

Table des matières

- [I. AVANT-PROPOS](#)
- [II. INTRODUCTION](#)
 - [1. LES ROCHES SEDIMENTAIRES](#)
- [III. LES SEDIMENTS DETRITIQUES](#)
 - 1. INTRODUCTION
 - [2. ROCHES DETRITIQUES MEUBLES](#)
 - [3. ROCHES DETRITIQUES COHERENTES](#)
 - 3.1. Conglomérats et brèches
 - *3.1.1. Composition*
 - *3.1.2. Texture*
 - *3.1.3. Classification*
 - 3.2. Les grès
 - *3.2.1. Généralités*
 - *3.2.2. Composition minéralogique*
 - *3.2.3. Granulométrie*
 - *3.2.4. Classification*
 - 3.3. Les pélites
 - *3.3.1. Composition*
 - *3.3.2. Classification*

- [IV. LES EVAPORITES](#)
 - 1. INTRODUCTION
 - [2. EVAPORITES CONTINENTALES](#)
 - [3. EVAPORITES MARINES PEU PROFONDES](#)
 - [4. EVAPORITES PROFONDES](#)
 - [5. DIAGENESE](#)
 - [6. LA TECTONIQUE EVAPORITIQUE](#)

- [V. LES SILICITES](#)
 - 1. INTRODUCTION
 - [2. PETROGRAPHIE](#)
 - [3. GEOCHIMIE](#)
 - [4. CHERTS ET SILEX LITES](#)
 - [5. CHERTS ET SILEX NODULAIRES](#)
 - [6. SILICITES NON MARINES](#)

- [VI. LES PHOSPHORITES](#)
 - 1. INTRODUCTION
 - [2. CLASSIFICATION](#)

- [VII. LES SEDIMENTS FERRIFERES](#)
 - 1. INTRODUCTION
 - [2. GEOCHIMIE ET PETROGRAPHIE](#)
 - [3. FORMATIONS FERRIFERES PRECAMBRIENNES](#)
 - [4. FORMATIONS FERRIFERES PHANEROZOIQUES](#)
 - [5. FORMATIONS FERRIFERES ACTUELLES](#)
 - 5.1. Fer des marais
 - 5.2. Nodules polymétalliques

- [XII. LES SEDIMENTS ORGANIQUES](#)
- 1. INTRODUCTION
- [2. LES SEDIMENTS ORGANIQUES ACTUELS](#)
- [3. LES SEDIMENTS ORGANIQUES ANCIENS](#)
- [4. LES CHARBONS](#)
- [5. LE PETROLE](#)
- [5. LES HYDROCARBURES NON CONVENTIONNELS](#)

- [I. AVANT-PROPOS](#)

Le but ici est **d'identifier** les différents types de roches sédimentaires et de **comprendre leur genèse** et le contexte (paléogéographique, paléoclimatique) de cette genèse.

Quelques ouvrages généraux de sédimentologie:

- F. Boulvain, 2010. Pétrologie sédimentaire: des roches aux processus. Technosup, 259 pp.
- H. Chamley, 1990. Sedimentology. Springer-Verlag, 285 pp. [Un bon ouvrage, clair et précis, centré plus sur les sédiments détritiques que sur les carbonates. Pas de photographies, mais de bons schémas.](#)
- I. Cojan & M. Renard, 2006. Sédimentologie (2e édition). Dunod, 444 pp. [Un bon ouvrage récent \(en français\) de sédimentologie intégrant les derniers développements \(analyse séquentielle, diagenèse, etc.\). Pas beaucoup de photographies, mais de bons schémas.](#)
- D. Prothero & F. Schwab, 1998. Sedimentary geology (an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy). Freeman & Co, 422 pp. [Très bel ouvrage, bien illustré de schémas et photographies.](#)
- H.G. Reading, 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell, 688 pp. [Bon ouvrage, très complet.](#)
- M. Tucker, 2001. Sedimentary petrology (3rd edition). Blackwell, 262 pp. [Une des meilleures introductions à la pétrologie sédimentaire, bien illustrée.](#)

II. Introduction

1. LES ROCHES SEDIMENTAIRES

Les roches sédimentaires font partie inhérente du [cycle géologique](#), puisque leurs constituants (grains ou ions solubles) résultent de l'[altération](#) de roches ou de sédiments préexistants, que ces constituants ont subi un certain [transport](#) et qu'ils se sont [déposés](#), ont été précipités ou bioprécipités dans un bassin de sédimentation. Seuls les dépôts volcano-sédimentaires échappent à ce schéma. L'évolution post-dépôt de ces sédiments ([diagenèse](#)) les transforme en roches sédimentaires. Ces roches peuvent subir un métamorphisme et être à leur tour soumises à l'altération lors de leur passage à la surface des continents.

Il est possible de classer les roches sédimentaires en **quatre grandes classes génétiques** :

- **les roches détritiques** : elles sont formées de particules minérales issues de l'altération de roches préexistantes. Comme il s'agit de matériel issu des continents, on les appelle aussi *terrigenes*. Ces particules sont transportées par l'eau, la glace, le vent, des courants de gravité

et se déposent lorsque la vitesse de l'agent de transport diminue (ou lors de la fonte de la glace). Lorsque les roches détritiques sont essentiellement constituées de fragments de quartz, on les appelle aussi *siliciclastiques*. Les roches détritiques sont généralement classées en fonction de la granulométrie de leurs constituants (conglomérats, grès, siltites, argilite, voir ci-dessous). Elles forment près de 85% de l'ensemble des roches sédimentaires ;

- **les roches biogéniques, biochimiques ou organiques** : elles sont le produit, comme leur nom l'indique, d'une activité organique ou biochimique. L'altération fournit, outre les particules solides entrant dans la constitution des roches terrigènes, des substances dissoutes qui aboutissent dans les mers, les lacs et les rivières où elles sont extraites et précipitées par des organismes. Dans certains cas, l'action des organismes modifie l'environnement chimique et le sédiment est précipité directement à partir d'eaux marines ou lacustres sursaturées. Dans d'autres, les organismes utilisent les carbonates, phosphates, silicates pour constituer leurs tests ou leurs os et ce sont leurs restes qui constituent les roches sédimentaires. Les plantes accumulent des matériaux carbonés par photosynthèse et sont directement à l'origine du charbon. D'autres types de sédiments carbonés comme les schistes bitumineux, le pétrole sont générés par des bactéries. Les roches biogéniques forment près de 15% des roches sédimentaires;

- **les roches d'origine chimique** résultent de la précipitation (purement physico-chimique cette fois) de minéraux dans un milieu sursaturé. Les évaporites (anhydrite, halite, gypse, sylvite,...) en sont le meilleur exemple: elles se forment par évaporation de saumures. L'importance relative de ces roches est faible : de l'ordre du %;

- une dernière classe est consacrée aux "autres roches sédimentaires" dont l'origine n'est pas liée à l'altération : les pyroclastites, les roches liées aux astroblèmes, les cataclastites (liées à des phénomènes de bréchification par collapse, tectonique, glissements de terrain, etc.).

III. Les sédiments détritiques

1. INTRODUCTION

Les sédiments et roches détritiques sont les plus abondants des dépôts sédimentaires. Au sein de ces dépôts, ce sont les variétés dont les grains sont les plus fins qui dominent: argiles/silts: 2/3; sables, graviers: 1/3.

Une première distinction parmi les roches détritiques est fondée sur l'état d'agrégation des particules sédimentaires: on oppose les *roches meubles* et les *roches plastiques* aux *roches dures* ou *cohérentes*. Dans les roches meubles, les grains détritiques sont entièrement indépendants les uns des autres: ils forment un assemblage en équilibre mécanique dont les espaces intergranulaires (pores) représentent une fraction importante du volume de la roche. Dans les roches plastiques, la présence de minéraux argileux en quantité importante permet une déformation sous la contrainte. Dans les roches cohérentes, les constituants sont intimement soudés les uns aux autres et la roche garde sa forme aussi longtemps que des contraintes ne viennent la briser. La transformation du sédiment meuble en roche indurée résulte soit de l'introduction d'un ciment entre les grains, soit de la compaction du sédiment, soit encore de la déshydratation des constituants argileux. On appelle diagenèse l'ensemble des processus

physico-chimiques responsables de la transformation d'un sédiment meuble en une roche indurée.

Un même critère général sert à la classification des roches meubles et cohérentes: c'est la **dimension des grains détritiques**. On admet généralement trois grandes classes granulométriques:

Diamètre des particules	Brongniart (1813)	Grabau (1904)	sédiments meubles	sédiments indurés		
> 2 mm	pséphite	rudite	gravier	conglomérat, brèche		
de 2 mm à 62 μm	psammite	arénite	sable	grès		
<62 μm	pélite	lutite	de 62 μm à 4 μm	silt	de 62 μm à 4 μm	siltite
			< 4 μm	argile	< 4 μm	argilite

Tableau III.1: classification des roches détritiques.

