

SÉDIMENTATION ET ENVIRONNEMENTS NÉRITIQUES

MOTS-CLÉS

- ▶ Plate-forme, rampe, haut fond carbonaté (*carbonate bank*).
- ▶ Supratidal, intertidal, infratidal, limite d'action des vagues de beau temps et de tempêtes.
- ▶ Précipitation des carbonates, produit ionique, produit de solubilité, effet de sel, degré de saturation, *whiting*.
- ▶ Aragonite, calcite, calcite magnésienne, dolomie.
- ▶ Foramol, chlorozoan, heterozoan, photozoan, bryomol, chloralgal.
- ▶ Microfaciès, classification de Folk et Dunham, allochems, orthochems, micrite, sparite, grainstone, packstone, wackestone, mudstone, boundstone.
- ▶ Analyse séquentielle, séquence virtuelle, sédimentologie de faciès, profil de dépôts.
- ▶ Ciments isotropes et anisotropes.
- ▶ Biohermes, biostromes, bafflestones, bindstones, framestones, floatstones, rudstones, stromatolithes, thrombolites, calcimicrobes, récifs, atolls.
- ▶ Phosphorites, apatites, *bone beds*.

On peut schématiquement partager l'océan en trois grandes provinces : les **plates-formes**, l'ensemble **pente** et **talus continental** et les **plaines abyssales** (*fig. 30.1*). À chaque environnement topographique est associée une terminologie de faciès correspondant, soit à la profondeur de dépôts (néritique, bathyal, abyssal) et au processus hydrodynamique des marées (supratidal, intertidal, infratidal), soit au type de sédimentation (benthique, gravitaire, pélagique).

Dans une marge passive, le plateau continental descend en pente très douce (un sixième de degré) jusqu'à une profondeur de 150 à 200 m. D'une largeur moyenne de 70 km, il correspond à une portion ennoyée de **continent** (substratum de croûte continentale). Une rupture dans la déclivité conduit au **talus** et à la **pente continentale** qui descendent jusque vers 3 000 à 4 000 m (pente moyenne de 4 à 5°). Plates-formes et talus continental sont souvent entaillés par des vallées ou **canyons sous-marins** qui sont généralement le

prolongement submergé du réseau fluvial et qui permettent le transport de sédiments détritiques grossiers en domaine profond. Au pied du talus, la pente s'adoucit : c'est le **glacis** qui passe progressivement aux plaines abyssales jusqu'à des profondeurs moyennes de 5 000 m environ. Les canyons s'y terminent parfois par des *deltas profonds* ou **cônes sous-marins** (*deep sea fans*) qui résultent de l'accumulation de sédiments déposés par les **courants de turbidité** qui dévalent les canyons. Au-delà, on passe aux plaines abyssales, domaine de la sédimentation pélagique.

Voir chap. 31
et 32

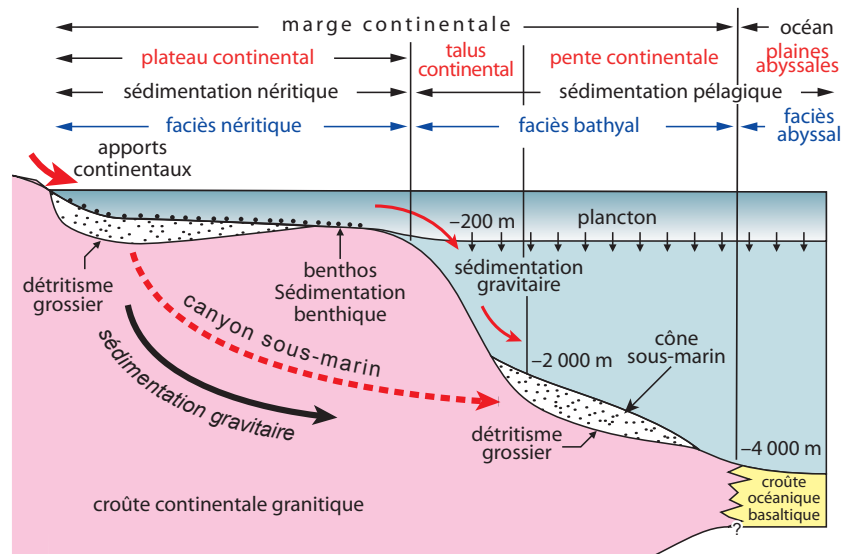


Figure 30.1 Les grands types d'environnements de la sédimentation marine.

L'échelle des hauteurs est exagérée (la pente du talus est de 4 à 5 degrés) et les profondeurs limites des divers domaines ne sont données qu'à titre d'exemples. On peut superposer à une zonation topographique (plateau continental, talus, pente continentale, plaines abyssales), une zonation de profondeur des faciès (néritique = sédimentation sur la plate-forme, bathyal = sur le talus et la pente, abyssal = sur les plaines) ou une terminologie basée sur le type de sédimentation. Ainsi on opposera la sédimentation benthique qui se réalise à partir des organismes vivants sur le fond à la sédimentation pélagique ou planctonique (organismes vivants en pleine eau). Dans ce cas, les terminologies ne se recoupent pas exactement, la sédimentation benthique se développe principalement sur la plate-forme mais pas uniquement. La sédimentation néritique ne se réduit pas à la sédimentation benthique, elle comporte une composante terrigène qui peut être importante. La sédimentation pélagique est surtout visible dans les domaines profonds mais elle existe aussi sur la plate-forme où elle est masquée par la sédimentation benthique beaucoup plus productive sauf lors d'événements particuliers (cas des craies du Crétacé supérieur par exemple).

Encart 30.1 – Plaines abyssales « propres » ; plaines abyssales « sales »

Au niveau des marges passives, la partie fine des apports terrigènes turbiditiques « polluée » la sédimentation pélagique, on parle alors de plaines abyssales « sales » où se déposent des **hémipélagites**. Dans les marges actives, le plateau continental et le talus sont réduits. La présence d'une **fosse océanique** marginale (5 000 à 10 000 m de profondeur), liée à la subduction, empêche les apports détritiques importants (proximité de reliefs élevés tels les Andes) d'atteindre les plaines abyssales qui sont exemptes de pollution terrigène (apports piégés dans la fosse). On parle de plaines abyssales « propres » où se déposent des **pélagites**.

30.1 LA SÉDIMENTATION CARBONATÉE DE PLATE-FORME

La plate-forme carbonatée représente un des systèmes les plus caractéristiques de l'environnement néritique. En résumant, on peut dire que les différents types de sédimentation carbonatée de plates-formes résultent de la conjonction d'une morphologie donnée (fig. 30.2), d'un hydrodynamisme (fig. 28.5) et d'un système de production de carbonates (**l'usine à carbonates, carbonate factory** des auteurs anglo-saxons, fig. 30.4 et 30.5).

Les phénomènes de houles, vagues et marées jouent un rôle capital en sédimentologie et en écologie côtière, commandant les processus de production, transport et accumulation des sédiments. Nous avons vu (fig. 28.5) comment l'on pouvait définir les différentes parties de la plate-forme à partir de l'action des marées (domaine infratidal, intertidal et supratidal) et des vagues (avant-plage, offshore supérieur et inférieur). Nous verrons au cours de ce chapitre que les microfaciès (étude des roches carbonatées en microscopie optique) et la répartition des organismes producteurs de carbonates permettront d'affiner, pour les reconstitutions des paléoenvironnements, les renseignements apportés par l'analyse des structures sédimentaires. Les structures sédimentaires et les microfaciès (fig. 30.10, 30.21 et 22) sont la traduction des conditions hydrodynamiques tandis que l'écologie des organismes traduit l'adaptation de ceux-ci aux conditions physico-chimiques du milieu (fig. 30.23). La synthèse de l'ensemble de ces données permet d'établir un schéma morpho-hydrodynamique (que l'on doit adapter à chaque région et à chaque époque) qui, une fois complétée par la répartition des différents types de sédiments, constituera un **modèle ou profil de dépôt** (voir § 30.5).

30.1.1 Les différents types morphologiques de plates-formes

Une plate-forme carbonatée est un vaste édifice formé par l'accumulation de sédiments dans une aire subsidente. En fonction de la morphologie (fig. 30.2) on distingue :

- **les plates-formes, sensu stricto**, qui s'étendent en bordure des continents (*carbonate shelf*) et qui présentent, souvent, une rupture nette à leur limite externe où se développe une pente conduisant au bassin ;
- **les rampes (*ramp*)** qui descendent régulièrement vers le bassin, en pente douce (< 1 %), sans rupture topographique. **Dans ces deux cas, le continent voisin est une source potentielle de sédiments clastiques terrigènes, d'eau douce, de nutriments et de matière organique continentale ;**
- **les hauts-fonds ou bancs carbonatés (*carbonate bank*)**, plates-formes isolées au sein de l'océan profond et qui, de ce fait, sont coupées des apports continentaux.

Encart 30.2 – Plates-formes barrées, plates-formes ouvertes

Dans le cas des plates-formes et des haut-fonds au niveau de la bordure externe, il peut se développer une barrière de récifs, d'édifices microbiens (*mud mounds*) ou de bancs de sables carbonatés. On parle alors de plate-forme barrée (*rimmed platform*). C'est le cas de la majorité des plates-formes actuelles d'environnements chauds. La barrière, en absorbant l'énergie des vagues, de la houle et des tempêtes, permet le développement d'environnements protégés très diversifiés et limite le

déplacement des grains grossiers au domaine du lagon et de la plate-forme peu profonde (l'exportation de sédiments vers le bassin est limitée aux produits de destruction de la barrière). De plus, en limitant la circulation des eaux, la barrière favorise le développement des évaporites. En l'absence de barrière, on parle de plate-forme ouverte, c'est le type normal des environnements froids mais on le trouve aussi à la bordure sous le vent des grands hauts-fonds tropicaux (Bahamas).

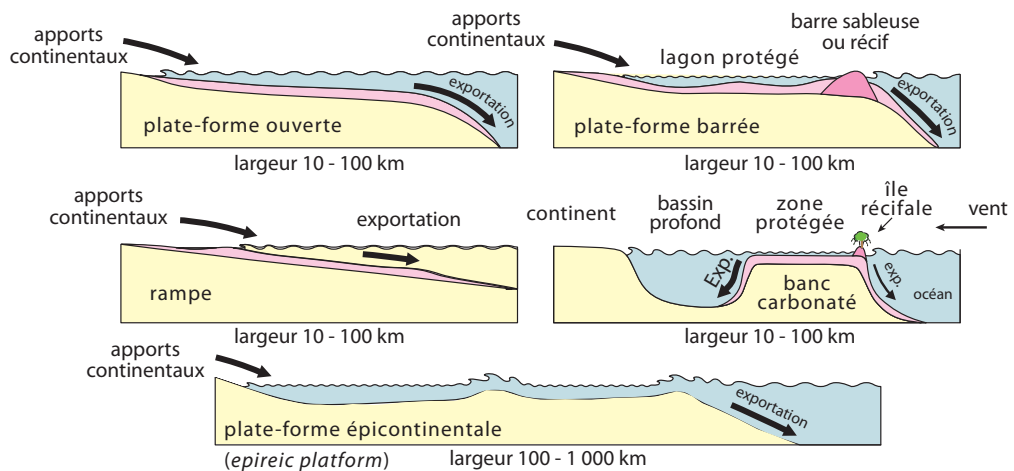


Figure 30.2 Les différentes morphologies des plates-formes carbonatées.

Les plates-formes et les rampes ouvertes sont soumises directement à l'action des vagues et de la houle, il en résulte un développement des faciès de haute énergie, une complexité des faciès littoraux et une exportation relativement facile des produits de la plate-forme vers le bassin.

Dans la nature actuelle, pour les environnements chauds, la côte des Pirates du golfe Persique, dans la région de Qatar et d'Abu Dhabi, est un bon exemple de rampe ouverte (fig. 30.18) et celles de l'ouest de la Floride et du nord-ouest du Yucatan (banc de Campeche) de plates-formes ouvertes. Pour les plates-formes barrées on peut citer le nord-ouest de l'Australie (Grande Barrière), Belize dans le golfe du Mexique (sud-est du Yucatan) et l'est de la Floride. Les Bahamas représentent l'exemple classique de haut-fond carbonaté (fig. 30.20).

La morphologie d'une plate-forme peut être variable d'un secteur à l'autre. Ainsi, la plate-forme de l'ouest de la Floride est une rampe dans sa partie nord alors qu'elle présente une rupture majeure de pente dans ses parties centrale et sud.

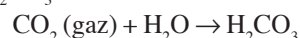
Il existe des équivalents en environnement tempéré ou plus froid (golfe de Gabès en Tunisie pour les plates-formes ouvertes, banc de Rockall dans l'Atlantique Nord, banc de Three Kings Island au nord de la Nouvelle-Zélande). Ils sont en général assez profonds et il n'est pas toujours facile de savoir s'ils sont encore fonctionnels ou s'il s'agit de structures reliques envoyées par la remontée du niveau marin.

Pour les paléogéographies anciennes, il existe de vastes plates-formes carbonatées (> 100 km) peu profondes (< à 10 m) sans équivalents dans la nature actuelle. C'est le cas pour le Trias et le Jurassique d'Europe ou le Tertiaire du Moyen-Orient. Il n'y a pas pour le moment de consensus sur l'hydrodynamisme et le modèle sédimentaire de ces plates-formes épicontinentales (fig. 30.2).

30.1.2 L'usine à carbonates

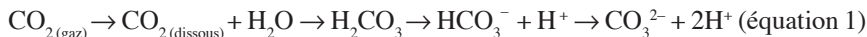
a) La précipitation des carbonates et la saturation de l'eau de mer en CaCO_3

Au contraire de l'azote et de l'oxygène, le gaz carbonique n'est pas inerte par rapport à l'eau, il réagit en donnant de l'acide carbonique H_2CO_3 :



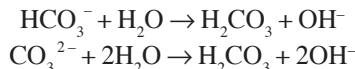
Au total l'eau de mer contient du CO_2 dissous, des molécules H_2CO_3 non dissociées, des anions HCO_3^- et CO_3^{2-} (fig. 30.3B).

Ces différentes formes sont en équilibre suivant les réactions :



Les équilibres entre les différents composants dépendent de la température et de la pression. La cinétique des différentes réactions est variable : les équilibres entre H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} sont rapidement atteints tandis que la dissolution du CO_2 et la formation de H_2CO_3 (dont l'existence réelle est à démontrer) sont beaucoup plus lentes (fig. 30.3A). De plus, une partie importante des bicarbonates et des carbonates de l'eau de mer ne provient pas de la dissolution du CO_2 atmosphérique mais est apportée à l'océan par les rivières dont la teneur moyenne est de l'ordre de 60 mg/L soit un peu moins de la moitié de celle de l'eau de mer.

Comme H_2CO_3 est un acide faible, ses sels sont hydrolysés suivant les réactions :



Cette hydrolyse des bicarbonates et des carbonates (associée à celles des borates, des phosphates voire des silicates) produit un excès d'ions OH^- et, de ce fait, l'eau de mer présente une réaction alcaline.



