

# SÉDIMENTATION ET ENVIRONNEMENTS PÉLAGIQUES

## MOTS-CLÉS

- ▶ Pélagites, hemipélagites.
- ▶ Lysocline, niveau de compensation de la calcite (*Calcite Compensation Depth*, CCD), de l'aragonite (*Aragonite Compensation Depth*, ACD).
- ▶ Boues carbonatées à foraminifères (globigérines), boues carbonatées à nannofossiles (coccolithes), boues péri-plates-formes.
- ▶ Boues siliceuses à diatomées, à radiolaires, sédimentation argileuse pélagique, cycle biologique de la silice, chert, silex.
- ▶ Argiles rouges des grands fonds, nodules polymétalliques.
- ▶ Cycle de carbonates, cycles de Milankovitch, cyclostratigraphie.

La sédimentation **pélagique** implique un lent dépôt (décantation), à travers la colonne d'eau, de particules biochimiquement produites en surface tandis que la sédimentation **hémipélagique** (mélange de particules biogènes et terrigènes) fait intervenir des mécanismes gravitaires de redépôts (décantation de turbidites très diluées) et de transports (courants géostrophiques, courants de contour). Enfin une part non négligeable des sédiments océaniques profonds peut être d'origine éolienne (poussières désertiques), extra-terrestre (tectites, matières cosmiques) ou bien encore authigènes (précipitations chimiques ou biochimiques sur le fond).



Voir fig. 28.25

En fait, le mot pélagique est ambigu en termes d'environnement. Jenkyns (1978) considère qu'il n'implique pas de profondeur spécifique de dépôt et propose de l'utiliser dans un simple sens descriptif signifiant **faciès marin ouvert** (par opposition à marin restreint) que ce soit en environnement de plate-forme externe (cas des craies européennes du Crétacé supérieur) ou en dépôts sur croûte océanique (dorsales, rides asismiques, plateaux océaniques et plaines abyssales). Kennett (1982) définit, quant à lui, les **sédiments océaniques** (*deep-sea sediments*) comme déposés en dessous de 500 m de profondeur, c'est cette dernière acception que nous utiliserons.



Voir fig. 34.5B  
et C

## 32.1 LA SÉDIMENTATION PÉLAGIQUE CARBONATÉE

### 32.1.1 Notion de lysocline et de niveau de compensation de la calcite (CCD) et de l'aragonite (ACD)

Nous avons vu que toutes les eaux océaniques de surface étaient sursaturées par rapport au  $\text{CaCO}_3$ . En profondeur, les conditions de températures et de pressions changent et les **eaux profondes** peuvent devenir sous-saturées. Ainsi, les eaux de l'Atlantique (fig. 32.1A) sont sursaturées, par rapport à la **calcite**, jusqu'à environ  $-4\,000$  m. La valeur de  $\Omega$  (degré de saturation) reste voisine de 1 entre  $-4\,000$  et  $-5\,000$  m ; au-delà, les eaux sont franchement sous-saturées. Si l'on considère la saturation par rapport à l'**aragonite**, les phénomènes sont plus rapides, la valeur 1 est atteinte vers  $-1\,000$  m et la sous-saturation devient nette vers  $-2\,500$  à  $-3\,000$  m. Dans le Pacifique, la sous-saturation est plus vite atteinte (ce qui est en accord avec la teneur plus grande en  $\text{CO}_2$  de ses eaux). Pour la **calcite**, le  $\Omega$  est égal à 1 dès qu'on atteint des profondeurs de l'ordre  $-500$  à  $-1\,000$  m, il se maintient plus ou moins au voisinage de cette valeur jusqu'à  $-3\,000$  m puis devient franchement inférieur à 1. Pour l'**aragonite**, le processus est encore plus rapide et les eaux sont sous-saturées dès  $-300$  m de profondeur (fig. 32.1A).

Voir chap. 30.1.2, fig. 30.3

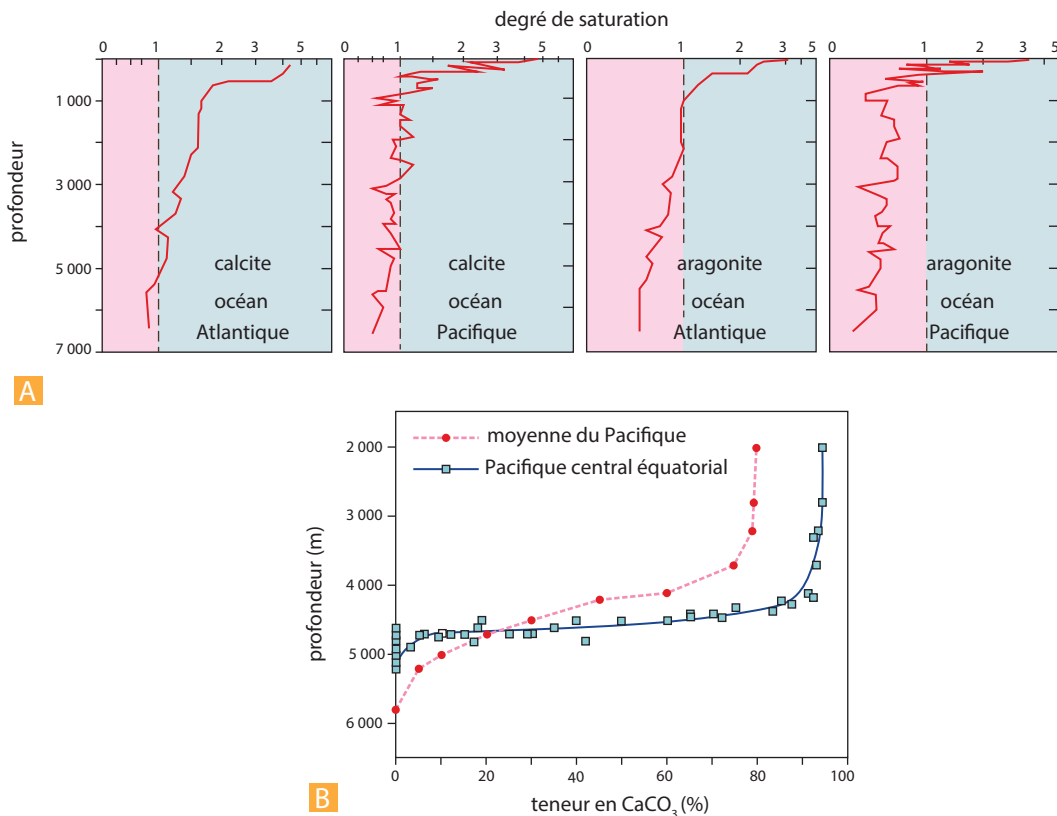


Figure 32.1

- A. Évolution du degré de saturation de l'eau de mer en  $\text{CaCO}_3$ .
- B. Évolution de la teneur en  $\text{CaCO}_3$  des sédiments dans l'océan Pacifique.

La logique de la sédimentation carbonatée pélagique réside dans cette dualité d'une production de carbonates dans des eaux de surface sursaturées et d'un dépôt sur des fonds baignés par des eaux sous-saturées susceptibles de les dissoudre.

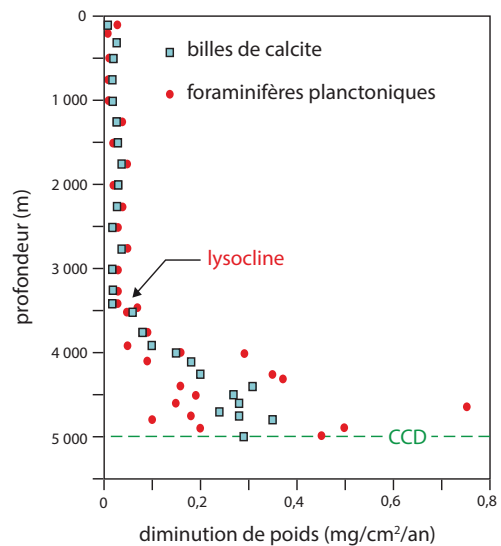
On peut donc déjà s'attendre d'une part à ce que les sédiments carbonatés soient mieux préservés dans l'Atlantique que dans le Pacifique et que d'autre part, les sédiments calcitiques le soient à des profondeurs plus grandes que les sédiments aragonitiques.

La sous-saturation des eaux océaniques par rapport au  $\text{CaCO}_3$  conduit à une dissolution, croissante en fonction de la profondeur, des particules carbonatées produites en surface. Cette dissolution se réalise au cours de leur lente chute dans les tranches profondes des eaux océaniques et, d'une façon bien moindre, lors de leur séjour sur le fond.

La réalité du phénomène peut être mise en évidence :

- soit en dosant la teneur en  $\text{CaCO}_3$  de sédiments superficiels océaniques dragués à différentes profondeurs (fig. 32.1B). La teneur en  $\text{CaCO}_3$ , pratiquement constante jusqu'à 4 000-4 200 m, chute ensuite brutalement et les carbonates sont presque totalement absents des sédiments à partir de 4800-5000 m de profondeur ;
- soit, expérimentalement, en mesurant la perte de poids de billes synthétiques de calcite ou de tests de foraminifères immergés pendant plusieurs mois à différentes profondeurs (fig. 32.2). Il existe une accélération brutale de la perte de poids vers 3 500 m.

**Figure 32.2** Étude expérimentale de la variation, en fonction de la profondeur, de la dissolution de billes de calcite et de test de foraminifères planctoniques dans les eaux du Pacifique central. Mise en évidence des profondeurs critiques : lysocline et CCD.



Les résultats obtenus sur le matériel naturel (foraminifères) présentent une variabilité plus grande liée à l'architecture et à la morphologie des coquilles (taille, épaisseur, perforation, ornementation). On appelle **lysocline** la profondeur à laquelle on observe ce brusque accroissement des phénomènes de dissolution (en moyenne vers 3 500-4 000 m pour la calcite, fig. 32.2).

Dans la pratique la lysocline est souvent identifiée, pour les séries anciennes, par l'état de préservation des microfossiles (indice de dissolution des foraminifères par exemple) ; du point de vue chimique, elle correspond plus ou moins à la profondeur à laquelle commence la sous-saturation (en fait la lysocline est légèrement en retard par rapport à la sous-saturation).

Le **niveau de compensation de la calcite** (NCD ou CCD, *Calcite Compensation Depth*) est la profondeur (environ 5 000 m dans l'océan actuel) à laquelle les processus de dissolution ont totalement compensé l'apport de carbonates provenant de la production de surface.

