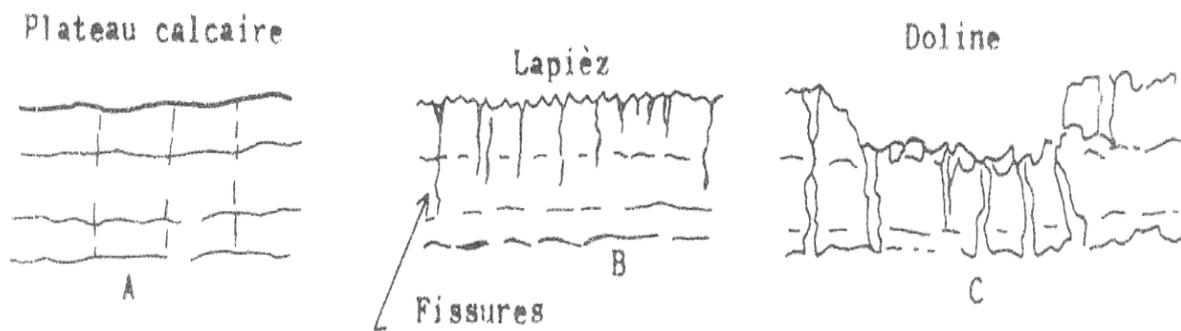
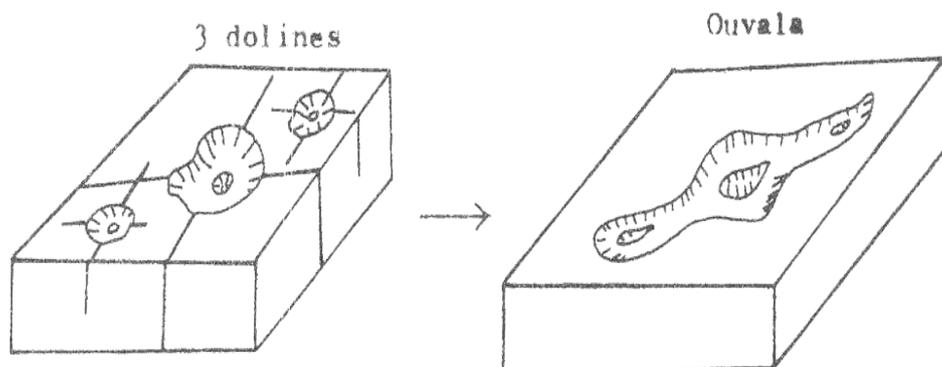


Figure 9: Paysage karstique.

Formation d'une doline



Formation d'ouvala



IV. Erosion glaciaire

▪ Le mouvement d'un glacier solide se fait sous la forme d'un écoulement. Les formes remarquables de l'érosion glaciaire sont visibles à deux échelles:

A grande échelle : Des vallées caractéristiques, dites "en U" ou en auge. Cette forme caractéristique s'explique par une érosion latérale plus importante que l'érosion verticale.

A petite échelle : L'érosion glaciaire se manifeste par des surfaces polies et arrondies, souvent striées par des blocs durs enchâssés dans la glace (stries glaciaires).

Les étapes du développement de glacier sont présentées dans la figure 10. L'érosion glaciaire est très active, elle creuse le cirque glaciaire, la vallée glaciaire :

L'érosion glaciaire se fait principalement par deux processus :

- **L'arrachement :** le gel et le dégel débite les roches en blocs qui vont être arrachés et transportés par le glacier.
- **L'abrasion :** les débris en mouvement sur le fond et/ou sur les bords des vallées frottent, concassent et polissent la surface des roches.

Les produits d'érosion s'organisent en sédiments glaciaires qu'on appelle moraine ou Till.

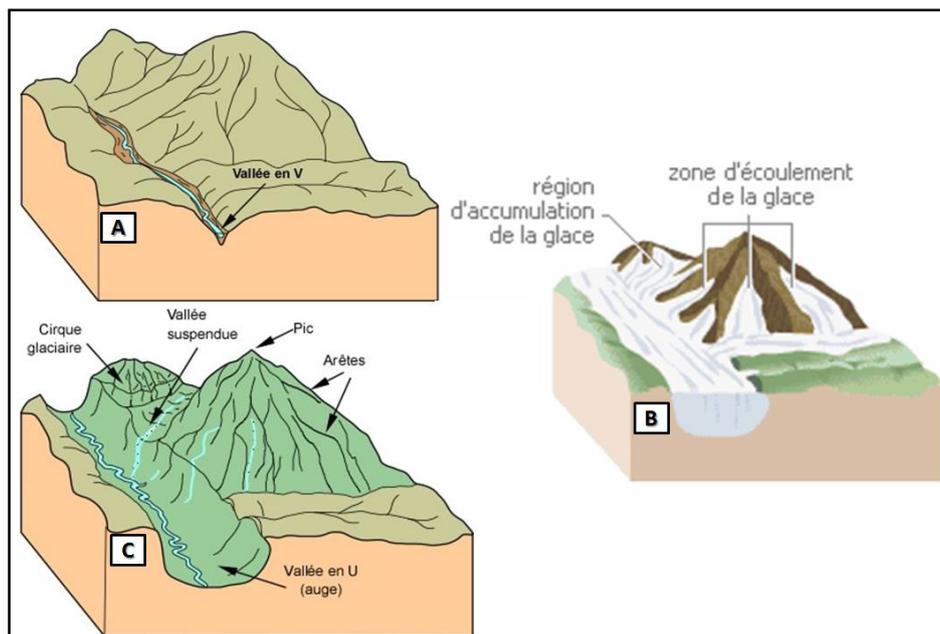


Figure 10: Les étapes du développement de glacier, a) Montagnes avant le développement de glacier, b) montagnes soumises au maximum de l'activité glaciaire et c) l'érosion glaciaire peu après la fonte des glaces.

V. Erosion marine

Les principaux agents de l'érosion marine sont les vagues et les courants (voir TD) auxquels on peut ajouter l'action des embruns salés emportés par le vent. Au fil des temps géologiques,

les variations du niveau marin dues aux variations climatiques importantes (glaciations/déglaciations); et des phénomènes d'origine tectonique (mouvements verticaux de l'écorce terrestre) contribuant à induire sur le long terme une tendance soit à l'érosion des côtes (élévation du niveau marin), soit à leur accrétion.

La falaise est la principale forme d'érosion littorale (figure 11)

Erosion des côtes rocheuses;

Les formes d'érosion que l'on observe sont des éboulements rocheux ou des glissements de matériaux ponctuels ou en masse, suivant la hauteur, la pente et la nature de la falaise.



Blocs rocheux (Côte-Nord). Photo : LDGIZC.



Débris au pied d'une falaise argileuse (Rivière-Saint-Jean, Côte-Nord). Photo : UQAR.



Figure 11 : Les étapes du développement de glacier, a) Montagnes avant le

Chapitre 4 : Transport

Les sédiments sont transportés depuis les **zones sources** jusqu'aux **zones de dépôt** par trois types de processus.

- Glissements en masse et écroulement en l'absence de fluides
- Ecoulements gravitaires en présence de fluides

- Ecoulement de fluides (eau, d'air et glace)

I. Glissements en masse et écroulements en l'absence de fluides

Le transport sédimentaire se fait par gravité en l'absence de fluide. Ce processus déplace les masses des débris rocheux sur des distances courtes.

C'est l'ensemble des déformations qui affectent les fractions superficielles de l'écorce terrestre sous l'action de leur propre poids. Elles nécessitent l'existence d'une pente et elles se produisent dans le domaine aérien et sous-marin.

Les écroulements de roches affectent des versants rocheux raides. L'instabilité peut être provoquée par la décompression, par une modification de la pente ou encore par un changement des propriétés mécaniques. Les glissements en masse correspondent au déplacement de matériel par translation ou rotation le long d'une surface de rupture (figure 1).



Figure 1 : A écroulements de roches et B glissements en masse.

Eboulements rocheux et éboulis (figure 2)

Eboulements : chute et accumulation de blocs de roches de taille variable de façon chaotique et sans classement à la base des falaises.

Eboulis : les blocs et fragments de roches glissent par gravité le long des pentes des reliefs et constituent à leur base des talus, des cônes d'éboulis ou de nappes.

Les éboulis sont souvent plus ou moins stratifiés et cimentés lorsqu'ils sont le siège de circulation d'eau.

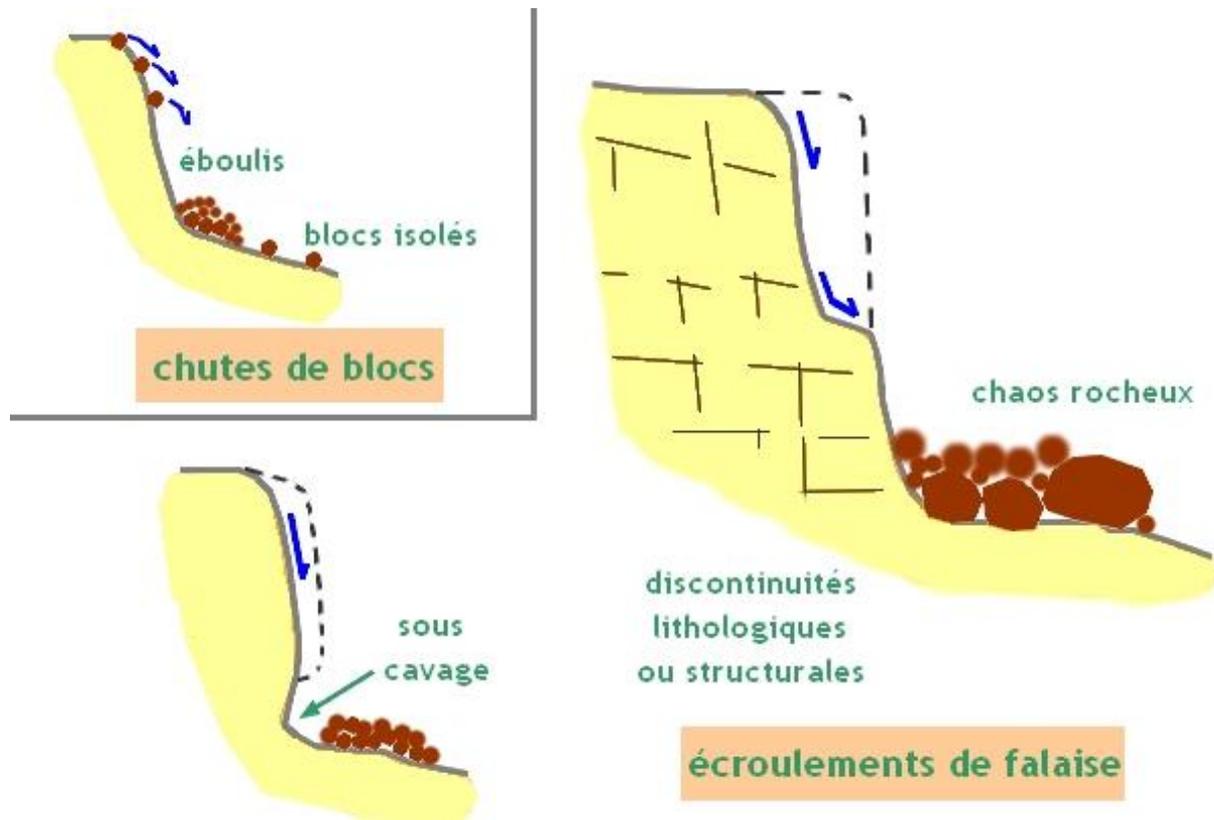


Figure 2 : Chute de blocs et écroulements de falaise (BRGM)

II. Ecoulements gravitaires

Les particules sédimentaires sont en suspension dans un fluide, mais leur mouvement est dû à la gravité et non au déplacement du fluide lui-même. Les quatre types d'écoulement gravitaires sont présentés dans la figure 3.

Écoulements de grains (grain flows)

Ils se déclenchent lorsque la pente de dépôt est supérieure à la pente d'équilibre. Les particules sont maintenues en mouvements par des forces dispersives dues aux multiples collisions entre les grains.

Exemple: avalanche de sable au flanc d'une dune (figure 4).

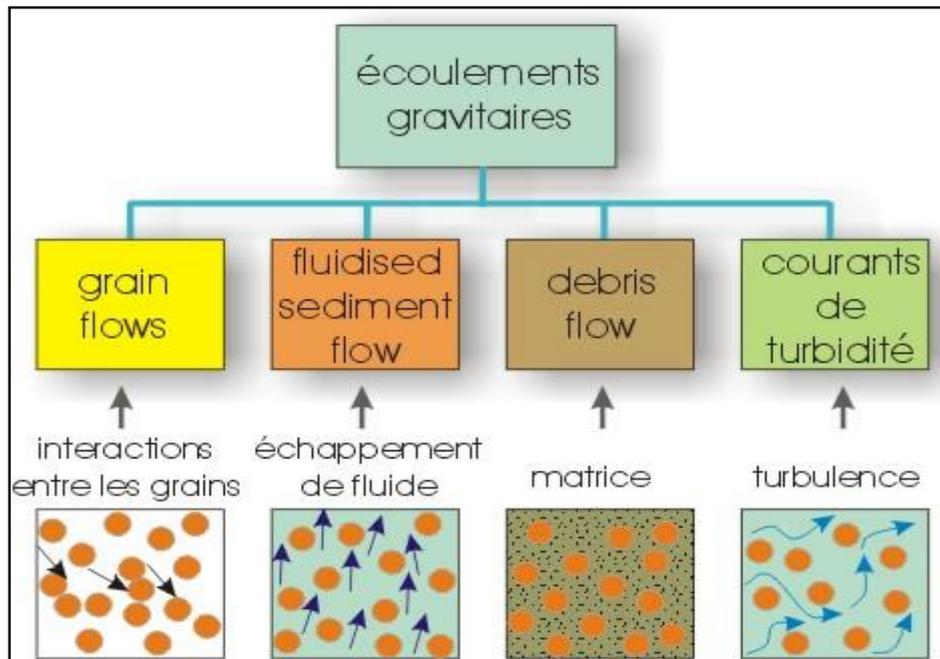


Figure 3 : Les quatre types d'écoulement gravitaires



Figure 4 : Ecoulement de grains de sable au flanc d'une dune

Écoulements de sédiments fluidisés

Ce type d'écoulement gravitaire est constitué de grains maintenus en suspension par un excès de pression du fluide intergranulaire.

Écoulements de débris

Mudflows sont des écoulements de boue sous l'action de la gravité. Si cette boue contient de gros blocs galets, on parle alors de débris flows. Le maintien en suspension de ces gros éléments est dû à la rigidité de la matrice et sa densité relativement forte.

Écoulements de turbidité

Sont des écoulements gravitaires dans lesquels le sédiment est maintenu en suspension par la turbulence du fluide interstitiel.

III. Écoulements de fluides

La capacité d'un fluide à transporter des sédiments dépend de nombreux facteurs. Parmi ces facteurs, on cite sa masse volumique du fluide, sa viscosité et sa vitesse. La vitesse de l'agent de transport détermine largement le type d'écoulement, soit laminaire, soit turbulent. Dans un écoulement laminaire, les filets d'eau restent parallèles entre eux. Dans un régime turbulent, les filets d'eau se mélangent, forment des tourbillons et ne restent plus parallèles entre eux et parallèles au fond.

- Le "**nombre de Reynolds**" permet de mettre en évidence la transition écoulement laminaire-écoulement turbulent.

$$Re = \frac{\rho \cdot V \cdot r}{\mu}$$

où

V est la vitesse du fluide

ρ sa masse volumique

μ sa viscosité

r la profondeur du chenal dans lequel se fait l'écoulement.

Re = 500-2000 écoulement est laminaire

C'est le cas des glaciers (qui ne sont pas de bons agents de transport par ce que la viscosité élevée de la glace retarde le dépôt des sédiments)

Re > 2000 écoulement est turbulent

C'est le cas de la plupart des rivières

Transport des sédiments

L'ensemble des débris solides que peut transporter un fleuve s'appelle le débit solide. La capacité d'un fleuve est le débit solide maximum ou la charge solide maximale.

Les modalités du transport des débris solides dépendent en général, de la taille des débris et de la vitesse du courant (figure 5).

On peut distinguer 3 modes de transport :

- **Suspension** : les débris solides, qui sont généralement de petite taille, sont transportés à l'intérieur de la masse d'eau.
- **Roulement** : les débris d'une assez grande taille, sables et graviers, sont poussés sur le fond et roulent sur eux même.
- **Saltation** : les débris d'une taille moyenne, sont transportés en partie à l'intérieure de la masse d'eau et en partie sur le fond du cours d'eau.

Les débris que le cours ne peut transporter, à cause de leur grande taille, restent sur place et forme le dépôt résiduel. Le dépôt résiduel est formé surtout de galets, orientés et inclinés, d'une manière à offrir moins de résistance aux écoulements : c'est l'imbrication des galets.

