



Ministry of Higher Education and Scientific Research
University Djilali Bounaama of Khemis Miliana
Faculty of Nature and Life Sciences and Earth Sciences
Department of Earth Sciences



Polycopié pédagogique

Titre : Stratigraphie

**Cours destiné aux étudiants de
2^{ème} année de Licence (STU)**

Réalisé par :

**SADEUK BEN ABBAS ABDELKADER
(MAITRE DE CONFERENCE « B »)**

Année : 2022

Sommaire

1. Introduction	5
CHAPITRE I	5
1. Le temps en géologie.....	5
1.1. Introduction	5
1.2. Quelques définitions.....	5
1.2.1. Succession	5
1.2.2. Durée	5
1.2.3. Simultanéité.....	6
1.2.4. Strate :	6
1.2.5. Structure :	6
1.2.6. Texture :	6
1.2.7. Débit :	6
1.2.8. Stratification :	7
1.3. Ordre chronologique et géométrique (datations relatives)	7
1.3.1. Principe de superposition	7
1.3.2. Le principe d'horizontalité primaire.....	7
1.3.3. Principe de continuité.....	8
1.3.4. Le principe de l'uniformitarisme.....	8
1.3.5. Le principe de recoupement	8
1.3.6. Le principe de l'inclusion.....	9
1.3.7. Principe d'identité paléontologique.....	10
1.4. Zonation biostratigraphique	11
1.5. Les datations absolues	12
1.5.1. Magnétostratigraphie.....	13
1.5.2. Sismostratigraphie	13
1.5.3. Chimiostratigraphie :	13
1.6. Radiochronologie (principe).....	14
CHAPITRE II	17
2. Notions de Concordances, Discordances et Cycles tectoniques.....	17
2.1. Discordance	17
2.2. Différents types de discordances	17
2.2.1. Disconformité.....	17
2.2.2. Non-conformité	17

2.2.3.	Discordance angulaire	18
2.2.4.	Paraconformité	18
CHAPITRE III		20
3.	Les unités stratigraphiques	20
3.1.	Introduction :	20
3.2.	Les grandes périodes géologiques	20
	• L'Hadéen : très peu de roches de cette période existent à la surface de la Terre.	21
	• L'Archéen (Anciennes roches).	21
	• Le Protérozoïque (Proteros : premier, zoïque : vie - ce qui veut dire début de la vie).....	21
3.2.1.	Stratotypes	21
3.2.2.	Lithostratigraphie	22
3.2.2.1.	Unités lithostratigraphiques :	22
3.2.3.	Biostratigraphie	23
4.	Rythmostratigraphie	24
4.1.	Analyse séquentielle	24
4.2.	Eustatisme et cycles eustatiques	24
CHAPITRE V		25
5.	Subsidence, transgressions et régressions	25
5.1.	L'isostasie.....	25
5.2.	Subsidence tectonique	27
5.2.1.	Subsidence par faille	28
5.2.2.	Subsidence par contraction de la lithosphère	28
5.2.3.	Subsidence par effondrement	28
5.2.4.	Subsidence due à l'exploitation des eaux souterraines	28
5.2.5.	Subsidence par extraction de gaz naturel	28
5.3.	Transgression.....	29
5.4.	Régression	29
CHAPITRE VI		31
6.	Paléogéographie	31
6.1.	Introduction	31
6.2.	Variations de faciès	31
6.3.	Successions de faciès.....	32
6.4.	Isopaques et isobathes	32
6.5.	Paléoécologie.....	34

CHAPITRE VII.....	35
7. Evolution paléogéographique et géodynamique.....	35
Références utiles :	41
Annexe	44

Avant-propos

La stratigraphie est une science en voie de renouvellement. En effet, elle étudie aujourd'hui les séries sédimentaires avec une approche plus diversifiée et plus globale que par le passé, le terme « global » faisant référence à l'étude des phénomènes à l'échelle de la planète. Ce renouveau crée des nécessités : une approche par des outils multiples, dont il résulte une stratigraphie dite intégrée ; un consensus sur les objectifs, dont l'ambition peut être la prédiction des changements futurs proches ou lointains ; une coordination des données acquises sur les domaines émergés avec les données recueillies dans les bassins océaniques actuels, rendus accessibles par des techniques nouvelles. Les résultats ainsi obtenus, appliqués aux sédiments émergés, ont notablement enrichi la connaissance.

La stratigraphie est pluridisciplinaire car elle combine des connaissances et des raisonnements à diverses échelles, depuis l'ensemble sédimentaire (le bassin de dépôt) jusqu'à l'isotope. Plusieurs domaines scientifiques (géologie, géophysique, astronomie, physique, chimie, mathématiques) sont mis à contribution. Dans chacun d'eux, diverses disciplines sont impliquées (par exemple, sédimentologie, paléontologie, tectonique, volcanologie, pétrographie, etc., pour la géologie). Enfin, ces connaissances sont acquises par l'utilisation de techniques d'analyse dont les résultats sont traités par des procédés intuitifs, logiques ou mathématiques.

Le stratigraphe travaille sur le terrain, soit en surface sur des affleurements de couches dans les coupes naturelles (réalisées par les phénomènes d'érosion) ou artificielles (carrières, bords des routes), soit sur des prélèvements par sondage (sondages géologiques carottés à terre ou en mer), soit par observation indirecte (investigation sismique).

Historiquement, les unités stratigraphiques furent différenciées sur la base des caractéristiques de la biosphère. Pour les dépôts où les fossiles sont communs, l'unité de base est l'Étage ; chaque étage correspondant, originellement, à une faune. Ils sont regroupés en unités de rang supérieur d'après l'importance des coupures biologiques. Dans la pratique, les Étages historiques étaient des formations (ensembles de couches) fossilifères régionales. Ce fondement a conduit à des difficultés d'application au niveau des limites car la base de ces Étages était localisée dans des dépôts transgressifs sur la plate forme continentale succédant à une lacune de dépôt. On a alors proposé de fixer les limites à la base du stratotype de l'Étage. Ainsi tous les dépôts antérieurs, connus ou inconnus, appartenaient à l'Étage inférieur ; il restait qu'une portion du temps n'était pas représentée par des dépôts dans ces stratotypes historiques.

1. Introduction

Vient de : Stratum : couverture - Graphein : écrire

La stratigraphie est la science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires organisés en Strates où est inscrite l'histoire de la Terre. Elle étudie donc l'agencement dans le temps et dans l'espace des terrains et des événements qu'ils ont enregistrés.

Le premier objectif c'est donner un cadre temps aux sciences de la terre.

Le deuxième objectif c'est reconstituer les paysages anciens (paléogéographie) par l'analyse et l'interprétation des successions à différentes échelles (locale, régionale, provinciale ...)

Elle permet donc de reconstituer l'histoire de la terre (géologie historique).

La stratigraphie est donc une discipline d'analyse et d'interprétation.

CHAPITRE I

1. Le temps en géologie

1.1. Introduction

L'un des objectifs de la stratigraphie est d'établir la chronologie des événements géologiques (chronologie relative classement des phénomènes dans l'ordre de leur déroulement et chronologie absolue exprimée par des durées chiffrées en millions d'années).

Le problème est de retrouver la date de l'évènement enregistré à cause des interférences.

Il y a donc besoin de repérage dans le temps. Pour cela, on retrouve une base de chronologie dans les objets étudiés.

Les concepts fondamentaux qu'englobe la notion du temps sont : succession- durée – simultanété.

1.2. Quelques définitions

1.2.1. Succession

Il s'agit de situer un événement par rapport à un autre dans le temps puis déterminer la succession chronologique (ex série, séquence).

1.2.2. Durée

La connaissance de la durée d'un événement est particulièrement importante. C'est la longueur du temps, l'intervalle, le laps de temps ou le temps écoulé entre 2 événements (ex : une phase de plissement a t elle été une phase rapide, brutale, catastrophique ou bien au

contraire une réalisation progressive ?)

1.2.3. Simultanéité

Il, importe également de déceler si 2 événements sont simultanés (synchrones). Le problème est relativement facile lorsqu'il s'agit de phénomènes qui se sont déroulés au même endroit, mais lorsqu'il s'agit d'événements qui se sont produit à des distances très grandes, on doit alors établir des corrélations alliant la notion du temps à celle de l'espace géographique.

1.2.4. Strate :

On appelle strate une couche de terrain homogène possédant une individualité nette. Son épaisseur peut varier de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Les strates sont séparées par des joints de stratification horizontaux. La strate est l'unité de base de la stratigraphie.

1.2.5. Structure :

Certaines roches ont des structures particulières et définissent une famille de roche. C'est le cas des roches métamorphiques. Les roches magmatiques et sédimentaires ne présentent pas de structures particulières. La structure est donc un critère de reconnaissance typique aux roches métamorphiques. (Annexe).

1.2.6. Texture :

Elle définit le mode d'agencement des minéraux. Les textures dépendent du type de roches, de leur origine et surtout du mode de formation de la roche. Les grains de larges dimensions sont-ils en contact ou sont-ils séparés par une fine matrice (pâte ou ciment) cristalline et/ou vitreuse ? Les cristaux sont-ils de taille identique (équigranulaire ; roche magmatique) ? La roche est-elle homogène ou contient-elle des ségrégations de minéraux ? Ainsi, les roches magmatiques ont des textures différentes de celles des roches métamorphiques qui sont différentes de celles des roches sédimentaires et exogènes. Par ailleurs, les textures des roches métamorphiques sont identifiables au microscope. Elle ne figure donc pas dans les critères de description macroscopiques des roches métamorphiques (Annexe).

1.2.7. Débit :

Tendance d'une roche à se débiter suivant des plans préférentiels (cf clivage des minéraux)

1.2.8. Stratification :

Agencement en couches, ou strates, de dépôts successifs et horizontaux de sédiments séparés par des joints de stratification horizontaux (annexe)

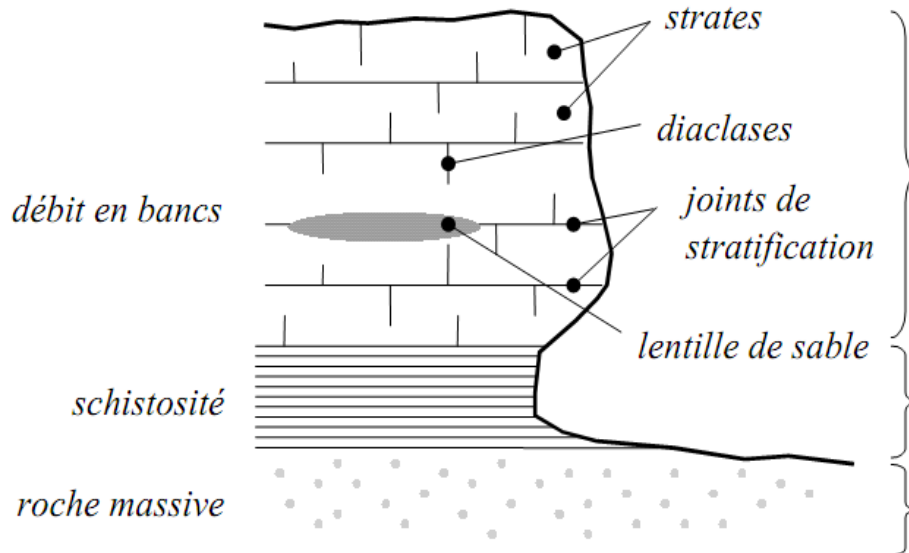


Fig 1 : Schéma représentant des strates séparées par des joints de stratification horizontaux. (CHEBAH F Z- 2021)

1.3.Ordre chronologique et géométrique (datations relatives)

Pour établir une chronologie relative, nous devons prendre compte les principes fondamentaux dits principes de la stratigraphie

1.3.1. Principe de superposition

Dans une succession de couches ou strates déposées à l'horizontale les unes sur les autres et non déformées ou renversées par la tectonique (fig.2), la couche la plus ancienne est à la base et la plus jeune au sommet, Toute couche superposée à une autre est plus récente que celle – ci. (Nicolas Sténon, 1669)

1.3.2. Le principe d'horizontalité primaire

Les couches sédimentaires se sont déposées horizontalement, parallèlement à la surface de la Terre. Une couche sédimentaire actuelle inclinée ou plissée a été déformée postérieurement à son dépôt (fig.2).

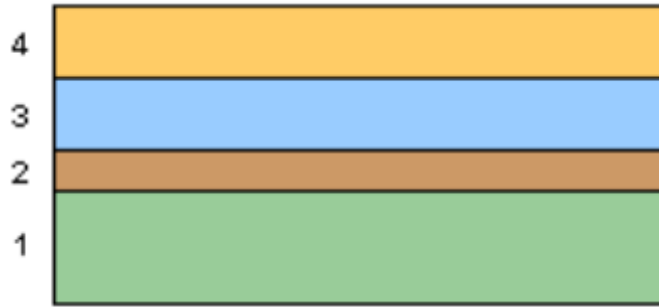


Fig 2 : Schéma du principe de superposition. la couche 1 est la plus ancienne, la couche 4 la plus récente.

1.3.3. Principe de continuité

Le principe de continuité consiste à admettre qu'une même couche est de même âge en tous points. Par exemple, les strates horizontales exposées de part et d'autre d'une vallée fluviale formaient des couches continues et ont ensuite été érodées par la rivière (fig3).

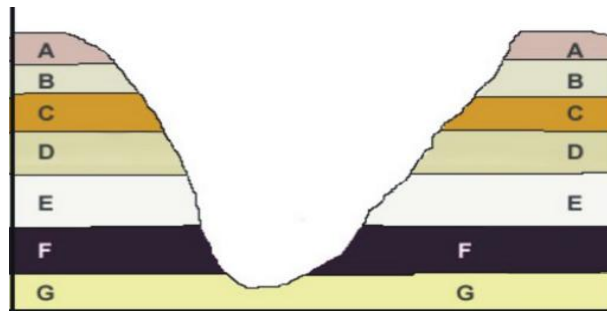


Fig. 3 : Schéma illustrant le principe de continuité. Les strates sont corrélées de part et d'autre de la vallée fluviale

1.3.4. Le principe de l'uniformitarisme

Le principe de l'uniformitarisme a été évoqué pour la première fois par James Hutton (1726-1796), qui en étudiant des roches en Ecosse avait conclu que les mêmes processus géologiques qui opèrent actuellement sur Terre sont ceux qui existaient dans le passé. Ce principe est souvent résumé par la phrase célèbre : « le présent est la clé du passé ». Dans sa version moderne, ce principe stipule que les lois de la nature n'ont pas varié au cours du temps, les lois physiques et chimiques actuelles étaient valides dans le passé de la Terre.

