



**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la
Recherche Scientifique**
Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou
**Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences
Agronomiques**
Département des Sciences Géologiques



COURS DE STRATIGRAPHIE

Deuxième année (L2, Semestre 3)

Imad BOUCHEMLA
Maître de Conférences



Préambule

La stratigraphie constitue l'une des disciplines fondamentales des Sciences de la Terre. Elle a pour objectif l'étude des couches géologiques (ou strates), de leur organisation, de leur succession dans le temps et de leur répartition dans l'espace. Elle fournit les bases nécessaires pour comprendre l'histoire de la Terre, reconstituer l'évolution des environnements sédimentaires, et établir une chronologie relative ou absolue des événements géologiques.

Ce polycopié, structuré en six chapitres, suit une progression logique allant des principes fondamentaux jusqu'aux applications paléogéographiques et géodynamiques. Le premier chapitre introduit la notion du temps en géologie, ainsi que les méthodes de datation relative et absolue. Le second chapitre présente les différentes unités stratigraphiques – lithostratigraphie, biostratigraphie et chronostratigraphie – qui constituent les outils essentiels pour l'analyse des successions sédimentaires. Les chapitres suivants abordent la rythmostratigraphie et l'analyse séquentielle, la subsidence et les variations eustatiques responsables des transgressions et régressions, puis les approches paléogéographiques et paléoécologiques. Enfin, le cours s'achève sur l'évolution paléogéographique globale, replacée dans le cadre des grandes étapes de la dérive des continents et de la tectonique des plaques.

L'ensemble de ce module vise non seulement à fournir les concepts théoriques de la stratigraphie, mais aussi à développer une démarche scientifique permettant d'interpréter les archives sédimentaires. Ainsi, l'étudiant sera amené à comprendre comment les strates enregistrent les changements géologiques, climatiques et biologiques, et comment leur étude permet de reconstituer l'histoire complexe de notre planète.

Ce cours, de stratigraphie, est destiné aux étudiants de la 2^{ème} année (L2, semestre 3) du domaine des Sciences de la Terre et de l'Univers (STU), de la filière Géologie. Il a été réalisé en se basant sur le programme du socle commun de la licence Géologie.

Les références bibliographiques sont limitées aux ouvrages et livres de stratigraphie, sédimentologie, paléontologie et de géologie qui sont des documents très utiles, notamment pour leur caractère pédagogique et leurs riches illustrations.

Table des matières

Préambule

CHAPITRE 01 : LE TEMPS EN GEOLOGIE

1. INTRODUCTION	01
A. Définition.....	01
B. Objectifs de la stratigraphie.....	01
2. LES DATATIONS EN GEOLOGIE.....	01
3. DATATION RELATIVE (CHRONOLOGIE RELATIVE).....	02
A. Le temps en stratigraphie.....	03
B. Principes de la stratigraphie (fondements en chronologie relative).....	03
1) Le principe d'actualisme (dit aussi d'uniformitarisme).....	03
2) Les principes d'horizontalité primaire et de superposition.....	04
3) Le principe de continuité.....	05
4) Le principe d'identité paléontologique.....	05
5) Le principe de recoupement.....	06
6) Le principe d'inclusion.....	06
7) Le principe de recouvrement.....	07
7.1. Lacunes sédimentaires	07
7.2. Discordance	08
C. Difficulté d'application des principes de la stratigraphie.....	09
4. LA DATATION ABSOLUE (CHRONOLOGIE ABSOLUE).....	10
A. Qu'est-ce qu'un isotope ?.....	11
B. Radiochronologie-complément d'information.....	12

CHAPITRE 02 : LES UNITES STRATIGRAPHIQUES

1. LES GRANDES PERIODES GEOLOGIQUES.....	14
A. Le Précambrien	14
B. Le Phanérozoïque (qui veut dire vie apparente).....	15
1. Le Paléozoïque (qui veut dire: vie ancienne).....	15
2. Le Mésozoïque.....	20
3. Le Cénozoïque.....	25
2. LE STRATOTYPE.....	16
A. Définition.....	16
B. Nom de stratotype.....	17
C. Les critères adoptés pour retenir un stratotype.....	17
3. LITHOSTRATIGRAPHIE.....	18
A. Définition	18
1. Groupe.....	19
2. Formation.....	19
3. Membre.....	20
4. Couche.....	20
B. Limites d'utilisation.....	20
C. Discontinuités et discordances.....	21

Table des matières

1. Divers catégories de discontinuités.....	21
a) Discontinuités sédimentaires.....	21
b) Discontinuités stratigraphiques.....	21
c) Discontinuités diastrophiques.....	21
2. Différents types des discontinuités.....	21
a) Discontinuité conforme (<i>paraconformity</i>).....	21
b) Disconformité ou discordance plate (<i>disconformity</i>).....	22
c) Discordance angulaire (<i>angular unconformity</i>).....	22
d) Non-conformité ou discordance hétérolithique (<i>no-conformity or heterolithic unconformity</i>)	23
e) Discordance progressive (<i>progressive unconformity</i> ou <i>cumulative wedging</i>).....	23
f) <i>Offlap-type progressive unconformity</i>	24
g) <i>Onlap-type progressive unconformity</i>	24
3. Durée et expression des discontinuités.....	25
4. BIOSTRATIGRAPHIE.....	25
A. Définition.....	25
B. Fossile stratigraphique.....	25
C. Unités biostratigraphiques.....	26
1) Zone d'association (<i>assemblage zone</i> ou <i>cénozone</i>).....	26
2) Zone d'extension (<i>range zones</i> ou <i>acrozone</i>).....	27
A. Zone d'extension totale (TRZ) d'un taxon ou de distribution.....	27
B. Zone d'extension concomitante ou de distribution concomitante.....	27
3) Zone d'abondance ou zone d'apogée (<i>Acmé Zone</i>).....	27
4) Zone d'intervalle (<i>Interval Zone (I.Z.)</i>).....	28
5. CHRONOSTRATIGRAPHIE.....	29
A. Définition.....	29
B. Echelle chronostratigraphique.....	29
C. Unités chronostratigraphiques	30
1) Eons (=Eonothèmes).....	31
2) Eres (=Erathèmes).....	32
3) Périodes (=Systèmes).....	32
4) Epoques (=Séries).....	32
5) Ages (=Etages).....	33
4. RELATION ENTRE LITHO-, BIO-, ET CHRONOSTRATIGRAPHIE.....	33

CHAPITRE 03 : RYTHMOSTRATIGRAPHIE

1. ANALYSE SEQUENTIELLE.....	34
A. Généralités.....	34
B. La séquence.....	34
C. Courbe lithologique et séquences.....	35
D. Différents types de séquences.....	36
1. Séquence virtuelle.....	36

Table des matières

2. Séquence lithologique.....	36
3. Cycle sédimentaire.....	36
4. Rythme.....	36
5. Séquence positive ou négative.....	36
6. Séquence transgressive ou régressive.....	37
7. Mégaséquence.....	38
8. Séquence rythmique, cycle rythmique.....	38
E. Critères essentiels en analyse séquentielle	38
2. EUSTATISME ET CYCLES EUSTATIQUES.....	39
A. Eustatisme.....	39
B. Accommodation.....	40
C. Facteurs de l'eustatisme.....	40
a) Le tectono-eustatisme	30
b) Le glacio-eustatisme	31
c) L'eustatisme orbital	41
d) Variation du taux d'expansion des dorsales océaniques.....	41
CHAPITRE 04 : SUBSIDENCE, TRANSGRESSIONS ET REGRESSIONS	
1. ISOSTASIE.....	42
A. Rappels.....	42
I. La structure du globe.....	42
II. Principe d'Archimède.....	42
B. Isostasie et racines crustales.....	42
C. Érosion et isostasie.....	44
D. Modèles de l'isostasie.....	45
1. Modèle de Pratt	45
2. Modèle d'Airy.....	46
2. SUBSIDENCE.....	46
A. Définition d'un bassin sédimentaire.....	46
B. Origine des bassins : déformation de la lithosphère.....	47
1. Subsidence.....	47
2. Apports sédimentaires et subsidence.....	48
3. Différents types de subsidence.....	48
a) La subsidence tectonique	48
b) La subsidence thermique	48
c) La surcharge sédimentaire	48
3. TRANSGRESSION ET REGRESSION.....	49
A. Transgression	49
1. Conséquences.....	49
2. Caractéristiques sédimentaires de la série transgressive.....	50
B. Régression.....	51
1. Conséquences.....	51
2. Caractéristiques sédimentaires de la série régressive.....	51

Table des matières

C. Cycle sédimentaire et cycle de sédimentation.....	52
CHAPITRE 05 : PALEOGEORAPHIE	
1. ISOPAQUES ET ISOBATHES.....	53
2. FACTEURS PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES PALEOENVIRONNEMENTS.....	54
A. Introduction.....	54
B. Les paramètres environnementaux et leurs enregistrements géologiques.....	55
1) La salinité.....	55
2) La bathymétrie.....	56
3) L'hydrodynamisme = Agitation des eaux.....	58
4) Le climat.....	59
3. PALEOECOLOGIE.....	60
A. Quelques rappels et définitions.....	60
B. Paléoécologie.....	60
1. Définition.....	60
2. Milieu de vie et milieu de dépôt.....	60
2.1. Les organismes benthiques (Benthos).....	61
2.2. Les organismes pélagiques.....	62
A. Organismes nectoniques (Necton).....	62
B. Organismes planctoniques (plancton).....	62
C. Organismes pseudoplanctoniques.....	62
3. Les divers milieux organiques.....	63
A. Province néritique.....	63
B. Province océanique.....	64
CHAPITRE 06 : EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE	
1. INTRODUCTION.....	66
2. L'IDEE DE DERIVE DES CONTINENTS.....	66
A. Preuves qui plaident en faveur de cette idée.....	66
1) Répartition de certains fossiles.....	66
2) Les traces d'anciennes glaciations (-250 Ma).....	67
3) La correspondance des structures géologiques.....	69
4) Reconstitution de la Pangée d'après Bullard et ses collègues.....	71
3. LA THEORIE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES (ANNEES 1960).....	72
A. Vitesse de mouvement des plaques.....	73
B. Types de mouvements aux frontières des plaques.....	73
C. La tectonique des plaques : un fonctionnement permanent.....	74
Références bibliographiques.....	76

CHAPITRE 01

LE TEMPS EN GEOLOGIE

1. INTRODUCTION

A. Définition

La stratigraphie, dans son sens étymologique, est la science qui décrit les strates ou les couches. Elle étudie la succession originelle et les rapports existant entre les différentes couches et terrains géologiques, à savoir leur âge, leur forme et/ou géométrie, leur distribution dans l'espace, leur contenu fossilifère et leurs propriétés géophysiques et géochimiques.

B. Objectifs de la stratigraphie

La stratigraphie a pour objectif :

- a) L'étude de la succession ou la superposition des couches dans le temps afin d'établir une chronologie des divers événements géologiques ;
- b) L'étude de la variation latérale qui s'intéresse principalement aux changements latéraux de faciès et de la géométrie des terrains.

Ces objectifs une fois atteints (datations et variations latérales : spatiotemporelles) permettent de reconstituer d'une manière générale, **l'histoire de la terre** et particulièrement sa géographie à différentes époques (Fig. 1). Celle-ci est appelée la **paléogéographie**.

Pour pouvoir pratiquer correctement la stratigraphie, il faut se baser sur le principe **d'actualisme (uniformitarisme)** : doctrine selon laquelle les phénomènes géologiques du passé s'expliquent de la même manière que les phénomènes actuellement observables, c'est-à-dire :

On retrouve les mêmes lois dans le passé qu'à l'actuel ;

On a besoin de comprendre l'actuel pour pouvoir comprendre le passé.

2. LES DATATIONS EN GEOLOGIE

La mesure du temps géologique ainsi que la reconstitution de l'histoire de notre planète se fait en interprétant des phénomènes géologiques et biologiques enregistrés dans les **roches** et les **fossiles** (Fig. 1). Cela nécessite des signaux globaux capables de corréler des événements sur de grandes surfaces géographiques (régional à planétaire).



Fig. 1. Reconstitution de l'histoire de la Terre depuis sa création il y a 4,5 Ga.

L'histoire de la Terre est divisée en époques successives depuis 4,5 Ga mais comment a-t-on établi ce calendrier ?

La stratigraphie repose donc sur des concepts fondamentaux et utilise un certain nombre de principes et méthodes choisies selon les divers objectifs d'étude : soit pour l'établissement d'une **chronologie absolue** ou l'établissement d'une **chronologie relative**.

Pour repérer un événement passé : par exemple dépôt d'une couche, montée d'un magma et projection volcanique, on peut :

- Le situer par rapport à un autre → chronologie ;
- Essayer d'en connaître la date → chronologie.

La datation des objets et des événements géologiques repose donc sur deux approches complémentaires mais très différentes.

3. DATATION RELATIVE (CHRONOLOGIE RELATIVE)

Elle reflète l'âge des couches ou des corps géologiques les uns par rapport aux autres. Elle est basée sur deux types de méthodes :

- **Méthodes physiques** : stratigraphie (superposition, recoupements, discordances);
- **Méthodes paléontologiques** : identification des fossiles renfermés dans les roches sédimentaires.

Ces deux méthodes aboutissent à la **biostratigraphie**.

A. Le temps en stratigraphie

Les concepts fondamentaux qu'englobe la notion du temps sont : succession, durée et simultanéité.

Succession : Situer l'ordre de déroulement des événements l'un par rapport à l'autre (chronologie relative).

Durée : Elle représente l'intervalle de temps durant lequel s'est déroulé l'événement géologique ou alors l'intervalle de temps compris entre deux événements. Cette durée ne peut être évaluée que d'une façon relative (comparaison entre deux événements) car sa mesure exacte nécessite une datation absolue (ex. âge et durée de la crise de salinité messinienne).

Simultanéité : Elle consiste à faire une corrélation des événements. Ces derniers sont synchrones ou diachrones. À cet effet, le besoin en marqueurs stratigraphiques ou de datation isotopique ou radiologique est nécessaire.

B. Principes de la stratigraphie (fondements en chronologie relative)

La stratigraphie est une discipline en géologie qui étudie la succession des dépôts sédimentaires qui sont arrangées en couches (ou strates) géologiques. En stratigraphie, on applique plusieurs principes de base qui permettent de connaître simplement l'âge relatif des couches les unes par rapport aux autres. Ce sont des notions à connaître impérativement. Dans l'ensemble, ces principes sont toujours justes, mais dans le détail il peut y avoir quelques exceptions.

1) Le principe d'actualisme (dit aussi d'uniformitarisme)

C'est un principe fondamental en stratigraphie, mais aussi dans d'autres disciplines géologiques. Selon ce principe, on considère que les lois régissant les phénomènes géologiques actuels étaient également valables dans le passé (en paléontologie, on va également considérer que les conditions de vie des organismes actuels sont les mêmes que dans le passé). Ce principe permet aux géologues de comprendre et d'expliquer les phénomènes du passé, en comparant avec des phénomènes géologiques actuels (Fig. 2).



Fig. 2. Ride de courant actuelle (A) en comparaison avec une ride de courant fossile (B) (principe d'actualisme).

2) Les principes d'horizontalité primaire et de superposition

C'est le concept de [Steno \(1687\)](#) qui présente deux principes intimement liés, simples mais fondamentales.

Les couches sédimentaires se déposent d'abord à l'horizontale (**principe de l'horizontalité primaire**) et se sont superposées les uns sur les autres ([Fig. 3](#)). Ce qui implique, une couche est plus récente que celle qu'elle recouvre (**principe de superposition**).

Remarque : ces principes sont valables en absence de phénomènes tectoniques : si la série n'a pas été renversée tectoniquement.

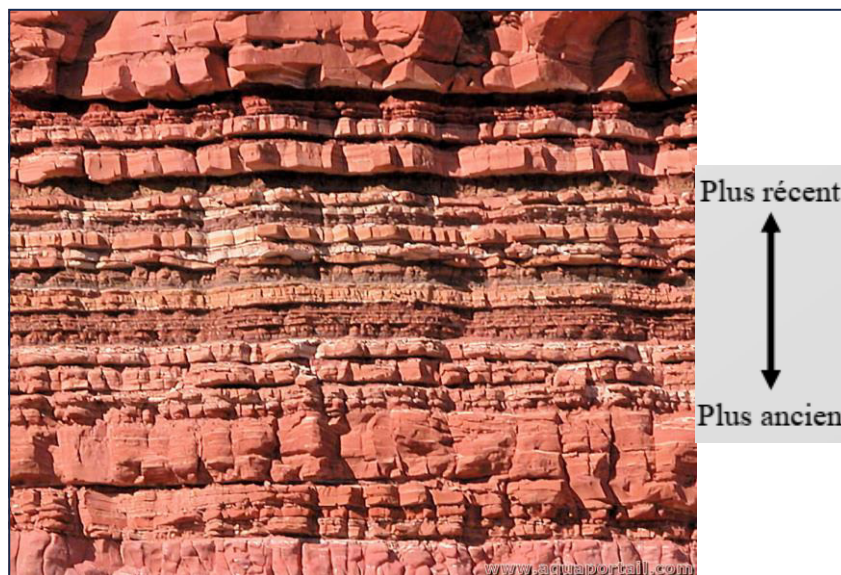


Fig. 3. Principes d'horizontalité primaire et de superposition.

3) Le principe de continuité

Une couche, définie par un faciès donné, est de même âge sur toute son étendue (Fig. 4).

Une couche n'évolue pas latéralement de façon brutale (Fig. 5A). Elle reste caractérisée par son **faciès** (ensemble de caractères minéralogiques (lithologiques), et paléontologiques (fossiles) représentatifs de conditions de sédimentation déterminées) mais peut évoluer progressivement (Fig. 5B).

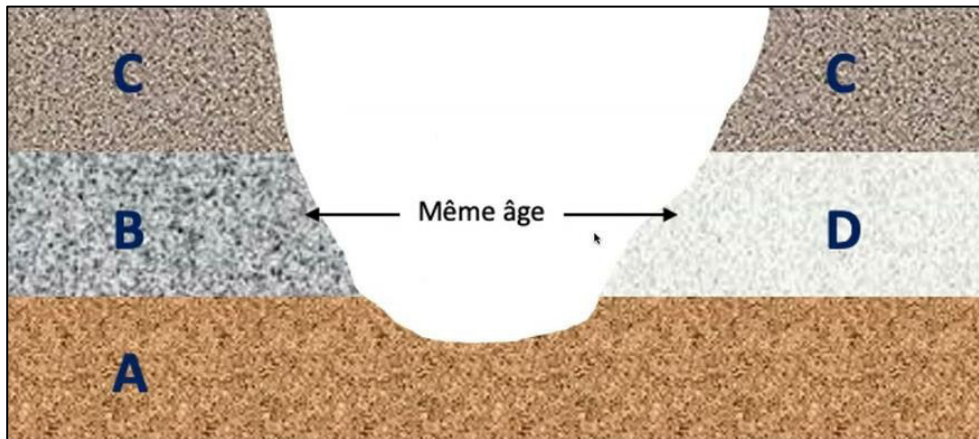


Fig. 4. Le principe de continuité. Notez que B évolue progressivement vers D.

Remarque : Ce principe est valable à petite échelle (par exemple l'échelle d'une carte géologique), mais beaucoup plus difficile à appliquer à grande échelle (régionale), car il peut y avoir des variations latérales de faciès et même la disparition totale des couches (biseaux, lentilles).



Fig. 5. A) changement latéral brutal de faciès. B) changement latéral progressif de faciès.

4) Le principe d'identité paléontologique

Deux couches ou deux séries de couches sédimentaires de même contenu paléontologique en fossiles stratigraphiques (et de lithologie différente ou pas) ont le même âge (Fig. 6).

Ce principe permet de corrélater des couches sédimentaires de régions éloignées (Fig. 6).

Fossile est un reste d'organisme animal ou végétal (coquille, os, dent, feuille, graine, trace, organisme entier, etc.) qui a vécu dans une période géologique passée, généralement préservée dans des roches sédimentaires.

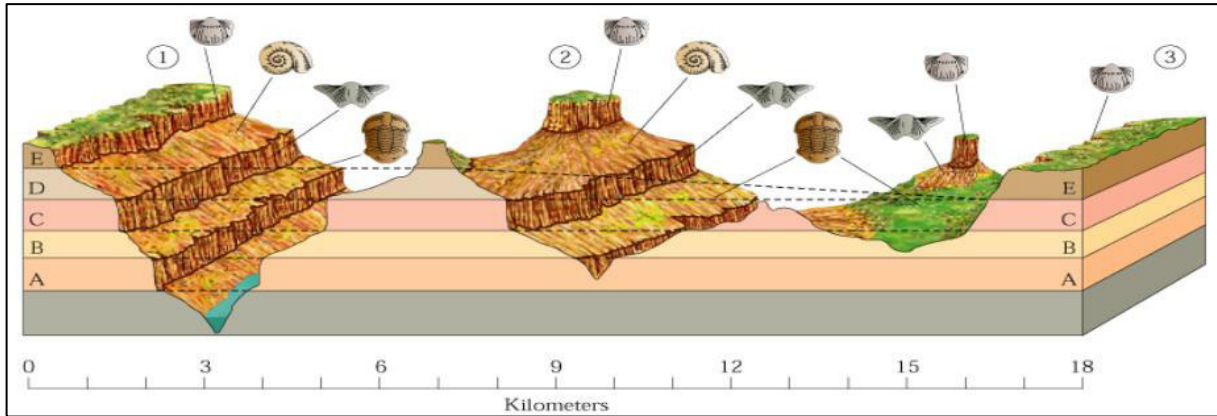


Fig. 6. Principe d'identité paléontologique et corrélation régionale.

5) Le principe de recoupement

Un corps rocheux qui en recoupe un autre est nécessairement plus jeune que celui qu'il recoupe (Fig. 7).

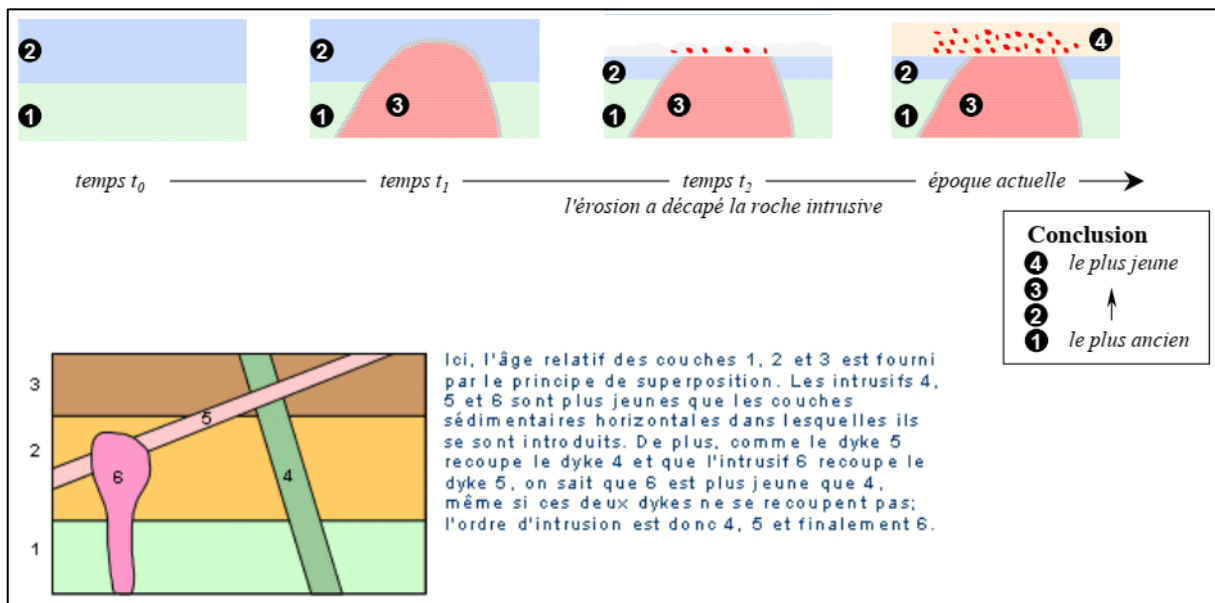


Fig. 7. Exemples d'application de principe de recoupement.

6) Le principe d'inclusion

Des débris de roche (blocs, galets, ...) plus ancienne peuvent être inclus dans une roche plus récente (Fig. 8) mais le contraire est impossible (cas des remaniements).

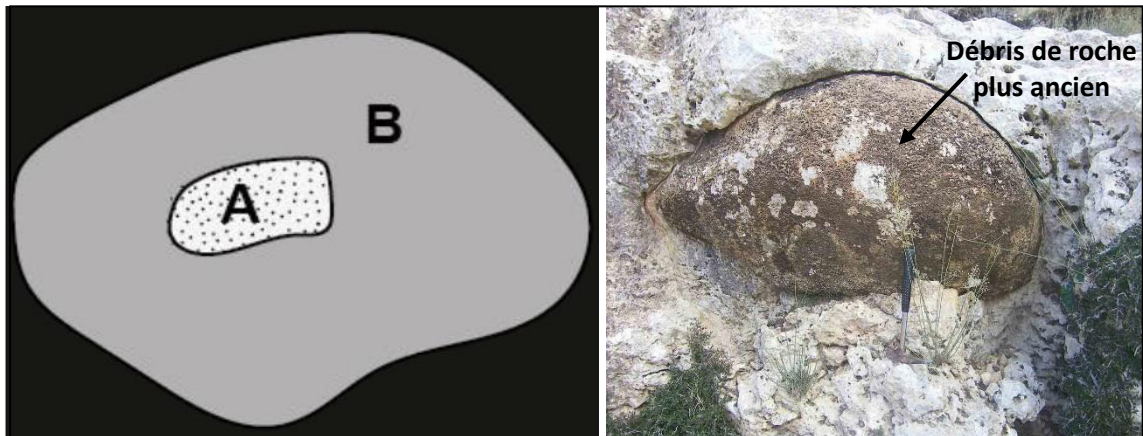


Fig. 8. Principe d'inclusion. Le fragment A est plus ancien que la roche B, car il est inclus à l'intérieur : il a donc été remanié. (Photos de Mme Ruault Djerrab)

7) Le principe de recouvrement

Ce principe indique que toute structure (couche sédimentaire ou volcano-sédimentaire ou coulée volcanique, etc.) qui en recouvre un autre (déformée ou pas) est postérieure à cette dernière (Figs. 9, 10 et 11).

Il est utilisé pour expliquer des situations plus complexes : **lacunes sédimentaires** et **discordance**.

7.1. Lacunes sédimentaires

Intervalle de temps marquant dans l'enchaînement sédimentaire soit par (Fig. 9) :

- Absence de sédimentation par une régression marine, ou ;
- Erosion qui a enlevé des couches, puis la sédimentation a repris en remplissant la géométrie de lacune.

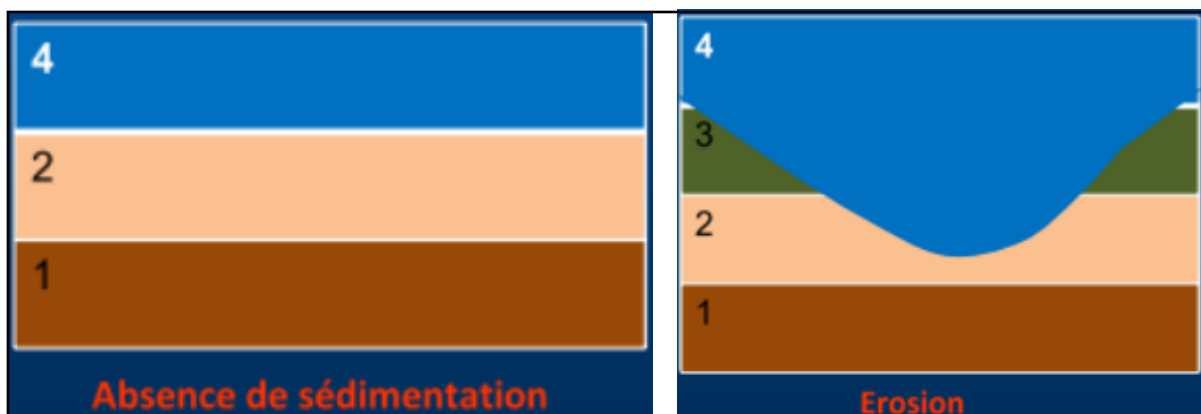


Fig. 9. Possibilités de formation des lacunes sédimentaires.

7.2. Discordance

C'est une surface de discontinuité qui exprime une interruption dans la sédimentation pendant un intervalle de temps par laquelle des couches géologiques recouvrent d'autres strates, plus anciennes, plissées et souvent érodées (Figs. 10, 11). Cette discordance implique le plissement (ou le basculement) et le soulèvement, l'érosion d'anciennes couches sur laquelle reposent de nouvelles couches. Les couches situées sous la discordance sont antérieures à celles qui sont au-dessus (Fig. 11).

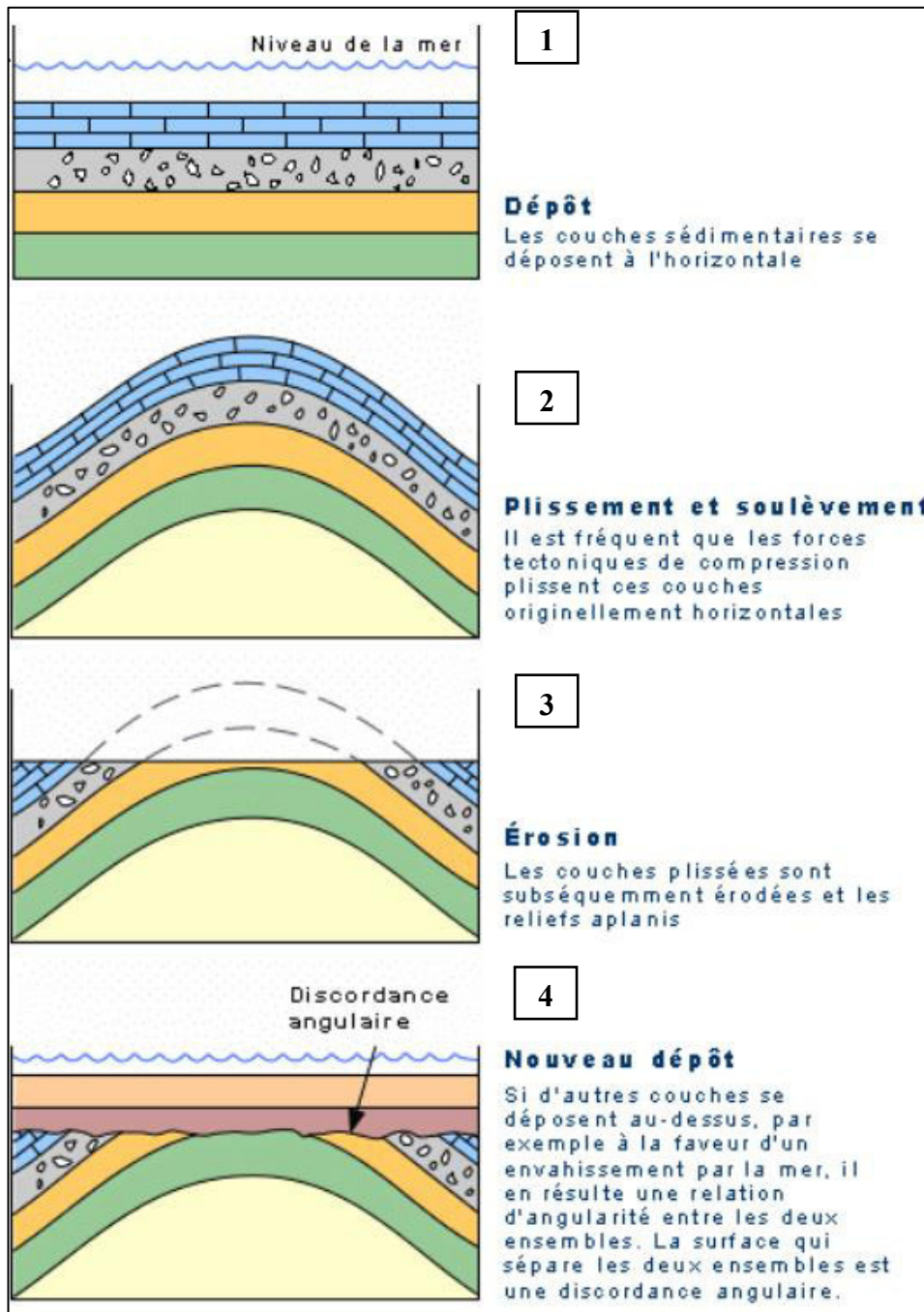


Fig. 10. Étapes géologiques de la formation d'une discordance.