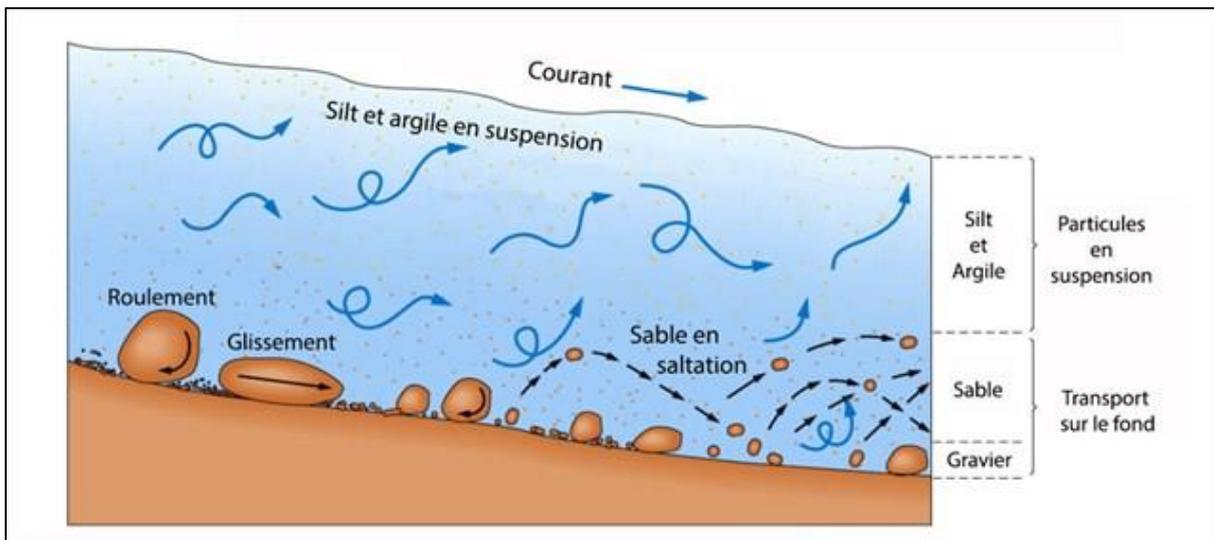


Figure 5 : Modes de transport des sédiments

Chapitre 5 : Le dépôt

Le dépôt des sédiments a lieu lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue ou lorsque cet agent de transport disparaît (fonte de la glace). La granulométrie des particules, la texture des sédiments, la géométrie des dépôts sont d'importants indices sur l'agent de transport, sa vitesse au moment du dépôt, sa direction, etc. Les grains se déposent avec leur face plane parallèle au lit sédimentaire. Ils montrent souvent un phénomène d'imbrication. Les grains allongés sont stables quand leur grand axe est parallèle à la direction du courant.

Lors de la chute d'une particule dans un fluide sous l'action de la gravité, l'effet résultant des caractéristiques du grain et des paramètres du fluide (densité, viscosité) conduit à une vitesse limite de chute (W) qui est également appelée vitesse de sédimentation. Ce paramètre, qui contrôle le gradient de concentration de particules en suspension, est largement utilisé en sédimentologie pour définir les modes de transport des particules et son expression correspond à la loi de Stokes :

$$V(m/sec) = \frac{(\rho_p - \rho_f)gd^2}{18\mu}$$

Où v représente la vitesse de sédimentation,

μ la viscosité du fluide,

ρ_f la masse volumique du fluide

ρ_p la masse volumique de la particule;

d est le diamètre de la particule, g : accélération de la pesanteur

I- Les glaciers

Glacier : On appelle glacier toute masse de glace formée par l'accumulation de la neige

Les glaciers couvrent 16 millions de Km², soit ; 11 % de la surface de la Terre. Elles se forment à partir des précipitations de la neige dans les régions froides : régions dont la moyenne des températures annuelles varie autour de 0°C.

Les glaciers apparaissent donc en climat froid polaire, en altitude (sommets des montagnes) dans les zones tempérées et chaudes.

I.1 Type de glaciers (figure 1)

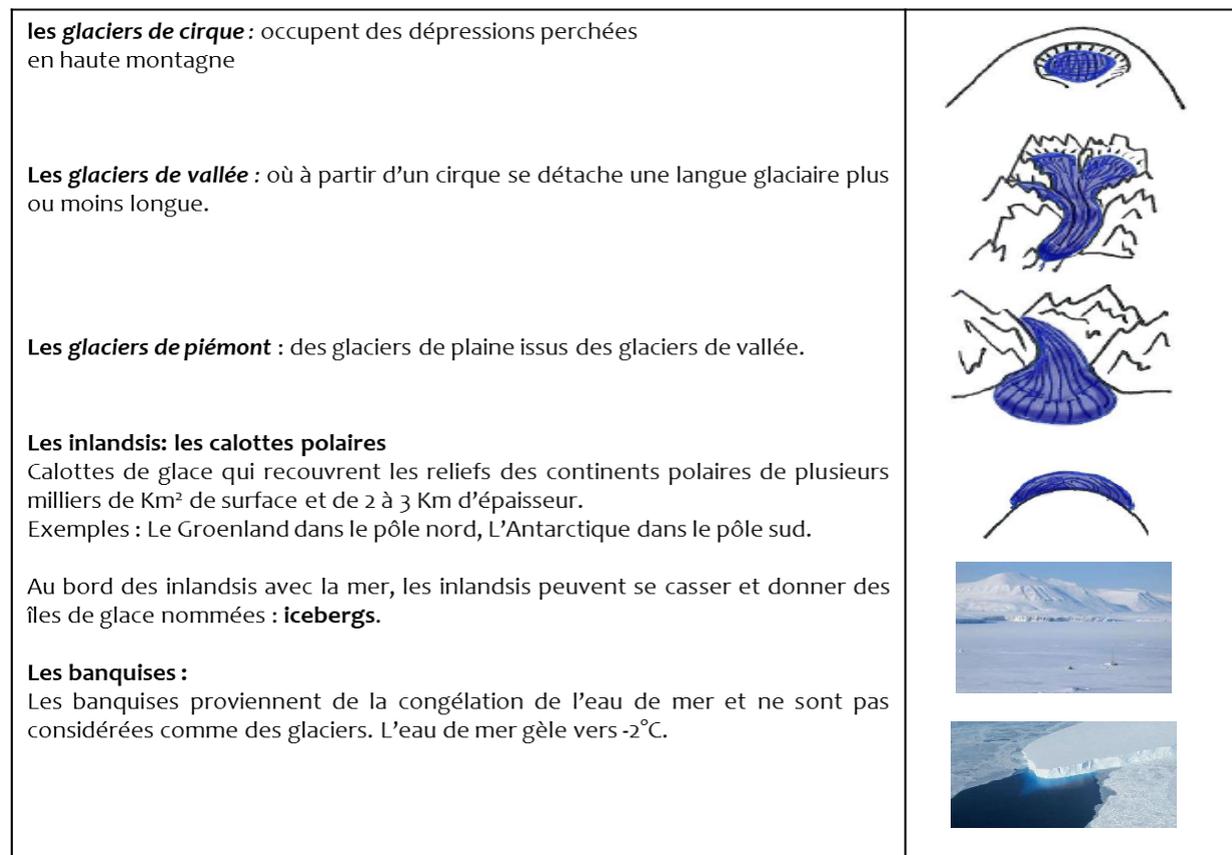


Figure 1 : les types de glaciers

Les glaciers constituent un puissant agent de transport. Les formes d'accumulation sont donc particulièrement développées à l'aval des glaciers. Dans les milieux glaciers, les moraines sont des accumulations détritiques très complexes et variées. Les sédimentologues utilisent souvent le terme de **till** comme synonyme de dépôt morainique. Les caractéristiques sédimentologiques majeures des moraines sont l'**absence de stratification** (à la différence des dépôts fluviatiles) et l'**hétérogénéité de la granulométrie**.

I. 1.1. Classification des moraines

Plusieurs classifications des moraines (ou tills) ont été proposées. Une première classification est basée sur la position des matériaux lors du transport.

On peut distinguer, sous l'angle du transport, entre la moraine **supra-glaciaire** ou **superficielle**, constituée de blocs éboulés sur le glacier ou amenés par les avalanches et qui sont transportés de manière passive sur le glacier (blocs anguleux), la moraine **intra-glaciaire**, qui est constituée par les matériaux enfouis dans le glacier et transportés à l'intérieur des lames de glace et la moraine **sous-glaciaire** ou **moraine de fond**, qui correspond au transport dans la glace basale et entre le glacier et le fond rocheux (avec des blocs plus émoussés et en forme de fer à repasser). On parle de moraine construite lorsque le dépôt prend la forme d'une crête allongée, appelée crête ou cordon morainique. Les crêtes morainiques sont classées selon leur position par rapport au glacier. On distingue ainsi les moraines latérales, résultant de l'accumulation de matériel tombé des parois sur la bordure du glacier et/ou transporté en bordure de celui-ci (figure 2), les moraines frontales, résultant du dépôt devant le glacier de sédiments transportés dans ou sur la glace, et les moraines **médianes** résultant de la coalescence de deux **moraines latérales** (figure 2). Lorsque les dépôts morainiques ne sont pas construits en formes de cordons, on est en présence d'un placage morainique (souvent de **moraine de fond**).



Figure 2 : Les types de moraines

On peut noter également des dépôts périglaciaires comme les varves et les loess.

Les **varves** (figure 3 et 4) : Ce sont des dépôts rythmiques de fines particules au fond des **lacs glaciaires**. Leur origine s'explique par un contrôle saisonnier du débit des cours d'eau lié à la fonte des glaciers, et surtout à celle des inlandsis (**calotte polaire**). On a utilisé cette périodicité comme moyen de datation. Les dépôts de varves sont étudiés grâce à des carottages qui permettent de récupérer le registre sédimentaire de ces strates varvaires. Une varve est un ensemble de couche claire et de couche sombre qui correspond à un an de sédimentation.

Au printemps et en été les sédiments sont clairs (figure 3), dominés par une production primaire silicatée, alors qu'en hiver, ils sont foncés principalement dus à la sédimentation des argiles et à la préservation de la matière organique en condition anoxique.

Les **loess** (figure 4), formés à partir de poussières issues des boues de fonte qui s'accablent à la suite de l'action du vent. Ces dépôts, nommés aussi « limon des plateaux », sont de nature périglaciaire, ils peuvent atteindre 10m d'épaisseur et donnent de bonnes terres arables, l'évolution pédologique entraîne souvent une décalcification de la partie supérieure et, au contraire, la formation de concrétions calcaires dans la partie inférieure.

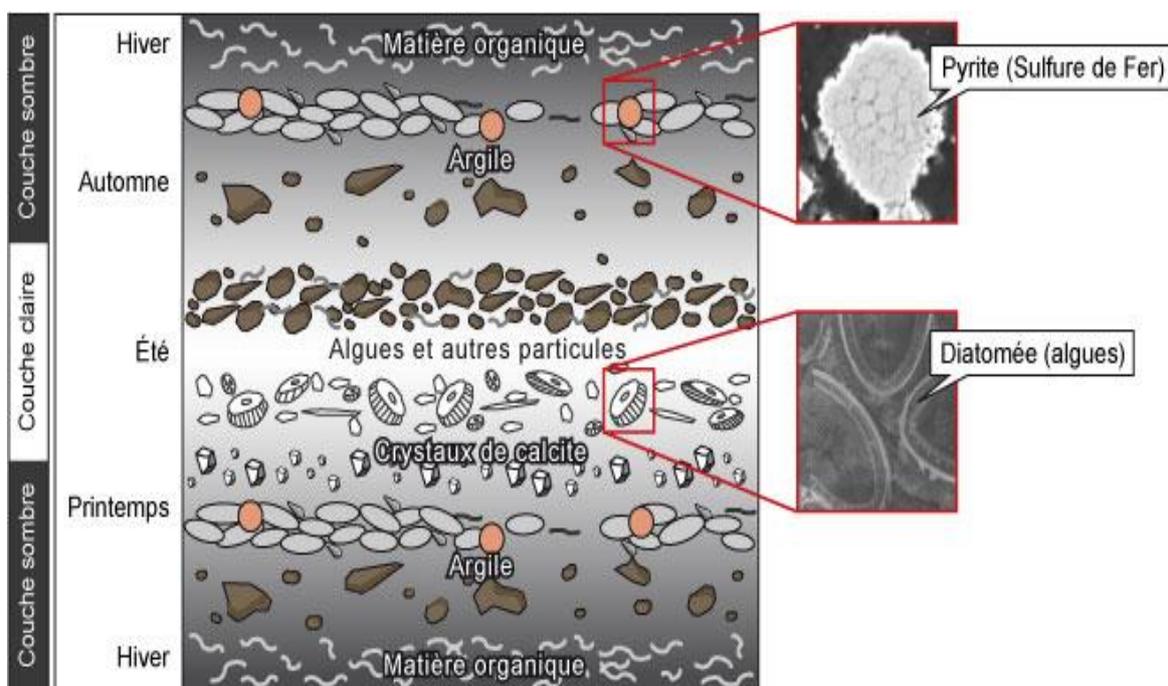


Figure 3 : Schéma des dépôts rythmiques de fines particules au fond des lacs glaciaires (Varves).



Figure 4 : dépôts de varves et de loess

II. La granulométrie des sédiments

Dans la réalité, les sédiments sont constitués de particules de tailles variées et le système le plus utilisé pour déterminer la répartition des particules d'un sédiment selon la taille ou granulométrie est celui du tamisage.

La granulométrie d'un sédiment renseigne évidemment sur la nature et la vitesse de l'agent de transport. On appelle granulométrie d'un sédiment ou d'un ensemble particulaire, la distribution des grains par taille. La granulométrie a pour objet de mesurer les dimensions et les variations des tailles des grains d'un produit sédimentaire, d'une formation géologique et de connaître la fréquence statistique des différentes classes granulométriques constituant cette formation.

On classe les sédiments suivant la taille des grains qui les constitue (tableau 1). La terminologie la plus courante est la suivante (A, CAILLEUX, 1954):

Tableau 1 : Nomenclature et granulométrie des constituants des sédiments détritiques des roches sédimentaires

		Diamètre
Les rudites	Blocs, galets, graviers	$D > 2\text{mm}$
Les arénites	Sables	$2\text{mm} > D > 0,063\text{mm}$
	Sables très grossiers	$2\text{mm} > D > 0,5\text{mm}$
	Sables grossiers	$0,5\text{mm} > D > 0,25\text{mm}$
	Sables moyens	$0,25\text{mm} > D > 0,125\text{mm}$
	Sables fins (Sablons)	$0,125\text{mm} > D > 0,063\text{mm}$
Les lutites	Silts (Limos)	$0,063\text{mm} > D > 0,002\text{mm}$
	Argiles	$D < 0,002\text{mm} = 2\mu\text{m}$

II.1 Analyse granulométrique

L'analyse granulométrique consiste à grouper les constituants d'une roche meuble en classes comprises entre les dimensions données. Elle s'effectue le plus souvent par tamisage. Les résultats sont exprimés sur un graphique par histogramme, courbe cumulative ou courbe de fréquence (figure 5). A l'origine, les analyses granulométriques sont effectuées par tamisage à l'aide de tamis à mailles carrées. Ces tamis sont secoués manuellement ou à l'aide de dispositifs mécaniques, recommandés par les comités de normalisation. Lorsque l'on tamise, on classe les

grains d'après leur largeur et les fréquences des grains d'une classe déterminée sont évaluées en pesant les fractions retenues sur les tamis successifs.

Pour les fractions les plus fines, les méthodes de **décantation** ou de **sédimentation** sont utilisées: on disperse un sédiment dans un récipient rempli d'un liquide (en général de l'eau dont la température est connue) et l'on mesure, à des intervalles de temps bien déterminés, la quantité de matière restée en suspension (méthode de la pipette, laser,...) ou celle déjà sédimentée (principe de la balance de sédimentation). Actuellement, des appareils de plus en plus perfectionnés (granulomètre laser) facilitent les analyses.



Figure 5 : Série de tamis de la norme AFNOR avec tamiseuse et granulométrie de Laser

La distribution granulométrique fait l'objet de représentations diverses, on peut utiliser, des histogrammes ou diagrammes à colonnes (figure 6), formés de rectangles jointifs dont les bases respectives représentent les intervalles de classes et dont les hauteurs correspondent aux fréquences des différentes classes (poids exprimés en % des fractions récoltées sur les différents tamis). Des courbes cumulatives (figure 6) : Dans le cas d'un tamisage, on porte en abscisse les ouvertures linéaires des mailles des tamis et en ordonnée, le pourcentage en poids de sédiment traversant le tamis (% de passant) ou ne le traversant pas (% de refus). Lorsque l'intervalle de classe diminue, le diagramme cumulatif se transforme en courbe cumulative; on peut construire cette courbe en joignant les rentrants du diagramme cumulatif.