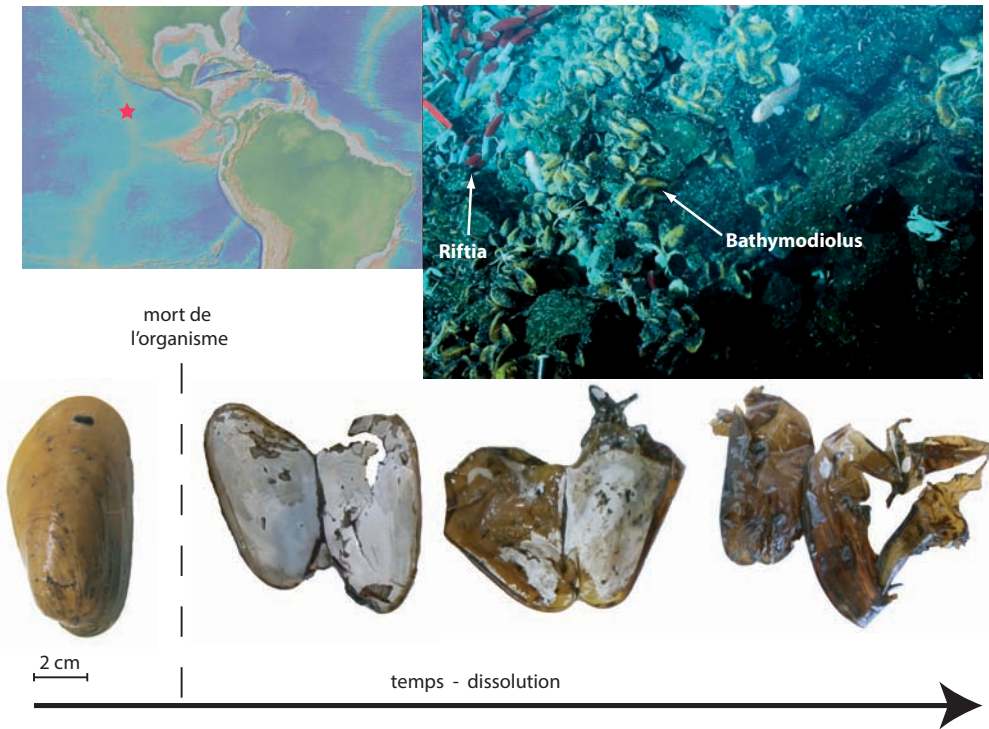
De la même façon, on définira une **lysocline de l'aragonite** et une **ACD** (*Aragonite Compensation Depth*) qui du fait des degrés de saturation différents seront moins profondes (ACD = - 3 000 m) que celles de la calcite.

Encart 32.1 – Lysocline, CCD et biostratigraphie

Les résultats de la figure 32.2 montrent qu'il existe des espèces plus résistantes que d'autres à la dissolution. Les phénomènes de dissolution contrôlent ainsi la qualité de l'enregistrement sédimentaire. Au-dessus de la lysocline, la sédimentation (*thanatocénose*) reproduit une image relativement fidèle du milieu de vie (*biocénose*). Au voisinage de la lysocline, les espèces les plus sensibles à la dissolution ont tendance à disparaître. Le phénomène s'amplifie avec la profondeur et au voisinage de la CCD, il ne reste plus que les espèces résistantes. Ce phénomène peut donc conduire à des erreurs importantes dans les datations biostratigraphiques si les espèces index choisies sont des espèces fragiles.

Du point de vue écologique, il faut garder à l'esprit que des écosystèmes marins profonds peuvent se développer à des profondeurs proches ou supérieures à ces niveaux de dissolution. La figure 32.3 illustre bien le fait qu'un organisme vivant (ici des bivalves aragonitiques du genre *Bathymodiolus*) peut, via son activité métabolique, compenser les effets de dissolution liés dans cet exemple à la fois à la profondeur (– 2 500 m) et à la diminution du pH ambiant du fait de la proximité des sources hydrothermales. À la mort de l'organisme, la dissolution des structures carbonatées commence pour être totale en quelques mois.

 Voir chap. 23.6



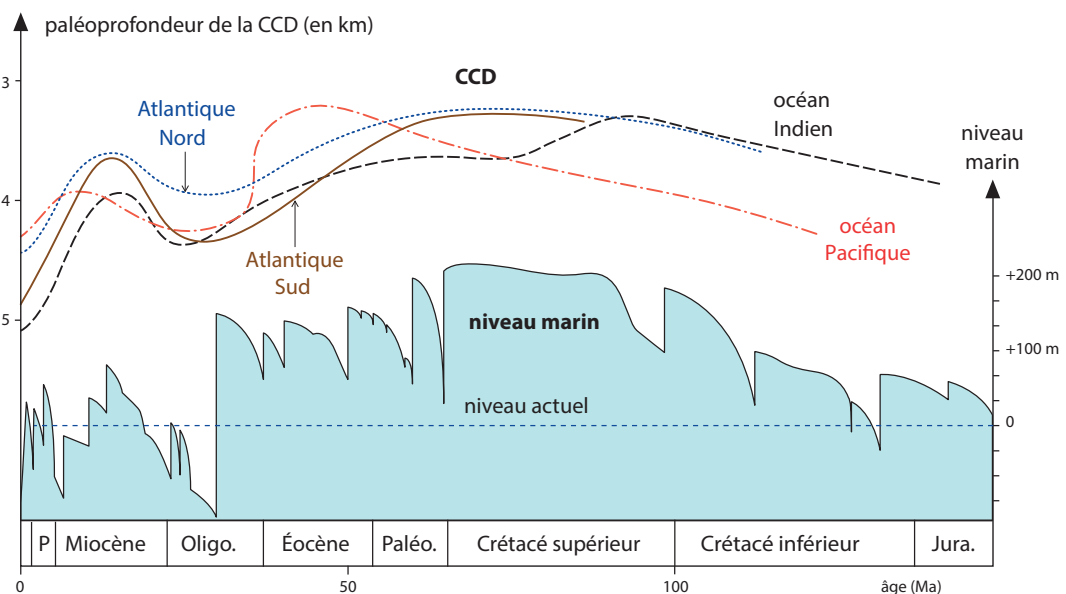
**Figure 32.3** Évolution de la dissolution post mortem de coquilles de bivalves hydrothermaux (genre *Bathymodiolus*). Mission AT2610 sur le N/O Atlantique (janvier 2014, dorsale Est-Pacifique, 9°50 N).

Les champs de bivalves hydrothermaux ne présentent que très rarement des coquilles ouvertes vides, ce qui témoigne de la rapidité des processus de dissolution. Il est par contre possible de trouver les enveloppes de périostacum, couche organo-protéique brune entourant la coquille des mollusques. Cette dernière, n'étant pas affectée par les processus de dissolution des carbonates, constitue le seul témoin post mortem de la présence de bivalves dans ces environnements. (Photos Nadine Le Bris.)

### 32.1.2 Les fluctuations spatio-temporelles de la CCD

La CCD et la lysocline ne sont pas des niveaux fixes de l'océan mais représentent des niveaux d'équilibre entre les processus de production et de dissolution. Tout facteur intervenant sur la productivité carbonatée ou sur l'agressivité des eaux océaniques modifiera la profondeur du niveau de compensation des carbonates. **La CCD et la lysocline sont donc susceptibles de variations à la fois spatiales et temporelles.** Ainsi la CCD est-elle plus haute en face des grands fleuves (Amazone, Congo...), il en est de même dans les hautes latitudes du fait de la baisse de la productivité planctonique carbonatée et de la forte agressivité des eaux de fond.

En étudiant la répartition des faciès carbonatés pélagiques dans les sondages des différents programmes internationaux de forage océanique (ODP, DSDP, IODP) et en reportant ces données sur les courbes d'évolution de la subsidence de la croûte basaltique établies par les géophysiciens, on a pu retracer l'évolution de la profondeur de la CCD depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel (fig. 32.4). Les courbes sont assez concordantes pour tous les océans, la CCD, qui était relativement superficielle (environ - 3 300 à - 3 500 m) durant la fin du Jurassique, le Crétacé et le début de Tertiaire, devient beaucoup plus profonde (environ - 4 200 m) au voisinage de la limite Éocène/Oligocène vers 35 Ma. Elle remonte au cours de l'Oligocène supérieur pour atteindre une profondeur de l'ordre de - 3 600 m au cours du Miocène moyen. Une nouvelle chute va alors conduire à la valeur actuelle de l'ordre de - 4 500 à - 5 000 m.



**Figure 32.4** Évolution temporelle de la profondeur de compensation de la calcite (CCD) dans différents océans et comparaison avec l'évolution du niveau marin.

#### Encart 32.2 – Fluctuation de la CCD et niveau marin

La courbe d'évolution temporelle de la CCD présente beaucoup de similitude avec celle des variations à long-terme du niveau marin (fig. 32.4). La CCD est haute pendant les périodes de haut niveau marin et, profonde pendant les périodes de bas niveau marin. Cette corrélation traduit en première approximation le bilan sédimentation carbonatée de plate-forme (néritique) vs. sédimentation carbonatée pélagique. En période de haut niveau marin, la transgression sur les marges permet

un développement de la sédimentation carbonatée sur les plates-formes, qui représentent alors de vastes étendues. Tout se passe comme si les plates-formes, du fait de leur très forte productivité (fig. 32.16), « épuisaient » les réserves en calcium de l'océan. En réponse à cet état de l'océan, la production pélagique hauturière est réduite et la CCD remonte. Le phénomène s'inverse en période de bas niveau marin, la production carbonatée de plate-forme se réduit du fait des régressions sur les marges. Le calcium est donc de nouveau disponible pour la production pélagique dont le développement conduit à l'approfondissement de la CCD.

### 32.1.3 La répartition des dépôts océaniques profonds actuels

La production minérale pélagique biogène s'effectue dans la zone photique de l'océan ; elle peut être carbonatée (Ptéropodes aragonitiques, Foraminifères planctoniques et Coccolithophoridés calciques) ou siliceuse (Radiolaires et Diatomées ; fig. 32.7).

#### a) Rôle de l'ACD et de la CCD

La répartition des grands types de sédiments océaniques est, en grande partie, commandée par l'ACD et la CCD (fig. 32.5).

Au-dessus de l'ACD (- 2 500 m) on pourra trouver les **boues carbonatées à Ptéropodes et Hétéropodes**, Gastéropodes planctoniques à coquilles aragonitiques fragiles, de dimensions variables (0,05 à 10 mm), plus solubles que celles en calcite.

Entre ACD et CCD (- 4 500 m) on trouvera les **boues carbonatées** (30 à 90 % de  $\text{CaCO}_3$ ) à **Foraminifères** (boues à Globigérines) très fréquentes surtout dans l'Atlantique et les **boues à nannofossiles calcaires** composées essentiellement de coccolithes.

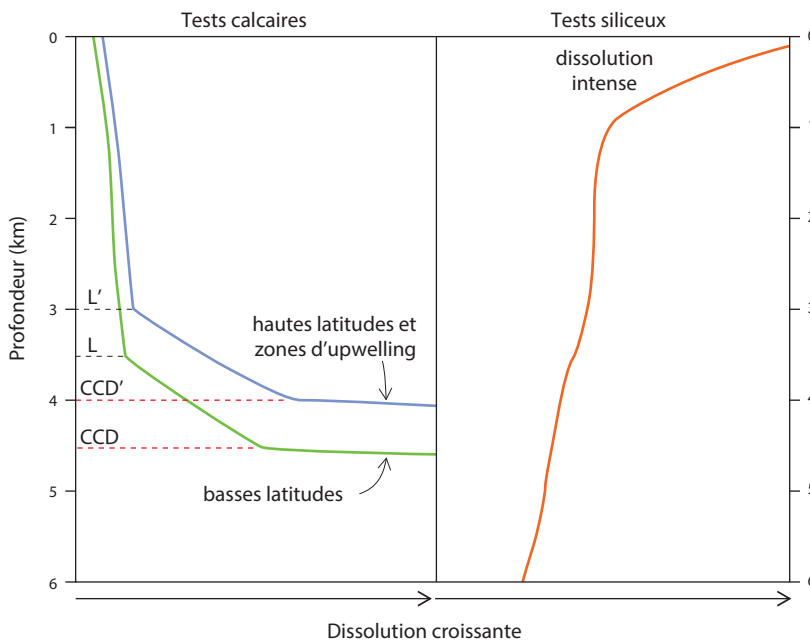


Figure 32.5 Courbes de dissolution des tests calcaires et siliceux.