Au sein des roches pélitiques meubles, la limite de 4 μm correspond à l'apparition de la plasticité. Il faut noter que les mots *pséphite*, *psammite* sont des termes généraux à connotation purement granulométrique mais qu'anciennement, les géologues de l'Ardenne appelaient *psammite* un grès particulier du Famennien du Condroz, caractérisé par un grain fin et un débitage aisé suivant des joints de stratification couverts de paillettes de micas.

L'étude des sédiments détritiques est relativement différente selon que l'on s'intéresse à des roches meubles ou consolidées. Dans le cas des sédiments meubles, elle débute sur le terrain par une description minutieuse des affleurements, elle se poursuit par un échantillonnage qui exige souvent des précautions spéciales (enrobage, carottage,...) Elle se termine au laboratoire par des analyses très variées dont les principales sont les suivantes:

- [analyses granulométriques](#);
- analyses morphoscopiques (forme des grains, état de leur surface);
- analyses minéralogiques (ex: minéraux lourds);
- analyses pétrographiques sur sédiment enrobé.

Dans le cas des roches cohérentes par contre, c'est l'*analyse pétrographique en lame mince* qui est l'outil privilégié et qui va permettre de déterminer la composition minéralogique du sédiment et les relations structurelles de ses différents constituants. Cette technique est surtout d'application pour les grès et les siltites.

2. ROCHES DETRITIQUES MEUBLES

Les sédiments *bien classés* s'inscrivent facilement dans la classification du Tableau III.1 et reçoivent ainsi un nom en fonction de leur granulométrie. Il n'en va pas de même dans le cas des sédiments *mal classés* (moraines, limons, etc.) qui nécessitent l'utilisation d'un diagramme ternaire. Pour les mélanges de gravier, sable et silt, on peut utiliser le diagramme de la Figure III.1A ; pour les mélanges de sable, silt et argile, celui de la Figure III.1B.

Les mélanges de sable, silt, argile et gravier (*diamicton*) sont relativement rares dans la nature et nécessitent des agents de transport à très faible pouvoir de classement, comme la glace (moraines) et les coulées de boue.

Il faut noter que l'utilisation quantitative de ces diagrammes nécessite des [analyses granulométriques](#).

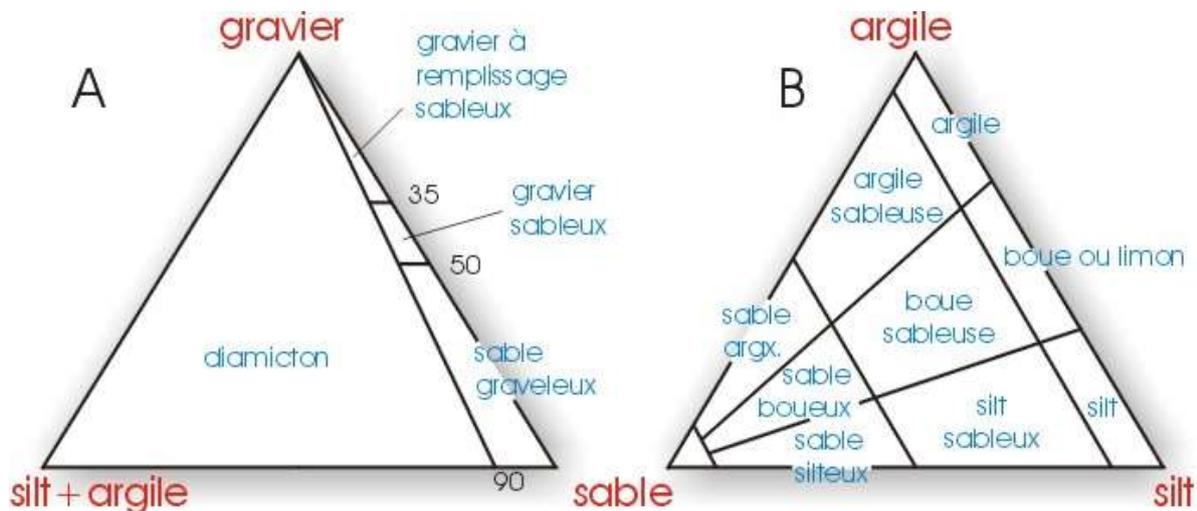


Figure III.1 : classification des sédiments meubles mal classés. A : diagramme de Flint et al. (1960). B : diagramme de Folk (1954). Le terme **boue** concerne des sédiments imbibés d'eau alors que le terme **limon** désigne des sédiments secs.

3. ROCHES DÉTRITIQUES COHERENTES

3.1. Conglomérats et brèches

Les *conglomérats* (appelés aussi *poudingues*) sont des roches cohérentes constituées de galets arrondis à subanguleux d'un diamètre supérieur à 2 mm et d'un liant. Le terme *brèche* s'applique non seulement aux brèches sédimentaires constituées d'accumulations d'éléments anguleux, mais aussi aux roches broyées le long des accidents tectoniques (brèche de faille ou brèche cataclastique) et aux projections volcaniques grossières recimentées (brèches pyroclastiques).

Les conglomérats et brèches ne représentent qu'un à deux % des roches détritiques et sont généralement d'extension limitée (dans le temps et l'espace). La corrélation stratigraphique de ces unités est donc difficile, car elles sont discontinues et manquent en général à la fois de macro- et de microfossiles.

3.1.1. Composition

Suite à la grande taille des constituants (plus grande que la taille moyenne des cristaux de la plupart des roches), ce sont les *fragments lithiques* qui dominent. On peut classer ces fragments en fonction de leur résistance décroissante à l'altération : quartzite, quartz filonien, rhyolite, roches plutoniques et métamorphiques, calcaire, schiste. La présence de constituants instables indique bien sûr un faible transport/altération. Avec le classement, l'arrondi et la diversité des constituants, on obtient ainsi la notion de *maturité* d'un conglomérat : un conglomérat immature contient des constituants fragiles, peu arrondis et mal classés, alors qu'un conglomérat mature est formé de galets résistants, arrondis et bien classés.



Maturité croissante de dépôts de galets actuels: A: moraine; B: cône d'avalanche; C: rivière; D: plage.

3.1.2. *Texture* (la texture traite des relations de grain à grain dans une roche)

Les études texturales sont effectuées directement sur le terrain. Pour la *granulométrie*, par exemple, on emploie la méthode de la ficelle :

- une ligne est matérialisée par une ficelle sur l'affleurement; on mesure les longueurs interceptées par tous les grains dont la longueur apparente L_a est égale ou supérieure à une valeur donnée;
- la somme des longueurs interceptées, pour une même gamme de longueurs apparentes (par exemple: de 2 à 3 cm; de 3 à 4 cm, etc.) représente la fréquence de cette catégorie.

Le *classement* est généralement moins bon que dans le cas des grès. De plus, beaucoup de conglomérats présentent une distribution granulométrique bi- ou polymodale. C'est le cas par exemple des conglomérats d'origine fluviale qui ont un mode pour la matrice sableuse et un mode pour la fraction grossière. Ces deux modes correspondent à deux types de transport différents : traction pour les galets et suspension pour les sables. Les conglomérats très riches en matrice sont encore plus mal classés: ceci reflète leur mise en place par des agents de transport à faible pouvoir de classement tels que glace, courants de turbidité, écoulements en masse.

La *forme* : d'une manière générale, la forme des débris reflète plus la nature des roches que le type d'agent de transport (granites, grès... donnent des galets grossièrement équidimensionnels; schiste, gneiss, des galets allongés). Deux exceptions : les galets striés transportés par les glaciers et les fameux "dreikanter" façonnés par le vent du désert.

L'*arrondi*: le degré d'arrondi dépend évidemment de la nature du matériau de départ, du type d'agent de transport et de la durée du transport. On a montré que des fragments de calcaire sont bien arrondis après quelques dizaines de km de transport fluviale. Même des roches aussi résistantes que des quartzites sont bien arrondies après un transport d'une centaine de km.

La *morphologie de surface*: contrairement aux sédiments plus fins, où l'étude de la surface des grains exige le MEB, le microrelief des galets est aisément observable. Il inclut les striations (glaciers), les marques d'impact (croissants), les impressions (au cours de la compaction, diagenèse), le poli (éolien).

La *fabrique* ou organisation tridimensionnelle des éléments: les éléments de certains conglomérats possèdent une orientation d'ensemble spécifique: on l'appelle *imbrication*. Les conglomérats d'origine fluviale, glaciaire, marine, montrent généralement ce type d'imbrication (souvent parallèle, rarement perpendiculaire à la direction de transport), contrairement aux conglomérats et brèches issus d'écoulements gravitaires.



Imbrication des galets sur la plage d'Olympic Peninsula, Etat de Washington, USA.

