

Chapitre 26

La sédimentation des particules et des solutés

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Environnements de dépôt et bassins sédimentaires
- 2 La sédimentation détritique : dépôts de particules en suspension
- 3 La sédimentation chimique et biochimique des solutés

ZOOM

- 1 Diversité des environnements de dépôt
- 2 Formation de terrasses emboîtées ou étagées au cours du Quaternaire
- 3 Classification des roches carbonatées et textures selon Dunham

INTRODUCTION

L'altération et l'érosion libèrent particules et solutés définissant la lignée détritique et la lignée ionique des produits d'altération. Après transport, ceux-ci parviennent dans des environnements où ils peuvent sédimenter ou précipiter.

- ➔ Quels sont les environnements qui permettent l'accumulation des sédiments et quels sont les facteurs qui la gouvernent ?
- ➔ Quels sont les processus qui guident la sédimentation et sont à l'origine de la diversité des dépôts ?

1 Environnements de dépôt et bassins sédimentaires

1.1 Diversité des environnements de dépôt

Les **environnements de dépôt** correspondent aux zones où le transport des particules et des solutés s'arrête, autorisant leur sédimentation. Ils sont très variés et se retrouvent sur les **continents** (environnements glaciaires, fluviaux, lacustres, désertiques...), dans les **mers** et **océans** (environnements néritiques, récifaux, pélagiques...) et à leur **interface** (environnements deltaïques ou estuariens, lagunaires, littoraux...).

1.2. Bassins sédimentaires et contextes géodynamiques

Les **bassins sédimentaires** correspondent à des **réceptacles** (le plus souvent des **dépressions**) au sein desquels s'accumulent des sédiments produits par l'érosion des continents. Divers contextes géodynamiques peuvent être à l'origine de bassins en milieu continental ou océanique, en régime de **convergence**, de **coulissage** ou de **divergence** des plaques lithosphériques, et en différentes positions par rapport à leurs frontières.

ZOOM 1

Diversité des environnements de dépôt

Tableau 26.1 Caractéristiques des principaux types de bassins sédimentaires.

Type	Contexte géodynamique	Nature de la lithosphère	Type de bassin	Exemples
À la frontière de plaques	convergence	océanique et continentale	subduction : fosses, prismes d'accrétion, bassins d'avant-arc et d'arrière-arc	fosse de Nankai (Japon)
		continentale	collision : bassins flexuraux (d'avant-pays)	bassin molassique suisse
	coulissage	continentale	bassins de décrochement : pull-apart	mer Morte
À la frontière de plaque ou intraplaque	divergence	continentale	rifts ou fossés d'effondrement	rift africain Fossé rhénan
Intraplaque	héritage de divergence (en général)	continentale	marges passives ; bassins intracratoniques ou plates-formes épicontinentales	marges atlantiques Bassin de Paris
	divergence	océanique	bassins océaniques	bassins de l'Atlantique

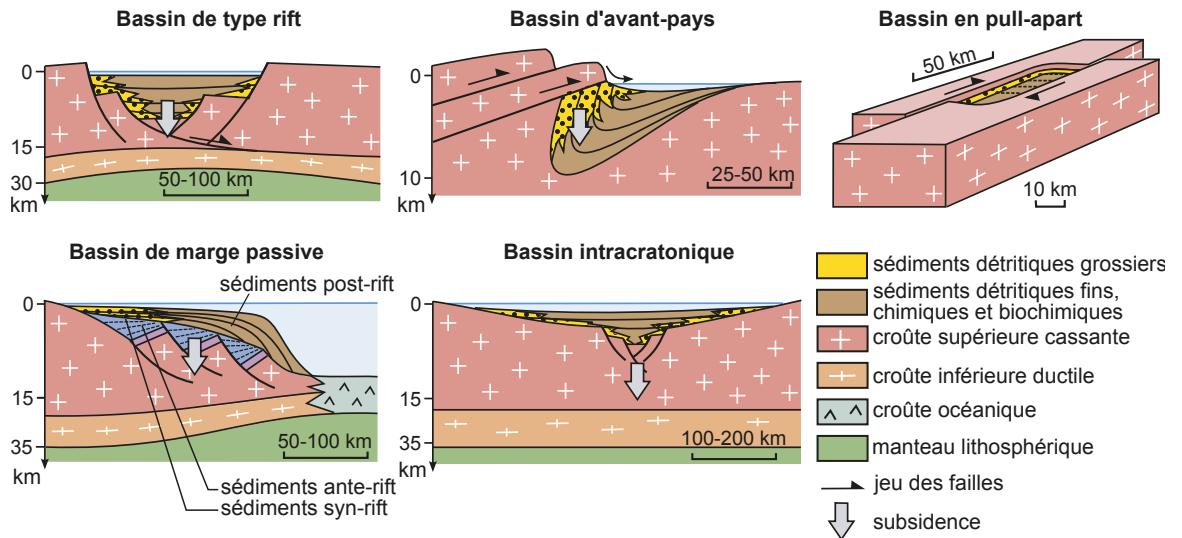


Figure 26.1 Quelques exemples de bassins sédimentaires.

1.3 Les facteurs contrôlant la sédimentation au sein des bassins

L'accumulation dans un bassin sédimentaire dépend de l'espace **potentiellement disponible** pour les sédiments, ce qui définit l'**accommodation**.

Cet espace disponible, et donc le remplissage du bassin, dépend de trois facteurs :

- **La subsidence** du bassin qui correspond à l'enfoncement du substratum et est soumise à un équilibre des masses par réajustement isostatique. Elle peut être initiée par des **facteurs tectoniques** (comme un amincissement crustal) ou des **facteurs thermiques** (comme le refroidissement).

dissement de la lithosphère). L'affaissement du substratum peut ensuite être amplifié par des **facteurs de charge** liés au poids des sédiments qui s'accumulent. En règle générale, 40 % de la subsidence globale est expliquée par les composantes thermomécaniques et 60 % par la composante sédimentaire.

- **Le niveau de base** qui correspond au niveau (altitude) du réservoir dans lequel se jette le cours d'eau transportant les sédiments (autre cours d'eau plus important, lac, mer...). Dans le cas d'un bassin océanique, il s'agit de l'**eustatisme** : variations du niveau marin global (ou absolu) selon l'importance des calottes glaciaires continentales (**glacio-eustatisme**) ou, à une échelle de temps plus longue, selon l'activité des dorsales (**tectono-eustatisme**) qui modifie la profondeur moyenne des océans.
- **Les apports sédimentaires** qui dépendent de la nature et de l'ampleur des processus d'érosion affectant les reliefs qui bordent le bassin. Ces processus sont principalement contrôlés par l'altitude des reliefs et le climat.

Voir chapitre 25

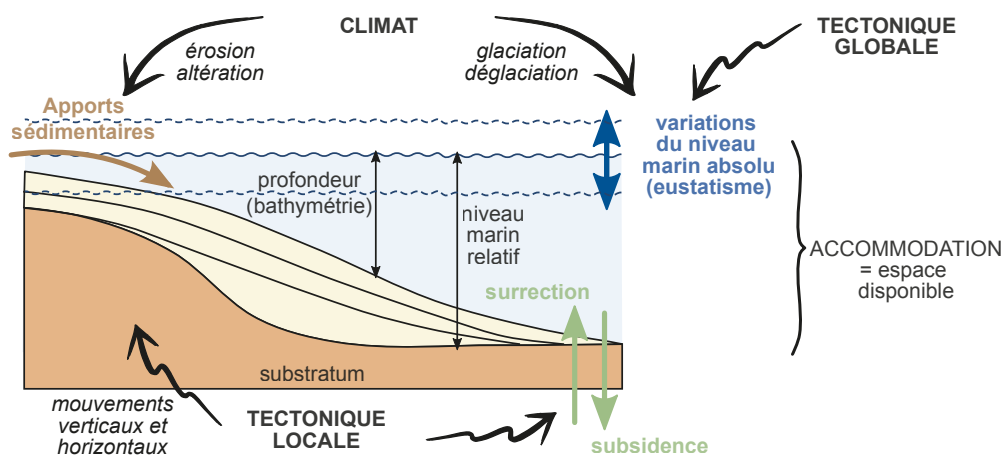


Figure 26.2 Différents facteurs influençant l'accumulation de sédiments dans un bassin (cas d'un bassin océanique de type marge passive).

2 La sédimentation détritique : dépôts de particules en suspension

Les **roches détritiques** proviennent de l'accumulation des particules issues de la destruction de roches préexistantes consolidées ultérieurement lors de la diagenèse.

2.1 Diversité des particules détritiques et conditions de dépôt

La **granulométrie** des particules est un critère majeur à l'origine de la classification des roches détritiques permettant de distinguer les rudites, arénites et lutites (figure 26.3). Sa détermination permet d'identifier l'**hydrodynamisme** de l'environnement de dépôt comme l'indique le diagramme de Hjulström.