1.3.5. Le principe de recoupement

Les couches ou strates sont plus anciennes que les failles, dykes et roches qui les recoupent.

Dans l'exemple de la figure 4, le dyke basaltique recoupe les couches de calcaire, grès et

argile. Sa mise en place est donc plus jeune que le dépôt des trois couches. Le dyke rhyolitique recoupe les couches de calcaire et de grès mais ne recoupe pas la couche d'argile. Il est donc plus jeune que la couche de calcaire et de grès. La couche d'argile est plus jeune que le dyke rhyolitique.

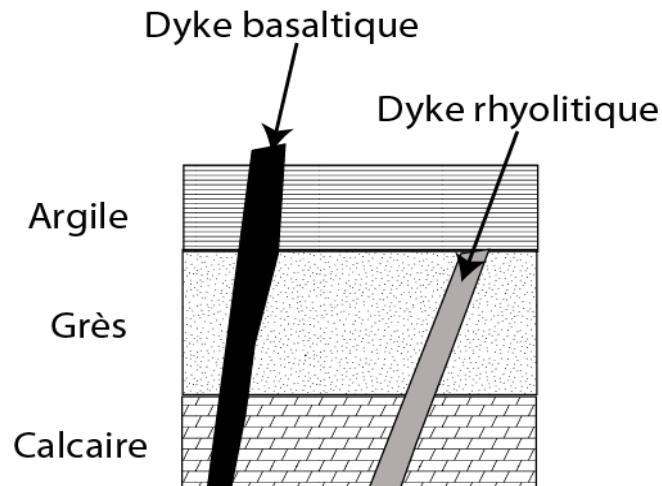


Fig. 4 : premier schéma illustrant le principe de recoupement (cas de dykes).

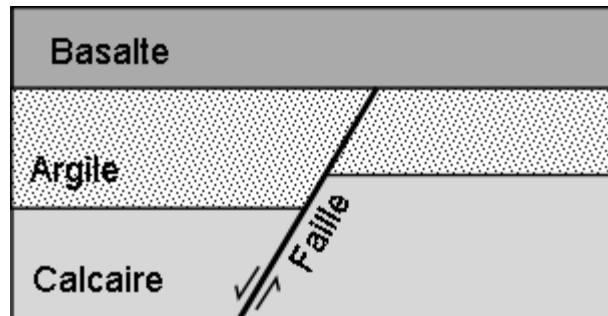


Fig. 5 : second schéma illustrant le principe de recoupement (cas d'une faille)

Dans l'exemple de la figure 5, la faille recoupe la couche de calcaire et d'argile, mais ne recoupe pas le basalte. La faille est donc plus jeune que les couches de calcaire et d'argile, mais plus ancienne que le basalte.

1.3.6. Le principe de l'inclusion

Les couches ou strates sont plus anciennes que les failles, dykes et roches qui les recoupent. Un fragment de roche trouvé à l'intérieur d'une autre roche s'appelle **inclusion**. Si le fragment de roche est trouvé à l'intérieur d'une roche magmatique, on l'appelle **xénolite**. Dans les deux cas, les fragments de roche inclus dans une couche sont plus anciens que la couche.

Dans l'exemple de la figure 6, la coulée de basalte a arraché des fragments de grès en remontant à la surface. Elle est donc plus jeune que la couche de grès. De la même manière, la coulée de rhyolite contient en son sein des inclusions de basalte. Elle est donc plus jeune que la coulée de basalte.

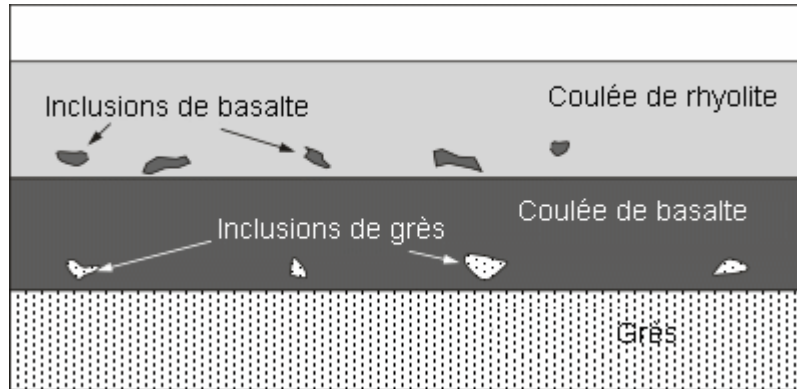


Fig. 6 : schéma illustrant le principe de l'inclusion.

Le principe de l'inclusion peut être utilisé pour reconnaître si une couche de roche magmatique interstratifiée est un sill ou une coulée. Dans l'exemple de la figure 7, la couche basaltique contient des inclusions de grès sus-jacents et de rhyolite sous-jacente. Elle est donc plus jeune que la coulée de rhyolite et la couche de grès. C'est donc un sill, qui s'est mis en place entre la coulée de rhyolite et la couche de grès.

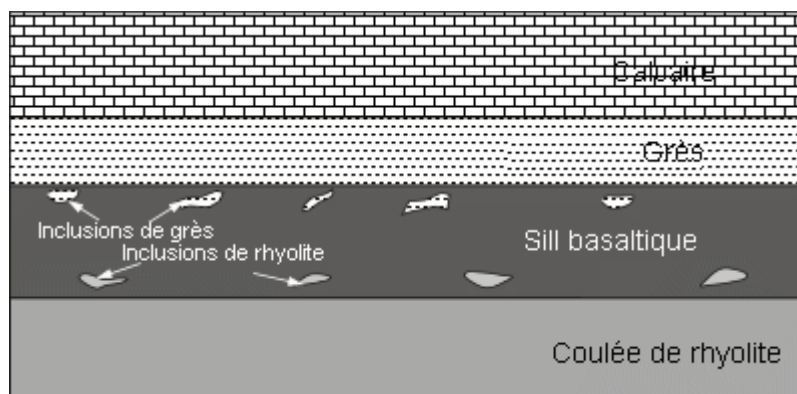


Fig. 7 : schéma illustrant la détermination du mode de gisement d'une couche de roches magmatiques en utilisant le principe d'inclusion.

1.3.7. Principe d'identité paléontologique

Il consiste à admettre qu'un ensemble de strates de même contenu paléontologique (fossiles stratigraphiques) est de même âge.

- **Fossiles stratigraphiques** Ils doivent avoir un certain nombre de caractères :
 - une grande répartition paléogéographique

- une grande rapidité de changement (évolution dans le temps)
- **Exemple :** Les trilobites et graptolites pour le paléozoïque.
- Les ammonites pour le secondaire.
- **Les fossiles de faciès (Biofaciès) :** Ce sont l'ensemble des fossiles que l'on retrouve dans une couche sédimentaire. Ces fossiles ne représentent pas la totalité de la faune et de la flore ayant existée au moment du dépôt de cette couche.
- **Séries complètes :** Elles sont constituées de sédiments de même nature accumulés sur de grandes épaisseurs et en général rapidement.
- **Séries condensées :** Inversement, les sédiments dans ce cas sont de faibles épaisseurs, mais peuvent représenter des temps de sédimentation très grand.
- **Séries continues :** Lorsque les couches se succèdent sans interruption, on dit qu'elles forment une série continue.
- **Séries discontinues :** Lorsque une ou plusieurs couches manquent, on dit qu'il y a une « lacune » et que la série est discontinue.

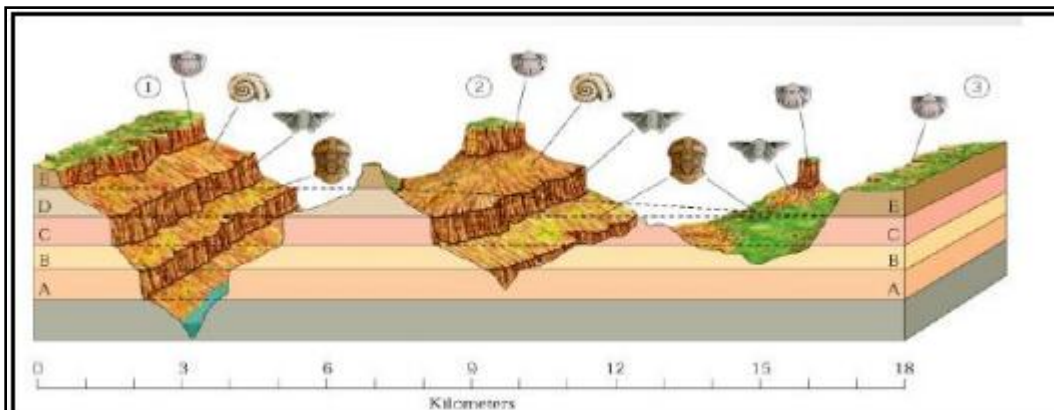


Fig.8 : Corrélation des couches ayant le même contenu fossilifère
(Mme GRAÏNE-TAZEROUT Khadidja. 2017/2018)

1.4. Zonation biostratigraphique

Les strates sont définies par leur contenu paléontologique (faciès paléontologique) fig.9.

La division de base de la biostratigraphie est la biozone. Elle est fondée sur la distribution verticale (dans les strates) et horizontale (dans l'espace, sur un territoire donné) des espèces ou des genres (de façon générale, des taxons). Les qualités requises pour qu'un taxon fossile soit un bon marqueur biostratigraphique sont :

- Il doit être indépendant de l'environnement (le plus possible).
- Il doit avoir la durée d'existence la plus courte possible car on recherche l'échelle des temps qui possède la meilleure résolution possible.

- Il doit avoir la répartition géographique la plus large possible car on recherche une échelle des temps valable à l'échelle mondiale
- Il doit être abondant
- Il doit se préserver facilement
- Il doit être facilement identifiable.

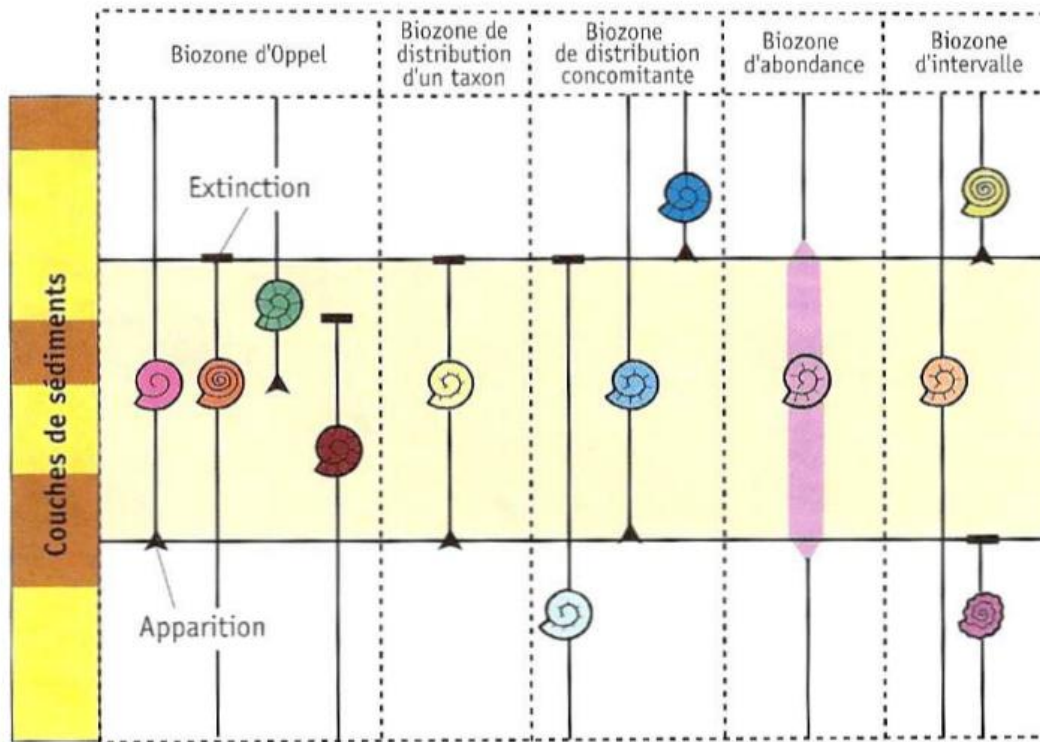


Fig. 9 : schéma des biozones sédimentaire et contenu paléontologique (faciès paléontologique). (Prof: Mme Mandi Module: Stratigraphie Délégué: DRICI Oussama)

Les datations absolues

La plus répandue est la **radiochronologie** : fondée sur la propriété pour chaque élément radioactif de se transformer spontanément (transmutation) en un autre élément

uranium → *plomb*

thorium → *plomb*

rubidium → *strontium*

potassium → *argon*

carbone 14 → *azote 14* (mesure du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$)

Depuis combien de temps a commencé la désintégration ?

1.4.1. Magnétostratigraphie

Cette spécialité de la stratigraphie utilise le magnétisme récurrent. En effet, lors de la formation de certaines roches (magmatiques), des particules ferromagnétiques enregistrent, telle une bande magnétique, l'orientation des lignes du champ magnétique terrestre du moment. Cette fossilisation du champ magnétique permet ainsi de révéler ses inversions de polarité. Il existe des périodes de champ magnétique normal ou inverse. Chaque période a les mêmes propriétés et forme une magnétozone (unité de base). Le temps que met une inversion pour se réaliser est de courte durée : on trouvera donc une faible épaisseur de dépôt. Toutefois, l'horizon ainsi formé donne un repère d'extension mondiale (surface isochrone). Ces surfaces vont être datées par radiométrie (Potassium/Argon). Dans une magnétozone, on peut avoir des sous-magnétozones. La première échelle d'inversions magnétiques date de 1963. Elle a été établie pour les 7 derniers millions d'années. Elle a ensuite été mise au point pour le tertiaire, etc... Pour les études magnéto-stratigraphiques, on repère sur l'affleurement les différentes inversions, puis, on les compare avec l'échelle standard.