II.2 Analyse morphoscopique

D'autres facteurs que la granulométrie conditionnent le transport et le dépôt des grains: la densité (quartz par rapport aux minéraux lourds, par exemple) et la forme des grains (sphériques, anguleux, allongés... souvent directement liée à la minéralogie) ont une influence déterminante. L'analyse morphoscopique: pour compléter l'analyse granulométrique, on peut étudier la forme des grains en envisageant le degré de sphéricité, le degré d'éroulé (voir TD3) ainsi que l'aspect des surfaces: grains impressionnés, grains non usés, ronds mats, éroulés luisants, etc. Ces études cherchent à préciser la nature de l'agent de transport (éolienne, aquatique ou glaciaire). Et évaluer la durée du transport.

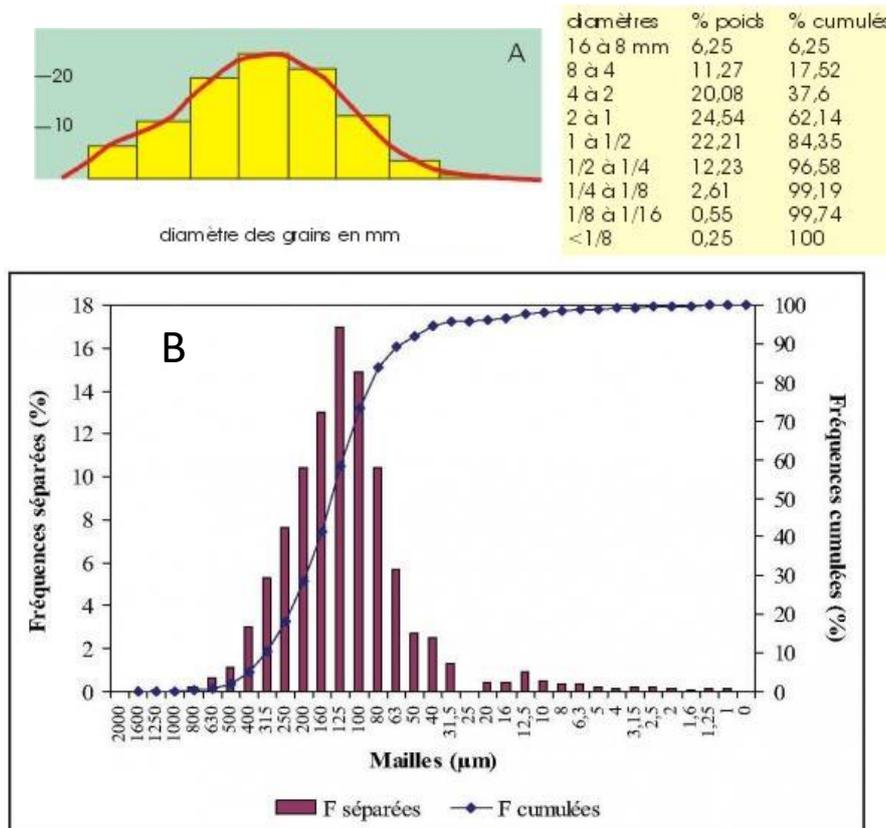


Figure 6 : courbes granulométriques. A.; B: et diagramme histogramme courbe de fréquence et

II.3 Granoclassement

Un caractère important (et facile à observer) des sédiments est la présence éventuelle de granoclassement ("graded bedding"). On distingue le granoclassement normal ("fining upwards") où les sédiments deviennent de plus en plus fins vers le haut (figure 7) et le granoclassement inverse ("coarsening upwards") où les sédiments sont de plus en plus grossiers vers le haut. Ces phénomènes sont évidemment liés à la diminution (l'augmentation) progressive de la compétence de l'agent de transport. Ils sont fréquents et bien développés

dans les turbidites et dans les dépôts de fin de crue. A l'échelle millimétrique, on les observe aussi dans certains types de rythmites et de laminites.

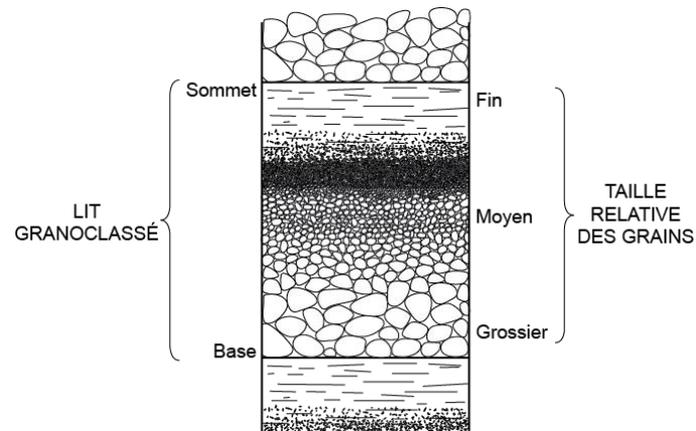


Figure 7 : Granoclassement normal.

III. Les structures sédimentaires

Les structures ou figures sédimentaires constituent un important indicateur des conditions de transport et de dépôt des sédiments. Leur interprétation est facilitée d'une part par l'étude de la nature actuelle et d'autre part par l'expérimentation en laboratoire. Certaines structures sédimentaires sont caractéristiques d'un environnement bien particulier (glaciaire, désertique,...) mais la plupart sont communes à plusieurs milieux de dépôt et nécessitent l'utilisation de critères complémentaires pour l'interprétation des paléoenvironnements (autres figures sédimentaires, fossiles, contexte général).

Plusieurs types de classification des structures sédimentaires ont été suggérés. Relevons surtout les classifications basées sur la position des figures dans les sédiments (au mur, au toit ou dans la couche sédimentaire), sur leur genèse (formées par des courants, des organismes, etc) et sur leur époque de formation (avant, pendant ou après le dépôt de la couche sédimentaire). De fait, la plupart des structures sédimentaires peuvent être réparties entre structures pré-, syn- et post-dépôt.

III.1 Figures formées par érosion à la face supérieure des bancs

Elles sont liées à des processus d'érosion et fournissent des indications sur la direction et le sens des courants. Les flutes casts (figure 8) sont des structures sédimentaires d'érosion, On les observe souvent à la base des turbidites et également dans certains chenaux fluviaux.

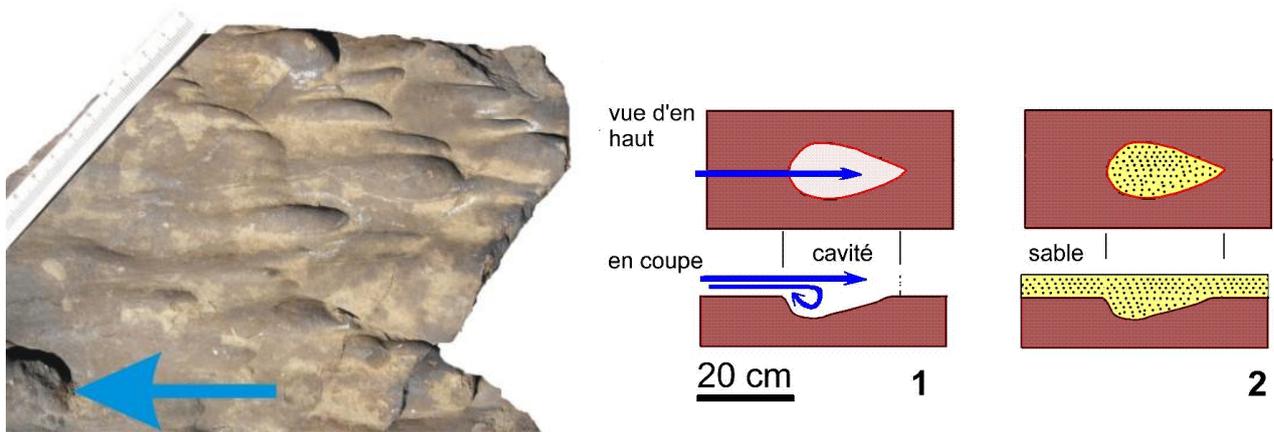


Figure 8 : Formation des Flutes Casts.

III.2 Structures de dépôt rides, mégarides (dunes)

Essentiellement développées en contexte sableux (figure 9). Deux grands types de rides (échelle du mm-cm en coupe transversale) se distinguent: les rides de vagues et les rides de courant.

- Les premières sont formées par l'action des vagues sur un sédiment non cohérent, en général dans la gamme des sables fins. Sont symétriques.
- Les secondes sont générées par l'action de courants unidirectionnels. L'asymétrie qui les caractérise permet donc de déduire le sens du courant: pente forte en aval, pente faible en amont (figure 10).

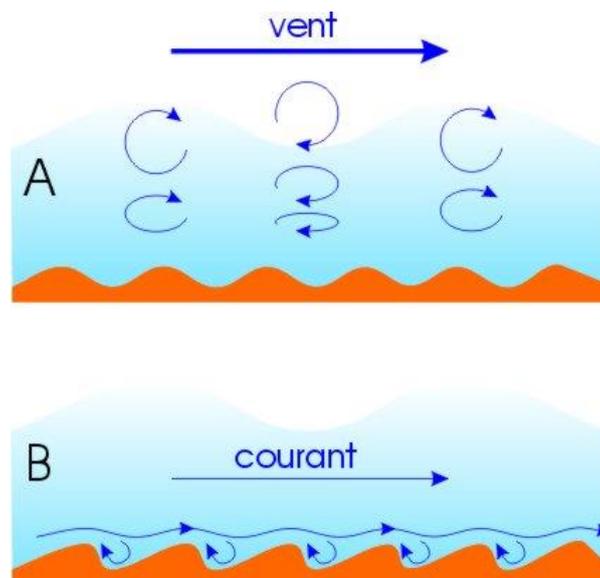


Figure 9 : Les rides de vagues (A) et les rides de courant (B)



Figure 10 : les rides de courant fossiles

III.3 Structures de déformation du sédiment

Il s'agit ici des déformations d'origine inorganique (excluant donc la bioturbation), contemporaines du dépôt ou légèrement postérieures (figure 11). Ces déformations affectent le sédiment avant sa lithification. Les **convolutes** montrent le plissement des lamines ou des strates comportant des structures anticlinales raides et des structures synclinales plus douces. Les **glissements en masse** ("slumps"). Le terme général slump désigne des masses de sédiment qui ont glissé, sous l'action de la gravité.

Le litage ("bedding") est l'expression de la stratification à l'échelle du banc (cm et plus) tandis que la lamination représente la stratification à l'échelle du mm et en deçà, au sein des bancs. Litage et lamination sont produits par des changements plus ou moins périodiques dans la sédimentation (variations de la granulométrie, de la composition des sédiments). Les contacts entre lamines successives peuvent être progressif, net ou érosif.

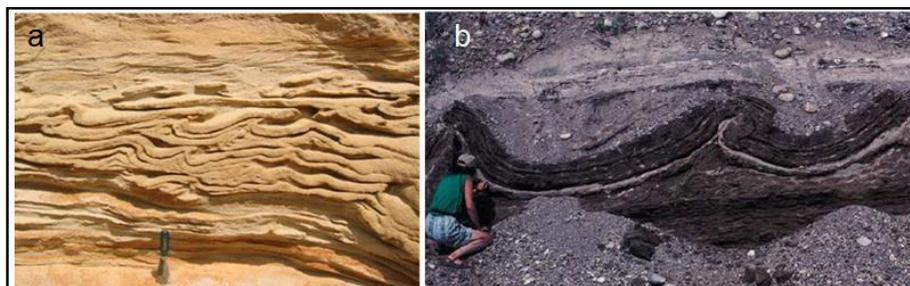
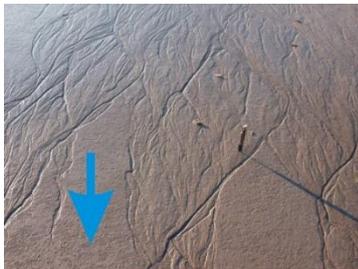


Figure 11 : Structure de déformation d'un sédiment, a : Les convolutes, b : Les slymps

Structures sédimentaires	Description	Epoque de formation	Exemple
Structures primaires	<ul style="list-style-type: none"> Elles sont liées à des processus d'érosion. Fournissent des indications sur la direction et le sens des courants. 	Erosion	flutes casts
Structures primaires	<ul style="list-style-type: none"> Au cours du dépôt des sédiments et témoignent de la vitesse, nature, sens, direction des agents de transport. Généralement associées aux phénomènes syn-dépôt. 	Dépôt Structures de déformation	Rides (Vague et courant) Convolutés Slumps
Structures secondaires	<ul style="list-style-type: none"> Se développent dans le sédiment après son dépôt. Dues aux déplacements latéraux de masses de sédiments, les structures de dessiccation. Des figures diagénétiques. 	Après le dépôt	Fentes de dessiccation Gouttes de pluie Rill marks

Les structures climatiques

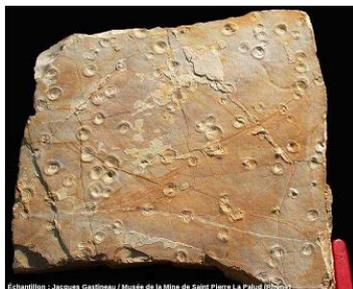
Rill marks



Fentes de dessiccation



Gouttes de pluie fossiles



Gouttes de pluie récentes



Chapitre 6 : L'évolution post-dépôt

I- La pédogenèse

La pédogenèse (pédo – genèse = sol – naissance) est le mode de formation et d'évolution des sols. Le mot sol désigne en géologie un milieu formé de matière minérale (= roche fragmentée et altérée, minéraux), d'eau, de gaz, de substances dissoutes, de matière organique (= restes d'organismes morts, organismes vivants) capable de supporter des plantes à racines. En génie civil, le mot sol est plutôt synonyme de dépôt de surface, roche meuble et sédiment.

Ce processus est en général long (plusieurs milliers d'années) et peut aboutir à différents types de sols en fonction du substrat, du climat (Cf chapitre1 Altération) et de la durée de la pédogenèse.

Le sol est la partie superficielle de la croûte terrestre. Il résulte de la transformation de la roche mère (R) sous l'influence de divers processus, physiques, chimiques et biologiques. Il est formé d'une fraction minérale et de matière organique (humus).

Le sol se découpe en couches appelées horizons, les horizons majeurs sont notés O, A, E, B et C. L'épaisseur des horizons varie selon les sols. R c'est la roche mère non altérée

I.1 Structure du sol

La structure est l'organisation du sol. Elle est conditionnée par les colloïdes : argiles, substances humiques hydroxydes. Les argiles favorisent la fragmentation du sol en produisant des fentes de retrait à la dessiccation. Elles peuvent enrober les autres particules et colmater les pores. Elles peuvent fixer des composés organiques par adsorption sur leurs feuillets par l'intermédiaire des hydroxydes d'Al et de Fer qui forment un revêtement pelliculaire. Ces complexes organo-minéraux (ou argilo-humiques) sont agglomérés en agrégats (figure 1), incorporant des filaments mycéliens et des bactéries à polysaccharides.

On distingue 3 grands types de structures :

Particulaire : sol très meuble

Massives : éléments liés par un ciment

Fragmentaire (figure 1) : en agrégat (mm), grumeaux (cm) ou polyédrique, très favorable aux cultures.

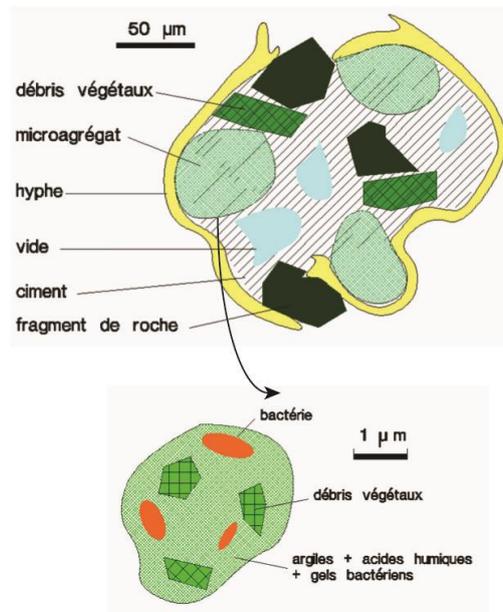


Figure 1 : Structure schématique d'un macro-agrégat, et détail d'un micro-agrégat.

Un sol est une pellicule d'altération recouvrant une roche; il est formé d'une fraction minérale et de matière organique (humus).