La remontée de la CCD dans les hautes latitudes et les zones d'upwelling est due notamment à une plus forte concentration de  $\text{CO}_2$  dans les eaux froides et dans celles de forte productivité proches du continent. Pour la silice, la dissolution est maximale dans les eaux de surface (L et L' = lysocline).

Voir chap. 28.1.2

Il faut rappeler que les Coccolithophoridés sont les producteurs principaux ; une boue dite à Globigérines contient au moins 70 % de coccolithes. Pour les Foraminifères, la vitesse de chute est de l'ordre de  $2 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , si bien que le fond est atteint au bout de quelques semaines ; les coccolithes plus petits (une dizaine de microns au lieu du millimètre) descendent plus lentement et n'atteignent le fond qu'au bout de plusieurs années sauf s'ils sont incorporés aux pelotes fécales des animaux mangeurs de plancton.

En dessous de la CCD, les carbonates ont été dissous et il ne reste que la silice qui a échappé à la dissolution de surface (*fig. 32.5*). On trouve alors les boues siliceuses biogènes : **boues à Diatomées** qui prédominent dans les mers froides (ceinture péri- antarctique, Pacifique Nord, mer de Behring) et **boues à Radiolaires** de la ceinture équatoriale (bien représentée dans le Pacifique, plus discontinue dans l'océan Indien). Localement, les zones d'upwelling (golfe de Californie par exemple) favorisent la prolifération des Radiolaires.

Voir fig. 28.25

Progressivement la silice biogène devient aussi instable et l'on passe à l'**argile rouge des grands fonds**, sédiment de couleur rouge brun, qui a une triple origine : **terrigène** (apports fluviatiles très fins et surtout éoliens, *fig. 32.9*), **néoformée** (à partir des fluides de l'hydrothermalisme sous-marin) et **cosmique** (apport de poussières cosmiques : 30 000 t/an). Ce sédiment est donc composé de minéraux argileux (85 %), de granules cosmiques, de poussières volcaniques et de micro-nodules de Mn. Contrairement à ce qui est généralement admis, l'essentiel de l'argile rouge des grands fonds est non pas détritique mais constitué de minéraux néoformés : smectites ferrifères, phillipsite, oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse.

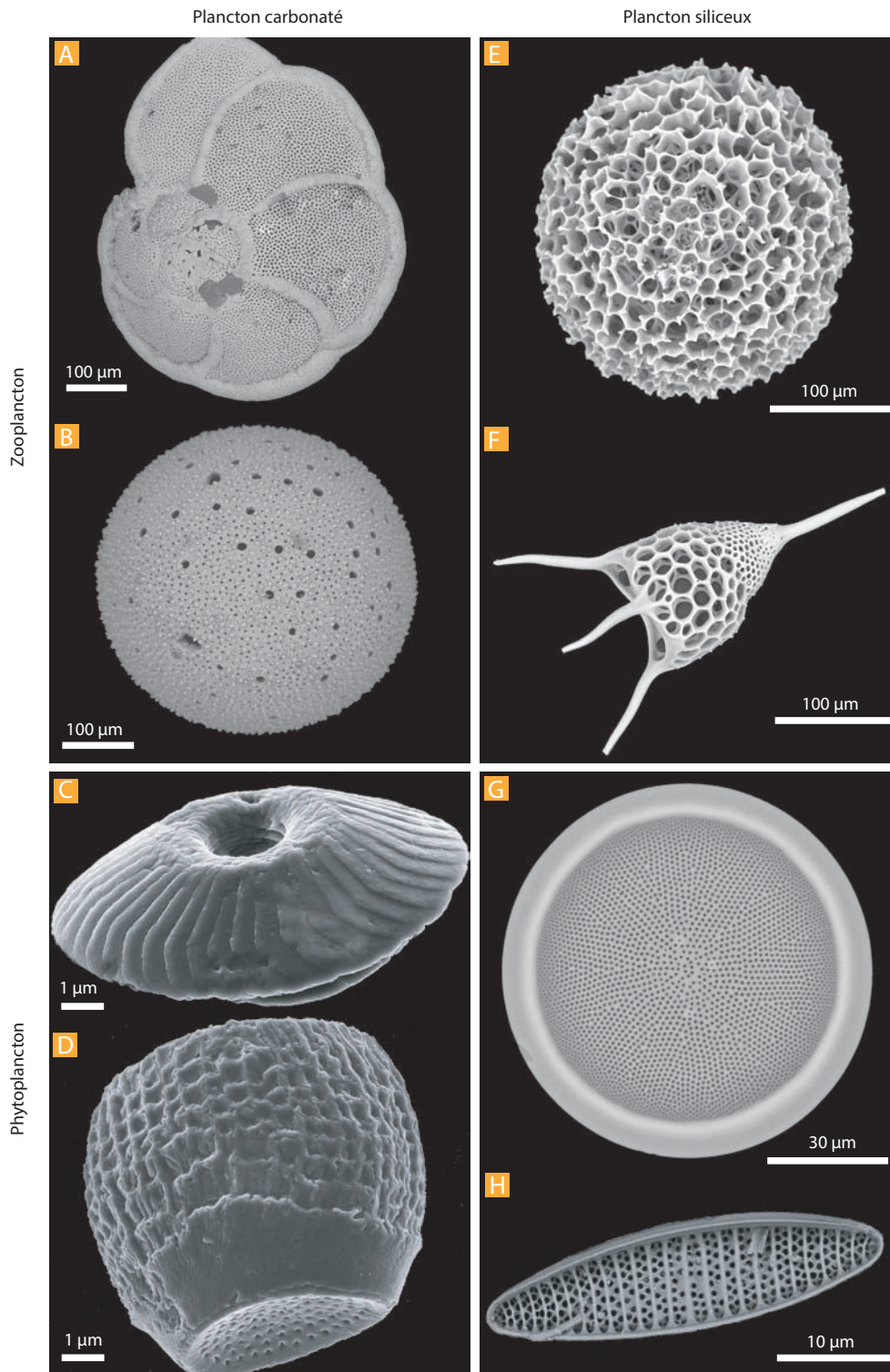
### Encart 32.3 – Les nodules polymétalliques

Ils sont formés principalement d'oxydes et de sulfures de cuivre, de nickel et de manganèse ont un poids qui varie de quelques grammes à une centaine de kilogrammes (*fig. 32.6*). Leur origine est, au moins pour partie, en liaison avec les néoformations et l'hydrothermalisme sous-marin. Ils sont particulièrement abondants dans l'océan Pacifique, où ils occupent une surface supérieure à 10 fois celle de la France dans le triangle Marquises-Hawaï-Californie. Leur exploitation pose à la fois des problèmes techniques et politiques.



Figure 32.6 Nodules de manganèse.

Photographiés à 5 100 m dans l'ouest de l'océan Atlantique. Le champ de l'appareil englobe environ 2 m en largeur, ce qui témoigne de la grande dimension des nodules.



**Figure 32.7** Les différents producteurs de carbonates et de silice du milieu pélagique vus au microscope électronique à balayage (MEB).

Il s'agit essentiellement de producteurs planctoniques : Foraminifères planctoniques (A-B), Radiolaires (E-F), Nannofossiles calcaires (C-D), Diatomées G-H. (Photos G. Rousselle, A et M. de Rafélis, B à H.)

## b) La sédimentation carbonatée des différents océans

En simplifiant, il apparaît que la répartition des sédiments dans un océan théorique entouré de marges passives résulte de la conjonction :

- **d'une zonation méridienne** (qui est une **zonation de profondeur** de dépôts) aboutissant à une répartition en bandes méridiennes parallèles à la dorsale médio-océanique. On observe ainsi depuis le continent jusqu'à la dorsale, une bande de sédiments terrigènes en bordure du continent puis une bande de boues carbonatées à globigérines. Ensuite, lorsque les fonds se trouvent en dessous de la CCD une bande d'argiles rouges des grands fonds et de nouveau une bande de boues carbonatées à Globigérines en remontant sur la dorsale. Les zones hautes (sur les dorsales ou les rides asismiques), au-dessus de l'ACD, peuvent voir localement le développement de boues aragonitiques à Ptéropodes. Une répartition symétrique se développe de l'autre côté de la dorsale ;
- **d'une zonation latitudinale (d'origine climatique)** représentée par des ceintures de haute productivité siliceuse ; une ceinture à Radiolaires en zone équatoriale et deux ceintures à Diatomées en position péripolaire nord et sud.

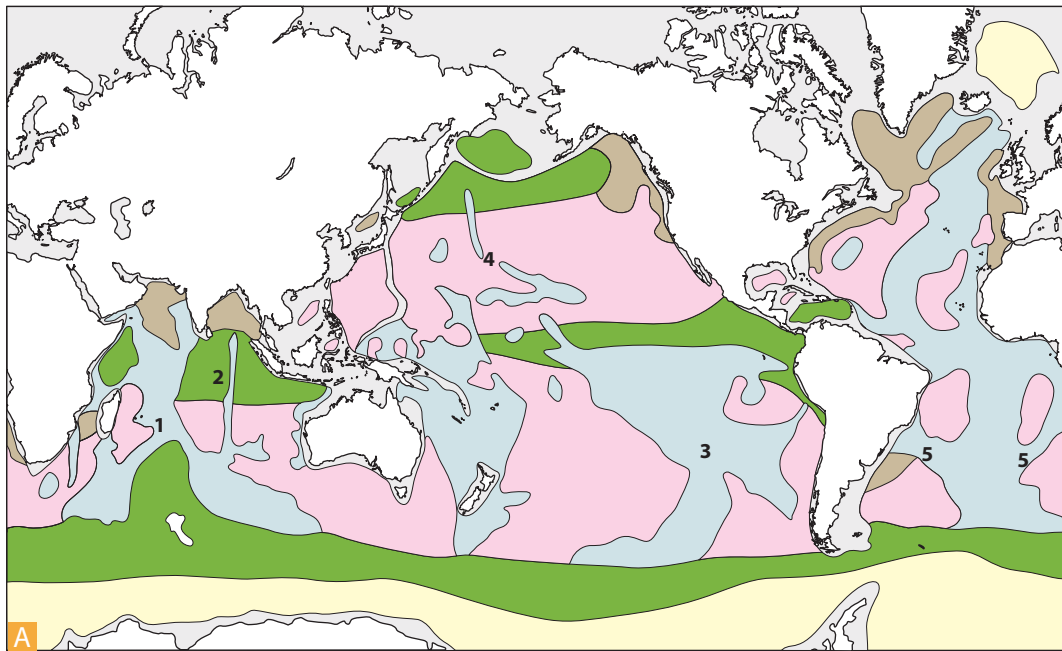
Dans la réalité (*fig. 32.8A*), ce schéma est modulé pour chaque océan par le contexte physiographique, courantologique et climatique. Dans l'hémisphère sud, le développement de la ceinture siliceuse péri-antarctique (900 à 2 000 km de large) est lié à la présence, dans sa partie nord, de la **zone de convergence antarctique** qui provoque un upwelling intensif autour de l'Antarctique. Vers le sud, les sédiments biosiliceux passent graduellement à des dépôts glaciaires marins. Dans l'hémisphère nord, la concentration en silice biogène est moins importante (sans doute du fait d'une dilution par les apports terrigènes), elle est réduite au Pacifique Nord, aux mers de Behring et d'Okhotsk. Dans les régions équatoriales, le dispositif dissymétrique des vents provoque aussi un upwelling intensif (côtes Ouest dans l'hémisphère nord et côtes Est dans l'hémisphère sud) qui génère une haute productivité organique carbonatée et siliceuse, cependant moins importante que dans la zone antarctique. En s'éloignant de la zone équatoriale, vers le nord ou le sud, les sédiments biogènes siliceux passent progressivement, soit aux argiles rouges, soit aux boues carbonatées en fonction de la productivité, de la profondeur et de l'intensité de la dissolution. En fait 50 % environ de la surface des fonds océaniques sont couverts de boues carbonatées ( $\text{CaCO}_3 > 30\%$ ). Cette sédimentation se développe surtout entre les latitudes 45° N et S.