1.4.2. Sismostratigraphie

Cette méthode utilise des données sismiques. Elle est basée sur des études des relations géométriques des réflecteurs sismiques : elle est fondamentale pour comprendre la structure la répartition des ensembles sédimentaires dans les bassins. Elle est aussi très importante pour les explorations pétrolières. Si on lui rajoute les données de la lithostratigraphie, on obtient la stratigraphie séquentielle. Elle repose sur une analyse de la propagation dans l'écorce d'ondes engendrées par des explosions, chocs ou ultrasons dans les couches superficielles de l'écorce terrestre et à la surface de la mer. La vitesse de propagation est différente selon le terrain traversé. Ces ondes se réfléchissent sur les discontinuités lithologiques, les surfaces de stratification, les failles et les discordances. Elles permettent de créer des profils sismiques. Pour interpréter ces profils, on aura besoin de connaître les types de relations géométriques existant entre les récepteurs. L'unité de base en sismostratigraphie est la séquence génétique de dépôt. Cette séquence correspond à un ensemble sédimentaire dont l'architecture est contrôlée par les variations eustatiques, tectoniques et les limites sont les surfaces de discontinuité.

1.4.3. Chimiostratigraphie :

Est l'étude des éléments chimiques dans les sédiments des roches permettant de reconstituer les environnements (milieux de sédimentation). La composition du milieu peut être considérée comme homogène à l'échelle géologique pour un instant donné. L'exemple

de la teneur en bore renseigne sur la salinité de formation des roches. En milieu sursalé, la teneur en bore des argiles est très forte alors qu'elle est quasi nulle en milieu d'eau douce et faible pour l'eau saumâtre. La concentration en bore permet donc de localiser les anciennes lignes de rivage. Des observations montrent aussi que certains autres éléments chimiques, en traces dans les sédiments, peuvent présenter momentanément des teneurs exceptionnelles et servent ainsi de marqueurs. Par exemple, la teneur en iridium lors de la crise Crétacé/Tertiaire montre des variations intéressantes. Au crétacé supérieur, on trouve une forte concentration en iridium qui forme une surface isochrone. Les isotopes stables (de l'Oxygène 18 et du Carbone 13) renseignent sur les paléotempératures et paléosalinités ainsi que sur l'eustatisme et l'anoxie des fonds océaniques.

1.5. Radiochronologie (principe)

Les méthodes radiochronologiques sont basées sur la désintégration des éléments radioactifs. Soit un isotope radioactif Père (P) qui se désintègre en élément radiogénique fils (F). La quantité d'atomes de l'élément père (P) en un temps (t) est donnée par l'équation exponentielle

$$\boxed{P = P_0 e^{-\lambda \cdot t}} \dots\dots\dots(1)$$

P_0 est la quantité de l'élément père au temps $t = 0$. λ est un coefficient de proportionnalité ($\lambda > 0$) appelé : constante de désintégration radioactive qui s'exprime en a^{-1} (inverse du temps).

$$dP/dt = -P\lambda \text{ d'où } dp/p = -\lambda dt \dots\dots\dots(2)$$

$$\int dp/p = -\lambda \int dt \text{ (de } t_0 \text{ à } t \text{ et de } P_0 \text{ à } P) \text{ donc } \ln p/p_0 = -\lambda \cdot t \dots\dots\dots(3)$$

$$P = P_0 e^{-\lambda \cdot t} \text{ d'où}$$

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \dots\dots\dots(4)$$

La période est exprimée en unité de temps, en milliers, en millions ou en milliards d'années. Elle permet d'évaluer d'une manière simple la vitesse avec laquelle tel ou tel isotope radioactif se désintègre.

Si on démarre avec 1 gramme de l'isotope parent, il ne restera que 0,5 gr après une période d'1 demi-vie, 0,25 gr après une période de 2 demi-vie, et 0,125 gr après 3 demi-vie (fig ; 10).

Plusieurs méthodes radiochronologiques sont utilisées en géologie. Pour dater des matériaux jeunes, on utilise la méthode du Carbone-14 qui possède une période ou demi-vie très courte (à l'échelle des temps géologiques) : 5370 ans. Cette méthode est cependant limitée: elle ne peut pas être utilisée pour des roches ou matériaux dont l'âge est supérieur à 70000 ans, car au bout de cette période, pratiquement toute la quantité de l'élément père se sera transformée en élément fils. Par ailleurs, elle n'est applicable que pour des matériaux et roches contenant de la matière organiques. Pour dater des roches anciennes, on utilise des méthodes où la demi-vie de l'isotope père est grande. Cependant, ces méthodes ne peuvent être utilisées pour des matériaux très jeunes, car la quantité de l'élément fils accumulée durant une courte période sera négligeable et non mesurable avec les instruments. Par exemple, la méthode Rubidium 87 - Strontium 87 a une demi-vie de 47 Ga : elle ne peut pas être utilisée pour des roches dont l'âge est inférieur à 10 millions d'années.

Les principales méthodes radiochronologiques utilisées en géologie et leurs caractéristiques sont données dans le tableau 1.

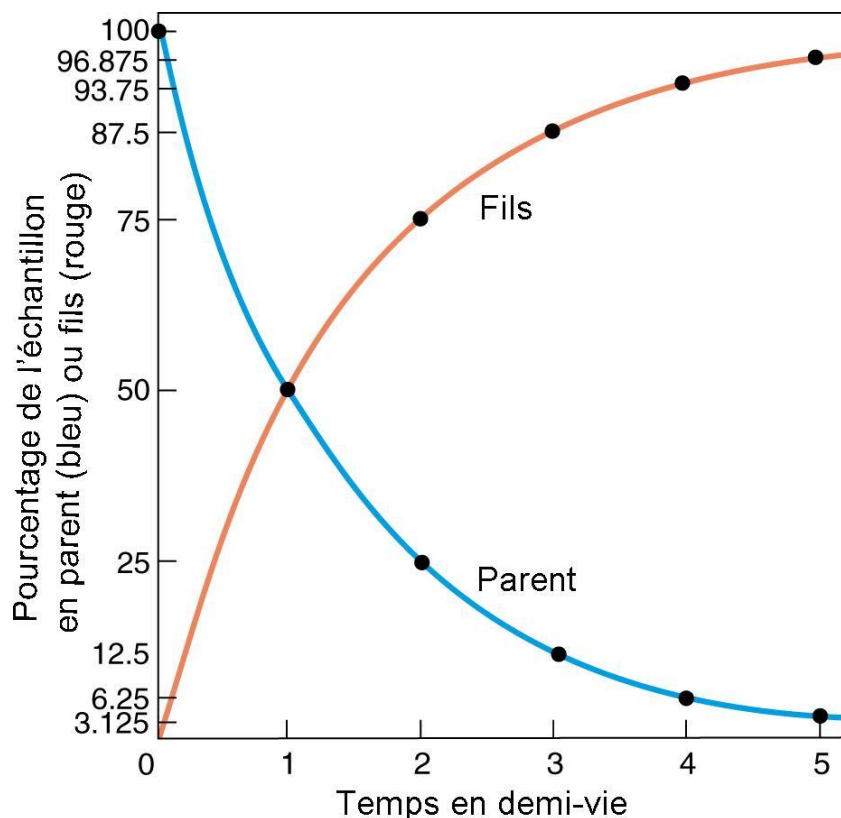


Fig. 10 : Diagramme montrant la décroissance de l'isotope radioactif père et la croissance de l'isotope radiogénique fils.

Tableau 1 : principales méthodes radiochronologiques utilisées en géologie.

Isotopes		Demi-vie ou période du parent (en années)	Intervalle de temps daté par la méthode	Type de matériel daté
Parent	Fils			
^{238}U	^{206}Pb	4,5 Ga	10 Ma - 4,6 Ga	Roches magmatiques et minéraux
^{40}K	$^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{Ca}$	1,3 Ga	50000 ans - 4,6 Ga	
^{87}Rb	^{87}Sr	47 Ga	10 Ma - 4,6 Ga	
^{14}C	^{14}N	5730 ans	100 ans - 70000 ans	Matière organique

CHAPITRE II

2. Notions de Concordances, Discordances et Cycles tectoniques

2.1. Discordance

Repos stratigraphique d'une formation sédimentaire sur un substratum plissé ou basculé antérieurement par des efforts tectoniques et en partie érodé.

Elle est peut être une surface d'érosion ou de non-dépôt séparant deux ensembles de strates. Elle représente l'intervalle de temps pendant lequel aucun sédiment n'a été conservé. Cet intervalle de temps est appelé *hiatus* ou *lacune*.

2.2. Différents types de discordances

2.2.1. Disconformité

Une disconformité est une discordance où les couches supérieures et inférieures sont parallèles et séparées par une surface irrégulière d'érosion. Après le dépôt, l'érosion enlève des couches, puis la sédimentation reprend sur la surface d'érosion (fig11).

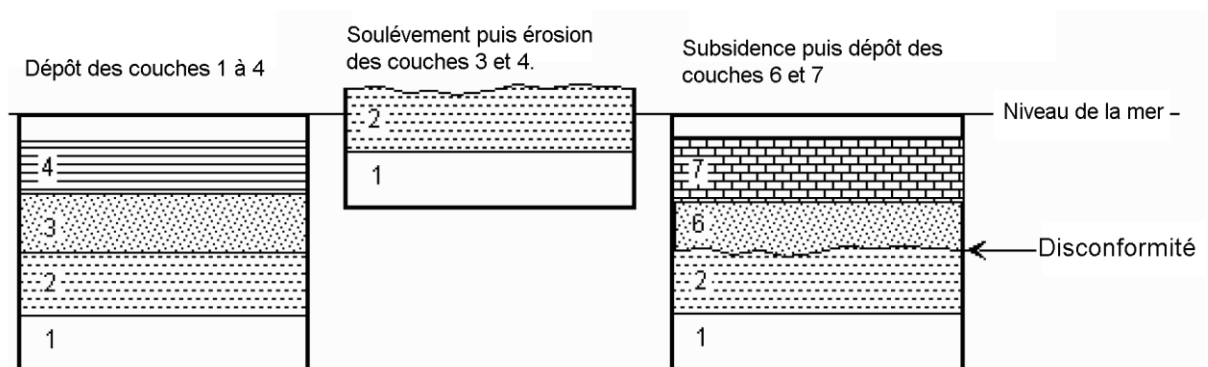


Fig. 11 : Séquence d'événements conduisant à la formation d'une disconformité.

2.2.2. Non-conformité

Discordance où les couches supérieures (sédimentaires ou roches/sédiments volcaniques) recouvrent des roches métamorphiques ou magmatiques. On parle de non-conformité lorsque les couches supérieures se sont déposées sur une surface d'érosion au dessus de roches magmatiques ou métamorphiques (fig. 12).

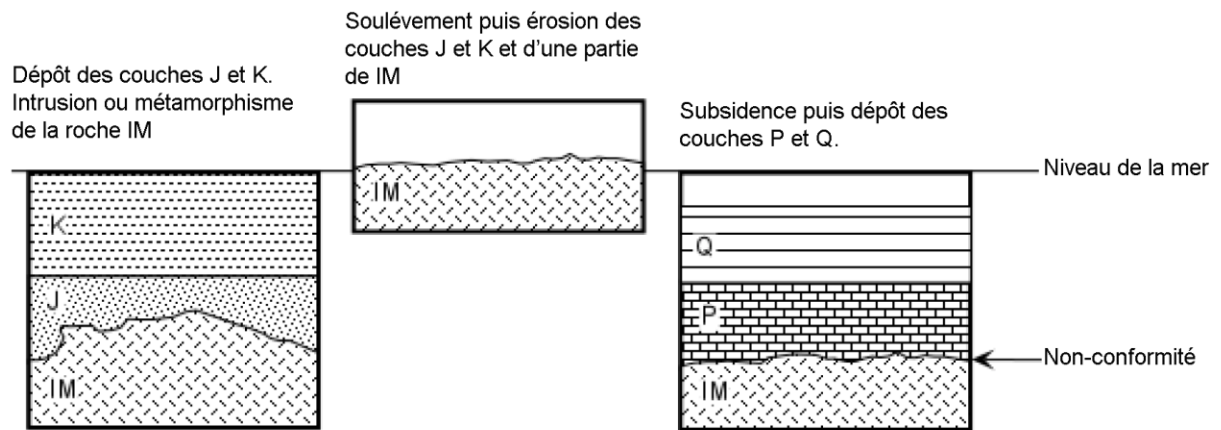


Fig. 12 : Séquence d'événements conduisant à la formation d'une non-conformité.

2.2.3. Discordance angulaire

Une discordance angulaire se produit lorsqu'il y a interruption de la sédimentation, suivie d'une déformation (basculement ou plissement) et d'une érosion partielle (fig. 13). La discordance s'observe entre les couches les plus anciennes déformées (basculées ou plissées) et celles plus récentes, horizontales. Une discordance angulaire existe donc entre deux couches superposées dont les pendages sont différents de part et d'autre de la surface de discordance.

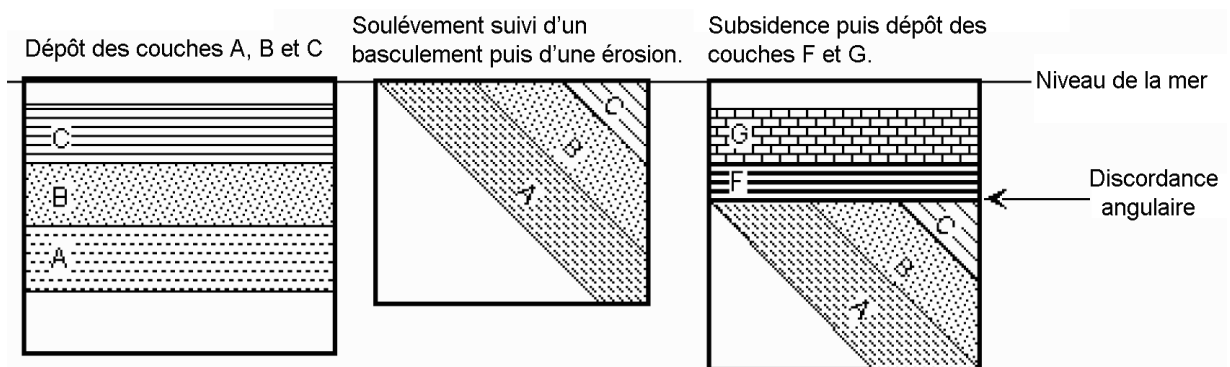


Fig. 13 : Séquence d'événements conduisant à la formation d'une discordance angulaire.