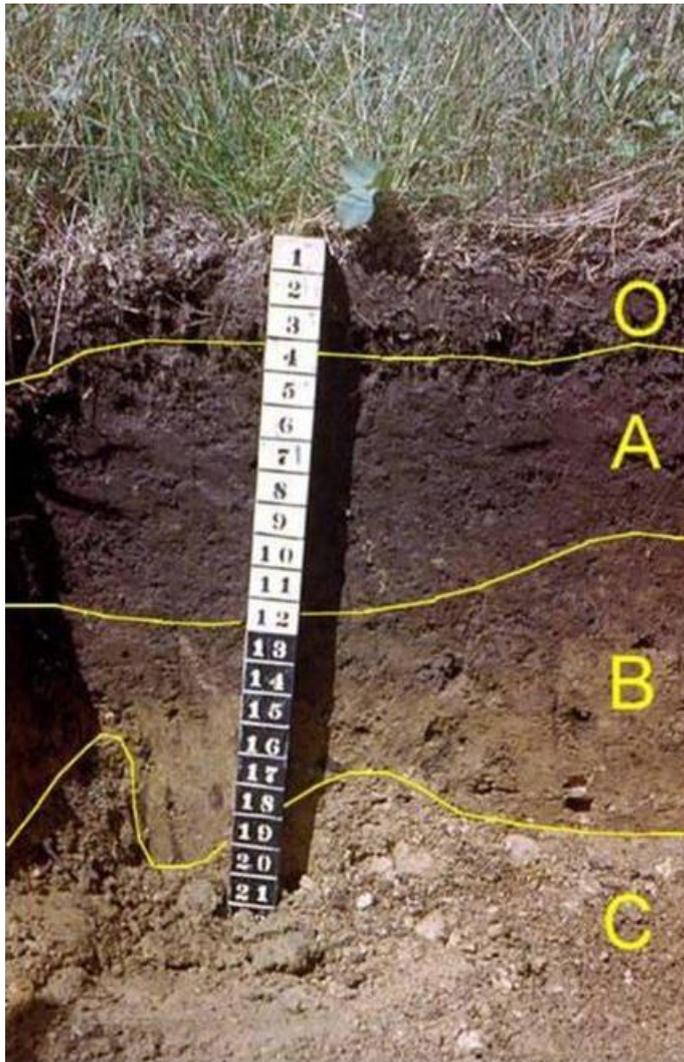
I.2 La fraction minérale du sol

La destruction des roches se fait (1) par désagrégation mécanique qui donne des fragments et (2) par altération chimique qui produit des ions solubles (cations, acide silicique...), des gels colloïdaux par hydratation et polymérisation des cations comme le fer et l'aluminium avec la matière organique (complexolyse) et des argiles, constituants fondamentaux du sol. L'ensemble constitue le complexe d'altération. L'altération demande de l'eau et une température suffisante; elle est moyenne en climat tempéré, elle est maximale sous climat équatorial.

I.3 La fraction organique du sol

La végétation fournit l'humus et assure la circulation ascendante des matières; elle protège ensuite la roche de l'érosion. La végétation fournit des débris végétaux qui constituent la litière de l'horizon AO. Sa décomposition (Humus) se fait sous l'action des microorganismes et produit l'humus et les composés minéraux de l'horizon A.

Exemple : Les horizons d'un sol, qui se développe principalement sur du calcaire.



Surface du sol

Horizon O: composé de matière organique (MO) en voie de décomposition

Horizon A: composé de MO et de minéraux solubles et de certains produits d'altération (argiles) et/ou d'accumulation de MO

Horizon B: composé de MO, zone d'accumulation de MO ou produits d'altération (argiles, hydroxydes de fer, carbonates...)

L'horizon C, la zone minérale qui assure la transition de la roche-mère aux horizons organo-minéraux, on y reconnaît encore la roche-mère.

Photo: Agriculture et Agroalimentaire Canada

II. La compaction

La **compaction** des sédiments consiste en une réduction, par voie physique ou chimique, de leur épaisseur originelle. La **compaction mécanique** correspond à une perte de porosité associée à l'expulsion de fluides par réarrangement des grains sédimentaires tandis que la **compaction chimique** correspond à des processus de dissolution par pression ("pression-solution"). Tous les sédiments ne réagissent pas de la même façon lors de la compaction: en d'autres termes, la réduction d'épaisseur est fonction de la composition originelle du sédiment (tableau 1), voire de l'existence d'un ciment précoce (un calcaire à ciment marin se compacte très peu, au contraire d'un sable calcaire non cimenté). Ce phénomène est la compaction différentielle. Elle est responsable de modifications dans la géométrie et la disposition relative de corps sédimentaires de composition différente.

Tableau 1 : La compaction en fonction de la composition originelle du sédiment

Sédiment	% de l'épaisseur originelle après compaction
Tourbe	5-10%
Boue argileuse	10-25%
Boue calcaire	40-50%
Sable	65-75%

II.1 Evaluation d'un taux de compaction par mesure directe

Le taux de compaction (t) est le rapport entre l'épaisseur initiale du sédiment h_0 et l'épaisseur après compaction (épaisseur actuelle) h (figure 2) :

$$t = h_0/h$$

Deux méthodes permettent d'apprécier le taux de compaction: la mesure directe et la mesure des variations de porosité.

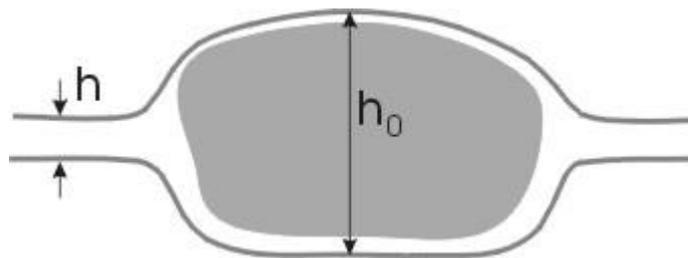


Figure 2 : Principe de la mesure directe de la compaction, autour d'un objet résistant. D'après Beaudoin et al. (1987)

III. Cimentation

La **cimentation** (figure 3) est le **processus diagénétique** principal: a pour conséquence la disparition progressive de la porosité. Les éléments dissous par l'eau peuvent, en précipitant, cimenter les particules de sédiment entre elles ; on parle aussi de lithification. Le ciment provient souvent de la roche mère mais peut être fourni par des roches voisines. Il s'agit d'un processus relativement simple : si l'eau qui circule dans un sédiment, par exemple un **sable**, est sursaturée par rapport à certains minéraux, elle précipite ces minéraux dans les pores du sable et ceux-ci viennent souder ensemble les particules du sable, on obtient alors une roche sédimentaire qu'on appelle un **grès**. Le degré de cimentation peut être faible, pour les roches friables, ou il peut être très poussé dans des roches très solides.

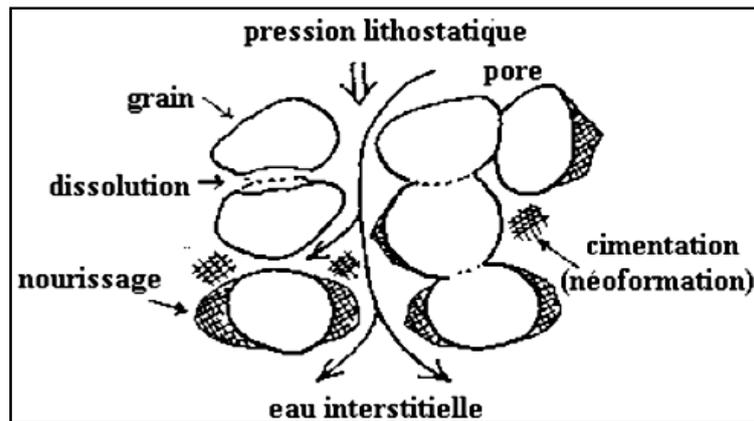


Figure 3 : Mécanisme de cimentation des roches sédimentaires

Cimentation par calcite (CaCO_3)

Les eaux interstitielles, dissolution des coquilles aragonitiques, et activité bactérienne...)
 Les bactéries utilisent des sulfates (CaSO_4) lors de l'oxydation de la matière organique
 La calcite ainsi précipite et cimente le sédiment.

Cimentation par la silice

L'eau douce contient 13 ppm de SiO_2 dissout, donc légèrement sursaturée en quartz ; dans le sédiment, la concentration peut atteindre 80 ppm et permettre la précipitation de quartz entre les grains du sédiment. L'eau de mer sous-saturée en SiO_2 (4 ppm), dans les sédiments, les tests siliceux d'organismes (radiolaires et diatomées) sont dissouts, d'où la rareté des fossiles siliceux marins hors des zones de très grande production planctoniques. Cependant, les minéraux argileux évoluent (smectite transformé en illite) libérant de la silice. L'eau peut devenir sursaturée et la silice précipite (figure 4).

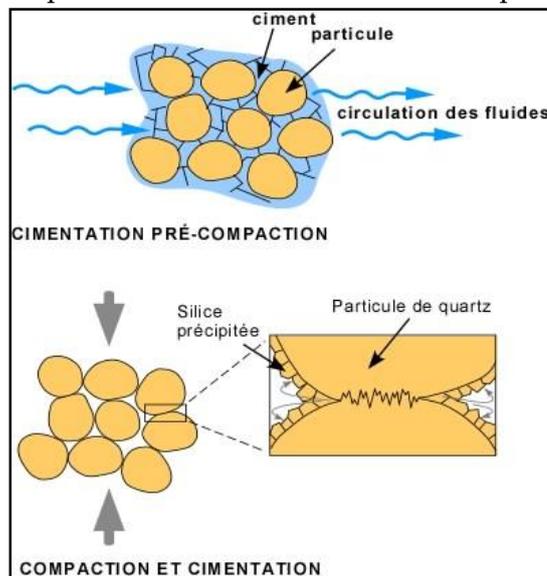


Figure 4 : La cimentation par la silice

IV. Diagenèse

La diagenèse regroupe l'ensemble des processus physiques, chimiques et biochimiques qui interviennent dans la transformation des sédiments en roches sédimentaires. La diagenèse ne comprend que les phénomènes affectant les sédiments entre la surface et une profondeur d'une dizaine de kilomètres où la température avoisine de 300°C. Au-delà de ces conditions de pression et de température, les modifications diagénétiques appartiennent au domaine du métamorphisme.

On distingue généralement

- 1- la diagenèse précoce (diagenèse syn-sédimentaire): Modifications biochimiques, rapides au début de l'enfouissement.
- 2- La diagenèse tardive (diagenèse d'enfouissement): Les changements physico-chimiques plus lents (transformations minéralogiques, dissolution...)

IV.1 Compaction et diagenèse d'une boue argileuse (figure 5)

Une boue argileuse est formée lors de son dépôt de 70 à 90% d'eau. Les parties minérales sont souvent des minéraux argileux (kaolinite, illite, smectite), de la chlorite, un peu de feldspath, de la calcite et du quartz. Son évolution comprend les étapes suivantes:

- transformation progressive de la vase argileuse en argile plastique par expulsion de l'eau interstitielle (compaction). La porosité du sédiment passe d'environ 70% à 35% à 500 m de profondeur. Des concrétions de CaCO_3 et des sulfures tels FeS_2 peuvent apparaître;
- transformation de l'argile plastique en argile compacte: la pression lithostatique et la température augmentent avec la profondeur. Vers 2000 m, l'argilite n'a plus qu'une porosité de 13% (argile compacte). Sur le plan minéralogique, il y a disparition progressive de la kaolinite au profit de l'illite et de la smectite au profit de la chlorite et de l'illite.



Figure 5 : compaction de la boue argileuse

IV.2 Compaction et diagenèse des sables

La compaction étant beaucoup moins importante dans un sable que dans une boue argileuse, son action seule est insuffisante pour transformer un sable en roche plus ou moins cohérente. La cimentation est donc le processus majeur de la lithification des sables. C'est souvent durant la phase initiale d'expulsion des fluides que les sables ont tendance à acquérir leur couleur finale. La présence de matière organique a comme conséquence d'appauvrir le milieu en oxygène et d'amener le fer à l'état de Fe⁺⁺ (couleurs vertes). Les grès rouges, par contre, sont soit riches à l'origine en pigment hématitique détritique, soit doivent leur coloration durant la diagenèse à une réaction du type biotite pour donner des minéraux des argiles plus oxyde de fer.

La silice est un ciment fréquent des grès, croissant en continuité optique sur les grains de quartz et donnant naissance aux quartzites si le processus arrive à terme.

Les carbonates sont également un ciment majeur des grès. Ils nécessitent quand même des flux importants d'eau diagénétique. Un autre ciment important des grès est l'oxyde de fer. Le fer provient de l'altération des biotites, amphiboles, chlorites, etc.

Au moment de leur dépôt, Les grains de sables sont tout d'abord mélangés avec de l'eau, puis, sous leur propre poids, ils vont se compacter et se déshydrater pour finalement former une roche compacte dont les grains sont unis par un ciment. Cette roche sédimentaire d'origine détritique porte le nom de grès (figure 6).

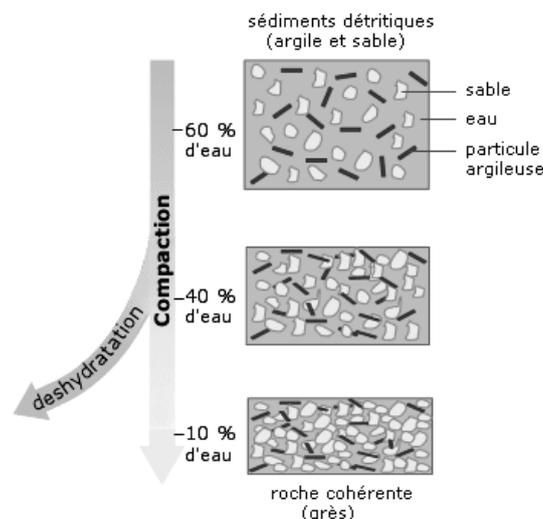


Figure 6 : Exemple de la formation d'un grès

On peut distinguer différentes phases dans la transformation des sédiments en roche (figure 7):

En surface on assiste à :

- ❖ l'action des êtres vivants : les animaux fouisseurs favorisent le mélange des sédiments fins, et les protozoaires et bactéries interviennent dans la dolomitisation, la formation des phosphates, de la pyrite, du pétrole, des charbons ; le rôle des êtres vivants est donc loin d'être négligeable dans la diagenèse ;

- ❖ la pédogenèse (naissance des sols), qui intervient dans la formation de roches meubles (argile à silex, latérites) et de roches dures (grès) ; par exemple, la silice dissoute sous climat humide peut cimenter les sables en grès lors des saisons plus sèches ;
- ❖ la dissolution, qui concerne les sédiments émergés : les parties superficielles du sédiment sont dissoutes par action de l'eau et entraînées en profondeur ;
- ❖ la déshydratation : lorsqu'un sédiment aquatique est asséché, il y a durcissement et modification de ses propriétés physiques.

En profondeur ont lieu :

- ❖ la cimentation : les éléments dissous par l'eau peuvent, en précipitant, cimenter les particules de sédiment entre elles ; on parle aussi de lithification;
- ❖ le concrétionnement : les concrétions sont des accumulations de minéraux particuliers qui ont lieu au cours du dépôt sédimentaire, ou ultérieurement ; selon leur forme, elles portent plusieurs noms : les sphérolites, les nodules...;
- ❖ l'épigénisation et la métasomatose :
 - l'épigénisation correspond à la transformation d'un minéral préexistant en un autre de même composition ; il s'agit souvent d'un changement dans la structure du minéral : par exemple, l'aragonite, contenue généralement dans des restes calcaires d'organismes, se transforme en calcite ;
 - la métasomatose a lieu à plus grande échelle et correspond à la substitution d'un minéral par un autre sans changement de volume : par exemple, le carbonate calcique (CaCO_3) est parfois remplacé par du sulfate de fer (ammonites pyriteuses) ;
- ❖ la compaction : sous l'effet de la pression des sédiments sus-jacents, de l'action des êtres vivants, de la pédogenèse et de la déshydratation, les sédiments perdent de l'eau et des sels minéraux par dissolution, leur densité augmente.