Exemple : terrains triasiques horizontaux recouvrant en discordance des terrains du carbonifère plissés et érodés (Fig. 11). Le basculement a donc eu lieu après le dépôt des terrains du carbonifère mais avant celui du dépôt des terrains triasiques.



Fig. 11. Exemple réel d'une discordance.

C. Difficulté d'application des principes de la stratigraphie

L'application des principes de la stratigraphie se heurte à plusieurs difficultés (Figs. 12, 13) :

- Dépôts de terrasses fluviales : les dépôts récents sont déposés plus bas que les anciens ;
- Les dépôts fluviaux et deltaïques sont déposés obliquement ;
- Les bioconstructions ne sont pas horizontales ; cas des constructions récifales.

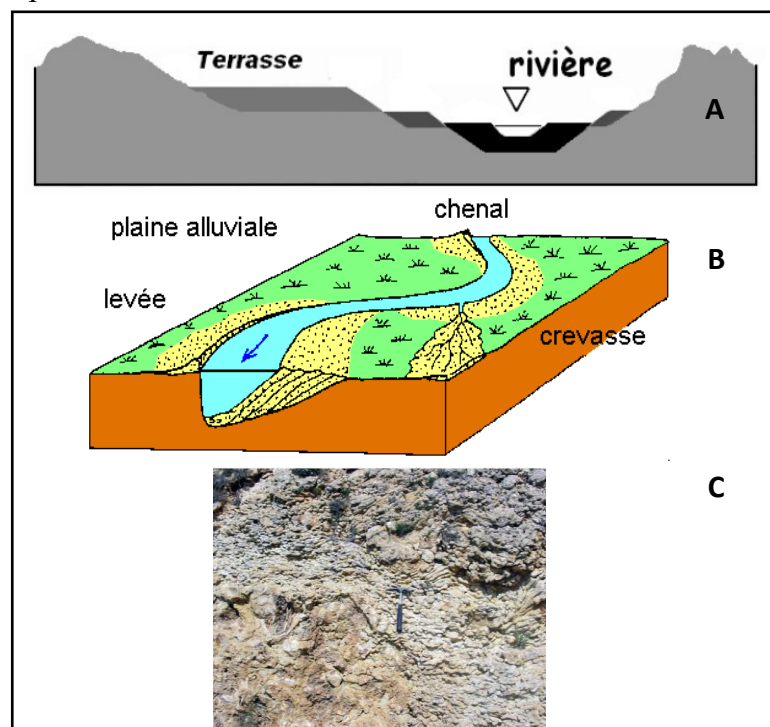


Fig. 12. Difficulté d'application des principes de la stratigraphie. A) Terrasses fluviales. B) Dépôts fluviaux. C) Construction récifale.

- Les observations sur le terrain n'ont pas permis de mettre en évidence les accidents tectoniques subis (Fig. 13).

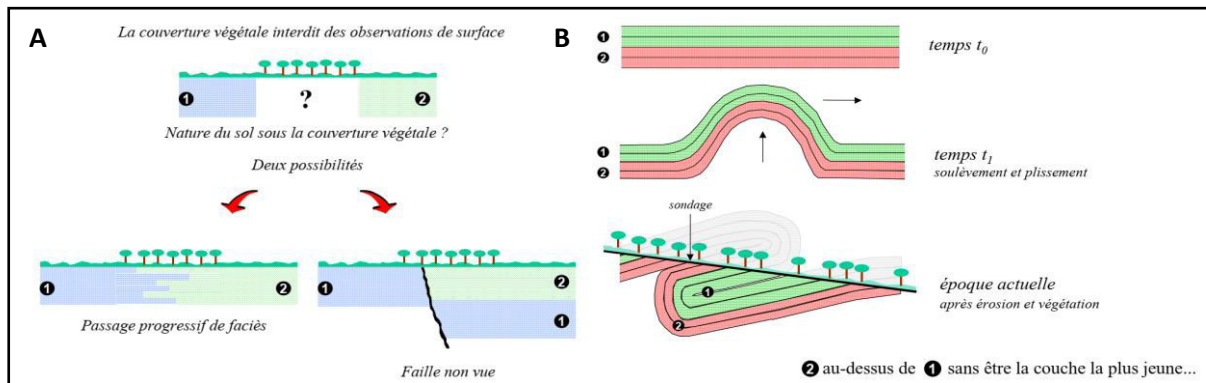


Fig. 13. Difficulté d'application des principes de la stratigraphie. **A, B)** Interprétations faussées par des accidents tectoniques non détectés.

4. LA DATATION ABSOLUE (CHRONOLOGIE ABSOLUE)

Elle est basée sur diverses méthodes. La plus répandue est la **radiochronologie**. Cette dernière est fondée sur la propriété pour chaque élément radioactif de se transformer spontanément (transmutation) en un autre élément (Fig. 14).

Uranium → Plomb;

Thorium → Plomb;

Rubidium → Strontium;

Potassium → Argon;

Carbone 14 → Azote 14 (mesure du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$).

Le principe consiste à :

- Mesurer de la proportion des deux éléments (spectromètre de masse);
- Calcul du temps qu'a mis l'élément radioactif à se désintégrer à la proportion mesurée, c'est-à-dire depuis combien de temps a commencé la désintégration.

Les méthodes de datation absolue utilisent la désintégration de certains radio-isotopes. Le principe est toujours le même : un élément radioactif instable (**élément père**) donne naissance à un élément stable (**élément fils**) (Fig. 14).

La radiochronologie repose sur l'existence de nombreux éléments chimiques qui possèdent des **isotopes naturels radioactifs**.

élément radioactif	élément final	demi-vie
238 Uranium	206 Plomb	4,5 milliards d'années
87 Rubidium	87 Strontium	47 milliards d'années
40 Potassium	40 Argon	1,3 milliards d'années
14 Carbone	14 Azote	5730 années

Fig. 14. Quelques isotopes radioactifs et leurs demi-vies.

A. Qu'est-ce qu'un isotope ?

Un atome comprend deux parties : Un **noyau** et des **électrons** en mouvement rapide autour de ce noyau (Fig. 15).

Le noyau est constitué de **protons** de charge électrique **positive**, et de **neutrons** de charge électrique **nulle**.

→ Ces particules (protons et neutrons) sont également appelées **nucléons**.

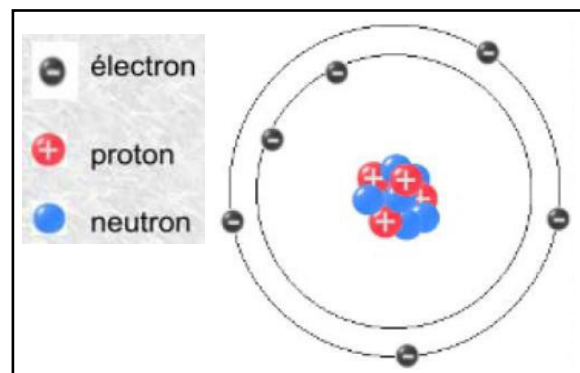


Fig. 15. Composition générale de l'atome.

Les isotopes radioactifs se désintègrent spontanément, c'est-à-dire qu'ils se transforment en un élément stable en émettant un rayonnement. Dans l'exemple ci-dessous (Fig. 16), l'élément père est le radium 226 ; et l'élément fils (atome stable) résultant de désintégration est le radon 222.

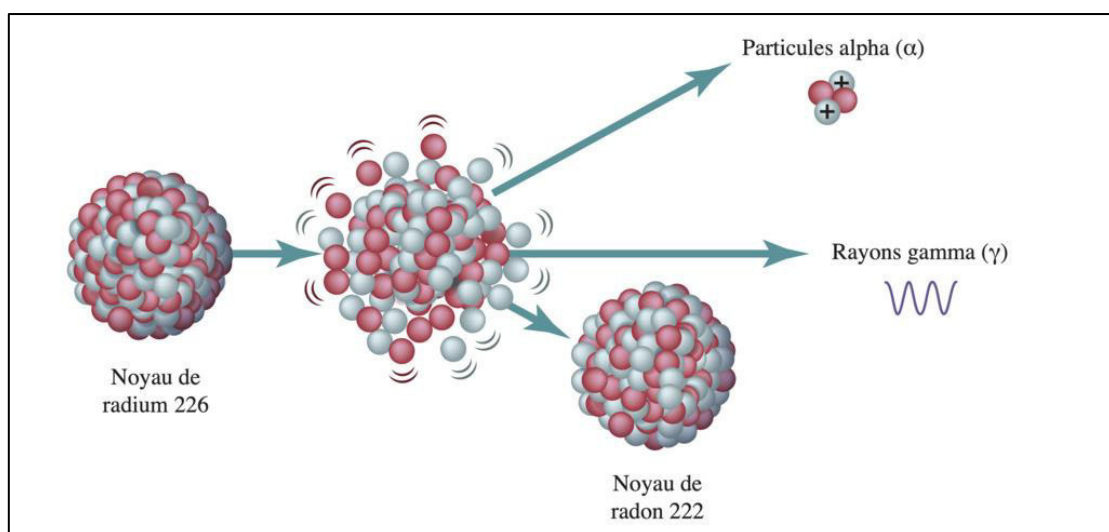


Fig. 16. Désintégration spontanée du radium 226 (élément père instable) en radon 222 (élément fils stable).

B. Radiochronologie-complément d'information

La radioactivité est due à l'instabilité du noyau qui se désintègre par émission d'énergie, principalement sous deux formes :

Particule α = 2 protons (+) + 2 neutrons (\pm) : perte de 4 dans la masse atomique et perte de 2 dans le numéro atomique ;

Particule β = 1 électron (-) : sans perte de masse mais gain d'1 numéro atomique (neutron \rightarrow proton).

Exemple : la désintégration de l'uranium 238 (^{238}U) en plomb 206 (^{206}Pb) (Fig. 17).

L'émission de 8α entraîne la perte de $8 \times (2 \text{ protons} + 2 \text{ neutrons})$, ce qui signifie une perte de 32 à la masse atomique, ainsi que la perte de 8×2 protons signifie une perte de 16 au numéro atomique.

L'émission de 6β entraîne la perte de 6 électrons, donc pas de changement à la masse atomique, mais un gain de 6 au numéro atomique.

Le bilan des gains et pertes s'établit donc ainsi (Fig. 17) :

Masse atomique : $238 - 32 = 206$

Numéro atomique : $92 - 16 + 6 = 82$ (numéro atomique du Pb)

Cette désintégration s'effectue donc par étapes successives.

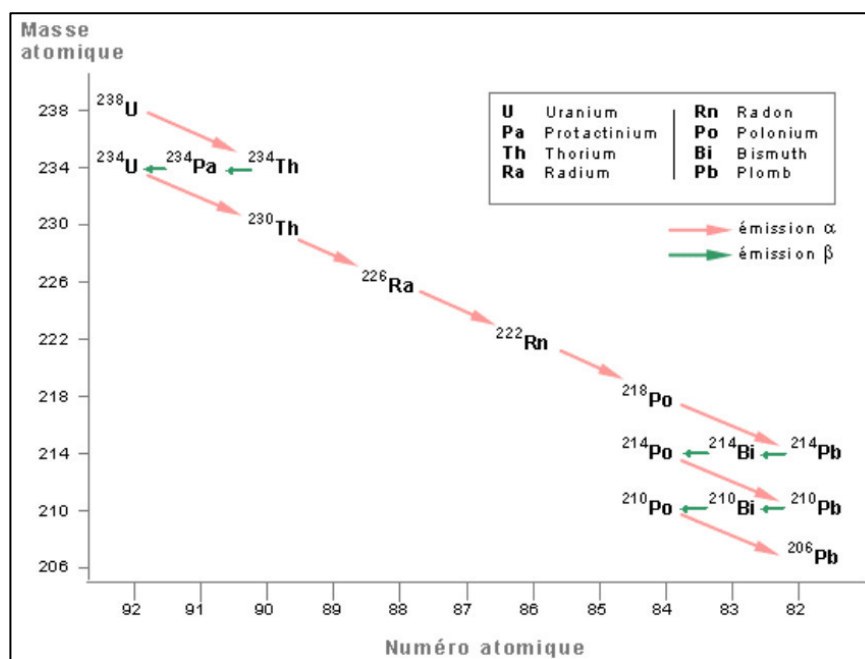


Fig. 17. Désintégration de l'uranium 238 (^{238}U) en plomb 206 (^{206}Pb) par étapes successives.

Donc si on démarre avec 1 gramme de l'isotope parent, il ne restera que 0,5 gramme après une période d'une demi-vie (Fig. 18) ; 0,25 gramme après une période de 2 demi-vies, et 0,125 gramme après une période de 3 demi-vies, etc.

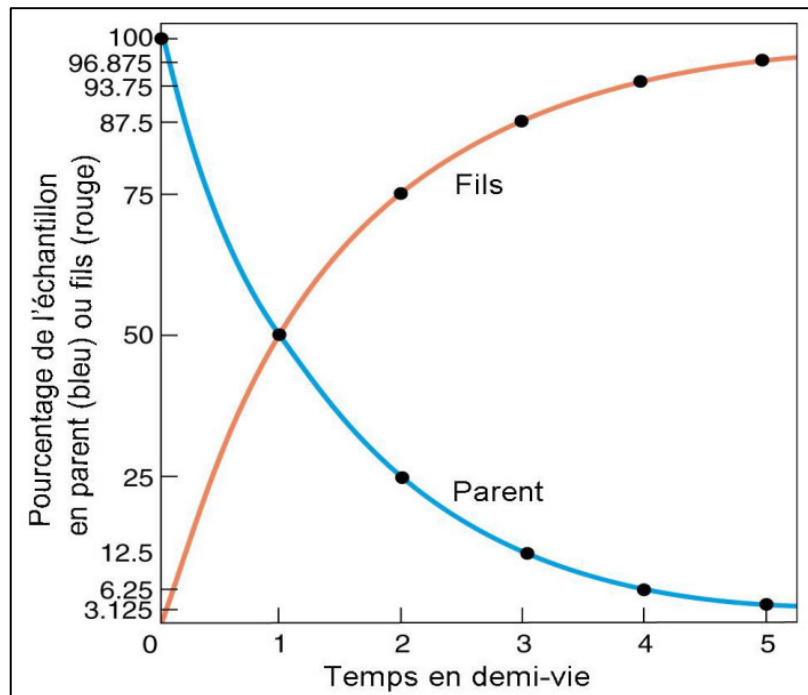


Fig. 18. Demi-vie et décroissance radioactive.

Attention :

Cette méthode (radiochronologie) ne peut être utilisée 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 Rubidium⁸⁷-Strontium⁸⁷ 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.

Pour dater des matériaux jeunes, on utilise la méthode du Carbone¹⁴ 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 organique. Pour dater des roches anciennes, on utilise des méthodes où la demi-vie de l'isotope père est grande.

CHAPITRE 02

LES UNITES STRATIGRAPHIQUES

1. LES GRANDES PERIODES GEOLOGIQUES

La chronostratigraphie cherche à établir une échelle des temps géologiques aussi précise et fiable que possible en organisant les données élémentaires qui constituent les « **unités chronostratigraphiques** ».

A. Le Précambrien

Il désigne de façon informelle une période géologique regroupant l'Hadéen, l'Archéen et le Protérozoïque, dans l'ordre chronologique. C'est la plus longue période de la formation de la Terre, il y a plus de 4,5 milliards d'années, jusqu'à 538 millions d'années (Fig. 19).

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).

Hadéen+ Archéen+ Protérozoïque=Précambrien

La vie est présente pendant cette période, mais elle était réduite à des formes **simples unicellulaires** et **sans noyau** appelées les **Archéobactéries**. La fossilisation d'organismes microscopiques pendant cette période est à l'origine des premières roches sédimentaires, appelées **Stromatolites** (Fig. 20).

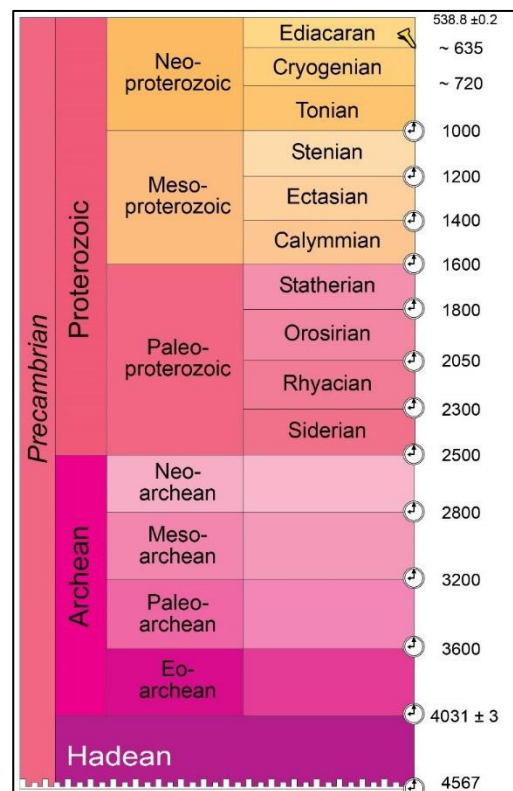


Fig. 19. Subdivision chronostratigraphique du Précambrien. (Extrait de la [charte chronostratigraphique internationale v 2023/09](#))



Fig. 20. Stromatolites datant du 3,5-2,3 Ga (Pilbara Craton, NW Australie).

B. Le Phanérozoïque (qui veut dire vie apparente)

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. On distingue, de la plus ancienne à la plus récente :

1. Le Paléozoïque (qui veut dire: vie ancienne)

C'est une ère géologique qui s'étend de -538 à -251 millions d'années et se subdivise en six périodes. Cette ère est parfois appelée ère **Primaire**. Son début correspond à l'apparition de nombreux fossiles à coquilles dures. Cette ère s'achève par une extinction massive.

Le Paléozoïque comprend les périodes suivantes :

- Le **Cambrien** (explosion de la vie);
- 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**.

2. Le Mésozoïque

C'est une ère géologique (ère secondaire) qui s'étend de -251 à -66 millions d'années et se subdivise en trois périodes.

- Le **Trias** (apparition des premiers dinosaures);
- Le **Jurassique** (l'apogée des dinosaures (notamment les sauropodes));
- Le **Crétacé** (apparition des premiers mammifères. Cette période se termine par la disparition des dinosaures).

Au début du Mésozoïque, la totalité des terres émergées était rassemblée dans un supercontinent, la **Pangée**.

Le Mésozoïque est connu sous le nom plus d'âge des dinosaures. Il est aussi marqué par l'apparition des **oiseaux**, des **mammifères** et des **plantes angiospermes**.

Il est caractérisé par une nouvelle famille de **céphalopodes**, celle des **ammonites**, qui apparaît au début et s'éteint à la fin de cet âge.

3. Le Cénozoïque

C'est une ère géologique qui débute il y a -66 millions d'années, elle succède le Mésozoïque et se poursuit jusqu'à nos jours. Le Cénozoïque se divise en trois systèmes :

- Le **Paléogène** (comprenant 3 époques : **Paléocène**, **Éocène** et **Oligocène**);
- Le **Néogène** (comprenant 2 époques : **Miocène** et **Pliocène**) ;
- Le **Quaternaire** (comprenant 2 époques : **Pléistocène** et **Holocène**).

Le Cénozoïque est l'ère des **Mammifères** qui, à partir de quelques formes simples, ont divergé durant cette ère en divers embranchements d'animaux terrestres, marins et aériens.

2. LE STRATOTYPE

A. Définition

Coupe type choisie comme référence pour la définition et l'identification d'une unité (étage) ou d'une limite stratigraphique. Il existe deux types de stratotypes : le **stratotype d'unité** et le **stratotype de limite** (Fig. 21).

- Le **stratotype d'unité** correspond à un affleurement qui est reconnu par les spécialistes comme le "type" d'un étage géologique.
- Le **stratotype de limite** correspond à un ensemble continu de couches au niveau desquelles est identifiée la limite entre deux étages consécutifs.

On marque cette limite par un **clou d'or** (*Golden Spike*) fixé directement sur la roche (Fig. 22).

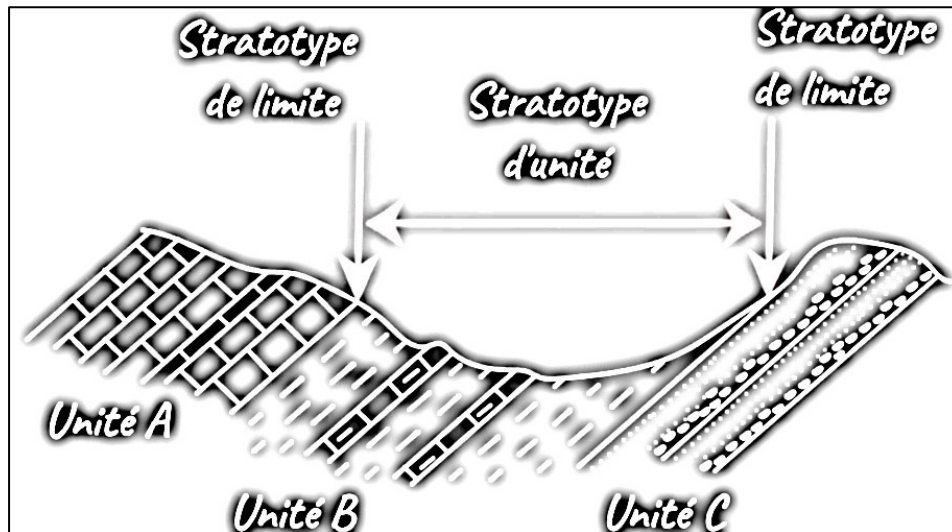


Fig. 21. Représentation du stratotype d'unité et du stratotype de limite sur une coupe géologique. (Illustration de Mme Ruault Djerrab).

B. Nom de stratotype

En général, la localité où se situe cet affleurement sert à nommer l'étage. Par exemple, le stratotype défini dans la région de Tours (France) donne son nom à l'étage **Turonien** (Crétacé supérieur); l'ancien nom de Paris, Lutèce, à l'étage **Lutétien** (Éocène).

Nom d'un étage = Nom du stratotype (d'origine) + suffixe '-ien'

C. Les critères adoptés pour retenir un stratotype

Un stratotype doit obéir à plusieurs critères pour être retenu et doit avoir une **reconnaissance internationale (publication)**.

- Repérage géographique indispensable de la coupe sur une carte (coordonnées, GPS) :
Localité type ;
- A défaut : description précise de sa localisation ;
- Bonne description géologique de son contenu (lithologique, minéralogique, paléontologique).



Fig. 22. Un clou d'or indiquant la base de l'étage Barrémien (Company et al., 2024).

3. LITHOSTRATIGRAPHIE

A. Définition

C'est la caractérisation des couches par leur contenu lithologique, minéralogique voire paléontologique général (les fossiles sont considérés comme des éléments de la roche). Les successions sédimentaires sont subdivisées en unités sur la base de critères essentiellement lithologiques. Elles peuvent être qualifiées d'unités lithostratigraphiques. La hiérarchie de ces unités, actuellement admise par le **comité international de stratigraphie**, sont le **groupe (ou la série)**, la **formation**, le **membre** et la **couche (bed)** (Fig. 23).

Groups		Formations	Members	Beds
Supergroup	Group C	Formation C2	Member C22	
			Member C21	
		Formation C1	Member C12	
			Member C11	
	Group B	Formation B2	Member B22	
			Member B21	
		Formation B1	Member B12	
			Member B11	
	Group A	Formation A3	Member A32	
			Member A31	
		Formation A2	Member A22	
			Member A21	
Formation A1	Member A12			
	Member A11			

Fig. 23. Hiérarchie décroissante des unités lithostratigraphiques.

1. Groupe (ou la série):

C'est un ensemble de deux ou de plusieurs formations.

2. Formation

C'est l'unité fondamentale de base dans la classification stratigraphique descriptive locale des roches. Son épaisseur peut varier du mètre au kilomètre. C'est une unité **cartographiable**, limitée ou non par deux **discontinuités**, et peut être subdivisée en plusieurs sous unités (membres).

La formation caractérise un ensemble de couches ou de strates définis par une nature **lithologique** ou une combinaison de **nature lithologiques** ainsi que par son **contenu paléontologique** (Fig. 24).

Elle est désignée soit par :

- Le **nom de lieu** où elle a été définie et décrite pour la première fois accompagnée ou non d'un terme **lithologique** (ex. Formation des Dolomies de Chemarikh, Formation de Faïdja, etc.);
- La **lithologie uniquement** (ex. Formation des Marnes Bleues, Formation Gypseuse, etc.) ;
- Ou par le **terme lithologique** suivi d'un **terme paléontologique** (ex. Formation des Calcaires à Rudistes; Formation des Calcaires à Archaeocyathes, etc.).

Elle est définie dans une localité bien définie appelée stratotype.

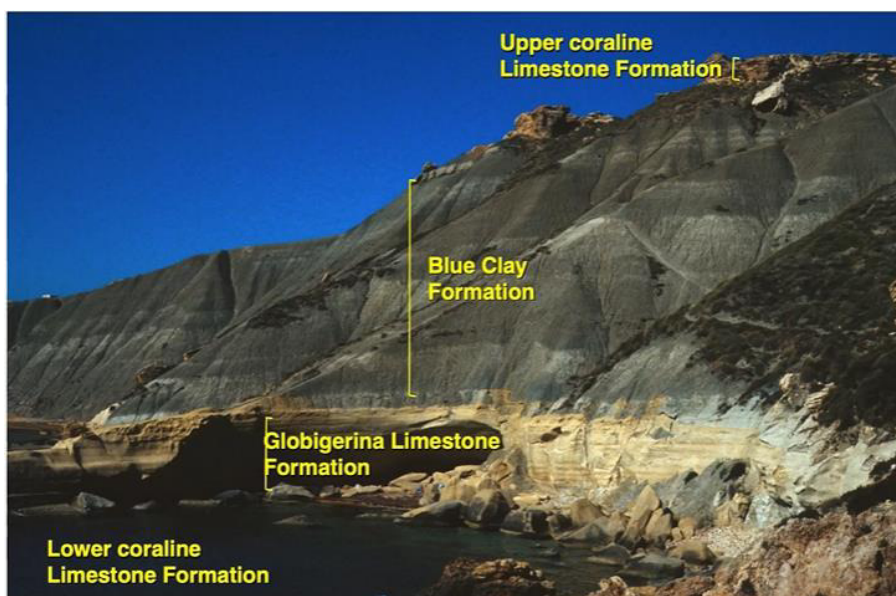


Fig. 24. Exemple d'une subdivision lithostratigraphique en plusieurs formations avec diverses nomenclatures.

Cas particulier : Horizon repère

C'est une formation très caractéristique de faible épaisseur mais qui sert de repère :

- à l'échelle locales (**niveau condensé**) ;
- à l'échelle globale (**niveau cinéritique, niveau argileux à fort taux d'iridium...**).

3. Membre

Un membre est une unité lithostratigraphique d'un rang immédiatement inférieur à la formation, et qui se distingue par des **caractères faciologiques propres** (Fig. 25).

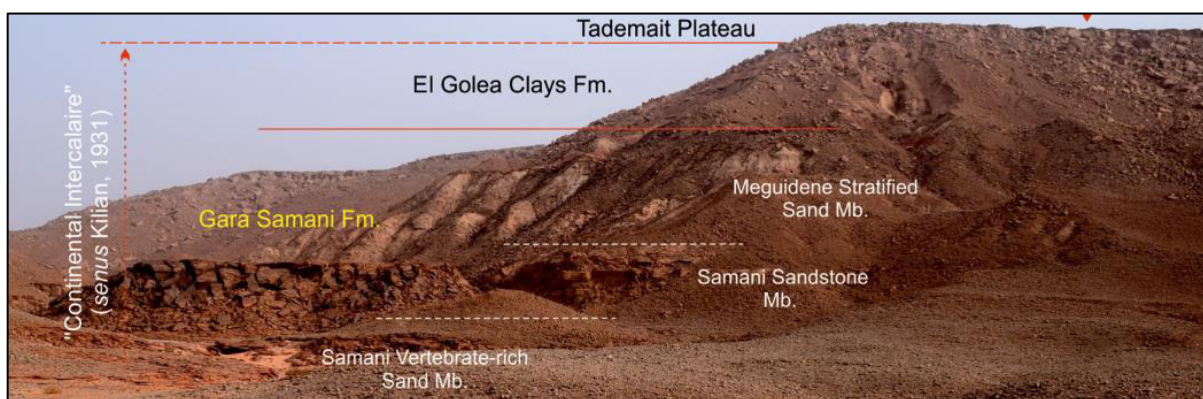


Fig. 25. Exemple d'une subdivision lithostratigraphique en plusieurs membres (Benyoucef et al., 2023).

4. Couche

Une couche est la plus petite unité dans la hiérarchie lithostratigraphique. C'est une entité lithologique de structure initialement tabulaire, régulière ou parfois lenticulaire. Les couches individualisées ont des contacts francs avec les dépôts adjacents et sont séparées des autres couches (supérieur et inférieur) par des **plans** généralement **parallèles**.

Le terme « **couche** » s'applique généralement à des lits épais de quelques centimètres à quelques mètres. Ceux qui sont plus minces < 1cm sont nommés « **lamina** » ou « **lamines** ».

B. Limites d'utilisation

1. Lithologie (nature des dépôts) = fonction des conditions et environnement de dépôts :
 - a. Agent de la géodynamique externe ;
 - b. Bassin sédimentaire ;
 - c. Climat et tectonique, etc.

2. Extension limitée à l'échelle régionale.

3. Utilisation dans la confection des cartes géologiques régionales (1/50.000).

La succession des unités lithostratigraphiques pourra constituer une échelle lithostratigraphique régionale dans une région donnée.