3.1.3. Classification

Les conglomérats (et brèches) peuvent être qualifiés d'après la dimension de leurs constituants (pisaire, ovaire, céphalaire, etc.), d'après la diversité lithologique plus ou moins grande des galets (conglomérats polymictiques ou polygènes d'une part; conglomérats oligomictiques ou monogènes d'autre part), selon la provenance locale ou lointaine des cailloux (conglomérats intraformationnels ou extraformationnels) ou encore suivant la nature du liant ou sa proportion (orthoconglomérats: moins de 15% de matrice, structure jointive; paraconglomérats, plus de 15%, structure empâtée à dispersée).

Prothero & Schwab (1996) proposent une classification dichotomique d'application aisée sur le terrain (Fig. III.2). Ce schéma distingue d'abord (1) les conglomérats et brèches *intra-* et *extraformationnels*, sur base de la provenance des constituants. Il faut noter que dans le cas d'un conglomérat intraformationnel, c-à-d. formé pratiquement sur place, la matrice et les cailloux ont souvent la même lithologie. Exemples de brèches ou conglomérats intraformationnels: conglomérats littoraux à éléments calcaires issus du remaniement de copeaux de dessiccation; conglomérats à éléments argileux formés par des augmentations brutales de la vitesse de courants dans des rivières ou des canyons sous-marins.



Exemple de galets intraformationnels : fragments de boue légèrement indurée, érodés par les courants. Plage près de la Chapelle Sainte-Anne, Baie du Mont-Saint-Michel, France.

On distingue ensuite (2), sur base de la teneur en matrice (valeur-pivot : 15%), les *ortho-* des *paraconglomérats*. Les premiers sont mis en place par des écoulements d'eau qui opèrent un classement des débris. Les galets sont déposés en période d'écoulement rapide, tandis que la matrice fine est déposée lors de phases de ralentissement de l'agent de transport et elle s'infiltré entre les cailloux (exemples : rivières, plages). Les paraconglomérats par contre, sont généralement déposés par la glace ou les [glissements en masse](#).

L'étape suivante (3) consiste à distinguer au sein des orthoconglomérats, les conglomérats *polymictiques* des conglomérats *oligomictiques*. Ces derniers sont formés presque exclusivement de quelques variétés de roches très résistantes: quartz filonien, quartzite, chert. Dans les conglomérats polymictiques, on observe des éléments de roches moins stables à l'altération comme des basaltes, des schistes et des calcaires: ceci implique un relief vigoureux et/ou une altération chimique faible.

Les paraconglomérats sont subdivisés (4) sur la base de la nature et de la fabrique de leur matrice. Ainsi, on observe des paraconglomérats à matrice argileuse ou argilo-silteuse laminaire dans lesquels les galets, blocs, déforment les laminations proches. Ces blocs sont des *dropstones*, c-à-d. soit des éléments amenés par des icebergs ou des débris flottants qui tombent ensuite (fonte, pourrissement du support) sur les sédiments fins du fond marin ou lacustre, soit encore des bombes volcaniques. Les paraconglomérats à matrice non laminaire sont soit des *tillites* (d'origine glaciaire donc associés à des galets striés, dépôts varvaires, etc.), soit des *tilloidites* (formées par des glissements en masse).

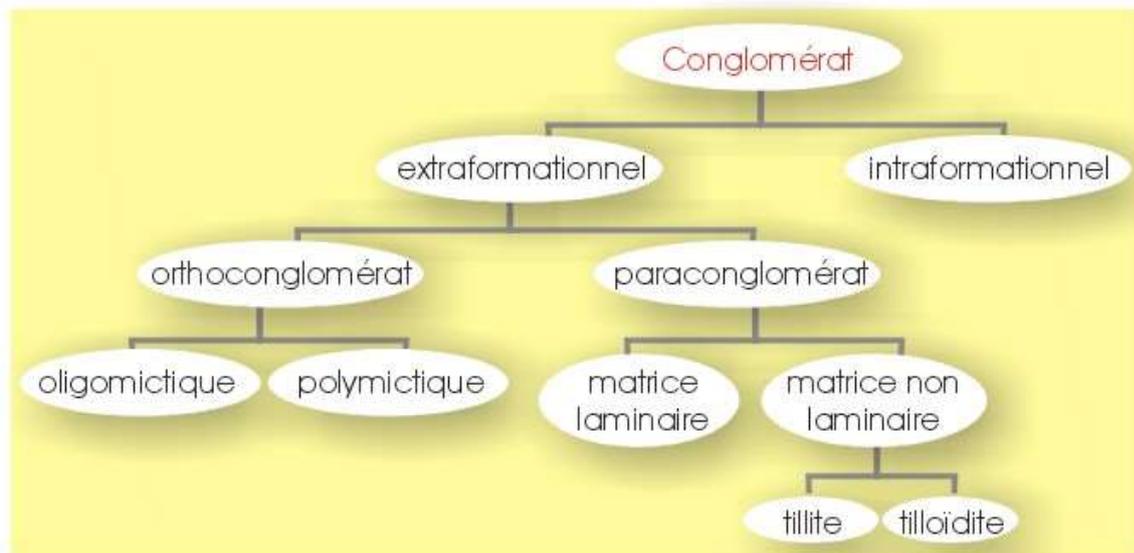
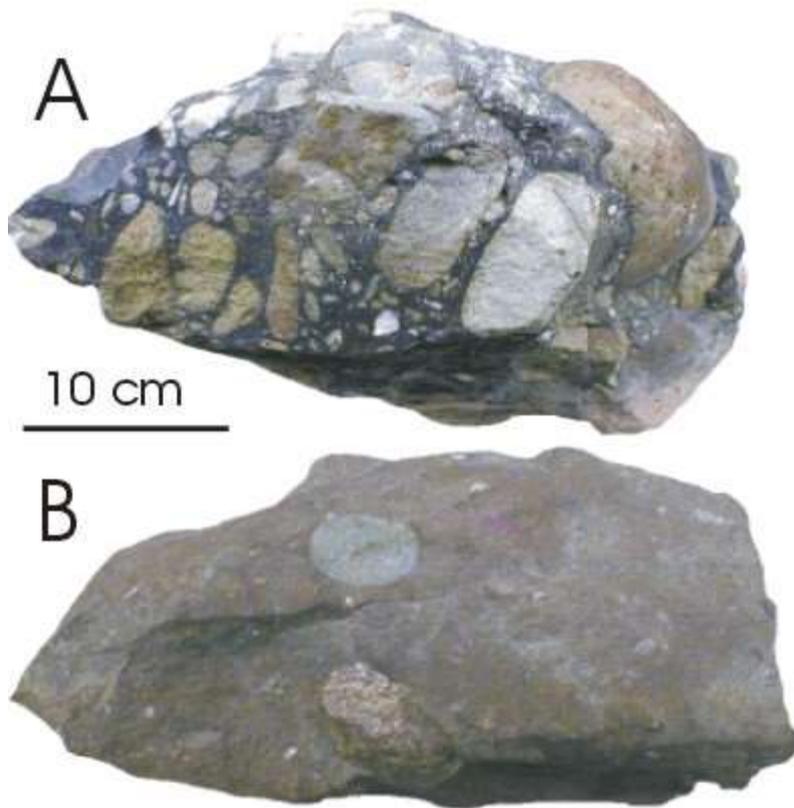


Figure III.2: classification des conglomérats et brèches d'après Prothero & Schwab (1996).



A: orthoconglomérat oligomictique; B: paraconglomérat à matrice non laminaire: tillite.

3.2. Les grès

3.2.1. Généralités

Les grès sont l'équivalent consolidé des *sables*, c-à-d. des roches dont les constituants détritiques ont une granulométrie comprise entre 2 mm et 62 μm . L'examen montre d'une part une phase granulométrique principale, la plus grossière, qui comporte les *grains* du grès et d'autre part, soit une matière interstitielle qui réunit les grains et qu'on appelle le *liant*, soit des *fluides* comme de l'eau, des hydrocarbures, de l'air.

Ce liant peut être de nature chimique et représenter une précipitation in situ de matière minérale (silice sous forme d'opale, de calcédoine ou de quartz, carbonate de calcium ou plus rarement hématite, goethite, gypse, anhydrite, etc.): on parlera dans ce cas du *ciment* de la roche. Si l'on observe au contraire qu'une phase détritique plus fine occupe les interstices entre les grains de la phase grossière, on parlera d'une *matrice* intergranulaire, représentant une infiltration mécanique de particules fines entre des grains jointifs (en trois dimensions !).

Si les grains les plus gros ne sont pas jointifs, on doit considérer que l'on a affaire à un sédiment mal classé où les particules grossières et fines ont été déposées en même temps: on distinguera alors entre un simple empâtement des gros grains dans la matrice silteuse ou argileuse (structure empâtée, caractéristique des "wackes", voir ci-dessous) ou une franche dispersion des gros grains au sein de la matrice (structure dispersée).