Voir fig. 23.8

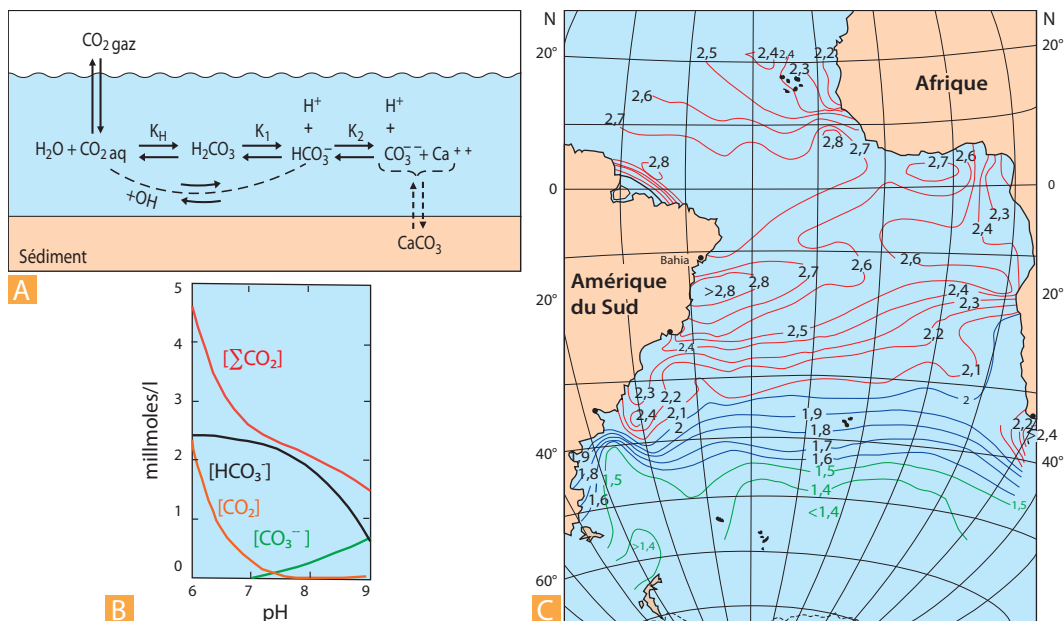


Figure 30.3 La précipitation des carbonates dans l'eau de mer.

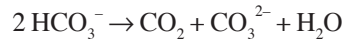
A. Les équilibres du système carbonaté. La précipitation du carbonate dans l'eau de mer ne devient effective que lorsque le produit ionique atteint $0,5 \cdot 10^{-5}$ pour une salinité de 35 ‰ et une température de 20 °C.

B. Variations de concentration des différentes formes du CO_2 [gaz carbonique libre, bicarbonates, carbonates, CO_2 total ($\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$)] présentes dans l'eau de mer en fonction du pH. On constate qu'aux pH usuels de l'eau de mer (7,5 à 8,5), la majeure partie du CO_2 se trouve à l'état de bicarbonates et que toute augmentation de pH favorise la précipitation de carbonates.

C. Degré de saturation (Ω) des eaux océaniques de surface par rapport au carbonate de calcium. Toutes les eaux océaniques de surface sont sursaturées par rapport au CaCO_3 (aragonite et calcite, voir fig. 32.1). La sursaturation facilite les processus de formation de tests et coquilles par les organismes, elle est plus forte dans les eaux tropicales et tempérées où vivent les principaux producteurs de carbonate (coraux et coccolithophoridés) tandis que les eaux subpolaires à saturation faible sont le domaine des radiolaires qui fabriquent un test siliceux.

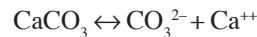
La figure 30.3 B montre l'importance du pH sur les réactions de l'équation 1. Ainsi l'adjonction d'ions H^+ (acide fort) déplace la réaction vers la gauche (carbonates et bicarbonates sont transformés en CO_2) tandis que l'addition d'ions OH^- (base forte), entraînant une diminution des ions H^+ déplace l'équilibre en faveur des carbonates.

Pour rendre compte facilement, en fonction de la loi d'action de masse, du rôle du gaz carbonique, il suffit de considérer l'équation 1 sous la forme simplifiée :



Une soustraction de CO_2 (par diminution de sa pression partielle dans l'atmosphère ou du fait d'une activité photosynthétique plus intense) aboutit, par augmentation du pH, à une transformation des bicarbonates en carbonates. Inversement, une addition de CO_2 entraîne une diminution du pH, donc une transformation des ions carbonates en bicarbonates. Enfin, la précipitation des carbonates diminue aussi le pH et entraîne une transformation des bicarbonates en CO_2 dissous.

Les processus de précipitation/dissolution du carbonate de calcium est régie par l'équation :



On appelle **produit ionique (Qs)**, le produit des concentrations des deux ions soit :

$$Qs = [CO_3^{2-}] \cdot [Ca^{++}]$$

Le **produit de solubilité (Ks)** correspond à la valeur maximale du produit $[CO_3^{2-}] \times [Ca^{++}]$, possible en solution aqueuse lorsque la solution est en équilibre avec la phase solide $CaCO_3$.

Encart 30.3 – Effet de sel

L'addition de composé hétéro-ionique (c'est-à-dire ne comportant pas d'ions communs avec le sel considéré) entraîne une augmentation sensible de la solubilité (**effet de sel**), de ce fait de **nombreux sels sont plus solubles dans l'eau de mer que dans l'eau douce.**

On appelle **degré de saturation (Ω)** le rapport Qs/Ks , il peut donc exister trois situations :

- $\Omega < 1$, la solution est sous-saturée ($Qs < Ks$). En l'absence de solide elle est stable ; en présence de solide, il y aura dissolution jusqu'à ce que $[CO_3^{2-}] \cdot [Ca^{++}] = Ks$;
- $\Omega > 1$, la solution est sursaturée ($Qs > Ks$). C'est une situation métastable, une certaine quantité de $CaCO_3$ devrait précipiter de façon à ramener le produit $[CO_3^{2-}] \cdot [Ca^{++}]$ vers la valeur Ks . Cependant, la vitesse de précipitation peut-être très faible, voire nulle, et la solution peut rester en situation de sursaturation ;
- $\Omega = 1$, la solution est en équilibre par rapport à la phase solide ($Qs = Ks$).

Dans l'océan toutes les **eaux de surface** sont sursaturées par rapport au carbonate de calcium (quelle que soit la forme minéralogique, aragonite ou calcite, considérée) et ce d'autant plus qu'on se rapproche des basses latitudes (fig. 30.3C). Cette sursaturation des eaux marines facilite la fabrication des coquilles et des tests par les organismes.



Voir fig. 32.1

Les producteurs principaux de carbonates du domaine néritique (**coraux**) ou pélagique (**coccolithophoridés**) ont une écologie plus ou moins strictement liée aux eaux tropicales ou tempérées tandis que les eaux froides subpolaires sont peuplées de **diatomées** qui fabriquent un test siliceux.

Les valeurs du produit de solubilité et du produit ionique dépendent de la température et/ou de la pression et de la salinité, différents processus naturels sont donc susceptibles d'influer sur le degré de saturation de l'eau de mer. En résumé, il apparaît que la production carbonatée de surface est favorisée par une température élevée, une salinité et un pH fort, conditions réalisées, dans l'océan, aux faibles et moyennes latitudes.

Encart 30.4 – Les *whitings* : une précipitation chimique directe de CaCO_3 ?

La possibilité d'une précipitation directe de CaCO_3 en quantité importante à partir de l'eau de mer est encore très controversée notamment à propos des phénomènes de **blanchiment des eaux de surface (*whitings*)**. C'est un phénomène brutal, facilement observable d'avion : des parties de l'océan (Bahamas ou golfe Persique) prennent une couleur blanc-laitueuse. Cette coloration est due à une suspension de fines particules de CaCO_3 , à des concentrations atteignant plusieurs milligrammes par

litre. Bien qu'expérimentalement il soit pratiquement impossible de reproduire le phénomène, de nombreux auteurs ont postulé une précipitation soudaine, directe, d'aragonite, éventuellement déclenchée par une prolifération d'algues planctoniques ou de diatomées, comme cause des blanchiments. Il convient toutefois de signaler que des travaux récents plaident pour une origine totalement biogène (bactérienne) des blanchiments.

b) Les minéraux carbonatés et leur précipitation à partir de l'eau de mer

Les *roches carbonatées sédimentaires*, dont la masse s'accroît depuis le Précambrien supérieur, jouent un rôle important dans la régulation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère. Elles sont tributaires de la vie car le carbonate de calcium est le constituant principal de la majorité des tests et coquilles des organismes. Au moins 90 % de la production carbonatée sont directement (coquilles) ou indirectement (intervention de métabolismes biologiques sur la teneur en CO_2 du milieu) liés à la vie (le rôle des bactéries est même sans doute sous-évalué dans cette estimation).

► Les minéraux carbonatés

Seuls deux types chimiques, le CaCO_3 (**calcite** et **aragonite**) et le $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (**dolomite**) jouent un rôle important dans la sédimentation carbonatée. D'autres formes naturelles existent : MgCO_3 (magnésite), FeCO_3 (sidérite), MnCO_3 (rhodocrosite), ZnCO_3 (smithsonite) et $\text{Ca}(\text{Fe,Mg})(\text{CO}_3)_2$ (ankérite) mais elles n'ont qu'une occurrence très faible et correspondent à des milieux très particuliers.

Les deux principaux polymorphes de CaCO_3 cristallisent respectivement dans le système rhomboédrique (calcite) et dans le système orthorhombique (aragonite). La structure orthorhombique nécessite des ions de taille supérieure ou égale à 1 Å, la structure rhomboédrique, des ions de taille inférieure ou égale à 1 Å. Comme la taille du calcium est de l'ordre de 1, les deux structures sont possibles pour le CaCO_3 . Ainsi, le Ca peut être facilement remplacé dans l'aragonite par des ions de relativement grosse taille tel le strontium qui est l'élément trace majeur des aragonites (5 000 à 10 000 ppm de Sr dans les aragonites marines actuelles). Dans la calcite, des ions d'un rayon de l'ordre de 0,6-0,7 Å peuvent être en concentration importante. C'est le cas du magnésium qui peut atteindre des teneurs supérieures à 15 %.

On distingue la **calcite sensu-stricto** (*low-magnesian calcite*) où la teneur en Mg est inférieure à 4 %, de la **calcite magnésienne** (*high-magnesian calcite*) où elle est supérieure. La **dolomite** ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) est un minéral où alternent des couches de CaCO_3 et des couches de MgCO_3 (dans la calcite magnésienne, la répartition du Mg, en solution solide, n'est pas ordonnée en couches).

Il est difficile de définir simplement les conditions d'existence des différents polymorphes du CaCO_3 dans le domaine sédimentaire car il intervient à la fois des paramètres physiques (température) et chimiques (salinité, balance ionique) du milieu et des paramètres biologiques dans le cas des productions biogènes. Les données expérimentales et les observations en milieu naturel, montrent que la présence de magnésium en quantité importante dans le milieu favorise la formation de l'aragonite et tend à inhiber celle de la calcite. L'aragonite serait la seule forme susceptible de précipiter directement à partir de l'eau de mer actuelle (Lippman, 1973, voir encart 30.4).

Dans le cas des productions biogènes, l'importance du contrôle biologique sur le « choix » minéralogique dépend fortement du site de formation du carbonate [intra ou extra-tissulaire (cellulaire)], du milieu à partir duquel se réalise la bioprécipitation [milieu extérieur, fluide biologique ou fluide mixte (liquide extra palléal des mollusques par exemple)] et du niveau évolutif de l'organisme producteur (fig. 30.4).

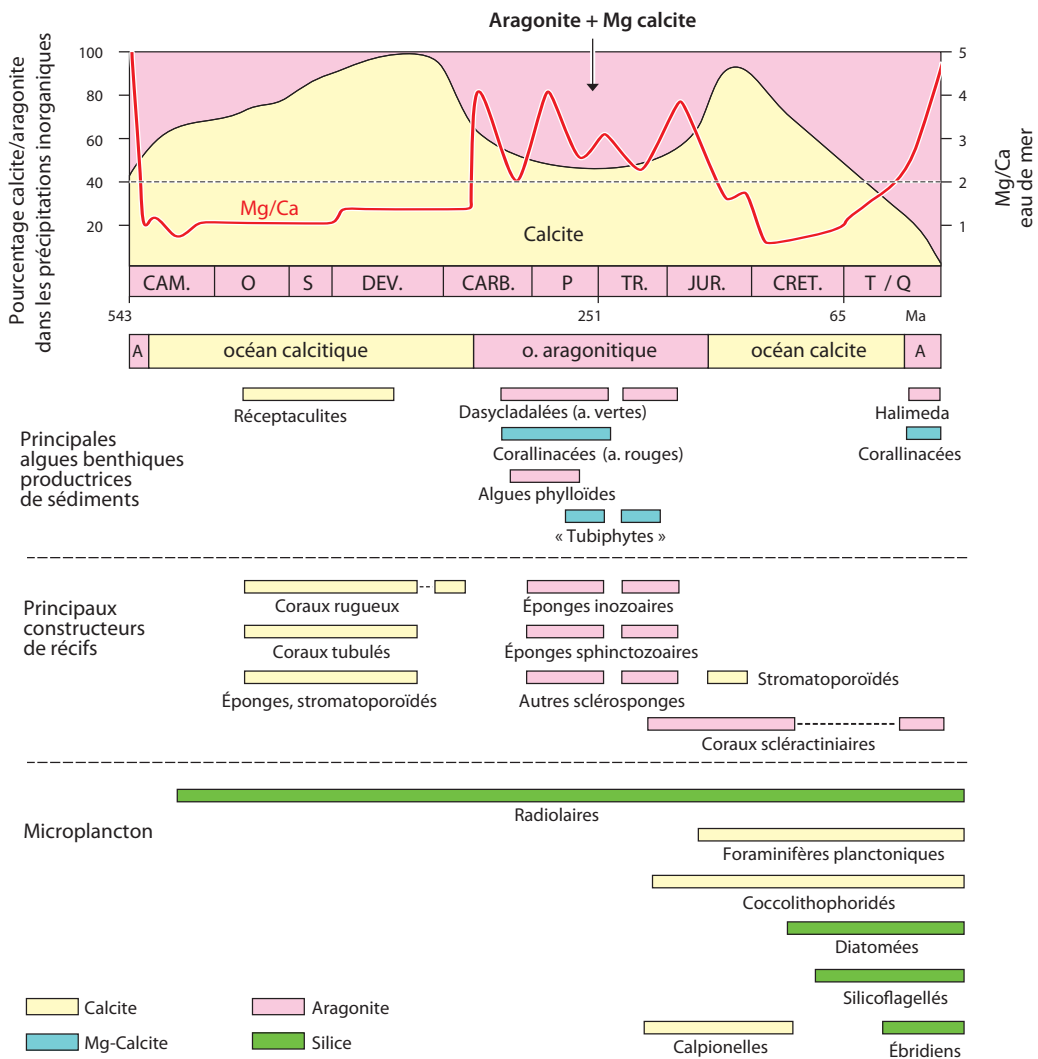


Figure 30.4 Évolution de la minéralogie des précipitations inorganiques et des bioproductions carbonatées au cours du temps.