L'examen comparé de la carte mondiale de répartition des sédiments océaniques (*fig. 32.8A*) et d'une carte topographique du fond de l'océan (*fig. 32.8B*) est particulièrement démonstratif du rôle respectif des différents paramètres.

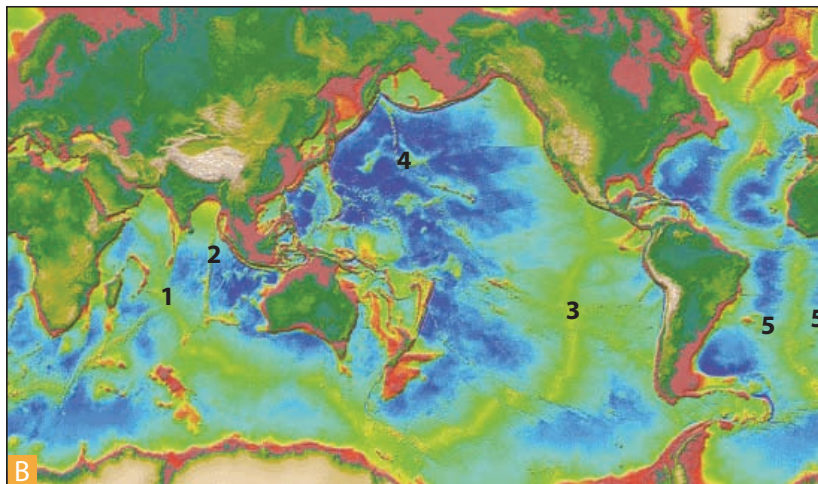
L'**océan Atlantique** présente la sédimentation la plus proche du schéma théorique. Toutefois les plaines abyssales, situées au-dessus de la CCD, sont plutôt le siège d'une sédimentation hémipélagique que pélagique car elles sont « polluées » par le terrigène fin provenant des coulées turbides qui viennent s'accumuler au pied de ses marges stables. Du fait de la moindre sous-saturation des eaux vis-à-vis du  $\text{CaCO}_3$  et de la relativement faible profondeur du bassin, la ceinture de haute productivité équatoriale ne se marque pas par une sédimentation siliceuse biogène à radiolaires mais par une sédimentation carbonatée. La ceinture péri-polaire nord à diatomées n'est pas exprimée au nord sans doute, en partie, du fait du réchauffement provoqué par la dérive nord-atlantique et d'une dilution importante par les sédiments terrigènes. Enfin, l'influence de la topographie sous-marine est particulièrement bien mise en évidence dans l'Atlantique Sud où deux bandes de sédiments carbonatés, en V par rapport à la dorsale océanique, se développent vers l'Amérique et l'Afrique, soulignant ainsi les hauts fonds des rides asismiques de Rio Grande et de Walvis (*fig. 32.8B*).



Voir fig. 23.16



- |   |   |  |
|---|---|--|
|  sédiments carbonatés biogènes   |  sédiments glaciaires        |  sédiments terrigènes               |
|  argiles rouges des grands fonds |  sédiments siliceux biogènes |  sédiments des marges continentales |



- 1 - Point triple des dorsales indiennes et ride de Carlsberg.
- 2 - Ride de 90° Est.
- 3 - Point triple des dorsales pacifiques et de la dorsale du Chili.
- 4 - Alignement Hawaii - Chaîne de l'Empereur
- 5 - Rides du Rio Grande et de Walvis.

**Figure 32.8** Comparaison de la topographie et de la sédimentation océanique (explications dans le texte).

**A.** Carte de répartition des principaux types de sédiments dans les océans actuels (*modifié d'après Davies et Gorsline, 1976 et Jenkyns, 1986*).

**B.** Carte topographique (bathymétrique) des fonds marins.

Le **Pacifique** s'éloigne très nettement du schéma théorique, seule la présence des trois ceintures biosiliceuses est en accord avec le modèle. Ainsi, la sédimentation terrigène y est très restreinte (absence quasi totale de turbidites) du fait d'un piégeage des sédiments par les fosses de ses marges actives et d'une faiblesse des apports continentaux (la majorité des grands fleuves se déversent dans l'Atlantique ou l'océan Indien). De plus, le dispositif structural est très dissymétrique avec une dorsale

excentrée vers le Sud-Est et un point triple (dorsale Pacifique-Antarctique, dorsale du Pacifique Est et dorsale du Chili). La sédimentation du Pacifique Sud-Est s'organise plus ou moins parallèlement aux dorsales Pacifique Est et Pacifique-Antarctique mais la dorsale du Chili, en cours de subduction au niveau de la fosse du Chili, induit une bande de sédiments carbonatés (orientée NW-SE) qui interrompt la sédimentation des argiles rouges au large de l'Amérique du Sud. Dans la partie Sud-Ouest, la sédimentation carbonatée correspond, le plus souvent, à des bassins arrière-arcs (Bassin Sud-Fidgien, Bassin de Nouvelle-Calédonie). L'absence de dorsale (ou son incorporation au continent Nord-Américain) et l'âge ancien (Jurassique-Crétacé inférieure) du Pacifique Nord-Ouest (qui implique une subsidence plus forte de la lithosphère donc une profondeur plus grande du fond océanique) font que la presque totalité des sédiments est représentée par des argiles rouges. La sédimentation carbonatée sera réduite aux zones de hauts-fonds (lignes chaudes et alignements de points chauds), ainsi l'alignement Hawaï-chaîne de l'Empereur est très bien souligné par la sédimentation carbonatée pélagique (fig. 32.8). Enfin en se rapprochant des arcs insulaires, la composante volcanogénique des sédiments océaniques devient de plus en plus importante.

 Voir fig. 9.6

L'**océan Indien** présente un dispositif très particulier du fait de la présence au nord du bloc asiatique qui génère une forte sédimentation terrigène (cônes sous-marins du Gange et de l'Indus). L'existence du point triple (dorsales Ouest et Est indiennes et dorsale de Carlsberg) est bien mise en évidence par la répartition de la sédimentation carbonatée. De même, dans la partie Est, la ride asismique du 90° méridien est soulignée par une bande nord-sud de sédiments carbonatés interrompant la sédimentation d'argiles rouges, de silice biogène ou de terrigène. Il en est de même de la ride de Broken qui s'en détache en direction E-W vers le plateau d'Exmouth et l'Australie. Dans la partie ouest, les plateaux de Madagascar, du Mozambique et des Aiguilles sont aussi des zones hautes, plus ou moins de direction N-S, siège d'une sédimentation carbonatée pélagique. La ceinture siliceuse biogène péri-Antarctique est très développée et pénètre largement vers le Nord (jusqu'à 25 à 30°S), la ceinture équatoriale est bien visible et se combine avec des upwellings locaux comme celui des côtes de Somalie.

 Voir fig. 9.5

TABLEAU  
32.1

**Proportion des différents types de sédiments dans les océans**

	Atlantique	Pacifique	Indien	Moyenne
Boues à foraminifères	65	36	54	47
Boues à ptéropodes	2	0,1	–	0,5
Boues à diatomées	7	10	20	12
Boues à radiolaires	–	5	0,5	3
Argiles rouges	26	49	25	36
Taille relative de l'océan	23	53	24	–

La proportion des différents constituants est donc très variable d'un océan à l'autre ; l'Atlantique est riche en boues carbonatées, le Pacifique en boues siliceuses et argiles rouges et l'Indien présente un caractère intermédiaire (tab. 32.1). Ces différences résultent en grande partie, de la configuration structurale de l'océan considéré mais aussi de la circulation océanique profonde qui contrôle à la fois les phénomènes de dissolution et, par l'intermédiaire des upwellings, la productivité des océans. Le Pacifique est plus ancien, donc plus grand et plus profond avec une surface de fond sous la CCD plus importante.

 Voir fig. 23.22

Les eaux profondes juvéniles de l'Atlantique sont moins agressives que les eaux anciennes du Pacifique qui ont circulé plus longtemps et ce sont chargées en gaz carbonique par altération de la matière organique.

## 32.2 LA SÉDIMENTATION PÉLAGIQUE ARGILEUSE

Malgré l'importance des néoformations argileuses dans l'océan, la répartition de la sédimentation océanique argileuse est fortement commandée par le détritisme. La répartition des minéraux dans l'océan Atlantique (fig. 32.9) présente un gradient latitudinal qui est directement lié au type d'altération régnant sur les continents adjacents.

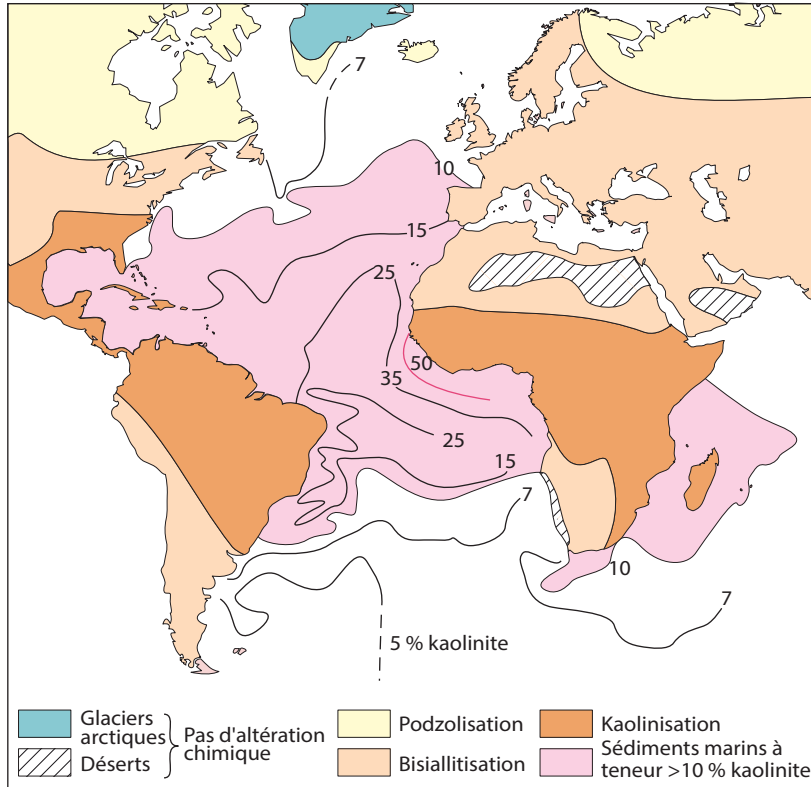


Figure 32.9 La sédimentation argileuse de l'Atlantique.