Dans les structures jointives, on peut avoir un simple ciment de contact, conservant à la roche une porosité importante, mais le plus souvent, le ciment comble la totalité des interstices entre

les grains. Dans les *quartzites*, les grains de quartz s'entourent d'une auréole d'accroissement formée de quartz, de même orientation optique que le grain détritique. Le phénomène de croissance syntaxique peut être mis en évidence lorsque les grains du sable primitif possédaient un mince revêtement ("coating") d'oxydes de fer.

3.2.2. *Composition minéralogique*

On peut envisager la composition minéralogique des grès sous des aspects très différents:

- selon la nature minéralogique du liant: grès à ciment siliceux, calcaire, ferrugineux, etc.;
- d'après la présence de constituants minéraux exceptionnels (grès glauconifères, micacés,...);
- on peut aussi opposer les constituants *stables* (quartz, débris de chert et de quartzite) aux constituants *instable*, c-à-d. aisément altérables comme les feldspaths, les micas, les débris de roches en général. Cette distinction conduit comme pour les conglomérats à la notion de *maturité* qui se traduit non seulement par la disparition progressive des constituants instables mais également par l'élimination de la matrice argileuse, par l'amélioration du classement granulométrique et par l'augmentation du degré d'arrondi des grains.

Passons en revue les constituants majeurs des grès :

- le *quartz*: c'est, en raison de sa résistance à l'altération, de loin le constituant le plus fréquent des grès. Diverses tentatives ont été réalisées quant à la détermination de la provenance des quartz, mais en général, les résultats ont été décevants. On peut dire néanmoins que les quartz monocristallins à extinction ondulante proviendraient de précurseurs plutoniques ou métamorphiques, alors que les quartz à extinction uniforme proviendraient de roches volcaniques ou de grès recyclés. Les quartz provenant de grès recyclés possèdent souvent une relique d'un ciment syntaxique précipité durant un ancien épisode de lithification. La cathodoluminescence peut également aider à distinguer entre quartz de provenances différentes (Götte & Richter, 2006, p. ex.) ;
- les *feldspaths*: suite à leur fragilité (clivage) et leur grande altérabilité, les feldspaths forment rarement plus de 10 à 15% des grès. Une proportion importante de feldspaths dans un grès doit donc être considérée comme "anormale". Elle peut indiquer soit un climat où l'altération chimique est faible (aridité, gel permanent), soit la présence de reliefs, responsables d'un transit rapide des sédiments vers le bassin ;
- les *fragments lithiques*: comme les roches plutoniques ont tendance à se désagréger avant leur incorporation dans le sédiment, les fragments lithiques les plus fréquents sont des morceaux de roches volcaniques, de schistes, de cherts;
- les *micas* et les *minéraux des argiles*: les micas sont fréquents dans les grès. Leur granulométrie les range dans les fractions silteuse et sableuse. Les argiles forment la matrice. Il est généralement difficile de déterminer si leur minéralogie est originelle (matériel détritique) ou est le résultat de la diagenèse.

3.2.3. *Granulométrie*

Plusieurs méthodes existent suivant les classes granulométriques et le fait que l'on étudie un grès peu ou bien consolidé. Dans ce dernier cas, en dehors de situations exceptionnelles où il est possible de désagréger le sédiment sans l'altérer (grès à ciment calcaire soluble dans l'HCL), il faut renoncer à faire des analyses granulométriques par tamisage. On ne peut que procéder à

des comptages linéaires sous le microscope (cf méthode de la ficelle des conglomérats). Les résultats obtenus par cette méthode sont cependant entachés d'erreurs dues au caractère aléatoire des sections de grains et à l'accroissement des grains par précipitation syntaxique. Au terme d'une étude comparative des granulométries apparentes et réelles de différents sédiments, Friedman (1962) a établi un graphique permettant de comparer la distribution apparente d'un grès sous le microscope à celle qui serait déterminée par tamisage du sable correspondant.

Actuellement, l'utilisation de méthodes automatiques basées sur l'analyse d'image permet des développements intéressants dans ce domaine (augmentation de la précision, du nombre d'analyses...).

3.2.4. Classification

La plupart des classifications modernes font intervenir la composition minéralogique du grès et sa teneur en matrice fine. La classification la plus utilisée est celle proposée par Dott en 1964 (Fig. III.3). Pour combiner la composition minéralogique des grès (évaluée sur un diagramme triangulaire quartz-feldspath-fragments lithiques) avec la teneur en matrice fine (<30 µm), Dott a choisi de diviser les grès en deux grands groupes : les *arénites* et les *wackes*.

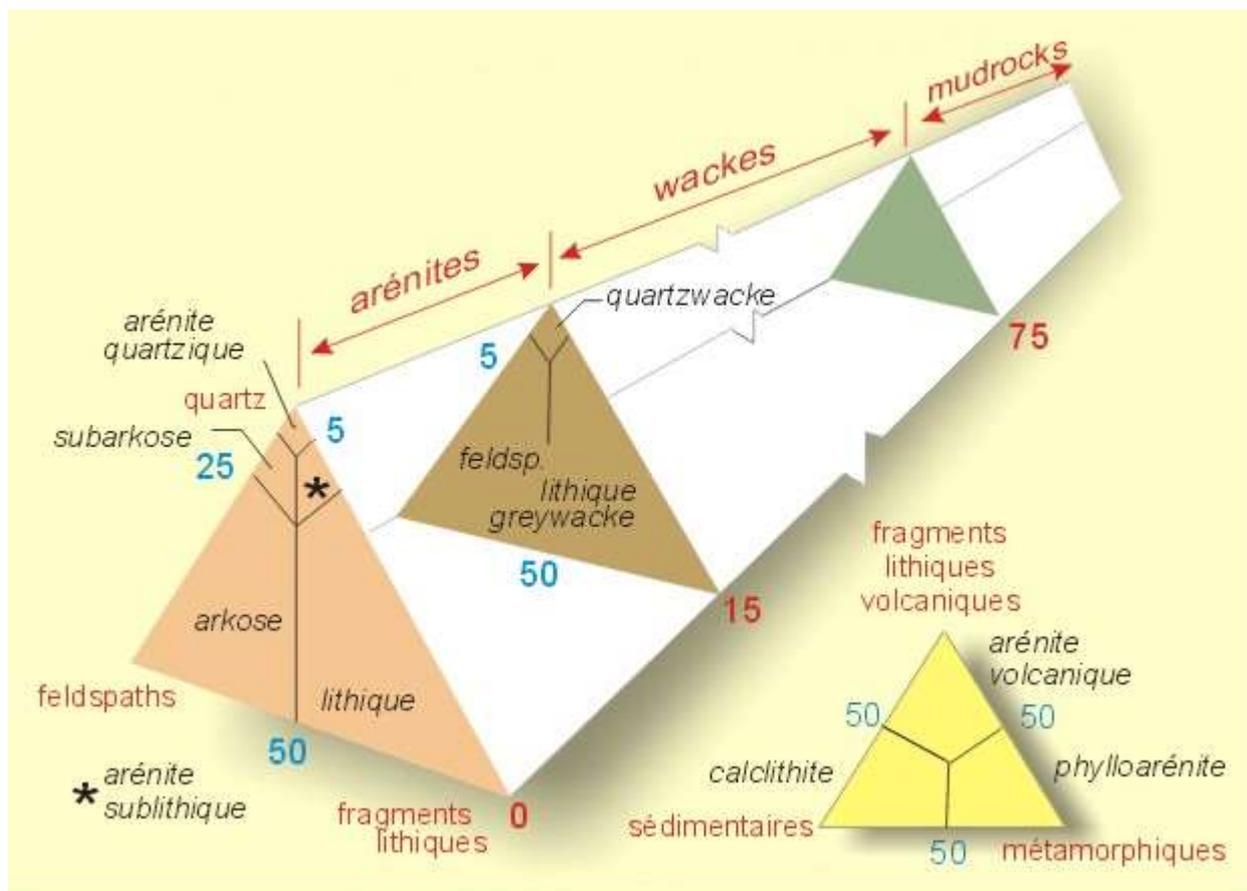


Figure III.3: classification des grès suivant Dott (1964). Le petit triangle à droite suggère une classification des greywackes lithiques sur base de la nature des fragments rocheux.

On peut préciser la granulométrie du grès en utilisant le tableau suivant :

grès très grossier	1-2 mm
grès grossier	500 μm -1 mm
grès moyen	250 μm -500 μm
grès fin	125 μm -250 μm
grès très fin	62 μm -125 μm

Tableau III.2: granulométrie des grès.