Le **tri de la taille des éléments** témoigne aussi de l'environnement de dépôt. La granulométrie peut être homogène : le dépôt est dit bien trié, ce qui peut traduire un éloignement à la source par action prolongée des courants de tri. La roche peut être mal triée ou présenter des classements granulométriques ou **granoclassements**. Ceci révèle des variations hydrodynamiques au cours du dépôt et/ou une absence de tri du fait de la proximité de la source (roche mère) des particules.

Voir chapitre 25, § 3

L'**usure des particules** témoigne de la **durée du transport des éléments**. On distingue les **conglomérats** de type **brèches**, aux éléments anguleux et peu usés, correspondant à des formations **proximales** (proches des sources), des conglomérats de type **poudingues**, formés de galets arrondis, formations dites **distales**, témoins d'un transport plus long.

Classe	Taille des éléments	Éléments (sédiments)		Roche consolidée
Rudites	> 256 mm	Blocs		Conglomérat (poudingue/brèche)
	4 à 256 mm	Galets		
	2 à 4 mm	Graviers		Micro-conglomérat
Arénites	63 µm à 2 mm	Sable grossier		Grès grossier
		Sable moyen		Grès
		Sable fin		Grès fin
Lutites	2 à 63 µm	Particules silteuses		Siltite
	< 2 µm	Argiles (granulométriques)		Argillite

vitesse du courant croissante

4 mm
2 mm
63 µm
2 µm

Figure 26.3 Nomenclature des roches détritiques selon la taille des particules.

ZOOM 1

Diversité des environnements de dépôt

Voir chapitre 25

ZOOM 2

Formation de terrasses emboîtées ou étagées au cours du Quaternaire

2.2 Diversité des environnements de dépôt des roches détritiques

Les roches détritiques peuvent se déposer dans des environnements variés.

a) Environnements glaciaires et périglaciaires

Les glaciers, agents d'érosion et de transport, sont propices au dépôt des **roches morainiques** (également appelées moraines ou tills) se déposant en cordons latéraux et frontaux. Ce sont des dépôts souvent mal consolidés, mal triés (allant des argiles à des gros blocs anguleux) unis par une fine matrice boueuse.

Les reculs des glaciers abandonnent les cordons morainiques qui sont soumis à l'érosion fluviale. Les eaux de fonte des glaciers transportent alors les matériaux qui peuvent tapisser les fonds de vallées formant des **terrasses alluviales**. La succession de périodes glaciaires et interglaciaires au Quaternaire a entraîné l'apparition de plusieurs niveaux de **terrasses étagées** ou de **terrasses emboîtées**.

Les sédiments les plus fins (classe des lutites) peuvent se déposer au niveau de lacs formant des **varves lacustres** ou être emportés par le vent formant des dépôts éoliens appelés **loess**, typiques des environnements **périglaciaires**.

b) Environnements fluviaux et lacustres

Les sédiments détritiques peuvent se déposer en milieu continental sous forme d'alluvions au niveau des lits des rivières. Différentes morphologies (ou systèmes) fluviaux en découlent.

- Les **systèmes fluviaux en tresse** se forment dans le cas d'une pente et d'une charge sédimentaire élevées. Ils présentent une sinuosité faible avec de multiples petits chenaux s'entrecroisant et formant ainsi des motifs complexes autour d'îlots de tailles variables. Ces chenaux, instables, peuvent se déplacer latéralement rapidement au cours du temps.
- Les **systèmes fluviaux méandriformes** se forment dans le cas d'une pente et charge sédimentaire plus faibles. Ils présentent un chenal unique à sinuosité forte. Plus stables que les

rièrres en tresse, ils peuvent néanmoins migrer au cours du temps, à cause d'une érosion plus importante sur les rives concaves et une sédimentation sur les rives convexes à l'origine d'une barre d'accrétion latérale (figure 25.8).

Si on regarde l'évolution des sédiments en profondeur, la **succession verticale** des dépôts (figure 26.4) fait apparaître des niveaux de granulométrie variée, témoignant de variations hydrodynamiques au cours du temps. Les **granoclassements** déterminent des séquences de dépôts, jusqu'à des lutites, témoins d'une décantation des particules fines dans des plaines d'inondation. On observe également des **stratifications entrecroisées** attestant de changements latéraux de position des chenaux fluviaux. Ces changements sont beaucoup plus fréquents dans le cas des systèmes en tresse que dans le cas des systèmes méandriformes.

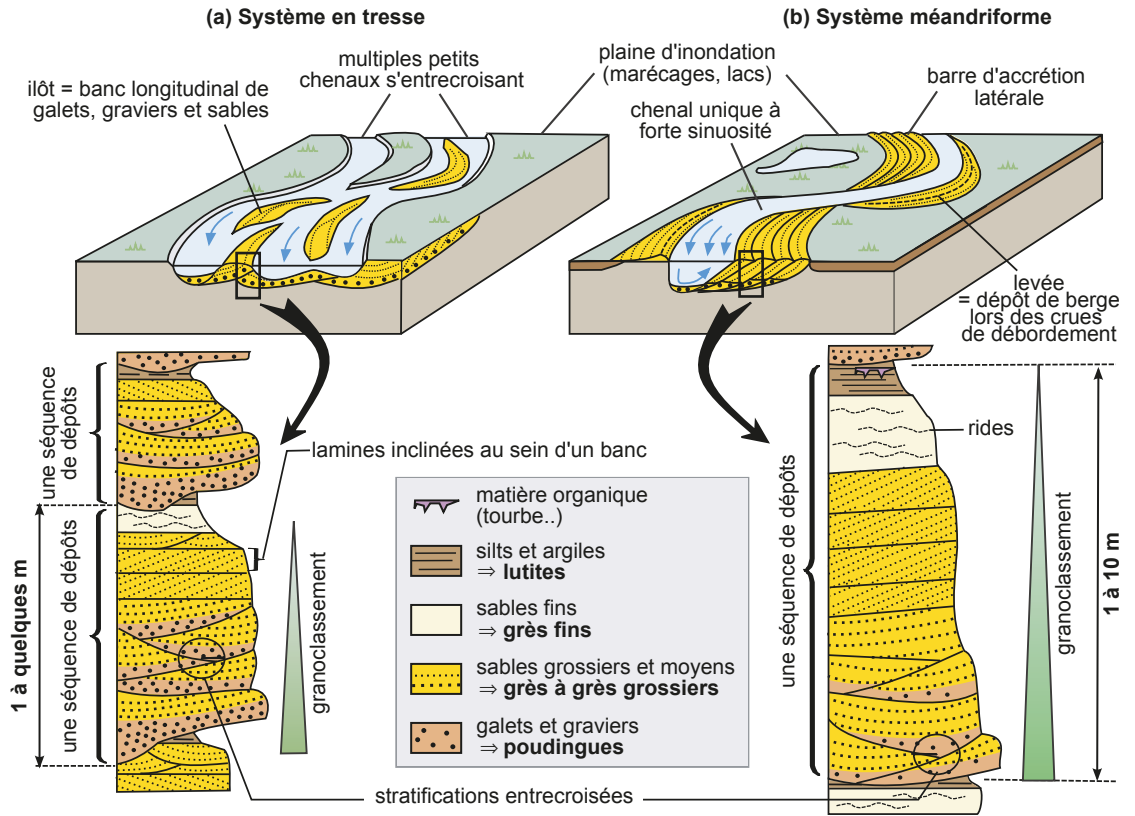


Figure 26.4 Morphologie des systèmes fluviaux en tresse (a) et méandriformes (b) et séquences types des dépôts associés.

c) Des environnements deltaïques aux environnements marins pélagiques

Les particules détritiques transportées par les fleuves se déposent en **domaine littoral**. Elles montrent un **granoclassement décroissant** de la côte vers le large lié à un **hydrodynamisme décroissant** lorsqu'on s'éloigne du littoral.

L'embouchure des fleuves définit les **environnements deltaïques** au sens large. Ils sont le siège d'une compétition entre les phénomènes marins (marée et houle) et continentaux (apports fluviaux) qui détermine la diversité des morphologies deltaïques (figure 26.5) :

- les **estuaires** sont typiques des deltas où les effets de marées sont dominants ;
- les **deltas** au sens strict montrent une dominance des effets fluviaux et de vagues.