En haut, la courbe de répartition entre calcite (jaune) et aragonite (rose) est obtenue à partir du pourcentage d'oïdes (fig. 30.8) et de ciments originellement calcitiques ou aragonitiques. L'évolution du rapport Mg/Ca de l'eau de mer (courbe rouge), qui provient de données géochimiques, montre que l'aragonite et la calcite Mg sont favorisées pour des Mg/Ca > 2, et la calcite pour des Mg/Ca < 2. Il existe des périodes où l'océan est « aragonitique » (comme actuellement) et d'autres où il est « calcitique ». La répartition temporelle des bioproducteurs montre que leur minéralogie n'est pas indépendante du caractère calcitique ou aragonitique de l'eau de mer.

Si l'on détaille la répartition spatio-temporelle des différents organismes producteurs et la minéralogie des tests fabriqués (*fig. 30.4*), deux points sont à retenir :

- Une opposition entre un environnement complexe, les plates-formes (domaine des producteurs benthiques) où les types de producteurs sont très nombreux (presque tous les groupes d'invertébrés) et la production polyminérale (calcite, aragonite, calcite magnésienne) et un environnement plus simple, le domaine pélagique où les types producteurs se résument aux coccolithophoridés et aux foraminifères planctoniques qui ne produisent qu'un seul type de carbonate (la calcite). Les ptéropodes, qui produisent de l'aragonite, ne jouent qu'un rôle très mineur.
- Les principaux producteurs de carbonates du domaine pélagique (coccolithophoridés et foraminifères planctoniques) n'apparaissent qu'au Mésozoïque supérieur. Le bilan minéralogique de la sédimentation carbonatée ainsi que le chimisme de l'océan sont donc fondamentalement différents entre le Paléozoïque et le Cénozoïque. La sédimentation carbonatée de l'océan « moderne » qui se met en place au Crétacé est pilotée par le domaine pélagique hauturier (80 % de la production) alors que dans l'océan « ancien » c'est le domaine néritique qui pilote le système.

Indépendamment de l'évolution biologique, il semble aussi que la minéralogie des précipitations inorganiques (ciments, oolithes et ooides, *fig. 30.8*) ait varié au cours des temps. Des périodes à aragonite et calcite magnésienne dominantes (Précambrien supérieur et Cambrien, Carbonifère supérieur à Trias, Cénozoïque) alternent avec des périodes à calcite dominante (Cambrien à Carbonifère, Jurassique et Crétacé).

Ces reconstitutions supposent d'être capable de reconnaître la minéralogie originelle des carbonates car les formes métastables se transforment en calcite au cours du temps.

Ces alternances minéralogiques ont été reliées aux modifications climatiques et aux variations du niveau marin (les pics de calcite correspondent assez bien aux deux périodes de haut niveau marin de premier ordre).

En simplifiant, on peut considérer que dans la nature actuelle, les carbonates de plates-formes sont riches en aragonite et en calcite magnésienne dans la zone intertropicale et riche en calcite dans les zones tempérées (*fig. 30.5*).

Les conditions de formation de la dolomite sont encore mal comprises. Bien que l'eau de mer soit plus riche en Mg (1 300 ppm) qu'en Ca (400 ppm), c'est essentiellement le CaCO_3 qui précipite. Ceci provient du fait que l'ion Mg est très fortement hydraté, aussi est-il thermodynamiquement plus facile de fabriquer du CaCO_3 que du MgCO_3 . De plus, la présence d'ions sulfates dans l'eau de mer pourrait aussi avoir un rôle inhibiteur vis-à-vis de la précipitation de la dolomie. De ce fait, la dolomite n'est que très rarement un minéral primaire de précipitation directe, elle provient de la transformation, parfois très précoce (diagenèse syn-sédimentaire), d'un précurseur, soit aragonitique, soit calcitique. Ces dolomies précoces (**protodolomies**) sont en général à grains fins et présentent un déficit en Mg [$\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{45}(\text{CO}_3)_{100}$]. Le fer peut assez facilement se substituer au magnésium, on passe alors progressivement aux ankérites [$\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$]. À haute température (à partir de 100 °C), dans le contexte de la diagenèse tardive d'enfouissement et du métamorphisme, l'hydratation de l'ion Mg est moins importante et des carbonates magnésiens peuvent se former plus facilement. Les conditions de formation de la dolomie seront évoquées avec les processus diagénétiques.



Voir chap. 35.6,
fig. 35.22



Voir chap. 34

Il semble qu'il y ait deux périodes « dolomitiques » au cours des temps fossilifères : la partie médiane du Primaire et la partie inférieure du Mésozoïque. Sans que la relation soit stricte ces alternances calcite/dolomite montrent aussi une certaine similitude avec les fluctuations du niveau marin. En fait, ces variations de composition minéralogique (calcite/aragonite, calcite/dolomite) des dépôts traduisent des modifications du rapport Mg/Ca et/ou de la température de l'océan au cours des temps géologiques.

► Les associations de producteurs carbonatés benthiques



La sédimentation benthique des plates-formes représente la productivité carbonatée la plus élevée de l'océan. La caractéristique de cette production carbonatée est son extrême diversité puisque pratiquement tous les groupes d'organismes benthiques sont susceptibles de produire des carbonates (fig. 30.4) ; on peut cependant regrouper la sédimentation carbonatée néritique en quelques grands types dont la distribution spatiale est liée aux conditions de l'environnement. À l'échelle globale, la production carbonatée néritique actuelle est en grande partie commandée par la *température* et la *salinité* (dans une moindre mesure interviennent aussi la profondeur d'eau, l'agitation du milieu et la pénétration de la lumière, la turbidité des eaux, la teneur en éléments dissous (Ca, CO₂) la courantologie et la nature du substrat). À partir des particules biogènes (bioclastes, skeletal grains) et des producteurs carbonatés, Lees (1975) a défini deux types d'associations (fig. 30.5) : l'association **Foramol** et l'association **Chlorozoan**. Ces deux associations ont été renommées par James (1997) **Heterozoan** et **Photozoan**, afin d'insister sur la photo-dépendance de la seconde.

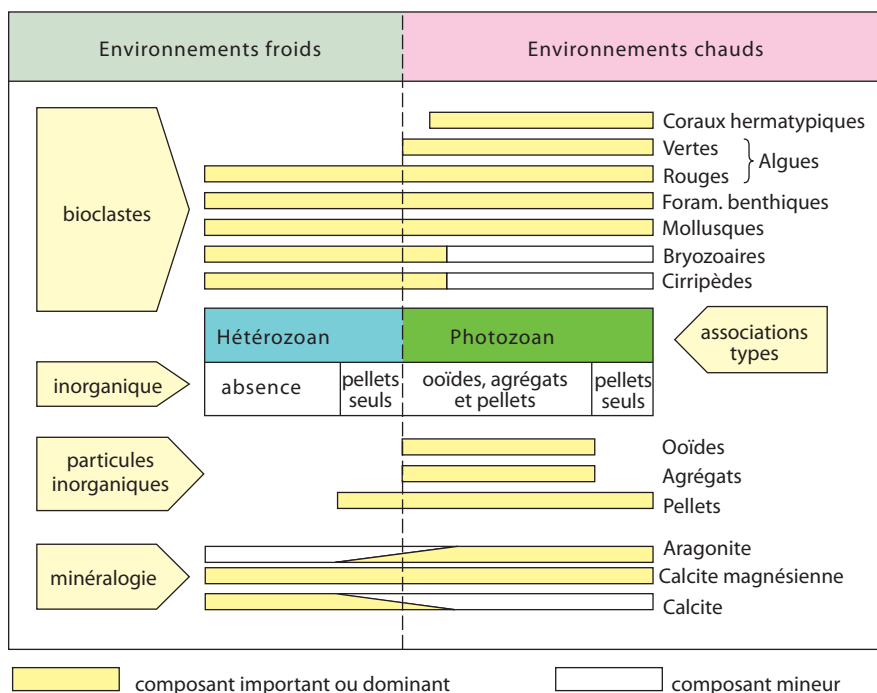


Figure 30.5 Comparaison des constituants principaux des associations de producteurs carbonatés Heterozoan et Photozoan et des particules inorganiques associées.

L'association **Heterozoan** est constituée principalement de Foraminifères benthiques et de Mollusques (d'où le nom primitif de Fora-mol) auxquels s'ajoutent les Bryozoaires, les Crustacés Cirripèdes et les Algues rouges. Elle est typique des **environnements tempérés frais**. Dans de

nombreux cas, les Bryozoaires peuvent jouer un rôle très important : on parle alors de **Bryomol**. Les assemblages Foramol et Bryomol sont principalement constitués de calcite et de calcite magnésienne.

L'association **Photozoan** est caractérisée par les Algues vertes (chlorophycées) et les coraux hermatypiques (zoanthaires, d'où le nom primitif de Chloro-zoan) auxquels s'ajoutent les composants principaux de l'association Foramol. L'association Photozoan se développe dans les **environnements chauds** (température des eaux > 22 °C). Entre 18 et 22 °C, il y a mélange des deux associations et l'association Heterozoan se développe pour des températures moyennes inférieures à 18 °C.

Du point de vue de la salinité, les assemblages Heterozoan et Photozoan se développent dans une tranche comprise entre 32 et 43 ‰. L'association Photozoan est ainsi absente, en domaine tropical, au large des grands fleuves du fait d'une salinité trop faible (< à 31 ‰) mais elle peut se développer localement en région tempérée dans le cas de mer semi-fermée à salinité élevée. En domaine tropical, des salinités très élevées peuvent conduire à la disparition des Coraux alors que les Algues vertes calcaires persistent, on parle alors d'association **Chloralgal**, association typique des salinités supérieures à 40 ‰. Les assemblages Chlorozoan et Chloralgal sont principalement constitués d'aragonite et de calcite magnésienne.

On peut donc établir des cartes de répartition de ces associations qui se développent en gros entre 60° de latitudes N et S, les assemblages Hétérozoan (Foramol et Bryomol) aux hautes latitudes, les associations Photozoan (Chlorozoan et Chloralgal) aux basses latitudes (*fig. 30.6*). Il existe cependant un développement préférentiel des associations Photozoan sur les côtes ouest des océans du fait des courants marins de surface qui entraînent les eaux chaudes vers les hautes latitudes sous l'effet des forces de Coriolis.

 Voir fig. 23.4

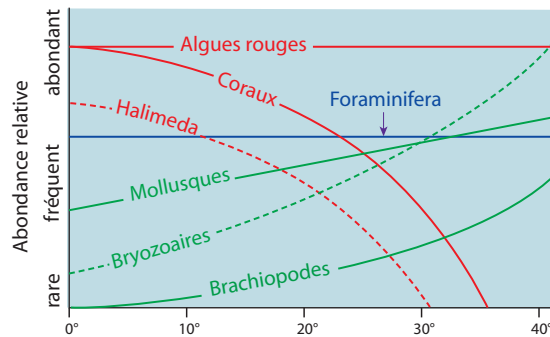


Figure 30.6 Abondance des différents producteurs des associations Hétérozoan et Photozoan selon la latitude.

Parallèlement aux associations de particules biogènes, les particules inorganiques (*fig. 30.8*) ne se répartissent pas de façon aléatoire, les ooides et les agrégats ne se développent qu'avec les associations Photozoan tandis que les pellets sont plus fréquemment associés aux assemblages Photozoan qu'aux assemblages Heterozoan (*fig. 30.5*).

30.2 LA CLASSIFICATION DES ROCHES CARBONATÉES

Deux classifications, celles de Folk (1959) et de Dunham (1963), basées sur l'aspect en lame mince (**microfaciès**), sont classiquement utilisées. Elles représentent deux approches complémentaires de la sédimentation carbonatée.

30.2.1 La classification de Folk

Elle est fondée sur la proportion relative de grains carbonatés ou **allochems** et de phase de liaison (matrice-ciment ou **orthochems**) (fig. 30.8 et tab. 30.1). On distingue ainsi sur un diagramme ternaire, dont les pôles sont les éléments terrigènes, les allochems et les orthochems (fig. 30.7A), cinq grandes catégories de roches : les roches terrigènes ou détritiques, les roches allochemiques impures, les roches orthochemiques impures, les roches allochemiques pures et les roches orthochemiques pures. La suite de la classification de Folk ne concerne que les quatre dernières catégories, pour cela il est nécessaire de caractériser et de quantifier les différents types d'allochems et d'orthochems.

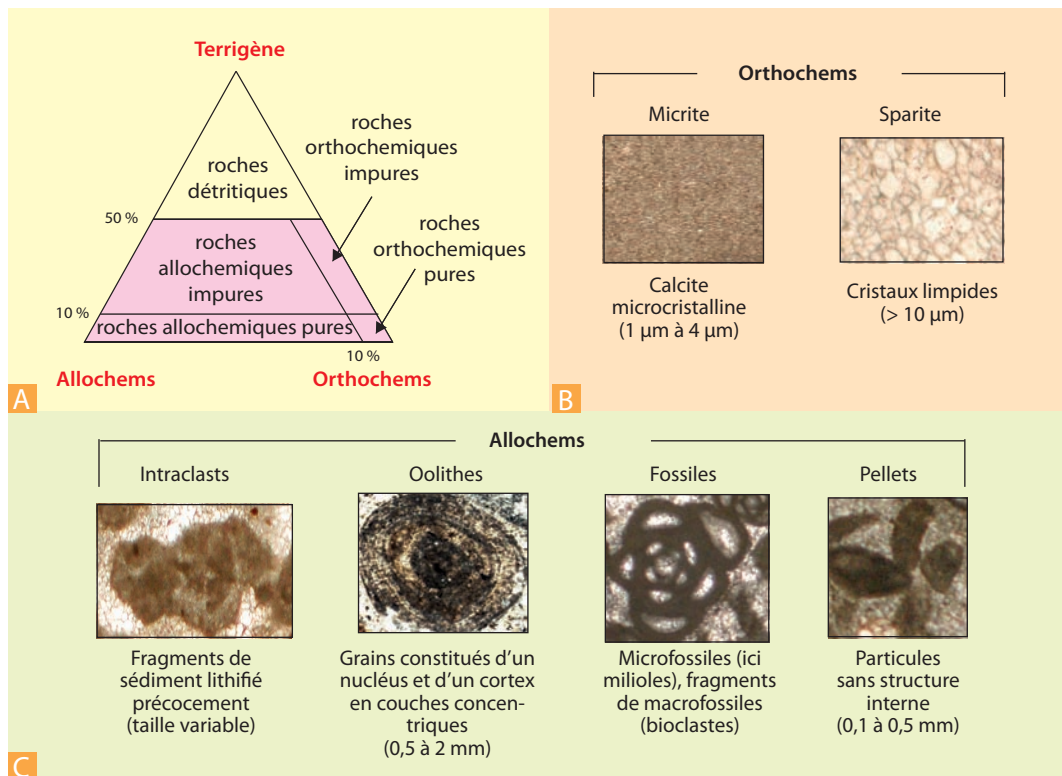


Figure 30.7 La classification de Folk (1959) : les grandes familles de roches sédimentaires.