Sans diminuer l'intérêt de cette classification, il faut néanmoins souligner les points suivants:

- il s'agit d'une classification pétrographique; elle ne tient pas compte de toutes les données de terrain, souvent très importantes dans l'interprétation d'un grès: structures sédimentaires, géométrie du corps sédimentaire, autres faciès associés latéralement et verticalement;
- elle requiert normalement un comptage de points sous le microscope (500 points en général);
- les grains autres que le quartz, les feldspath et les fragments lithiques ne sont pas pris en compte;
- la matrice est définie comme la fraction inférieure à 30 μm . A vrai dire, une matrice représente la fraction granulométrique plus fine comblant les interstices entre les plus gros grains d'un sédiment. Le terme implique donc une taille relative et une disposition particulière et non pas une granulométrie particulière ;
- Les teneurs limites en matrice qui délimitent les domaines des arénites, des wackes et des mudrocks ont été choisies arbitrairement et varient en conséquence d'un auteur à l'autre. Il est clair que ces valeurs arbitraires deviendraient inutiles si l'on prenait en considération la structure d'agrégat : structure jointive pour les arénites et structure empâtée pour les wackes.

Nonobstant ces remarques, cette classification a l'avantage d'être très utilisée et elle permet de distinguer quatre grandes familles de roches, correspondant à des origines distinctes, les arénites quartziques, les arkoses, les arénites lithiques et les wackes.

Les *arénites quartziques* sont constituées essentiellement de grains de quartz, chert, quartzites associés à quelques minéraux lourds résistants. Leur couleur est claire. Ce sont des sédiments matures, c-à-d. débarrassés des constituants instables, généralement bien triés et dont les grains possèdent un bon arrondi. Ce type de sédiment s'observe depuis la base de la zone d'action des vagues de tempête jusqu'au milieu continental : plages, dunes, barrières, rides, etc... Le matériau provient typiquement de l'érosion de zones continentales stables à relief faible.

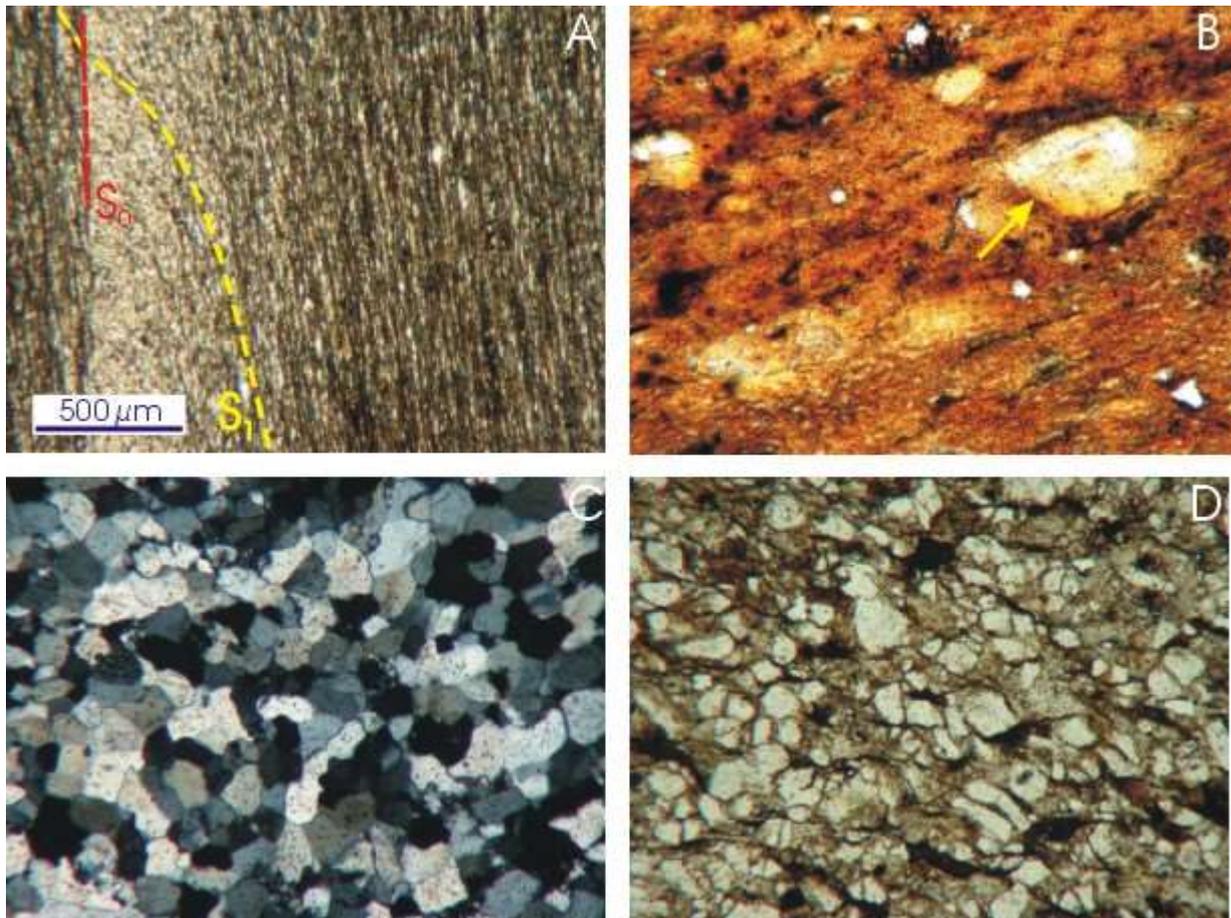
Les *arkoses* ou *arénites feldspathiques* sont composées principalement de quartz et de feldspath. Ce sont des roches claires, souvent roses ou rougeâtres. L'orthose et le microcline sont plus abondants que les plagioclases quand la croûte continentale représente la source principale du sédiment; dans le cas contraire, une source volcanique doit être suspectée. On y observe aussi des micas et des fragments de roches. Les arkoses ne sont pas des sédiments aussi matures que les arénites quartziques: elles sont généralement plus grossières et moins bien triées que ces dernières (sauf certaines arkoses éoliennes de milieu désertique). Beaucoup d'arkoses sont des sédiments continentaux, de type cône alluvial, "point bar" de rivière, voire plage. La présence du feldspath implique, comme dit plus haut, un climat aride (désertique ou arctique) et/ou un relief accusé (soulèvements récents, failles actives). Certaines arkoses sont des

reliques, accumulées en tout début de transgression marine et surmontées par des arénites quartziques.

Les *arénites lithiques* sont constituées de fragments de quartz et de roches diverses. Le mélange de quartz et de débris divers leur donne un aspect poivre et sel. Les feldspaths sont généralement peu abondants, les micas sont communs. Ces sédiments s'observent aussi bien dans des cônes alluviaux que des turbidites. Il s'agit de dépôts immatures, à proximité de reliefs vigoureux.

Les *wackes* (graywackes): ce sont des roches généralement sombres, constituées d'une matrice et de grains de quartz, de chert, de calcaire, de roches volcaniques, de schiste, de feldspath (souvent anguleux). Il s'agit de sédiments immatures, mis en place par des courants de turbidité. On y retrouve en effet les granoclassements et les autres structures sédimentaires produites par ce type d'agent de transport et de dépôt. Il faut faire attention au caractère primaire de la matrice et veiller, pour l'interprétation, à ce qu'il ne s'agisse pas plutôt d'une arkose dont les grains de feldspath ont été complètement altérés.

Pour les sédiments *mixtes*, comprenant à la fois des grains de quartz et de carbonate ou de la boue calcaire et siliciclastique, la [classification de Mout](#) (1985) est recommandée.



Exemples de roches détritiques en lame mince. A: quartzophyllade; noter la réfraction de la schistosité (S_1) et la stratification (S_0), soulignée par un lit plus grossier; B: schiste à chlorite (flèche); C: arénite quartzique à structure quartzitique; D: quartzwacke.

3.3. Les pélites (silts et argiles)

Ces sédiments représentent entre 50% et 80% de la colonne stratigraphique. Leur étude pétrographique et leur classification est moins élaborée que celle des grès et des calcaires, en raison de leur granulométrie très fine, en partie sous le pouvoir de résolution du microscope. Leur importance économique est cependant grande, avec des applications industrielles multiples comme la fabrication des ciments, des briques, des céramiques, etc.

3.3.1. Composition

La composition des roches silto-argileuses est relativement constante : le *shale* (voir ci-dessous) moyen comprendrait 30% de quartz, 10% de feldspath et 50% de minéraux argileux (ou de micas), avec les 10% restants constitués de carbonates ou d'oxydes de fer.

Les minéraux argileux sont le produit de l'altération de roches sédimentaires, métamorphiques et ignées. Ces dernières ne contiennent pas de minéraux argileux préexistants, mais un de leurs constituants, les feldspaths, sont aisément dégradables en argiles.

La nature des minéraux argileux (diffraction X) des roches détritiques a souvent été utilisée comme indicateur de paléoenvironnement ou de diagenèse (voir ci-dessous).

3.3.2. Classification

Ces roches appartiennent au grand groupe des pélites ("*mudrocks*" des géologues anglais). Ce groupe comprend tous les sédiments siliciclastiques constitués majoritairement d'éléments de la taille des silts (1/16 à 1/256 mm ou 0,062 à 0,004 mm) et des argiles (< 1/256 mm ou 0,004 mm).