2.2.4. Paraconformité

Discordance où les couches supérieures et inférieures sont parallèles et séparées par une surface plane ne présentant aucune apparence d'érosion. Très difficile à reconnaître, la discordance doit être établie par la différence d'âge des strates (fig. 14).

Une bioturbation dans les couches situées juste au dessous de la surface de discordance peut être un indicateur d'une paraconformité (fig. 15).

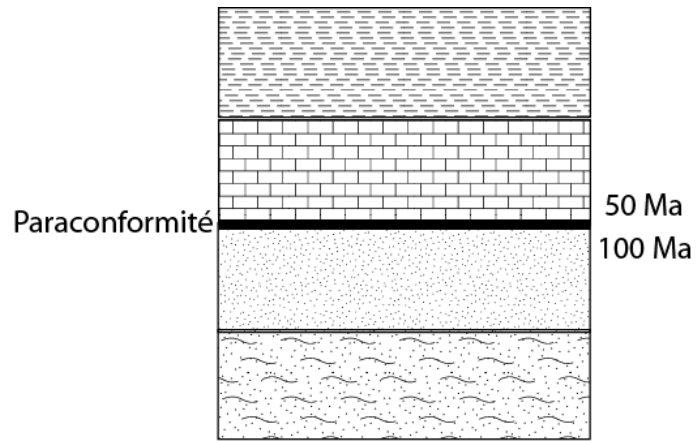


Fig. 14 : Schéma montrant un exemple d'une paraconformité

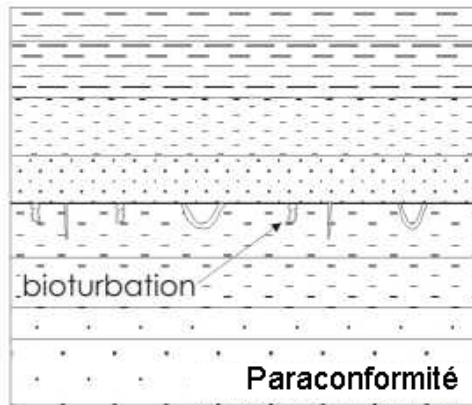


Fig.15 : paraconformité avec une bioturbation situées juste au dessous de discordance.

CHAPITRE III

3. Les unités stratigraphiques

3.1. Introduction :

Pour établir une « échelle stratigraphique », on doit définir des laps de temps ou « coupures » qui vont constituer ce calendrier. On doit utiliser des arguments stratigraphiques : l'épaisseur des couches, les lacunes, les transgressions, régressions, discordances, etc., des arguments paléontologiques : les changements de la faune et de la flore au cours des temps géologiques ainsi que les brusques disparitions ou apparitions de certaines espèces. Les coupures peuvent désigner des laps de temps, soit les formations géologiques qui se sont déposées durant cette période.

La plus grande unité des temps géologique est l'**éon**, qui est divisé en **ères**. Les ères sont subdivisées, à leur tour, en **périodes**, qui sont subdivisées en **époques**. La colonne de l'échelle des temps géologiques est basée sur des âges relatifs. Lorsque les méthodes de datation géochronologiques ont été mises au point, les âges absolus ont été ajoutés à l'échelle des temps géologiques.

Les éons sont divisés en 4 parties (du plus ancien au plus récent) :

3.2. Les grandes périodes géologiques

Les subdivisions les plus importantes correspondent à des durées appelées **ères**, divisées elles-mêmes en **périodes**, lesquelles sont distribuées à leur tour en **époques**, qui comprennent très souvent plusieurs **âges**. Les ensembles de matériaux géologiques déposés ou édifiés au cours de ces laps de temps sont, eux, regroupés en ères, systèmes, séries, étages. La nomenclature utilisée est très diverse et reflète l'histoire de la mise en œuvre de cette échelle : les noms des étages font référence à des fossiles ou à des lieux où se trouvaient des faciès ou des fossiles particuliers.

L'ensemble des temps géologiques, de la naissance de la Terre à nos jours, a été divisé en quatre ères, de durées fortes inégales. L'âge le plus ancien mesuré sur une roche terrestre, en Afrique du Sud, est de 3,8 milliards d'années (mais la Terre existait déjà depuis bien longtemps [0,8 milliard d'années]). Ainsi, les techniques de datation radiométrique ont permis d'établir que l'ère paléozoïque a débuté il y a environ – 540 millions d'années, l'ère mésozoïque vers – 245 millions d'années et l'ère cénozoïque il y a près de 65,5 millions d'années. En outre, les datations réalisées sur certaines météorites, qui remontent probablement à la création du système solaire, et sur les roches prélevées sur la Lune par les missions américaines Apollo permettent d'avancer un âge de 4,65 milliards

d'années pour les planètes du système solaire.

- L'Hadéen : très peu de roches de cette période existent à la surface de la Terre.
- L'Archéen (Anciennes roches).
- Le Protérozoïque (Proteros : premier, zoïque : vie - ce qui veut dire début de la vie)

3.2.1. Stratotypes

Un étage est caractérisé par une série stratigraphique définie en un lieu où la série est complète, avec des limites bien définies (fig.16). Les coupes de référence sont appelées des stratotypes. Dans le cas du Viséen, le stratotype est à Visé, en Belgique. Le choix de la limite exacte d'un étage est primordial. Le comité stratigraphique international met au point une échelle stratigraphique globale standard. Les unités sont définies par le « golden spike » (ou clou d'or) à la base de l'unité chronostratigraphique. Entre deux golden spike, on a le stratotype de la limite. La durée des dépôts est exprimée par durée géochronologique. Des correspondances existent entre les ensembles de couches (divisions chronostratigraphiques) et les intervalles de temps écoulés (divisions géochronologiques). L'équivalent chronologique de l'étage est l'âge par exemple.

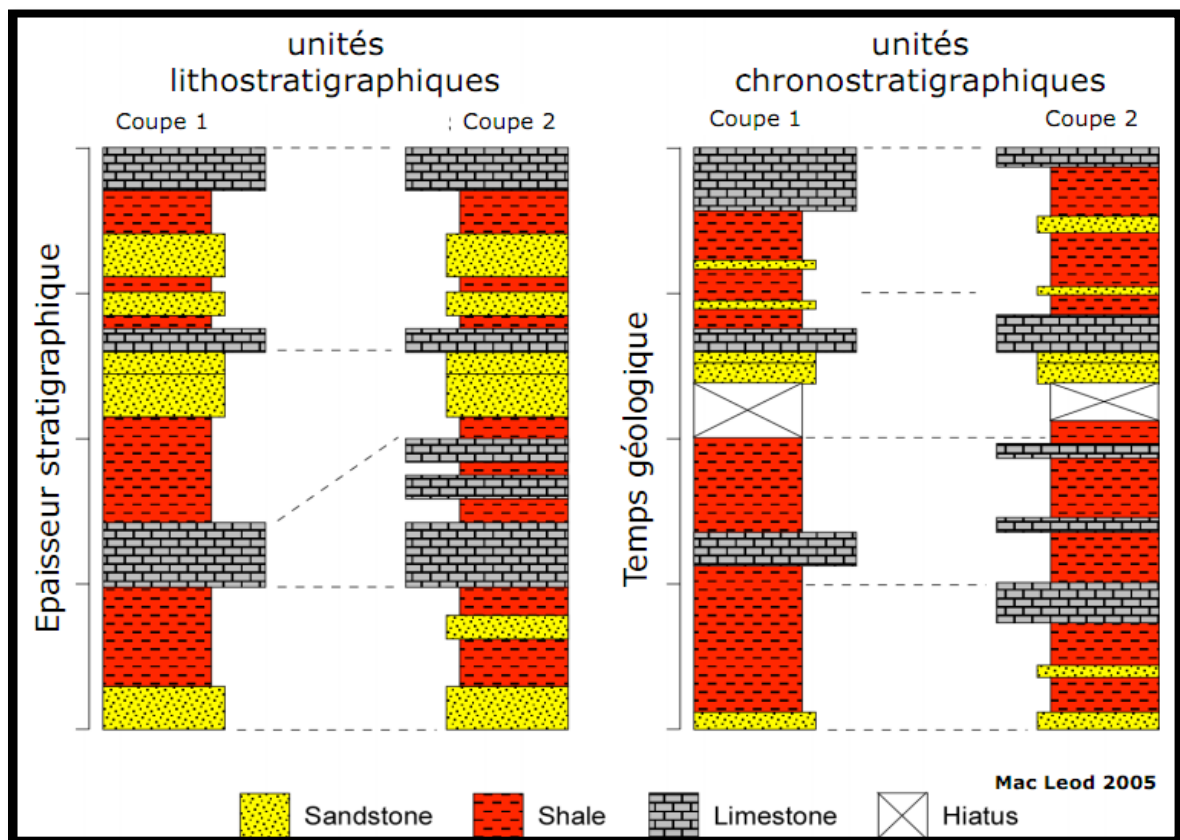


Fig.16 : schéma illustré la différence entre unités stratigraphique et chronologiques
(Mac Leod 2005)

3.2.2. Lithostratigraphie

Étudie les caractères lithologiques des ensembles rocheux et leur organisation. Dans cette approche, les fossiles présents sont considérés comme des particules servant à définir les roches (exemple : « calcaire à Orbitolines »). Cette stratigraphie constitue le fondement de la géologie descriptive. Elle est à la base des levés de terrain, de la représentation et de la formation de cartes géologiques. La couche est la plus petite unité stratigraphique. On la caractérise par son faciès c'est-à-dire à la somme des caractéristiques lithologiques d'un dépôt sédimentaire. Les faciès peuvent varier verticalement et horizontalement. Les faciès s'ordonnent en séquences (succession dans un ordre reconnaissable) dont la succession dans le temps peut faire apparaître une rythmicité qui fait l'objet d'analyse séquentielle (stratigraphie séquentielle).

3.2.2.1. Unités lithostratigraphiques :

Unités lithostratigraphiques : couche, membre, formation (unité de base) ou groupe.

La succession des unités lithostratigraphiques pourra constituer une échelle lithostratigraphique régionale dans une région donnée. (Fig.17).

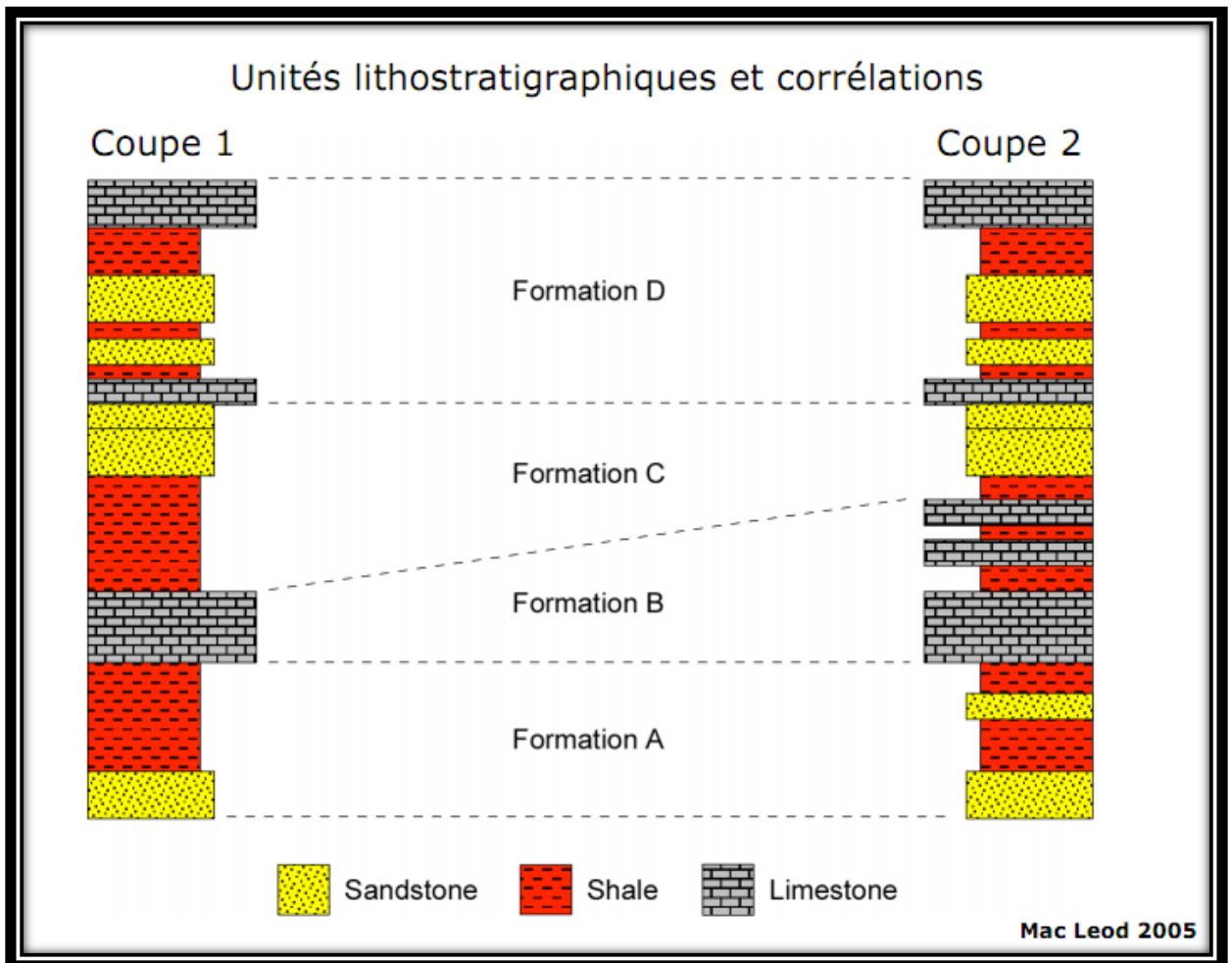


Fig.17 : Unités lithostratigraphiques et corrélation (Mac Leod 2005)

3.2.3. Biostratigraphie

Les strates sont définies par leur contenu paléontologique (faciès paléontologique). La division de base de la biostratigraphie est la biozone. Elle est fondée sur la distribution verticale (dans les strates) et horizontale (dans l'espace, sur un territoire donné) des espèces ou des genres (de façon générale, des taxons (Fig.18)). Les qualités requises pour qu'un taxon fossile soit un bon marqueur biostratigraphique sont :

- Il doit être indépendant de l'environnement (le plus possible).
- Il doit avoir la durée d'existence la plus courte possible car on recherche l'échelle des temps qui possède la meilleure résolution possible.
- Il doit avoir la répartition géographique la plus large possible car on recherche une échelle des temps valable à l'échelle mondiale
- Il doit être abondant
- Il doit se préserver facilement
- Il doit être facilement identifiable (Rey, J. 1983).