La suite de la démarche (tableau 30.1) ne concerne que la partie rose du diagramme (roches carbonatées).

a) Les allochems ou grains carbonatés (fig. 30.7C)

Quatre familles principales peuvent être distinguées :

- Les **fossiles**, microfossiles (fig. 30.9 et 30.10) ou fragments de macrofossiles (**bioclastes**).
- Les **ooïdes** (fig. 30.8A), grains ovoïdes constitués d'un nucléus de nature variable (quartz, feldspaths, bioclastes) et d'un cortex de couches concentriques de CaCO_3 alternant avec de la matière organique.
- Les **péloïdes**. Ce sont des particules microcristallines sans structure interne (fig. 30.8B et 30.10), de petite taille (0,1 à 0,5 mm) et de couleur brune (matière organique). Elles correspondent, au moins pour partie, aux déjections d'organismes marins psammivores (pelotes fécales ou **pellets**). Des **agrégats** irréguliers composites (**grapestones**), composés de péloïdes, d'ooïdes et de bioclastes cimentés par de l'aragonite sont parfois fréquents (Bahamas, par exemple).

 Voir encart 30.5

- Les **intraclastes**. Ce sont des fragments de sédiments carbonatés consolidés précocement (*fig. 30.7 C*), qui ont été fragmentés par action physique (dessiccation, hydrodynamisme, etc.) ou biologique (organismes taraudeurs). Le transport a été faible, ils ont donc une composition voisine de la matrice qui les contient et présentent souvent des formes angulaires. Ils s'opposent aux **extraclastes** (fragments de roches carbonatées extérieures au bassin) qui ont une composition et un âge très différents de la matrice et qui, ayant subi un transport important, sont arrondis (on leur donne souvent le nom de **lithoclastes**).

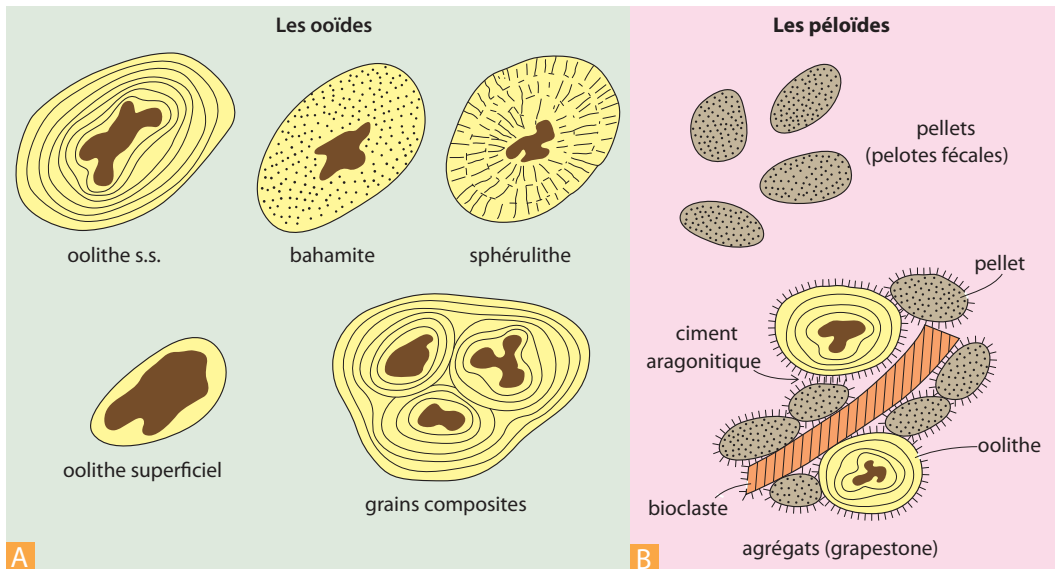


Figure 30.8 Les différents types de grains carbonatés (allochems) non coquilliers.

Voir aussi figure 30.7. Dans les agrégats (grapestone), le ciment aragonitique est formé de cristaux en aiguilles.

Encart 30.5 – Les différents oïdes

Dans la nature actuelle, les **oïdes** sont typiques des environnements côtiers des Bahamas et de la Côte des Pirates (golfe Persique). On distingue (*fig. 30.8*) : les **oolithes sensus sticto** dont le diamètre est inférieur à 2 mm (la granulométrie la plus commune est comprise entre 0,2 et 1 mm), les oolithes superficiels (à une seule couche), les pseudo-oolithes ou **bahamites** (à cortex micritique dépourvu de structure) et les édifices composites regroupant plusieurs grains oolithiques. Il semble que le film de bactéries existant à la surface des

oolithes puisse aider à la précipitation de l'aragonite car des formes proches des ooides ont pu être obtenues expérimentalement par action bactérienne. La production d'oolithes réclame une eau chaude, sursaturée et agitée (un mouvement continu de vagues roulant les particules sur le fond est nécessaire pour réaliser cette structure). De ce fait, les **oolithes** sont, pour les séries anciennes, des indicateurs fiables de paléo-environnements peu profonds et **agités** (souvent moins de 3 m) et de climats chauds.

b) La phase de liaison : les orthochems (*fig. 30.7B*)

On distingue deux types principaux :

- La matrice de calcite microcristalline ou **micrite**. Ces particules de petite taille ($1 \mu\text{m} \leq \text{Ø} \leq 4 \mu\text{m}$) sont considérées comme résultant de la précipitation chimique (ou biochimique) de carbonate mais dans de nombreux cas cette « poussière calcitique » résulte aussi de la fragmentation et de l'abrasion d'organismes calcaires.

Partie VII ■ Sédimentologie : roches et environnements sédimentaires

- Le ciment de calcite spathique ou **sparite** formé de cristaux relativement limpides ($\emptyset > 10 \mu\text{m}$) formant un remplissage des pores.

c) Les différents microfaciès de Folk

Le nom de la roche est alors composé d'un préfixe en rapport avec le type d'allochems dominant (bio, pel, oo, intra) et d'un suffixe relatif à la phase de liaison (*tableau 30.1*). On parlera, par exemple, d'**oosparite** pour une roche constituée principalement d'oolithes réunis par un ciment à gros cristaux ou de **pelmicrite** dans le cas d'une abondance de pellets dans une matrice fine. Les calcaires construits forment une famille à part : les **biolithites**.

TABLEAU
30.1

Classification simplifiée des roches carbonatées selon Folk (1959)

		CALCAIRES & DOLOMIES PRIMAIRES				
		> 10 % Allochems		<10 % Allochems		
		Ciment > Matrice	Matrice > Ciment	1 à 10 % Allochems	< 1 % Allochems	
25 % Intraclastes		Intrasparite	Intramicrorite	Microrite à Intraclastes	Microrite	Biolithite
25 % Oolithes		Oosparite	Oomicrite	Microrite oolitique		
Rapport Fossiles/ Pellets	R < 3	Biosparite	Biomicrite	Microrite fossilifère		
	3 > R > 1	Biopelsparite	Biopelmicrorite	Microrite à fossiles et pellets		
	R < 1	Pelsparite	Pelmicrorite	Microrite à pellets		
		DOLOMIES SECONDAIRES				
		Présence de fantômes d'allochems		Absence de fantômes d'allochems		
> 25 % Intraclastes		Dolomite à intraclastes		Dolomite cristalline		
> 25 % Oolithes		Dolomite oolitique				
Rapport Fossiles/ Pellets	R > 3	Dolomite fossilifère				
	3 > R > 1	Dolomite à fossiles et pellets				
	R < 1	Dolomite à pellets				

Si une certaine quantité d'un autre allochem est jugée significative, on pourra le mentionner (ex : pelmicrite à miliolidés). Le nom peut être aussi complété par la nature du carbonate (calci-oosparite, dolo-pelmicrorite) ou par un terme rendant compte de la granulométrie des allochems (ex. : intrasparudite si la taille moyenne est supérieure à 1 mm, voir tab. 28.1).



Figure 30.9 Exemples de microfaciès.

A. Microfaciès des calcaires gréseux du Cuisien de Bruxelles-Forest (Belgique) : roche allochemique impure (présence de quartz, *fig. 30.7*) : biomicrocrite à Nummulites de type grainstone/packestone (*fig. 30.10*). On distingue nettement les *Nummulites planulatus* microsphériques (forme B) de grand diamètre (10 mm environ) et les *N. planulatus* mégasphériques (formes A) plus petites (2 à 3 mm) et plus globuleuses. Noter l'orientation des tests traduisant l'énergie du milieu et un transport post-mortem. (Photo A. Blondeau.)

B. Calcaire Ilerdien (Éocène, Pradals, Ariège) : biomicrocrite à miliolites, alvéolines et orbitolites de type packestone/wackestone (*fig. 30.10*). (Photo D. Desmares.)

30.2.2 La classification de Dunham

Dans ce cas, on cherche moins à décrire les divers constituants (qui ne sont considérés que comme de simples particules sédimentaires) qu'à caractériser leur agencement au moment du dépôt qui traduit l'hydrodynamisme du milieu de dépôt (*fig. 28.5*). Trois critères principaux sont retenus :

- la présence ou l'absence (< 1 %) de **boue carbonatée** (particules carbonatée d'origine chimique ou biochimique de taille inférieure à 20 μ ;
- la disposition des grains, jointive (**grain supported**) ou non-jointive (**mud supported**) ;
- la proportion de grains (inférieure ou supérieure à 10 %) ;

Ces critères permettent de distinguer quatre catégories de roches : **grainstones**, **packstones**, **wackestones**, **mudstones** (*fig. 30.10*). Deux autres catégories les complètent : les roches construites (récifs et monticules biogéniques) ou **boundstones** (voir *fig. 30.11*) et les calcaires cristallins ou **crystalline carbonates** (roches transformées par une recristallisation qui a totalement effacé la texture existant au moment du dépôt).

L'intérêt de la classification de Folk est son aspect descriptif, celui de la classification de Dunham est de caractériser l'énergie de dépôt des roches. Quand on passe des mudstones aux grainstones on va des milieux de faible énergie (calmes, milieux profonds ou protégés) à ceux de forte énergie (agités, action des vagues) car la conservation *in situ* de la boue carbonatée implique des conditions calmes. On peut donc ainsi retracer l'évolution des milieux de sédimentation tant sur le plan horizontal (**paléogéographie**, *fig. 30.22 et 23*) que vertical (**analyse séquentielle**, *fig. 30.24*).

Dans la pratique, ces deux classifications sont employées souvent conjointement ; ainsi on parlera pour le microfaciès de la figure 30.9A d'une biomicrocrite à Nummulites de type grainstone à packestone (alliant à l'aspect descriptif et écologique de la classification de Folk, les renseignements des niveaux d'hydrodynamisme apportés par celle de Dunham).

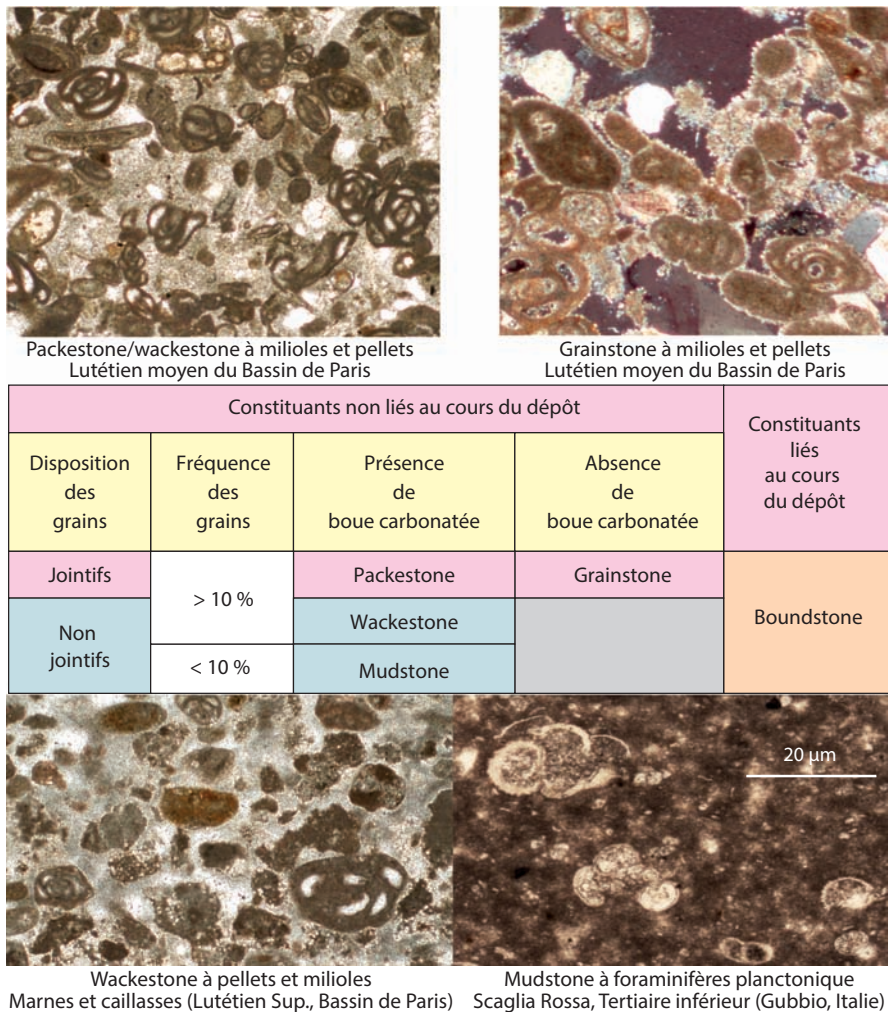


Figure 30.10 La classification de Dunham (photos M. Renard).

30.3 RÉCIFS ET BIOCONSTRUCTIONS

Une attention particulière doit être apportée aux formations récifales du fait de leur importance dans la production carbonatée. On tend à réserver le terme de **récifs** aux structures qui sont constituées par des éléments coloniaux de grande taille (> à 5 cm) capables de proliférer dans des milieux de haute énergie et celui de **monticules biogéniques** aux édifices d'environnements plus calme construit par des formes plus petites et/ou solitaires.

30.3.1 Les microfaciès récifaux

Pour les décrire, une extension de la classification de Dunham a été proposée par Embry et Klovan (1971). Elle oppose deux grandes catégories de calcaires construits : les types **autochtones** (où les organismes constructeurs sont en place) caractéristiques du cœur du récif et les types **allochtones** (où les éléments constructeurs ont été transportés) typiques des flancs ou des faciès d'avant-récif (fig. 30.11 et 30.14).