Le tableau suivant est une proposition de classification, basée sur les travaux de Lundegard & Samuels (1980):

sédiments meubles	indurés	faible métamorphisme	métamorphisme plus élevé
silt	siltite	schiste silteux	quartzite
2/3 silt			
mud	NON LAMINAIRE: mudstone, <i>siltite argileuse</i>	SCHISTOSITE: slate, <i>schiste silto-argileux</i>	argillite (pas de schistosité)
	LAMINAIRE et FISSILE (// à S ₀): mudshale, <i>siltite argileuse laminaire</i>		SCHISTOSITE: schist, <i>phyllade</i>
1/3 silt			
clay (<i>argile</i>)	NON LAMINAIRE: claystone, <i>argilite</i>	SCHISTOSITE: slate, <i>schiste argileux</i>	argillite (pas de schistosité)
	LAMINAIRE et FISSILE (// à S ₀):		SCHISTOSITE: schist, <i>ardoise, phyllade</i>

	clayshale, <i>argilite</i> <i>laminaire</i>		
--	--	--	--

Tableau III.3: classification des pélites (les termes français sont en italique)

Ce tableau montre que le vocabulaire français est moins précis que le vocabulaire anglo-saxon: nous manquons de mots pour désigner les *shales* et les *mudstones* (notons que ce terme anglais peut amener la confusion avec les *mudstones* calcaires, voir plus loin).

Les *shales* sont donc des argiles compactées, plus ou moins riches en silts, présentant une fissilité parallèlement à la stratification. En Belgique, on utilise souvent sur le terrain, le terme "schiste" (= "slate") qui doit s'appliquer à une roche indurée, souvent de granulométrie fine, affectée d'une schistosité (c-à-d. d'un clivage dû à une dissolution et/ou une réorientation des minéraux sous l'effet des pressions tectoniques). On devrait utiliser pour être plus correct, l'appellation "schiste argileux". Les termes ardoise ou phyllade impliquent un métamorphisme : la plus grande partie des minéraux ont recristallisé, des espèces nouvelles sont apparues. Les minéraux ainsi développés sont allongés dans des plans perpendiculaires à la pression tectonique ou lithostatique. Parallèlement à ces plans, la roche se débite en fines plaquettes luisantes, d'aspect finement cristallin.

L'analyse granulométrique proprement dite ne peut être pratiquée que sur des sédiments meubles. La détermination des différentes classes est basée sur des techniques appliquant la [loi de Stokes](#).

A la classification granulométrique des sédiments s'ajoutent d'autres caractéristiques, celles-ci résultant soit d'analyses microscopiques, soit d'observations macroscopiques:

- la coloration, en cassure fraîche pour les roches indurées (utiliser éventuellement une échelle de teintes). Il s'agit d'une caractéristique importante qui renseigne sur l'état d'oxydation du fer (Fe³⁺ rouge; Fe²⁺ vert) et sur la présence de matière organique (schistes noirs);
- la présence de bioturbations, de laminations;
- la minéralogie de la fraction silteuse (quartzitique, feldspathique, micacée, chloritique).

IV. Les évaporites

1. INTRODUCTION

Les évaporites sont des sédiments résultant de l'évaporation de l'eau et de la précipitation des sels qui y sont dissous. Les minéraux principaux en sont le gypse, l'anhydrite et la halite. D'autres minéraux, quoique moins fréquents, peuvent être des constituants importants de certains dépôts salins. Le Tableau IV.1 en donne une liste.

minéraux des évaporites marines		minéraux des évaporites non marines	
halite	NaCl	halite, gypse, anhydrite	
sylvite	KCl	epsomite	MgSO ₄ .7H ₂ O
carnallite	KMgCl ₃ .6H ₂ O	trona	Na ₂ CO ₃ .NaHCO ₃ .2H ₂ O
kainite	KMgClSO ₄ .3H ₂ O	mirabilite	Na ₂ SO ₄ .10H ₂ O
anhydrite	CaSO ₄	thenardite	NaSO ₄
gypse	CaSO ₄ .2H ₂ O	bloedite	Na ₂ SO ₄ .MgSO ₄ .4H ₂ O
polyhalite	K ₂ MgCa ₂ (SO ₄) ₄ .2H ₂ O	gaylussite	Na ₂ CO ₃ . CaCO ₃ .5H ₂ O
kieserite	MgSO ₄ .H ₂ O	glauberite	CaSO ₄ .Na ₂ SO ₄

Tableau IV.1: principaux constituants des évaporites.

Les évaporites ont une grande importance économique. En particulier, elles forment le toit imperméable de certains des plus grands gisements pétroliers du monde. Au point de vue sédimentologique, leur reconnaissance est essentielle puisqu'elles sont de bons marqueurs climatiques (climat aride, où l'évaporation excède de loin les précipitations, c-à-d. dans la ceinture tropicale des hautes pressions, entre 10° et 30° de latitude).

Pour comprendre la genèse et la constitution des dépôts évaporitiques, il est nécessaire de revenir à la composition chimique des eaux de mer et de rivière, exprimée au Tableau IV.2. On voit rapidement que si les rivières contiennent principalement HCO₃⁻ et CO₃⁼, avec une proportion moindre de Ca⁺⁺, H₄SiO₄, SO₄⁼, Cl⁻, Na⁺, Mg⁺⁺ et K⁺, les océans contiennent en grande quantité de SO₄⁼, Cl⁻, Na⁺ et K⁺. Ces différences reflètent en fait la manière dont les sels dissous sont extraits de l'eau de mer et incorporés dans les sédiments. Le Tableau IV.3 donne les *temps de résidence* des principaux ions de l'eau de mer (temps de résidence en années=masse totale d'un ion dans les océans / apport annuel des rivières).

	eau de rivière moyenne (% du résidu solide)	eau de mer moyenne (% du résidu solide)
HCO ₃ ⁻ et CO ₃ ⁼	48,6	0,4
Ca ⁺⁺	12,4	1,2
H ₄ SiO ₄	10,8	<0,01
SO ₄ ⁼	9,3	7,7
Cl ⁻	6,5	55
Na ⁺	5,2	30,6

Mg ⁺⁺	3,4	3,7
K ⁺	1,9	1,1
Fe ⁺⁺ et Fe ⁺⁺⁺	0,6	<0,01
Al(OH) ₄ ⁻	0,2	<0,01
NO ₃ ⁻	0,8	<0,01
total	99,7	99,7
salinité	121 ppm	35.000 ppm

Tableau IV.2: abondance relative des ions dissous dans l'eau de mer et l'eau de rivière (d'après Mason, 1966 et Livingston, 1963, respectivement).

	temps de résidence (années)	principaux types de sédiments
Cl ⁻	∞	évaporites
Na ⁺	260.000.000	évaporites
Mg ⁺⁺	12.000.000	évaporites, dolomite
K ⁺	11.000.000	argiles, évaporites
SO ₄ ⁼	11.000.000	évaporites
Ca ⁺⁺	1.000.000	carbonates
HCO ₃ ⁻ et CO ₃ ⁼	110.000	carbonates
H ₄ SiO ₄	8000	cherts, dépôts siliceux
Mn ⁺⁺	7000	nodules
Fe ⁺⁺ et Fe ⁺⁺⁺	140	sédiments riches en Fe
Al(OH) ₄ ⁻	100	argiles

Tableau IV.3: temps de résidence et devenir des principaux ions dissous dans l'eau de mer. D'après Prothero & Schwab.

Le sodium et le chlore sont très abondants dans l'eau de mer car d'une part, ils ne sont pas utilisés par les organismes et incorporés au sédiment sous la forme de tests comme le calcium, la silice, les carbonates et d'autre part, ils n'entrent pas dans le réseau des argiles au cours de la diagenèse comme l'aluminium et le fer. Seule l'évaporation de l'eau de mer, dans des circonstances forcément exceptionnelles, permet leur extraction des océans. Notons aussi que la circulation de l'eau de mer dans la croûte océanique, au niveau des dorsales, modifie sensiblement la composition de l'eau de mer.