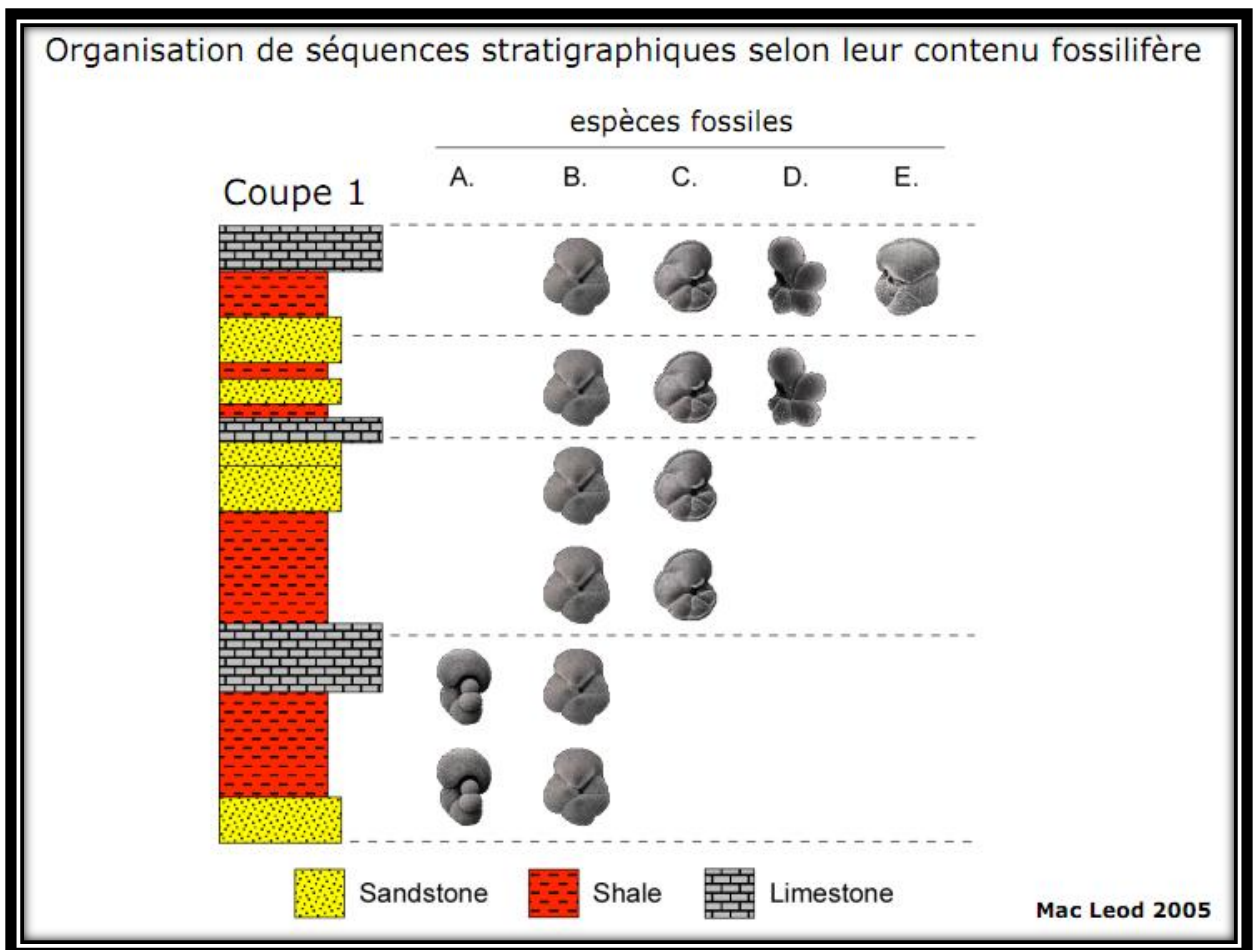


Fig.18 : organisation de séquences stratigraphiques selon leur contenu

(Mac Leod 2005)

CHAPITRE IV

4. Rythmostratigraphie

4.1. Analyse séquentielle

La stratigraphie séquentielle est la méthode stratigraphique de base en sédimentologie qui permet d'expliquer la distribution spatiale et temporelle des sédiments dans les bassins, et ainsi expliquer la géométrie des corps sédimentaires et les discontinuités qui les séparent.

Les concepts de base de la stratigraphie séquentielle seront présentés. Seront alors discutés les facteurs majeurs qui contrôlent l'organisation sédimentaire, dont l'eustatisme, la subsidence, les apports sédimentaires dans les systèmes détritiques terrigènes ou la production sédimentaire dans les systèmes carbonatés.

Cette méthode est de toute première utilité pour la résolution de problématiques fondamentales et appliquées (géologie pétrolière) dans le domaine sédimentaire.

4.2. Eustatisme et cycles eustatiques

L'eustatisme est la variation du niveau moyen (ou « absolu ») des mers (relative par rapport aux continents supposés stables), à ne pas confondre avec l'isostasie¹. « Ce facteur contrôle l'épaisseur de la tranche d'eau (niveau relatif) et donc principalement l'extension latérale du bassin (transgressions et régressions eustatiques) ». C'est un phénomène cyclique de lentes (de l'ordre du mm/an) montées et descentes du niveau marin.

Pour que ces cycles se produisent, il faut plusieurs facteurs :

- la tectonique des plaques, - la fluctuation de volume des calottes glaciaires, - variation du taux d'expansion des dorsales océaniques qui contrôlent le volume des bassins océaniques.

C'est une avancée de la mer sur de vastes surfaces de faibles altitudes. Cette avancée est due soit à la montée du niveau de la mer (Eustatisme) ; soit à un enfoncement de l'ensemble du continent (épirogénèse) ou les deux à la fois. Exemple : dépôt des couches marines sur des couches continentales. (Filleaudeau, Pierre-Yves. (2007).

CHAPITRE V

5. Subsidence, transgressions et régressions

5.1. L'isostasie

L'isostasie est une théorie proposée en géophysique pour expliquer des anomalies du champ de gravitation à la surface de la Terre. C'est en fait une simple application du principe d'Archimède d'équilibre isostatique. selon laquelle les divers compartiments de l'écorce terrestre seraient maintenus dans un certain équilibre de par les différences de densité de leurs matériaux.

Le premier qui semble avoir eu confusément l'idée de ce qu'est l'isostasie, fut probablement Léonard de Vinci (1452–1519). Son raisonnement s'inscrit encore dans le cadre du système géocentrique de Ptolémée, mais stipule que la densité des montagnes est inférieure à celle des terres plus basses. Cette idée rejoint le modèle d'isostasie « à la Pratt » exposé ci-dessous.

Environ deux siècles et demi plus tard (en 1749), Pierre Bouguer (1698–1758), membre éminent d'une fameuse expédition envoyée par l'Académie des sciences en Équateur pour y déterminer la longueur d'un degré d'arc de méridien dans le but de clarifier la figure de la Terre, exprime dans un livre³ la conviction que l'attraction de l'énorme masse des Andes est bien plus faible que celle à laquelle on s'attendrait de la part du volume de matière représenté par ces montagnes. Le géodésien britannique George Everest fait la même observation en analysant ses mesures géodésiques obtenues de 1840 à 1859 dans le nord de l'Inde, au pied de l'Himalay.

Entre-temps, Roger Boscovich fournit une explication du phénomène découvert par Bouguer en écrivant : « Les montagnes, je pense, doivent s'expliquer principalement comme étant dues à la dilatation thermique du matériau en profondeur, ce qui fait remonter les couches rocheuses proches de la surface ; le vide à l'intérieur de la montagne compense pour les masses situées au-dessus ». C'est ici qu'est utilisé pour la première fois le mot « compenser », et le point de vue de Boscovich approche de près l'hypothèse d'isostasie émise plus tard par John Henry Pratt.

Trois principaux modèles sont proposés :

- le modèle Airy–Heiskanen (1855): la couche supérieure rigide et la couche inférieure fluide ont chacune une densité constante, ρ_u et ρ_s , respectivement. Ce modèle s'adapte aux chaînes de montagnes dont l'origine est la superposition tectonique de couches de densités presque identiques. Ces reliefs sont donc compensés par une racine crustale, tandis que les

dépressions sont compensées par une anti-racine (Fig.19) .

- le modèle Pratt–Hayford (1854) : la profondeur de compensation est constante et forme la base de la couche rigide. Ce modèle s'adapte à la lithosphère océanique dont la densité croît avec l'âge (Fig20) .
- le modèle Vening Meinesz7 ou modèle du rebond flexural (1950) : la compensation régionale intègre l'élasticité lithosphérique. Ce modèle s'adapte à la subsidence de vastes domaines (fronts des chaînes de montagne, gouttières autour des îles volcaniques), à la surcharge des calottes glaciaires, aux épaulements de rifts (Fig.21)

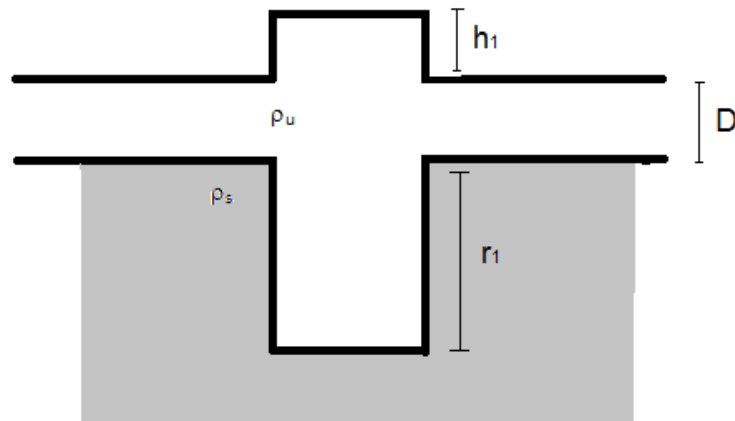


Fig.19 : Modèle Airy-Heiskanen

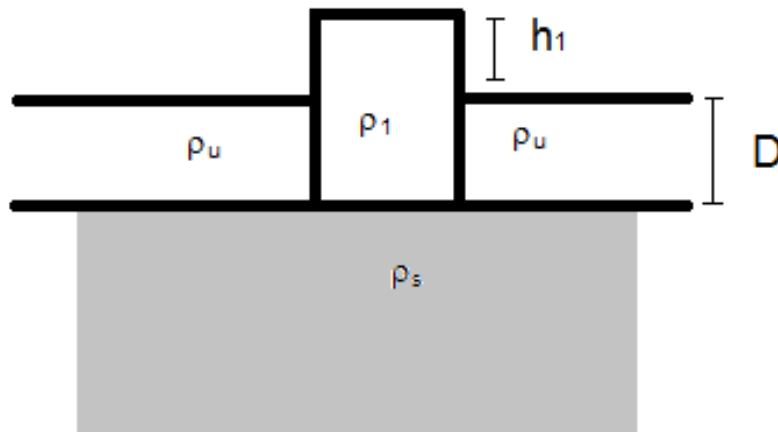


Fig.20 : Modèle Pratt-Hayford

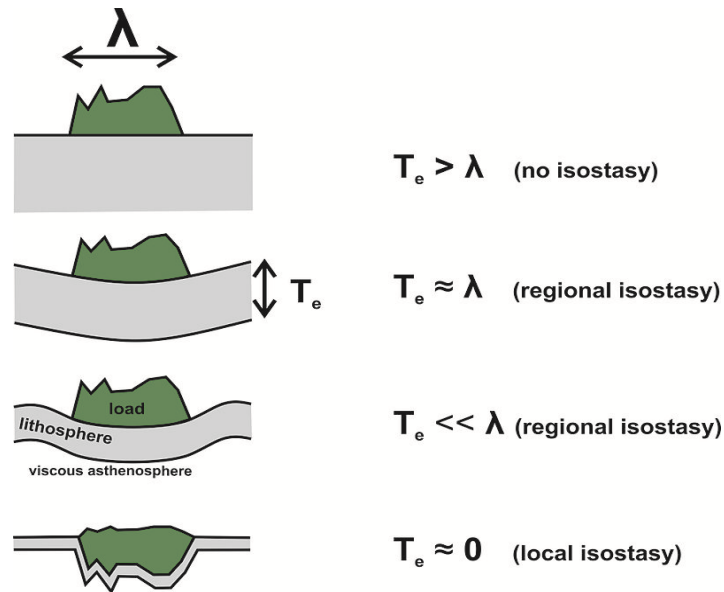


Fig.20 : Modèle Vening Meinesz

Ces déformations viennent s'ajouter aux déformations tectoniques régionales ou locales (subsidence ou soulèvement, compression ou déchirement) qui sont directement induites par la tectonique des plaques et d'ampleur souvent faibles, voire négligeables aux échelles humaines de temps

Ces déformations isostatiques sont essentiellement liées aux avancées et recul (et donc aux allourdissements et allègements successifs) des calottes glaciaires.

Ces déformations (*glacio-isostasie*) sont actuellement plus visibles dans l'hémisphère Nord où les terres émergées sont plus présentes à proximité du pôle. Il semble en outre que les glaces polaires arctiques fondent bien plus vite que celles de l'Antarctique.