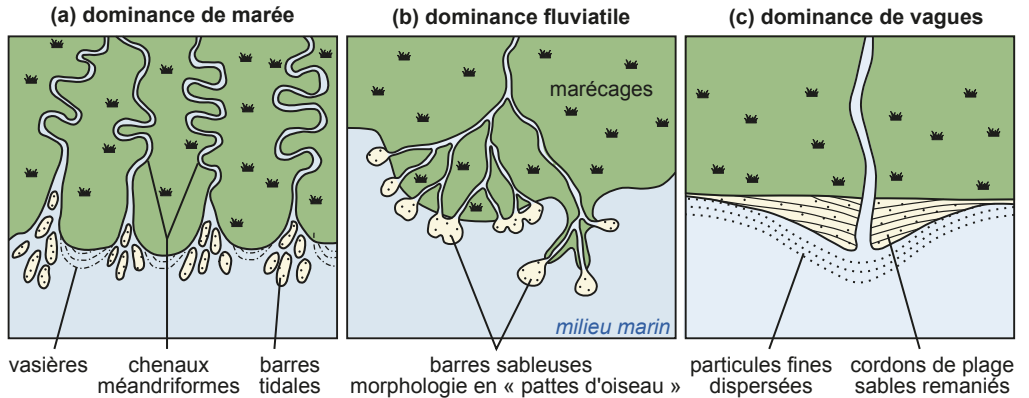


Figure 26.5 Différentes morphologies de deltas selon les effets dominants de marée (ex. de la Gironde ou des abers bretons), fluviales (ex. du Mississipi) ou des vagues (ex. du Nil).

Les sédiments détritiques déposés en **bordure de plate-forme** et **sur le talus continental** constituent des masses instables, gorgées d'eau. Suite à un choc ou un séisme, ces masses boueuses peuvent dévaler la pente relativement forte du talus (4° à 5°) sous forme d'avalanches sous-marines, ou **courants de turbidité**, qui empruntent et entaillent des canyons. Les particules en suspension s'étalent alors sur le glacis et donnent des dépôts organisés en séquences granoclassées : les **turbidites**. Chaque séquence correspond à un épisode de courant : elle érode le sommet de la séquence précédente et comprend différents niveaux traduisant l'affaiblissement progressif du courant jusqu'à la décantation d'argiles et de silts. Cette séquence type définit une **séquence de Bouma**, du nom de celui qui l'a décrite (figure 26.6).

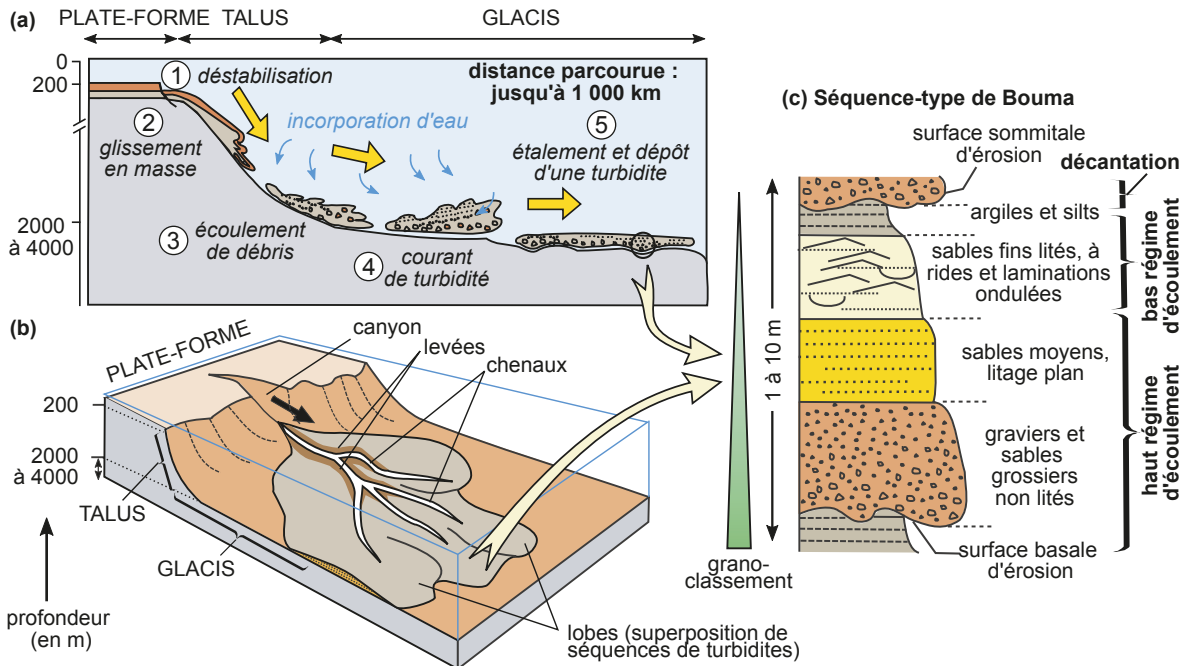


Figure 26.6 (a) Mécanismes et conséquences d'une avalanche sous-marine (ou écoulement gravitaire). (b) Creusement de canyon et formation de cône sous-marin par des courants de turbidité. (c) Organisation verticale d'une séquence-type de Bouma montrant un granoclassement et des figures basales ou sommitales d'érosion.

Les **plaines abyssales** peuvent être le siège d'une sédimentation détritique avec le dépôt des **argiles rouges** des grands fonds (figure 26.11). Ces dernières peuvent se déposer suite à la décantation d'argiles détritiques provenant de l'érosion des continents. Elles sont aussi néoformées à partir d'éléments libérés par l'hydrothermalisme au niveau des dorsales ou des points chauds. Il faut cependant noter que les **taux de sédimentation** en bassin profond restent **très faibles** en comparaison de ceux sur le plateau continental ou le talus.

2.3 Figures sédimentaires et environnements de dépôt

Les strates des formations détritiques peuvent montrer une organisation interne en lits plus fins, ou lamines. Les **figures sédimentaires** liées à l'hydrodynamisme se développent essentiellement en **contexte sableux** (plus rares, au sein des lutites) et peuvent s'observer en **surface** ou **au sein de bancs** sédimentaires. Leur géométrie et leur taille dépendent de la **vitesse d'écoulement du fluide** et de la **variation de la direction de ce courant**. Elles sont présentées dans le diagramme d'Allen (figure 26.7).

Les principales figures sont les **rides** qui peuvent être **symétriques** (rides de houle) ou **asymétriques** (rides de courant). Ces dernières résultent d'un courant unidirectionnel et sont accompagnées de lamines internes inclinées dans la direction du courant. Les figures en **arêtes de poisson** sont caractéristiques des effets de marée avec des lamines obliques dans deux sens opposés lors du flot (marée montante) et du jusant (marée descendante).

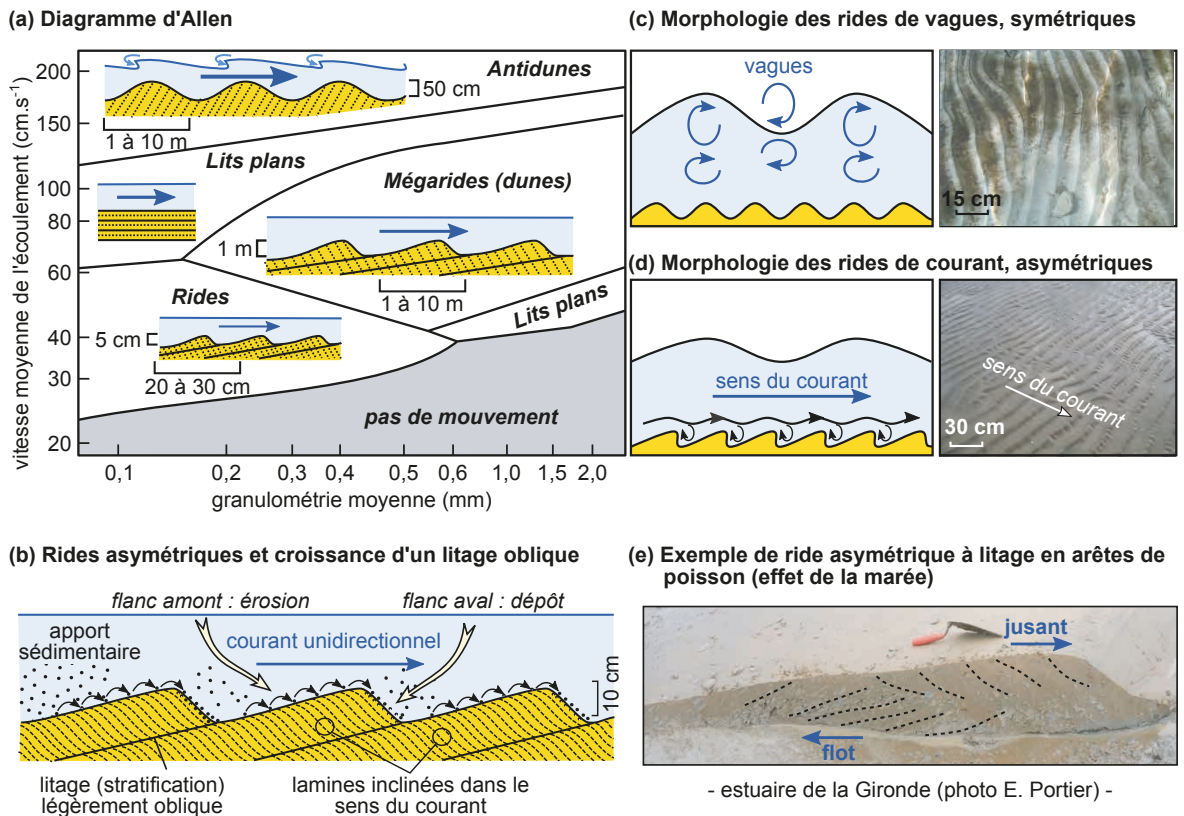


Figure 26.7 Structure des figures sédimentaires en fonction de la vitesse du courant et de la granulométrie.