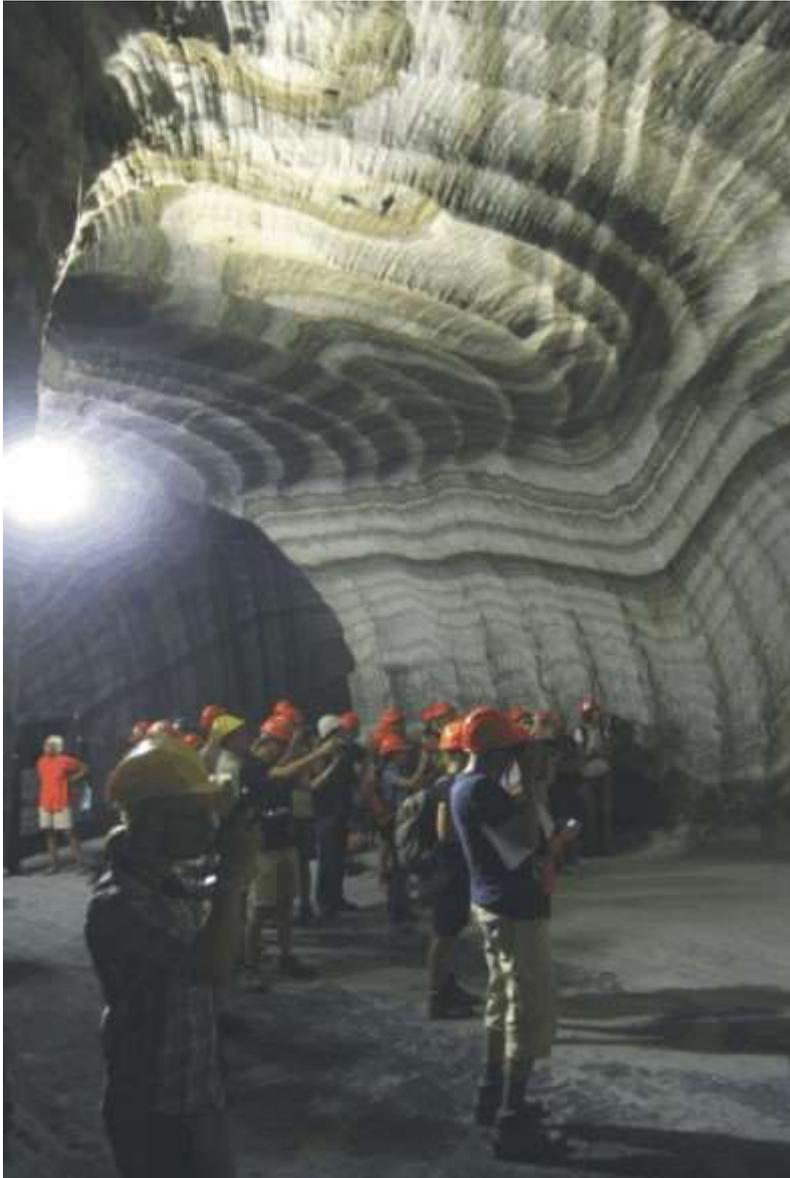
Si le lessivage des continents contribue à moduler la composition ionique de l'océan, on sait aujourd'hui que sa salinité a été acquise très tôt, lors de la formation de la Terre. Il semblerait d'ailleurs que la salinité de l'océan précambrien était de l'ordre de 7%, à comparer avec les 3,5% actuels.

Si l'on observe l'apparition progressive des précipités lorsque l'on fait évaporer de l'eau de mer (salinité 3,5%), on a la séquence suivante :

- dans certaines circonstances, de la calcite ou de l'aragonite précipitent lorsque le volume de l'eau est réduit de 50% ;
- le gypse et l'anhydrite commencent à précipiter lorsque le volume de l'eau de mer n'est plus que 35% du volume initial ;
- lorsque le volume de l'eau n'atteint plus que 10% du volume de départ, des minéraux plus solubles comme la halite et la sylvite cristallisent ;
- enfin, lorsque l'évaporation est presque totale, des borates et nitrates précipitent.

Si l'on examine les dépôts évaporitiques naturels, on constate que cette séquence idéale est rarement réalisée. Des répétitions, des cycles tronqués sont fréquents : c'est le signe d'une évolution plus mouvementée du bassin évaporitique, alternant remplissage, périodes d'évaporation, nouveau remplissage avec dissolution d'une partie des espèces précédemment précipitées, etc.

Les évaporites s'observent depuis le Précambrien jusqu'à l'époque actuelle, mais leur répartition spatiale et temporelle est inégale : elles sont particulièrement représentées au Cambrien, au Permien et au Trias. On classe généralement les évaporites en trois grands types : les évaporites continentales, les évaporites marines de milieu peu profond et les évaporites marines profondes.



Mine de sel de Real Monte (Sicile), montrant les cycles de précipitation et leur variabilité. Photo A-C. Da Silva.

2. EVAPORITES CONTINENTALES

Ces dépôts s'accumulent dans des lacs endoréiques en région aride ou semi-aride. La minéralogie de ces évaporites est relativement variable puisqu'elle dépend de la composition des eaux fluviales, elle-même dépendante de la géologie régionale.

On observe en général une répartition horizontale concentrique des différents dépôts (gypse-halite-nitrates) en fonction de leur degré de solubilité, les plus solubles étant localisés au centre, lorsque l'extension du lac en cours d'assèchement était la plus restreinte. Cette structure particulière, la présence d'autres types de sédiments continentaux, certaines espèces minérales rares en environnement marin comme le borax, l'epsomite, le trona, la gaylussite et la glauberite permettent de reconnaître des évaporites continentales dans l'Ancien.



Dépôts d'évaporites continentales à Bad Water, Death Valley, Californie, USA.

3. EVAPORITES MARINES PEU PROFONDES

Ces évaporites comprennent les dépôts inter- et supratidaux comparables à ceux qui se forment actuellement le long du Golfe Persique, de certaines zones de la côte d'Afrique du Nord, etc. et les dépôts subtidaux de plate-forme.

- Les premiers sont aussi appelés évaporites de *sabkhas* (Fig. IV.1). Ces *sabkhas* sont des plaines côtières développées le long de zones continentales arides. Outre les évaporites, les sédiments de *sabkha* comportent des éléments détritiques provenant du continent (amenés par les vents, les cours d'eau) et des sables et boues provenant de la plate-forme, transportés lors de tempêtes. Au point de vue hydrologique, les *sabkhas* sont des systèmes assez complexes avec une recharge due aux inondations marines périodiques, mais aussi aux apports souterrains à partir de la nappe phréatique marine.

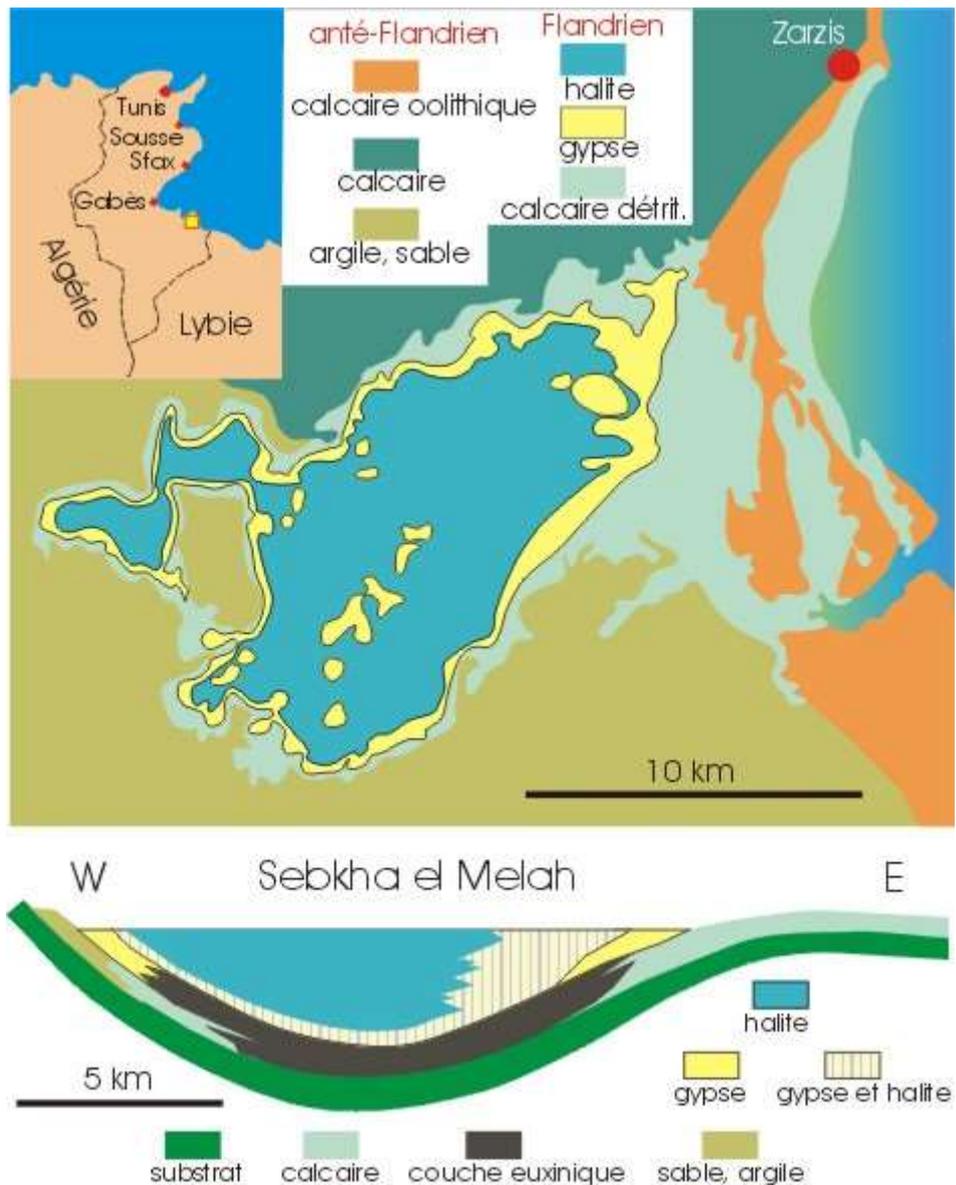
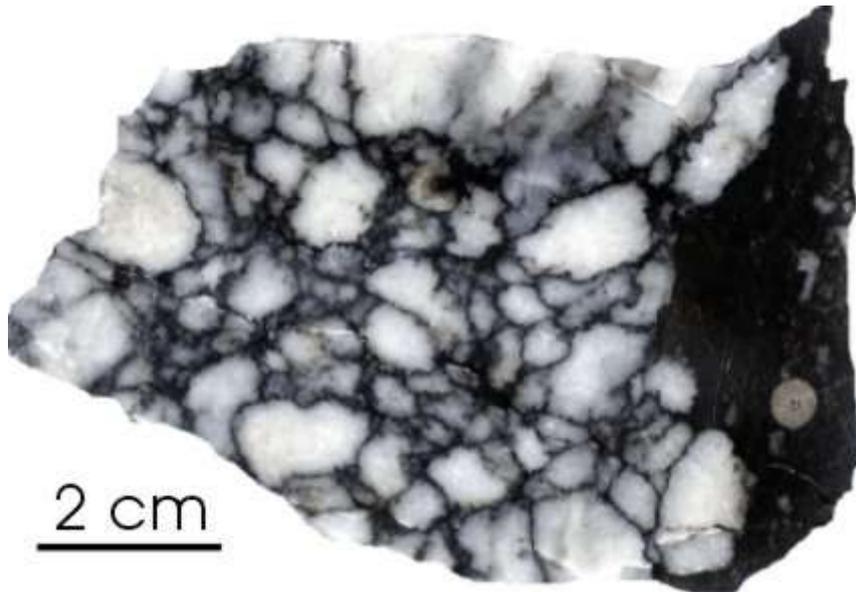