5.2. Subsidence tectonique

La **subsidence** est un lent affaissement de la surface de la croûte terrestre. Elle offre ainsi un espace pour le dépôt progressif et la préservation de sédiments sur de grandes épaisseurs (par exemple le Bassin parisien).

Au niveau des unités géologiques, la subsidence peut être d'origine tectonique (par exemple dans les rifts) ou thermique (réajustement isostatique d'une lithosphère qui se refroidit, donc devient plus dense).

Ce processus peut être mesuré par le taux de subsidence : subsidence faible de l'ordre de 10 m/Ma (c'est-à-dire 0,01 mm/an), moyenne de 100 m/Ma (0,1 mm/an), élevée de 1 km/Ma (1 mm/an)¹.

Charles Darwin fut le premier à mettre en évidence la subsidence (élevée) des volcans polynésiens.

5.2.1. Subsidence par faille

La contrainte exercée sur la croûte terrestre n'est pas uniforme et des lignes de faille peuvent s'y créer. Il peut également se développer des failles sous la croûte dans le manteau plus chaud et fluide. Dans toutes ces failles, la portion de la croûte qui descend par rapport à l'autre est dite en subsidence.

5.2.2. Subsidence par contraction de la lithosphère

Quand la lithosphère subit un étirement, elle s'amincit et de l'asthénosphère chaude remonte du manteau dans l'espace créé. Ceci réchauffe la croûte qui prend alors de l'expansion. Avec le temps, la chaleur se dissipe par radiation et la lithosphère se contracte causant souvent une subsidence du sol.

5.2.3. Subsidence par effondrement

Ce type de subsidence se produit souvent à proximité ou directement au-dessus d'ouvrages humains tels tunnels, mines ou carrières, non loin de forages/pompage d'eau, forage gazier, forage pétrolier ou encore sur les sols où la dissolution par la pluie ou des pluies acides ou le ruissellement souterrain, comme dans les karsts est importante et crée des cavités souterraines². La fonte du pergélisol peut aussi induire de telles cavités.

Le plafond de ces espaces vides peut s'effondrer brutalement ou la cavité peut lentement s'effacer, causant une subsidence de la surface. Ce genre de subsidence peut créer des creux ou de véritables trous atteignant parfois des centaines de mètres et pouvant créer un microclimat local.

5.2.4. Subsidence due à l'exploitation des eaux souterraines

Aux États-Unis, la cause principale de subsidence dans les paysages est le pompage de l'eau des nappes ce qui réduit la porosité de roches. La subsidence a ainsi atteint 8,5 mètres dans la vallée de San Joaquin en Californie, principalement à cause de l'exploitation ancienne des aquifères souterrains

Une étude publiée en mars 2021 dans la revue Science recense plus de 200 régions menacées par l'affaissement des sols dans 34 pays, et estime que ce phénomène affectera 635 millions de personnes d'ici à 2040, soit 19 % de la population mondiale. En Indonésie, l'affaissement côtier de Jakarta est si alarmant que les autorités du pays ont décidé de déplacer leur capitale sur l'île de Bornéo ; ce déménagement commencera en 2024 et coûtera 29 milliards d'euros⁴.

5.2.5. Subsidence par extraction de gaz naturel

L'extraction de gaz naturel provenant de poches souterraines sous haute pression (jusqu'à 60 000 kPa) entraîne un déséquilibre entre le poids du sol au-dessus de la nappe et le

sous-sol. Ceci peut conduire à l'effondrement ou subsidence des sols. Par exemple, l'exploitation des champs gaziers des Pays-Bas, région de Slochteren, a débuté à la fin des années 1960 et a conduit à une subsidence de la surface de 30 cm jusqu'à présent. D'autres types d'extractions peuvent conduire au même effet : mine de sel, extraction de pétrole ou d'eau de la nappe phréatique.

5.3. Transgression

Si la mer s'avance lentement sur le continent (on dit qu'il y a transgression), les galets se déposent le long du rivage, mais par suite du déplacement de celui-ci, ils sont bientôt recouverts par du sable, lui-même recouvert par de la vase. Ainsi, en un point donné, la plate-forme rocheuse porte de bas en haut: un banc de galets ou de conglomérat, un niveau de sable ou de grès, une couche d'argile ou de marne (fig.22).

L'existence d'un banc de conglomérat reposant sur une surface rabotée prouve donc qu'une transgression s'est produite à ce niveau, tandis que le passage de sédiments grossiers à des sédiments plus fins indique un approfondissement de la mer, c'est-à-dire un éloignement du rivage.

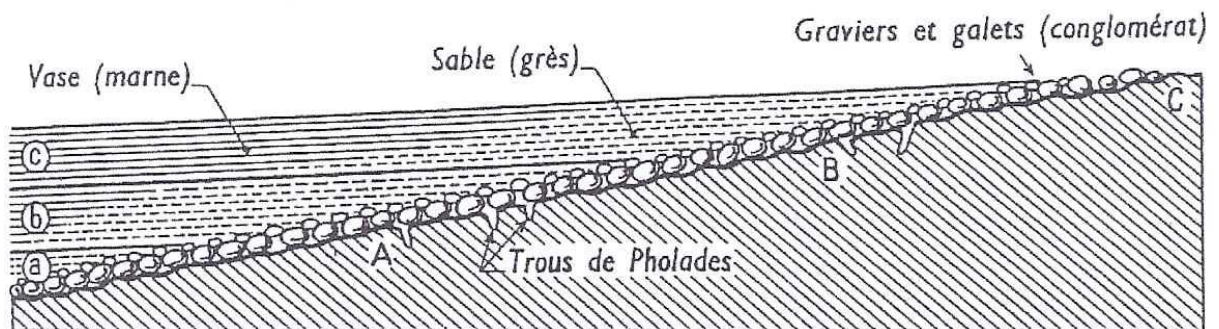


fig.22 : Schéma d'une transgression marine

5.4. Régression

Si, au contraire, la mer se retire (on dit qu'il y a régression), les mêmes phénomènes se produisent en sens inverse, et ce sont les sédiments grossiers qui couronnent la série (**Fig.23**). Souvent, le retrait de la mer s'accompagne d'un cortège de lagunes qui s'évaporent sur place en abandonnant un dépôt caractéristique d'argiles bariolées, de gypse et de sel.

Un même bassin peut être envahi à plusieurs reprises par la mer. L'ensemble des phénomènes sédimentaires accomplis entre une transgression et la régression suivante constitue un cycle sédimentaire. Lorsque plusieurs cycles se succèdent, ce qui est souvent le cas, chaque transgression est caractérisée par des conditions nouvelles entraînant un renouvellement de la faune. De tels changements seront soulignés lors de l'étude de

l'histoire sédimentaire du Bassin de Paris. (Club géologique Île de France)

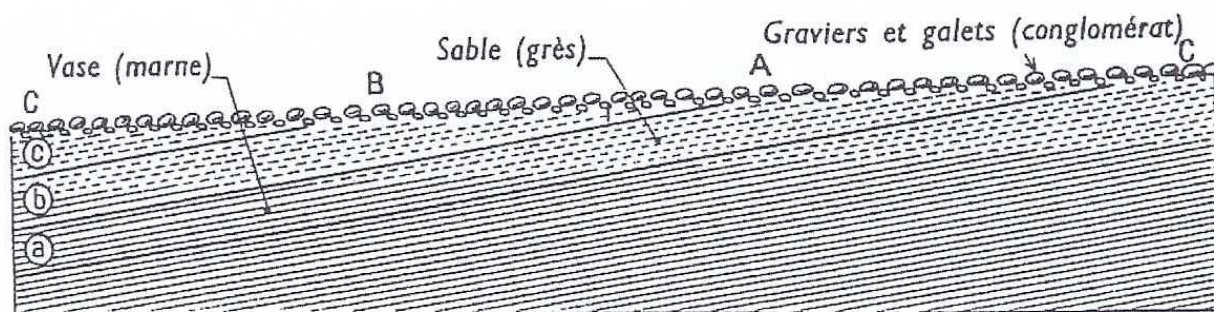


fig.23 : schéma d'une régression marine

CHAPITRE VI

6. Paléogéographie

6.1. Introduction

Partie de la géographie qui traite des périodes géologiques anciennes et en particulier de la formation des océans et des continents. C'est toute l'histoire des transgressions et des régressions marines, des continents disparus, des surrections de chaînes de montagnes, des grandes fractures, des migrations de faunes marines ou continentales. C'est l'objet de la paléogéographie (Furonds R, 1956).

La stratigraphie est étroitement liée à la paléogéographie. Il est intéressant par exemple de connaître l'extension des mers au cours de l'histoire de la terre. L'interprétation des dépôts et des faciès permet de reconstituer le paysage à diverses échelles. La reconstitution de paysages anciens, aux différents moments de l'histoire du globe constitue la paléogéographie.

6.2. Variations de faciès

L'aspect et la composition d'une roche constituent son faciès. Cette notion géologique, strictement descriptive, permet au stratigraphe de reconnaître et classer les roches sédimentaires. Le faciès est caractérisé par les propriétés visibles sur le terrain : lithologie, faune. Cette notion est souvent étendue à l'échelle microscopique (microfaciès), voire géochimique. Grâce à la reconnaissance du faciès, le stratigraphe peut mettre en œuvre le principe de continuité qui consiste à admettre qu'une couche est de même âge en tout point. L'application du principe de continuité n'est pas sans difficulté. C'est ainsi que le même faciès peut migrer latéralement au cours du temps en fonction de facteurs climatiques ou eustatiques ; on dit que le faciès est diachrone. Par ailleurs, au même moment, il peut se déposer des couches de faciès différent dans deux régions du même bassin. On dit qu'il y a passage de faciès et la contemporanéité devra être établie par l'observation d'autres indices que le faciès.

L'intérêt des faciès est qu'ils sont liés à des conditions de dépôt. Pour les interpréter, on se base sur le principe d'uniformitarisme. Selon ce principe, les faciès anciens se sont formés dans les mêmes circonstances que les faciès actuels. Ainsi, pour reconstituer l'environnement des premiers, il suffit d'observer celui des faciès actuels qui leur ressemblent. Cette comparaison est cependant délicate. En effet, une même lithologie apparente peut résulter d'environnements différents ; seule une analyse détaillée permet de

suggérer des équivalences. Par ailleurs, les espèces fossiles ne sont pas les mêmes que les espèces actuelles, tandis que les exemples sont nombreux de formes dont l'écologie s'est modifiée au cours du temps.

Ainsi, certaines espèces soumises à la concurrence dans un biotope globalement favorable sont amenées à se réfugier dans des biotopes moins favorables (cavernes, océan profond) et l'interprétation de leur présence peut différer selon l'âge des couches.

6.3. Successions de faciès

Les successions de faciès obéissent à une logique qui est celle d'un continuum de dépôt. Chaque strate s'interprète alors par rapport à celles qui l'entourent. Le stratigraphe décrit ainsi des séquences verticales de faciès qui reproduisent en partie les variations de faciès latérales contemporaines. Par exemple, lors d'une transgression marine sur un bassin au fond pentu, la succession verticale (dans le temps) des faciès de plus en plus profonds reproduira pour l'essentiel les variations de faciès latérales liées à la profondeur à un moment donné. Le géologue utilise cette stratigraphie en trois dimensions pour élaborer une stratigraphie séquentielle qui fait intervenir des faits mais aussi des interprétations : la strate s'appréhende en tant que corps sédimentaire en trois dimensions, membre d'une succession logique proposée dans un modèle théorique. Le développement de la stratigraphie sismique, qui repère des réflecteurs sismiques liés aux limites entre corps sédimentaires, a permis des observations indirectes qui ont largement facilité l'analyse de ces corps sédimentaires. Ces derniers comprennent l'ensemble des dépôts réalisés dans un bassin durant un intervalle de temps. Les discontinuités sismiques limitant ces corps sédimentaires sont des surfaces qui ont une signification chronologique (Cyril Langlois et al 2004).

Les changements du niveau marin constituent l'une des causes majeures de l'évolution temporelle des contenus et des limites des corps sédimentaires. Une autre cause influant significativement sur la nature des sédiments est le climat. Celui-ci est sous l'influence de l'insolation de notre planète, qui varie de façon cyclique en fonction de paramètres orbitaux ; ce sont les cycles de Milankovitch qui régissent de nombreux dépôts cycliques de période proche de 20, 40 ou 100 ka (l'unité kiloannée correspondant à 1 000 ans). Les saisons annuelles influent aussi sur certains dépôts comme les varves glaciaires (Maury, A. (1848).

6.4. Isopaques et isobathes

Sur une carte marine, une isobathe, ou courbe de profondeur est une ligne joignant des

points d'égale profondeur ; c'est donc une courbe de niveau, indiquant la profondeur d'une surface au-dessous du niveau de l'eau (fig.24).

Ce peut être la profondeur de différents types de surface, selon le domaine :

- surface sous-marine (océanographie) ;
- surface d'une strate ou d'une structure géologique souterraine ;
- surface d'une nappe d'eau souterraine (hydrogéologie).

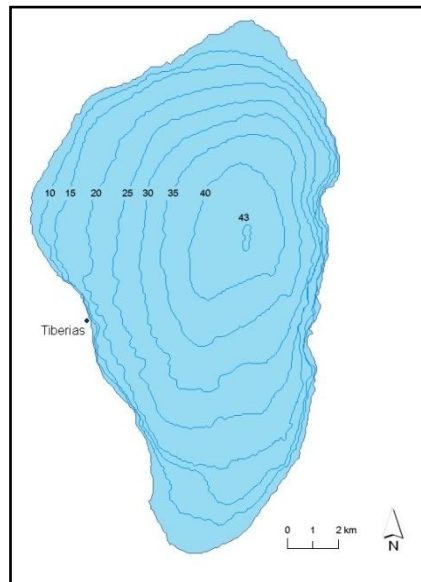


Fig.24 : Carte du lac de Galilée.

En géodésie, l'isobathe est chacune des lignes de contour matérialise une section horizontale du relief représenté. L'équidistance, la différence d'altitude entre deux courbes successives, est constante et sa valeur dépend de l'échelle de la carte et de l'importance du relief.