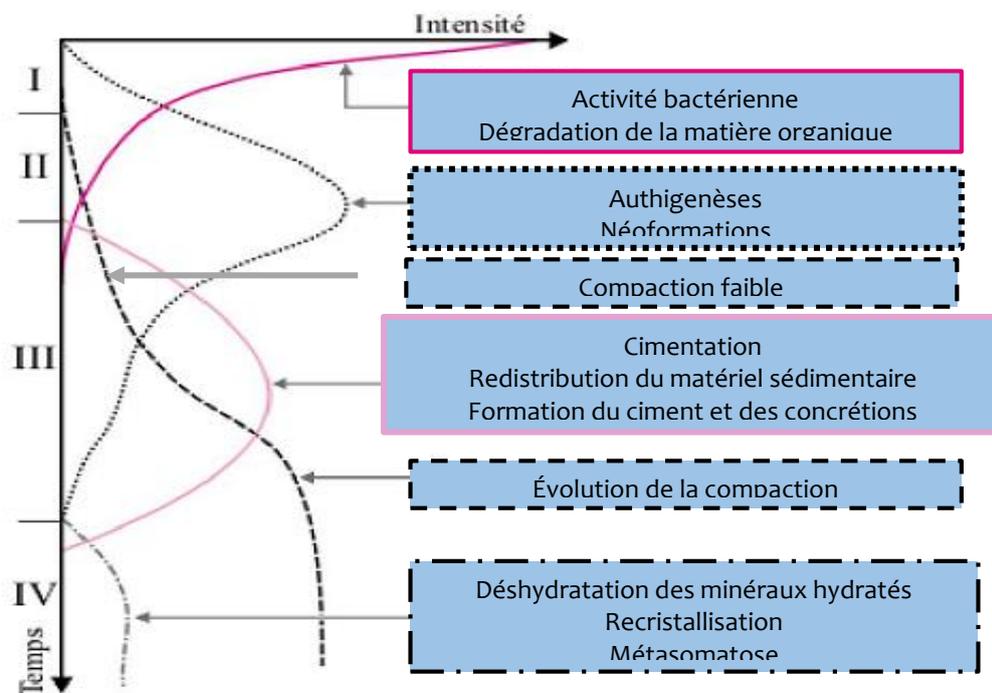


Figure 7 : Les phases diagénétiques

Chapitre 7 : Les milieux de sédimentation

Les éléments destinés à former un sédiment sont transportés à l'état solide ou en solution, ils se déposent ou précipitent ensuite dans **un milieu de sédimentation**. Un milieu de sédimentation est un bassin (dépression) où règne un ensemble de facteurs physiques, chimiques et biologiques suffisamment constants pour former un dépôt caractéristique ; exemples : milieu fluviatile, milieu lacustre, milieu deltaïque et milieu marin.

I- Les milieux continentaux

I.1 Les milieux désertiques (dépôts éoliens)

Ce sont les dépôts éoliens qui constituent la majeure partie des sédiments actuels. Les roches sédimentaires d'origine désertique sont caractérisées par des grains sableux arrondis et dépoli (rond-mat) bien classés et à matrice argileuse. Les dépôts de sables forment les dunes. L'accumulation, en périphérie des régions désertiques, des fines poussières forment également des loess.

Les dunes

Les corps sédimentaires les plus caractéristiques sont les dunes éoliennes. Leur hauteur est de 5 à 10 m pour une longueur d'onde de quelques centaines de mètres au maximum. Leur forme varie en fonction du régime des vents et de leur charge en sable.

Leur forme varie en fonction du régime des vents et de leur charge en sable. On distingue (figure 1):

- les barkhanes, dunes en croissant avec concavité abrupte sous le vent
- les dunes paraboliques en forme de langue (forme linguoïde) dont la convexité abrupte est sous le vent;
- les dunes transversales, rubans perpendiculaires à la direction du vent; comme précédemment, la pente sous le vent est la plus forte;
- les dunes longitudinales ou seif, parallèles au sens du vent;
- les dunes d'interférence dont la structure complexe reflète le régime changeant des vents.

Les rides

Ce sont des ondulations centimétriques qui couvrent la surface des dunes. Leur crête est perpendiculaire à la direction du vent. Comme les dunes, elles sont asymétriques. Leur longueur d'onde est de l'ordre de la dizaine de cm pour un sable moyen.

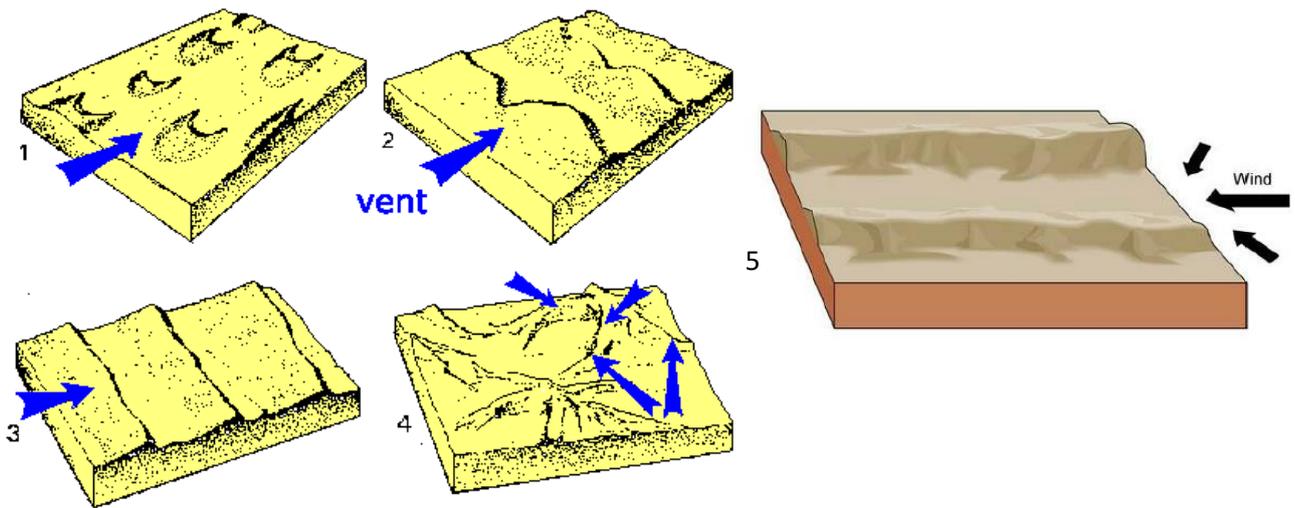


Figure 1: Principaux types de dunes éoliennes. (1) barkhanes ; (2) dunes linguoides ; (3) dunes transversales à crêtes rectilignes ; (4) dunes d'interférences.

Les dépôts de poussière

Chaque année le Sahara perd plus de 100 millions de tonnes de poussière dont une grande partie tombe dans l'océan Atlantique, contribuant ainsi à la sédimentation océanique. Les poussières ont une vitesse de chute très faible (figure 2), elles restent donc très longtemps en suspension et peuvent être transportées très loin par le vent. Les dépôts anciens de poussières éoliennes constituent les loess.

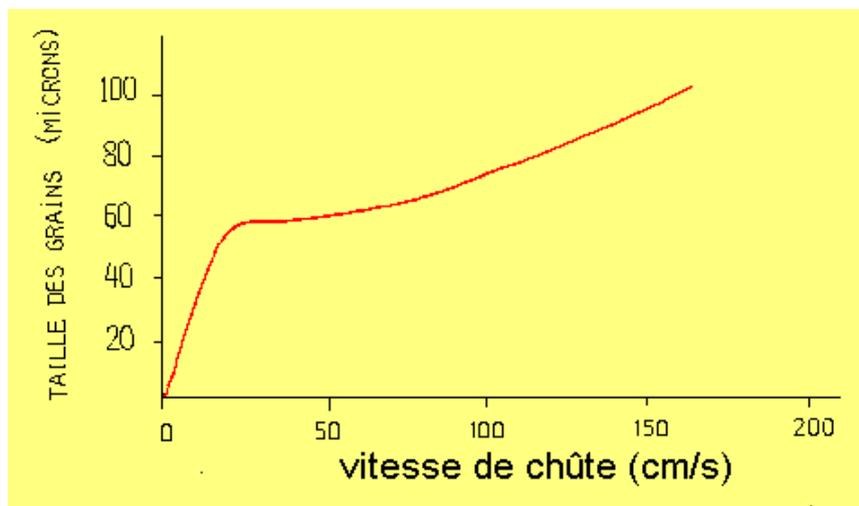


Figure 2 : Vitesse de chute des particules dans l'air

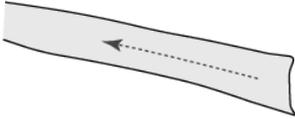
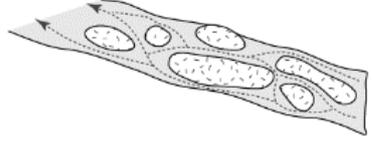
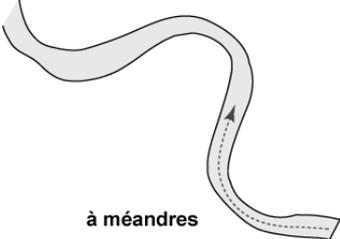
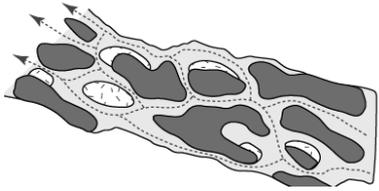
I.2 Les dépôts glaciaires (Cf chapitre Dépôt, les dépôts glaciaires)

I.3 Les dépôts fluviatiles

Les rivières sont surtout des agents de transport. Elles déposent néanmoins aux endroits où la vitesse diminue, c'est-à-dire le long de leur cours et finalement à leur embouchure o peuvent s'ajouter des phénomènes de floculation des argiles et de précipitation de corps en solution.

Selon la morphologie des milieux fluviatiles (le nombre des chenaux et l'indice de sinuosité), on distingue quatre types de réseau fluviatile (tableau 1):

Tableau 1 : Types de réseaux fluviatiles

Indice de sinuosité*	Un chenal*	Plusieurs chenaux
Faible ($I S < 1,5$)	Droit (rectiligne) 	En tresse 
Fort ($I S > 1,5$)	Méandrique  à méandres	Anastomosé 

*Un chenal est un sillon allongé creusé dans un dépôt en cours de sédimentation par un courant.

*Indice de sinuosité est exprimé par le rapport de la distance entre deux points parcourue au fond du chenal sur celle parcourue en ligne droite.

La forme des écoulements dans la vallée dépend principalement de la pente et de la charge transportée :

- sur pente forte, les chenaux sont multiples et confluent, le réseau fluviatile est dit en tresse: c'est le cas des portions amont des cours d'eau (torrents de montagne) ;
- quand la pente devient très faible, le chenal est unique et devient sinueux, le réseau à méandres caractérise la plaine alluviale proche de l'embouchure ;

- d'autres types de réseaux fluviaux moins fréquents sont connus, en particulier le réseau anastomosé composé de plusieurs chenaux installés sur plaine alluviale de pente faible.

I.3.1 Les facteurs contrôlant les dépôts

Facteurs climatiques

1- Influence du climat sur le débit

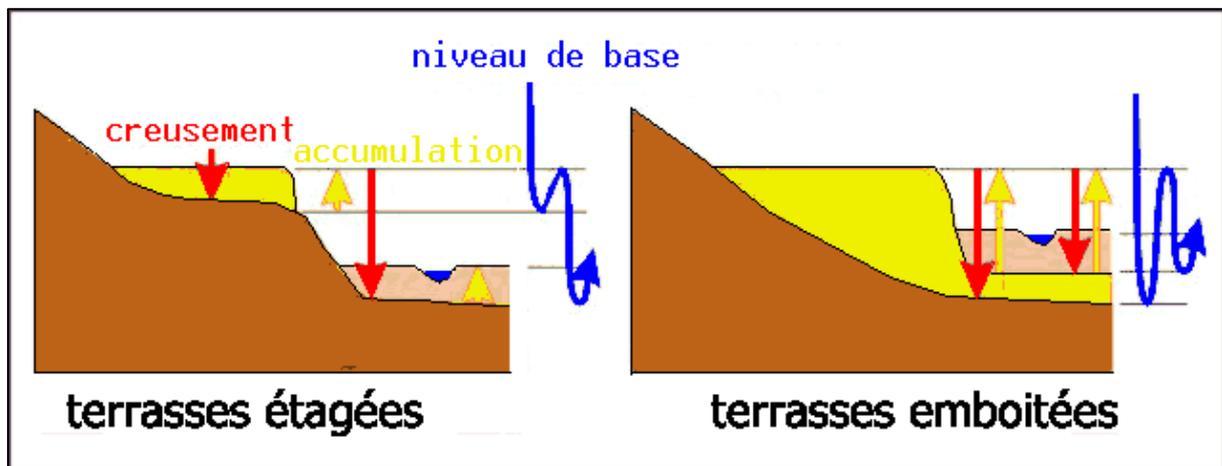
Dans le climat humide les cours d'eau sont permanents, ils présentent des variations saisonnières selon l'été ou l'hiver on a généralement abondance du système fluvial à méandre.

Dans les zones arides, les cours d'eau sont intermittents pendant la saison humide les pluies sont torrentielles elles créent des systèmes fluviaux en tresse favorisés par l'absence de végétation, pendant la saison sèche il n'y a pas d'eau dans les oueds asséchés.

2- Influence du climat sur la végétation

3- Influence sur la variation Eustatique : Les influences eustatiques ne font sentir qu'au niveau du littoral.

Facteurs tectoniques



Bassin non subsident (terrasses étagées)

Bassin subsident (terrasses emboîtées)

I.3.2 Réseau fluvial rectiligne

Les chenaux rectilignes (figure 3) sont rares, ils existent seulement en courtes distances et présentent une faible sinuosité $S < 1,5$. Le profil longitudinal est irrégulier et présente des parties profondes = Pool et des parties de faible profondeur appelée = Riffle.

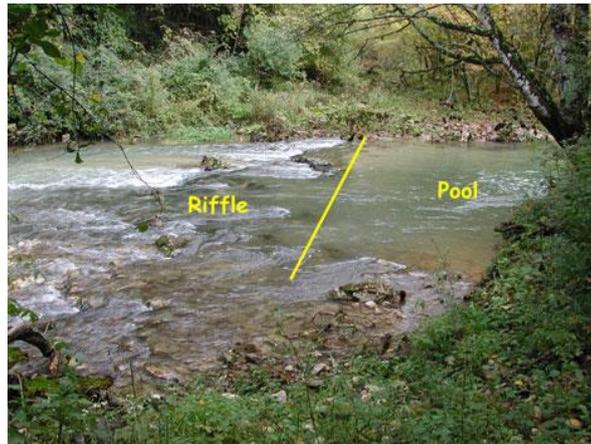


Figure 3 : Riffle et Pool du réseau fluvial rectiligne

I.3.3 Réseau fluvial en tresse

Un réseau fluvial en tresse est constitué par l'ensemble de chenaux à faible sinuosité séparés par de nombreuses barres immergées pendant les crues et émergées à l'étiage (figure 4). Les chenaux présentent une forte instabilité latérale

Les facteurs favorables à l'installation d'un réseau en tresse sont: - Une charge sédimentaire grossière importante. - Des berges facilement érodables. - Des fluctuations importantes du régime d'écoulement. - Absence de végétation. Pente relativement élevée.

Les réseaux en tresse se développent plus fréquemment en contexte montagneux dans les régions amont des rivières.



Figure 4 : Rivière en tresse, Slims River (Yukon, Canada)

I.3.4 Réseau fluvial à méandre

Les chenaux à méandre (figure 5) présentent une forte sinuosité, donc $IS > 1,5$, les chenaux à méandre possèdent des pools (zones profondes) limités par des berges en falaise et des barres sédimentaires (barre de méandre) fixées par des riffles (berges fixes).

Les facteurs favorables à l'installation d'un système fluvial à méandres: - Une charge sédimentaire relativement faible. - Des berges relativement fixes (développement de végétation, climat humide). - Une pente relativement faible

Un rapport fort entre charge en suspension/charge en traction



Figure 5 : Les méandres de la rivière Williams (Alaska)

La sédimentation se fait sur la rive convexe sous forme d'une barre de méandre. Elle est constituée de sable disposé en litage oblique de grande taille. Le fond du chenal est pavé de galets (channel lag). Les séquences de rivières à méandre sont positives (figure 6) elles débutent par un pavage de galets et se terminent par des limons de plaine d'inondation montrant des traces de sols et de végétation.

Le chenal est bordé par des levées qui le séparent de la plaine d'inondation couverte de dépôts fins. Si une levée est crevée pendant une crue, des sables se répandent dans la plaine d'inondation sous forme d'un microdelta (figure 7) de crevasse (crevasse splay).

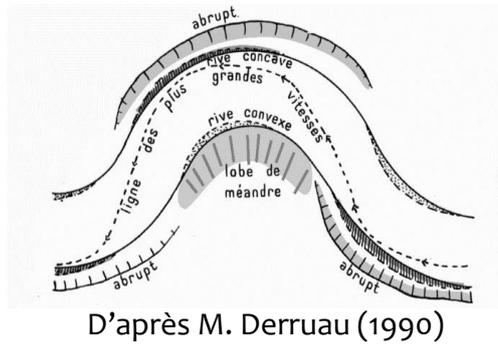
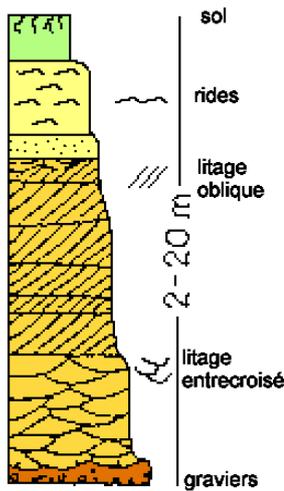


Figure 6 : Log stratigraphique d'une séquence à méandre



Figure 7 : Crevasse splay

I.3.5 Réseau fluvial anastomosé

Les cours d'eaux anastomosés présentent les pentes les plus faibles. On les trouve, classiquement dans les grandes plaines alluviales et les plaines côtières (figure 8).