3

La sédimentation chimique et biochimique des solutés

La sédimentation des solutés est toujours précédée d'une précipitation pouvant être **biogène** (favorisée par les organismes) ou **strictement chimique** (due à la saturation des eaux).

3.1 Les biominéralisations ou bioproductions

a) Les organismes acteurs des biominéralisations

Les organismes vivants ont la faculté de prélever des solutés dans leur environnement leur permettant de construire des entités dures (squelettes de certaines algues, des coraux, coquilles des mollusques, tests...) indépendamment du degré de saturation des eaux en solutés. Les bio-précipitations peuvent être **siliceuses** ou **carbonatées** (calcitiques ou aragonitiques).

Les organismes acteurs des **biominéralisations** ne se répartissent pas uniformément selon le biotope marin.

- En zone **néritique** (plateau continental), les organismes **benthiques** (vivant sur le fond) sont majoritaires.
- En zone **pélagique** (bassin océanique) les organismes **planctoniques** (flottant) et **nectoniques** (nageant) prédominent.

Tableau 26.2 Principaux organismes fixateurs de solutés dans l'eau de mer.

Type de bioprécipitation	Principaux organismes fixateurs		
	Environnement néritique		Environnement pélagique
Carbonatée	Mollusques, Échinodermes, Foraminifères benthiques, <i>Algues, Bactéries (Cyanobactéries)</i>	Cnidaires en symbiose avec des <i>algues</i> , Spongiaires, <i>Algues, Bactéries</i>	Foraminifères planctoniques (zooplancton), <i>Coccolithophoridés (phytoplancton) (figure 26.10)</i> , <i>Bactéries (Cyanobactéries)</i> , Céphalopodes (necton)
Siliceuse	Spongiaires		<i>Diatomées, Radiolaires (figure 26.10)</i>

en vert = organismes autotrophes

b) Mécanismes permettant les bioprécipitations carbonatées

La précipitation des carbonates de calcium (CaCO_3 , calcite et aragonite) se fait selon la réaction :



Cette réaction est en équilibre avec la réaction inverse de dissolution des carbonates. Cet équilibre est lié au comportement acido-basique du système des carbonates et aux échanges entre CO_2 dissous et CO_2 atmosphérique.

Les organismes vivants peuvent favoriser la précipitation en milieu peu concentré.

- La **biominéralisation** peut être **induite** (ex. des stromatolithes). L'organisme autotrophe déplace simplement l'équilibre des carbonates en créant un micro-environnement particulier par prélèvement du CO_2 dans son environnement lors de la photosynthèse (figure 26.8).
- La **biominéralisation** peut être **contrôlée**. La cristallisation se fait au sein d'une matrice organique à l'intérieur de l'organisme au sein de vacuoles avant excréation par exocytose (ex. des coccolithophoridés) ou directement à l'extérieur des cellules (ex. des bivalves). La matrice organique (composée entre autres de protéines) organise la structure du biominéral dont la forme est spécifique à chaque espèce. Ces minéralisations sont contrôlées par l'action d'enzymes de type anhydrase carbonique et de transporteurs spécifiques qui permettent la concentration de HCO_3^- dans un compartiment biologique (intra ou extracellulaire) favorisant la précipitation.

Voir chapitre 25,
Zoom 3

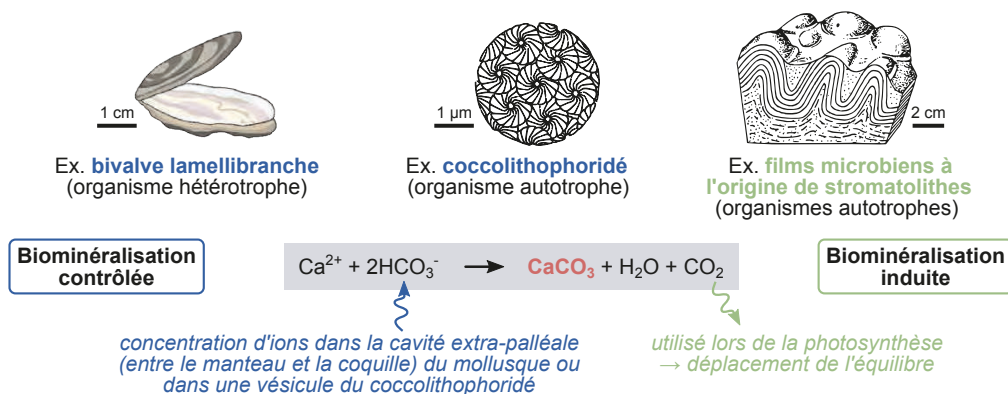


Figure 26.8 Précipitation des minéraux carbonatés favorisée par les organismes vivants autotrophes et hétérotrophes de manière induite ou contrôlée.

c) La texture des sédiments carbonatés : témoin de l'hydrodynamisme

Les roches carbonatées résultent principalement de l'accumulation de bioparticules calcitiques ou aragonitiques liées par un ciment ou une matrice. Les proportions relatives des différents constituants définissent la **texture du sédiment carbonaté** déterminée selon la **classification de Dunham**. Cette texture témoigne notamment de l'**hydrodynamisme** au moment du dépôt des sédiments.

ZOOM 3

Classification des roches carbonatées et textures selon Dunham

3.2 La sédimentation carbonatée en zone néritique

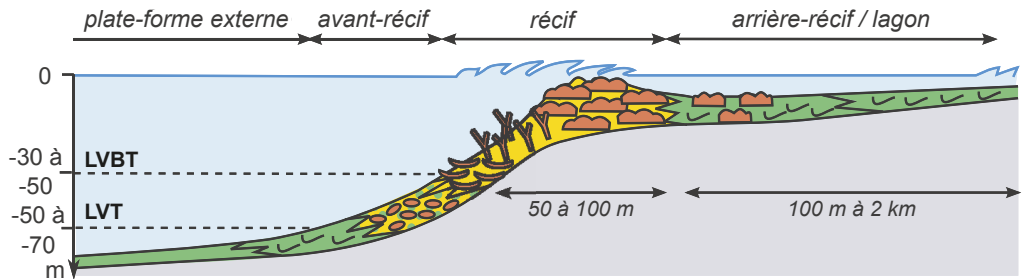
En domaine de **plate-forme** (zone néritique), la sédimentation carbonatée est **importante** et résulte pour l'essentiel de l'activité de biominéralisation d'**êtres vivants benthiques**. Les associations d'organismes varient selon les environnements, chauds (présence majoritaire d'algues, chlorophytes et coraux), froids ou tempérés (présence majoritaire de foraminifères et de mollusques). La distribution des faciès carbonatés au niveau des plates-formes est contrôlée par la **température** et le **régime hydrodynamique** du milieu.

- **Les plates-formes ouvertes** sont majoritairement trouvées en milieux tempérés à froids. Elles présentent des dépôts variés en fonction de leur exposition aux vagues et aux houles. Selon les lieux, on peut trouver des sables bioclastiques, formés de débris de coquilles, ou des vases calcaires provenant de la décantation de débris animaux (pelotes fécales par exemple).
- **Les plates-formes barrées**, en milieu tropical, montrent la présence de récifs coralliens (bioconstructions) qui séparent la mer ouverte d'un lagon où l'environnement calme favorise la formation de calcaires fins (figure 26.9)

Certains organismes producteurs de carbonates sont spécifiques d'un environnement néritique précis (fonction de la distance à la côte et/ou de l'hydrodynamisme). Par **actualisme**, la présence de fossiles ayant les mêmes exigences écologiques au sein de calcaires anciens peut témoigner d'un environnement particulier.

Ces environnements de plate-formes sont aussi des lieux de développement des **stromatolithes**, structures laminées formées principalement grâce à des cyanobactéries vivant en milieu calme peu profond. Ces organismes photosynthétiques favorisent la précipitation de calcite (figure 26.8) à l'origine de **bioconstructions** qui peuvent être massives.

Les plus anciennes stromatolithes retrouvées sur Terre ont été datées de 3,5 Ga (milliard d'années) à Pilbara (Australie). Ceci montre que la photosynthèse est apparue très précocement dans l'histoire de la Terre. En réalisant la photosynthèse dans une atmosphère très peu oxydante, les cyanobactéries à l'origine de ces bioconstructions auraient ainsi contribué à l'oxygénation de l'atmosphère entre 2,0 et 2,5 Ga.