La répartition des minéraux argileux suit un gradient latitudinal lié aux types d'altération continentale sur les continents, elle-même dépendante du climat (kaolinites en zone intertropicale et smectites aux plus hautes latitudes). Un gradient méridien se superpose traduisant principalement l'éloignement à la source et le tri granulométrique (les kaolinites sont des minéraux de plus grande dimension que les smectites).

La zone intertropicale (domaine de la **monosiallisation** et de l'**allitisation** sur le continent) est très riche en kaolinite, les hautes et moyennes latitudes riches en smectites (**bisiallisation** sur le continent).

Un second gradient existe, il traduit à la fois un éloignement des sources et un tri différentiel des particules en fonction de la taille (les kaolinites sont des minéraux de relativement plus grande taille que les smectites) ; on observe donc une diminution de la proportion des smectites en s'éloignant de la côte africaine (50 % à proximité du continent, < 25 % au centre de l'Atlantique).

Dans le même type de démarche, on a pu montrer au cours du Pliocène et du Quaternaire, en Méditerranée occidentale, des alternances hautes fréquences de type Milankovitch (sans doute, 20 000 ans, précession) entre des périodes où les sédiments sont riches en smectites et des périodes dominées par la palygorskite. Il s'agirait d'alternances de périodes humides pendant lesquelles les

Voir fig. 27.7

smectites d'altérations du continent européen sont transportées vers la Méditerranée par les fleuves et de périodes arides où les palygorskites, développées dans les sols africains, sont transportées vers le Nord, par voie éolienne et se déposent dans la Méditerranée.

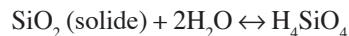
### 32.3 LA SÉDIMENTATION PÉLAGIQUE SILICEUSE

Deux grands groupes de producteurs, les **diatomées** (phytoplancton, marin et d'eau douce, Trias à Actuel) et les **radiolaires** (zooplancton uniquement marin, Protozoaires du groupe des Rhizopodes, Cambrien à Actuel, *fig. 32.7*) sont capables, même lorsque la concentration est très faible, d'extraire la silice de l'eau de mer pour constituer leurs tests. Les autres organismes siliceux sont les **spongiaires** à spicules siliceux (benthiques) et, avec une importance moindre, les **silicoflagellés** (planctoniques). Les organismes précipitent une forme de silice hydratée amorphe l'**opale A** ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) qui n'est pas en équilibre avec l'eau de mer et qui subit assez rapidement une transformation diagénétique.

 Voir fig. 34.6

La précipitation directe de silice est exceptionnelle dans les conditions naturelles, elle nécessite une teneur moyenne de silice dissoute (sous forme de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ) de l'ordre de 120 ppm. Les eaux fluviales présentent des teneurs moyennes de l'ordre de 10 à 30 ppm et l'eau de mer est encore plus sous-saturée ( $< 1$  ppm pour les eaux de surface).

Du fait de la consommation (bioprécipitation) par les organismes, les teneurs sont très faibles dans les eaux de surface (de l'ordre de 0,01 mg/L, au printemps, quand la productivité primaire est importante). Les eaux profondes sont beaucoup plus riches (4 mg/L en moyenne). La dissolution de la silice est donc maximale en surface, puis elle a tendance à décroître avec la profondeur (d'autant plus que la solubilité de la silice diminue avec la baisse de température). Ces processus sont l'inverse de ceux observés pour les carbonates de calcium (*fig. 32.5*). La solubilité de la silice dépend de l'équilibre :



Elle est fonction de la forme minéralogique (produit de solubilité  $K_s = 10^{-4}$  pour le quartz et  $2 \cdot 10^{-3}$  pour la silice amorphe ; opale et calcédoine présentent des solubilités intermédiaires).

Il existe donc dans les eaux océaniques de surface un **cycle biologique de la silice** (*fig. 32.10*) où alternent, souvent à l'échelle saisonnière, des phases de fixation biologique et de dissolution. Seule une très faible partie de la silice bioprécipitée peut échapper à ce cycle superficiel et l'on admet qu'au plus 1 % de la silice fixée par les organismes pourra se fossiliser dans les domaines plus profonds.

Le bilan océanique du silicium est très mal connu mais il y a un consensus sur deux points :

- la source continentale ( $200 \cdot 10^6$  t/an de  $\text{SiO}_2$ ) est très prépondérante par rapport aux apports hydrothermaux qui représenteraient seulement 1 à 15 % du flux continental ;
- les apports ne représentent qu'environ 2 % de la quantité bioprécipitée dans les eaux superficielles de l'océan chaque année. Cet apport suffit cependant à compenser la part de silice qui échappe au cycle biologique superficiel pour se fossiliser dans les sédiments (*fig. 32.10*).

Les dépôts siliceux sont caractéristiques des zones de haute productivité (hautes latitudes des deux hémisphères, zone équatoriale pacifique et upwellings côtiers des bordures ouest des continents) et de profondeur d'eau importante (sous-saturation moindre). Cependant, la comparaison des cartes de la productivité de surface de l'océan et des cartes d'accumulation de la silice dans les sédiments montre que **la productivité est le contrôle majeur de la sédimentation pélagique siliceuse**.

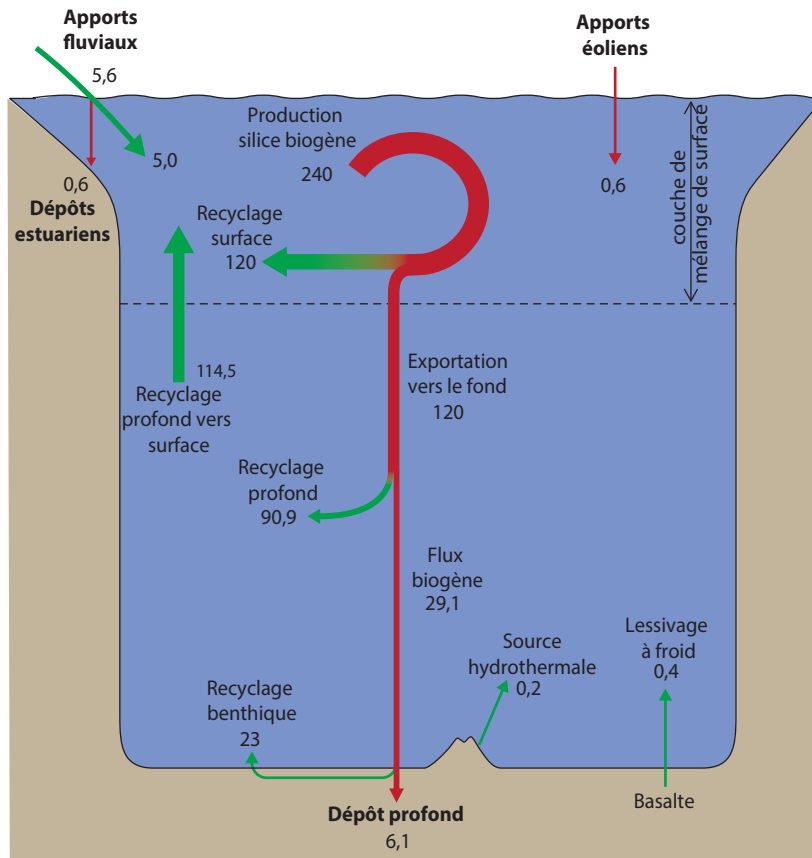


Figure 32.10 Cycle biogéochimique du silicium en domaine océanique.

On notera l'importance du recyclage (cycle biologique) dans les eaux de surface et la faible quantité qui se fossilise en profondeur. Cette fossilisation est compensée par les apports continentaux.

Flèches rouges = flux de Si biogénique (particulaire) – Flèches vertes = flux de Si dissous (acide orthosilicique, d'après Tréguer et al., 1995). Les flux sont exprimés en téramoles (10<sup>12</sup> moles) de silicium/an.

Une haute productivité se marque par une forte teneur en silice dans les sédiments lorsque la profondeur d'eau est supérieure à la CCD, ce qui élimine la composante carbonatée des sédiments (**ceinture équatoriale à radiolaires du Pacifique**) ou encore lorsque la production carbonatée est contrariée par les basses températures (**ceintures à diatomées des hautes latitudes**). Au contraire la production de silice biogène est masquée sur la dorsale du Pacifique Est, dans la zone équatoriale de l'Atlantique et dans les zones d'upwellings côtiers par la production de particules biogènes carbonatées. De même, les apports détritiques (Atlantique Nord, Pacifique Nord) peuvent diluer la production siliceuse biogène (fig. 32.8A).

Les boues siliceuses sont donc préférentiellement présentes dans les zones abyssales à une profondeur supérieure à 4,5 km ; elles peuvent toutefois exister à de faibles profondeurs lorsque les apports terrigènes et carbonatés sont faibles, ceci semble correspondre aux boues à diatomées du golfe de Californie (profondeur inférieure à 1,5 km).

Dans les séries anciennes, les fluctuations de profondeur de la CCD, associées à des modifications de la circulation océanique favorisant les « upwellings », ont permis une grande extension des sédiments pélagiques siliceux à certaines époques (radiolarites, calcaires à jaspes du Jurassique supérieur téthysien par exemple). Il faut cependant être très prudent quant à l'interprétation des sédiments siliceux dans les séries anciennes, ils sont beaucoup plus des **indicateurs de la haute fertilité de l'océan que de la profondeur.**

Les roches siliceuses d'origine biogène (organique) sont les **radiolarites** qui proviennent de l'évolution des boues à radiolaires, les **diatomites** (boues à diatomées) et les **gaizes** ou **spongolites** (spicules d'éponges). Le terme de **chert**, très général dans son acception anglo-saxonne, correspond à toute roche siliceuse à grains fins d'origine chimique, biochimique ou biogène, il est plus ou moins synonyme de **silexite**. Il en existe des variétés de couleur rouge (oxydation du fer) : les **jaspes**, de couleur noire (matière organique et sulfures) : les **lydiennes** et **phtanites**. On distingue classiquement les cherts en lits et les cherts nodulaires tels les **silex** particulièrement fréquents dans les craies du Crétacé. De forme irrégulière et de couleur brune ou noire, les silex sont formés surtout de calcédoine. Ils présentent souvent un cortex blanc de calcédoine microporeuse (et non d'opale). La couleur blanche est due à la dispersion de la lumière. Elle disparaît si l'on obstrue les microcanalicules avec un liquide injecté sous pression.