La granulométrie de leurs sédiments est fine à très fine. Ils comportent un ou plusieurs chenaux très faiblement divagants. Ces chenaux sont séparés par des barres sableuses ou de boues qui, du fait de la faible divagation, sont végétalisées, stabilisant ainsi la position des chenaux. Dans les chenaux eux-mêmes aucune barre n'est visible.



Figure 8 : Rivière Columbia (Canada)

Les chenaux anastomosés divaguent peu dans la plaine alluviale qui est fréquemment inondée; elle est couverte de marécage; la végétation est abondante. La vitesse de l'eau est faible, les sédiments sont fins et riches en matière organique (figure 9). Les remplissages de chenaux se distinguent par des galets et des graviers formant des corps à accrétion verticale (rôle de la subsidence)

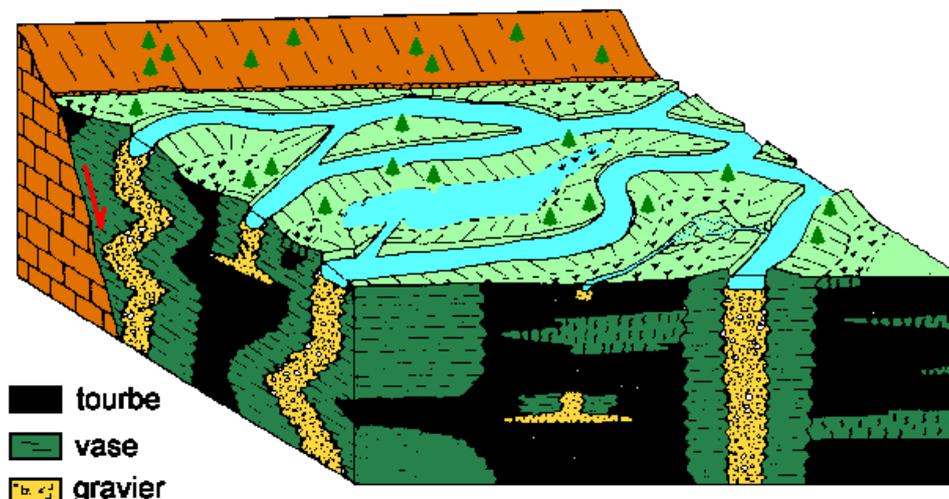


Figure 9 : Bloc diagramme d'un fleuve anastomosé

I.4 Les dépôts torrentiels

Les dépôts torrentiels se localisent à la base des montagnes dans la zone où il y'a brusque rupture de pente. Ils forment un éventail lobé, le cône de déjection. Un cône de déjection ou cône alluvial est un amas de débris transportés par un torrent au débouché d'une vallée ou en contre bas d'un versant ; il a une forme triangulaire (figure 10).

Les matériaux de toute taille transportés par un torrent peuvent être momentanément déposés dans le lit, mais ils sont repris à chaque crue pour être finalement déposés quand la vitesse

diminue, c'est à dire lorsque le cours d'eau arrive dans une plaine. Il forme un éventail lobé, le cône de déjection torrentiel. Chaque lobe correspond à l'étalement des matériaux d'une crue; ceux-ci sont granoclassés d'amont en aval, les éléments fins sont emportés le plus loin (figure 11). Au pied d'un relief, les cônes de déjection de torrents voisins peuvent se joindre et constituer un glacis de piémont continu.

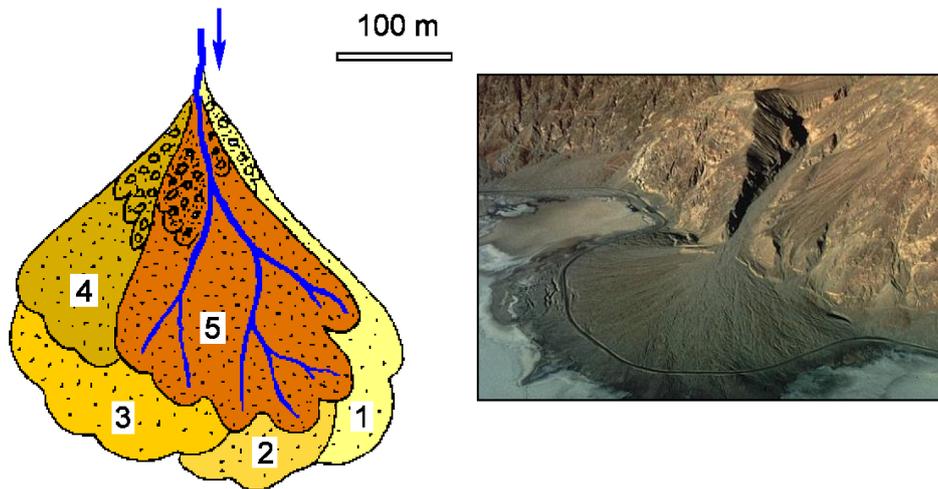


Figure 10 : Un cône de déjection ; les chiffres montrent les lobes successifs

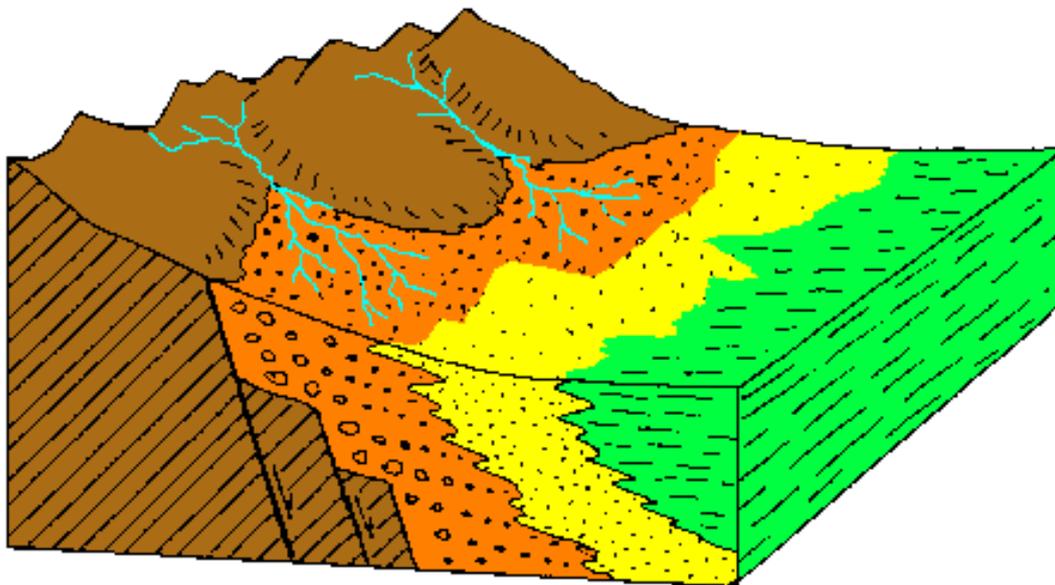


Figure 11 : Bloc diagramme d'un dépôt torrentiel

I.5 Les dépôts lacustres

Un lac est un corps d'eau permanent enclavé dans le continent et généralement constitué d'eau douce. La taille des lacs est très variable, depuis les marécages de faible profondeur jusqu'aux véritables mers intérieures que sont les Grands Lacs américains.

Dans le cas des lacs, il existe une stratification thermique (figure 12) nette des eaux (présence d'une thermocline). Les eaux fluviales restent dans la partie superficielle du lac, elles sont plus chaudes (et donc moins denses). Ainsi plus les particules sont petites, plus elles seront amenées au large, d'où une sédimentation caractéristique. Pour les lacs recevant les eaux de glacier, ce phénomène entraîne la formation de varves, chaque année on peut donc observer une alternance dans la sédimentation. Les varves permettent de dater (relativement) les terrains où elles se trouvent.

La stratification thermique (figure 12) se fait selon la température des eaux et en fonction de la profondeur comme suit :

- L'épilimnion : couche d'eau superficielle chaude assez homogène à température $>4^{\circ}\text{C}$ qui croît avec la profondeur ;
- Une couche intermédiaire de fort gradient thermique : la thermocline, zone de transition réduite à quelques mètres ;
- L'hypolimnion ou bathylimnion, zone la plus profonde, de température basse et de nouveau homogène.

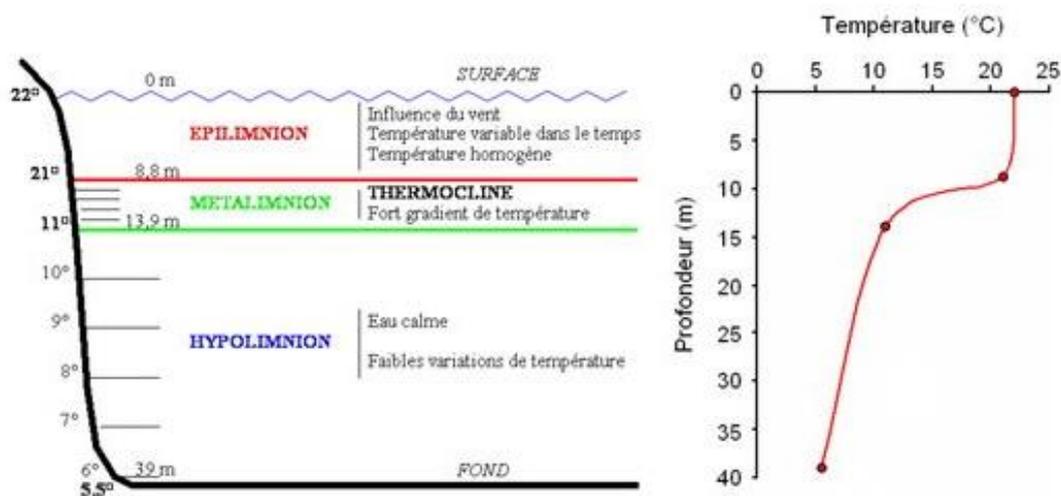


Figure 12 : Stratification thermique en été dans un lac profond des Etats-Unis (D'après Needha, in Dajoz, 1975)

On distingue trois types de milieux dont les dépôts dépendent de l'hydrodynamisme et de la nature des apports détritiques (figure 13).

- 1) les berges: dépôts grossiers (galets, sables); pour les petits lacs dont l'hydrodynamisme est faible ou qui ne reçoivent que des parties fines, dépôts fins bioturbés (vases).
- 2) les pentes et le fond: hydrodynamisme faible, absence d'oxygène; vases laminées à bulles de méthane provenant de la décomposition de la matière organique; précipitation possible de carbonates; horizons sableux dus à l'arrivée de turbidites.

3) l'éventail deltaïque sous-lacustre: il comporte des chenaux, des lobes, des levées; des glissements et des courants de turbidité se déclenchent quand l'apport détritique est important.

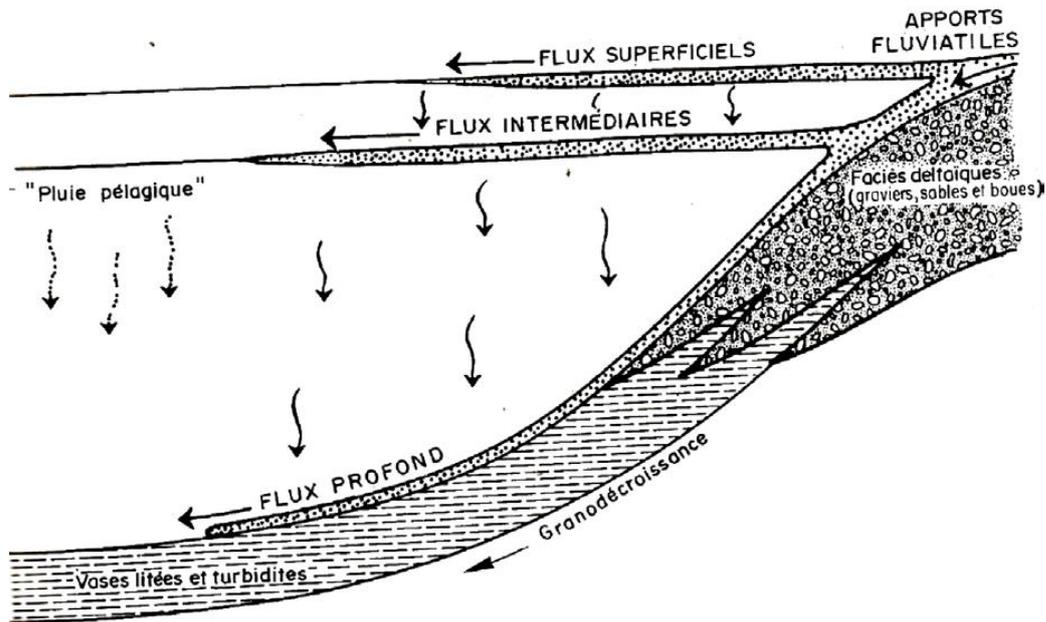


Figure 13 : Sédimentation détritique dans un lac de climat tempéré à stratification thermique, en fonction d'apports fluviaux (Sturm et Matter, 1978)

Les sebkhas

Dans les régions où l'évaporation est importante (climat aride), l'eau des lacs s'évapore en partie ou totalement pendant la saison sèche. Le lac devient sur-salé ou disparaît en laissant sa charge dissoute qui précipite sous forme d'évaporites. Ces étendues salées sont des sebkhas; elles occupent généralement des dépressions fermées (endoréiques). Les sels sont mélangés à de nombreux matériaux détritiques apportés par les rivières temporaires. C'est le cas de Sebkhia Amasin au sud de Bou Craa au Maroc et Chott El Jérid en Tunisie (figure 14).



Figure 14 : A Sebkhia Amasin au sud de Bou Craa, Maroc B Chott El Jérid, Tunisie

II. Les milieux intermédiaires

Les milieux intermédiaires ou de transition englobe les environnements suivants (figure 15) :

- **Environnement Lagunaire**
- **Environnement Estuarien**
- **Environnement Deltaïque**

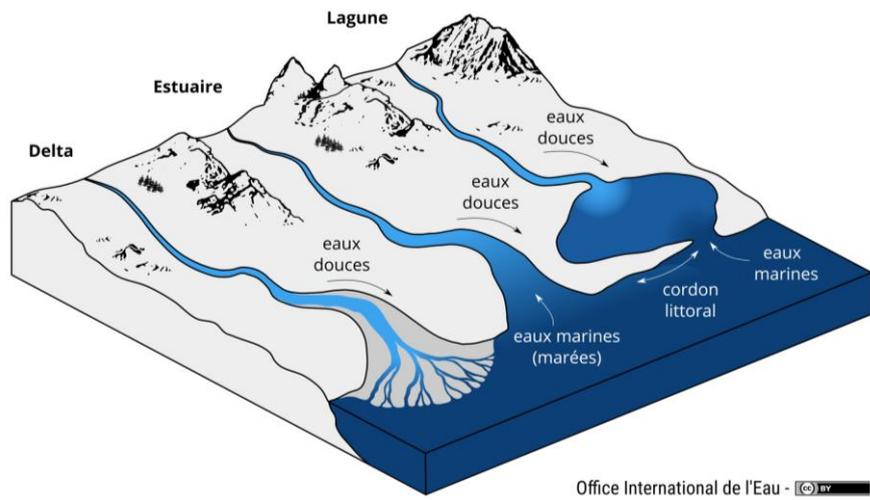


Figure 15 : les milieux intermédiaires

II.1 Les lagunes

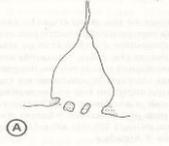
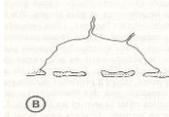
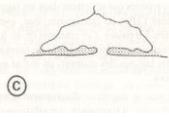
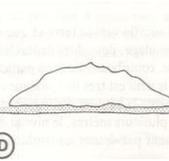
Les lagunes sont des plans d'eau, allongés parallèlement au littoral, peu profonds, isolés de la mer par un cordon meuble de sables et de galets. La communication avec la mer se fait par des ouvertures plus ou moins nombreuses dans le cordon (figure 16). Cette ouverture sur la mer n'est pas indispensable car il existe des lagunes fermées de façon permanente ou temporaire. Les lagunes représentent environ 13% de la longueur des côtes du monde.



Figure 16 : Lagune d'Oualidia (Maroc)

On cite quatre classes de lagunes littorales selon Nichols et Allen en 1981 (tableau 2), lagunes estuariennes, ouvertes, semi-fermées et fermées.

Tableau 2 : Classification des lagunes littorales Selon Nichols et Allen (1981)

A- Lagunes estuariennes		le courant fluvial et les courants de marée jouent un rôle prépondérant ,
B- Lagunes ouvertes		la marée a un marnage suffisant pour que le flot et le jusant assurent un autodragage des passes qui échappent à l'obturation,
C- Lagunes semi fermées		Ces lagunes témoignent d'un rapport de forces inverses ; les apports de la dérive littorale tendent à colmater les passes qui se maintiennent difficilement,
D- Lagunes fermées		Ces lagunes caractérisées par l'absence de courants de marée, ce qui est l'indice d'un faible marnage.