Par exemple, aux Pays-Bas, une ligne de profondeur de 20 mètres est utilisée pour le littoral. La plus ancienne carte connue avec une ligne de profondeur est la carte de la Spaarne où Pieter Bruinsz a souscrit en 1584 une ligne de profondeur de 7 pieds. L'ingénieur néerlandais Nicolaus Cruquius a tracé le lit de la rivière Merwedje avec des lignes de profondeur espacées de 1 brasse en 1727. En 1809, à l'époque napoléonienne, la profondeur du golfe de La Spezia fut cartographiée.

Les zones situées entre les isobares des isobathes sont souvent associées à des couleurs d'échelle allant du blanc au bleu en passant par le bleu foncé, avec une intensité qui augmente avec la profondeur de la zone représentée. Comme dans le cas de l'isohypse, la pente du fond marin est plus grande lorsque les lignes sont plus rapprochées, tandis qu'elle diminue lorsque l'espace entre elle augmente.

Les isobathes sont à la base de la création de cartes bathymétriques, représentant la

variation de la profondeur d'une masse d'eau. Un document bien connu de ce type est la "carte bathymétrique générale des océans", projet de l'Organisation hydrographique internationale et de la Commission océanographique intergouvernementale.

Les isobathes sont utilisées pour indiquer les profondeurs des masses d'eau telles que les mers, les océans ou les lacs (naturels ou artificiels).

6.5.Paléoécologie

Science issue de la paléontologie qui étudie les relations des êtres vivants fossiles avec leur milieu de vie, sous les aspects physico-chimiques (paléobiotope) aussi bien que biologiques (paléobiocénose). On parle aussi d'écologie rétrospective.

Les fossiles sont des signaux paléoécologiques des anciens milieux de vie. Les associations caractéristiques et leur taphonomie permettent de distinguer les sédiments de type lacustres, lagunaires, marins par exemple et de cerner les paramètres tels que la salinité, la profondeur et l'énergie des eaux au moment du dépôt. Ces données sont évidemment argumentées à l'aide des modèles actuels et confrontées aux évènements sédimentologiques. Par leurs caractères morphologiques, et / ou par leur présence, des espèces sont des marqueurs de paramètres du milieu. Par exemple l'installation d'une microfaune psychrosphérique au début de l'ère tertiaire conduit à suivre l'ouverture définitive de l'océan Atlantique, ou encore une faune diversifiée d'ostracodes de type péri-récifal indique qu'au Dévonien (vers le milieu de l'ère primaire) le nord de la France occupait une situation intertropicale. La reconnaissance des anciens milieux à piégeage intense du paléo-plancton sert à situer les roches-mères d'hydrocarbures. De même que les répartitions isochrones des espèces amènent à découvrir les provinces paléobiogéographiques d'une époque donnée. Leurs limites relèvent des paléolatitudes climatiques et des migrations autour des anciens continents dont les situations peuvent ainsi être confrontées aux données du paléomagnétisme.

CHAPITRE VII

7. Evolution paléogéographique et géodynamique

7.1. phanérozoïque

Notons que le phanérozoïque, qui représente les dernières 538 millions d'années de l'histoire de la Terre contient la plupart des subdivisions de l'échelle des temps géologiques. Le Précambrien, qui représente plus de 4 milliards d'années de l'histoire de la Terre, 8 fois plus long que le Phanérozoïque, ne présente pratiquement aucune subdivision. Ceci est dû au fait que les subdivisions des temps géologiques sont basées principalement sur les fossiles trouvés dans les roches. Ces derniers sont très rares dans les roches du Précambrien, et ne permettent pas de réaliser des subdivisions en son sein. (Black, R., et al 1985).

7.2. le Précambrien

Le Précambrien, est le temps géologique le plus ancien et aussi le plus long de l'histoire de la Terre, a duré environ 4 milliards d'années. La Terre était beaucoup plus chaude. Son activité volcanique très intense produisait une abondante vapeur d'eau qui est à l'origine de la formation de notre atmosphère. Ces grandes quantités de vapeur d'eau provoquèrent alors, par condensation, des pluies diluviennes. Ce déluge incessant finit par former des lacs, puis des océans.

Il existe peu de fossiles de cette période. Ceux qu'on trouve permettent d'affirmer que la vie sur Terre remonte à plus de trois milliards d'années. Ils représentent des organismes unicellulaires (Bactéries, Champignons et Algues). Au fur et à mesure de leur évolution, ils deviennent plus nombreux et l'atmosphère s'enrichit en oxygène. A la fin du Protérozoïque se développent des organismes à corps mou : Faune d'Ediacara qui s'éteint à -550 millions d'années (Michael Basset, 1985).

7.3. le Paléozoïque

Les Small Shelly Fossils constituent une importante composante de la faune cambrienne et de la transition Cambrien- Précambrien . Leurs affinités biologiques restent toutefois mystérieuses. Vers -542/530 millions d'années se produit ce que l'on nomme « explosion du Cambrien », une très importante diversification des formes de vie. Au cours de cette ère, la plus grande partie de la surface du globe est occupée par les océans. Les êtres vivants de l'époque comprennent certains types assez élaborés, tels que les Céphalopodes et les Poissons parmi les animaux, les Ptéridophytes (Fougères), les Lycopodes et les Prêles parmi les végétaux. On ne trouve ni Oiseaux, ni Mammifères. Apparaissent les premiers Trilobites, espèces d'Arthropodes, les Poissons cuirassés, les Amphibiens et les premiers Reptiles (Sauropsidés). Durant l'ère Primaire s'élaborent tous les groupes importants de végétaux et

d'animaux, dont un bon nombre n'existe plus aujourd'hui. Les forêts du Primaire sont à l'origine des dépôts de charbon que nous exploitons aujourd'hui. A la fin du Permien 91% des espèces marines disparaissent : 98% des Ammonites (extinction des Goniatites), 93% des Ostracodes, 85% d'espèces bivalves, 98% des échinodermes (Crinoïdes, Cystoïdes, Blastoïdes), ainsi que les Trilobites, Brachiopodes (disparition de 50 familles, soit 90% des genres), Bryozoaires, Coraux, Tabulés et rugueux, Foraminifères (Fusulinidés). Vers la fin du Paléozoïque, le globe s'est divisé en deux blocs: la Laurasia (comprenant l'Asie centrale, l'Europe et l'Amérique du Nord) et le Gondwana (comprenant l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Arabie, l'Inde et l'Antarctique). Ces deux blocs sont alors séparés par un océan appelé Téthys. Enfin, les climats de l'ère Primaire varient énormément avec le temps (Blieck, Alain, 2009).

7.4. le Mésozoïque

L'ère Secondaire, qu'on appelle aussi le Mésozoïque, se divise en trois périodes: le Trias, le Jurassique et le Crétacé. Au cours du Secondaire, la végétation présente des formes beaucoup plus nombreuses et plus complexes que celles du Primaire (Plantes à fleur). Les Conifères envahissent les terrains secs. C'est l'époque des grands Reptiles, des Sauriens gigantesques rangés sous le vocable de Dinosaur qui signifie Saurien terrible. Certains n'ont d'effrayants que l'aspect; d'autres sont dotés de crocs énormes et de mâchoires puissantes. C'est au cours du Jurassique notamment que ces grands Reptiles se développent et se singularisent par leurs variétés et leurs dimensions. Place aux Ichthyosaures, Plésiosaures et Nothosaures du côté marin; aux Diplodocus et Brontosaurus sur terre; aux Ptéranodons et Ptérodactyles dans les airs.

Les Oiseaux qui apparaissent pour la première fois à l'époque Jurassique sont d'abord l'Archéoptéryx, le premier oiseau connu, puis l' Hesperornis (résultat de l'évolution des Archosaures). Ensuite viennent les premiers Mammifères (Mammifères placentaires), les animaux qui allaitent leurs petits. À la fin de l'ère Secondaire, survient la crise biologique la plus connue, car elle met fin au règne des Dinosaures. Avec eux ont disparu une grande partie du plancton marin, les Ammonites et presque tous les habitants des fonds marins incluant les Rudistes. Une modification du climat semble en avoir été la cause. Selon certains, la Terre serait entrée en collision avec un météorite dont l'impact aurait éjecté des tonnes de poussières dans l'atmosphère, la rendant opaque à la lumière du Soleil d'où un refroidissement planétaire. Selon d'autres, des éruptions volcaniques violentes seraient à l'origine de l'assombrissement de l'atmosphère. Cette crise majeure est tout naturellement choisie par les géologues pour marquer la fin de l'ère Secondaire et le début de l'ère Tertiaire.

7.5. le Cénozoïque

L'ère Tertiaire ou Cénozoïque dura quelque soixante millions d'années. Durant cette période, la terre connaît de grands bouleversements dans la répartition des terres et des mers. On assiste à la formation de l'océan Atlantique et au soulèvement de l'Amérique centrale qui, en soudant le continent Nord américain à celui du Sud, forme une formidable barrière entre l'Atlantique et le Pacifique. La Terre commence à revêtir l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui. Avec le début du Tertiaire, les conditions physiques du globe et, par la suite, les conditions biologiques se différencient, annonçant un âge nouveau. L'ère Tertiaire est aussi le théâtre de grands mouvements de soulèvement de l'écorce terrestre. Les montagnes des Pyrénées, des Alpes, des Carpates se forment. Ces mouvements tectoniques sont accompagnés de violentes éruptions volcaniques.

Les Dinosaures sont à l'ère Secondaire ce que les Mammifères sont à l'ère Tertiaire. Il est vrai que l'évolution des Mammifères au cours du Cénozoïque est très rapide et qu'ils affirment leur suprématie sur tout le règne animal. Les oiseaux accusent un fantastique développement tandis que les Sauriens aux proportions gigantesques ont disparus et seuls les Reptiles, voisins des Crocodiles actuels, perpétuent l'espèce. Les Mammifères ont bel et bien toute la place, eux qui n'avaient fait qu'une timide apparition à l'ère précédente. Ils sont de tout genre: tantôt à griffes ou à ongles, tantôt à sabots. Les Primates (Strepsirrhiniens) d'individualisent en évoluant rapidement et côtoient Rhinocéros, Eléphants et Ruminants. Du côté marin, les Gastéropodes et les Amphibiens sont légions. La Flore n'est pas en reste et la plupart des espèces que l'on connaît aujourd'hui se retrouvent surtout dans les régions chaudes. Comme les zones tropicales et tempérées ne sont pas encore nettement différenciées, Palmiers et Cocotiers poussent aux côtés des Chênes, des Erables et des Hêtres. À la fin de l'ère Tertiaire, on assiste à un refroidissement de la planète provoquant les périodes glaciaires de l'ère quaternaire (Gradstein, F. et al 2012).

7.6. le Quaternaire

Le Quaternaire, le plus court, a commencé il y a environ 2 millions d'années et dure encore aujourd'hui. C'est une époque marquée par un grand nombre de Glaciations. A plusieurs reprises, les glaces recouvrent une grande partie des terres. Presque tout l'hémisphère boréal (Nord) se trouve à un moment donné enseveli sous une immense nappe de glace. Cette époque glaciaire voit l'instauration des climats actuels et la division géographique contemporaine de la Faune et de la Flore. Par exemple, les périodes chaudes permettent le passage des espèces animales entre l'Asie et l'Amérique par le détroit de

Béring alors que les périodes glaciaires repoussent les espèces végétales et animales vers le sud du continent. A chaque période glaciaire, l'avancement et le retrait des glaciers modifient le paysage de la planète et les écosystèmes en place. Plusieurs espèces animales se retirent vers le nord, les autres dans les régions tropicales ou éloignées du froid. Des espèces disparaissent, d'autres émigrent. Mais le fait saillant de cette période demeure l'apparition de l'Homme et le début de la civilisation. Les premiers Primates de la fin de l'ère Tertiaire (Prehominien, Australopithèques, Homo habilis, Homo ergaster, Homo erectus, etc...) annoncent la venue de l'homme moderne (Homo sapiens sapiens)

7.7. Les subdivisions

La subdivision des éons en ères ne concerne, sur l'échelle des temps géologiques (tab.2) que le Phanérozoïque. On distingue, de la plus ancienne et à la plus récente :

- ✓ Le **Paléozoïque** (qui veut dire: vie ancienne).
- ✓ Le **Mésozoïque** (qui veut dire la vie moyenne, cette ère est aussi appelée l'âge des dinosaures)
- ✓ Le **Cénozoïque** (qui veut dire la vie récente, appelée aussi l'âge des mammifères).
- Le Paléozoïque comprend les périodes suivantes:
- ✓ Le **Cambrien**.
- ✓ L'**Ordovicien** (qui a vu l'apparition des premiers organismes vertébrés : les poissons)
- ✓ Le **Silurien** (qui a vu l'apparition des premières plantes sur la terre ferme)
- ✓ Le **Dévonien** (apparition des premiers amphibiens)
- ✓ Le **Carbonifère** (apparition des premiers reptiles).
- ✓ Le **Permien**.
- Le Mésozoïque comprend les périodes suivantes:
- ✓ Le **Trias** (apparition des premiers dinosaures)
- ✓ Le **Jurassique**.
- ✓ Le **Crétacé** (apparition des premiers mammifères. Cette période se termine par la disparition des Dinosaures).
- Le Cénozoïque comprend les périodes suivantes:
- ✓ Le **Tertiaire** et le **Quaternaire**.