Figure IV.1: localisation et coupe dans la sabkha El Melah.

Les minéraux typiques des évaporites de sabkha sont l'anhydrite, le gypse et la dolomite. La dolomitisation de particules calcaires est courante et est une conséquence du haut rapport Mg/Ca (suite à la précipitation des sulfates de calcium) des solutions interstitielles. La dolomitisation elle-même libère des ions Ca^{++} qui favorisent une poursuite de la formation de gypse et d'anhydrite. Le gypse est le plus commun des précipités (cf. les roses des sables par exemple), surtout en climat semi-aride. Si l'évaporation est très intense, le gypse est progressivement remplacé par de l'anhydrite. La morphologie originale des cristaux de gypse (lentilles, chevrons) est conservée si le sédiment est suffisamment cohérent. Souvent, une précipitation continue d'anhydrite refoule progressivement les sédiments carbonatés ou détritiques interstratifiés, avec comme conséquence ultime la formation de la structure bien connue appelée "chicken wire" (nodules d'anhydrites séparés par de minces lamines de sédiment). Une autre structure courante est appelée "entérolithes": il s'agit de lits d'anhydrite à aspect irrégulièrement contourné (Fig. IV.2).



Structure en "chicken wire" dans la Formation de Martinrive à Chanxhe.



Dépôt de halite dans la Sabkha El Melah, Tunisie ; on observe un système de conduits où circulent des eaux à caractère réducteur.

Les sédiments de sabkha possèdent fréquemment une nature cyclique : au cours de la progradation (comblement progressif) de la plaine littorale, la sabkha s'avance en direction de la mer, surmontant des sédiments de type stromatolithique, des boues lagonaires bioturbées, des corps oolithiques.

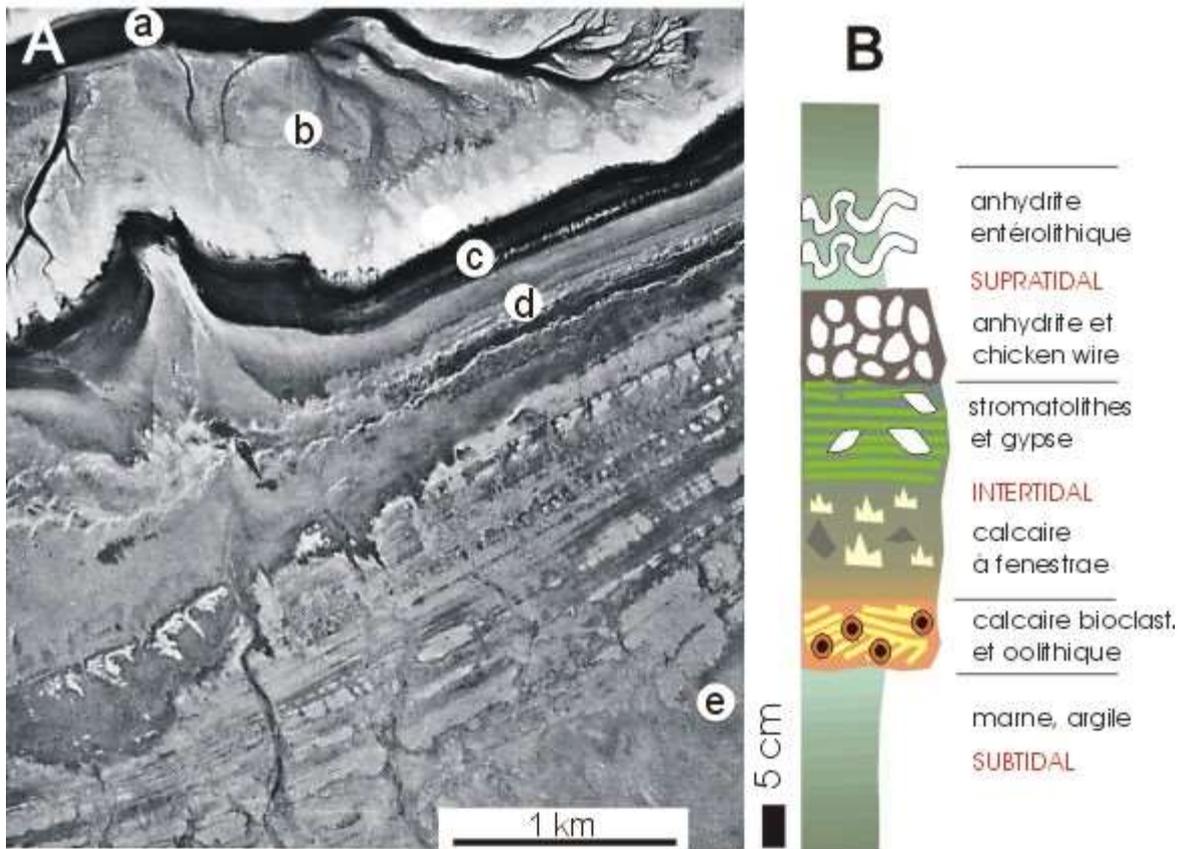


Figure IV.2 A: Photo aérienne de la plaine d'accrétion à Abu Dhabi. (a): chenal de marée sous-aquatique; (b): lagune infra-tidale; (c): zone intertidale à peloïdes; (d): tapis algaire; (e): zone supratidale (sabkha) évaporitique avec nombreuses traces d'accroissement. B: séquence type de sabkha, montrant la progradation de la plaine littorale depuis un milieu subtidal jusqu'à l'émerision.

- Certaines formations évaporitiques de grande extension ne peuvent être expliquées par des dépôts de sabkha. Il s'agit vraisemblablement de plates-formes isolées par un seuil permettant une recharge continue par les eaux océaniques. Dans ce cas, du gypse précipite sur le fond marin, en cristaux généralement de forme prismatique, dressés comme le sont les brins d'herbe d'une prairie ("gazon" sélénitique). A ces niveaux s'associent diverses structures sédimentaires comme des cristaux cassés et redéposés, des peloïdes, des niveaux à stromatolites, etc.



A: couches plissées (slump) formées de croûtes de gypse ("gazon sélénitique"); B: détail montrant les cristaux prismatiques. Messinien, Heraklea Minoea, Sicile.

4. EVAPORITES PROFONDES

Certains types d'évaporites, souvent laminaires, sont associées à des critères indiscutables d'environnement profond : grande continuité latérale des lamines individuelles, turbidites, slumps, absence d'algues, ... Dans ces évaporites, les lamines de gypse, d'anhydrite, d'halite, alternent avec des lamines de micrite ou de matière organique. Ce caractère pratiquement varvoïde est attribué à des variations saisonnières (température, humidité, "bloom" de certaines espèces).