II.1.1 Les dépôts lagunaires

Les lagunes sont le siège d'une sédimentation active et continue. Ces sédiments sont fins et sont des sables venus de la mer, mais aussi des limons et argiles apportés par les rivières auxquels s'ajoute une quantité importante de matière organique. C'est la présence de la végétation et des êtres vivants qui permet la retenue de ces sédiments dans la lagune.

Les dépôts lagunaires peuvent être **carbonaté** (concentration en Ca après évaporation, puis précipitation de CaCO_3 et dolomitisation du haut fond) ou **gypseux** (si la concentration est plus poussée, du gypse, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, se dépose) puis si le phénomène continue il peut se déposer du **sel gemme** NaCl .

II.2 L'embouchure

L'embouchure intermédiaire où s'affrontent les influences marines et fluviales. Le résultat dépend du rapport de force existant entre la mer et le fleuve.

Lorsque le fleuve dominant l'embouchure est un Delta. Et lorsque la mer est dominante l'embouchure est un estuaire (figure 15).



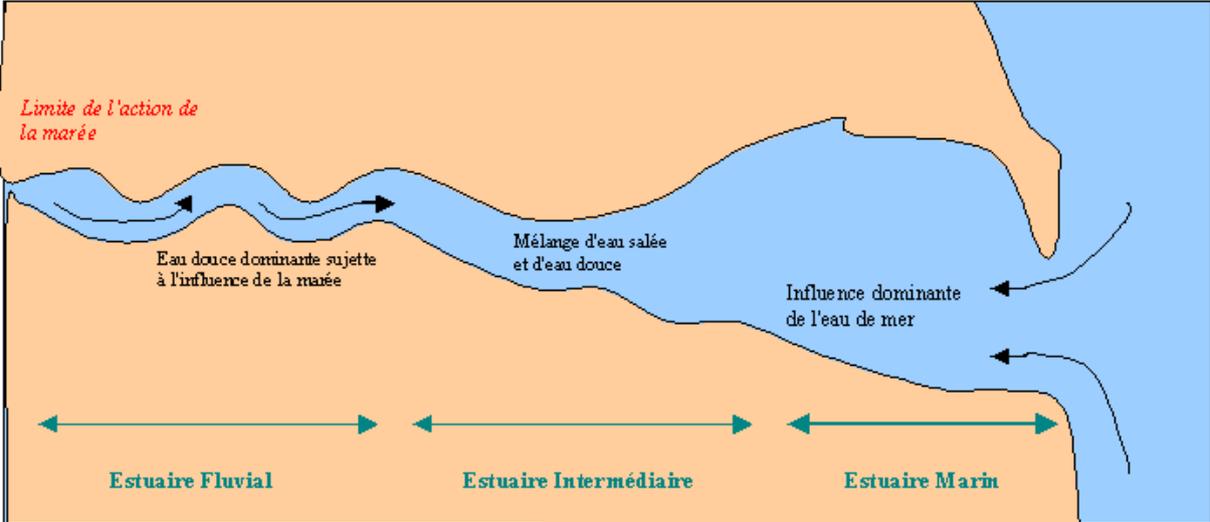
II.2.1 L'environnement estuarien

Exemple de l'estuaire d'Oum Er-Rbia

Le plus important au Maroc qui s'étend sur une superficie de 35 000 km². L'Oued OUM Er-Rbia, d'une longueur de 600 km, prend son origine au Moyen Atlas à 1240m d'altitude et se jette dans l'Océan Atlantique à environ 16 km au Nord-Est de la ville d'El Jadida (Azemmour).

Un estuaire est généralement divisé en trois parties:

- l'estuaire marin, en contact direct avec la mer;
- l'estuaire intermédiaire, constitué d'un mélange d'eau douce et d'eau marine;
- et l'estuaire fluvial, d'eau douce, soumis à l'action quotidienne de la marée



Les sédiments estuariens

Les sédiments estuariens sont constitués par des sables plus vase, le type sédimentaire dépend de la morphologie de l'estuaire, de l'importance du courant de marée et du débit fluvialite,

ainsi que la quantité de matériel disponible. Les sables s'accumulent principalement dans les chenaux à fort courant.

II.2.2 L'environnement deltaïque

Les éléments morphologiques et sédimentaires de delta sont (figure 17): la plaine alluviale, plaine deltaïque et le front deltaïque. C'est un milieu de transition entre un milieu continental (fleuve, plaine deltaïque supérieure et un milieu marin de plateforme (plaine deltaïque inférieure, le front deltaïque et le prodelta).

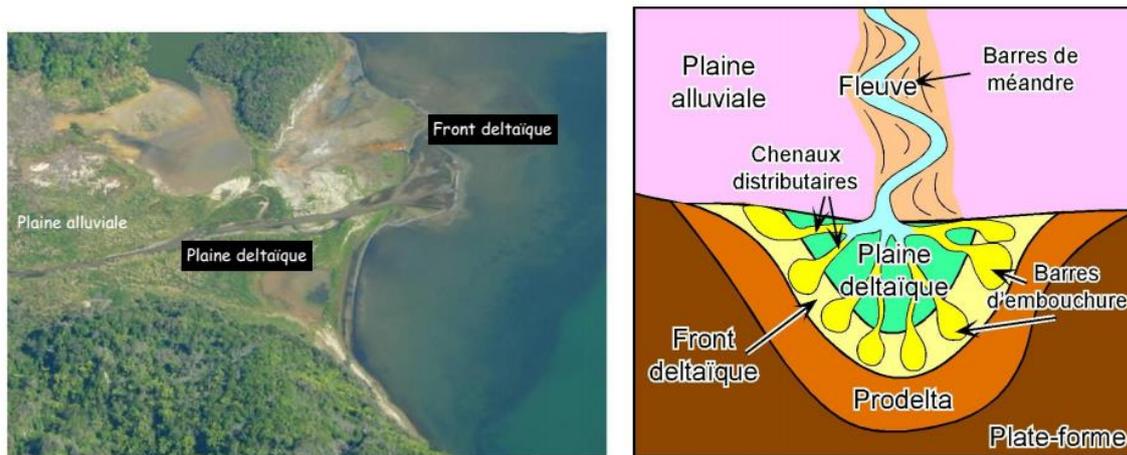


Figure 17 : les éléments morphologiques de delta

Les sédiments de deltas

Les alluvions transportées par le courant forment un amas de dépôts à l'embouchure des fleuves. Ces dépôts divisent le cours d'eau en plusieurs bras dont le tracé avec la côte souvent triangulaire, ressemblant à la lettre grecque Δ (Delta). Les dépôts de deltas se font par progradation avec un granoclassement (figure 18).

III. les milieux marins

Les sédiments qui se déposent au fond des océans ont plusieurs origines possibles (figure 19) :

- Altération et érosion se compose d'une fraction solide de particules détritiques et d'éléments dissous
- La fraction minérale de particules sédimentaires par l'activité biologique ou purement chimique à partir des éléments dissous en provenance des continents
- La production organique continentale et transportée jusqu'au domaine océanique
- Le volcanisme qui projette vers l'atmosphère des cendres dont la plus grande partie finit par retomber dans les océans

Ces divers produits sont à l'origine du dépôt des sédiments dans les domaines océaniques au sens large.

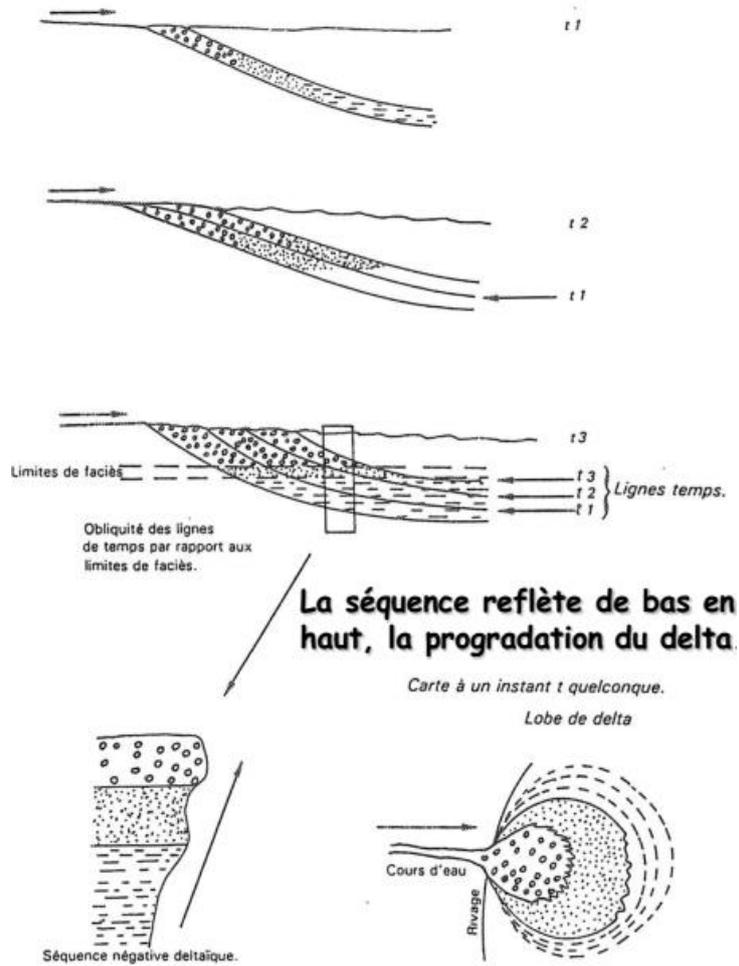


Figure 18 : La sédimentation deltaïque, mécanisme de dépôt et séquence

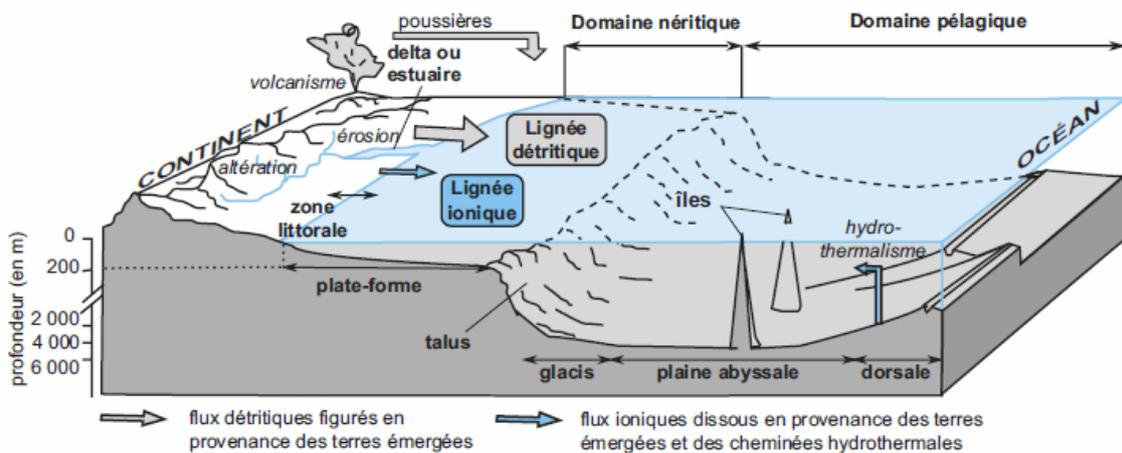


Figure 19 : Organisation du domaine marin en différentes aires sédimentaires en contexte de marge continentale stable ou passive, et approvisionnement du processus sédimentaire

Les composants d'un sédiment océanique peuvent être classés en quatre grandes catégories suivant leur origine :

- la fraction biogène liée à l'activité biologique du plancton et des organismes marins,
- la fraction volcanogène résultant de l'activité volcanique,
- la fraction détritique héritée des continents,
- la fraction authigène néoformée à partir des ions en solution dans l'eau de mer.

On distingue deux types de sédimentation dans le milieu marin :

La sédimentation néritique : c'est l'ensemble des dépôts accumulés dans des domaines peu immergés (plateau continental).

La sédimentation pélagique : c'est l'ensemble des particules détritiques fines et des squelettes animaux et restes de végétaux, se déposant dans le talus continental, le glacis continental et l'océan profond (Plaines Abyssales).

III.1 Domaine littoral et plate-forme : Sédimentation néritique

III.1.1 Sédimentation détritique

Les matériaux détritiques sont compris dans une large plage granulométrique depuis les blocs jusqu'aux minéraux argileux en passant par les galets, les graviers et les sables. Ils proviennent

Sédimentation détritique et organo-détritique

La charge détritique transmise par les fleuves ou arrachée sur les côtes par les vagues est usée, calibrée par l'action de celles-ci, et répartie par la dérive littorale (courant côtier subparallèle au trait de côte) et les courants de marée. Ceci peut donner des Plages (figure 20) (le plus souvent concaves), où les éléments déposés acquièrent des structures sédimentaires caractéristiques (rides asymétriques ou symétriques dites Ripplemarks dues au courant ou à la houle, stratifications obliques et entrecroisées le long des chenaux) et perturbées par des traces ou des terriers d'animaux (bioturbations). Beaucoup de plages sableuses sont adossées à une dune qui les nourrit et au pied de laquelle les houles et tempête façonnent une micro-falaise.

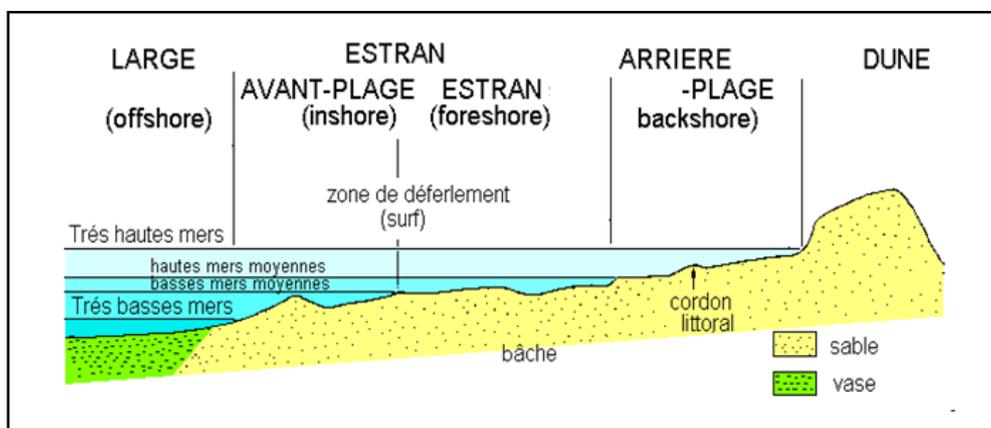


Figure 20: Morphologie d'une plage adossée à une dune

III.1.2 Sédimentation carbonatée

Elle est issue de la production biologique de l'océan. La diversité des plates-formes carbonatées est le résultat de la variation des facteurs de l'environnement, tel que la morphologie, l'hydrodynamisme, le chimisme (salinité, oxygénation), la pénétration de la lumière.

- Les plateaux continentaux calcaires et plateformes insulaires calcaires: Vastes zones d'accumulation de débris/squelettes calcaires d'organismes (plancton).
- Les récifs coralliens (figure 21) se retrouvent sur les plateaux continentaux calcaires ou les plateformes insulaires en zone tropicale.
 - Barrière récifale sur le rebord du plateau,
 - Récifs insulaires ou des atolls.