Texture selon Dunham	<i>mudstone</i>	<i>wackestone / mudstone</i>	<i>grainstone (débris)</i>	<i>boundstone</i>	<i>packstone / wackestone</i>	<i>mudstone / wackestone</i>
Organismes producteurs	<i>foraminifères planctoniques</i> <i>échinodermes, pectens, algues rouges..</i>		<i>coraux, algues vertes et rouges, mollusques ...</i>		<i>coraux isolés, mollusques, échinodermes, foraminifères benthiques, algues rouges, stromatolithes.</i>	
Hydrodynamisme	<i>faible</i>	<i>moyen</i>	<i>fort à très fort</i>		<i>variable</i>	<i>faible</i>

Figure 26.9 Les différents environnements sédimentaires de plates-formes en mer chaude, barrées par la présence de récifs.

LVBT : limite d'action des vagues de beau temps ; LVT : limite d'action des vagues de tempête.

3.3 Les sédiments pélagiques : accumulation de test carbonatés ou siliceux

a) Les organismes planctoniques à l'origine des sédiments pélagiques

Les organismes producteurs des zones pélagiques sont tributaires des caractéristiques de la tranche d'eau superficielle où pénètre la lumière, permettant l'activité photosynthétique du **phytoplancton** dont se nourrissent le **zooplancton** et le **necton** (organismes nageurs). Le plancton (figure 26.10) à l'origine des sédiments pélagiques peut former des tests carbonatés (calcitique ou aragonitique) ou siliceux (opale, silice amorphe précipitant à faible température).

Le **faible hydrodynamisme** régnant en milieu pélagique autorise la décantation des tests planctoniques. Les boues carbonatées se déposant en zone pélagique donneront après diagenèse des calcaires fins de type **mudstones** ou des **marnes** (s'il y a en plus une proportion d'argiles terrigènes). Les boues siliceuses formeront des roches siliceuses à grains très fins (diatomites et radiolarites).

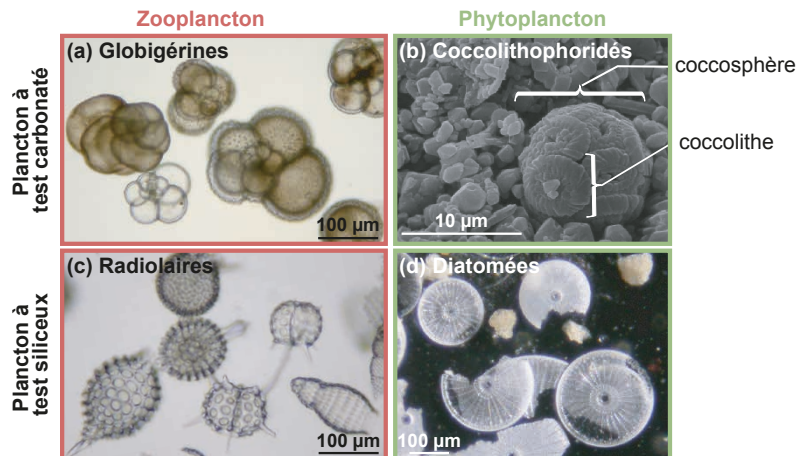


Figure 26.10 Organismes planctoniques à tests carbonatés ou siliceux. (a) globigérines (foraminifères planctoniques) ; (b) coccolithophoridés ; (c) radiolaires ; (d) diatomées.

b) Répartition des bioprécipitations et des sédiments pélagiques

La sédimentation en milieu pélagique dépend des **apports terrigènes** (fluviatiles, glaciaires, éoliens) et des **bioprécipitations** (figure 26.11).

La **latitude** influence la répartition des types de bioprécipitations dans les océans. Les producteurs de carbonates pélagiques ont une écologie liée majoritairement aux eaux tropicales ou tempérées, tandis que les eaux froides subpolaires sont peuplées de diatomées à test siliceux. Ainsi aux **hautes latitudes** les **sédiments biogènes siliceux** sont majoritaires, quelle que soit la bathymétrie.

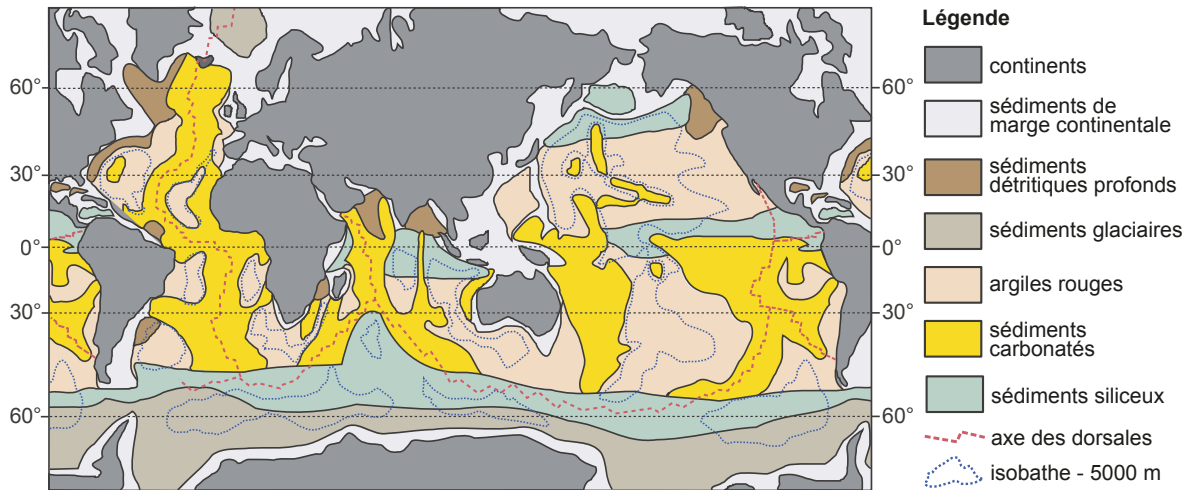


Figure 26.11 Répartition des principaux types de sédiments océaniques profonds.

La **bathymétrie** influence également la répartition des sédiments pélagiques.

- La concentration en CO_2 dissous augmente avec la profondeur et déplace l'équilibre des carbonates vers la dissolution des tests. Ainsi, on retrouve **très peu de carbonates sur les grands fonds océaniques** (au-delà de 4 000-5 000 m de profondeur). Cette augmentation de CO_2 dissous est causée par l'oxydation de la matière organique lors de la décantation des organismes morts, et par l'augmentation de la solubilité du CO_2 dans l'eau avec la pression. On définit alors la **lysocline**, profondeur à partir de laquelle la dissolution des carbonates augmente brutalement et la **profondeur de compensation de la calcite** (ou **CCD**, *calcite compensation depth*), limite au-delà de laquelle tout le CaCO_3 est dissous (figure 26.12a). Les eaux froides favorisant la dissolution du CO_2 auront une lysocline et une CCD moins profondes que les eaux chaudes (4 000 m pour eaux des hautes latitudes et les remontées d'eau profondes dans les zones d'upwelling, et 4 500 m pour les eaux des basses latitudes). On peut cependant retrouver des carbonates au sein de forages réalisés à des profondeurs supérieures à la CCD. Il s'agit alors de dépôts effectués avant le passage des fonds océaniques sous la CCD (approfondissement lié à la subsidence thermique). Ces dépôts sont ultérieurement protégés de la dissolution par sédimentation des niveaux sus-jacents.
- L'opale siliceuse, peu stable dans des conditions de faible pression et forte température, se dissout plus fortement en surface qu'en profondeur (figure 26.12b). Lorsque des prédateurs nectoniques mangent le plancton siliceux, leurs tests retrouvés dans les pelotes fécales sont alors protégés par la matière organique. Au fur et à mesure de la décantation de ces pelotes fécales, la matière organique est dégradée et laisse alors la silice libre à des profondeurs où sa stabilité est élevée. Ceci explique la présence de **sédiments siliceux biogènes sur les grands fonds océaniques**.

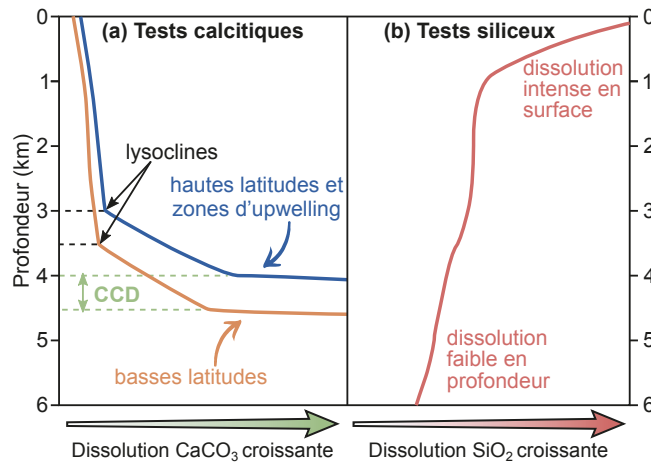


Figure 26.12 Évolution de la dissolution des tests calcitiques (a) et siliceux (b) en fonction de la profondeur des eaux océaniques.