C. Discontinuités et discordances

Une succession lithologique n'est jamais le résultat d'une accumulation sédimentaire continu. Ce processus est le plus souvent interrompu et donc la **durée** de cette discontinuité (dans le temps), son **extension géographique** (dans l'espace) et les **événements responsables** sont les principaux facteurs qui définissent l'ordre ou la valeur de cette discontinuité.

1. Divers catégories de discontinuités

a) Discontinuités sédimentaires

C'est l'expression d'une absence de dépôts pendant un temps relativement très court. Ces discontinuités peuvent s'effectuer au sein d'une même unité lithologique ou entre deux unités distinctes.

b) Discontinuités stratigraphiques

Dans ce type de discontinuité la période (temps) de non dépôt correspond à une interruption de longue durée (lacune de sédimentation).

c) Discontinuités diastrophiques

Ces discontinuités sont provoquées par des événements tectoniques et érosifs. Cet effet d'érosion peut être à l'origine d'une absence d'une unité lithostratigraphie (formation, membres).

2. Différents types des discontinuités

a) Discontinuité conforme (*paraconformity*)

Aucune **disharmonie** n'est visible entre les deux unités concernées ou les bancs restent parallèles entre eux. Il s'agit d'un arrêt de sédimentation sans **aucune déformation tectonique** et sans **érosion mécanique** (Fig. 26).

Une bioturbation dans les couches situées juste au-dessous de la surface de discordance peut être un indicateur d'une **paraconformité** (Fig. 26).

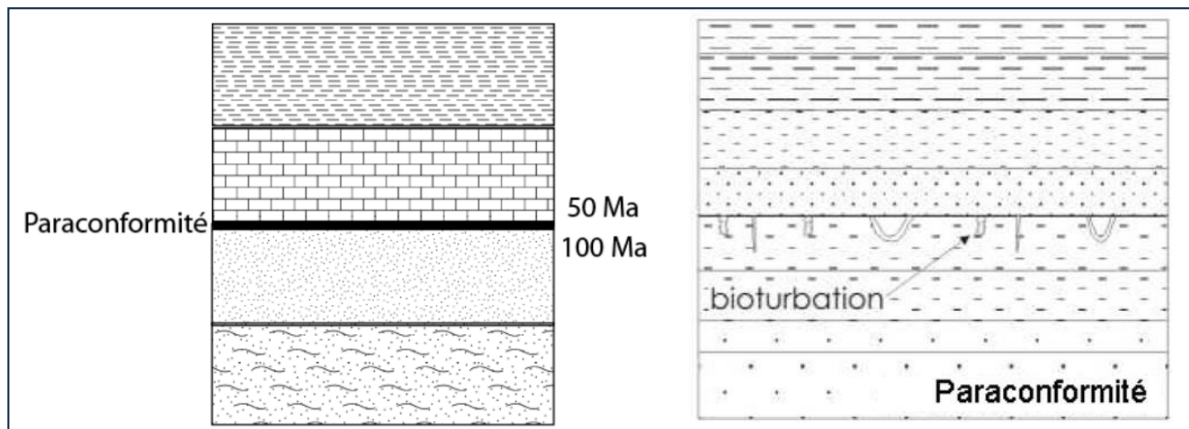


Fig. 26. Discontinuité conforme ou paraconformité.

b) Disconformité ou discordance plate (*disconformity*)

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 (Fig. 27). Cette discontinuité est causée par une érosion mécanique. C'est la **discontinuité de ravinement**.

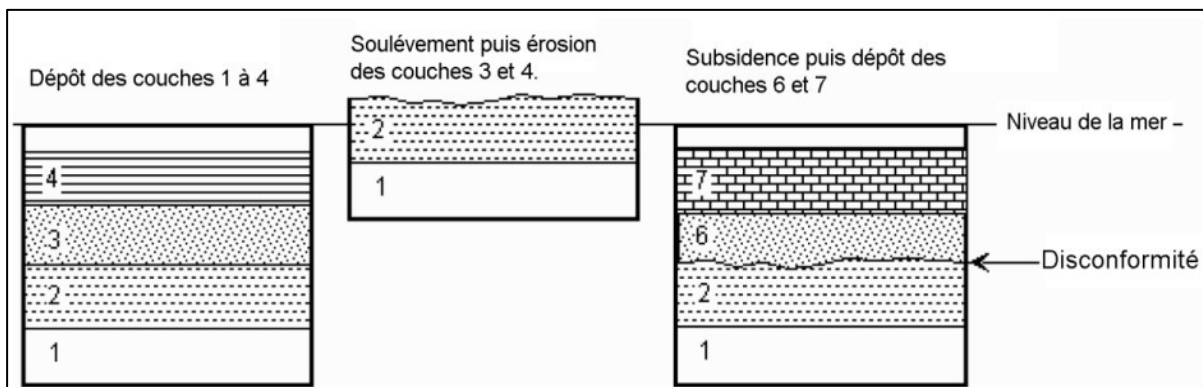


Fig. 27. Disconformité ou discordance plate (*disconformity*).

c) Discordance angulaire (*angular unconformity*)

Elle résulte d'une **déformation tectonique** des couches inférieures suivie d'une **érosion** et d'une **reprise de sédimentation**. Le pendage est différent (formant un angle) entre les couches supérieures et inférieures (Fig. 28).

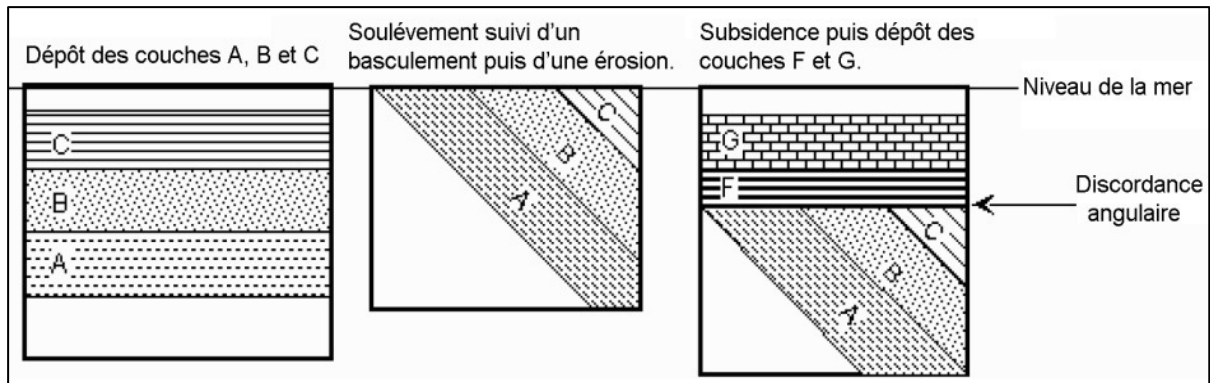


Fig. 28. Discordance angulaire (*angular unconformity*).

d) **Non-conformité ou discordance hétérolithique (*no-conformity or heterolithic uncoformity*)**

L'unité sédimentaire supérieure est mise en place sur un **socle cristallophyllien** ou **métamorphique**. Ces derniers sont sans stratification apparente (granite) ou très mal stratifiés (schistosité, schistes). 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. 29).

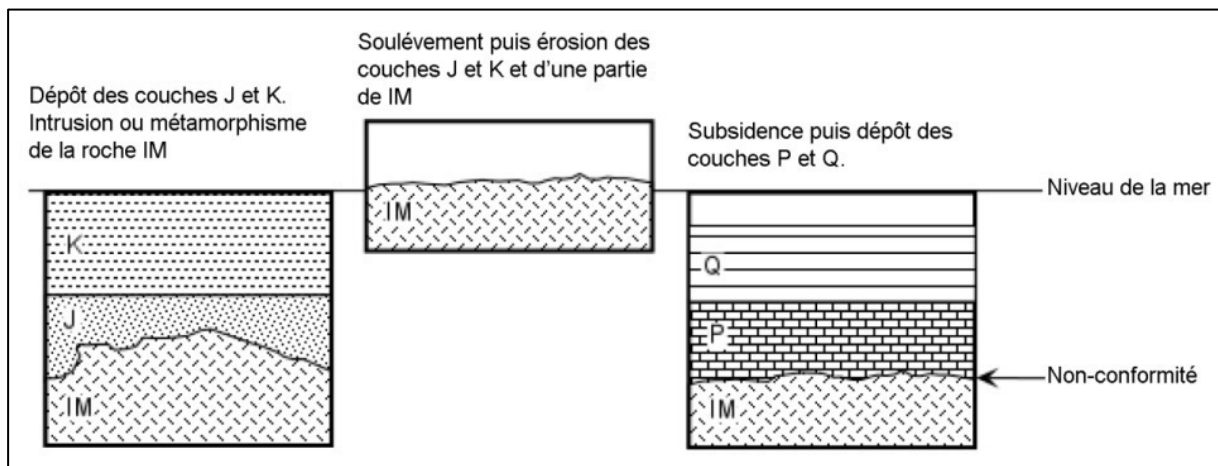


Fig. 29. Non-conformité ou discordance hétérolithique (*no-conformity or heterolithic uncoformity*).

e) **Discordance progressive (*progressive unconformity* ou *cumulative wedging*)**

C'est un type de discordance **syntectonique** où des strates plus jeunes sont déposées sur des strates plus anciennes et inclinées, mais avec une discordance angulaire croissante ou des pendages vers le haut à mesure que le processus de sédimentation se poursuit par une

déformation continue (Fig. 30). Cette discordance est généralement observée dans les **blocs basculés** suivant des **failles listriques**.

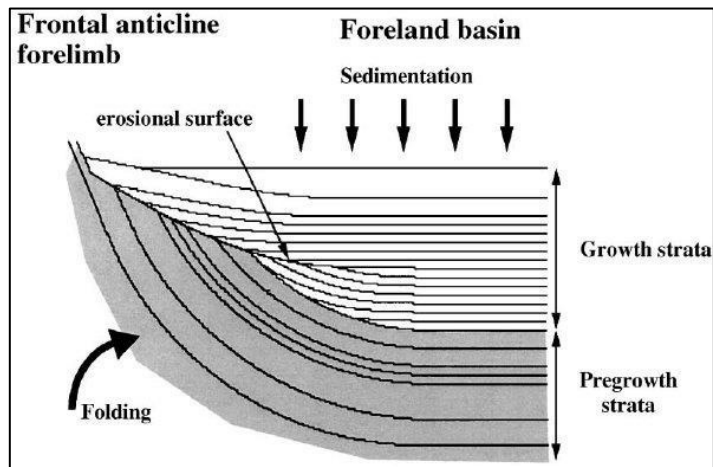


Fig. 30. Une discordance progressive se produit dans les marges des bassins d'avant-pays, en raison de l'interférence simultanée de processus sédimentaires, érosifs et tectoniques (Rafini et Mercier, 2001).

f) Offlap-type progressive unconformity

Il s'agit d'un recouvrement en retrait, régressif accompagné d'un soulèvement tectonique accéléré (Fig. 31a).

g) Onlap-type progressive unconformity

Il s'agit d'un recouvrement transgressif (débordement) accompagné d'un soulèvement tectonique ralenti (Fig. 31b).

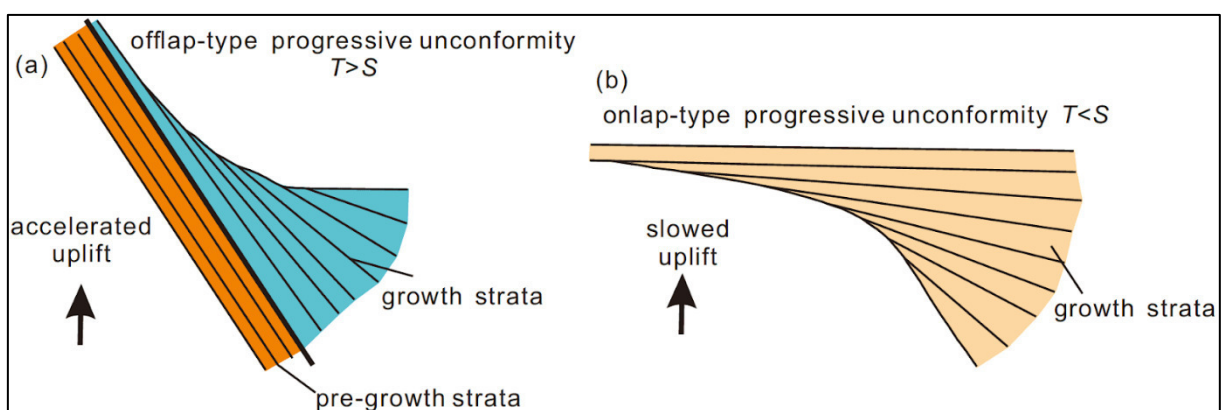


Fig. 31. Offlap- (a) et Onlap-type (b) progressive unconformity. Croquis de Shi et al. (2019), basé sur les idées de Riba (1976).

3. Durée et expression des discontinuités

L'absence de dépôts se déroule pendant une durée déterminée. Celle-ci correspond également à une portion du temps dont l'expression est mise en évidence par des événements géologiques autres que le dépôt. L'ordre (l'importance) de la discontinuité est évalué en fonction de son **origine** et de sa **durée**.

- 1- Diastème (durée très courte) ;
- 2- Joins de stratification (durée très courte) ;
- 3- Hiatus (courte durée) ;
- 4- Lacune (durée plus longue), mise en évidence par l'absence de biozone(s) ;
- 5- Surface de ravinement ;
- 6- Surface durcie ou *Hard Ground* (Surface ferrugineuse et/ou surface perforée) ;
- 7- Niveau condensé ;
- 8- Paléosol.

Les trois derniers représentant un arrêt de sédimentation pendant une période plus longue que les précédents.

4. BIOSTRATIGRAPHIE

A. Définition

C'est la caractérisation des couches (ou unités lithologiques) par leur **contenu biologiques** (fossiles ou traces fossiles). Son utilisation est nécessaire pour la **corrélation** et la **datation**. Elle est basée principalement sur la notion du fossile **stratigraphique** ou fossile **index**.

B. Fossile stratigraphique

Le fossile stratigraphique doit répondre aux caractéristiques suivantes :

1. Une extension réduite dans le temps (courte existence dans le temps = taux de résolution élevé) ;
2. Une grande répartition géographique (formes pélagiques ou planctoniques) à des fins de corrélation ;
3. Une abondance suffisante pour une grande probabilité de fossilisation et d'utilisation ;
4. Facilité d'identification et caractère distinctif.

C. Unités biostratigraphiques

L'unité de base en biostratigraphie est la **biozone**, appelée souvent **zone**. Une biozone peut être subdivisée en **sous-zones** ou **zonules** (unités encore plus petites). A l'inverse plusieurs biozones peuvent regrouper en **superzones**.

Biozone est une unité stratigraphique définie par le contenu biologique d'une couche ou un ensemble de couches. Elle est caractérisée par la présence d'un ou de plusieurs taxons dont elle prend le nom.

Il existe plusieurs types de biozones :

1) Zone d'association (*assemblage zone* ou *cénozone*)

Une zone d'association est définie par un assemblage composé d'une association naturelle de divers groupes ou d'un seul groupe, mais qui doit se distinguer des couches adjacentes (Fig. 32).

Exemple : une zone d'association de foraminifères, d'algues et d'ammonoïdes ou une zone d'association de foraminifères planctoniques. Zone d'association à *Orbitolites complanatus* et *Nummulites variolarus*

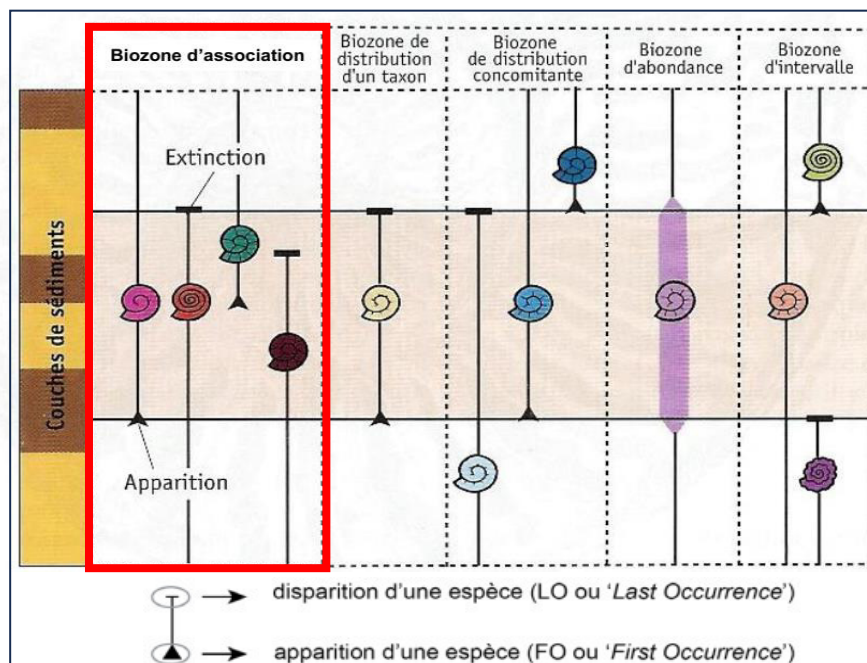


Fig. 32. Zone d'association (*assemblage zone* ou *cénozone*).

2) Zone d'extension (*range zones ou acrozone*)

Elle correspond à l'extension surtout verticale soit d'un taxon (selon ces représentants, espèce, genre, famille) soit à une extension concomitante (zone de concomitance ou de coexistence) de deux ou de plusieurs taxons (Fig. 33). On définit donc respectivement :

- A. **Zone d'extension totale (TRZ) d'un taxon ou de distribution** : C'est un ensemble des couches représentant l'extension totale de l'espèce index. Exemple: Zone à *Rotalipora cushmani* TRZ (*Total Range Zone*).
- B. **Zone d'extension concomitante ou de distribution concomitante** : désigne l'intervalle de temps pendant laquelle coexistent deux ou plusieurs taxons.

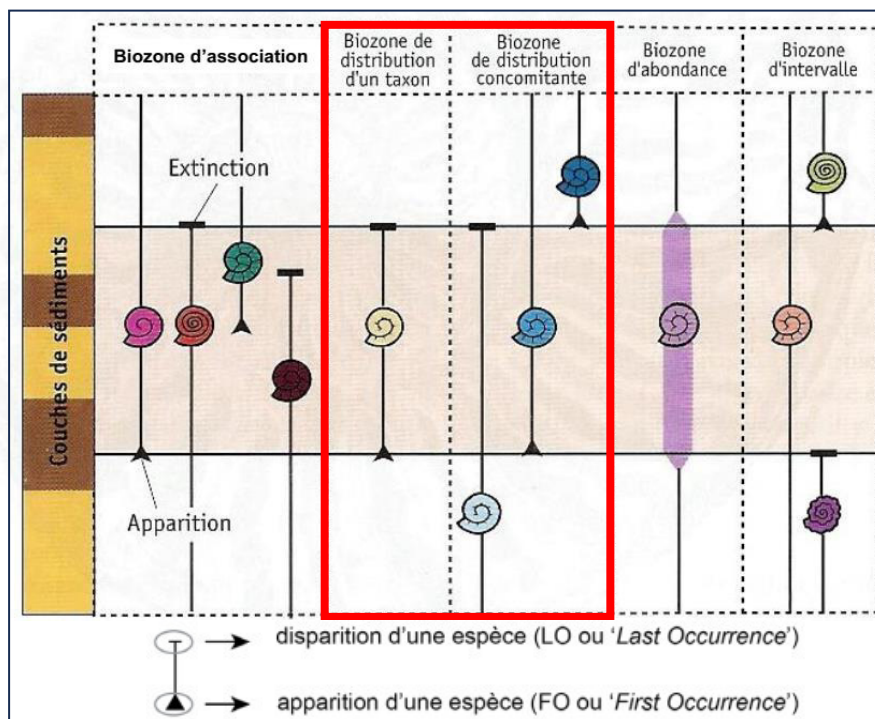


Fig. 33. Zone d'extension (*range zones ou acrozone*).

3) Zone d'abondance ou zone d'apogée (*Acmé Zone*)

Cette zone est définie uniquement sur un niveau d'abondance maximal d'un taxon, d'un genre ou d'une espèce. Généralement, elle correspond à un intervalle de temps inférieur à la zone d'extension totale (Fig. 34).

La dénomination de la zone est liée au taxon abondant, exemple : La zone d'acmé à *Sphaerodinellopsis*.

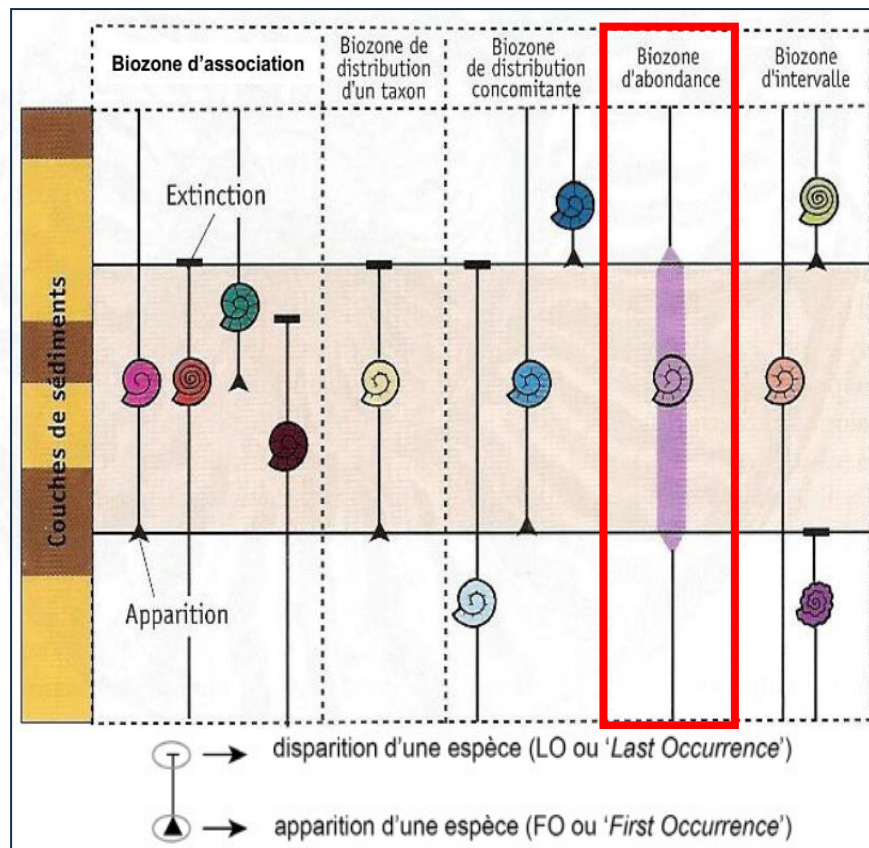


Fig. 34. Zone d'abondance ou zone d'apogée (Acmé Zone).

4) Zone d'intervalle (*Interval Zone (I.Z.)*)

Cette zone est définie différemment par rapport aux zones de concomitance ou aux zones d'association. Elle est définie à sa base par une disparition (LAD) d'une espèce et au sommet par l'apparition (FAD) d'une autre espèce (Fig. 35).

FAD : *First Appearance Datum* (Première apparition du datum) ;

LAD : *Last Appearance Datum* (Dernière apparition du datum).

La dénomination de la zone n'a pas de règle stricte. Choix en général d'un taxon index.

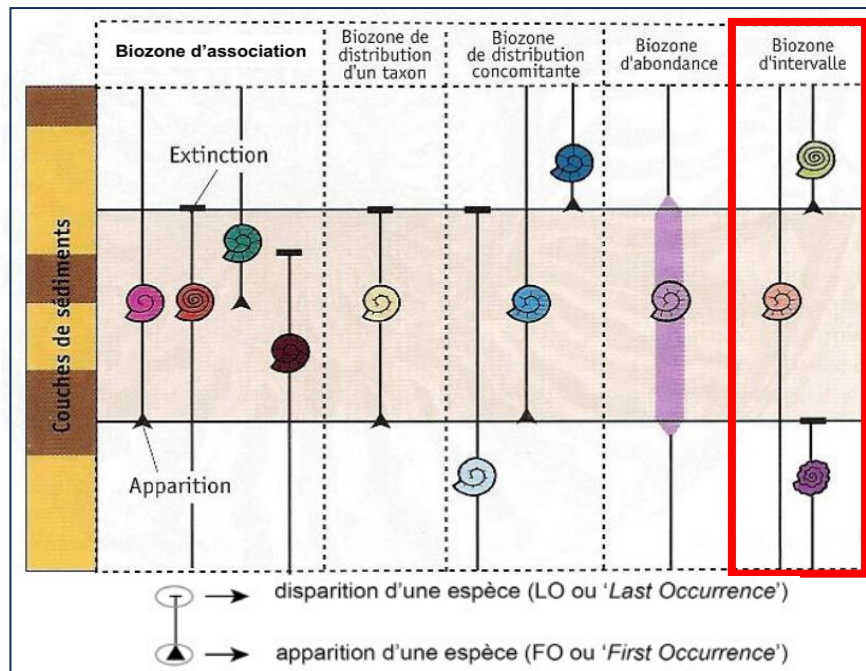


Fig. 35. Zone d'intervalle (*Interval Zone (I.Z.)*).

5. CHRONOSTRATIGRAPHIE

A. Définition

C'est la subdivision des couches géologiques en unités correspondant à des intervalles de temps. Les unités chronostratigraphiques sont des unités de référence servant de base aux **corrélations**.

Chaque unité chronostratigraphique représente un ensemble de couches équivalent au temps nécessaire à son dépôt d'où possibilité de découpage du temps géologique et donc l'établissement d'une échelle chronostratigraphique (Fig. 36).

B. Echelle chronostratigraphique

Objet : « Établissement d'une hiérarchie complète et structurée de toutes les unités stratigraphiques »

Chaque **unité chronostratigraphique** représente un ensemble de couches et la durée correspondante au dépôt de ces couches est une **unité géochronologique** (Fig. 37).

Chronostratigraphie (repères) EESSE	Géochronologie (temps de dépôt) EEPEA
Eonothèmes	Eon
Erathèmes	Ere
Systemes	Période
Séries	Epoque
Etage	Age
Chronozone	Chron (durée d'une biozone)

Fig. 37. Diverses unités chronostratigraphiques et leurs équivalents dans le temps de dépôt.

1) Eons (=Eonothèmes)

Intervalle de temps géologique le plus grand de plusieurs centaines de millions d'années (Ma).

On distingue 4 Eons :

- a) Le **Hadéen** (-4500 Ma à -4000 Ma) : formation de la Terre et de la Lune.
- b) L'**Archéen** (-4000 Ma à -2500 Ma) : anciennes roches à organismes unicellulaires.
- c) Le **Protérozoïques** (-2500 Ma à -538 Ma) : organismes multicellulaires primitifs.

Hadéen+ Archéen+ Protérozoïques=Précambrien

- d) Le **Phanérozoïque** (-538 Ma à aujourd'hui) : développement de la vie.

Dates à retenir :

- Prolifération soudaine de la vie (explosion Cambrien) (-538 Ma).
- Développement des métazoïres (-1000 Ma).
- Apparition des premiers Eucaryotes et la formation du supercontinent : Rodinia (-1600 Ma).
- Augmentation du taux d'oxygène dans l'atmosphère (-2500 Ma).
- Premiers êtres vivants (photosynthèse) (-3800 Ma).
- Fin du refroidissement et de la différenciation de la Terre (-4000 Ma).
- Naissance de la Terre (-4500 Ma).

2) Eres (=Erathèmes)

Leurs limites sont marquées par de grands bouleversements biologiques (**grandes extinctions**) et paléogéographiques (**orogénèse**). L'orogénèse est le terme scientifique désignant les mécanismes de formation des montagnes.

Dans l'échelle des temps géologiques, on distingue 3 Eons majeurs, qui à leur tour se subdivisent en plusieurs Eres :

a) Eon Phanérozoïque = 3 Eres

Cénozoïque (vie récente -66 Ma à aujourd'hui) ;

Mésozoïque (vie intermédiaires -251 Ma à -66 Ma) ;

Paléozoïque (vie ancienne -538 Ma à -251 Ma).

b) Eon Protérozoïque = 3 Eres

Néoprotérozoïque (-1000 Ma à -538 Ma) ;

Mésoprotérozoïque (-1600 Ma à -1000 Ma) ;

Paléoprotérozoïque (-2500 Ma à -1600 Ma).

c) Eon Archéen = 4 Eres

Néoarchéen (-2800 Ma à -2500 Ma) ;

Mésarchéen (-3200 Ma à -2800 Ma) ;

Paléoarchéen (-3600 Ma à -3200 Ma) ;

Eoarchéen (-4000 Ma à -3600 Ma).

3) Périodes (=Systèmes)

Ils regroupent des étages sur des références **lithologiques** (Carbonifère, Crétacé), **paléontologiques** (Nummulitique = Paléogène) ou autres. Durée moyenne entre 20 Ma et 70 Ma.

4) Epoques (=Séries)

La subdivision en époque est basée sur les associations de fossiles stratigraphiques spécifiques. La durée moyenne est d'environ 15 Ma (sauf pour le Quaternaire). Elles sont reconnaissables par les adjectifs **inférieur, moyen, supérieur** (Crétacé inférieur, supérieur) ou encore par les suffixes « **-cène** » (Éocène, Oligocène, etc.).

5) Ages (=Etages)

L'unité de base est donc l'Etage = ensemble des strates comprises entre deux coupures dont les caractéristiques constituent un stratotype. Le nom d'un étage est dérivé d'un terme géographique (localité type ou région type) suivi du suffixe « -ien ».

6. RELATION ENTRE LITHO-, BIO-, ET CHRONOSTRATIGRAPHIE

La lithostratigraphie décrit la succession des roches par leurs caractéristiques physiques, la biostratigraphie les classe selon les fossiles qu'elles contiennent, et la chronostratigraphie les ordonne par leur âge ou leur période de dépôt, visant à établir une échelle de temps géologique mondiale. Ces trois disciplines sont interconnectées : la biostratigraphie fournit les outils les plus fiables pour définir les unités chronostratigraphiques, et la lithostratigraphie peut compléter la chronostratigraphie en étudiant la succession des roches. L'objectif est de construire une compréhension complète et précise de l'histoire de la Terre.

Par exemple, en analysant la répartition de quelques fossiles stratigraphiques (fossiles guides de a au g ; cf. Fig. 38) présents dans les roches de la colonne lithostratigraphique ci-dessous, les biostratigraphes ont pu définir 6 biozones. A l'aide de ces biozones précédemment définies, 5 étages ont pu être délimités en se référant à une échelle chronostratigraphique internationale.