  
Voir fig. 34.5  
B, C et D

La plupart des cherts en lits sont d'origine primaire (sédimentaire) tandis que les cherts nodulaires proviennent, pour la majorité, d'une remobilisation diagénétique de la silice déposée de façon diffuse dans les sédiments carbonatés. Dans les silex, malgré leur nature diagénétique, des structures sédimentaires sont souvent conservées (laminations). Les nodules peuvent même représenter la silicification de structures sédimentaires de bioturbation (zoophycus, paramoudra).

### Encart 32.4 – L'origine de la silice des cherts

L'association fréquente, dans les chaînes de montagnes, des radiolarites au **cortège ophiolitique** a alimenté toute une polémique sur l'origine de la silice des cherts. Les deux positions alternatives étant les suivantes :

- la silice des cherts est d'origine totalement biologique sans aucun rapport avec le volcanisme sous-marin ;
- les cherts sont le produit du volcanisme sous-marin, soit directement sous forme de précipitation inorganique, soit indirectement par l'in-

termédiaire de « blooms » planctoniques induit par le volcanisme sous-marin.

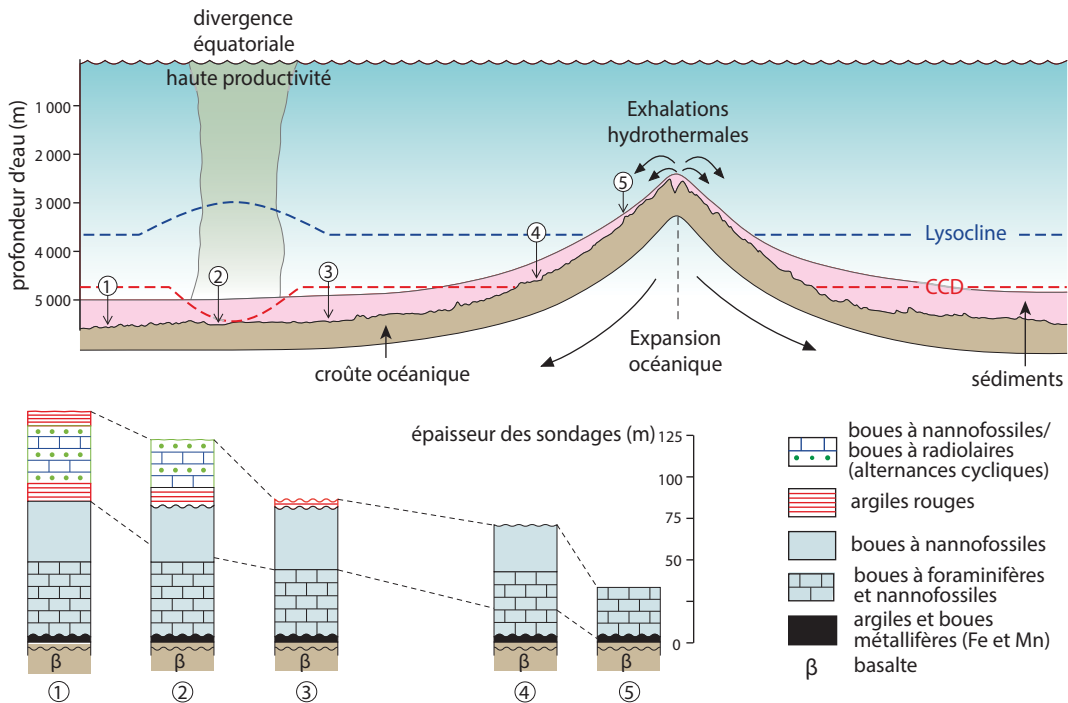
La tendance actuelle est de considérer que le volcanisme ne joue qu'un rôle mineur dans la formation des cherts. Dans les séries pélagiques, la silice nécessaire provient des radiolaires et des diatomées, dans les séries moins profondes, les craies européennes par exemple, la silice des silex dériverait des spicules d'éponges.

## 32.4 LA SÉDIMENTATION OCÉANIQUE : UN TÉMOIN DE LA MOBILITÉ LITHOSPHÉRIQUE

  
Voir fig. 7.7  
et 7.8

Après sa formation à l'axe des dorsales, la lithosphère océanique se refroidit, il en résulte une subsidence du fond océanique en fonction de l'âge, qui par conjonction avec la CCD, peut induire des variations majeures des faciès sédimentaires océaniques (*fig. 32.4*).

De plus, du fait de l'expansion océanique, la mobilité horizontale de la lithosphère peut amener des sites dans diverses zones climatiques. La productivité pélagique, variable en fonction de ces environnements, sera enregistrée par la sédimentation. L'océan Pacifique, peu soumis aux influences terrigènes, est un lieu privilégié d'étude de ce phénomène. La figure 32.11 schématise la modélisation qu'on peut faire de l'ensemble des processus sédimentaires contrôlés par la migration de la lithosphère océanique.

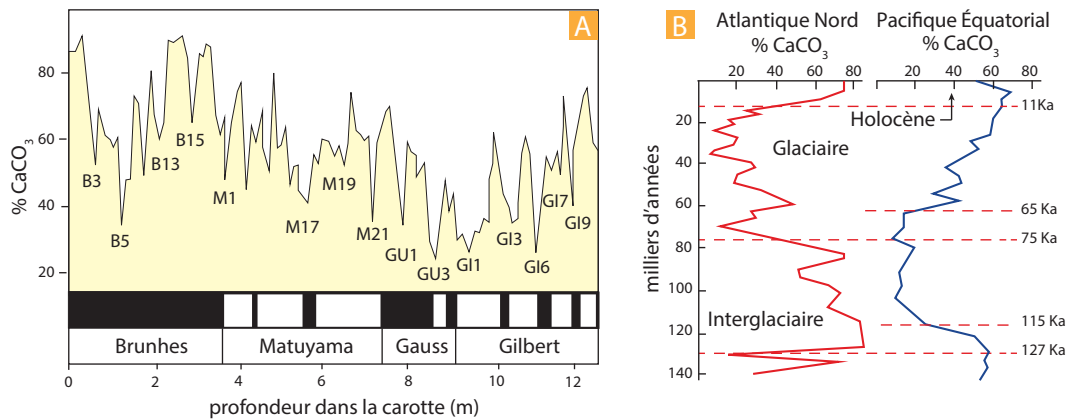


**Figure 32.11** Évolution des dépôts sédimentaires océaniques en fonction de la mobilité de la lithosphère.

Au site 5, au-dessus du seuil de compensation des carbonates (CCD), se déposent des boues à foraminifères et nanofossiles calcaires. Au site 4, le passage sous la lysocline du fait de la subsidence induit une raréfaction des foraminifères (boues à nanofossiles). Les argiles rouges se déposent au site 3 sous la CCD. Le passage dans la zone de haute productivité équatoriale (site 2) se marque par un approfondissement de la CCD et par un retour des faciès biogènes carbonatés ou siliceux (radiolaires). Le retour des argiles rouges au site 1 indique la sortie de la zone équatoriale et la remontée de la CCD (voir fig. 7.8).

## 32.5 LE CONTRÔLE CLIMATIQUE DE LA SÉDIMENTATION PÉLAGIQUE : LES FLUCTUATIONS DE LA TENEUR EN $\text{CaCO}_3$ DES CARBONATES PÉLAGIQUES ET LES RYTHMES SÉDIMENTAIRES DE TYPE MILANKOVITCH

Dans les sédiments pélagiques quaternaires, on observe des fluctuations de la teneur en  $\text{CaCO}_3$  qui paraissent synchrones dans les différents océans et une numérotation des fluctuations a été développée (fig. 32.12A). Bien que la compréhension des causes de ces variations soit encore sujette à discussion, ce marqueur est devenu un des meilleurs outils de corrélation dans le Quaternaire marin, au moins à l'échelle d'un océan.



**Figure 32.12** Les cycles de teneurs en  $\text{CaCO}_3$  des sédiments pélagiques.

**A.** Au Quaternaire. Ces cycles se retrouvent dans tous les océans et permettent des corrélations stratigraphiques. Ils sont repérés par un sigle composé de l'initiale de l'époque magnétique et d'un chiffre indiquant le rang dans l'époque. L'analyse de ces fluctuations montre des périodicités de type Milankovitch qui confirment le contrôle climato-orbital.

**B.** Dans l'Atlantique et le Pacifique au Quaternaire. Les fortes teneurs en carbonates correspondent aux périodes interglaciaires dans l'Atlantique et aux périodes glaciaires dans le Pacifique. Les variations seraient dues aux fluctuations de la production carbonatée dans l'Atlantique et aux modifications de l'intensité de la dissolution dans le Pacifique (océan plus profond).

Dans le Pacifique, les fortes teneurs en  $\text{CaCO}_3$  correspondent aux périodes glaciaires et les faibles teneurs aux périodes interglaciaires (fig. 32.12B). On pensait que ces cycles de carbonates étaient provoqués par une augmentation de la productivité carbonatée pélagique au cours des périodes glaciaires mais Berger (1973) démontra que, dans le Pacifique, la cause principale des cycles est la dissolution, la CCD devenant plus superficielle au cours des interglaciaires et plus profonde au cours des périodes glaciaires. La comparaison avec l'Atlantique montre cependant que le phénomène est plus complexe. Aux hautes latitudes, les courbes sont décalées par rapport à celles observées dans le Pacifique ; ce sont les périodes interglaciaires qui présentent les fortes teneurs en carbonates.

Les cycles de carbonates seraient, donc, commandés par une variation de la productivité liée au climat dans l'Atlantique et par la variation de l'intensité de la dissolution dans le Pacifique.

On retrouve l'opposition, déjà plusieurs fois signalée, entre les deux océans. Dans le Pacifique, océan profond, aux eaux agressives, les phénomènes de dissolution pilotent le système tandis que dans l'Atlantique, océan peu profond, aux eaux de fond juvéniles, les phénomènes de production peuvent prendre le dessus. Il convient, de plus, de rappeler que la teneur en  $\text{CaCO}_3$  des sédiments océaniques ne dépend pas uniquement des phénomènes de production et de dissolution ; la dilution par les apports terrigènes joue aussi un rôle important dans le cas d'un océan entouré de marges stables comme l'Atlantique.

La recherche des cycles de carbonates s'est maintenant étendue avec succès dans le Tertiaire supérieur. De nombreuses études ont trouvé, comme pour les variations du  $\delta^{18}\text{O}$ , des périodicités de fluctuation de ce taux de carbonates semblables à celles de variations des paramètres orbitaux de la Terre (précession : 20 000 ans, obliquité : 40 000 ans et excentricité 100 000 ans), impliquant un **contrôle climatique, orbital dépendant, de la sédimentation carbonatée pélagique**.