Remarque : l'aragonite étant moins stable que la calcite, la profondeur de compensation des tests carbonatés aragonitiques (ACD) est moins profonde que la CCD (autour de 2 500 m).

La répartition des sédiments pélagiques anciens montre que la profondeur de compensation des carbonates a fluctué au cours des temps géologiques en raison de modifications de la température des océans (eaux plus froides lors des périodes glaciaires du Quaternaire par exemple, favorisant la solubilisation des carbonates et inversement lors des périodes interglaciaires) et de leur teneur en CO_2 dissous (une accélération de l'activité des dorsales conduit à une augmentation de la teneur en CO_2).

3.4 Les roches évaporitiques : précipitation de saumures concentrées

Les **évaporites** sont des roches sédimentaires résultant de la concentration, par évaporation de l'eau, d'éléments dissous conduisant à leur cristallisation sous forme de sels. Cette précipitation est **purement chimique** et non biogène.

La diversité des roches évaporitiques tient à la solubilité variable des ions en solution. Ainsi lors d'une évaporation progressive d'une eau de mer dont la salinité initiale est de 34-35 g/L, les minéraux précipitent dans l'ordre suivant : carbonates, gypse ou anhydrite (sulfates de calcium), halite (ou sel gemme NaCl), sylvite (KCl), et sels de Mg (figure 26.13).

Les **environnements** propices à la formation des évaporites associent une source d'ions (eau de mer ou eaux de lessivage de dépôts préexistants) et un bilan d'évaporation toujours supérieur aux apports d'eaux, nécessaire pour assurer la saturation des saumures. Ils sont représentés par des environnements variés :

- les **lagunes** envahies sporadiquement par l'eau de mer (Tunisie, golfe Persique...) où l'évaporation, largement prédominante sur les précipitations (climat semi-aride ou aride), permet la cristallisation de certains sels ;
- les **mers intérieures** (mer Morte) ou peu ouvertes (mer Rouge) au niveau desquelles l'évaporation, excédentaire par rapport aux apports d'eau douce ou d'eaux marines, conduit à la sursaturation de saumures qui, du fait de leur forte densité, coulent vers le fond et développent des précipités ;

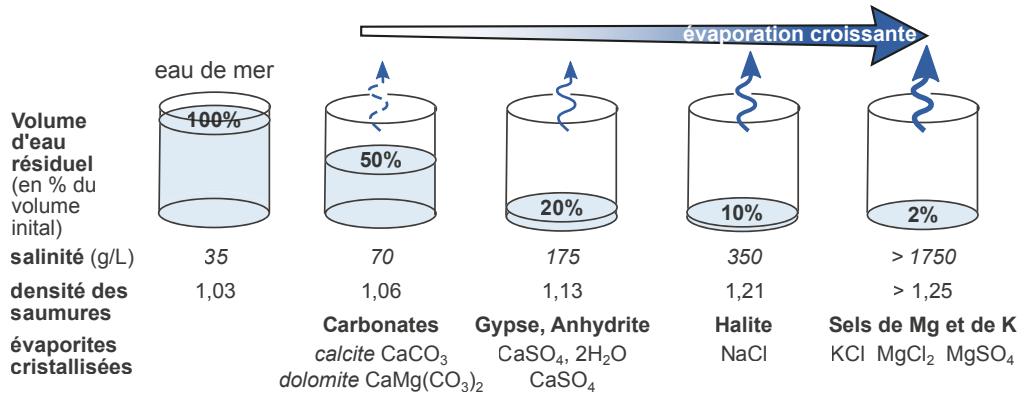


Figure 26.13 Ordre d'apparition (de gauche à droite) des différents termes de la série évaporitique par évaporation d'eau de mer.

- les **riffts continentaux** (lac Assal au nord du rift est-africain par exemple) présentent des caractères communs aux mers intérieures dès lors qu'ils sont envahis par l'eau de mer et disposent d'une topographie des fonds facilitant le confinement ;
- les **lacs continentaux** enrichis en sels issus du lessivage des terres environnantes. On en retrouve particulièrement dans les régions montagneuses (exemples des salars andins de Bolivie (Uyuni) et d'Argentine).

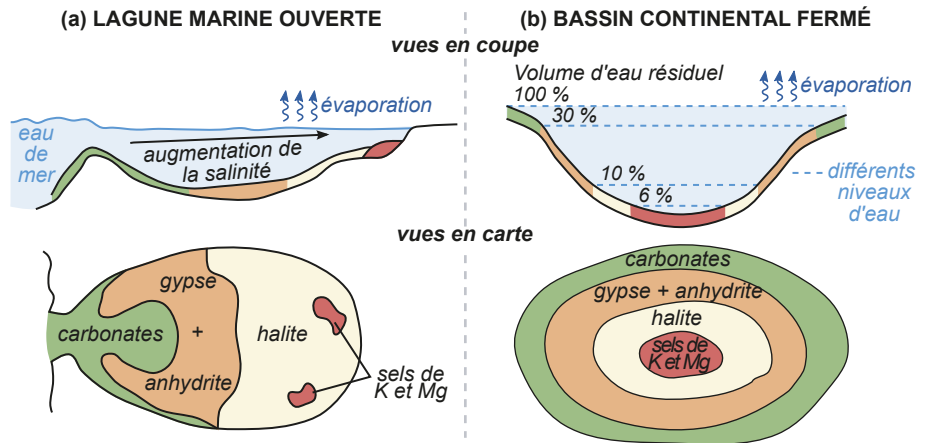
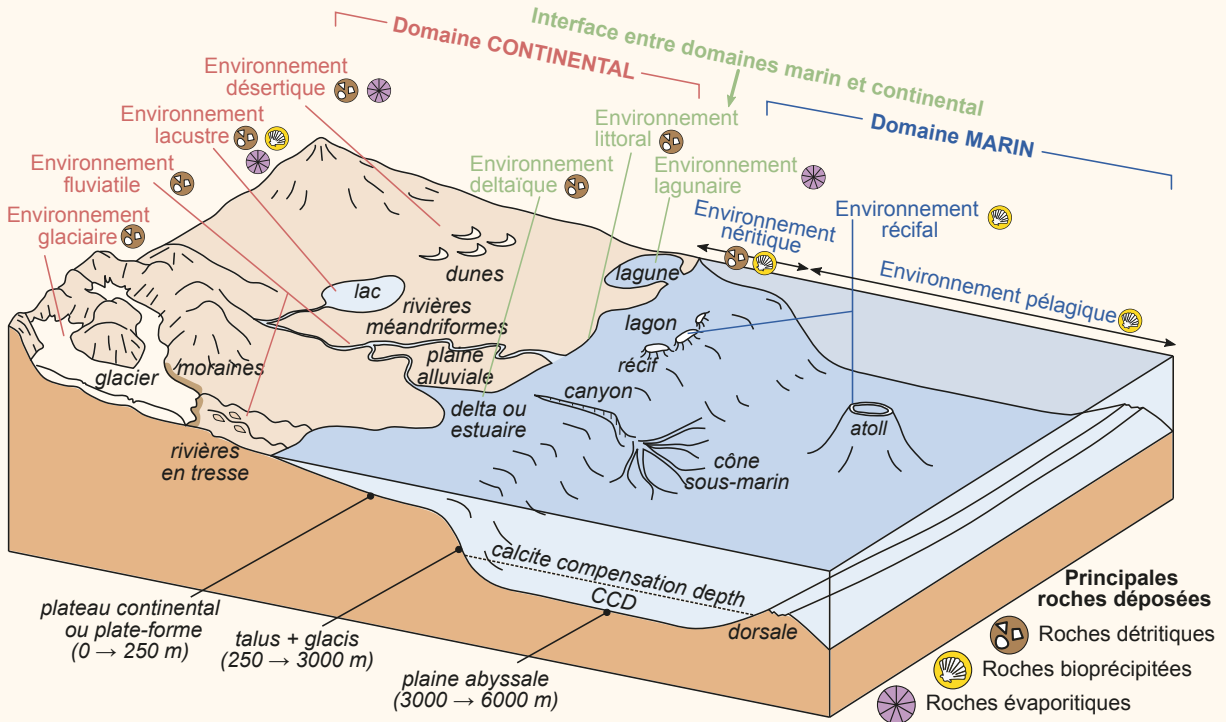


Figure 26.14 Modèles de sédimentation dans des bassins évaporitiques ouverts de type lagune (modèle de bassin à seuil) ou fermés de type lac continental (modèle en œil de bœuf).