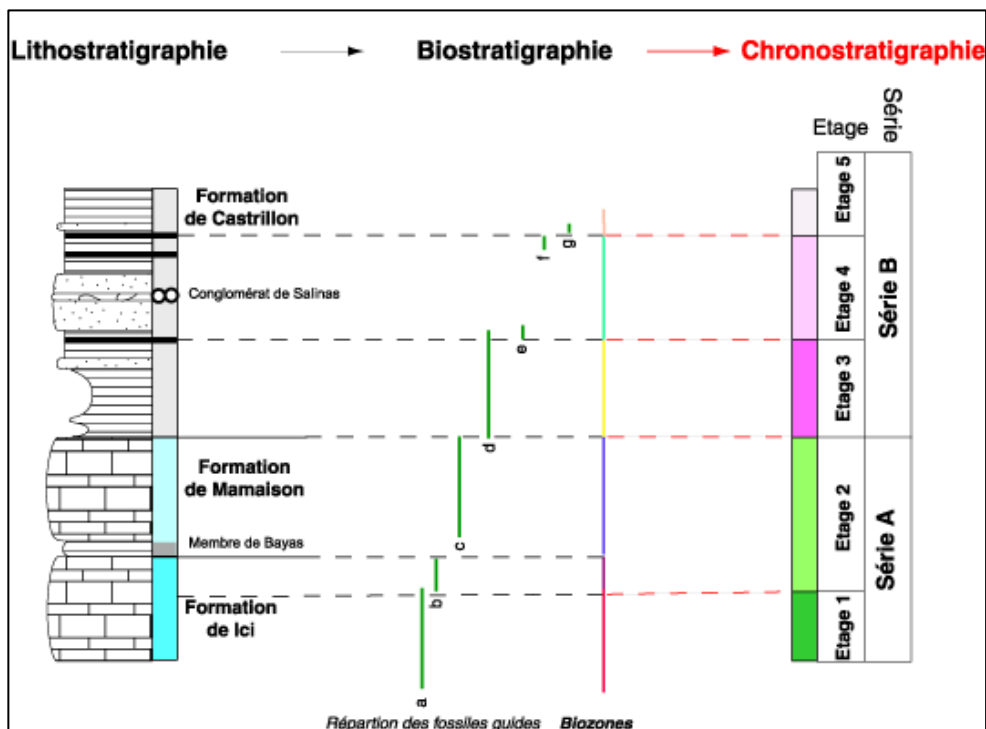


Fig. 38. Relation entre litho-, bio-, et chronostratigraphie.

CHAPITRE 03

RYTHMOSTRATIGRAPHIE

1. ANALYSE SEQUENTIELLE

A. Généralités

L'analyse séquentielle est une discipline scientifique qui étudie les relations entre la trame texturale des faciès et l'agencement structurale des séquences. Elle apparait comme une méthode de traitement de l'information enregistrée au cours du temps. L'information peut être **lithologique, paléontologique, géochimique**, etc. (le traitement donc du faciès). La notion de faciès est donc essentielle, sa description riche et concise peut fournir une information capitale et importante qui permet une réponse séquentielle précise.

L'analyse séquentielle essaie de définir des séquences de références idéales traduisant les enchainements théoriques logiques des faciès (**séquences virtuelles**) on compare ensuite les séquences réelles observés dans la nature à la séquence virtuelle.

B. La séquence

La séquence est une succession ordonnée de plusieurs faciès, habituellement limité au mur et au toit par des **discontinuités stratigraphiques** (Fig. 39). Son ordonnance peut traduire soit un mécanisme de sédimentation particulier (ex. des séquences sédimentaires de flysch), soit une histoire sédimentaire caractéristique (ex. séquence transgressive, dans laquelle des dépôts littoraux passent vers le haut à des dépôts plus profonds). Chaque séquence peut être considéré comme un **faciès élémentaire** dans la séquence d'ordre supérieur.

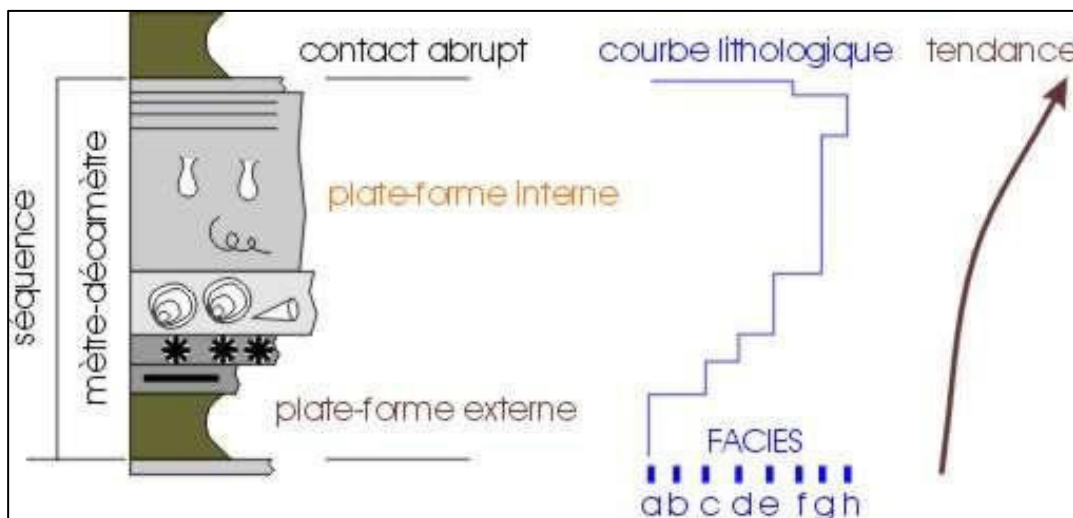


Fig. 39. Schématisation d'une séquence élémentaire classique. (Illustration de F. Boulvain).

C. Courbe lithologique et séquences

Une courbe lithologique, parfois appelée **courbe de faciès** ou de **microfaciès**, est une représentation graphique qui montre la succession verticale des différents types de roches (faciès) rencontrés dans une coupe géologique ou une carotte de forage. Elle permet de visualiser les changements dans les **conditions de dépôt** (par exemple, passage d'un environnement marin peu profond à un environnement plus profond) et d'identifier les limites entre différentes unités lithostratigraphiques. L'analyse de ces courbes et séquences est essentielle pour comprendre l'histoire géologique d'une région et pour établir des **corrélations stratigraphiques**.

Elle est généralement construite en traçant des colonnes verticales pour chaque faciès, en utilisant une échelle pour représenter les épaisseurs relatives des différents niveaux. En regard du point d'échantillonnage, on porte un point correspondant au microfaciès identifié en lame mince ; les différents points sont ensuite reliés par une courbe (Fig. 40B). Cette courbe montre les variations lithologiques ou microfaciologiques verticales des faciès.

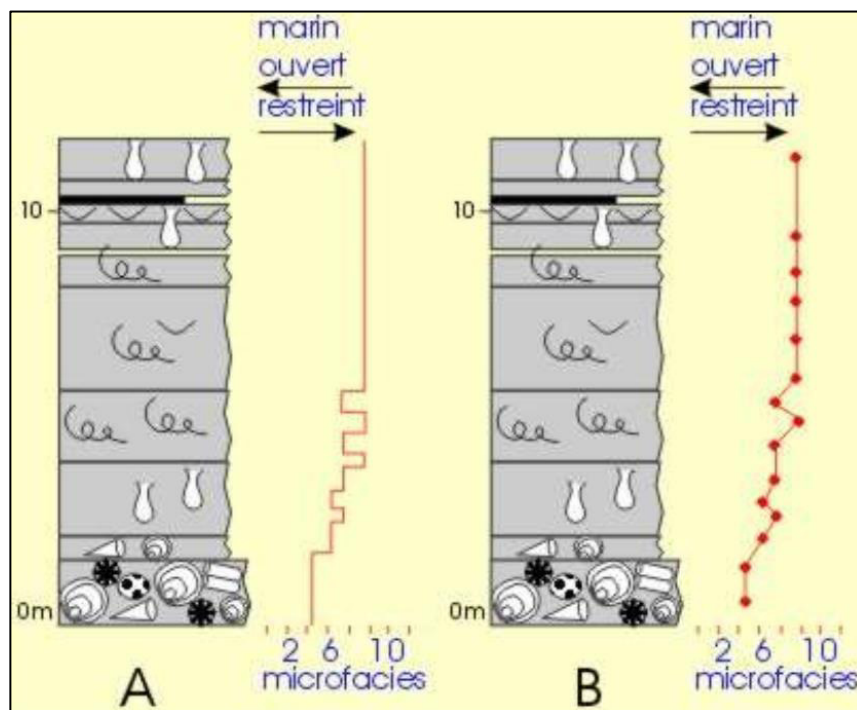


Fig. 40. Schématisation des courbes lithologiques et séquences. (Illustration de F. Boulvain).

D. Différents types de séquences

1. Séquence virtuelle

Succession la plus complète possible théoriquement de niveaux (faciès) qui s'arrangent habituellement en séquences (ex. **séquence type de Bouma**) (Fig. 41). Elle est utilisée comme code pour l'analyse séquentielle.

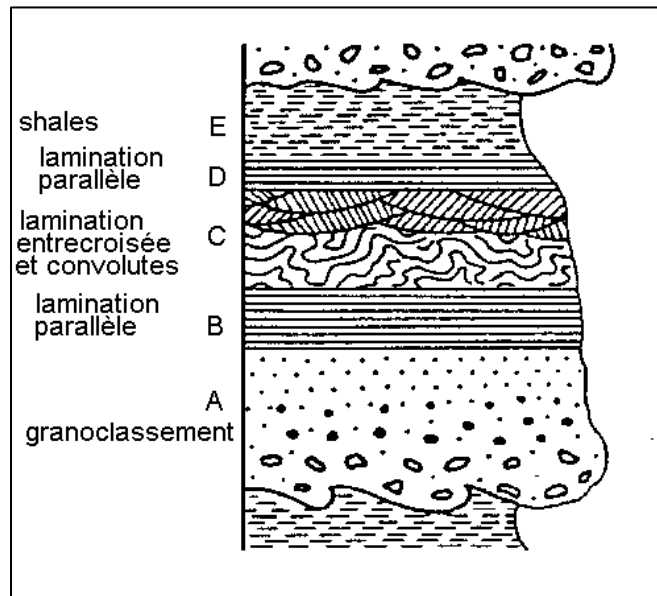


Fig. 41. Séquence virtuelle de Bouma (1962).

2. Séquence lithologique

Succession évolutive univoque de termes lithologiques liés, verticale ou horizontale, présentant des limites naturelles (Fig. 42A).

3. Cycle sédimentaire

Succession progressive de terme lithologique comportant un retour au terme initial (Fig. 42B).

4. Rythme

Succession naturelle de faciès liés dans laquelle il y a une répétition régulière des termes (Fig. 42C).

5. Séquence positive ou négative

Séquence lithologique présentant une évolution nette de l'énergie de mise en place au moment de dépôt (Fig. 43). Elle pourrait être subdivisée en :

- **Séquence positive (a)** : on passe des plus gros grains aux petits grains (Fig. 43a).
- **Séquence négative (b)** : on passe des plus petits grains aux gros grains (Fig. 43b).

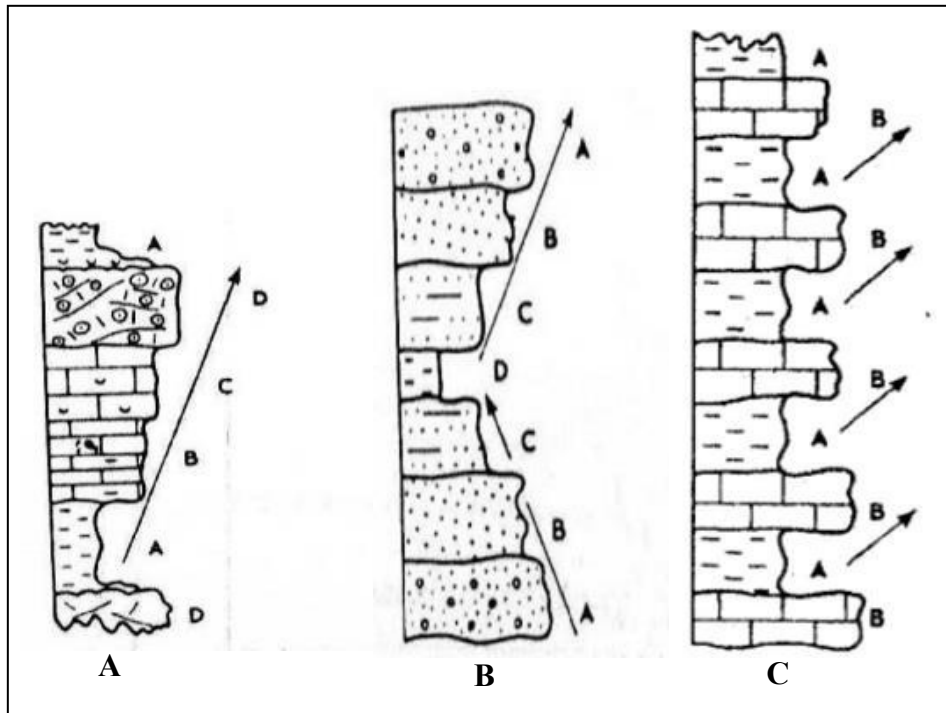


Fig. 42. Schématisation des séquences. A) Séquence lithologique. B) Cycle sédimentaire. C) Rythmes.

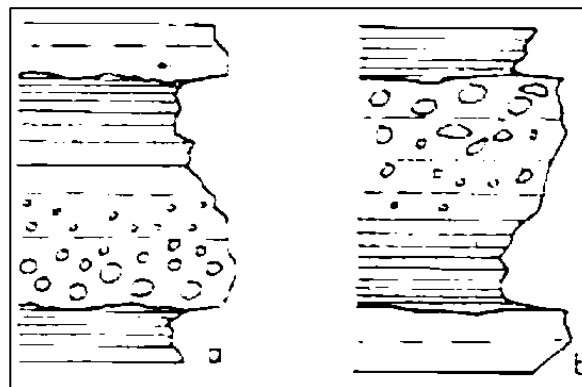


Fig. 43. Séquence positive (a, granoclasement normal) et séquence négative (b, granoclasement inverse).

6. Séquence transgressive ou régressive

Succession évolutive de terme lithologiques liés traduisant verticalement une transgression ou régression (Fig. 44A).

7. Mégaséquence

Correspond à une séquence d'ordre supérieur qui peut comporter la répétition d'un certain nombre de séquence, cycles, rythmes élémentaires, etc. (Fig. 44B). Une mégaséquence peut être positive ou négative et traduire une **tendance transgressive** ou **régressive**.

8. Séquence rythmique, cycle rythmique

Répétition monotone de cycles ou séquences sans variations cohérentes des termes successifs ou de leur épaisseur (Fig. 44C).

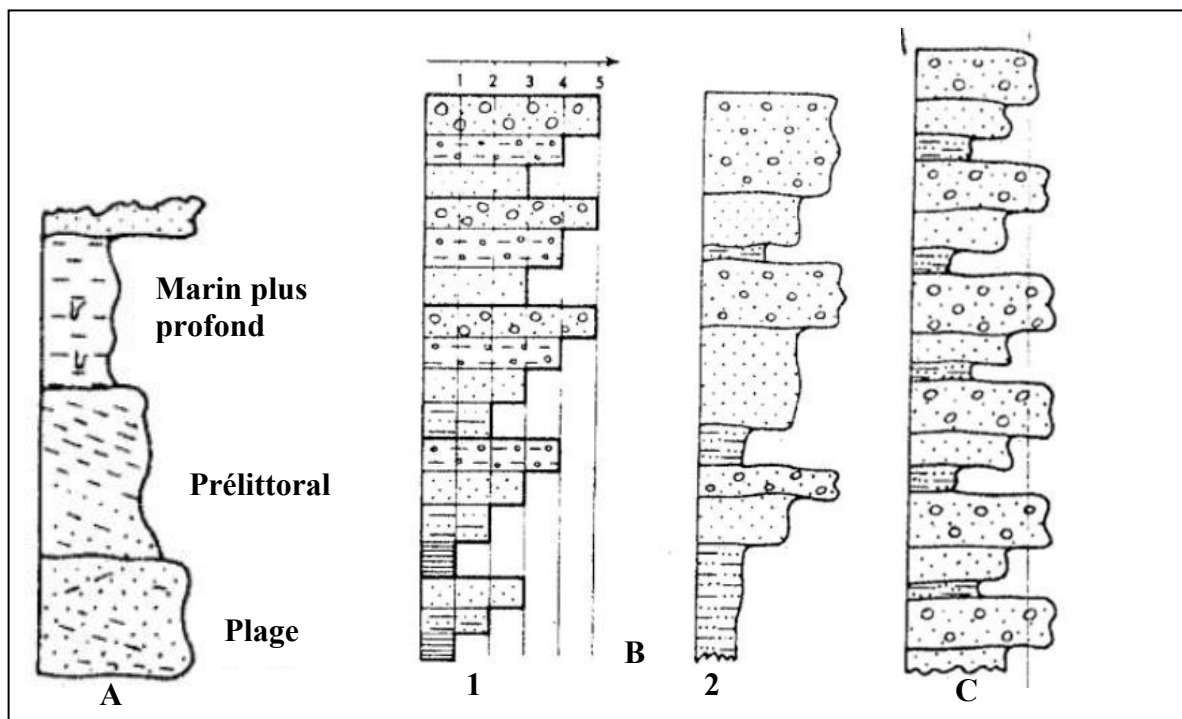


Fig. 44. Schématisation des séquences. **A)** Séquence transgressive. **B)** Deux types de mégaséquences avec variations des faciès (1) et des épaisseurs (2). **C)** Séquences rythmiques.

E. Critères essentiels en analyse séquentielle

- **Le terme lithologique** : nature (calcaire, dolomie, etc.), teinte, couleur, aspect, dureté, constituant essentiels % : (pellet, oolithes, débris coquilliers, etc.) ;
- **Géométrie du dépôt** : (épaisseur, extension, forme, etc.) ;
- **Composition lithologique ou chimique** ;
- **Texture** (granulométrie, morphoscopie des grains) ;
- **Structure** (lamination, granoclassement, stratification oblique, etc.) ;
- **La faune et flore** ;

- **Les limites** : certains sédiments s'ordonnent en séquences simples, d'autre en séquences plus complexes d'où les échelles de séquences sont multiples. Ces diverses propriétés de la notion **séquence** permettent de tracer les limites.

2. EUSTATISME ET CYCLES EUSTATIQUES

A. Eustatisme

L'eustatisme est la variation du niveau moyen des mers (relative par rapport aux continents supposés stables) (Fig. 45). Ce facteur contrôle l'épaisseur de la tranche d'eau (niveau relatif) et donc l'extension latérale du bassin (Fig. 46). Le niveau marin pourrait être **absolu** ou **relatif**.

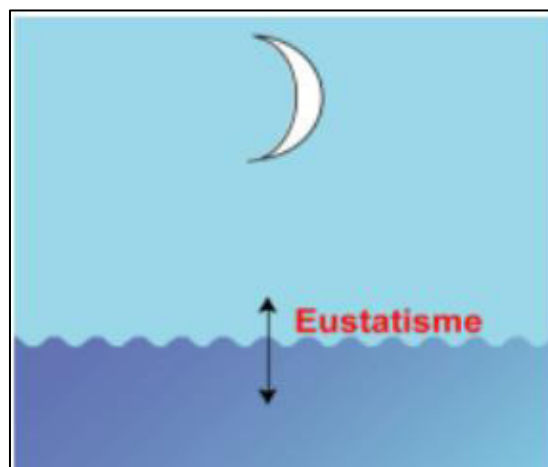


Fig. 45. Niveau marin absolu (eustatisme).

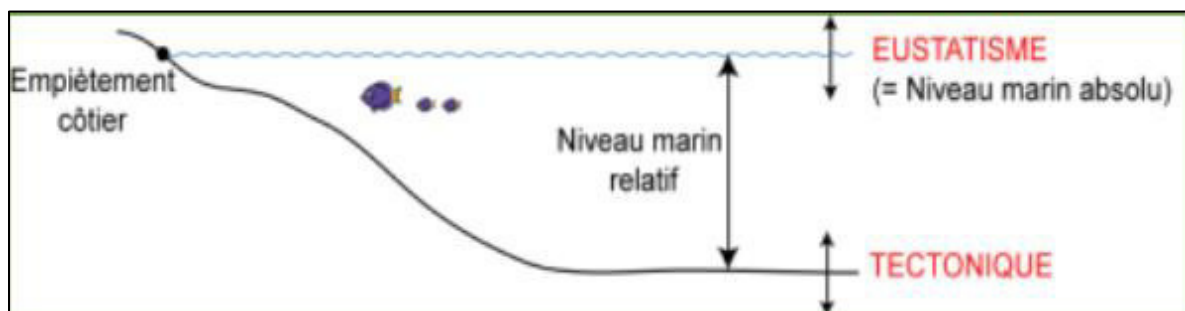


Fig. 46. Niveau marin relatif (eustatisme et tectonique) (Homewood et al., 1999).

C'est un phénomène cyclique de lentes (de l'ordre du mm/an) montées et descentes du niveau marin. Par exemple, la formation des calottes glaciaires a un effet eustatique, qui se traduit par une baisse du niveau des océans (**régression eustatique**), pouvant atteindre une centaine de mètres.

La compréhension de ce phénomène (eustatisme) a permis de mieux expliquer l'histoire des paléoenvironnements et des organismes qui se sont succédé dans le temps. L'étude de l'eustatisme implique de disposer de données paléoenvironnementales. Elles proviennent notamment de la **pétrographie**, de la **paléontologie**, de la **stratigraphie** et de l'étude de la **composition isotopique** de la roche sédimentaire concernée.

B. Accommodation

L'espace disponible pour accueillir des sédiments, encore appelé **potentiel d'accommodation** du bassin correspond au volume disponible pour les sédiments entre le **substratum** de la marge (ou plancher sédimentaire) et le **niveau marin** (Fig. 47). Il dépend :

- Des variations positives ou négatives du niveau marin appelées **eustatisme** ;
- De l'enfoncement du substratum de la marge appelé **subsidence** ;
- Le **flux sédimentaire** (sédimentation et organisation sédimentaire).

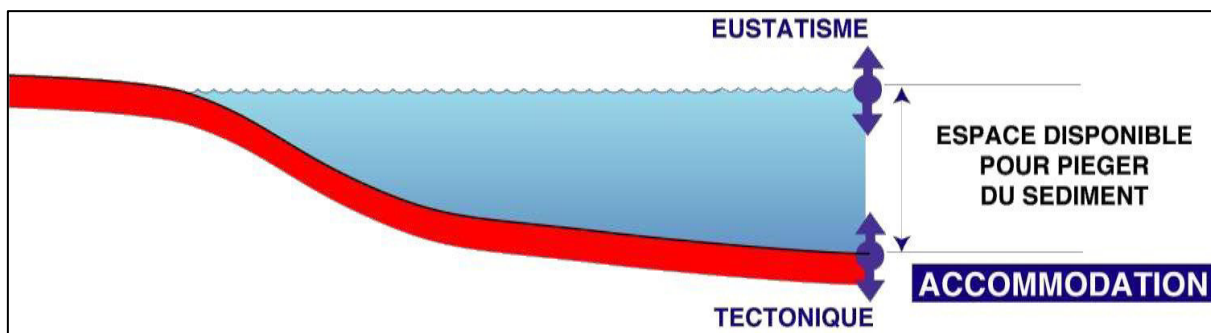


Fig. 47. Espace disponible ou accommodation (Robin, 1997).

C. Facteurs de l'eustatisme

Ils sont multiples et interfèrent (« **effets combinés** ») (Fig. 48). Ce sont principalement :

- Le **tectono-eustatisme** (variations du volume des bassins océaniques) qui explique les cycles de variations du niveau marin basses fréquences (Ex. tectonique des plaques) ;
- Le **glacio-eustatisme** (variations de la masse d'eau dans les bassins océaniques) qui explique les cycles de variations du niveau marin des plus hautes fréquences.

Exemple : glaciation : baisse du niveau marin (**régression eustatique**) et déglaciation : fonte des glaces qui implique une montée du niveau des mers (**transgression eustatique**) ;

- c) L'**eustatisme orbital**, également connu sous le nom **d'eustatisme cyclique** ou **eustatisme de Milanković**, décrit les variations du niveau moyen des mers dues aux changements de l'orbite terrestre.
- d) **Variation du taux d'expansion des dorsales océaniques** qui contrôlent le volume des bassins océaniques.

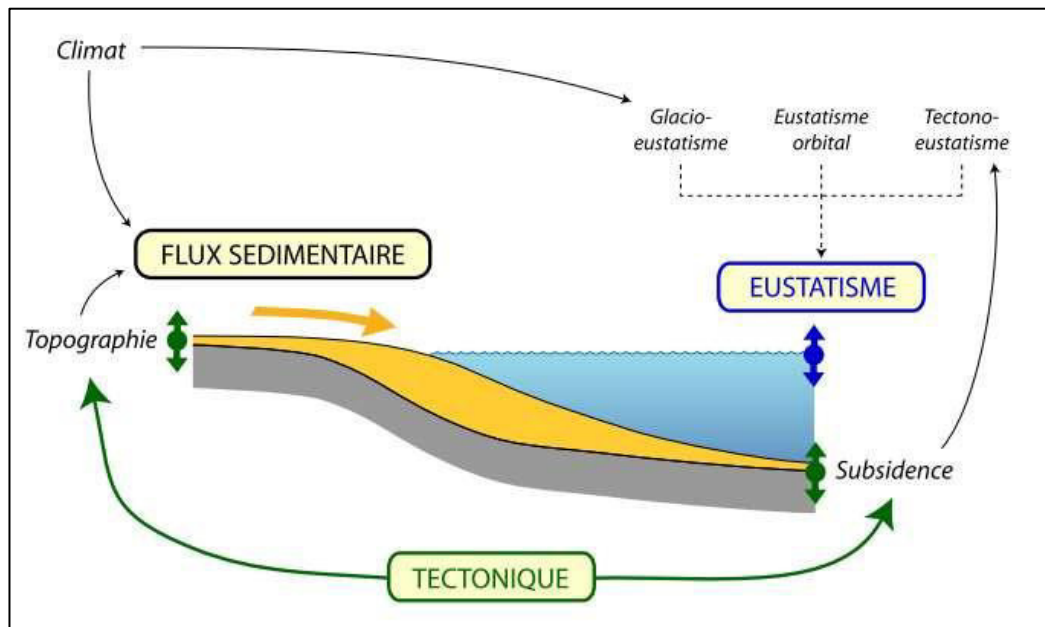


Fig. 48. Effets combinés de plusieurs facteurs internes (tectonique) et externes (climat) sur l'eustatisme.

Au cours de la dernière **déglaciation**, (commencé il y a 20.000 ans), le niveau marin a monté de près de 120-130 m, pour se stabiliser à son niveau actuel il y a 6.000 ans (**Fig. 49**). Les calottes qui recouvraient l'Amérique et l'Europe du Nord ont disparu en presque 15.000 ans.

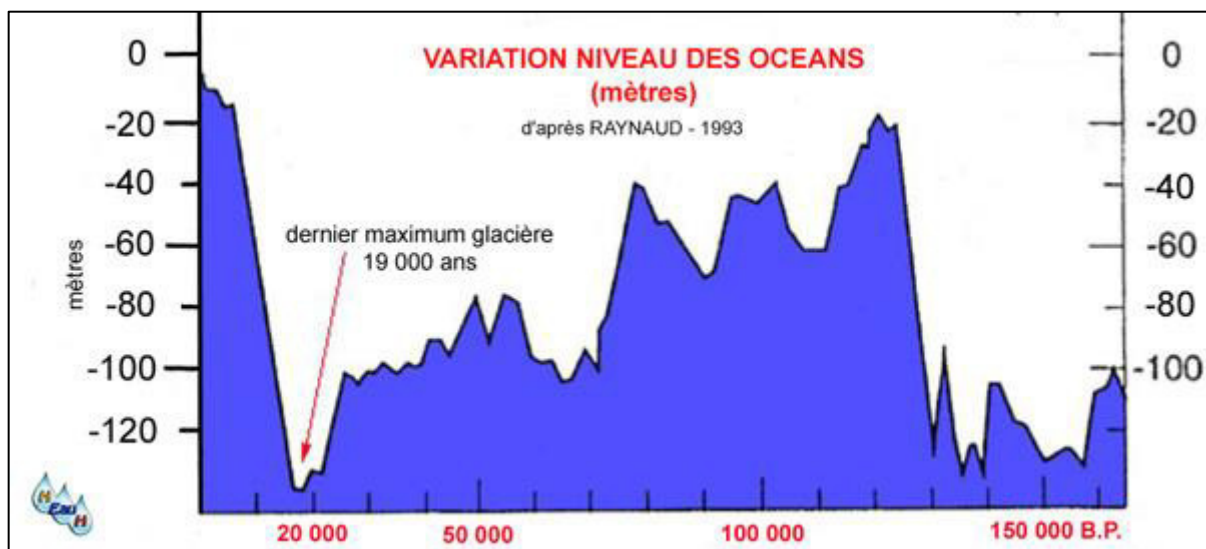


Fig. 49. Variation du niveau des océans (m) au cours des derniers 150.000 ans (**Raynaud, 1993**).

CHAPITRE 04

SUBSIDENCE, TRANSGRESSIONS ET REGRESSIONS

1. ISOSTASIE

A. Rappels

I. La structure du globe

La distinction entre la lithosphère et l'asthénosphère est essentiellement **thermique**. Dans la lithosphère, la chaleur se propage par **conduction**, alors que dans l'asthénosphère la chaleur est transmise par **conduction** mais aussi par **convection**. La limite lithosphère/asthénosphère correspond approximativement à l'**isotherme 1300°C**. La limite inférieure de l'asthénosphère est à -700km environs. La lithosphère est l'enveloppe externe rigide de la Terre, qui comprend la croûte continentale, la croûte océanique et une partie du manteau supérieur (Fig. 50).

	Epaisseur	Age (MA)	Composition moyenne	Densité moyenne
Croûte océanique	7 à 12	< 200	basaltique	2,9
Croûte continentale	30 à 70	3 900 maxi (*)	granitique	2,7

Fig. 50. Comparaison des caractéristiques de la croûte océanique et continentale.

II. Principe d'Archimède

Le principe d'Archimède dit que "tout corps plongé dans un liquide subit une poussée verticale vers le haut égale au poids du volume de liquide déplacé"

Cette loi dépend des densités et des volumes des corps

B. Isostasie et racines crustales

Du mot grec *isostasios*, *iso* (**égal**) et *statikos* (**stable**) : il signifie « même équilibre stable partout ». Donc le terme «**isostasie**» traduit l'état d'équilibre des roches de la croûte terrestre par rapport au manteau sous-jacent. Ce phénomène implique que, au-dessus d'une certaine profondeur, appelée **niveau de compensation**, la masse des roches crustales superficielles est partout la **même** quelle que soit l'altitude des reliefs (Fig. 51).