Tableau 2 : L'échelle des temps géologique

Supérieur	Eon Eonothème	Ere Eratème	Période S y s t e m e s	Séries Epoque	Etage Age	Age numérique (Ma)
						Present
	Phanérozoïque	Cénozoïque	Quaternaire	Holocène		-0,01
				Pléistocène		-2,58
			Néogène	Pliocène		
				Miocène		-23,03
				Oligocène		
		Paléogène	Eocène			
			Paléocène		-66	
			Crétacé	Supérieur		
				Inférieur	Albien, ...	-145
		Mésozoïque	Jurassique	Supérieur	Tithonien, ...	
				Moyen		
				Inférieur		-201
			Trias	Supérieur		
				Inférieur		-252
		Paléozoïque	Permien			
	Carbonifère					
	Devonien					
	Silurien					
	Ordovicien					
	Cambrien				-541	
Precambrien	Protérozoïque	Néo-Protérozoïque	Ediacarien			
			Cryogénien			
			Tonien		-1000	
		Mésoproterozoïque	Sténien			
			Ectasien			
			Calymnien		-1600	
		Paléo-Protérozoïque	Saathiéien			
			Orosirien			
			Rhyacien			
			Siderien		-2500	
	Archéen	Néo-Archéen			-2800	
		Mésopro-Archéen			-3200	
Paléo-Archéen				-3600		
Eo-Archéen				-4000		
	Hadéen				env. -4600	

Aux congrès internationaux de géologie de Londres (1948) et d'Alger (1952), la limite Tertiaire-Quaternaire fut fixée à 1,8Ma : date de la première grande détérioration climatique en Europe et date de l'événement magnétique d'Olduvai. Cette limite acceptée jusqu'aux congrès de Moscou (1982) et d'Ottawa (1987) est aussi celle adoptée dans cette échelle stratigraphique. Cependant, des recherches plus récentes exposées aux congrès de Pékin (1991) et de Berlin (1995) plaident en faveur d'un Quaternaire plus long dont la base se situerait vers 2,4 à 2,5 Ma.

Parallèle à cette échelle stratigraphique existe une échelle magnétique basée sur les

périodes normales, les périodes inverses et les courtes inversions (événements magnétiques). Cette échelle magnétique est bien connue jusqu'à 160 Ma. Au delà, les connaissances sont trop ponctuelles et/ou trop imprécises pour autoriser une utilisation fiable. Dernière intervention : 17/04/2002 (Didier GRANDPERRIN).

Références utiles :

- Alain Foucault, Jean-François Raoul, Foucault, Alain (1938) Dictionnaire de géologie / Paris : Dunod; 2005
- AUBOUIN J., BROUSSE R. et LEHMAN J.P. (1967) : Précis de Géologie. 2 Paléontologie, Stratigraphie, Edition Dunod.
- Black, R., Lameyre, J., & Bonin, B. (1985). The structural setting of alkaline complexes. *Journal of African Earth Sciences* (1983), 3(1-2), 5-16.
- Blieck, A. (2009). BIODIVERSITÉ, ENVIRONNEMENTS ET ÉVOLUTION AU PALÉOZOÏQUE: LE CAS DES VERTÉBRÉS DU CAMBRIEN AU DÉVONIEN (-542 à -359 Ma).
- BRGM, « Revue du BRGM (2009) : pour une Terre Durable BRGM's journal for a sustainable Earth »(Archive.org • Wikiwix • Archive.is • Google • Que faire ?), N° 9 ; avril 2009
- Charles Pomerol, Yves Lagabriele, Maurice Renard, Stéphane Guillot. 2011) *Elements de géologie* 14ème édition. Dunod, pp.959, 2011.
- Cyril Langlois, Benoît Urgelli, 2004. Cycles de Milankovitch et variations climatiques, Planet Terre - ISSN 2552-9250,
- Czechowski L., 2019. Mantle flow and determining position of LAB using assumption about isostasy. *PAGEOPH*, <https://link.springer.com/article/10.1007/s00024-019-02093-8>.
- Delaney, J. P. (1940). Leonardo da Vinci on isostasy. *Science*, 91(2371), 546-547.
- Filleaudeau, Pierre-Yves. (2007). ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE D'UN EPISODE DE DEFORMATION DANS L'AVANT-PAYS SUD-PYRENEEN A L'EOCENE MOYEN : Exemple de l'anticlinal de Boltaña.
- GRAÏNE-TAZEROUT Khadidja. 2018 :COURS GEOLOGIE. SNV/LMD (Revu 2017/2018-Dpt Géologie-FSTGAT/USTHB)
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (Eds.). (2012). *The geologic time scale 2012*. elsevier.
- Lambeck K.(1997) Sea-level change along the French Atlantic and Channel Coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Paleogeogr. Plaeoclimatol. Paleoecol.*, 129, 1-22.

- Mandy, B., Godard, C., Sandoz, G., Krausz, S., Genin, M., Thirion, P., ... & Monin, M. (2016). Chapitre 3. Les fossés du plateau de la Sarra. ux origines de Lyon, D R . lpara, Lyon, 37.
- Maurice Renard, Yves Lagabriele, Erwan Martin, Marc de Rafelis Saint Sauveur, 2015 : *Éléments de géologie*, Dunod, 2015, p. 221.
- Maury, A. (1848). Recherches historiques et géographiques sur les grandes forêts de la Gaule et de l'ancienne France. E. Duverger.p. 450.
- Michael Basset, 1985: Transition Rocks and Grauwack - The Silurian and Cambrian Systems through 150 Years, Episodes, vol. 8, no 4, 1985, p. 231-35 (DOI 10.18814/epiugs/1985/v8i4/002).
- Pierre Bouguer (1749). *La figure de la Terre*, Paris, p. 364.
- POMEROL Ch., BABIN Cl., LANCELOT Y., LE PICHON X. et RAT P. 1980 : Stratigraphie et paléogéographie, Principes et méthodes, 1980, Edition Doin.
- REY J. 1997: Stratigraphie terminologie française, mémoire n°19, Elf, 1997, 164 p
- Rey, J. 1983). Biostratigraphie et lithostratigraphie: principes fondamentaux, méthodes et applications. Editions Technip.
- Roger Joseph Boscovich (1750). De litteraria expeditione per pontificiam ditionem,
- Ruppel, Carolyn (1995) Extensional processes in continental lithosphere. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100. 24187-24215 doi:10.1029/ ...
- Vening Meinesz ,F. A. , 1950 , Les graben africains , résultat de compression ou de tension dans la croûte terrestre ? : Inst . R. Colonial Belge , », Bull. Inst. Rech. Colon. Belg., no 21, 1950, p. 539-552.
- Vincent Deparis, Hilaire Legros, 2000 : Voyage à l'intérieur de la terre. De la géographie antique à la géophysique moderne. Une histoire des idées, CNRS Éditions, 2000, p. 311.
- Watts A.B. 2001: Isostasy and Flexure of the Lithosphere. Cambridge University Press, 2001, s. 15-17. (ISBN 0-521-00600-7).

Sites internet

<http://clubgeologiqueidf.fr/accueil/>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/milankovitch.xml>

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/series-temporelles1.xml>

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/delta-temperature.xml>

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/temperature-des-glaces.xml>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/milankovitch.xml>

Annexe

Microstructure primaire

La microstructure primaire se forme lors du refroidissement d'une substance cristalline en fusion : un exemple spectaculaire en est donné par les figures de Widmanstätten, qui apparaissent sur le fer météorique. À la température de solidification, il se forme des cristaux autour de sites internes distribués aléatoirement dans le mélange pâteux. Ces cristaux croissent tout au long du refroidissement jusqu'à ce que leurs périphéries parviennent au contact. Selon qu'il s'agit du refroidissement d'une substance monophasique ou polyphasique, la cristallisation peut s'accompagner le long des dendrites de phénomènes de ségrégation. Les ségrégations viennent de la différence de température de solidification et de solubilité des différentes substances. Les cristaux isolés, selon les circonstances de la solidification et leur position dans la substance en fusion, présentent des orientations aléatoires et se gênent mutuellement dans leur croissance.

La métallographie permet de visualiser les hétérogénéités du matériau. Dans les alliages de coulée, elle met aussi en évidence la structure dendritique.

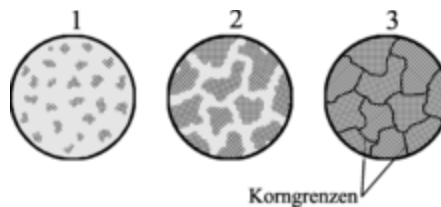


Schéma simplifié d'une solidification non-dendritique :

(1) formation de sites de cristallisation, (2) croissance épitactique des cristaux, (3) microstructure finale.

Microstructure secondaire

Dans de nombreux cas, la solidification des fontes s'accompagne, par suite de l'hétérogénéité de refroidissement, de contraintes résiduelles, phénomène dit d'auto-recuit. Le recuit, comme tout traitement thermique, provoque des phénomènes de polymorphisme, de durcissement structural et de recristallisation, qui sont à l'origine de la microstructure secondaire. Ce sont là toujours des réactions en phase solide.

La microstructure est visible dans la (macro-)structure de nombreux matériaux d'usage courant : par exemple, l'acier galvanisé des lampadaires ou des glissières d'autoroute présente à l'œil nu un canevas bigarré de polygones (gris à argentés) entremêlés. Chaque facette polygonale est une cristallite de zinc piégée à la surface de l'acier. Les atomes de chaque cristallite affectent l'un des sept arrangements tridimensionnels possibles (cubique, tétraédrique, hexagonal, monoclinique, triclinique, rhomboédrique ou orthorhombique), mais l'orientation de ces édifices varie d'une cristallite à la cristallite adjacente, d'où le contraste lumineux d'une facette à l'autre sur une surface galvanisée. La taille moyenne de grain peut être contrôlée par traitement mécanique ou thermique, et par la composition chimique : d'ailleurs la plupart des alliages comportent de minuscules cristallites, invisibles, elles, à l'œil nu, qui contribuent à augmenter la dureté du matériau .



Aspect visuel d'une tôle galvanisée.

Une expérience simple permet de visualiser une microstructure : faire fondre de la soudure (alliage plomb-zinc à 35 % de zinc) avec une lampe à alcool ou un bec Bunsen dans une coupelle en acier. L'apport de colophane permet d'éviter l'oxydation de la surface (les scories sont repoussées dans la masse). Faire refroidir lentement : la cristallisation et la formation de la microstructure sont visibles à l'œil nu.

Texture

En pétrographie, la texture d'une roche (parfois mal appelée « structure », puisque ces deux notions sont différentes), caractérise l'arrangement des cristaux entre eux à l'échelle de l'échantillon, de la lame mince ou même à une échelle plus fine.

On distingue trois groupes de textures fondamentales :

- holocristallines (grenues et microgrenues) : les phénocristaux sont visibles à l'œil nu (texture grenue caractéristique des roches magmatiques plutoniques à refroidissement lent) ou au microscope (texture microgrenue, caractéristique des roches magmatiques filoniennes) dans une roche entièrement cristallisée ;
 - hypocristallines (hémicristallines ou microlitiques) : de nombreux cristaux, appelés microlites, ne sont visibles qu'au microscope optique dans une roche partiellement cristallisée (microlites associés à un verre non cristallisé, caractéristique des roches magmatiques volcaniques à refroidissement rapide) ;
 - hyalines (texture vitreuse) : pratiquement pas de cristal, la roche étant composée surtout de verre volcanique (caractéristique des roches magmatiques volcaniques à refroidissement très rapide).
- La matrice désigne la microtexture des roches volcaniques ou sédimentaires. L'ensemble des microlites et du verre constitue la pâte (ou mésostase) de la roche qui constitue la partie encore liquide du magma au moment de l'éruption.
 - Le refroidissement rapide du magma empêche un arrangement atomique poussé. La matière reste à l'état vitreux pour l'essentiel et peu de cristaux se forment (cristallisation incomplète). Le processus de refroidissement magmatique n'est pas le seul à laisser une empreinte texturale cristalline. Une cristallisation par précipitation chimique (origine sédimentaire) ou une recristallisation sous fortes pression et température (origine métamorphique) peuvent conduire à un résultat analogue.
 - Les roches magmatiques volcaniques sont parfois caractérisées par du gaz piégé dans des bulles sphériques (issu du dégazage du magma) dont la diamètre va du centimètre à la limite du discernable à l'œil nu ou à la loupe, porosité.



Microphotographie d'une lame mince de gabbro en lumière polarisée analysée (LPA), révélant sa texture holocristalline : les pyroxènes présentent des teintes vives de polarisation ; les olivines se caractérisent par des teintes colorées moins vives, des formes globuleuses plus petites (sections moins allongées) avec des cassures nettes. Les plagioclases s'identifient par leurs teintes dans les blancs ou gris et leurs rayures typiques (macles polysynthétiques). Les bandes jaunes et bleues dans les cristaux de clinopyroxène de la partie supérieure de la photographie, indiquent des intercroissances lamellaires d'orthopyroxène.

Stratigraphie

La stratigraphie est une discipline des sciences de la Terre qui étudie la succession des différentes couches géologiques ou strates. Il s'agit d'une approche intégrée, en ce que des résultats apportés par la géochimie, la paléontologie, la pétrographie, l'astronomie... sont réunis et exploités à travers différentes méthodes : biostratigraphie, chimiostratigraphie, lithostratigraphie, magnétostratigraphie, cyclostratigraphie...

Ces méthodes, développées de façon relativement indépendante, sont ensuite réinvesties dans des approches plus généralistes :

- la chronostratigraphie cherche à établir une échelle des temps géologiques aussi précise et fiable que possible en organisant les données élémentaires que constituent les « unités chronostratigraphiques » ;
- la stratigraphie séquentielle, exploitant la sismique, cherche à éclairer l'organisation relative des corps sédimentaires en liaison avec les variations cycliques du niveau marin à l'échelle régionale ;
- la stratigraphie génétique cherche à dégager des modèles sédimentologiques généraux pour effectuer des prévisions en sous-sol, en l'absence de données complètes (forages ponctuels) ;
- l'hydrostratigraphie applique les méthodes de la stratigraphie au domaine de l'hydrothermalisme et plus généralement de l'hydrogéologie¹ (et en particulier aux aquifères² et eaux profondes, susceptibles d'être par exemple affectées par les forages profonds (gaziers ou pétroliers) naturellement plus ou moins stables³. Elle permet de produire de meilleures simulations 3D des écoulements souterrains par exemple via des « modèles de flux », des « algorithmes de flux » et des modèles dits « à compartiments » ou « à cellules de mélange »⁴.

Ils sont de plus en plus exploités en utilisant l'informatique, qui permet notamment d'établir des modélisations tridimensionnelles d'écoulements souterrains



L'analyse des couches géologiques dans la province de Salta (Argentine) se lit comme un livre
à ciel ouvert, feuille par feuille, strate par strate.

<https://www.flickr.com/photos/travelwayoflife/6164348161/in/photostream/>