ZOOM 1

Diversité des environnements de dépôt

Environnement de dépôt		Principales roches formées	Figures sédimentaires ou organismes caractéristiques
Continental	glaciaire	détritiques mal triées (moraines)	
	fluviale	détritiques +/- granoclassées (limons → conglomérats)	rides, lamines obliques, stratifications entrecroisées
	lacustre	détritiques (argiles → sables fins) évaporitiques, carbonatées fines	lits plans, rides de vagues <i>gastéropodes lacustres</i>
	désertique	détritiques (silts → sables)	mégarides
Interface continent / océan	lagunaire	évaporitiques	
	littoral	détritiques (sables → conglomérats)	rides de courant (dominance marée) rides de vagues (dominance houle)
	deltaïque (au sens large)	détritiques (sables → conglomérats)	litage oblique
Marin	néritique	carbonatées détritiques (argiles → sables)	<i>benthos (mollusques, échinodermes, algues, ...) bactéries (stromatolithes)</i>
	récifal	carbonatées	<i>organismes constructeurs (coraux, rudistes...)</i>
	pélagique	carbonatées/siliceuses détritiques (argiles majoritaires)	<i>plancton (zoo et phytoplancton) necton</i>



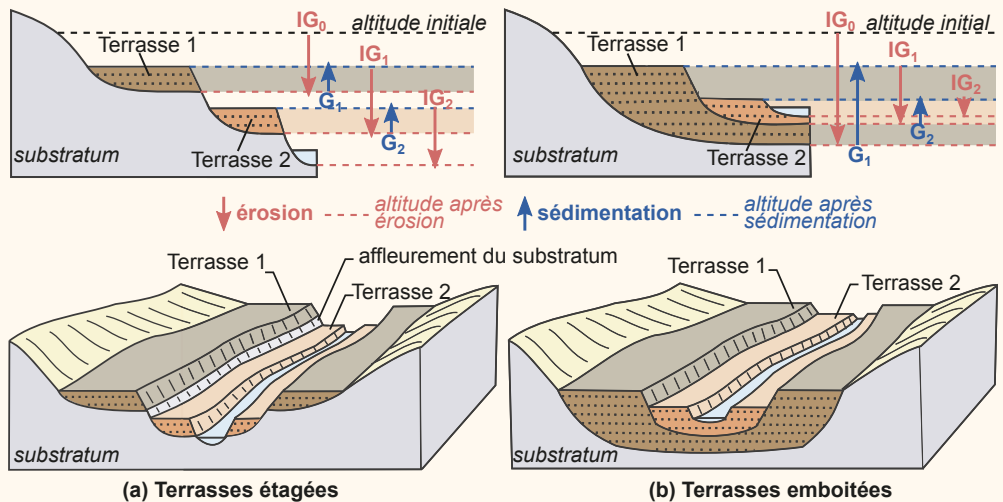
Diversité des environnements sédimentaires et caractéristiques des roches associées.

ZOOM 2

Formation de terrasses emboîtées ou étagées au cours du Quaternaire

Au cours du Quaternaire, les terrasses formées lors des glaciations peuvent être incisées lors des déglaciations ce qui est à l'origine de **terrasses étagées ou emboîtées**.

- En **début de phase glaciaire**, l'érosion en aval des glaciers est importante en lien avec un climat frais et humide, source de fortes précipitations qui alimentent la croissance des glaciers. Avec l'intensification du refroidissement, la capacité de transport par l'eau décroît et amène au comblement du nouveau lit en aval des glaciers par des alluvions récentes. Cet épisode d'alluvionnement se prolonge jusqu'au **maximum glaciaire** lorsque le débit des cours d'eau n'est plus à même de transporter les alluvions vers l'aval (stades G_1 et G_2 sur la figure ci-dessous).
- Lors de la **phase interglaciaire** de réchauffement (stades IG_0 , IG_1 et IG_2 figure ci-dessous), la fonte des glaciers génère un débit des cours d'eau notable et le développement du couvert végétal protège les versants de l'érosion. L'incision reprend dans la partie amont du cours d'eau. Ceci dégage les alluvions récentes et isole des terrasses surplombant le nouveau lit de la rivière. Ainsi la succession de cycles glaciaires et interglaciaires engendre différentes terrasses dont la plus récente est la plus basse.
- Lorsque les cycles d'érosion sont plus intenses que ceux d'alluvionnement, l'ensemble des alluvions anciennes est érodé et les alluvions récentes se déposent directement sur le substratum. Ceci est à l'origine de **terrasses étagées**. Si l'érosion reste modérée, les alluvions récentes se déposent sur les alluvions anciennes à l'origine de **terrasses emboîtées**.



Terrasses étagées (a) et terrasses emboîtées (b) des piémonts en relation avec l'intensité des phases glaciaires.

G_1 , G_2 : stades glaciaires ; IG_0 , IG_1 , IG_2 : stades interglaciaires pendant lesquelles les alluvions sont incisées. Les indices sont croissants du stade le plus ancien au plus récent.

ZOOM 3

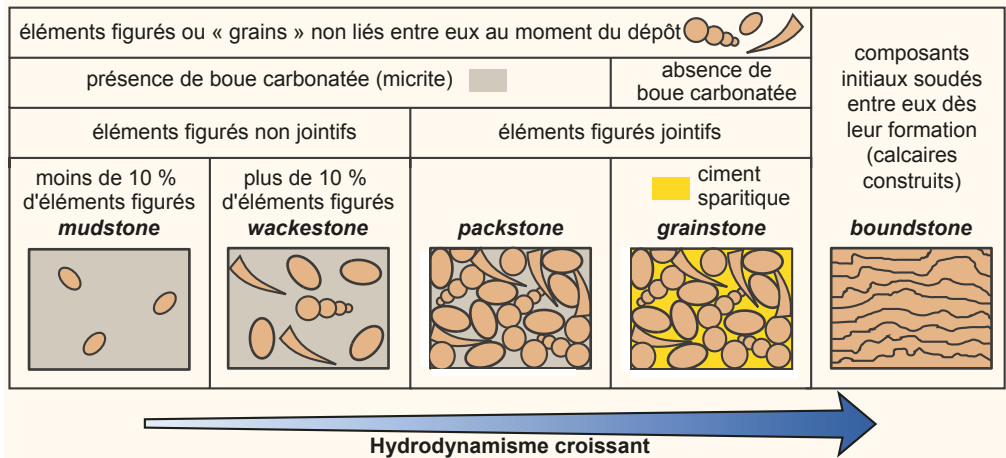
Classification des roches carbonatées et textures selon Dunham

La classification des roches carbonatées selon **Dunham** tient compte :

- des éléments figurés ou grains, de leur proportion et de leurs relations ;
- du type de phase de liaison entre les grains .
 - présence d'une **matrice** (ou **micrite**), phase de liaison **syndé debate**. Elle apparaît sous forme de grains fins et opaques au microscope et correspond à une boue microcristalline existant au moment du dépôt entre les particules calcitiques ou aragonitiques.
 - présence d'un **ciment** (ou **sparite**), phase de liaison **postsédimentaire diagénétique**. Elle montre des cristaux relativement gros, brillants à l'œil nu et translucides au microscope formés au cours de la diagenèse par cristallisation d'une phase fluide riche en carbonates entourant les éléments figurés.

La **texture** des carbonates témoigne de l'**hydrodynamisme** au moment du dépôt. Plus la roche présente de boue carbonatée, plus l'environnement de dépôt est calme autorisant la décantation de particules fines. Au contraire, la présence d'un ciment sparitique témoigne d'un environnement relativement agité au moment du dépôt empêchant une boue carbonatée de s'insérer entre les éléments figurés. Par ailleurs, les calcaires construits se forment principalement au niveau des récifs qui tolèrent un hydrodynamisme important.

Les éléments figurés peuvent être de nature variée : **coquilles** d'organismes intactes, **bioclastes** (fragments coquilliers de macrofossiles et/ou de microfossiles), **oolithes** (billes millimétriques de calcite en couches concentriques se formant principalement dans des eaux agitées, chaudes et peu profondes), **pellets** (billes de boue micritique)...



Classification des roches carbonatées selon Dunham.