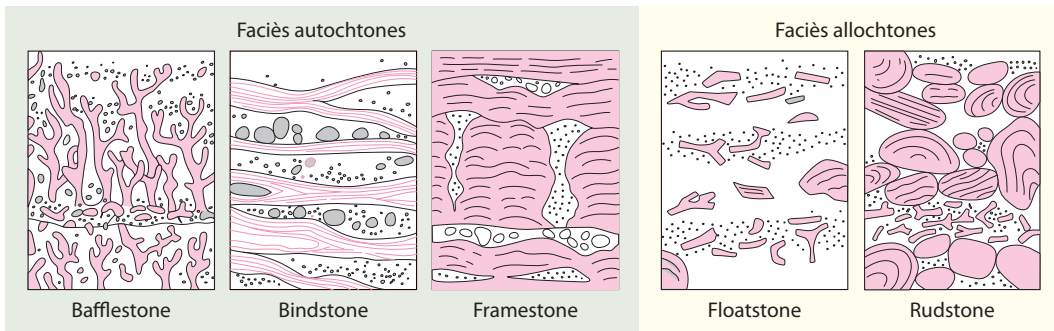


Figure 30.11 La classification de Embry et Klovan (1971) pour les calcaires construits.

Dans les types autochtones, on distingue, les **bafflestones** (constitués de formes branchées en place qui piègent le sédiment), les **bindstones** (constitués de formes tabulaires ou lamellaires qui encroûtent et emprisonnent les sédiments au cours de leur croissance) et les **framestones** (où des formes massives collumnaires constituent le cadre structural et assurent la cohésion de la roche).

Pour les types allochtones, on peut utiliser la classification de Dunham (*fig. 30.10*) en ajoutant deux catégories pour prendre en compte les éléments de grandes tailles. Lorsque plus de 10 % des particules ont une taille supérieure à 2 mm, on parlera de **floatstones** lorsque les éléments ne sont pas jointifs et de **rudstones** lorsque les particules sont jointives

30.3.2 Écologie des organismes constructeurs

Pour les récifs au sens strict, les organismes constructeurs ont varié au cours des temps (*fig. 30.4*). Ce sont actuellement des coraux **Hexacoralliaires** (principalement des Sclératiniés) et pour le primaire des **Tétracoralliaires** et des Tabulés (Ordovicien à Permien). Il s’y ajoute des algues calcaires, des bactéries encroûtantes et des cyano-bactéries, des éponges calcaires et des organismes affiliés (Stromatoporiés, Cambrien à Tertiaire).

Les **monticules biogéniques** se divisent en deux types :

- Les **édifices coquilliers** qui présentent les mêmes organismes (souvent plus petits) que les récifs associés à des éponges solitaires, des algues, des bryozoaires et des mollusques à gros tests (Rudistes au Mésozoïque).
- Les **édifices microbiens (microbialithes)** constitués de **stromatolithes et thrombolithes** (principalement d’origine cyanobactérienne, *fig. 30.12*), de bactéries encroûtantes (**calcimicrobes**) et de boues.

Les récifs coralliens ne se développent que dans des conditions étroitement limitées : la température de l’eau est toujours supérieure à 18 °C (l’optimum étant vers 25 à 30 °C). La lumière est nécessaire, en raison de la symbiose constante des organismes coralliens avec des algues vertes unicellulaires (Zooxanthelles), et cette association limite la profondeur de développement à 30 ou 40 m. Les coraux, du fait de ces symbiotes photosynthétiques et de leur aptitude à utiliser et recycler les nutriments du milieu et les produits de dégradations des autres organismes de l’écosystème récifal, se développent préférentiellement dans les environnements oligotrophiques. Paradoxalement, une augmentation des apports nutritifs (lors d’upwelling, par exemple) peut aboutir à l’arrêt de la croissance du récif par l’envahissement du système par des algues filamenteuses et des organismes suspentivores (cirripèdes, lamellibranches).

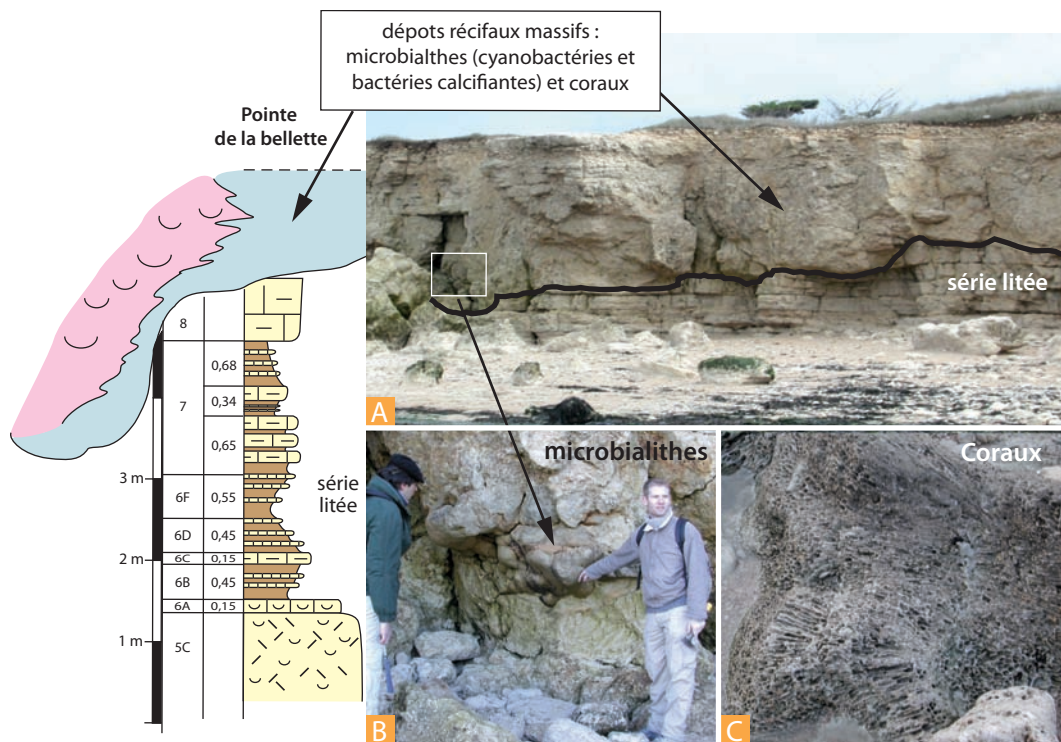


Figure 30.12 Les faciès récifaux du Jurassique supérieur de La Rochelle.

Le kimméridgien (Jurassique supérieur) affleure dans les falaises de la région de La Rochelle (Charente-Maritime). Au sud de la ville, la Pointe du Chay montre des faciès récifaux (A) constitués de coraux (C) et surtout de thrombolites (monticules microbiens ou microbialithes) à cyanobactéries et bactéries calcifiantes (B). (Clichés M. Renard.)

Les eaux doivent être agitées et limpides ; les récifs de coraux s'interrompent généralement en face des estuaires. Les apports d'eau douce, même pure, leur sont défavorables, la salinité ne semblant pouvoir descendre pour la majorité des espèces au-dessous de 27 ‰. Les coraux prolifèrent sur un support solide mais, dans les eaux très calmes, ils arrivent à se développer sur des fonds sableux.

Les principales formes de récifs coralliens sont les *récifs frangeants*, les *récifs barrières* et les *atolls*. Les **récifs frangeants** sont des récifs bordant de très près la côte (fig. 30.13).

Les **récifs barrières** sont discontinus et coupés de passes ; ils sont situés de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres au large et leur face extérieure est très dentelée ; la Grande Barrière d'Australie, la ceinture de la Nouvelle-Calédonie sont parmi les plus remarquables.

Les **atolls** sont des îles entièrement coralliennes, en forme d'anneau plus ou moins complet enserrant un lagon peu profond. Les dimensions sont extrêmement variables (de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres). En revanche, la largeur de la couronne émergée est toujours faible : de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. La hauteur est très faible aussi (2 à 3 m). Le rebord extérieur est constitué par une plage se prolongeant par une plate-forme, le **platier**, de plusieurs centaines de mètres de large, émergeant souvent à marée basse. Il se termine du côté du large par une pente abrupte (dépassant souvent 45°) où l'activité corallienne est intense ; le rebord de cette pente forme une crête, bien marquée sur le versant au vent recevant la houle, à Lithothamniiées qui acceptent les rudes conditions du déferlement constant des vagues (fig. 30.14).

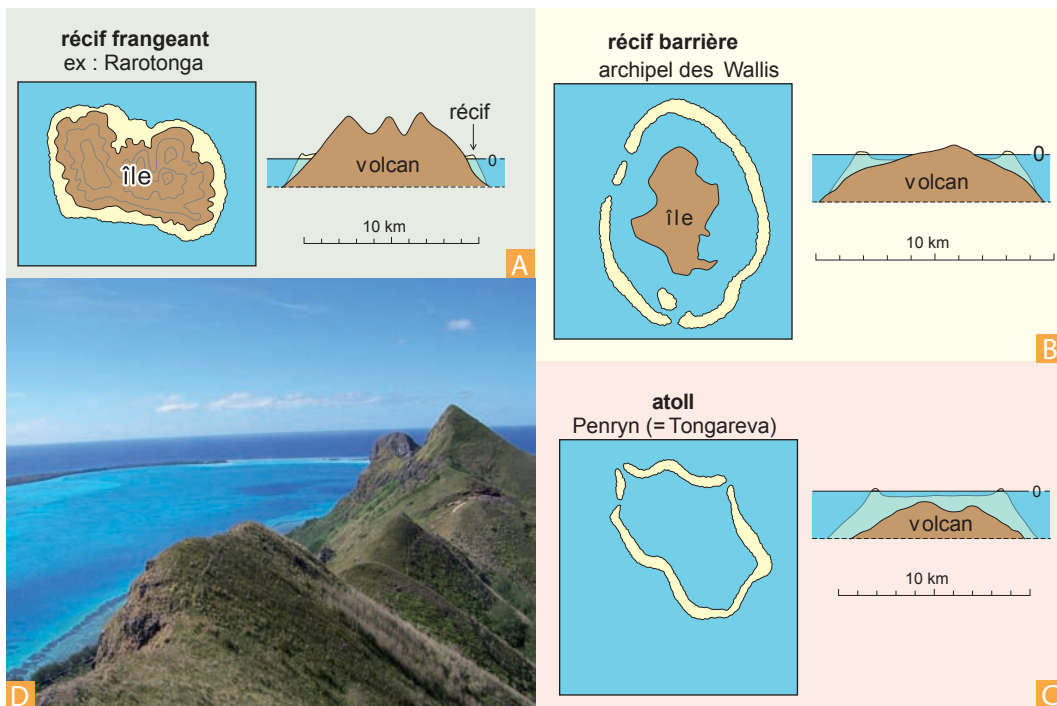


Figure 30.13 Les trois principaux types de récifs.

On passe de l'un à l'autre type par subsidence de l'île volcanique. Dès 1842, Darwin proposa une explication de ce type. Autour d'une île volcanique s'édifie d'abord un récif frangeant (A). Au fur et à mesure que l'île s'enfonce (subsidence de la lithosphère océanique), les polypiers continuent de construire et le récif devient barrière (B). C'est un atoll lorsque l'île a disparu (C). Après avoir été contestée, cette théorie fut confirmée par les sondages. On doit aussi cependant tenir compte du glacio-eustatisme car la croissance des récifs s'adapte aux variations bathymétriques liées aux périodes glaciaires et interglaciaires.

La photographie D montre le récif barrière de Raivavae (îles Australes, Polynésie française) vu depuis l'île volcanique centrale. (Photo R. Maury.)

Du fait de leurs dépendances écologiques relativement strictes, les récifs actuels présentent une zonation bathymétrique liée à la diminution de l'énergie des vagues, de la lumière, et dans une moindre mesure de la température. Elle se marque, sur la façade récifale, à la fois dans la morphologie des constructeurs (formes plates, branchues, massives en dômes puis encroûtantes), dans la composition des faunes associées et dans la répartition des microfaciès (fig. 30.14). Cet étagement est très sensible aux perturbations écologiques ainsi une diminution de l'intensité lumineuse (turbidité des eaux) conduit à une diminution de la profondeur de chacune des zones. Le faciès d'avant-récif est composé de sables et de graviers à fragments coquilliers, coraux et débris de récifs.

L'analyse dans une série récifale, des successions de formes et de microfaciès permet d'analyser la stratégie de croissance du récif par rapport aux variations du niveau marin. Les formes restent constantes, lorsque la croissance arrive à s'adapter aux variations du niveau marin relatif. Si la croissance récifale est très inférieure à l'élévation du niveau marin, le récif peut sortir de la zone photique et la croissance récifale s'arrêter. Enfin, si le récif atteint le niveau de la mer, la croissance récifale ne pourra plus se faire que par **progradation** latérale. On doit aussi tenir compte des mouvements tectoniques (réajustements isostatiques, gauchissement de lithosphère au voisinage des zones de subduction) qui peuvent conduire à des **récifs soulevés** (fig. 30.15).

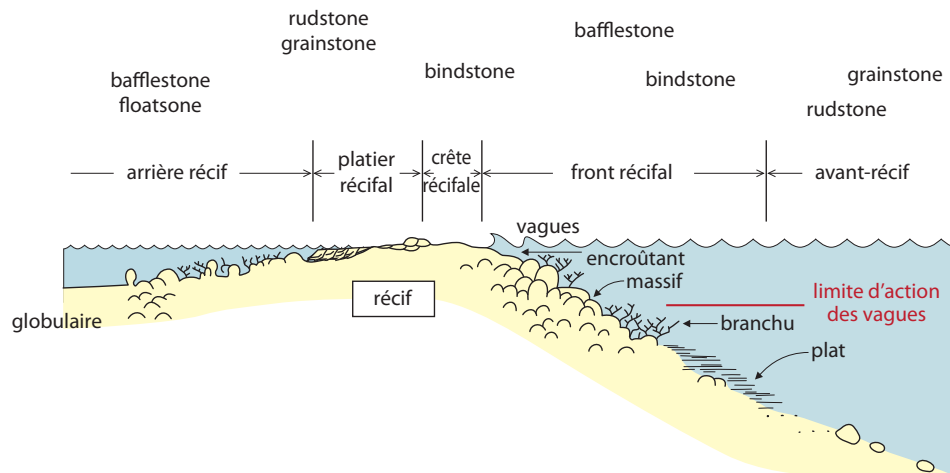


Figure 30.14 Répartition des différentes formes de constructeurs et des microfaciès à travers un récif.