La reconnaissance de ces cycles dans les séries plus anciennes est plus difficile du fait de la compaction différentielle et de la diagenèse qui tendent à réduire les minima de  $\text{CaCO}_3$  à de simples lits argileux séparant les bancs carbonatés. Aussi, la tendance est de remplacer l'étude des cycles de carbonates par celles des fluctuations lithologiques de type marnes-calcaires (épaisseurs et fréquences,



Voir fig. 22.3

fig. 32.13). Les différences initiales de teneurs en  $\text{CaCO}_3$ , plus ou moins renforcées par des phénomènes transferts diagénétiques, conduisent à des séries marno-calcaires alternantes et des cyclicités de type Milankovitch ont ainsi été mises en évidence dans ces séries anciennes comme celles d'Ombrie (Italie) ou du domaine Vocontien (S-E de la France). Dans ce dernier cas, Cotillon *et al.* (1995) ont dénombré les cycles du Crétacé inférieur et évalué la durée d'un doublet marne-calcaire en fonction de différentes échelles radiochronologiques existantes (tab. 32.2).

**TABEAU 32.2** Essai d'évaluation de la durée des doublets marne-calcaire du Crétacé inférieur vocontien en fonction de différentes échelles radiochronologiques

Étage	Nombre de cycles	Harland <i>et al.</i> (1982)		Kennedy et Odin (1982)		Odin (1994)	
		Durée de l'étage	Durée d'un doublet	Durée de l'étage	Durée d'un doublet	Durée de l'étage	Durée d'un doublet
Berriasien	204	6	29 412	4	19 608	4	19 608
Valanginien	347	7	20 173	7	20 173	8	23 054
Hauterivien	238	6	25 210	5	21 008	6	25 210
Barrémien	291	6	20 619	2	6 873	4	13 746
<b>Total</b>	1 080	25	23 148	18	16 667	22	20 370

On constate la prédominance des valeurs de l'ordre de 20 000 ans qui implique un contrôle par les cycles de précession. **La sédimentation pélagique possède donc son horloge propre qui permet d'évaluer la durée des dépôts.** Ce type d'étude a des applications en stratigraphie (cyclostratigraphie), ainsi les résultats du tableau 32.2 plaident pour une durée longue du Barrémien (6 Ma vs. 2 Ma).

 Voir chap. 35.5

### Encart 32.5 – Les précurseurs de la cyclostratigraphie

Ces résultats confirment les intuitions géniales de Croll (1875) et surtout de Gilbert (1895) qui, frappé par la régularité des alternances dans les séries du Crétacé supérieur du Colorado, attribua aux doublets marnes-calcaires une signification de cycle climatique (minima climatique – optima climatique) et proposa, après une revue des différents paramètres orbitaux,

de leurs attribuer la durée d'un cycle de précession (21 000 ans). En hommage à ce précurseur, on a défini une nouvelle unité de temps, le Gilbert, correspondant à la durée existant entre deux extrêmes climatiques aux basses latitudes. Le problème reste la variabilité du Gilbert au cours des temps géologiques, c'est-à-dire la variation de la durée d'un cycle de précession.

 Voir fig. 22.7

## 32.6 LES SÉRIES PÉLAGIQUES ALTERNANTES

À l'affleurement comme en sondage, les séries pélagiques carbonatées présentent le plus souvent une mise en banc caractérisée par une alternance régulière de marnes et de calcaires (fig. 32.13). En fait si les lithologies alternantes sont fréquentes dans le domaine pélagique, elles n'y sont pas strictement inféodées et peuvent aussi se développer aussi sur la plate-forme. Cela pose le problème de la nature complexe de ces cyclicités sédimentaires qui fait l'objet de débats entre les partisans d'une origine primaire, c'est-à-dire sédimentaire, des alternances (le contraste lithologique actuel résultant d'une différence de composition au moment du dépôt) et les défenseurs d'une origine par diagenèse différentielle affectant un dépôt, initialement homogène et entraînant une migration de  $\text{CaCO}_3$  post-dépôt.

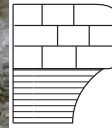
Partie VII ■ Sédimentologie : roches et environnements sédimentaires

Expression lithologique

Motif

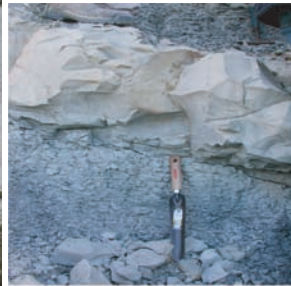


A

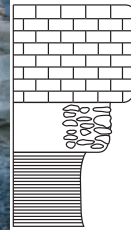


calcaire

marnes



B



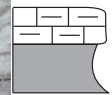
calcaire

marno-calcaire  
noduleux

marnes en  
plaquettes



C

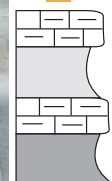


calcaire marneux

marnes



D



calcaire  
marneux blanc

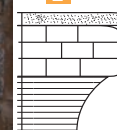
marnes beiges

calcaire  
marneux blanc

marnes grises



E



turbidite

calcaire

marne

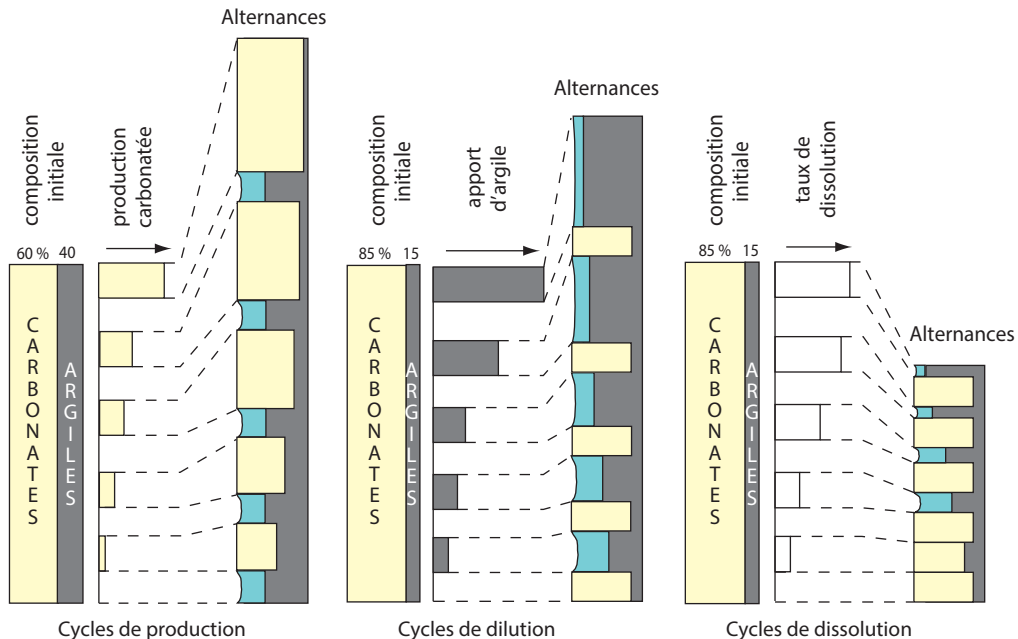
**Figure 32.13** La sédimentation pélagique alternante.

Le motif lithologique alternant marne-calcaire peut prendre différentes expressions en fonction des différents paramètres contrôlant la production sédimentaire, de la position paléogéographique et de l'importance de l'empreinte diagénétique.

**A.** Cénomaniens de la Montagna dei Fiori (Abruzzes, Marches, Italie). **B.** Aptien inférieur de la carrière de La Marcouline (La Bédoule-Cassis, France). **C.** Plio-Pléistocène du Monte San Nicolas (Sicile). **D.** Pliocène de Punta di Maïata (Scala dei Turchi, Sicile). Dans ce cas le cycle est composé de quatre termes (gris, blanc, beige et blanc) **E.** Paléocène supérieur de Zumaïa (Pays basque, Espagne). Dans cet exemple, les turbidites ne participent pas au motif alternant. La position des turbidites, qui peuvent être carbonatées ou siliceuses, est aléatoire tantôt sur les calcaires tantôt sur ou intra-marnes. Clichés M. Renard (A, B et E) et M. de Rafélis (C, D).

L'hypothèse d'une origine primaire des dépôts pélagiques alternants implique que la teneur d'au moins l'un des constituants (argiles et/ou carbonates) ait varié au cours de la sédimentation à la faveur, notamment, de variations climatiques. Ce modèle s'appuie sur l'observation des micro-faciès qui montre que les deux lithologies se distinguent par des contenus en microflore (nannofossiles calcaires) différents. D'une manière simplifiée, dans l'hypothèse sédimentaire, les alternances peuvent résulter de différents types de cycles qui impactent plus ou moins directement la production sédimentaire océanique. Il peut s'agir (*fig. 32.14*) :

- de cycles de productivité océanique qui supposent un flux détritique constant et une production carbonatée (par exemple phytoplanctonique) fortement variable. Ce type de cycle est caractéristique du domaine pélagique ;
- de cycles de dilution où les marnes représentent un flux de matériel détritique variable, diluant la production carbonatée considérée constante. Ils témoignent donc indirectement de l'importance de



**Figure 32.14** Représentation schématique des différents processus sédimentaires à l'origine des alternances marnes-calcaires. Ces modèles imposent qu'au moins un des constituants ait varié dans le temps au cours du dépôt.

Dans le cas des cycles de production, les alternances résultent des fluctuations de la production carbonatée (le taux d'argiles reste constant). Dans les cycles de dilution, la production de carbonates est constante et le taux d'apports argileux fluctue. Dans les cycles de dissolution, c'est le taux de dissolution des carbonates qui fluctue (production de carbonates et apports d'argiles restent constants).

l'érosion continentale en réponse aux fluctuations climatiques. Ce type se développe aussi bien en domaine pélagique qu'en domaine de plate-forme externe ;

- de cycles de dissolution dans lesquels la production carbonatée et le flux terrigène sont constants. Les variations lithologiques résultent alors des variations dans les processus de dissolution dans la colonne d'eau et sur le fond et reflètent donc les profondeurs relatives des dépôts par rapport à la lysocline et/ou la CCD : cycles caractéristiques du domaine pélagique ;
- de cycles d'oxydo-réduction qui traduisent des variations dans les conditions d'oxygénation des eaux de fond influençant la préservation de la matière organique sédimentaire. Ces cycles sont caractéristiques de dépôts au voisinage de la ZOM. Compte tenu de la profondeur de la ZOM, ces cycles sont aussi caractéristiques du domaine pélagique.