Réviser

Résumé

- Les **bassins sédimentaires** peuvent se former dans différents contextes géodynamiques. Leur remplissage dépend de l'apport sédimentaire et de l'espace disponible pour la sédimentation (accommodation) qui est fonction de la subsidence du substratum et du niveau marin absolu (ou du niveau de base dans le cas des bassins continentaux).
- Les **sédiments détritiques** issus de l'altération et de l'érosion sont distribués tant au niveau continental (dépôts glaciaires, fluviaux ou lacustres) que marin (dépôts sur le littoral et la plate-forme continentale majoritaires), en fonction de l'hydrodynamisme du milieu qui détermine la granulométrie des particules déposées et la géométrie des dépôts. La présence de **figures sédimentaires** permet de donner un ordre de grandeur de la vitesse du courant et d'en déterminer la direction voire le sens. Sur le littoral, la confrontation des hydrodynamismes fluviaux et marins détermine l'architecture de l'embouchure des fleuves. L'instabilité notable des sédiments déposés sur certains talus continentaux peut être à l'origine d'avalanches sous-marines entaillant le talus de profonds canyons et formant des dépôts de turbidites au niveau du glacis. La fraction détritique la plus fine, les argiles, décante dans les milieux les plus calmes, à très faibles courants : dans les lagons, vers le grand large, dans les zones les plus profondes.
- Les **solutés** précipitent peu en domaine continental si ce n'est dans des milieux confinés (lacs, lagunes) par le biais de calcaires chimiques ou d'**évaaporites** lorsqu'une certaine aridité existe. En domaine marin, les **précipitations carbonatées ou siliceuses** peuvent se faire en milieu peu concentré grâce à des organismes vivants benthiques, nectoniques et planctoniques formant un squelette minéralisé ou favorisant localement la précipitation. Outre la nature des éléments figurés, les calcaires se distinguent par la présence ou l'absence d'une boue carbonatée au moment du dépôt qui renseigne sur l'hydrodynamisme du milieu. Dans les eaux froides et en domaine pélagique le plancton siliceux contribue majoritairement à la sédimentation biochimique. Dans les eaux chaudes, les tests calcaires sont retrouvés seulement à faible ou moyenne profondeur, car au-delà de la **profondeur de compensation des carbonates (CCD)**, leur dissolution est totale. Ils laissent alors la place aux autres sédiments, siliceux ou argileux. La CCD varie selon l'océan et au cours du temps.
- Les dépôts sédimentaires sont de **véritables archives de l'histoire de la Terre** à partir desquelles le géologue est à même de reconstituer les caractéristiques des paléoenvironnements à la condition que les formations étudiées trouvent leurs équivalents dans l'actuel.

Attention

- Ne confondez pas carbonaté et carboné (les roches carbonées comme les charbons et pétroles sont hors programme), opale et quartz. Sachez distinguer carbonate et calcaire.
- Prenez soin de maîtriser le vocabulaire des différentes aires sédimentaires du domaine marin (néritique, pélagique) et celui des communautés biologiques (necton, plancton, benthos).
- Pour le système des carbonates, raisonnez en terme d'équilibres chimiques comme vous le faites en chimie ; sachez utiliser lorsqu'ils sont fournis les produits ioniques, les produits de solubilité, les constantes d'équilibre.

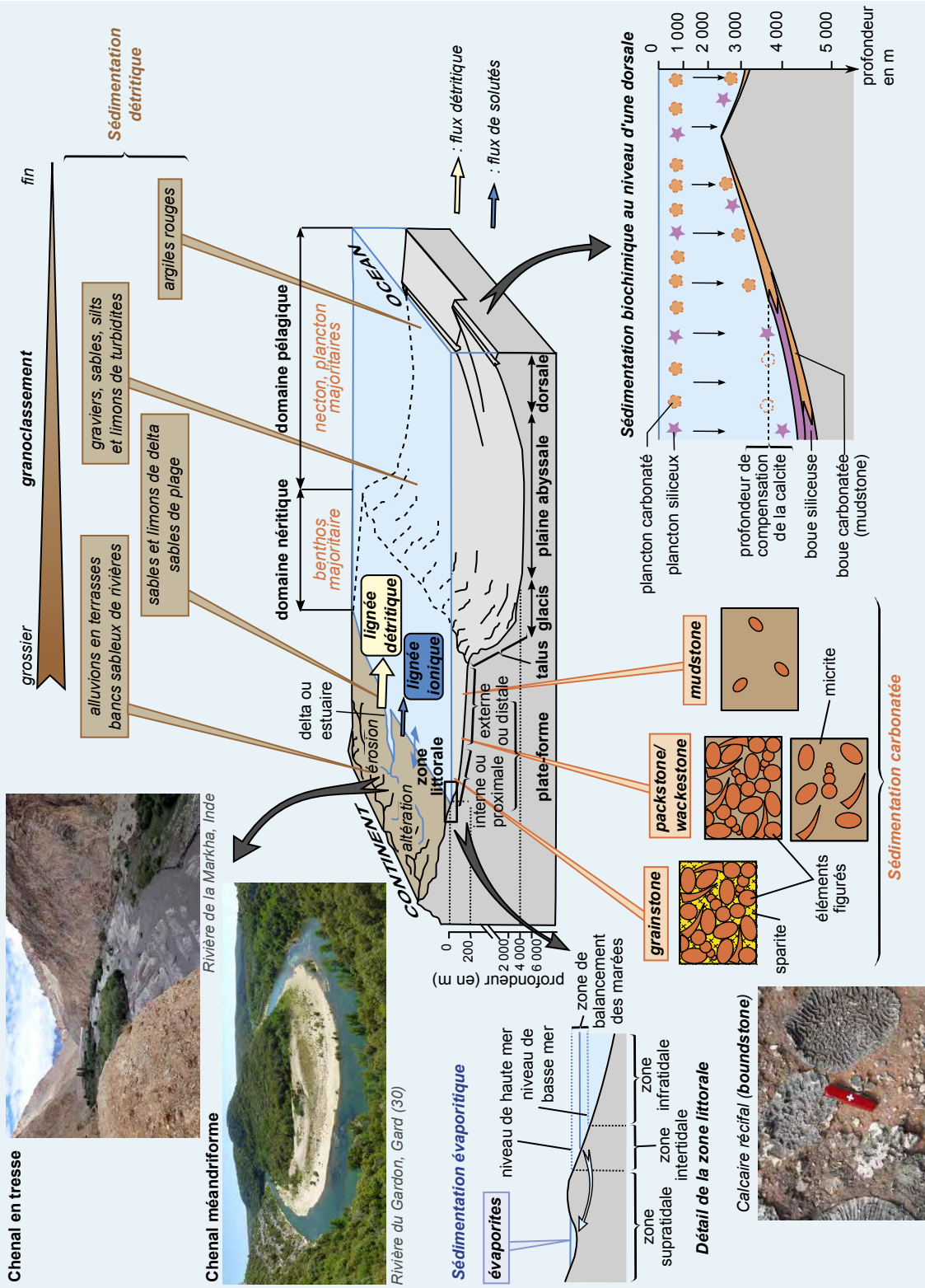


Figure de synthèse La sédimentation des particules et solutés.
(photos : L. Bougeois)

S'entraîner

QCM de connaissances

- 1 La classe des roches détritiques dépend :
 - a. De la nature des particules détritiques.
 - b. De la nature du ciment liant les particules détritiques.
 - c. De la taille des particules détritiques.
 - d. De la forme des particules détritiques.
- 2 Les figures sédimentaires liées au dynamisme du transport :
 - a. Peuvent informer sur le sens d'un courant.
 - b. Forment des rides asymétriques sous l'effet de vagues.
 - c. Ne se voient qu'en surface des bancs sédimentaires.
 - d. Peuvent s'observer dans des dépôts sableux et argileux.
- 3 Les sédiments carbonatés :
 - a. Se retrouvent sur des fonds plus profonds que 4 000 m.
 - b. Se forment majoritairement dans les environnements fluviaux.
 - c. Ont une texture qui peut témoigner de l'environnement de dépôt.
 - d. Sont fréquemment bioinduits.

QCM à partir de documents

- 1 La figure sédimentaire [figure 26.15](#) :
 - a. Montre un litage oblique.
 - b. Se forme sous l'effet de la houle.
 - c. Se forme sous l'effet d'un courant unidirectionnel.
 - d. Témoinne d'un courant vers la gauche.



Figure 26.15
Figures sédimentaires observées dans des grès près de Minerve (34).

- 2 L'affleurement de la [figure 26.16](#) témoigne :
 - a. D'une variation d'hydrodynamisme.
 - b. D'un dépôt de roches détritiques.
 - c. D'un dépôt de roches carbonatées.
 - d. D'un granoclassement.
 - e. D'un dépôt au sein d'un environnement calme.

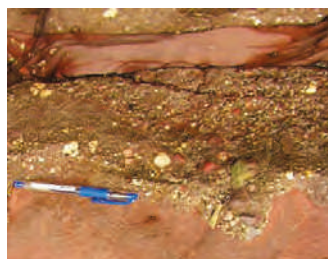


Figure 26.16 Affleurement de roches (coupe verticale).

- 3 La roche dont est issue la lame mince [figure 26.17](#) :
 - a. Est un mudstone.
 - b. Est un grainstone.
 - c. Est un packstone.
 - d. Est un grès.
 - e. Ne fait pas effervescence à l'acide.

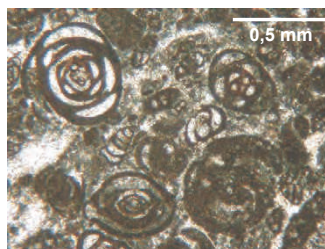


Figure 26.17
Lame mince d'une roche sédimentaire contenant de nombreux foraminifères.