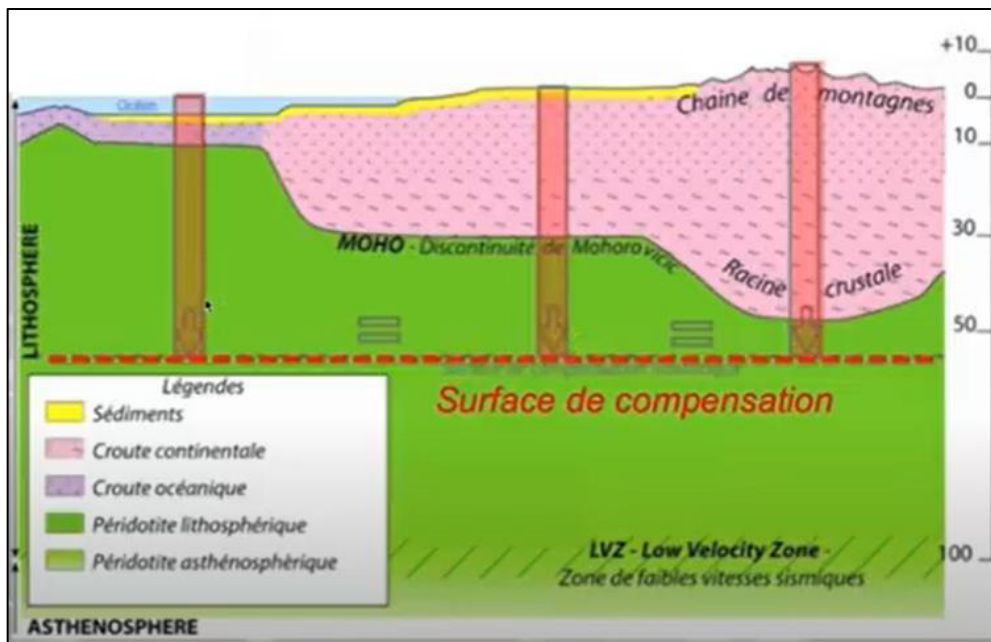


Fig. 51. La surface de compensation des roches crustales superficielles (CC+CO).

Équilibre isostatique signifie que les éléments de la croûte (lithosphère) qui se trouvent enfouis à des profondeurs (de l'ordre de 10km, par exemple) sont soumis à la même pression indépendamment des irrégularités topographiques en surface.

La lithosphère rigide, découpée en plaques, repose en équilibre sur l'asthénosphère plus dense, moins rigide donc plus déformable (=ductile). Cet état d'équilibre des masses de la lithosphère/asthénosphère est appelé **isostasie**. Du fait que l'asthénosphère est un peu moins rigide que la lithosphère, elle va se déformer sous le poids de la lithosphère si celui-ci est important (en dessous d'une montagne par exemple, cf. Fig. 52).

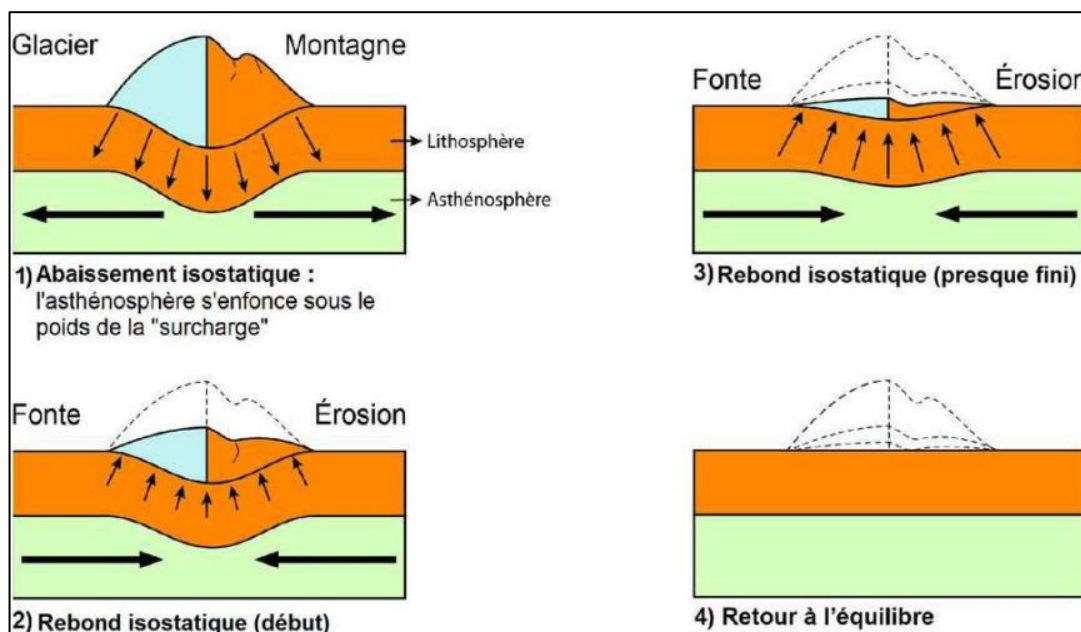


Fig. 52. Abaissement et rebond isostatique sous le poids d'une montagne ou un glacier.

DONC....

Le Moho (**discontinuité de Mohorovičić**, communément appelé « Moho », représente l'interface qui sépare la croûte du manteau terrestre) va s'enfoncer plus profondément sous les montagnes, par conséquent la lithosphère va s'enfoncer dans l'asthénosphère aussi (Fig. 53).

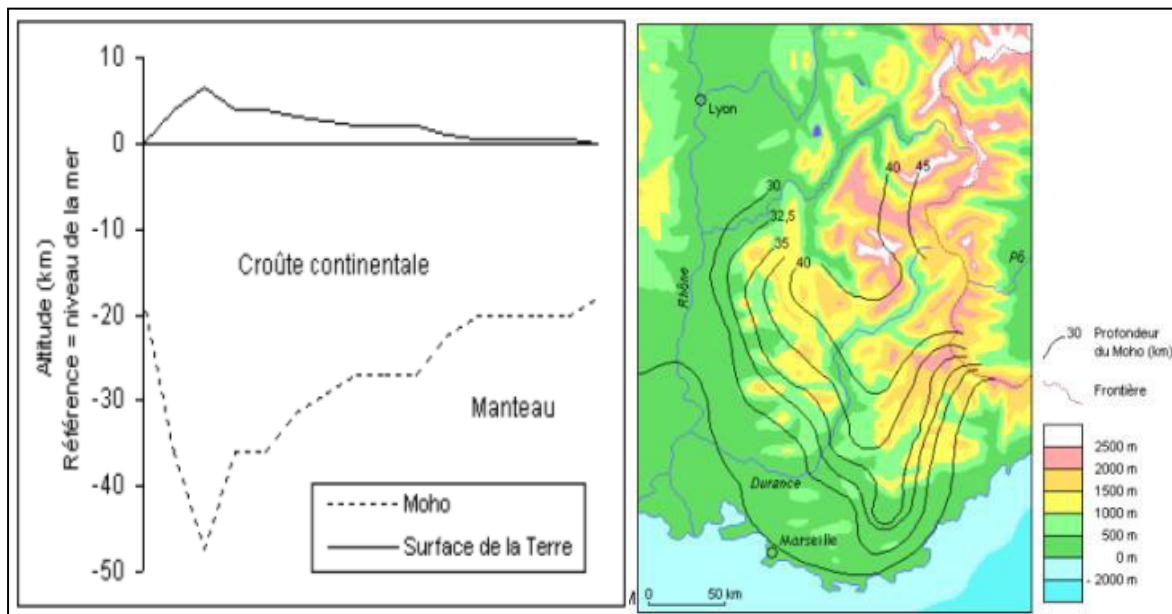


Fig. 53. Enfoncement de la profondeur du Moho en fonction de l'altitude des reliefs terrestres (Ex. chaîne de montagne).

C. Erosion et isostasie

A l'échelle continentale, l'érosion par les eaux de ruissellement, la glace et le vent tend à aplanir les reliefs vers un profil de base qui est le niveau des mers. Selon le principe d'isostasie (rappelons que la lithosphère "flotte" sur l'asthénosphère), l'ablation d'une tranche de matériaux à la surface d'un continent entraîne un rééquilibrage des masses ; par conséquent, la remontée de l'ensemble de la lithosphère continentale (Fig. 54A).

De cette manière, la croûte continentale s'amincit progressivement ; on tend vers la pénuplanation et vers une épaisseur de croûte continentale qui soit compatible avec l'épaisseur de la croûte océanique, en conformité avec les densités respectives des deux croûtes (Fig. 54B, C). En contrepartie, la surcharge due à l'addition de sédiments sur la lithosphère océanique crée un enfoncement qu'on appelle de la **subsidence** (Fig. 54C).

Il y a deux paramètres antagonistes à considérer : **l'érosion** qui abaisse la chaîne et le **rééquilibrage isostatique** qui la soulève.

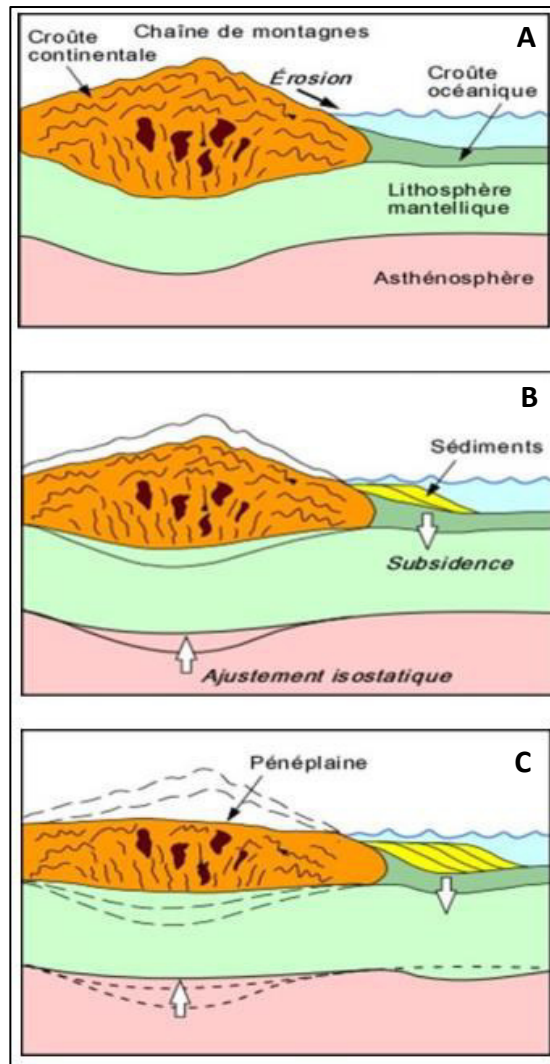


Fig. 54. Différentes phases de destruction (ablation) d'une chaîne de montagne par érosion et rééquilibrage isostatique.

D. Modèles de l'isostasie

L'isostasie est un concept permettant d'expliquer le phénomène par lequel les éléments enfouis de la lithosphère sont soumis à une **même pression souterraine**, quelque soient les reliefs visibles en surface. Les forces de **compensation isostatique** contrecarrent l'érosion de surface et font apparaitre de nouveaux reliefs. Parmi les nombreux modèles de l'isostasie, on distingue deux modèles :

1. Modèle de Pratt

Ce modèle est basé sur l'hypothèse que les densités varient latéralement dans des colonnes en fonction de leur élévation par rapport au géoïde. Plus la colonne est élevée, moins elle est dense et inversement, de telle sorte qu'à une certaine profondeur, appelée "**la profondeur de compensation**", les pressions seront égales (Fig. 55A).

2. Modèle d'Airy

Airy suggère que des morceaux de croûte terrestre plus ou moins épaisse flottent sur une substance de forte densité selon le principe d'Archimède. Plus les montagnes sont élevées, plus leur racine est importante. Dans ce modèle et à une certaine profondeur, il existe une surface dite de **compensation**, où les pressions lithostatiques sont égales. Les reliefs seront donc compensés par une racine crustale et les dépressions par une anti-racine. Ce modèle tient compte que la densité reste constante partout (Fig. 55B).

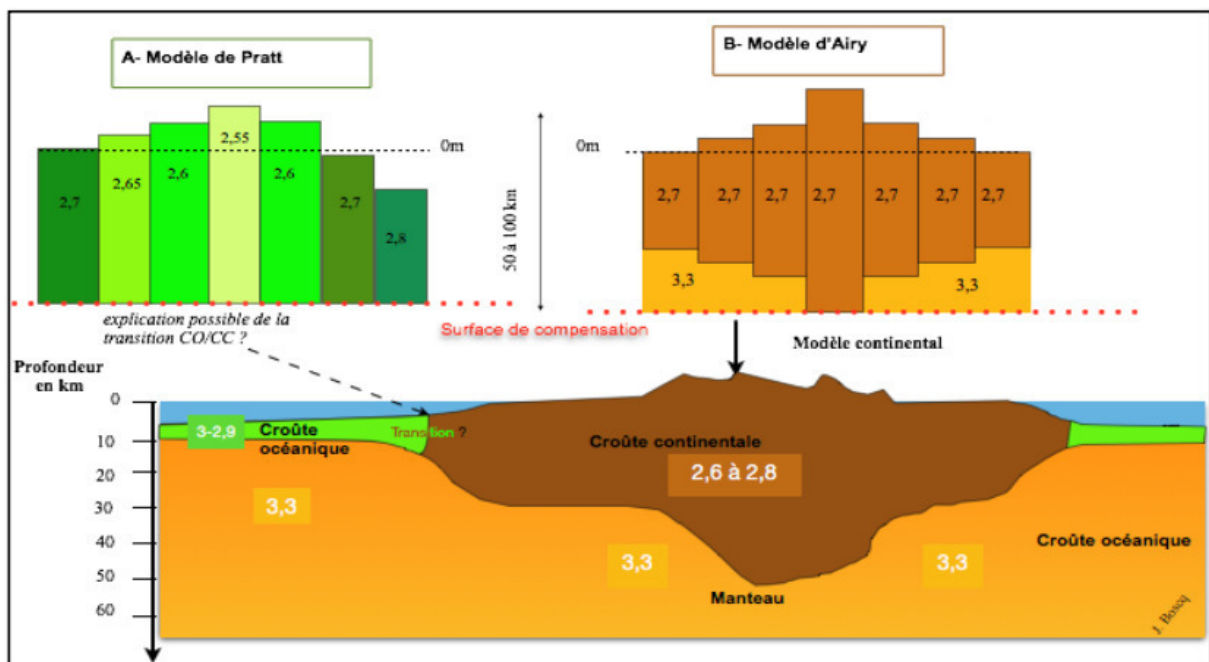


Fig. 55. Illustration schématique des modèles de Pratt et d'Airy avec leurs possibles fonctionnements.

2. SUBSIDENCE

A. Définition d'un bassin sédimentaire

Un bassin sédimentaire est un lieu d'accumulation importante de sédiments, conservés sur une longue période de temps. Il correspond à des dépressions présentes à la surface de l'écorce terrestre où s'accumulent au cours des temps géologiques, des dépôts sédimentaires (Fig. 56A-C). Il en existe une grande variété : de **forme**, de **dimension** et d'**origine**. On y distingue :

- Le **réceptacle**, ou contenant, délimité par le substratum du bassin, généralement appelé socle.
- Le **remplissage**, ou contenu, qui correspond à l'accumulation de dépôts (couverture sédimentaire) qui repose sur le socle.

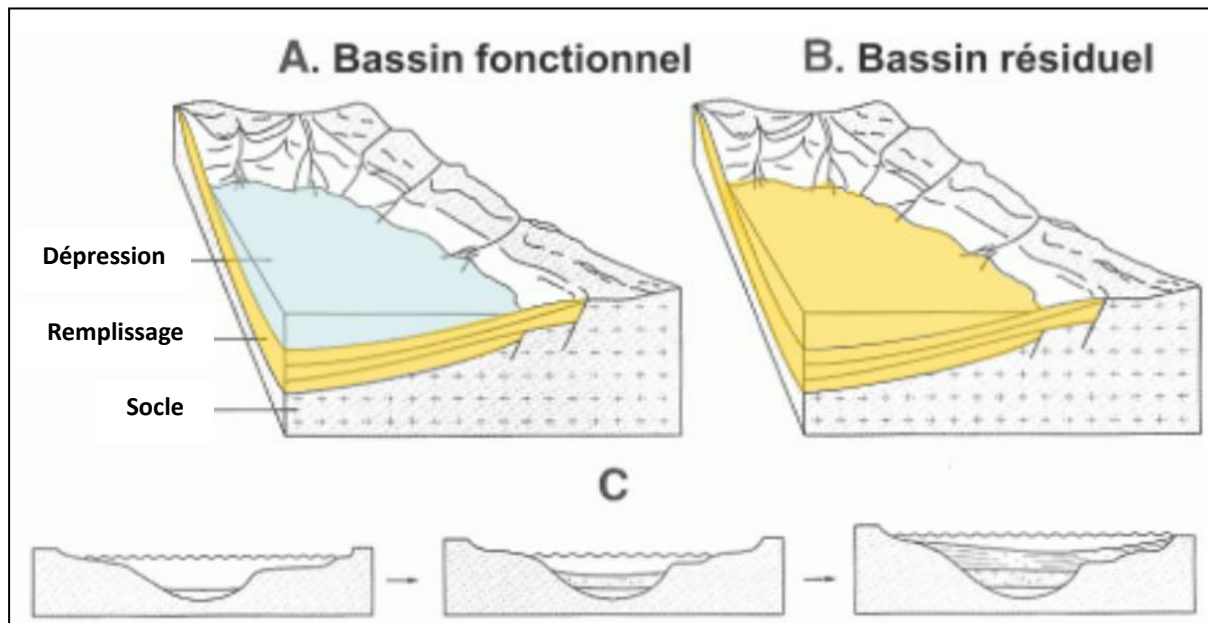


Fig. 56. A) Bassin fonctionnel souvent rempli d'eau favorisant une sédimentation marine ou lacustre. B) Bassin résiduel partiellement comblé de sédiments. C) Variation de niveau marin et l'extension spatiale du bassin.

B. Origine des bassins : déformation de la lithosphère

Les bassins sédimentaires ne pourraient se former et fonctionner durablement sans une aptitude de la lithosphère à se **déformer en creux**. La formation des bassins sédimentaires est un processus complexe qui implique une combinaison de **subsidence**, de **tectonique des plaques**, d'**érosion**, de **transport de sédiments** et d'**eustatisme**. Ces processus interagissent pour créer des dépressions dans la croûte terrestre où les sédiments s'accumulent et se transforment en roches sédimentaires au fil du temps géologique.

1. Subsidence

Le mot subsidence vient du latin *subsidere* : **s'enfoncer**. Une subsidence est un affaissement progressif, **régulier** ou **saccadé**, de l'écorce terrestre. Elle peut être liée aux mouvements des plaques tectoniques (faille, étirement de la lithosphère, etc.) ou à une accumulation d'épaisses séries sédimentaires dans des bassins peu profonds.

La subsidence en géologie est un **lent affaissement** de la lithosphère entraînant un dépôt progressif de sédiments sous une profondeur d'eau constante. La combinaison apport sédimentaire/subsidence définit l'avenir des bassins sédimentaires.

Subsidence = création d'espace disponible

2. Apports sédimentaires et subsidence

La relation entre les apports sédimentaires et la subsidence est fondamentale dans la formation et l'évolution des bassins sédimentaires (Fig. 57). La subsidence, qui est l'enfoncement progressif de la croûte terrestre, crée l'espace nécessaire à l'accumulation des sédiments (accommodation). Les apports sédimentaires, provenant de l'érosion des zones environnantes, remplissent cet espace. Si les apports sédimentaires sont égaux à la subsidence, le bassin se remplit progressivement, mais si la subsidence est plus rapide que l'apport, le bassin s'approfondit et s'étend.

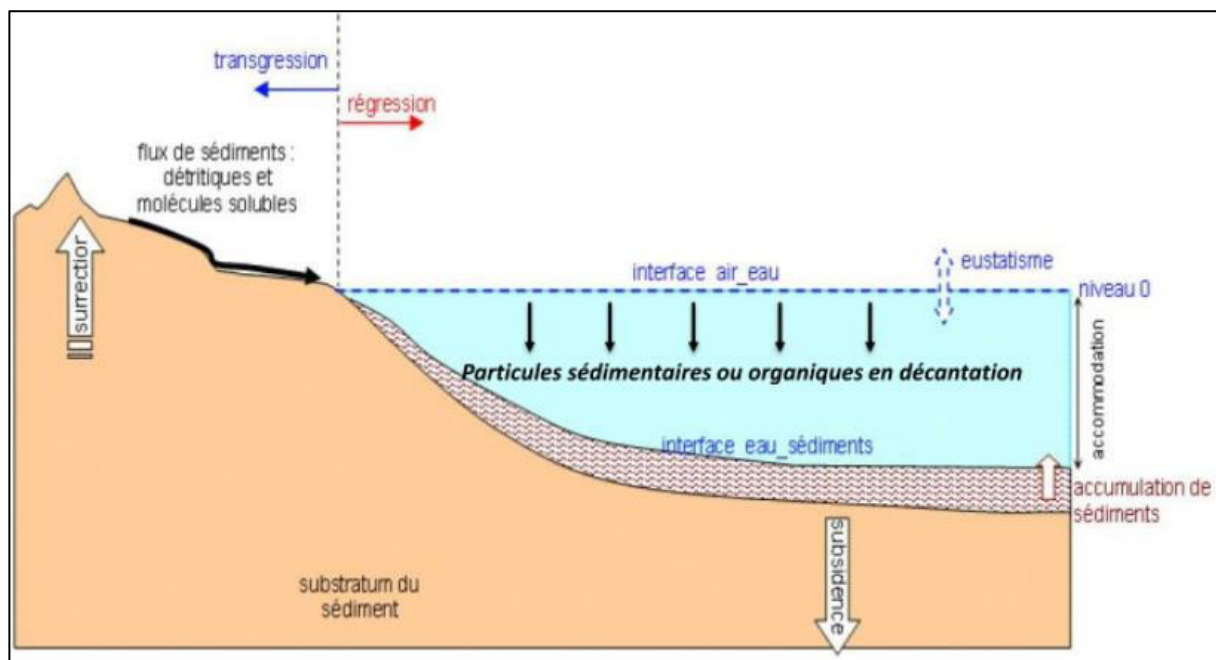


Fig. 57. Principaux facteurs agissant sur les apports sédimentaires et sur le taux d'accommodation.

3. Différents types de subsidence

La subsidence repose sur trois facteurs successifs (Fig. 58) : (parfois ils agissent différemment)

- a) **La subsidence tectonique** : c'est un amincissement instantané de la lithosphère induisant la subsidence initiale (ou tectonique) ; suivit par une évolution postérieure ;
- b) **La subsidence thermique** : suite à la remontée de la matière réchauffée, suivit par un refroidissement et à l'épaississement de la lithosphère : l'équilibre se remet en place ;
- c) **La surcharge sédimentaire** : affaissement de la surface de la croûte terrestre sous l'effet d'une charge qui vient s'ajouter.

La subsidence finale totale est la somme de la **subsidence initiale** (ou **tectonique**) et de la **subsidence thermique** ainsi de la **surcharge sédimentaire** (Fig. 58). Les bassins sédimentaires ainsi formés sont caractérisés par une puissance de la sédimentation.

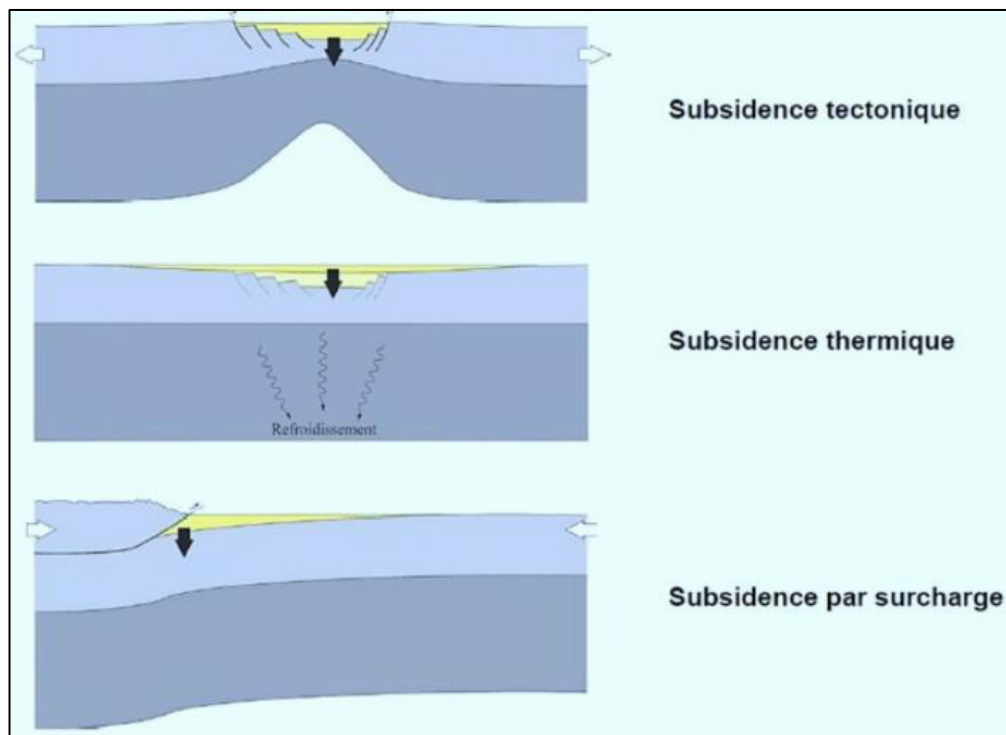


Fig. 58. Différents types de subsidence.

3. TRANSGRESSION ET REGRESSION

Ce sont des processus sédimentaires qui se matérialisent par le déplacement vers le continent ou vers le large de la ligne de rivage. Une transgression marine se réfère à **l'avancée de la mer** sur les terres émergées, tandis qu'une régression marine désigne le **retrait de la mer**, laissant des terres autrefois immergées à découvert. Ces mouvements du littoral sont souvent liés à des **variations du niveau marin**, mais peuvent aussi être influencés par des facteurs tectoniques et d'autres processus géologiques.

A. Transgression

C'est la progression du milieu marin vers le continent. La transgression résulte soit d'une élévation du niveau marin (**eustatisme**) soit d'un affaissement du continent (**subsidence**) (Fig. 59).

1. Conséquences :

- Dépôts sédimentaires marins sur des dépôts continentaux ;
- Passage de milieux continentaux à des milieux marins ;

- Augmentation de la profondeur de la mer.

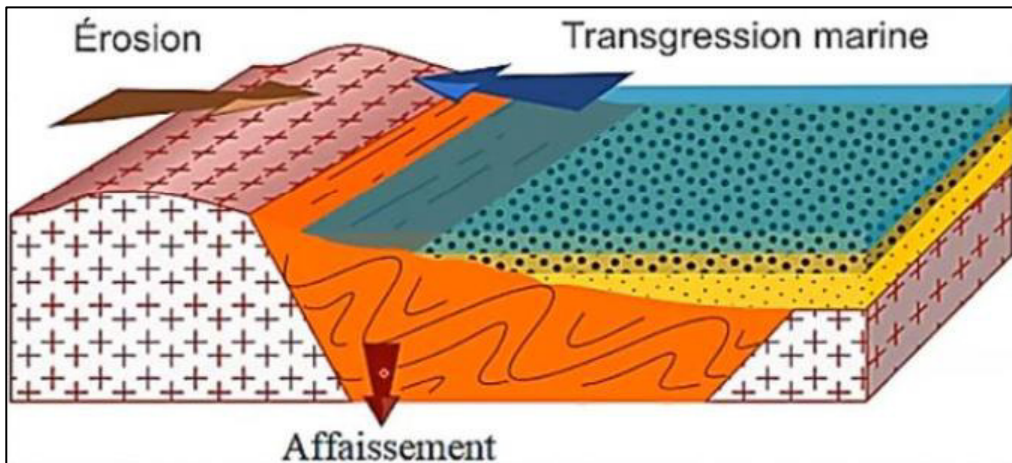


Fig. 59. Une transgression marine provoquée par un affaissement de la croûte continentale.

2. Caractéristiques sédimentaires de la série transgressive

La série transgressive est caractérisée par une diminution de la taille des sédiments du bas en haut (granuloclasement décroissant) : sable → argile → calcaire (Fig. 60).

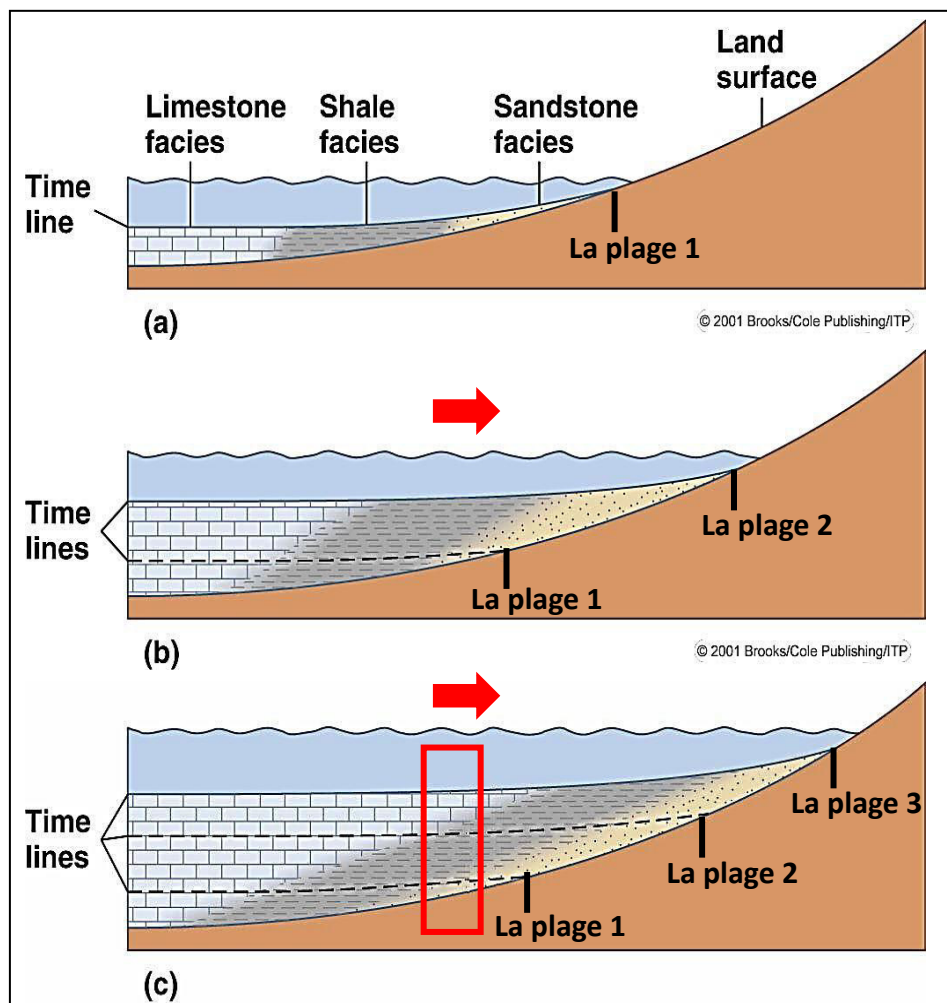


Fig. 60. Caractéristiques sédimentaires de la série transgressive.