Sur les côtes des **régions tempérées**, les organismes constructeurs sont surtout des Annélides (Hermelles, Serpules) vivant dans des tubulures calcaires ou muqueuses qu'ils ont sécrétées ; ils s'agglomèrent en bancs récifaux, que renforcent les constructions ou les débris des Bryozoaires et des Crinoïdes. Les algues incrustantes comme les Lithothamniées ou les Mélobésiées en Méditerranée parviennent à édifier des platiers ou des trottoirs décimétriques dont la structure caverneuse est peu à peu remplie par des sables. Les *cadoules*, édifices coquilliers à Huîtres, Bryozoaires et Serpules des étangs du Languedoc et les récifs à Hermelles de la baie du Mont-Saint-Michel en sont de bons exemples.

Quand les organismes restent isolés au lieu de s'agglomérer, ils constituent des dépôts meubles particuliers : comme le *maërl* (débris d'algues calcaires) des estuaires bretons et de la Méditerranée.

Figure 30.15 Les récifs soulevés.

Encoche marine découpant la paroi verticale de calcaires récifaux du Quaternaire (Iles Fidji, Pacifique Ouest), la partie la plus profonde de l'encoche (vertex) marque le niveau marin moyen. L'encoche résulte de l'action combinée des vagues et des micro-organismes perforants (algues, champignons). On admet que pour former une encoche de 1 m de profondeur, le niveau marin doit rester stable pendant environ 1 000 ans. La position des encoches marines par rapport au niveau marin actuel est donc un marqueur du niveau marin relatif.



30.3.3 Les récifs fossiles

Les **formations récifales fossiles** peuvent être massives, non litées, en saillie par rapport aux dépôts du même âge, ce sont alors des **biohermes**. Si, au contraire, les couches à organismes sont stratifiées, elles constituent un **biostrome**.

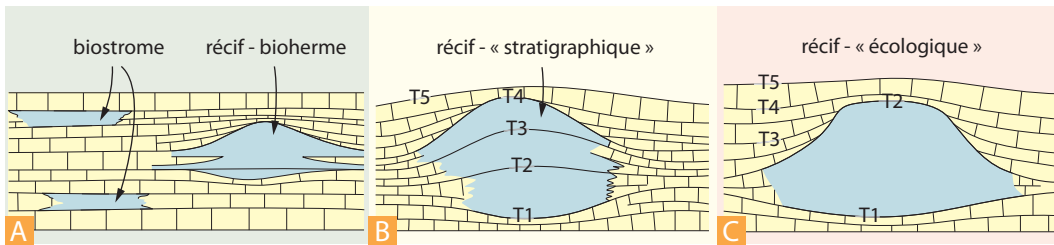


Figure 30.16 Aspect géométrique des faciès construits.

Relation avec les couches stratigraphiques. **A.** Biohermes et biostromes. **B.** Récif « stratigraphique » constitué par l'empilement de biohermes successifs séparés par des discontinuités qui permettent de retrouver les isochrones (T1 à T5). **C.** Récif « écologique » constitué par une seule masse récifale sans discontinuités internes. L'édification s'est faite pendant une période donnée (T1-T2), les couches sédimentaires ultérieures (isochrones T3-T4) viennent buter sur la masse récifale.

On rencontre des formations récifales dès le Précambrien : ce sont les calcaires à **stromatolithes**, tel le genre *Collenia* appartenant pense-t-on aux cyanobactéries (fig. 30.17). Pendant l'ère primaire c'est au Dévonien que les récifs atteignent leur maximum d'extension (calcaires dévoniens des Ardennes édifiés par des Stromatopores, des Tabulés et des Tétracoralliaires). Les Hexacoralliaires apparaissent au Trias et s'épanouissent surtout au Jurassique. Les calcaires lithographiques portlandiens de Solenhofen, en Bavière, qui ont livré en particulier l'*Archaeopteryx* se sont déposés dans un lagon protégé au voisinage de récifs. Le Crétacé inférieur voit en Europe du Sud le développement d'un important faciès pararécifal, l'**Urgonien** dominé par les Rudistes qui ne construisaient pas de structures en dôme comme les récifs actuels coralliens mais constituaient plutôt des sortes de « prairies sous-marines » très denses aboutissant à des biostromes une fois fossilisées.

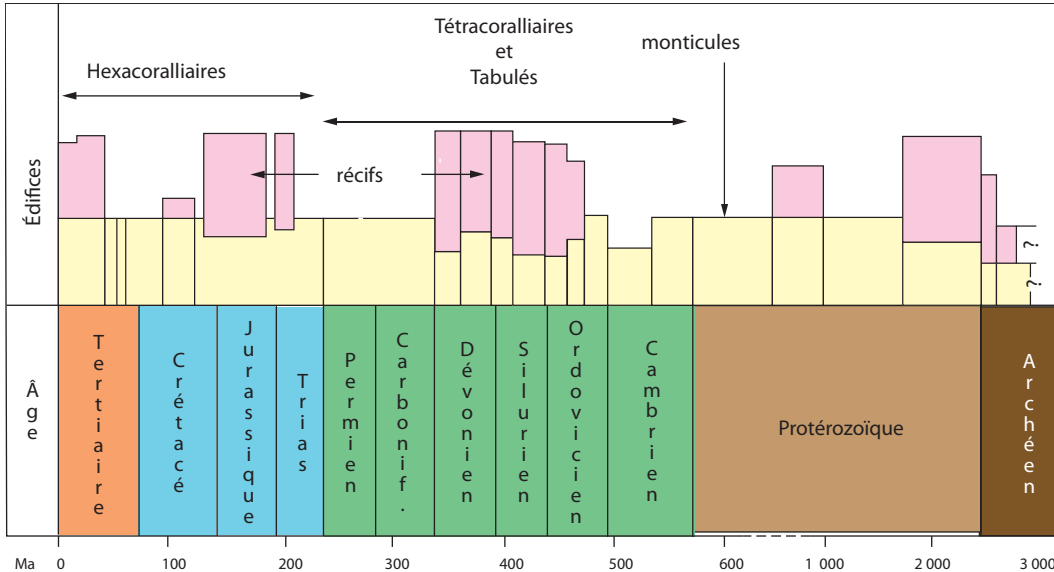


Figure 30.17 Évolution des formations récifales au cours des temps.

Les monticules (édifices coquilliers et édifices microbiens constitués de stromatolithes et thrombolites [cyanobactéries], de bactéries encroûtantes [calci-microbes] et de boues) sont une constante de la production carbonatée au cours des temps tandis que les récifs au sens strict (en rose) ne se développent que durant certaines périodes. Les constructeurs des récifs ont varié au cours du temps : Tétracoralliaires et Tabulés au Primaire et Hexacoralliaires du Secondaire à l'Actuel. S'y ajoutent algues calcaires, bactéries encroûtantes et cyanobactéries, éponges calcaires et stromatoporidés.

30.4 LES PLATES-FORMES CARBONATÉES ACTUELLES

L'étude des plates-formes carbonatées actuelles a permis des progrès majeurs dans l'établissement des modèles sédimentologiques néritiques. Les exemples sont nombreux dans la zone intertropicale, nous n'en présenterons ici que deux exemples classiques : pour les rampes, la Côte des Pirates (*Trucial Coast*) du golfe Persique dans la région de Qatar et d'Abu Dhabi et les Bahamas, pour les bancs carbonatés.

30.4.1 Le golfe Persique

C'est un bassin asymétrique dont la ligne de plus grande profondeur (< 100 m) est rejetée vers la côte iranienne (fig. 30.18 A). La dissymétrie se marque aussi dans les salinités et dans la sédimentation (la partie nord est riche en sédiments détritiques provenant des montagnes d'Iran) tandis que les carbonates s'accumulent sur la côte de la Péninsule Arabique.

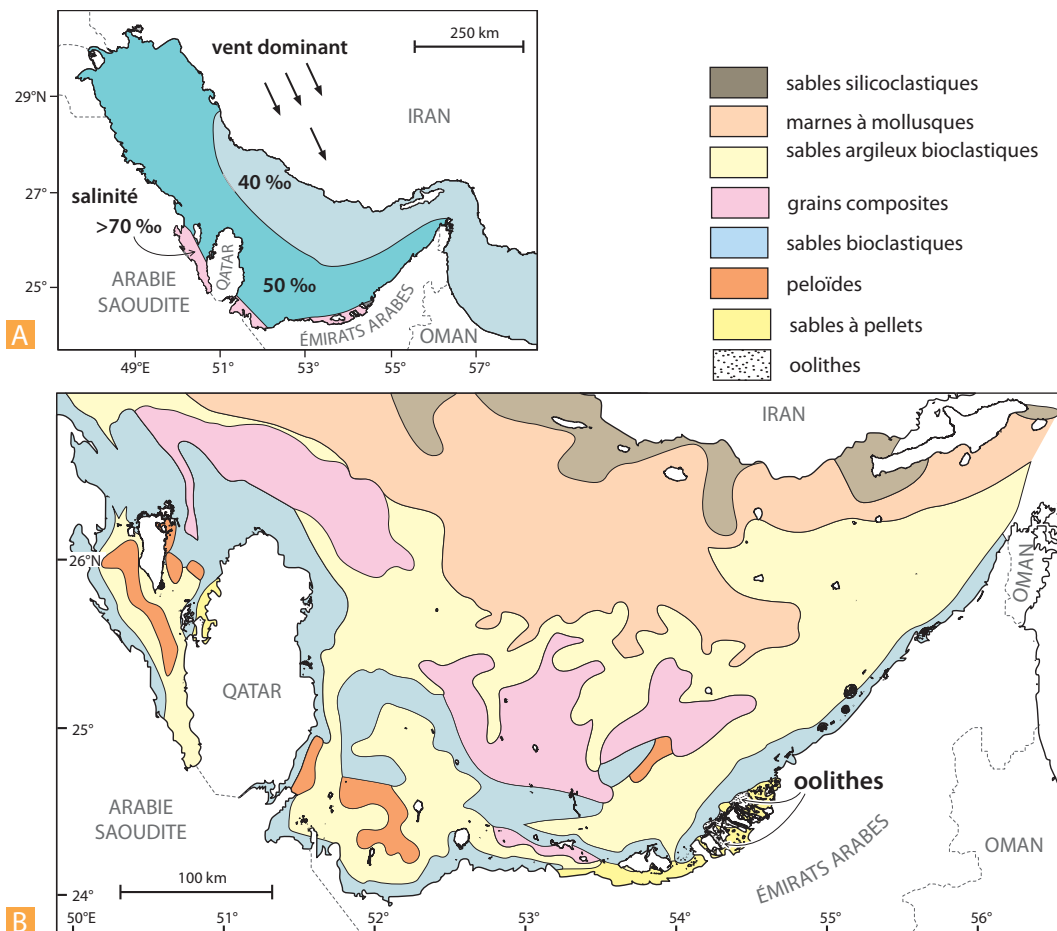


Figure 30.18 Un exemple de rampe carbonatée : la côte sud-ouest du golfe Persique.

A. Répartition des salinités dans le golfe Persique.

B. Distribution des faciès carbonatés (d'après Purser 1973 et 1983).

Le climat est subtropical aride avec un déficit de précipitation par rapport à l'évaporation (4 à 5 cm/an). La température de l'eau fluctue annuellement entre 20 et 34 °C (avec des écarts journaliers pouvant atteindre 10 °C dans les zones très peu profondes). L'eau du golfe est sensiblement hypersa-

line (40 à 50 ‰) sauf aux débouchés du Tigre et de l’Euphrate ; des hypersalinités très fortes (> à 70 ‰) existent dans les lagons protégés de la côte ouest. L’hydrologie complexe des sabkhas adjacentes sera traitée, avec la dolomitisation, au chapitre 34.

La faune et la flore du golfe correspondent à un assemblage photozoan typique mais les constituants coralliens sont peu diversifiés et les algues codiacées sont absentes. Des vents persistants du N-W génèrent une profondeur d’action des vagues de 20 à 30 m. Il existe un courant de marée bidirectionnel parallèle à l’axe du golfe (> 60 cm/s dans les zones côtières pour un battement de marée de l’ordre de 1 à 2 m). Bien que modéré, un courant antihoraire lié à l’évaporation pénètre dans le golfe et assure une oxygénation suffisante du fond.

La rampe de la Côte des Pirates (pente < 35 cm/km) présente la succession de faciès suivante (fig. 30.18 B) :

- faciès d’arrière rampe (*Back Ramp*) : lamines microbiennes intertidales passant vers le continent à de larges étendues évaporitiques (sabkhas, fig. 29.2 B et 34.10 et 11) et à des sables bioclastiques à pellets parfois cimentés précocement en grès de plage (beach-rocks (fig. 30.19A) et des boues à pellets dans les lagons protégés ;
- faciès de haute énergie de rampe peu profonde (*Shallow Ramp*) constitués d’un système complexe de barres sableuses oolithiques (fig. 30.19 C) et bioclastiques associées à des récifs coralliens ;
- faciès de rampe profonde (*Deep Ramp*) constitués de sables bioclastiques à agrégats (grainstones, packstones où dominent les mollusques et les foraminifères) qui passent progressivement en profondeur à des sables boueux bioclastiques (wackestones où dominent les débris de mollusques) ;
- faciès de bassin de la zone axiale : marnes à coccolithes riches en mollusques (> 20 % de matériel terrigène).

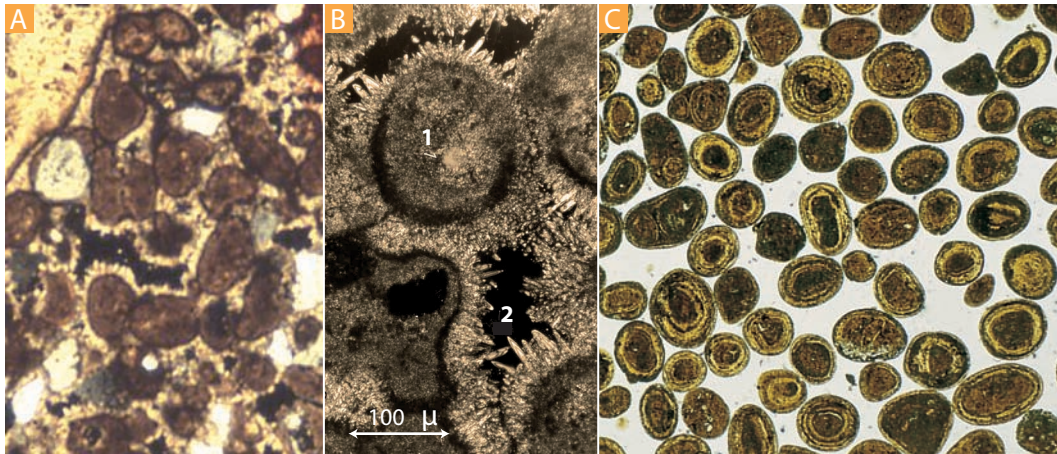


Figure 30.19 Microfaciès du golfe Persique.

A et B. Grès de plage actuel (*beach-rocks*, Qatar). Dans le domaine d’arrière rampe et de rampe peu profonde, les sables et boues à pellets (1) présentent des lithifications précoces réalisées par des aiguilles d’aragonite (2). Ces cimentations sont rapides, elles s’obtiennent en trois semaines en laboratoire et dans les conditions naturelles on trouve des canettes de boissons prises dans les *beach-rocks*. (Photos M. Renard.)