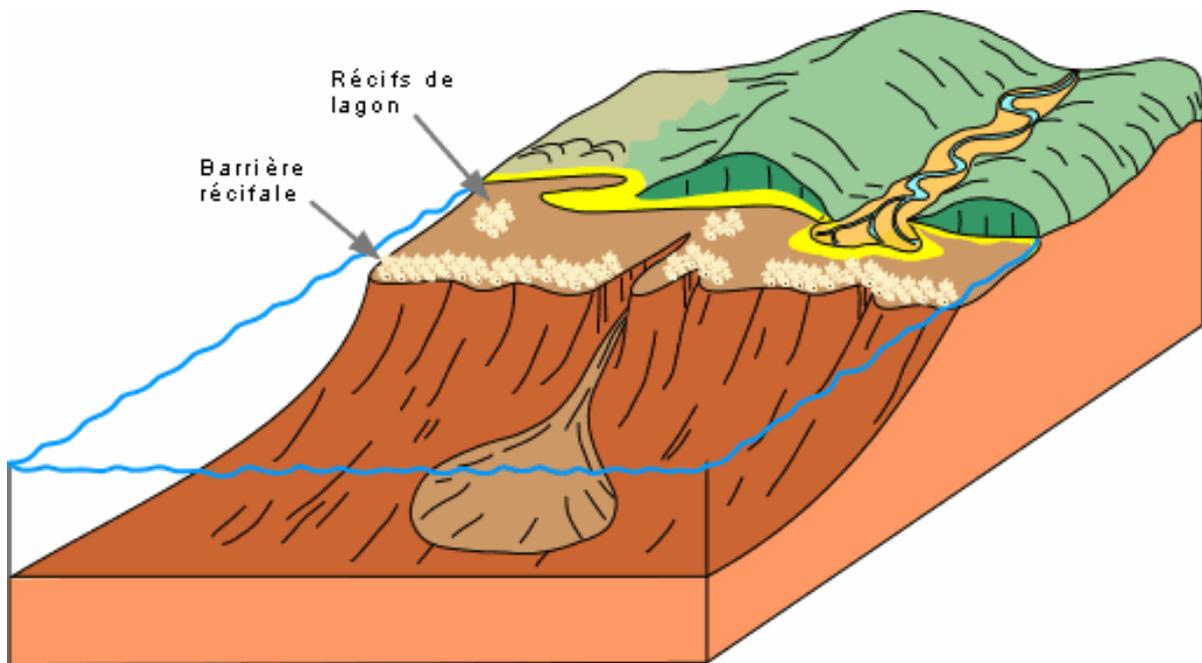


Figure 21 : Bloc diagramme montrant la disposition des récifs et de la barrière récifale sur le plateau continentale

III.1.3 Sédimentation évaporitique

L'eau de mer confinée dans des sites particuliers peut permettre par le biais d'un bilan hydrologique déficitaire (évaporation supérieure à l'apport d'eau douce), la précipitation d'un certain nombre de complexes minéraux lorsque certaines conditions sont présentes.

La formation d'un précipité suppose que le produit ionique des sels présents atteigne et surtout dépasse l'ordre de grandeur du produit de solubilité de l'équilibre correspondant. Lors de l'évaporation de l'eau de mer, les carbonates sont les premiers à précipiter mais ils ne sont pas typiques de la série évaporitique puisque leur précipitation peut aussi intervenir dans de multiples autres contextes. Ces premiers dépôts fort modestes en volume sont suivis de la précipitation des termes caractéristiques de la série évaporitique avec dans l'ordre de leur apparition, le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), la halite (NaCl) et la sylvite (KCl) (ou la sylvinite, mélange de NaCl et KCl), le tout accompagné de sels plus rares (dont plusieurs sels magnésiens).

III.1.4 Sédimentation organique siliceuse

L'océan est aussi le lieu d'une sédimentation siliceuse. La dissolution de la silice est donc maximale en surface et a ensuite tendance à décroître avec la profondeur.

Les sédiments organiques siliceux sont beaucoup moins fréquents que les sédiments carbonatés dans les mers néritiques, sauf dans les mers froides où la précipitation de CaCO_3 est ralentie et où les Diatomées prolifèrent.

III.1.5 Sédimentation authigène

Certains minéraux tels que les phosphates et les argiles néoformés (smectites...) peuvent apparaître dans les sédiments néritiques.

III.2 Domaine du Talus et du Glacis : Sédimentation turbiditique

A cause de la pente relativement forte 4 à 5° en moyenne mais parfois peut atteindre la verticalité et de l'importance de la dénivellation (2000 à 4000 m), le talus continental et le glacis qui le prolonge jusqu'à 5000 m sont le siège d'une grande instabilité sédimentaire. La mise en mouvement de courants gravitaires (figure 22) peut être déclenchée par des séismes (même des microséismes), mais le plus souvent la simple accumulation sédimentaire suffit lorsqu'elle est importante et rapide (situation au large des deltas). Les sédiments dévalent alors la pente en suivant le cours des canyons qui l'entament. Ils accumulent à leur pied édifiant de vastes éventails ou cônes sédimentaires. Suivant la structure de la masse sédimentaire mise en mouvement et en fonction d'une pente décroissante, on distingue les écroulements, les glissements en masse (Cf chapitre transport).

En arrivant sur le glacis dont la pente est quasi nulle, le courant décélère, s'étale et abandonne au dépôt les particules qu'il contient : un dépôt assez mal granoclassé horizontalement et verticalement, appelé turbidite, en résulte (voir TD3).

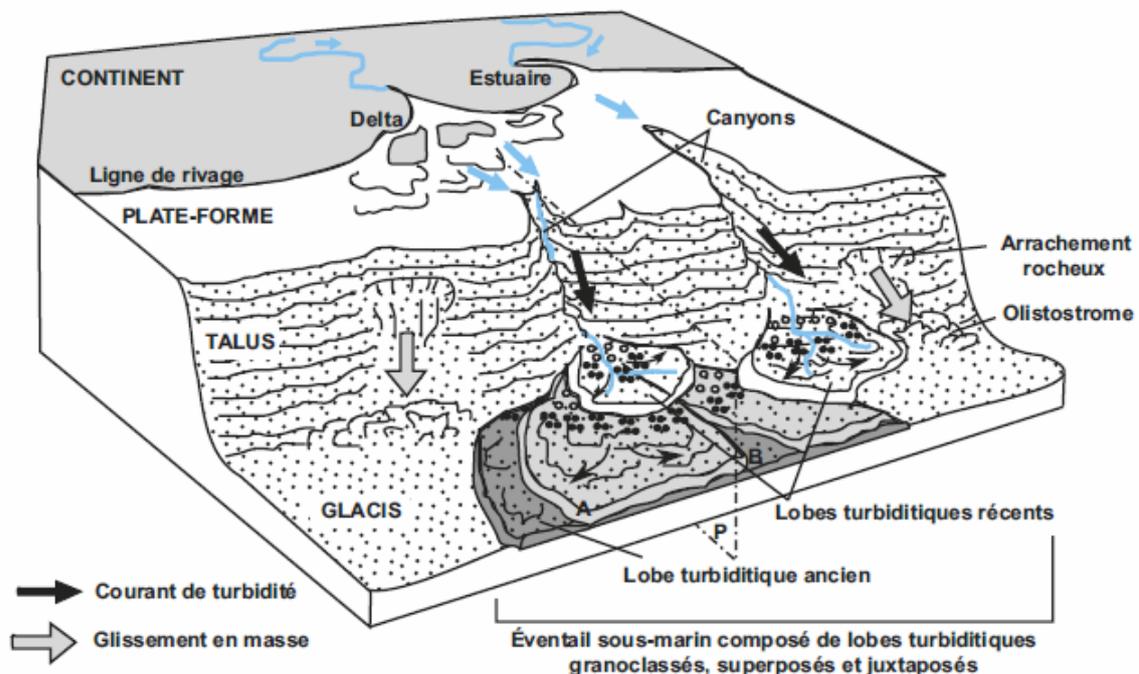


Figure 22 : Disposition géométrique des dépôts en éventail; chaque lobe est l'objet d'un double granoclassement, horizontal et vertical

III.3 Domaine des bassins et des fosses océaniques : Sédimentation pélagique

Elle est loin du continent, elle est constituée par des particules détritiques fines et des éléments planctoniques :

- Éléments planctoniques : débris carbonatés et siliceux.
- Particules terrigènes : argiles d'origine continentale apportées en suspension par les courants océaniques et poussières transportées par les vents. Dans les hautes latitudes s'ajoutent les matériaux glaciaires apportés par les glaces flottantes et les vents

III.3.1 Sédimentation argileuse des plaines abyssales

Les courants marins et les courants de turbidité parviennent à transférer des argiles continentales jusqu'à l'aplomb des zones abyssales ; dans ces endroits plus calmes, elles peuvent se déposer en rejoignant d'autres argiles néoformées localement suite à l'activité hydrothermale des dorsales, et des boues calcaires et siliceuses issues de l'activité biologique de la surface (plancton). Leur vitesse d'accumulation est très faible, de l'ordre de quelques mm/1 000 ans.

III.3.2 Sédimentation carbonatée

Dans l'océan, toutes les eaux de surface sont sur-saturées par rapport au carbonate de calcium (CaCO_3) quelle que soit la forme minéralogique considérée : aragonite ou calcite. Cette sur-saturation facilite la fabrication de la plupart des tests et des coquilles des organismes. La production carbonatée de surface (profondeur > à 200m) est favorisée par des conditions de température, de salinité et de pH élevé, réalisées aux basses et moyennes latitudes.

Le niveau de compensation des carbonates

En profondeur, les conditions de température et de pression changent et les eaux océaniques profondes deviennent sous-saturées. Cette sous-saturation des eaux de fond en CaCO_3 est variable en fonction des océans, elle dépend principalement de la teneur en CO_2 , mais conduit à une dissolution croissante, en fonction de la profondeur, des particules carbonatées produites en surface. . À une certaine profondeur, la dissolution (figure 23) s'accélère considérablement : c'est la lysocline de la calcite. Plus bas encore, tout apport de carbonate de calcium est compensé par une dissolution : c'est la surface de compensation des carbonates (encore appelée CCD pour Carbonate Compensation Depth).

La lysocline est la profondeur à laquelle on observe la brusque augmentation des phénomènes de dissolution.

Le niveau de compensation de la calcite (CCD, Calcite Compensation Depth) représente la profondeur à laquelle les processus de dissolution sont totalement compensés à l'apport de CaCO_3 provenant de la production de surface.

De la même façon, on définit une **ACD** (Aragonite Compensation Depth) est une lysocline de l'aragonite qui du fait de degrés de saturation différents seront moins profonds que celles de la calcite (autour de 3000 m pour les océans actuels). Les carbonates sont totalement absents en dessous de 5000 m de profondeur.

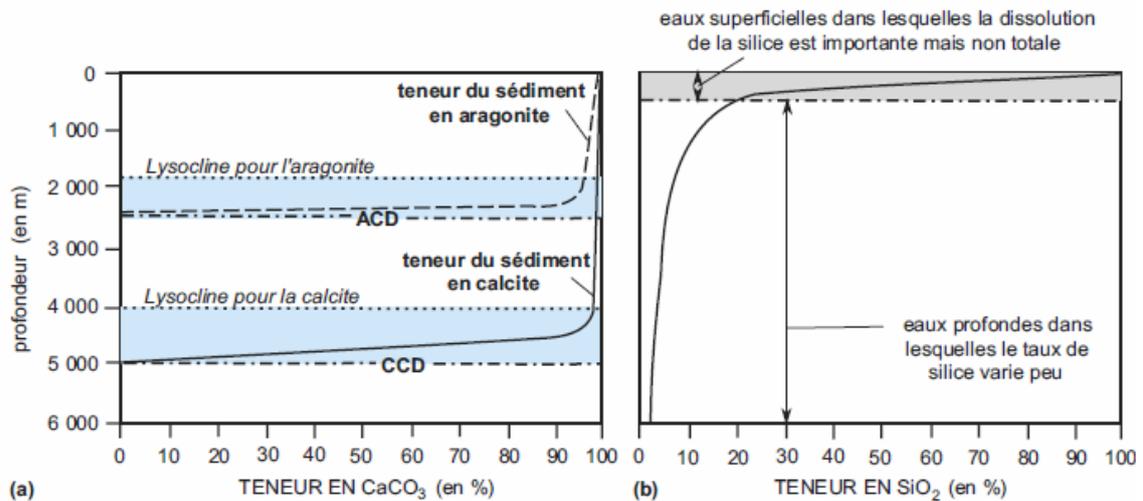


Figure 23 : Dissolution des organismes calcaires (a) et siliceux (b) en fonction de la profondeur d'eau (Atlantique)

III.3.3 Sédimentation siliceuse en milieu océanique profond

Au final, la sédimentation siliceuse profonde en milieu océanique est donc dépendante :

- d'une présence conséquente d'organismes planctoniques à tests siliceux en surface (forte productivité) compensant la dissolution importante à la traversée des faibles profondeurs ;
- de profondeurs suffisantes pour que la sédimentation carbonatée, bien souvent plus productive, soit neutralisée sous la CCD.

Les taux de sédimentation des domaines pélagiques sont bien plus faibles que ceux des plateformes, la très grande surface qu'ils occupent compense leur faible productivité (figure 24).

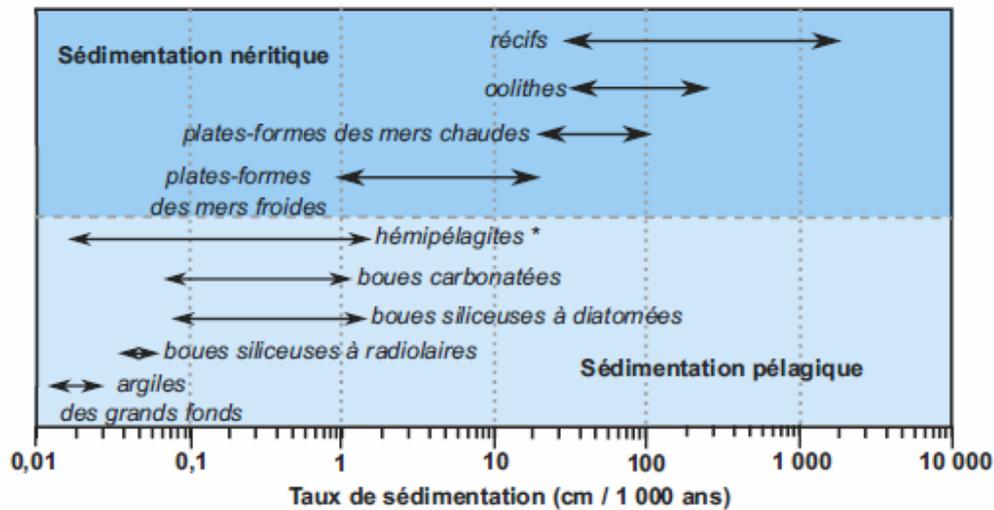
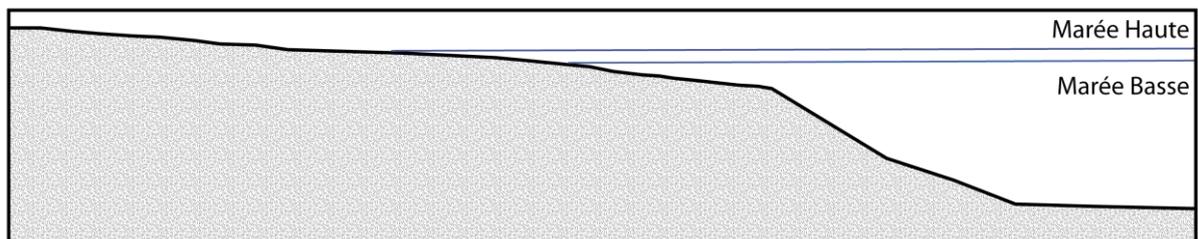


Figure 24 : Taux de sédimentation en domaines néritique et pélagique.

Les hémipélagites (*) sont formés d'un mélange de particules détritiques livrées au glacis par les courants de turbidité, et de boues biogéniques d'origine planctonique.

En milieu marin, le tableau ci-après résume les différents paramètres sédimentologiques et faciès sur une marge passive.



MILIEU	PLAGE	PLATE-FORME DETRITIQUE	PENTE GLACIS CANYONS CONE	BASSIN OCÉANIQUE
ENERGIE	très forte	forte à Moyenne	forte à Moyenne	faible
FACTEURS HYDRODYNAMIQUES	vagues, marées courants	vagues courants littoraux	courants de turbidité, glissements	décantation
FAUNE/FLORE	faune benthique débris végétaux terrestres	benthique et pélagique	remaniées	pélagique
FACIES SEDIMENTAIRES	chenaux plage	faciès variés tempestites	turbidites slumps	boue pélagique

Les références bibliographiques et webographiques

1. Cours de Géodynamique Externe, Jamal eddine Stitou El Messari, 2010 Faculté des Sciences Tétouane.
2. Cours de géodynamique Externe, Pr. Najib et Pr. Nfissi, 2016, FST Mohammedia.
3. Cours de Pétrologie sédimentaire, Université de Liège. <http://www2.ulg.ac.be>.
4. Cours de sédimentologie, Jacques Beauchamp. www.u-picardie.fr.
5. Dictionnaire de Géologie, Foucault, A.
6. Éléments de Géologie. Charles Pomerol, Maurice Renard. 1989., 9^{ème} édition Armand, ISBN: 2-200-31245-8.
7. Exercices de Géologie avec solutions, Saaidi, E.
8. Géologie Sédimentaire, Bassins, Environnements de dépôts, B. BIJU-DUVAL, Editions TECHNIP, 1999. Publications de l'Institut Français du Pétrole.
9. Géologie Tout-En-Un 1^{er} et 2^{ème} années BCPST, Pierre Peycru et al. Dunod 2008.
10. Maxi Fiches, Géologie, Laurent Emmanuel et al. 3^{ème} édition, Dunod 2014.
11. MÉMO VISUEL DE GÉOLOGIE, L'essentiel en fiches, Y. Lagabrielle, R., Maury et M. Renard, Dunod 2013.
12. Sédimentologie, Isabelle cojan et Maurice Renard, Masson (Paris Milan Barcelone).