B. Régression

C'est le phénomène inverse de la transgression : retrait de la mer par **abaissement du niveau marin** ou **surrection du continent** (cas des orogènes) (Fig. 61).

1. Conséquences :

- Dépôts sédimentaires continentaux sur des dépôts marins ;
- Passage de milieux marins à des milieux continentaux ;
- Diminution de la profondeur de la mer.

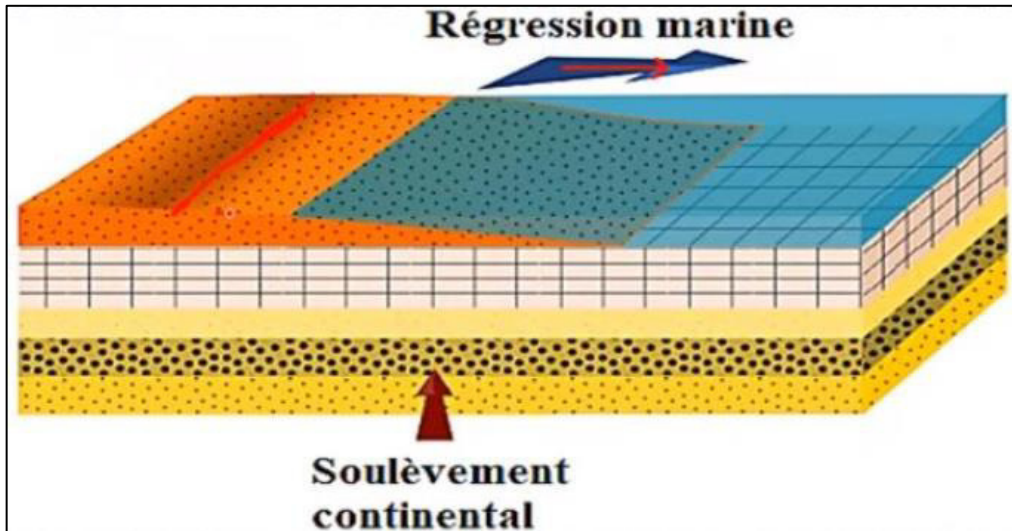


Fig. 61. Une régression marine provoquée par un soulèvement continental.

2. Caractéristiques sédimentaires de la série régressive

La série régressive est caractérisée par une augmentation de la taille des sédiments du bas en haut (granuloclassement croissant) : calcaire → argile → sable (Fig. 62).

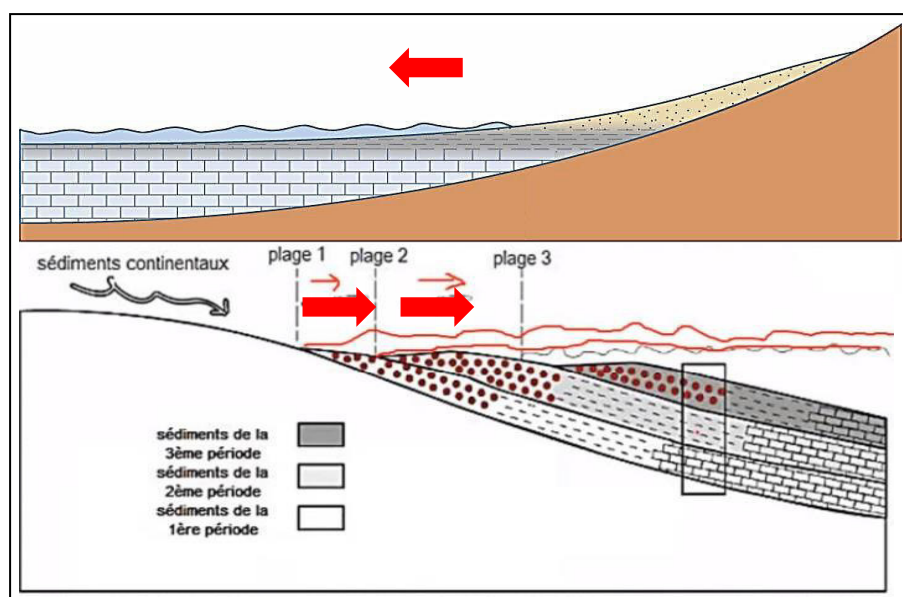


Fig. 62. Caractéristiques sédimentaires de la série régressive.

C. Cycle sédimentaire et cycle de sédimentation

Le cycle sédimentaire : désigne la période comprise entre une transgression marine et la régression marine qui la suit, dans la même région.

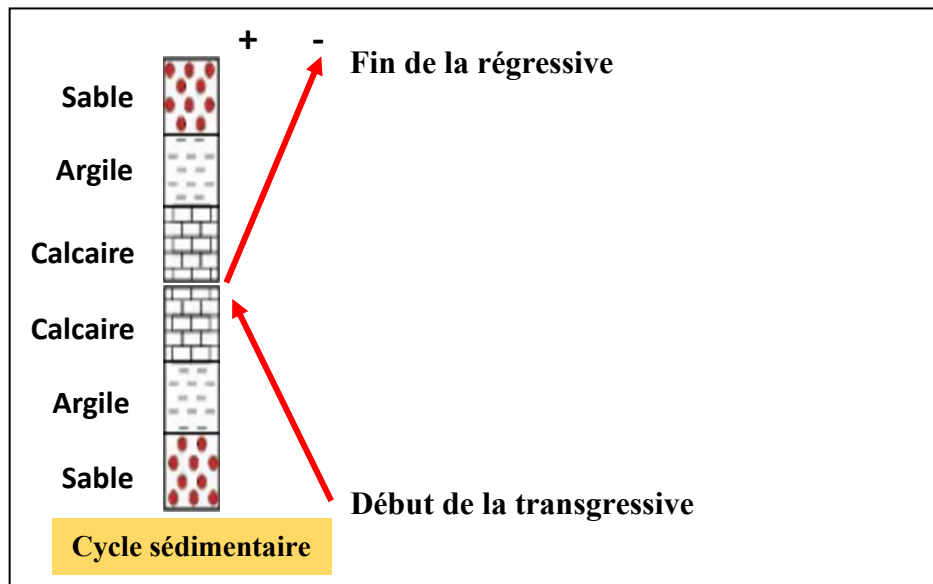


Fig. 63. Caractéristiques lithologiques d'un cycle sédimentaire.

Le cycle de sédimentation : correspond à l'ensemble des sédiments formés par la succession d'une série transgressive et d'une série régressive ou l'inverse (Fig. 63).

Le résultat de ce processus sédimentaire (transgression et régression) est une séquence verticale de couches sédimentaires différentes. Cette séquence reflète la répartition latérale des environnements sédimentaires dans le passé (Fig. 64).

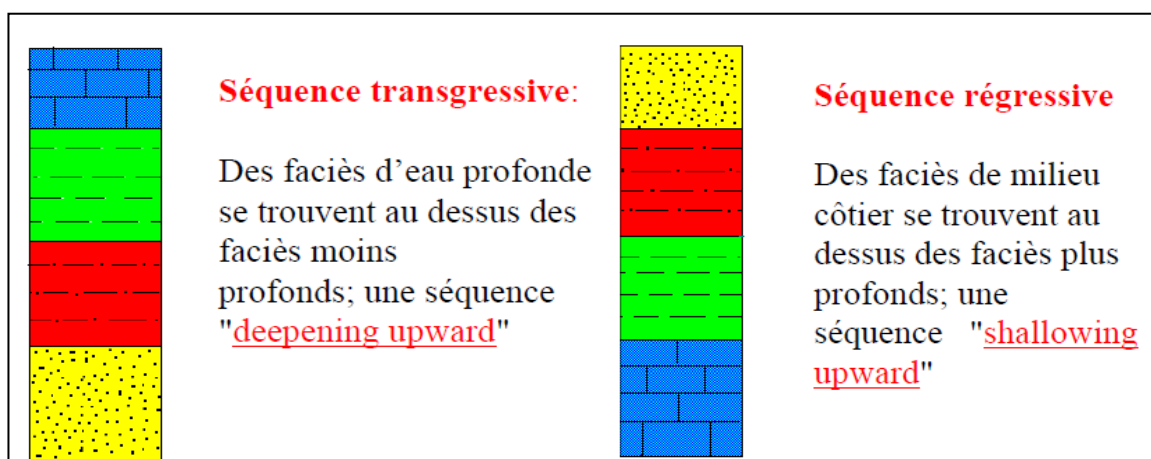


Fig. 64. Représentation verticale des faciès d'une séquence transgressive et régressive.

CHAPITRE 05 PALEOGEOGRAPHIE

1. ISOPAQUES ET ISOBATHES

Carte isobathe (l'isobathe) est une courbe, une isoplèthe, utilisée pour la représentation cartographique de points d'égalité de profondeur dans l'océan et dans la mer, ainsi que dans les grands lacs (Fig. 65). Cette ligne de profondeur est une isoligne sur les cartes marines, qui relie tous les points de même profondeur.

Ça peut concerner également 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).

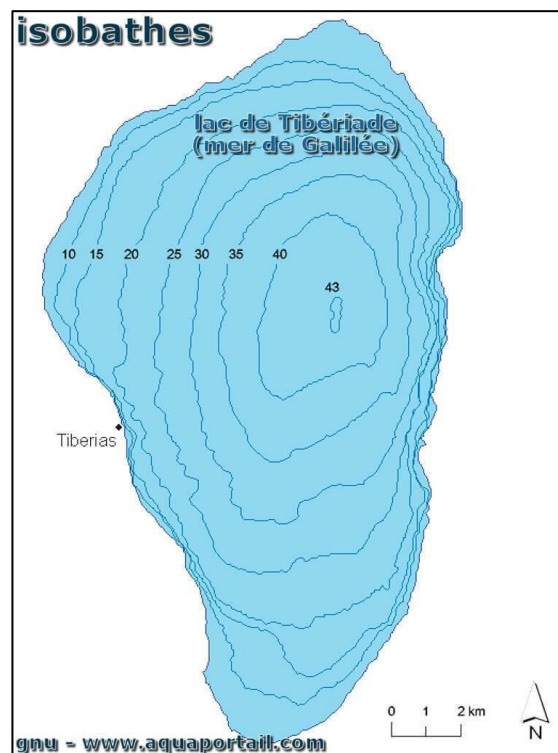


Fig. 65. Les isobathes du lac de Tibériade (mer de Galilée).

Tandis que les **cartes isopaques** ce sont des courbes, analogues aux courbes de niveau des cartes topographiques. Les plans horizontaux dans lesquels elles se trouvent délimitent entre eux des épaisseurs égales de formations géologiques. Une carte en isopaques est, en fait, une « carte topographique », en courbe de niveaux, des structures du sous-sol. On les utilise, en

particulier, dans les calculs d'évaluation du volume d'une roche réservoir dans un gisement (Fig. 66). En géologie, ligne stratigraphique correspondant au lieu de tous les points d'épaisseur égale, notamment d'une couche sédimentaire.

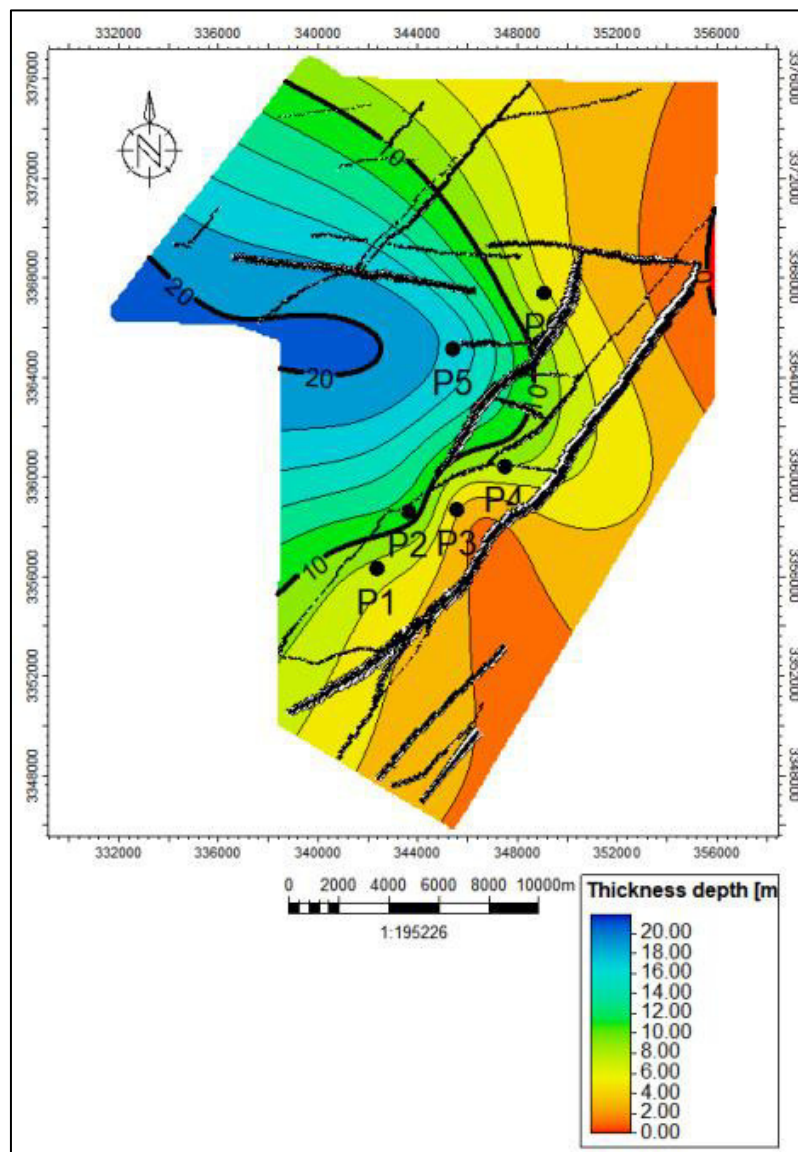


Fig. 66. Carte en isopaque du réservoir de TAGI supérieur (Bassin de Berkine; [Zemmit, 2020](#)).

2. FACTEURS PHYSIQUES ET CHIMIQUES DES PALEOENVIRONNEMENTS

A. Introduction

Un paléoenvironnement désigne l'étude des conditions environnementales d'une région à une époque passée. Cela inclut l'analyse des facteurs biologiques (flore et faune) et physico-chimiques (climat, topographie, etc.) qui caractérisaient cet environnement. En d'autres termes, il s'agit de reconstituer les écosystèmes anciens et leur évolution à travers le temps (Fig. 67). Il recouvre donc deux domaines : la **géographie** et la **biologie de l'environnement**. Cette

reconstitution est faite d'après des accumulations de **sédiments**, de **fossiles** et des **traces d'activités biologiques** (Fig. 67).

Exemple :

Sédiment: milieu fluviatile ou marin

Fossile: ossements de vertèbres

Traces d'activités biologiques: divers dans chaque milieu.

Cette reconstitution passe par :

- La définition du cadre physico-chimique : le **biotope** ;
- L'évaluation du **climat** ;
- La description de la faune et de la flore : les **biocénoses**.

Il faut mettre en évidence les relations entre la **biosphère** et la **géosphère** (partie minérale non vivante de la terre).

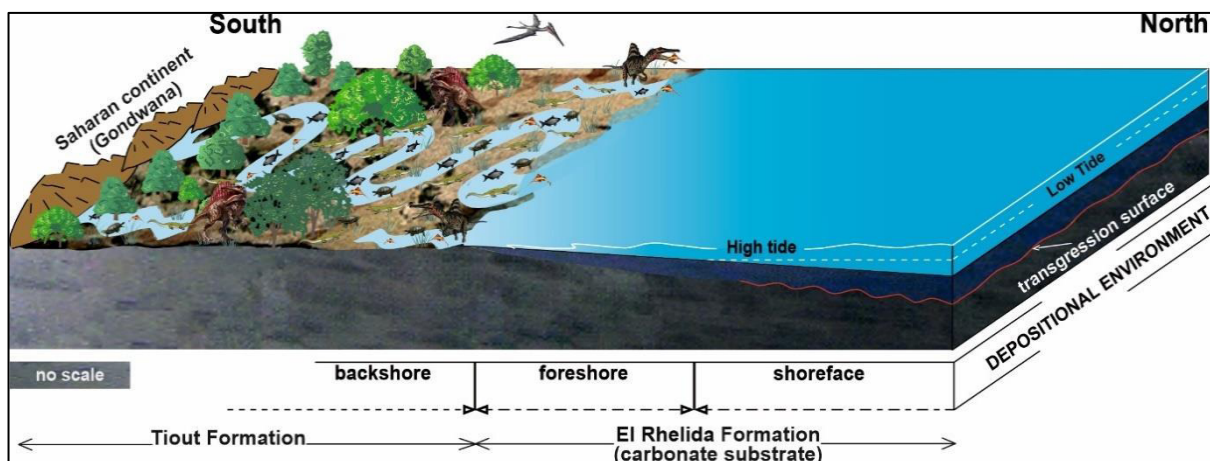


Fig. 67. Exemple d'une reconstitution paléoenvironnementale d'un paysage fluvio-marin de la Formation de Tiout (Djebel Amour) (Bouchemla et al., 2023).

B. Les paramètres environnementaux et leurs enregistrements géologiques

1) La salinité

En paléoenvironnement, la salinité est un facteur clé qui influence la composition des communautés biologiques, la fertilité des écosystèmes et leur productivité. Les variations de salinité peuvent être des indicateurs de **changements environnementaux** passés, comme les fluctuations du niveau de la mer ou des variations climatiques. Généralement, la mer est plus salée aux tropiques et moins aux pôles. S'il y a une salinité importante, on retrouvera des

évaporites. Cependant, les meilleures indications sont données par les fossiles (Fig. 68). On observe :

- Espèces **Sténohaline** : tolérance étroite envers la salinité : Bons fossiles de faciès.
- Espèces **Euryhaline** : tolérance large envers la salinité : aucune importance !

Exemple :

Peuplement des eaux saumâtres :

- * Annélides (vers) ;
- * Bivalves (Lamellibranches) ;
- * Gastéropodes ;
- * Crustacés (Arthropodes).

Remarque :

Le nombre d'espèces est réduit, mais il y a beaucoup d'individus car c'est un environnement particulier (ex. en Mer Morte, il n'y a qu'une seule espèce vivante).

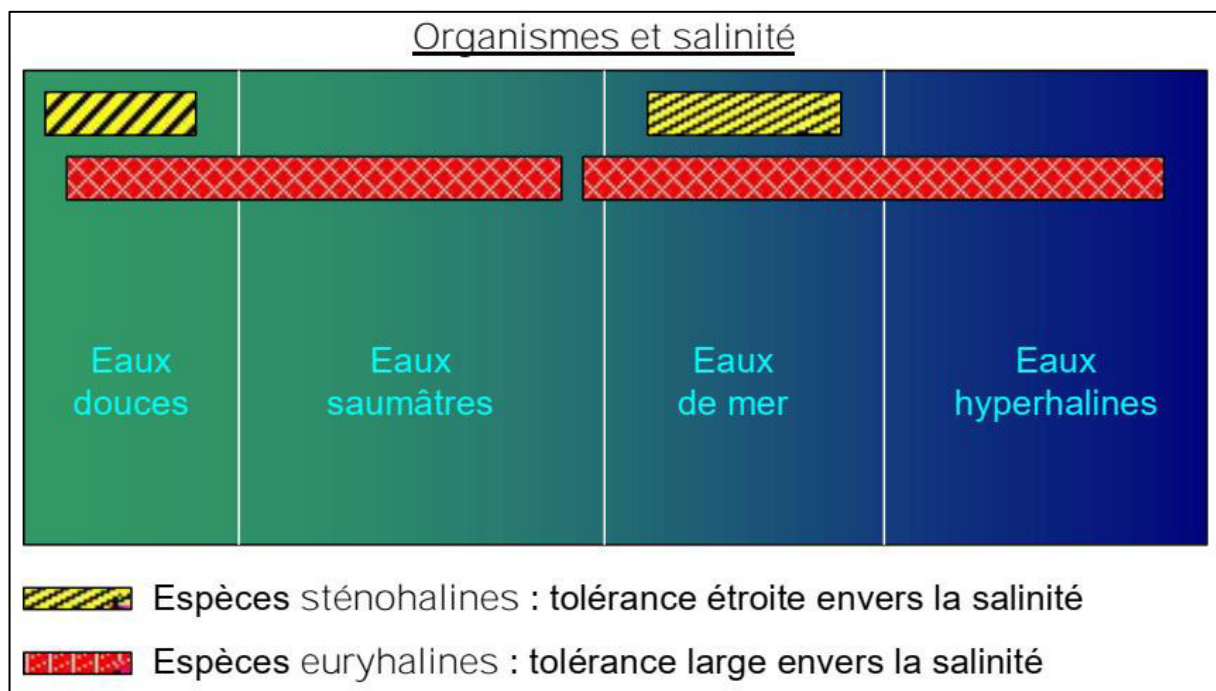


Fig. 68. Répartition spatiale des espèces sténohalines et euryhalines.

2) La bathymétrie

La profondeur est un facteur crucial qui influence de nombreux aspects de la vie passée. Elle affecte la disponibilité de la lumière, la température, les courants, la pression et la composition des sédiments, influençant ainsi les communautés biologiques et les processus sédimentaires comme suit :

Lumière :

La quantité de lumière atteignant le fond marin diminue avec la profondeur (Fig. 69). Dans les zones peu profondes (inférieure à 50m), la lumière permet la croissance des algues et des plantes marines, tandis qu'en profondeur, les organismes doivent s'adapter à des conditions de faible luminosité.

Température :

La température de l'eau diminue généralement avec la profondeur, créant des gradients thermiques qui affectent la répartition des espèces (Fig. 69).

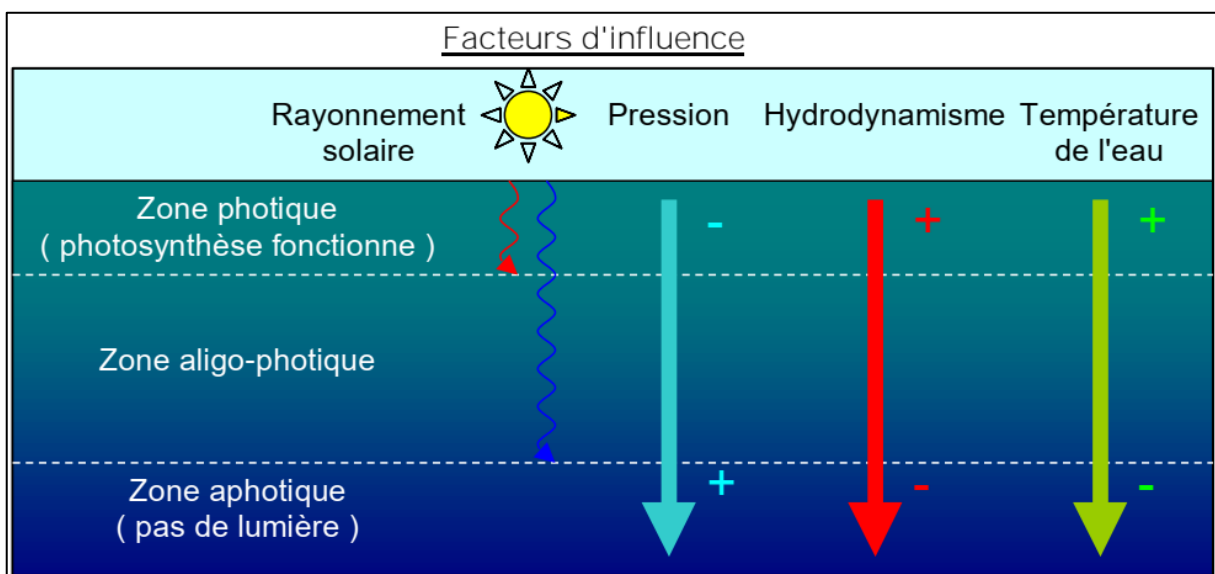


Fig. 69. Relation entre la bathymétrie (profondeur) et l'influence de certains facteurs environnementaux.

Pression :

La pression hydrostatique augmente avec la profondeur, ce qui limite la présence d'organismes non adaptés à ces conditions (Fig. 69).

Courants :

La profondeur influence également les courants marins et les mouvements des masses d'eau, qui transportent des nutriments et des sédiments.

Composition des sédiments :

Les sédiments déposés sur le fond marin varient en fonction de la profondeur. Les zones peu profondes peuvent contenir des sédiments grossiers (sables, graviers), tandis que les zones profondes peuvent accumuler des sédiments fins (boues, argiles).

Communautés biologiques :

Les organismes marins sont adaptés à des profondeurs spécifiques, et leurs restes fossiles permettent de reconstituer les paléoenvironnements. Par exemple, la présence d'oursins à pétales est limitée aux zones infralittorales (moins de 50m) en raison de la nécessité de lumière pour leur survie.

En étudiant les fossiles et les caractéristiques sédimentaires, les paléontologues peuvent déduire la profondeur à laquelle les organismes vivaient et les processus environnementaux qui ont façonné les paysages du passé. Donc, il y a une relation évidente entre la profondeur et la répartition de la faune et de la flore en milieu aquatique.

Par exemple, à proximité des côtes, certaines structures sédimentaires sont liées à la bathymétrie (**fentes de dessiccation** (*mudcrack*), **tepee**, etc.), tandis qu'en grandes profondeurs (talus ou bassin), l'activité biologique sur le fond marin induit la formation des **graphoglyptidés** (traces fossiles). La forme et la répartition des **coraux** varient en fonction de l'éclairement des eaux (Fig. 70).

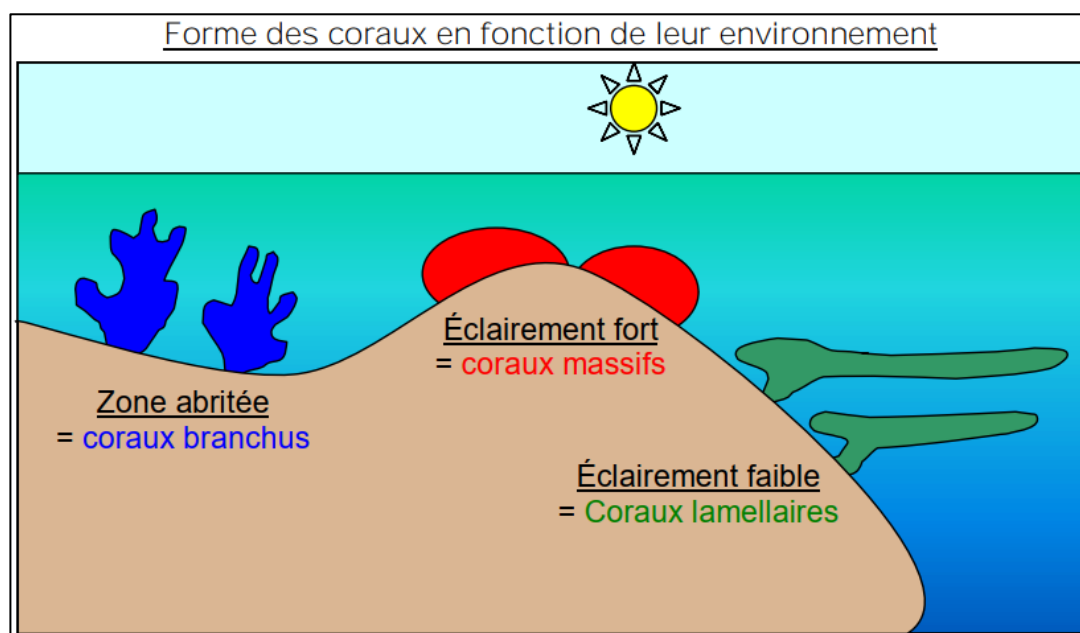


Fig. 70. Répartition des coraux ; la forme varie en fonction de l'éclairement des eaux.

3) L'hydrodynamisme = Agitation des eaux

L'hydrodynamisme, ou force du courant, est un facteur paléoenvironnemental clé, particulièrement important dans les environnements sédimentaires anciens. Il influence la distribution des sédiments et des organismes vivants, et peut être reconstitué grâce à l'étude des structures sédimentaires et des fossiles. En fonction de l'agitation des eaux, les organismes se

comportent différemment : l'exemple des coraux en milieu calme ou agité (cf. Fig. 70). Rôle de l'hydrodynamisme dans la **maturation** et la **respiration** de certains organismes : cas des crinoïdes qui ont besoin d'un certain type de courant.

En résumé, l'hydrodynamisme, en tant que facteur abiotique, joue un rôle majeur dans la formation des environnements sédimentaires. Il affecte la sélection des organismes et la distribution des sédiments, influençant la composition des assemblages fossiles et la nature des roches sédimentaires. L'étude de l'hydrodynamisme passé permet de reconstituer les paléoenvironnements, notamment en analysant les roches sédimentaires, la morphologie des organismes fossiles, et les traces d'activité biologique dans les sédiments.

4) Le climat

Le climat est un facteur déterminant dans la compréhension de l'histoire de la Terre et de l'évolution des environnements. Sa reconstruction à partir de l'analyse des sédiments et divers facteurs biologiques permet de mieux comprendre les interactions complexes entre le climat, la géosphère et la biosphère au fil du temps. Il résulte de la combinaison complexe de facteurs variés : température, précipitations, l'humidité, vents, courants marins, etc. Les sédiments peuvent fournir des informations cruciales sur les conditions climatiques passées, comme la présence de **tourbières** qui indiquent un **climat humide** ou de **gypse** qui témoigne d'un **climat aride**. Le climat donc, régule la répartition de la faune et de la flore.

La reconstitution des paléoclimats passe par une bonne connaissance de la **paléogéographie**.

Il existe des indicateurs biologiques du climat :

- a) Flores tropicales ou tempérées ;
- b) Animaux à sang froid.

Il existe également des indicateurs sédimentologiques :

- a) Phénomènes d'altération (formation des sols) ;
- b) Dépôts glaciaires et périglaciaires (climat froid et humide) : tillites du dévonien (Algérie) ;
- c) Dépôts éoliens (climat aride, chaud ou froid) ;
- d) Dépôts de plate-forme carbonatée (climat tropical).

Enfin, la **géochimie minérale** permet d'évaluer les **paléotempératures**.

Exemple : O^{16} et O^{18} dans certaines coquilles fossiles.

3. PALEOECOLOGIE

A. Quelques rappels et définitions

- **Écologie** : Étude des milieux où vivent les êtres vivants, ainsi que des rapports de ces êtres avec le milieu.
- **Biotope** : Milieu biologique présentant des conditions de vie homogènes (conditions physico-chimiques).
- **Lumière** : espèces photophiles (besoin beaucoup de lumière) ou sciaphiles (apprécie particulièrement les écosystèmes plongés dans l'obscurité).
- **Température** : espèces sténothermes ou eurhythmes ou homéothermes.
- **Salinité** : espèce sténohaline ou euryhalines.
- **Hydrodynamisme** : mode calme (battu) ou agité.
- **Nature et structure du substrat** : meuble, dur, ferme, granulométrie, etc.
- **Biocénose** : Ensemble des êtres vivants d'un biotope, d'un milieu donné (espèces associées à un biotope).
- **Écosystème** : ensemble des interactions des espèces d'une biocénose entre elles et avec leur biotope (flux de matière et d'énergie).
- **Écologie scientifique** : littéralement « étude de l'habitat », étude des écosystèmes c'est-à-dire des interactions entre biocénose et biotope.