C. Sable oolithique actuel, bien calibré (barres oolithiques, Abu d’Abi), montage dans l’araldite, observation en LPNA. (Photo C. Durlet.)

30.4.2 Le Grand Banc des Bahamas (*Great Bahama Bank*)

Il s’agit d’une vaste zone (96 000 km²) peu profonde de l’Atlantique se développant en arrière de l’île d’Andros (fig. 30.20 A) et limitée par des failles très redressées (pendage > à 60°). La profondeur est

le plus souvent inférieure à 6 m mais peut atteindre localement plus de 15 m. La température de l'eau oscille de 22 à 31 °C. Les vents dominants sont d'est mais les tempêtes d'hiver proviennent du nord-ouest. Les marées provoquent des mouvements alternatifs d'eau vers l'extérieur et l'intérieur du banc suivant un dispositif radiaire. La salinité, normale aux frontières du banc, peut atteindre 46 ‰ dans certaines zones internes mais l'intensité des précipitations estivales (100 à 150 cm/an) empêche le développement des faciès évaporitiques et peut même conduire à des dessalures temporaires locales. La bordure Est du banc (au vent) est constituée d'îles calcaires pléistocènes qui restreignent très fortement les circulations est-ouest des eaux à l'intérieur du banc.

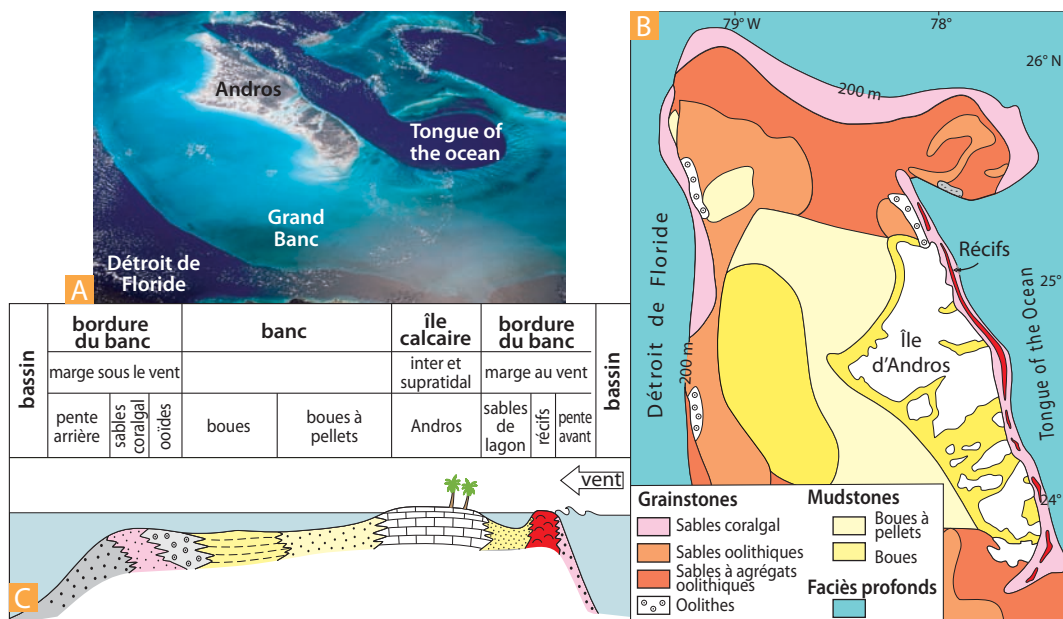


Figure 30.20 Le Grand Banc des Bahamas.

A. Vue aérienne du Grand Banc : c'est une vaste zone peu profonde (< 6 m le plus souvent, couleur bleu clair), de sédimentation carbonatée qui est limitée par des failles très pentues (> 60°) qui donnent accès à l'océan profond (couleur bleu foncé).

B. Répartition des faciès dans le Grand Banc (d'après Purdy, 1963).

C. Coupe du Grand Banc : les sédiments sont grossiers (grainstones, oolithes) à la périphérie (haute énergie due aux vagues et marées) et fins (boues) dans la partie centrale protégée. Le dispositif est dissymétrique du fait de la présence de l'île d'Andros et du développement des récifs sur la façade au vent et de leur absence sur la façade sous le vent.

La sédimentation est principalement biogénique (fig. 30.20 B et C). Les faciès corallal et les oolithes soulignent les marges tandis que des faciès de grapestones (fig. 30.8) et de boues calcaires (avec ou sans pellets) tapissent les zones internes. Les récifs prospèrent sur la bordure est où les vagues, en brassant activement les eaux, maintiennent un taux d'oxygénation élevé. La turbidité des eaux reste faible tandis que salinité et température sont normales. Du fait de la présence, au vent, de l'île d'Andros, les courants à travers le banc sont très faibles et ne peuvent transporter que des boues. Ces faciès calmes ne sont remaniés que par les tempêtes et les vents d'hiver venant du nord-ouest. Durant l'été, la stagnation des eaux au centre du banc conduit une élévation de salinité qui modifie les communautés benthiques. Une partie des boues carbonatées (aiguilles d'aragonite) est exportée vers l'ouest dans le détroit de Floride, elle se mélange à la production biogène pélagique pour constituer les *boues péri-plates-formes*.

30.5 MODÈLES ET PROFILS DE DÉPÔT, ANALYSE SÉQUENTIELLE

Les microfaciès permettant une évaluation de l'énergie du milieu, il devient intéressant, pour reconstituer les paléo-environnements, de replacer la distribution générale des faciès carbonatés sur une topographie adaptée et de monter ainsi un **modèle théorique de dépôt ou profil de dépôt**. Ces modèles de dépôt sont établis grâce aux comparaisons entre dépôts anciens et actuels (**uniformitarisme**). Cette méthode de description et d'analyse des séries sédimentaires débouchant sur une interprétation génétique des dépôts est dénommée, d'une façon peu claire, **sédimentologie de faciès**.

Encart 30.6 – Faciès, modèles et profils de dépôt

Le **faciès unitaire** correspond au faciès d'une couche sédimentaire, son sens génétique peut correspondre, soit au type d'environnement, soit au mécanisme de dépôt mis en jeu. On regroupe plusieurs faciès unitaires en associations caractéristiques d'un **environnement de dépôt**. C'est la base des **modèles de faciès** qui permettent de reconstituer les paysages au moment du dépôt. Cela suppose d'organiser, d'une façon génétiquement logique, les successions de faciès en fonction

d'une topographie donnée, on parle parfois d'une façon plus proche de la réalité de **profil de dépôt** (fig. 30.21 et 22. Il est nécessaire, de plus, de définir les **faciès équivalents** c'est-à-dire des faciès différents (lagunes, lacs, basses vallées alluviales, plaines d'inondations par exemple) correspondant à un même type d'environnement sédimentaire (margino-littoral ou plaine côtière dans l'exemple choisi). C'est la notion de passage ou **substitution latérale de faciès**.



À partir des données issues de l'étude des plates-formes actuelles, plusieurs auteurs ont cherché à standardiser les types et les successions de microfaciès présents sur les plates-formes afin d'obtenir une plus grande objectivité et homogénéité des descriptions et des reconstitutions des paléoenvironnements. Ils ont ainsi proposé des modèles de dépôt pour les plates-formes et les rampes carbonatées présentant les enchaînements virtuels types des microfaciès sur un profil horizontal.

30.5.1 Les plates-formes : les microfaciès standards de Wilson (1975)

Le modèle de Wilson (tableau 30.2 et fig. 30.21) est l'un des plus utilisés pour les plates-formes avec barrière récifale, il comporte 24 **microfaciès standards** (SMF = *Standard Microfacies Types*) intégrés dans un système de 9 **ceintures de faciès** (SFB = *Standard Facies Belts*) correspondant aux différents environnements de dépôt de la plate-forme : bassin (SFB1), plate-forme ouverte profonde (SFB2), base de talus récifal (SFB3), talus et avant-récif (SFB4), récif (SFB5), arrière-récif et bancs sableux vannés (SFB6), plate-forme interne « ouverte » (SFB7), plate-forme interne restreinte et zone de balancement des marées (SFB8), sabkhas et marais salins (SFB9).

TABLEAU 30.2 Les microfaciès standards de Wilson (1975) et leurs occurrences dans les ceintures de faciès (fig. 30.21)

SMF	Description	Environnement (ceintures de faciès)
1	Spiculites : mudstones ou wackestones argileux, sombres, riches en matière organique et/ou spicules d'éponges.	SFB1, bassin
2	Packstones microbioclastiques : grainstones et packstones à très petits bioclastes et péloïdes.	SFB1, SFB2, SFB3, bassin
3	Mudstones et wackestones à organismes pélagiques (globigérines, certains lamellibranches, etc.)	SFB1, SFB3, bassin

Partie VII ■ Sédimentologie : roches et environnements sédimentaires

4	Microbrèches ou packstones à lithoclastes et bioclastes, peut inclure également du quartz ou chert.	SFB3, SFB4, avant talus.
5	Grainstones/packstones ou floatstones à éléments récifaux. Structures géopètes et structures d'ombrelle dues à l'infiltration de sédiments fins.	SFB4, flanc récifal.
6	Rudstones à éléments récifaux ; gros fragments des organismes constructeurs, peu de matrice.	SFB4, talus d'avant récif.
7	Boundstones ; organismes constructeurs en position de vie.	SFB5, milieu de haute énergie.
8	Wackestones et floatstones à fossiles bien conservés, quelques bioclastes.	SFB2, SFB7, plate-forme ou lagon ouvert, sous la zone d'action des vagues.
9	Wackestones bioclastiques bioturbés ; les bioclastes peuvent être micritisés.	SFB2, SFB7, plate-forme ouverte peu profonde, près de la zone d'action des vagues.
10	Packstones/wackestones à bioclastes dégradés et encroûtés.	SFB2, SFB7 (grains provenant d'environnements à forte agitation, déposés en milieu calme).
11	Grainstones à bioclastes encroûtés.	SFB5, SFB6, corps sableux dans la zone d'action des vagues, possibilité en bordure de plate-forme.
12	Grainstones/packstones/rudstones bioclastiques, avec prédominance de certains types d'organismes (crinoïdes, bivalves, dasycladales, etc).	SFB5, SFB6, bordure de plate-forme.
13	Grainstones à oncoïdes et bioclastes.	SFB6, agitation assez importante, profondeur très faible.
14	Lag deposits : sédiments vannés à grains dégradés et encroûtés, localement mélangés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes ; phosphates, oxydes de fer.	SFB6, accumulation lente de matériaux grossiers dans des zones agitées.
15	Grainstones à oolithes, à stratifications entrecroisées.	SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.
16	Grainstones à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères, etc.).	SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.
17	Grapestones : grainstones à grains agrégés (lumps, bahamite), quelques péloïdes, et grains encroûtés.	SFB7, SFB8, plate-forme à circulation restreinte, «tidal flats».
18	Grainstones à foraminifères benthiques ou dasycladales.	SFB7, SFB8, cordons littoraux, chenaux de lagons.
19	Loferite (calcaire à bird's eye) : mudstones/wackestones laminaires à péloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à péloïdes (ostracodes, rares foraminifères, gastéropodes et algues).	SFB8, mares et lagons à circulation restreinte
20-21	Mudstones à stromatolithes.	SFB8, SFB9, mares intertidales.
22	Wackestones/floatstones à oncoïdes.	SFB8, environnement calme, souvent en arrière récif.
23	Mudstones homogènes, non fossilifères ; évaporites possibles.	SFB8, SFB9, mares hypersalines.
24	Rudstones/floatstones à lithoclastes de micrite non fossilifère.	SFB8, «lag deposit» de fond de chenaux tidaux.

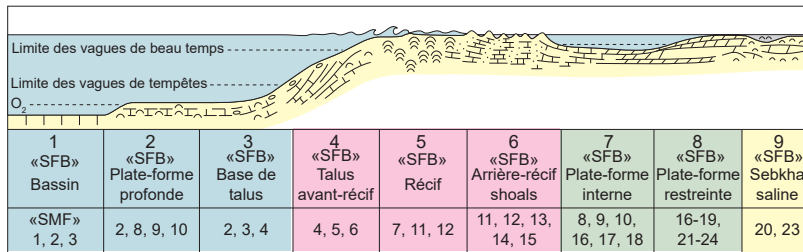


Figure 30.21 Profil de dépôts pour une plate-forme : le modèle de Wilson (1973).

Répartition des microfaciès standards (SMF, *tableau 30.2*) et des 9 ceintures de faciès (SFB) dans une plate-forme.

30.5.2 Les rampes : le modèle de Burchette et Wright (1992)

Burchette et Wright (1992) ont complété la démarche de Wilson en proposant une répartition des microfaciès adaptée au modèle de rampe. Dix types de faciès de rampe (**RF**, *ramp facies*) sont définis et répartis entre rampe externe, médiane et interne (*fig. 30.22*).

La rampe externe est localisée sous la zone d'action des vagues de tempête (profondeur de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres). On y observe des sédiments carbonatés fins, autochtones ou allochtones, associés à des dépôts hémipélagiques. Les bioconstructions y sont de type « monticule ». Les microfaciès typiques sont :

- **RF1** : monticule micritique : bioconstruction isolée, riche en matrice calcaire et comprenant des éponges et des microbes ; tous les organismes sont en position de vie ;
- **RF2** : marno-calcaires : mudstones et wackestones argileux microbioclastiques alternant avec des argiles ; la faune est benthique, nectonique, planctonique avec un net caractère ouvert : bryozoaires, éponges, foraminifères planctoniques, échinodermes, mollusques. La bioturbation est présente ;
- **RF3** : tempestites distales : minces niveaux granoclassés dans des sédiments fins. Ces niveaux un peu plus grossiers peuvent inclure des sédiments remaniés issus de zones moins profondes de la rampe.

La rampe médiane correspond à la zone située entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps et la base de la zone d'action des vagues de tempête. La profondeur y est de quelques dizaines de mètres. Les tempestites sont les dépôts dominants, associés souvent à des niveaux intraclastiques.

- **RF4** : monticules squelettiques et récifs : il s'agit de bioconstructions à faune plus diversifiée, incluant des niveaux à organismes en position de vie et d'autres remaniés par l'action des vagues ; les constructeurs comprennent des bryozoaires, coraux, éponges, échinodermes, algues rouges...
- **RF5** : bancs (*shoals*) de grainstones et packstones à bioclastes remaniés (bryozoaires, crinoïdes, brachiopodes...), stratifications obliques.
- **RF6** : tempestites proximales, souvent amalgamées : sédiments granoclassés, transportés, structures *HCS* (voir *fig. 28.16*), grainstones et packstones. Les éventuelles périodes de calme sont représentées par des sédiments plus fins, de type wackestone, bioturbés.