B. Paléoécologie

1. Définition

La Paléoécologie est l'étude des êtres du passé (fossiles) dans leur milieu de vie. C'est une discipline scientifique qui combine l'écologie et la paléontologie pour étudier les écosystèmes du passé et leurs changements, offrant des informations précieuses sur l'histoire de la vie et de l'environnement de notre planète. La démarche paléoécologique comprend deux phases :

- a) La reconstitution du milieu de vie et leur distribution dans l'espace et dans le temps ;
- b) L'analyse des relations entre les organismes et leur environnement biotique (faunes et flores) et abiotiques (facteurs physico-chimiques).

2. Milieu de vie et milieu de dépôt

Le milieu de vie (ou biotope) n'est pas directement étudié en géologie. Ce que l'on observe c'est le milieu de dépôt des fossiles (ou gisement fossilifère).

Exemple :

Si on considère un milieu marin de basse énergie, à topographie plane : tous les organismes qui vivent entre la surface et le fond vont s'accumuler, à leur mort sur le plan de stratification. Le gisement fossilifère est donc la projection sur le fond de la mer de plusieurs peuplements superposés dans la tranche d'eau.

Les fossiles les plus nombreux se trouvent dans les sédiments marins. Ainsi, dans cette partie l'attention sera portée surtout aux animaux ayant vécu dans le milieu marin. Selon leur mode de vie (fixé ou mobile) on distingue (Fig. 71) :

- a) Les formes benthiques (sessile, vagile et endofaune) et ;
- b) Les formes pélagiques (nectoniques et planctoniques).

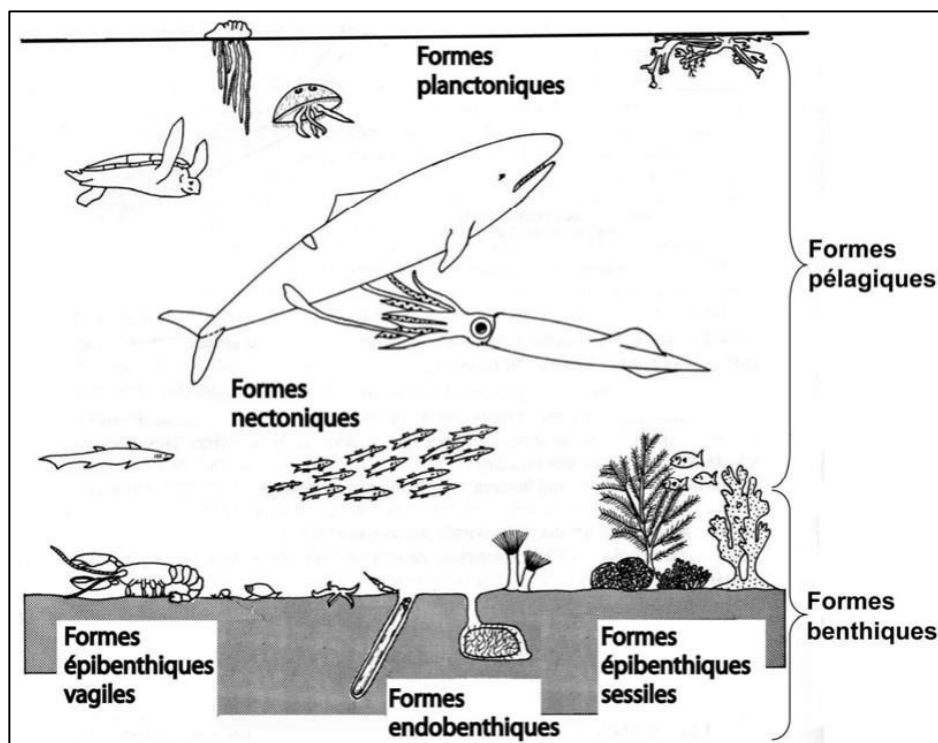


Fig. 71. Les différents modes de vie en milieu marin (Babin, 1991).

2.1. Les organismes benthiques (Benthos)

Ce sont des organismes aquatiques qui vivent en relation étroite avec le fond marin. On y distingue deux types :

- a) Les épibenthiques (épibiontes, vivant sur le fond) sous formes sessiles (fixées) ou vagiles (mobiles) et ;

- b) Les endobenthiques (endobiontes, vivant enfouis à l'intérieur du fond) en formes fouisseurs ou perforateurs (Fig. 72).

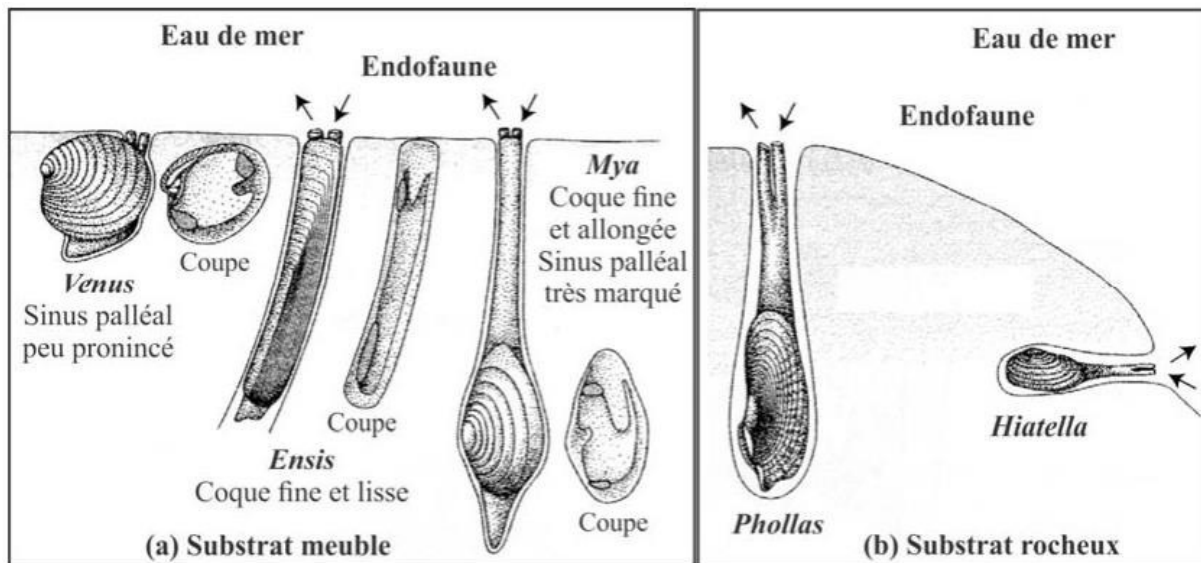


Fig. 72. Exemples d'endofaunes (De Wever, 2010) : a) sur substrat meuble (fouisseurs). b) substrat rocheux (perforants).

2.2. Les organismes pélagiques

C'est l'ensemble des organismes qui vivent dans la masse d'eau, des mers et océans, située entre la surface et le fond. Contrairement au benthos, le necton et le plancton ne sont pas dépendants de la bathymétrie.

A. Organismes nectoniques (Necton)

Ce sont des organismes qui nagent librement au-dessus du fond dont ils sont ou non dépendants.

B. Organismes planctoniques (plancton)

Selon l'origine végétale ou animale, on distingue : phytoplancton et zooplancton. Ils vivent à proximité de la surface de la masse aquatique. Ils flottent et se laissent déplacer par les vagues et les courants (généralement pas de moyens de locomotion) (Fig. 73).

C. Organismes pseudoplanctoniques

Certains organismes du benthos sessile peuvent se fixer parfois sur des objets flottants près de la surface des eaux comme les troncs d'arbre, algues, etc. Ainsi, ils sont entraînés par les courants comme le plancton.

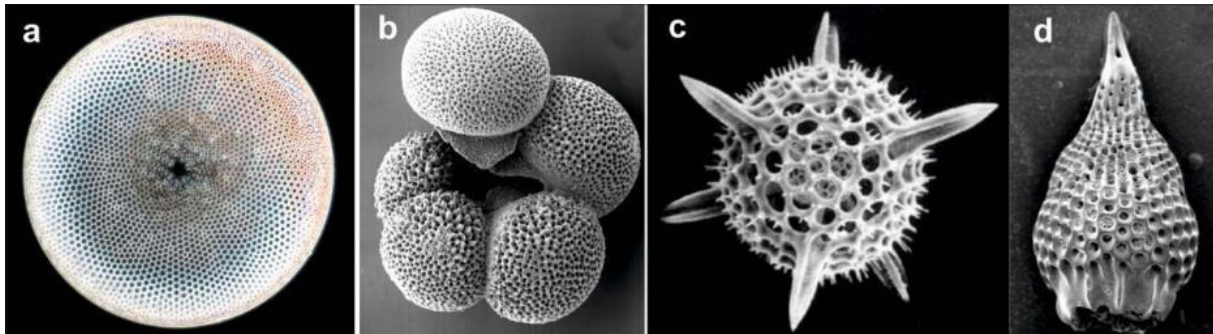


Fig. 73. Exemples de micro-organismes planctoniques : a) Diatomée. b) Foraminifère. c et d) Radioalaires.

3. Les divers milieux organiques

La répartition dans l'espace des êtres vivants est régie par un certain nombre de facteurs :

- a) **Biotiques** : chaînes alimentaires, etc.
- b) **Physiques** : température, pression, éclaircissement, etc.
- c) **Chimiques** : salinité, oxygénation, etc.

L'influence du milieu externe permet de distinguer **divers environnements organiques** qui se relaient dans l'espace et couvrent les différents milieux continentaux et marins :

A. Province néritique

La zone néritique est la zone maritime près de la côte, du littoral côtier, mais qui n'a pas de contact direct avec la côte, allant de 10 mètres jusqu'à 200 mètres en dessous du niveau de la mer. La zone correspond au plateau continental. Elle est considérée comme une zone de photosynthèse, recevant une abondante lumière solaire, avec une faible pression atmosphérique et une température stable. Elle est subdivisée en plusieurs étages en fonction de la profondeur comme suit (Fig. 74) :

- **Etage supralittoral** : domaine immergé exceptionnellement aux grandes marées ;
- **Etage médiolittoral** : domaine (zone) de balancement des marées ;
- **Etage infralittoral** : constamment immergé, sa limite inférieure est compatible avec la présence des algues photophiles (6-120 m) ;
- **Etage circalittoral** : son extension va jusqu'à la limite du plateau continental (200 m).

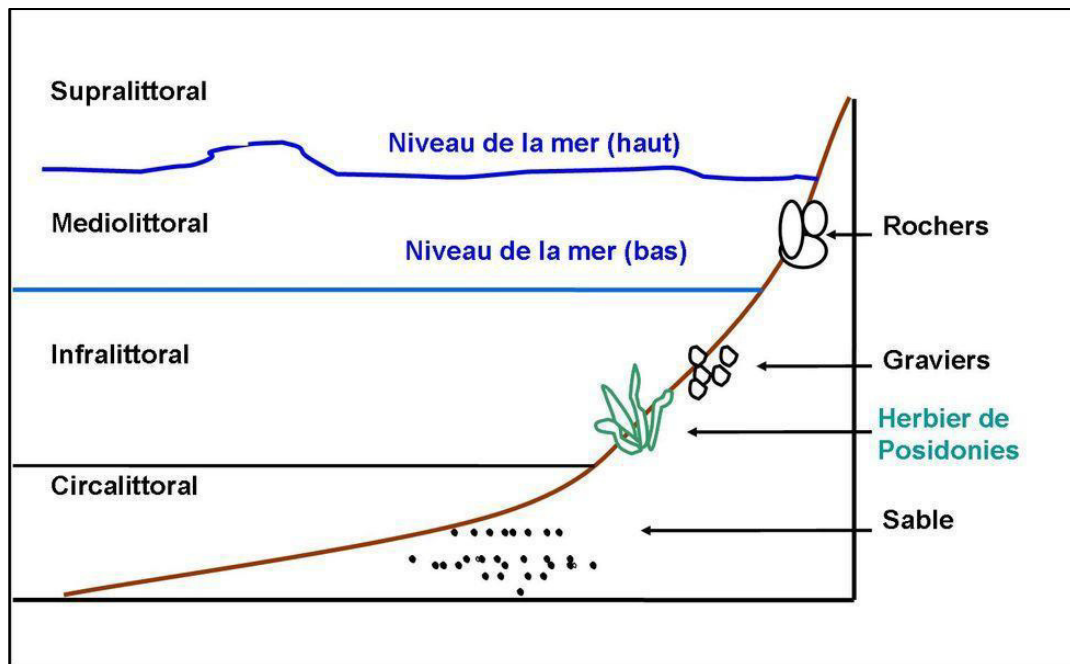


Fig. 74. Subdivision de province néritique.

B. Province océanique

La province océanique s'étend au-delà de la province néritique, à partir du talus continental. Elle comprend à la fois le domaine pélagique et le domaine benthique de la plateforme continentale, du talus continental, des abysses et des fosses hadales.

Elle est divisée en **étages** pour le peuplement **benthique** (Fig. 75) :

- **Etage littoral**: 0 à -200 m ;
- **Etage bathyal**: -200 à -1000 m ;
- **Etage abyssal**: -1000 à -6000 m ;
- **Etage hadal**: au-delà de -6000 m.

Et en **zones** pour le peuplement **planctonique (pélagique)** (Fig. 76) :

- **Zone épipélagique**: 0 à -200 m ;
- **Zone mésopélagique**: -200 à -1000 m ;
- **Zone bathypélagique**: -1000 à -4000 m ;
- **Zone abyssopélagique**: -4000 à -6000 m ;
- **Zone hadalpélagique**: au-delà de -6000 m.

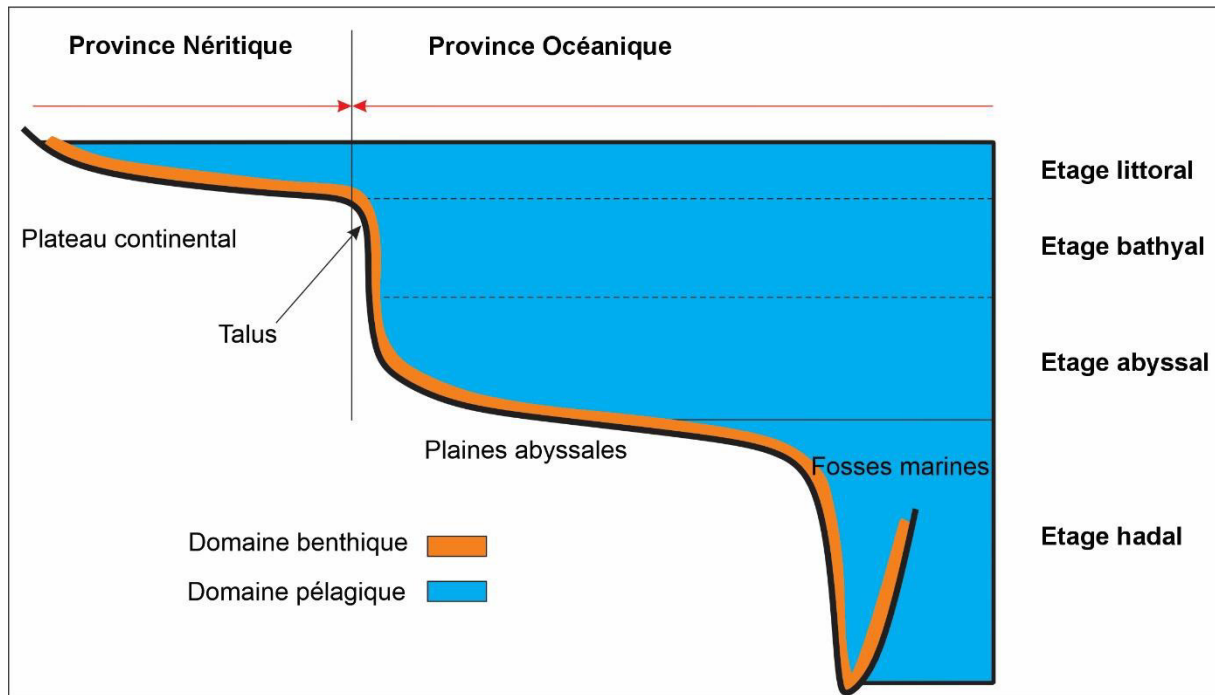


Fig. 75. Subdivision de province océanique pour les peuplements benthiques.

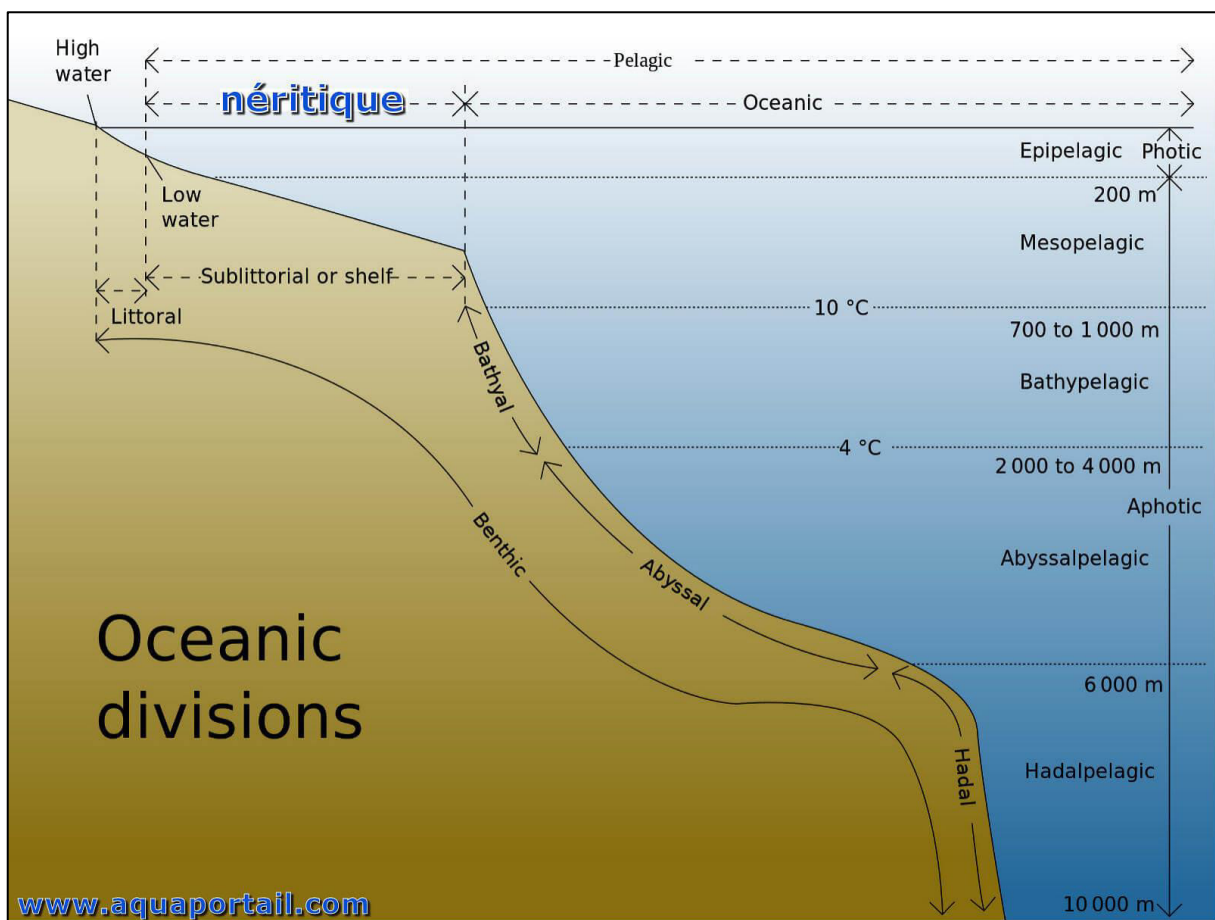


Fig. 76. Subdivision de province océanique pour les peuplements planctoniques (pélagiques).

CHAPITRE 06

EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE

1. INTRODUCTION

La dynamique interne de la Terre, ou la **géodynamique interne**, concerne les mouvements et les processus qui affectent l'intérieur de la Terre. Il s'agit essentiellement d'une **thermodynamique** liée à la déperdition de chaleur causée par la désintégration radioactive de certains éléments. Une des manifestations les plus tangibles de cette dynamique est le déplacement des plaques rigides (lithosphériques) à la surface de la planète, plaques qui glissent sur un matériau plastique (l'asthénosphère). Cette mécanique est décrite par la **théorie de la tectonique des plaques**, une théorie unificatrice qui explique de grands phénomènes géologiques comme les tremblements de terre, les volcans, la déformation de la croûte terrestre et la formation des grandes chaînes de montagnes. Mais avant la formulation de cette théorie, il y eut une théorie précurseur : **la théorie de la dérive des continents**.

2. L'IDEE DE DERIVE DES CONTINENTS

La dérive des continents est une théorie proposée au début du siècle par le physicien-météorologue **Alfred Wegener**, pour tenter d'expliquer, entre autres, la similitude dans le tracé des côtes de part et d'autre de l'Atlantique, une observation qui en avait intrigué d'autres avant lui. Wegener était un scientifique de son siècle, possédant une large gamme de connaissances en géologie, géophysique, astronomie et météorologie.

Les anciens scientifiques avaient une conception toute fixiste de la surface de la Terre. On pensait que la Terre s'est formée par une série de grandes catastrophes, le **catastrophisme**, une théorie qui, avec une théorie satellite, le **créationnisme**, va dominer les esprits jusqu'au 19^{ème} siècle et même encore de nos jours.

Mais, au 17^{ème} siècle, les cartes géographiques de l'Atlantique étaient suffisamment précises pour que les esprits curieux et éveillés à la découverte remarquent un certain parallélisme dans le tracé des côtes de part et d'autre de l'Atlantique et tentent d'en trouver l'explication.

A. Preuves qui plaident en faveur de cette idée

1) Répartition de certains fossiles

On retrouve, de part et d'autre de l'Atlantique, et sur les continents actuels, des fossiles de plantes et d'animaux terrestres semblables datant de -240 à -260 Ma (Fig. 77).

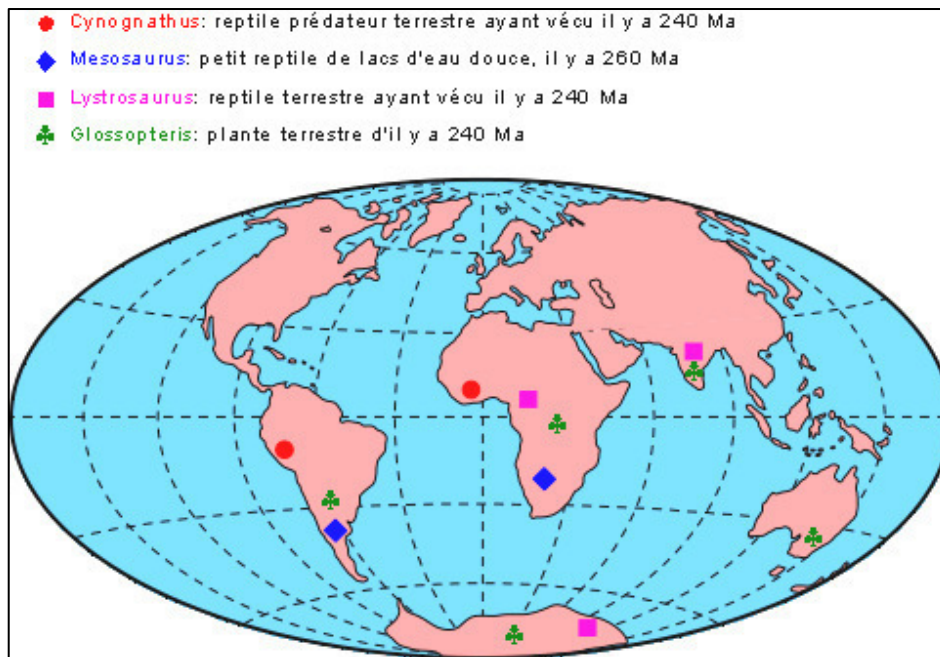


Fig. 77. Répartition de certains fossiles terrestres à travers les continents du globe.

Comment des organismes terrestres n'ayant pas la capacité de traverser un si large océan ont-ils pu coloniser des aires continentales si éloignées les unes des autres ? La réponse de Wegener est simple : autrefois, tous ces continents n'en formaient qu'un seul, **la Pangée**, présentant ainsi des aires de répartition cohérentes (Fig. 78).

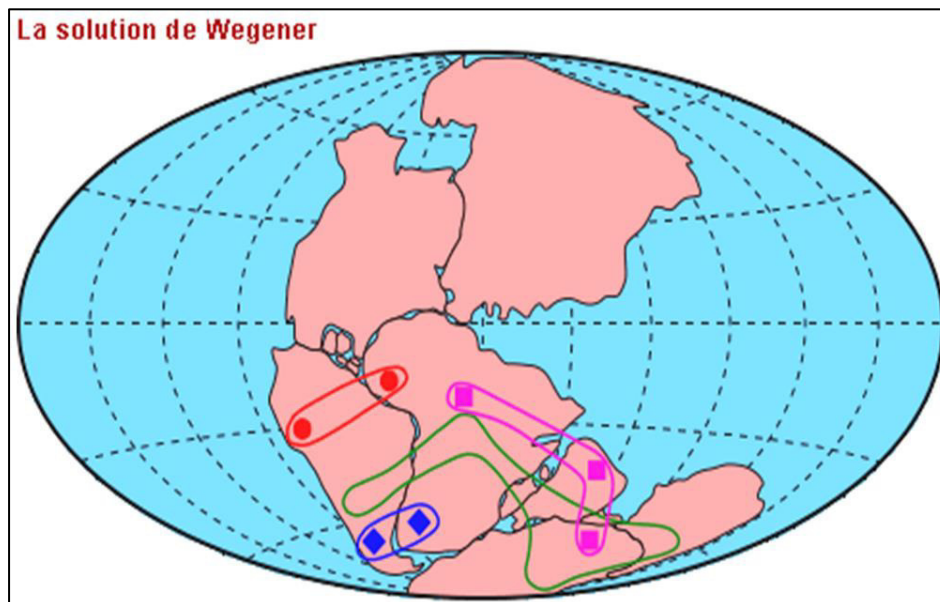


Fig. 78. Pangée représentant les aires de vie de différents fossiles terrestres.

2) Les traces d'anciennes glaciations (-250 Ma)

On observe, sur certaines portions des continents actuels, des marques de **glaciation** datant d'il y a -250 Ma, indiquant que ces portions de continents ont été recouvertes par une **calotte**

glaciaire. Il est plus qu'improbable qu'il ait pu y avoir glaciation sur des continents se trouvant dans la zone tropicale (sud de l'Afrique, Inde). De plus, il est anormal que l'écoulement des glaces, dont le sens est indiqué par les flèches (Fig. 79), se fasse vers l'intérieur d'un continent (des points bas vers les points hauts ; cas de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Inde et l'Australie). Cette répartition actuelle des zones glaciées n'est donc pas cohérente.

Le rassemblement des **masses continentales** à la Wegener donne un sens à la répartition de dépôts glaciaires datant d'il y a -250 Ma, ainsi qu'aux directions d'écoulement de la glace, relevées sur plusieurs portions de continents. La répartition sur la **Pangée** montre que le pôle Sud était recouvert d'une calotte glaciaire (Fig. 80) et que l'écoulement de la glace se faisait en périphérie de la calotte, comme il se doit.

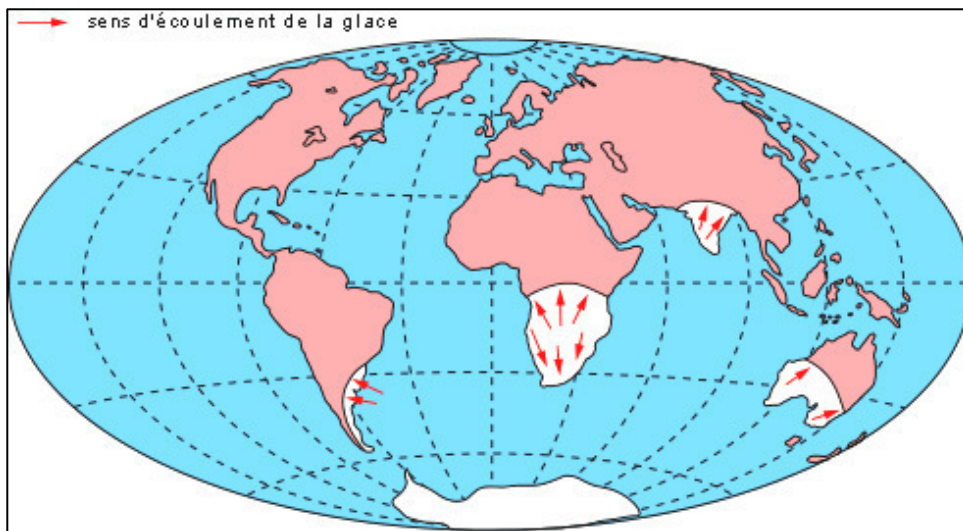


Fig. 79. Sens d'écoulement de la glace (-250 Ma).

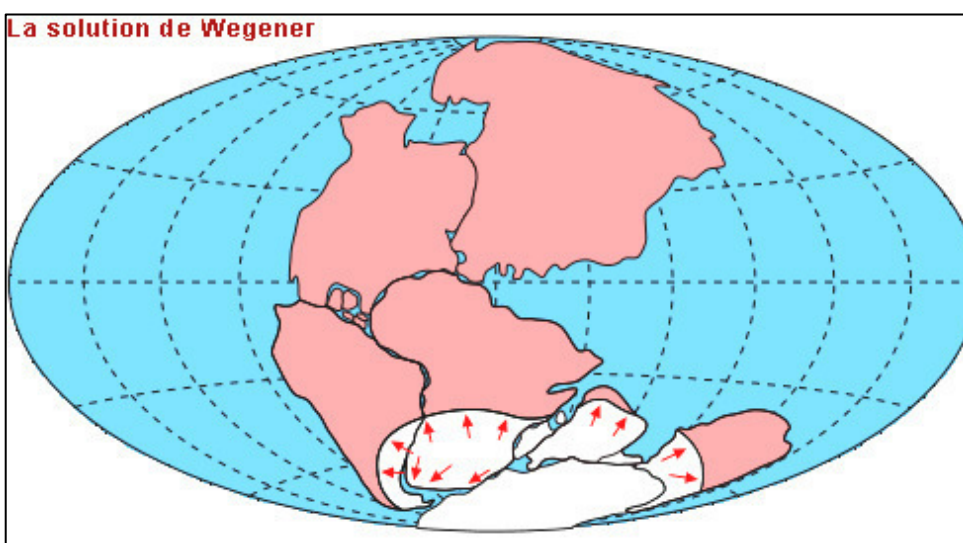


Fig. 80. Pangée représentant la calotte glaciaire (-250 Ma).

3) La correspondance des structures géologiques

La correspondance des **structures géologiques** entre l'Afrique et l'Amérique du Sud appuie l'argument de Wegener. La figure ci-dessous montre la répartition des blocs continentaux (boucliers) plus vieux que 2 milliards d'années selon la géographie actuelle (Fig. 81). Autour de ces **boucliers**, les chaînes de montagnes plus récentes ont des âges allant de -450 à -650 Ma. Les traits indiquent le "grain" tectonique de ces chaînes. À remarquer, dans les régions de São Luis et de Salvador au Brésil, la présence de petits morceaux de boucliers.

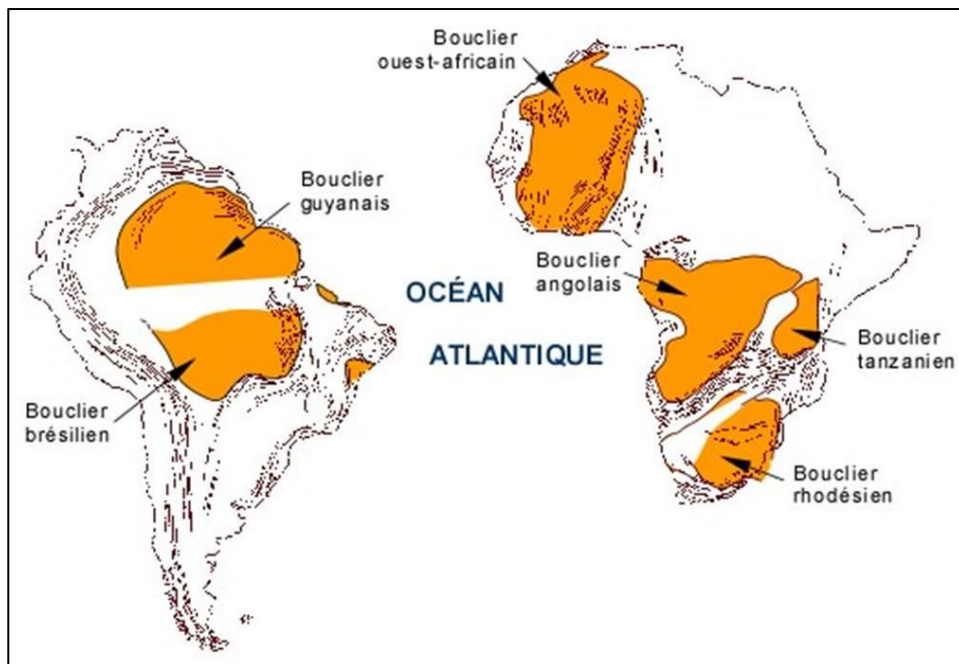


Fig. 81. Répartition des boucliers anciens entre l'Afrique et l'Amérique du Sud.

Le rapprochement des deux continents (Fig. 82) montre qu'en fait les deux petits morceaux des zones de São Luis et de Salvador se rattachent respectivement aux **boucliers ouest-africain** et **angolais**, et qu'il y a aussi une certaine continuité dans le grain tectonique des chaînes plus récentes qui viennent se mouler sur les boucliers. L'image du puzzle est cohérente.

La correspondance des structures géologiques entre l'Amérique du Nord et l'Europe confirme aussi l'idée de Wegener. Les trois chaînes de montagnes, **Appalaches** (Est de l'Amérique du Nord), **Mauritanides** (nord-est de l'Afrique) et **Calédonides** (Iles Britanniques, Scandinavie), aujourd'hui séparées par l'Océan Atlantique, ne forment qu'une seule chaîne continue si on rapproche les continents à la manière de Wegener (Fig. 83). Les géologues savent depuis

longtemps qu'effectivement ces trois chaînes ont des structures géologiques identiques et qu'elles se sont formées en même temps entre -470 et -350 Ma.

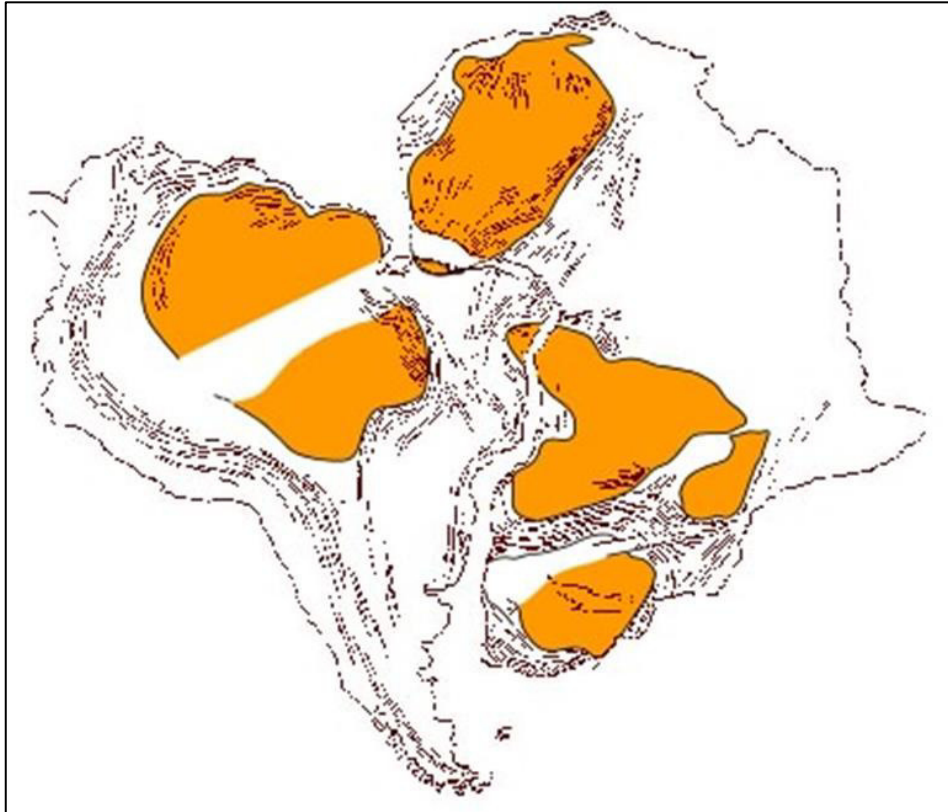


Fig. 82. Pangée représentant les boucliers anciens.

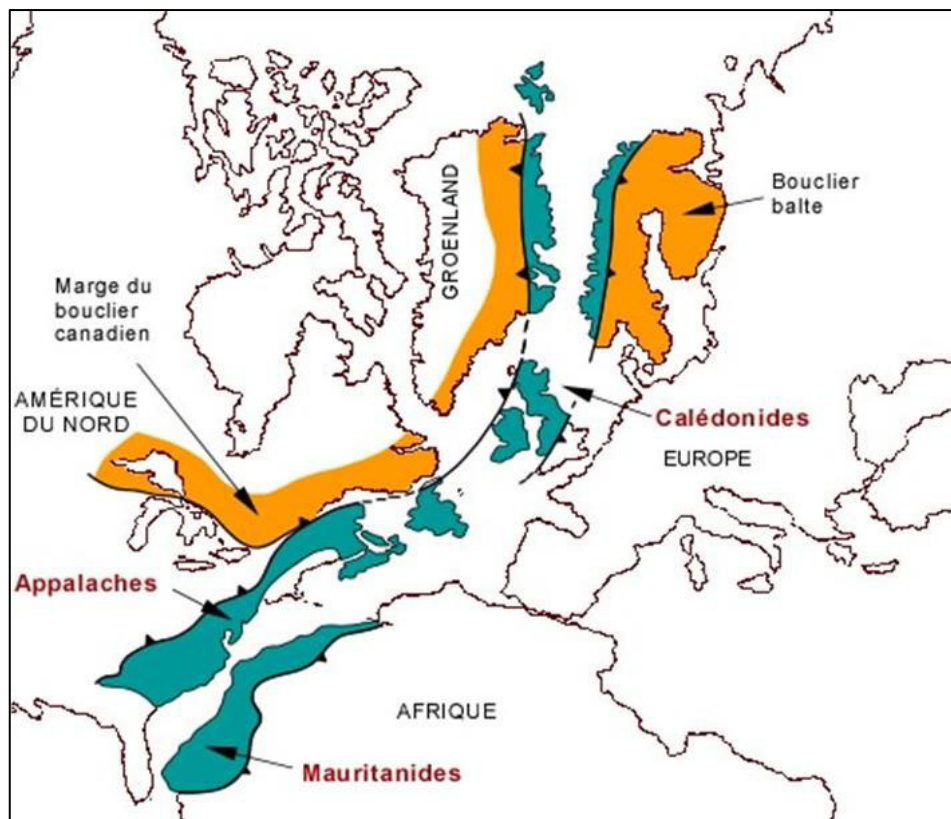


Fig. 83. Correspondance des chaînes de montagne (- 470, - 350 Ma).

4) Reconstitution de la Pangée d'après Bullard et ses collègues

Wegener avait exécuté sa reconstitution de la Pangée en utilisant les lignes des rivages actuels autour de l'Atlantique. Mais la concordance s'avérait par endroits plutôt boiteuse. Au début des années 60, Edward Bullard, J. Everett et A. Smith, tous de Cambridge, ont démontré qu'on obtenait un **emboîtement** beaucoup plus cohérent si on faisait le rapprochement des masses continentales actuelles en utilisant le contact entre croûte continentale et croûte océanique plutôt qu'avec les lignes de rivages. La reconstitution a été réalisée en utilisant l'**isobathe** (courbe d'égale profondeur) de 915 mètres ; (au quart du talus continental plutôt qu'à sa base pour tenir compte de l'étirement de la croûte continentale lors de l'ouverture de l'Atlantique). La [figure 84](#) présente la reconstitution de la Pangée par Bullard et ses collègues. Les zones en bleu clair représentent la surface des continents se situant entre la ligne de rivage (profondeur 0) et la profondeur de 915 mètres ; en noir, les régions où il y a recouvrement des masses continentales et, en blanc, des prismes sédimentaires importants.

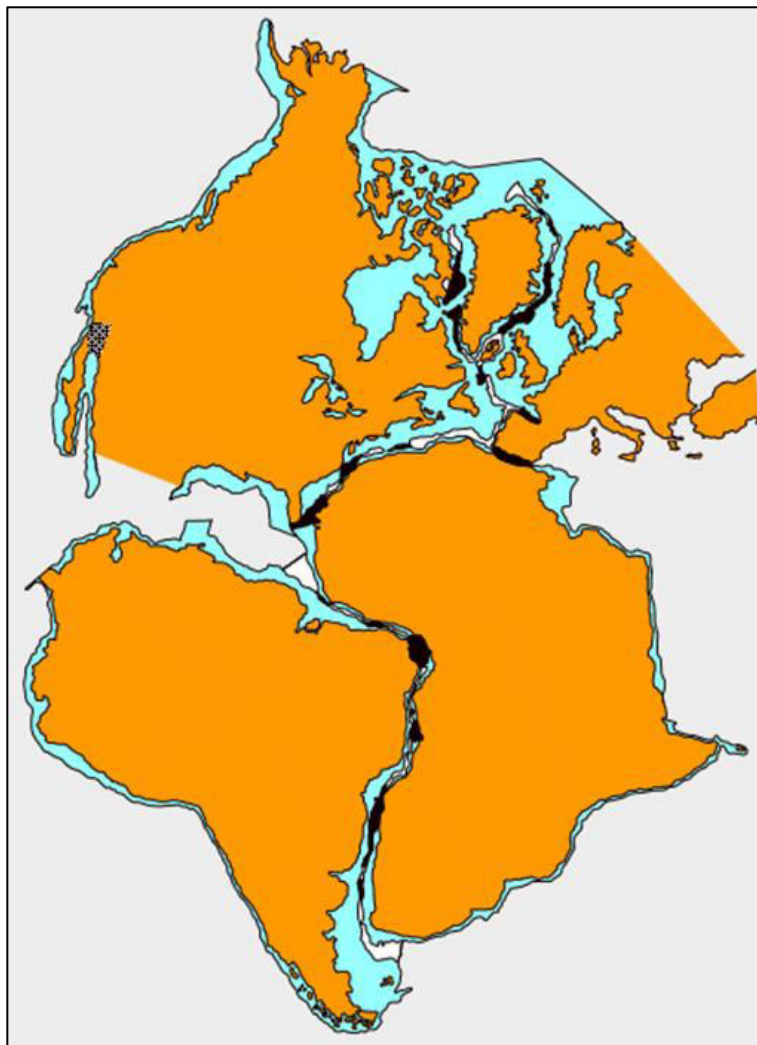


Fig. 84. Reconstitution de la Pangée d'après Edward Bullard et ses collègues.

3. LA THEORIE DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES (ANNEES 1960)

La **théorie de la tectonique des plaques** est basée sur la théorie de la dérive des continents de Wegener. Dans cette nouvelle théorie, ce sont les plaques tectoniques, plutôt que les continents, qui se déplacent. Les **plaques tectoniques** sont des morceaux de lithosphère et de croûte qui flottent sur l'asthénosphère. On compte actuellement **sept** grandes plaques qui composent la plus grande partie des continents et l'océan Pacifique (Fig. 85). Il s'agit de :

1. La plaque africaine;
2. La plaque antarctique;
3. La plaque eurasienne;
4. La plaque indo-australienne;
5. La plaque nord-américaine;
6. La plaque pacifique;
7. La plaque sud-américaine.

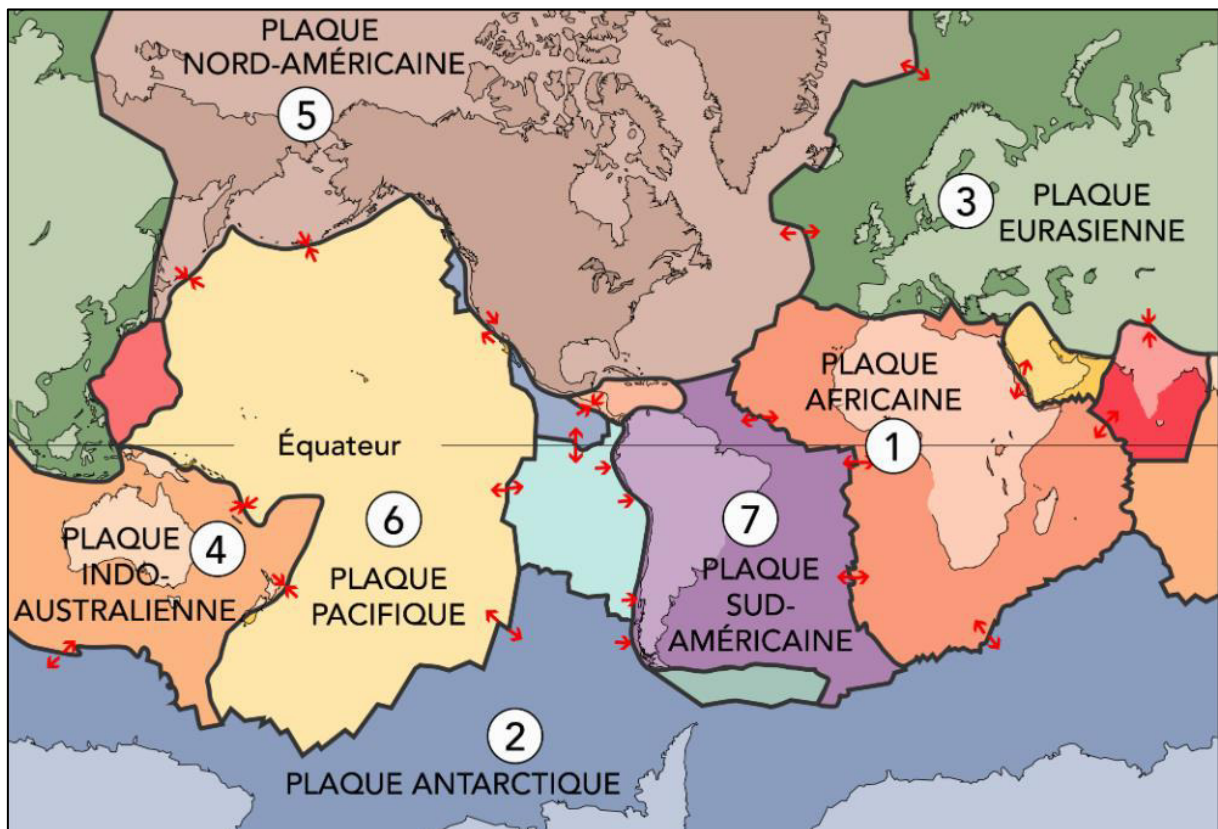


Fig. 85. Les différentes plaques tectoniques du globe.

Il y a huit autres **plaques secondaires** (ex. Cocos, Nazca, Arabie) plus petites et d'autres **microplaques**, qui sont très petites.

A. Vitesse de mouvement des plaques

Les plaques lithosphériques se déplacent **très lentement** ! les unes par rapport aux autres grâce à des mouvements de convection dans la partie molle du **manteau supérieur**. Cependant, les taux de divergence et de convergence ne sont pas identiques partout. La divergence varie de 1,8 à 4,1 cm/an dans l'Atlantique et de 7,7 à plus de 18 cm/an dans le Pacifique. La convergence se fait à raison de 3,7 à 5,5 cm/an dans le Pacifique. À noter le taux de déplacement latéral relatif le long de la faille de San Andreas en Californie (~ 5,5 cm/an) (Fig. 86). Ces mouvements, lents mais continus, provoquent des **collisions**, des **éloignements** et des **glissements** entre les plaques, ce qui est responsable des phénomènes géologiques majeurs comme les **tremblements de terre**, le **volcanisme** et la **formation des montagnes**.

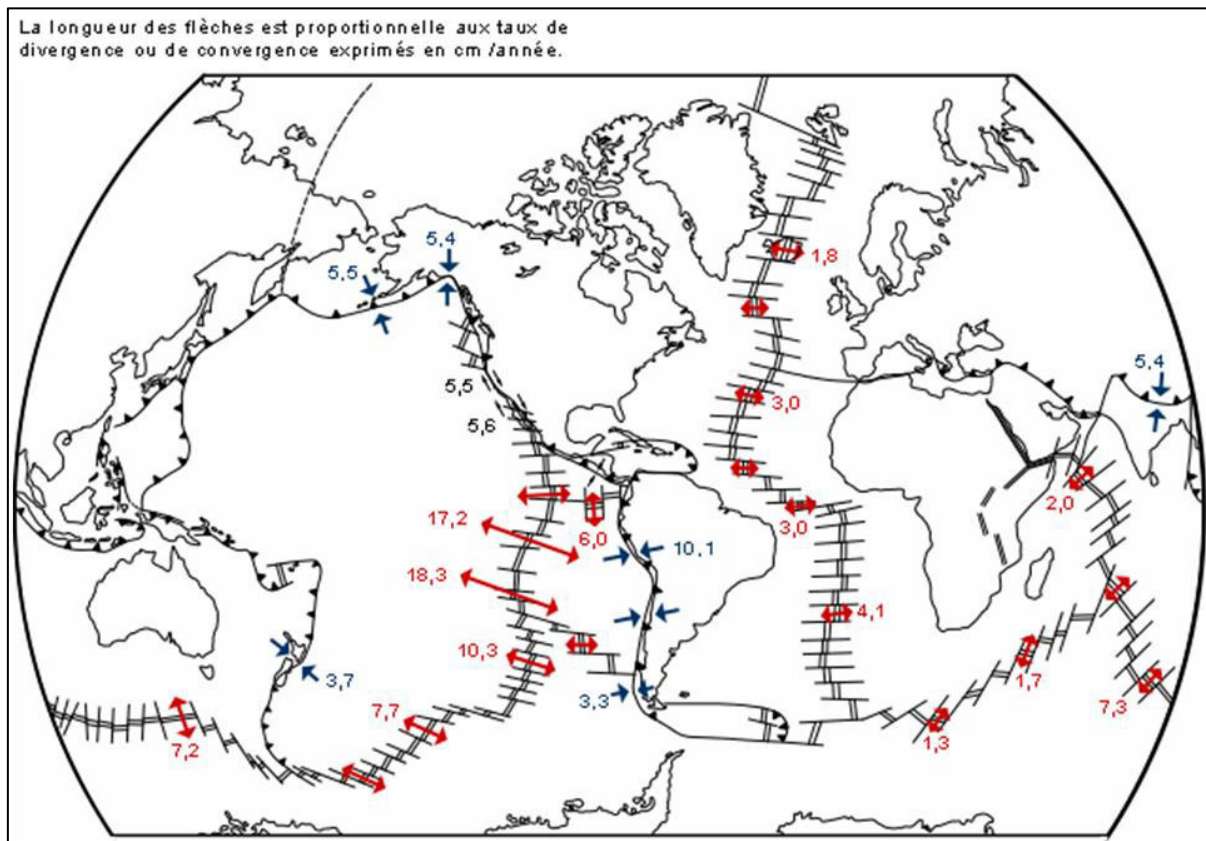


Fig. 86. Quelques vitesses de déplacements des plaques lithosphériques.

B. Types de mouvements aux frontières des plaques

Les interactions entre les plaques se produisent à leurs frontières et peuvent être de trois types (Fig. 87) :

- a) **Divergentes (ou expansives)** : Les plaques s'éloignent l'une de l'autre, créant des dorsales océaniques où de la nouvelle croûte est formée.

b) Convergentes : représentés par :

- **Collision** : Deux plaques continentales se rencontrent, provoquant la formation de chaînes de montagnes.
- **Subduction** : Une plaque océanique plonge sous une autre plaque (continentale ou océanique), entraînant des volcans et des tremblements de terre.
- **Obduction** : Lorsque le matériau d'une plaque est poussé sur le dessus d'une autre.

c) Transformantes : Les plaques glissent latéralement l'une contre l'autre le long de failles.

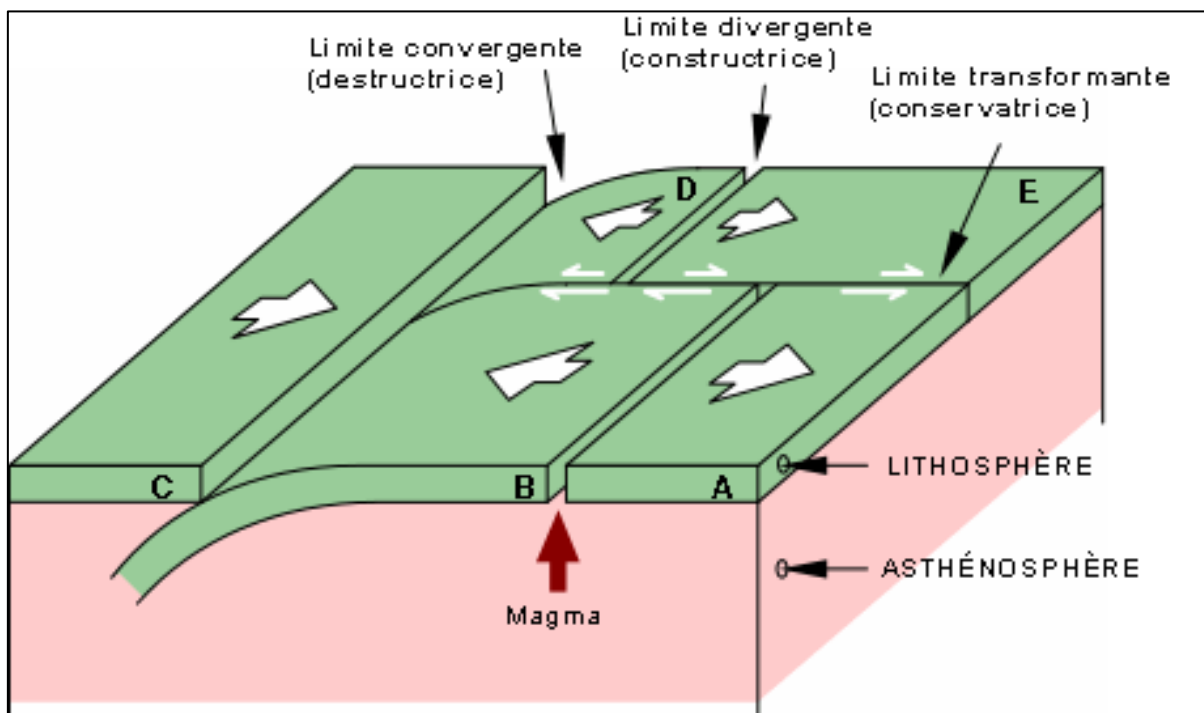


Fig. 87. Modèle de déplacement des plaques lithosphériques.

C. La tectonique des plaques : un fonctionnement permanent

La terre est un système où toutes les pièces, tous les éléments, forment une grande machine mue par la **thermodynamique**. Le moteur est constitué par les grandes cellules de **convection** dans le manteau, qui sont le résultat du flux de chaleur qui va du centre vers l'extérieur de la terre, un flux de chaleur qui est relié à la décomposition des éléments radioactifs contenus dans les minéraux constitutifs de la terre.

Ces cellules concentrent de la chaleur dans leur partie ascendante, ce qui cause une fusion partielle du manteau tout à fait supérieur et une **expansion des matériaux**. C'est cette expansion qui produit une **dorsale médio-océanique linéaire**.

L'écoulement de l'asthénosphère sous la lithosphère rigide entraîne cette dernière ; il en découle des tensions au niveau de la dorsale, causant la **divergence** et le magmatisme associé. Ainsi, il y a formation continue de nouvelle **lithosphère océanique** au niveau de la dorsale et élargissement progressif de l'océan.

En contrepartie, puisque le **globe terrestre** n'est pas en expansion, il faut détruire de la lithosphère, ce qui se fait par enfoncement de **lithosphère océanique** dans les zones de **subduction** qui correspondent aux **fosses océaniques** profondes pouvant atteindre les 11 km (fosse des Mariannes).

Les dorsales sont disséquées par des failles dites **transformantes** pour accommoder des différences de vitesses de **divergence**. A noter que l'iconographie de la tectonique des plaques présente toujours les dorsales comme des droites sur un plan. En fait, il faut bien comprendre que, la terre étant une sphère, le parcours de la dorsale est **linéaire** sur la surface de cette sphère. On représente aussi les **cellules de convection** en deux dimensions ; il faut faire un effort d'abstraction pour se les représenter en trois dimensions, à l'intérieur de la sphère.

Références bibliographiques

Nous avons cité en références bibliographiques uniquement les ouvrages et livres de stratigraphie, de paléontologie et de géologie qui sont des documents très utiles, notamment pour leur caractère pédagogique et leurs riches illustrations. Par ailleurs, pour préparer ce cours, nous avons également emprunté quelques figurations de certains articles scientifiques en nous limitant à citer ces références seulement dans le texte.

Aubouin, J., Brousse, R., Lehman, L.P., 1978. Précis de Géologie, tome 2 Paléontologie et Stratigraphie. Dunod Edition. 697 p.

Babin, C., 1991. Principes de paléontologie. Paris, Armand Colin Edition, 449 p.

Boggs, S., Jr, 2014. Principles of sedimentology and stratigraphy. Pearson Education (5^{ème} édition), 560 p.

Boulin, J., 1977. Méthodes de la stratigraphie et géologie historique. Masson Edition.

Brookfield, M.E., 2004. Principles of Stratigraphy. Blackwell Publishing, 340 p.

Chernicoff, S., 1995. Geology, an Introduction to Physical Geology. Worth Publishers, New York, 636 p.

Deparis, V., Legros, H., 2000. Voyage à l'intérieur de la Terre. De la géographie antique à la géophysique actuelle. Une histoire des idées, Paris, CNRS Editions.

Foucault, A., Raoult, J.F., 2001. Dictionnaire de Géologie. Dunod Edition (5^{ème} édition), 379 p.

Gall, J.C., 1998. Paléoécologie : Paysages et environnements disparus. Paris, Masson Edition (2^{ème} édition), 240 p.

Harland, W.B., 1978. Biostratigraphic scales. In: « The geologic Time Scale », A.A.P.G. Studies in Geology, n°6.

Hedberg, H., 1979. Guide stratigraphique international. Classification, terminologie, et règles de procédures, Doin Edition.

Miall, A.D., 2010. The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer Science & Business Media (2^{ème} édition), XVII, 522 p.

Nichols, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy. Wiley-Blackwell Edition (2^{ème} édition), 432 p.

Perrondon, A., 1972. Méthodes et tendances de la stratigraphie. Conclusions et essai de synthèse. B.R.G.M., Mémoire 77.

Pomerol C., Babin, C., Lancelot, Y., Le Pichon, X., Rat, P., 1980. Stratigraphie et paléogéographie. Principes et méthodes. Doin Edition.

Pomerol, C., 1973. Ere cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Stratigraphie et paléogéographie, Paris, Doin Edition, 384 p.

Pomerol, C., 1975. Ere mésozoïque. Stratigraphie et paléogéographie, Paris, Doin Edition, 384 p.

Pomerol, C., Babin, C., 1977. Précambrien, ère paléozoïque. Stratigraphie et paléogéographie, Paris, Doin Edition, 430 p.

Pomerol, C., Babin, C., Lancelot, Y., Le Pichon, X., Rat, P., 1980. Stratigraphie et paléogéographie, Principes et méthodes. Doin Edition, 209 p.

Pomerol, C., Lagabrielle, Y., Renard, M., 2002. Eléments de géologie. Dunod Edition (12^{ème} édition), 746 p.

Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., Rafélis, M., 2021. Eléments de géologie. 15^{ème} du « Pomerol ». 1152 p.

Rey, J., 1997. Stratigraphie terminologie française. Mémoire n°19, Elf, 164 p.

Selley, R.C.L., Cocks, R.M., Plimer, I.R., 2005. Encyclopedia of Geology. Academic Press (1^{ère} édition), 2750 p.

Sites internet :

Site officiel de la Commission Internationale de Stratigraphie (avec l'échelle stratigraphique officielle, la liste des stratotypes...) : <https://stratigraphy.org/>

Un site open access dédié à la géologie sédimentaire et à la stratigraphie. Contient des exercices, images d'affleurements, logs, vidéos, modules pédagogiques et notes de cours, utiles aux étudiants et professionnels (en anglais) : <http://sepmstrata.org>

Banque de donnée terminologique (pour traduire les termes de l'anglais au français ou vice-versa) : <https://www.btb.termiumplus.gc.ca/>

Site officiel éducatif de Mme Ruault Djerrab (enseignante à l'Université 8 Mai 1945 de Guelma) consacré à la géologie sédimentaire avec ses différentes branches : <https://djerrab-geologie-guelma.e-monsite.com/>

A propos de la stratigraphie isotopique :

<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>

<http://acces.ens-lyon.fr/acces/thematiques/paleo/variations/paleoclimats/syntheses/indicateurs-paleoclimatiques/isotopes-oxygene>

Un guide de bibliothèque universitaire proposant des ressources organisées autour de la stratigraphie et la sédimentologie, incluant articles, livres et sites web :

https://libguides.snhu.edu/c.php?g=209364&p=4616392&utm_source=chatgpt.com

Base de données regroupant des descriptions détaillées d'unités stratigraphiques (formelles, informelles, historiques), mises à jour régulièrement pour refléter les avancées scientifiques :

https://mrnf.gouv.qc.ca/mines/geologie/base-donnees-geoscientifiques/?utm_source=chatgpt.com