La rampe interne comprend la zone située entre la plage et la base de la zone d'action des vagues de beau temps. Cette portion de rampe est située dans la zone photique et le fond marin est remanié pratiquement en permanence par les vagues et les courants. On observe les faciès suivants :

- **RF7** : récifs : biostromes et patch-reefs à coraux, lamellibranches, rudistes, stromatopores ; les constructeurs sont rarement en position de vie ; nombreux remaniements ;
- **RF8** : packstones et grainstones à bioclastes variés ;

- **RF9** : bancs (*shoals*) oolithiques et bioclastiques ; grainstones et packstones à stratifications entrecroisées ; oolithes, péloïdes, bioclastes (algues vertes, foraminifères, mollusques, échinodermes...);
- **RF10** : « plage » et « mares » : grainstones et packstones bien classés à stratification plane et/ou mudstones et wackestones bioturbés à faune et flore plus réduite. Les bioclastes gardent un caractère varié et partiellement « ouvert ».

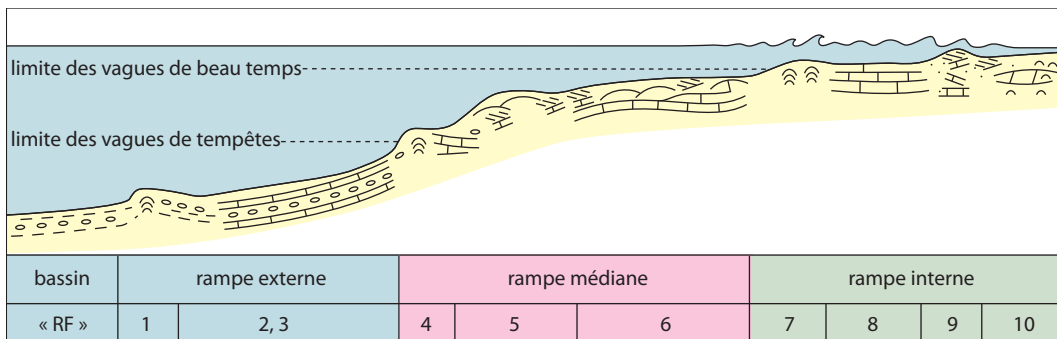


Figure 30.22 Profil de dépôts pour une rampe : le modèle de Burchette et Wright (1992), répartition des microfaciès (RF, définition dans le texte).

30.5.3 Les apports de la paléocéologie

Dans la pratique, on utilise des modèles de dépôt plus complexes intégrant les données des différentes disciplines (structures et figures sédimentaires, écologie des organismes, etc.). À titre d'exemple, on pourra comparer la figure 30.21 avec un modèle paléocéologique, établi pour les plates-formes mésogéennes de l'Éocène par Arni (1965) et basé sur la répartition des microfossiles (principalement les foraminifères benthiques, fig. 30.23).

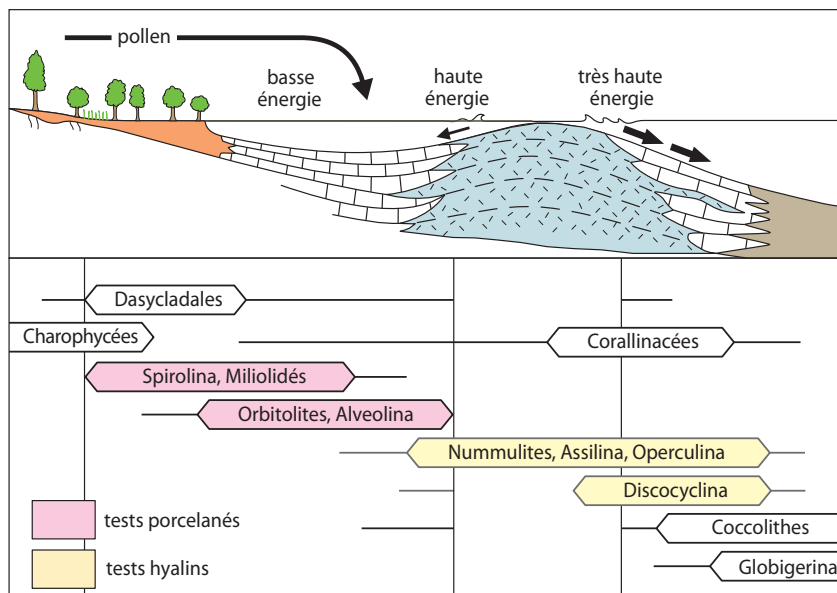


Figure 30.23 Écozonation des plates-formes mésogéennes à l'Éocène.

Répartition des foraminifères benthiques ; on notera la répartition différenciée des foraminifères à test hyalin (en jaune) plus distaux et des foraminifères à test porcelané (en rose) plus proximaux (Bignot, 1982 d'après le modèle d'Arni, 1965).

Ce modèle est assez facile à utiliser, notamment sur le terrain, pour faire une première approximation des environnements sur la base de deux types facilement identifiables : les foraminifères à **test porcelané** (aspect blanchâtre, Miliolites, Alvéolines par exemple) caractérisent les environnements proximaux restreints peu profonds tandis que les foraminifères à **test hyalin** (aspect vitreux, Nummulites et Discocyclines par exemple) sont typiques des environnements distaux plus ouverts sur le large. Il convient aussi de rappeler que les structures diagénétiques précoces apportent aussi des renseignements précieux pour les reconstitutions des paléoenvironnements. Il conviendra notamment de prêter attention à la nature et la structure des ciments (*fig. 34.8*) qui peuvent être **isotropes (milieu phréatique)** ou **anisotropes (milieu vadose)**.

30.5.4 L'analyse séquentielle

En utilisant la loi de Walther (1894) : l'évolution verticale des faciès observés dans les successions lithologiques reflète la migration latérale des environnements au cours du temps (*fig. 35.4*). On peut utiliser ces modèles de dépôts pour comprendre les enchaînements verticaux des faciès sur une coupe. Cette démarche constitue l'**analyse séquentielle** (*fig. 30.24*). Elle consiste à comparer les différents faciès rencontrés à une séquence de référence (**la séquence virtuelle**) découlant des profils de dépôts et traduisant la succession logique (génétique) des (micro)faciès au cours d'une évolution des paysages. Cette méthode est très performante pour décrire l'évolution temporelle des séries sédimentaires (transgression/régression).

Le choix de la séquence virtuelle est capital et conditionne tout le reste de l'étude. Il n'y a pas de séquence virtuelle universelle, elle doit être adaptée à chaque étude en fonction des environnements et de l'amplitude des variations d'environnements rencontrées.

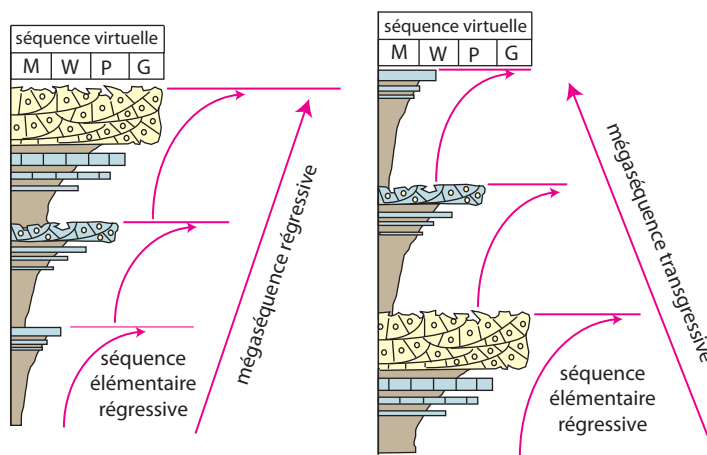


Figure 30.24 Exemples d'analyse séquentielle : combinaisons de séquences élémentaires à l'intérieur d'une méga-séquence.

La séquence virtuelle utilisée ici est très simple (enchaînement des 4 microfaciès de Dunham). Les rentrants et les sortants du log lithologique indiquent le microfaciès du banc correspondant (M = mudstone, W = wackestone, P = packstone et G = grainstone). On voit ainsi se dessiner les évolutions régressives M → G et transgressives G → M.

30.6 LA SÉDIMENTATION PHOSPHATÉE

Les phosphates ne sont, en général, présent qu'à l'état de trace dans les sédiments (0,1 %), toutefois certains dépôts, les **phosphorites**, présentent des concentrations élevées (> à 37 % de P_2O_5) d'intérêt économique car, après traitement à l'acide sulfurique qui le transforme en superphosphate [mélange de phosphate monocalcique $CaH_4(PO_4)_2$ et de sulfate de calcium ($CaSO_4$)], elles sont utilisées comme engrais. L'apatite peut aussi représenter un minerai pour les terres rares. Dans les principaux gisements de phosphates sédimentaires (Éocène de l'Afrique du Nord), le minéral phosphaté est « en

place » dans sa gangue sous forme de granulations mêlées en général à du calcaire, plus rarement à des argiles, des sables glauconieux et des hydrocarbures. Les phosphates correspondent à une famille de minéraux les **apatites** $\text{Ca}_5(\text{P}_2\text{O}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$, constituant minéral principal des os des vertébrés, la collophane correspond à une forme mal cristallisée d'apatite.

Les phosphates sont d'origine surtout organique car la précipitation directe à partir de l'eau de mer (0,07 ppm) est impossible. La plupart des gisements sédimentaires se sont formés soit en **domaine marin néritique**, où le phosphate était constitutif des organismes (poissons en particulier), soit dans des zones de haute productivité, favorisée par les remontées de courants profonds (*upwellings*).

Encart 30.8 – Phosphates et upwelling

La fixation du phosphore est favorisée par les remontées d'eaux froides, riches en nutriments, qui permettent une forte productivité primaire (phytoplancton, zooplancton et organismes supérieurs). Les tissus organiques peuvent contenir jusqu'à 1 % de phosphore (ce qui représente un enrichissement de l'ordre de plus de 100 000 fois par rapport à la teneur de

l'eau de mer). À la mort des organismes, les squelettes (principalement les tests siliceux mais aussi aragonitiques) sont dissous et les phosphates se concentrent. Cette concentration se poursuit au fur et à mesure de la décomposition de la matière organique dans les sédiments superficiels.

La zone de **phosphatogenèse** nécessite donc un milieu très légèrement réducteur où la matière organique peut s'accumuler mais où sa destruction, au moins partielle, est encore possible. Le domaine de transition entre les dépôts de plates-formes et les dépôts hauturiers (conditions voisines de la **glauconitisation**) représente un contexte privilégié de la phosphatation.

Les os et les excréments (coprolithes) peuvent aussi donner directement des dépôts de phosphates de calcium. Ces **phosphorites bioclastiques** sont constituées de débris de squelettes de vertébrés (*bone beds*), d'écailles de poissons et de coprolithes dont l'accumulation locale résulte de l'action des courants provoquant le remaniement et le vannage des sédiments. L'apatite étant un minéral lourd ($d=3,18$), il peut être concentré dans les sédiments par vannage (courants de traction, tempêtes). Le sédiment hôte peut donc être totalement absent par non dépôt ou par dissolution au niveau du site de concentration maximum en phosphates.

La teneur en phosphore de la matière organique des sédiments marins est limitée et sa décomposition ne peut conduire, même dans les zones de très hautes productivités, qu'à de petits niveaux de phosphates. Des concentrations significatives de phosphorites ne peuvent être obtenues que par des répétitions de phases de phosphatogenèse *in situ*, de vannages et de remaniements des dépôts qui concentrent les phosphates, au cours de la diagenèse précoce, dans les niveaux superficiels des sédiments riches en matières organiques.

Les taux de sédimentation faibles (particulièrement en apports détritiques) semblent favorables à la formation des dépôts phosphatés. Aussi trouve-t-on les accumulations de phosphates en relation avec les principales discontinuités sédimentaires. Les dépôts phosphatés peuvent donc représenter un laps de temps considérable.

Enfin une fois émergées, les phosphorites peuvent continuer à s'enrichir en phosphates lors des processus d'altération, ne serait-ce que par la dissolution du carbonate de calcium du dépôt marin initial.

À retenir

- Le domaine néritique correspond aux plates-formes, il en existe trois grands types :
 - les plates-formes sensu stricto,
 - les rampes
 - les hauts-fonds ou bancs carbonatés.

Chaque type peut être ouvert sur le large ou barré par un récif ou un banc de sables carbonatés, ce qui modifie profondément l'hydrodynamisme. La zonation bathymétrique des plates-formes est basée sur la limite d'influence des marées (domaines supratidal, intertidal et infratidal) et des vagues de beau temps et de tempête (offshore supérieur et inférieur).
- Le degré de saturation pour le CaCO_3 (rapport entre le produit ionique et le produit de solubilité) montre que toutes les eaux marines de surface sont sursaturées tant par rapport à l'aragonite qu'à la calcite. Toutefois, il semble que seule l'aragonite soit capable de précipiter directement à partir de l'eau de mer actuelle et cela dans des conditions très particulières (whiting) ; dans la très grande majorité des cas la précipitation des carbonates est bio-induite.
- La nature minéralogique dépend de facteurs biologiques et de facteurs environnementaux. En simplifiant, on peut considérer que dans la nature actuelle, les carbonates de plates-formes sont riches en aragonite et en calcite magnésienne dans la zone intertropicale et riche en calcite dans les zones tempérées.
- À partir des particules biogènes présentes, on distingue l'association Foramol (constituée principalement de Foraminifères benthiques et de mollusques) typique des hautes latitudes et l'association Chlorozoan (caractérisée par les algues vertes et les coraux hermatypiques) typique des basses latitudes. Ces deux termes tendent à être remplacées par Heterozoan et Photozoan afin d'insister sur la photo-dépendance de la seconde association. Deux classifications sont utilisées pour l'étude des microfaciès en lame mince. Celle de Folk est très descriptive, celle de Dunham permet d'évaluer l'énergie de dépôt. La répartition des microfaciès sur le plan horizontal permet de définir des profils de dépôts dont l'évolution dans le temps est déduite de l'analyse séquentielle.
- Les récifs, les édifices coquillers, les édifices microbiens (stromatolithes, thrombolithes, calcimicrobes) ont une importance majeure dans la production carbonatée. Du fait de leur faible tolérance écologique (température, salinité, turbidité, action des vagues), ils constituent des marqueurs fiables des paléoenvironnements.
- En fonction des vitesses respectives de la subsidence et de la croissance récifale, on peut passer des récifs frangeants, aux récifs barrières puis aux atolls. Les formations récifales fossiles peuvent être massives et non litées (biohermes) ou stratifiées (biostromes).
- Bien que les phosphates (apatites) soient généralement en trace dans les sédiments certains dépôts (phosphorites) présentent des concentrations d'intérêt économique (engrais). Ces concentrations de phosphates d'origine biogène (os et coprolithes) résultent du vannage des sédiments (l'apatite, minéral, dense est concentrée sur place) au cours de périodes à taux de sédimentation faibles (discontinuités sédimentaires).