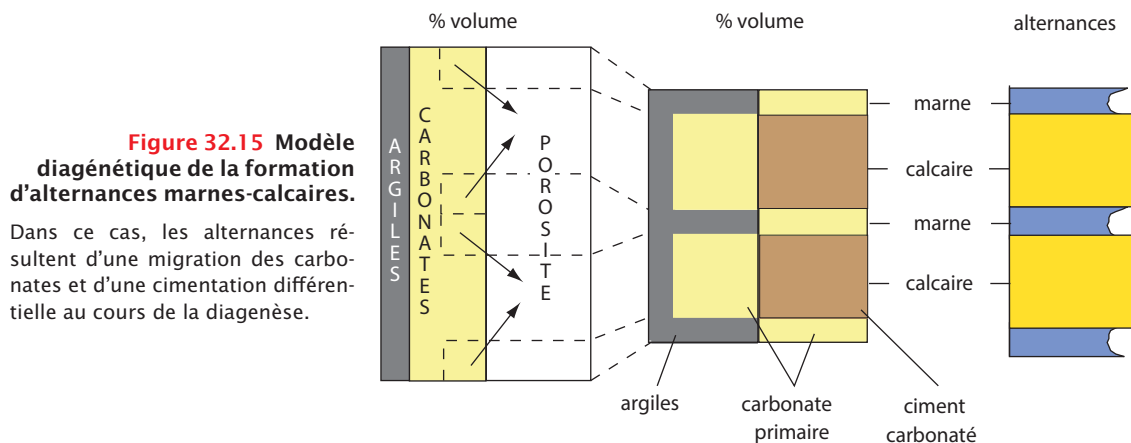
Voir fig. 23.11  
et 33.4B

Voir chap. 35.5

Ces cycles d'origine sédimentaire permettent quand il y a une relation directe ou indirecte au climat de réaliser des datations **cyclostratigraphiques** par calage sur les fréquences des processus orbitaux (fig. 32.12, 35.11 et 35.12).

Le modèle diagénétique implique la mise en jeu de processus de dissolution des carbonates associés à une cimentation au cours de l'enfouissement. À partir d'un dépôt initial lithologiquement homogène, la composante carbonatée aragonitique (phase métastable du carbonate de calcium) va se dissoudre au cours de la diagenèse précoce. Les fluides interstitiels alors saturés en  $\text{CaCO}_3$  remontent dans la colonne sédimentaire peu compactée pour cimenter (cette fois sous forme calcite) les niveaux supérieurs réduisant ainsi la porosité initiale et limitant les phénomènes de compaction (fig. 32.15). La sédimentation se poursuivant, le phénomène se répète ainsi au fur et à mesure de l'enfouissement des sédiments en générant une succession de niveaux plus ou moins cimentés qui constituent les alternances marnes-calcaires.

La distinction entre cycles sédimentaires et cycles diagénétiques est souvent spacieuse car, dans la majorité des cas, la diagenèse ne fait qu'amplifier des différences de composition héritées de la sédimentation.



## 32.7 LES SÉRIES PÉLAGIQUES ANCIENNES

Voir chap. 7

L'idée d'une présence possible de séries océaniques profondes sur les continents s'est implantée difficilement au cours du début du  $\text{xx}^{\text{e}}$  siècle du fait d'une croyance en la permanence des continents et des océans. Le débat est donc parallèle à ceux concernant la mobilité des continents et l'interprétation des séries ophiolitiques dans le cadre de l'émergence de la théorie de la tectonique des plaques. L'interprétation de sédiments anciens comme pélagiques repose sur la reconnaissance de faunes et flores

de ce type et sur des associations géochimiques, notamment avec les nodules de manganèse et les croûtes métallifères. Ceci n'est possible, avec certitude, qu'à partir du Mésozoïque supérieur, époque à partir de laquelle des producteurs biologiques pélagiques indubitables (foraminifères, coccolithophoridés) perdurent jusque dans l'actuel.

Les séries pélagiques peuvent se résumer schématiquement à deux grands types : l'association avec des carbonates de plate-forme des marges continentales et l'association avec des pillow-lavas basaltiques et des péridotites.

Le premier type résulte de l'enneiement d'une plate-forme carbonatée lors d'une variation eustatique ou lors de sa fragmentation et de sa subsidence dans un contexte tectonique extensif.

Le second type est celui du **contexte ophiolitique**, les séries pélagiques carbonatées comprennent alors des intercalations volcano-clastiques et des sédiments métallifères liés à l'activité hydrothermale. Les croûtes et nodules d'oxyde et hydroxyde de Fe-Mn sont fréquentes, surtout lorsque les taux de sédimentation sont faibles. Du fait de la subsidence thermique de la lithosphère océanique, les séries pélagiques carbonatées passent plus ou moins rapidement aux faciès plus profonds de types radiolarites ou argiles rouges.

Il convient de rappeler que **la majorité des sédiments pélagiques anciens en contexte océanique a disparu par subduction** et que ceux qui ont échappé à ce processus ont souvent subi des déformations et un métamorphisme intenses, du fait du contexte tectonique dans lequel on les trouve actuellement.

Enfin, les sédiments pélagiques les mieux préservés sont ceux des **mers épicontinentales**, déposés sur un craton stable au cours d'une période de haut niveau marin relatif. C'est le cas des **crâies du Crétacé** de l'Europe de l'Ouest, de l'Amérique du Nord, du Moyen-Orient et de l'Australie et des **calcaires à Céphalopodes** (*Cephalopodenkalk*) de l'**Ordovicien** du bouclier Balte. Ainsi, les deux plus hauts niveaux marins des temps fossilifères, en submergeant les plates-formes et en bloquant les apports terrigènes auraient permis le développement de la sédimentation pélagique dans les mers épicontinentales. Le problème est alors de savoir jusqu'à quel point ces sédiments de mers épicontinentales sont encore représentatifs du domaine océanique, notamment du point de vue géochimique (environnement et diagenèse de type plate-forme).

En conclusion, on peut dire que du fait l'absence de formes biologiques reconnaissables, caractéristiques de cet environnement, il faut rester prudent, quant à l'attribution au domaine pélagique de séries micritiques fossiles anté-mésozoïques, notamment dans les contextes de marges stables. La qualification de pélagique pour des séries distales de micrites fines (**micarb**) n'est souvent qu'une facilité de langage qui ne recouvre pas forcément une réalité sédimentologique. La définition de critères fiables pour distinguer les **boues pélagiques des boues péri-plates-formes (particules carbonatées fines exportées depuis la plate-forme vers le bassin)** reste un **axe de recherche important pour les géologues et les géochimistes sédimentaires**. L'importance de l'exportation des boues péri-plates-formes a très certainement été sous estimée dans les reconstitutions des paléoenvironnements océaniques.

 Voir chap. 11.2.1

 Voir fig. 35.22

 Voir chap. 30

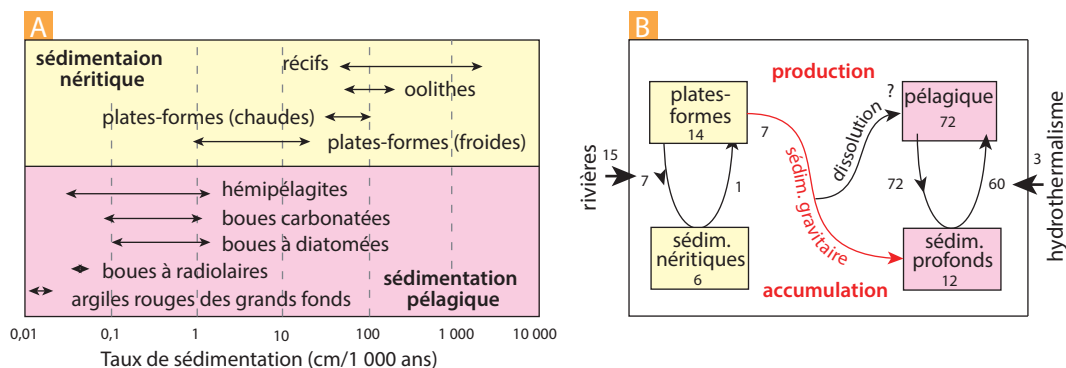
## 32.8 LE BILAN DE LA SÉDIMENTATION CARBONATÉE MARINE

Pour la sédimentation carbonatée marine, deux domaines sédimentaires s'opposent :

- le domaine pélagique, homogène tant du point de vue minéralogique (calcite) que biologique (Coccolithes et Foraminifères planctoniques) et où la diagenèse précoce se fait toujours sous contrôle d'eaux interstitielles de type marin ;
- le domaine des plates-formes, où la minéralogie (calcite, calcite magnésienne et aragonite) et les communautés biologiques (Mollusques, Bryozoaires, Échinodermes, Coraux, Algues...) sont très

hétérogènes. De plus, la diagenèse précoce est, de façon plus ou moins importante, sous contrôle d'eaux interstitielles de type météorique (continental).

Les taux de sédimentation des faciès pélagiques sont considérablement moindres que ceux des plates-formes (*fig. 32.16A*). La sédimentation des boues carbonatées et des boues à Radiolaires des zones de très haute productivité (Antarctique) n'atteint que des valeurs de l'ordre de 0,1 à 1 cm/1 000 ans, les argiles rouges des grands fonds des valeurs de l'ordre de 0,01 à 0,02 cm/1 000 ans.



**Figure 32.16** Bilan de la sédimentation carbonatée océanique.

**A.** Taux de sédimentation dans différents environnements néritiques et pélagiques.

**B.** Flux de carbonates dans un océan à l'équilibre, c'est-à-dire où entrées = sédimentation (exprimés en  $10^{12}$  moles de C/an sous forme  $(CaMg)CO_3$ ). Notez que le rapport pélagique/néritique est très différent pour la production (5,2) et pour la sédimentation (2).

Actuellement, la **production annuelle** de plate-forme ( $14 \times 10^{12}$  moles de C) représente 16 à 17 % de la production carbonatée, le domaine pélagique 83 à 84 % ( $72 \times 10^{12}$  moles de C). Les plates-formes ont une productivité très forte mais ne représentent qu'une très faible surface tandis que le domaine pélagique compense sa productivité faible par sa très grande surface (*fig. 32.8*).

Une part importante de la production de plate-forme ( $8 \times 10^{12}$  moles de C) rejoint le domaine profond par glissement gravitaire. Ce flux est mal contraint, les estimations respectives de la part qui se sédimente en se mélangeant à la production pélagique et de celle qui est remise en solution sont encore très hypothétiques (*fig. 32.16B*).

Au niveau de l'**accumulation sédimentaire**, le rapport néritique/pélagique est très différent de celui de la production car, du fait de la dissolution, seulement 16,5 % de la production pélagique peut se sédimenter. Les sédiments néritiques ( $5 \times 10^{12}$  moles de C) représentent de ce fait environ la moitié de la sédimentation pélagique ( $12 \times 10^{12}$  moles de C). Au niveau bilan, le système océanique paraît être en équilibre à l'échelle d'une année ; la sédimentation ( $18 \times 10^{12}$  moles de C) étant compensée par les apports continentaux ( $15 \times 10^{12}$  moles de C) et par les apports hydrothermaux sous-marins ( $3 \times 10^{12}$  moles de C).

À l'échelle géologique, des déséquilibres ont sans doute existé en fonction des modifications des réservoirs (néritique vs. pélagique) en réponse aux fluctuations de l'environnement géologique (climat, niveau marin) et des entrées-sorties du système océanique (érosion continentale vs. hydrothermalisme) liées à la tectonique des plaques (taux d'expansion océanique, orogénèses). Les temps de latence des rééquilibrations, variables pour les différents réservoirs, génèrent des fluctuations chimiques temporaires de l'eau de mer (calcium et éléments-traces) qui sont enregistrées par les sédiments et sont à la base de la **chimiostatigraphie**.

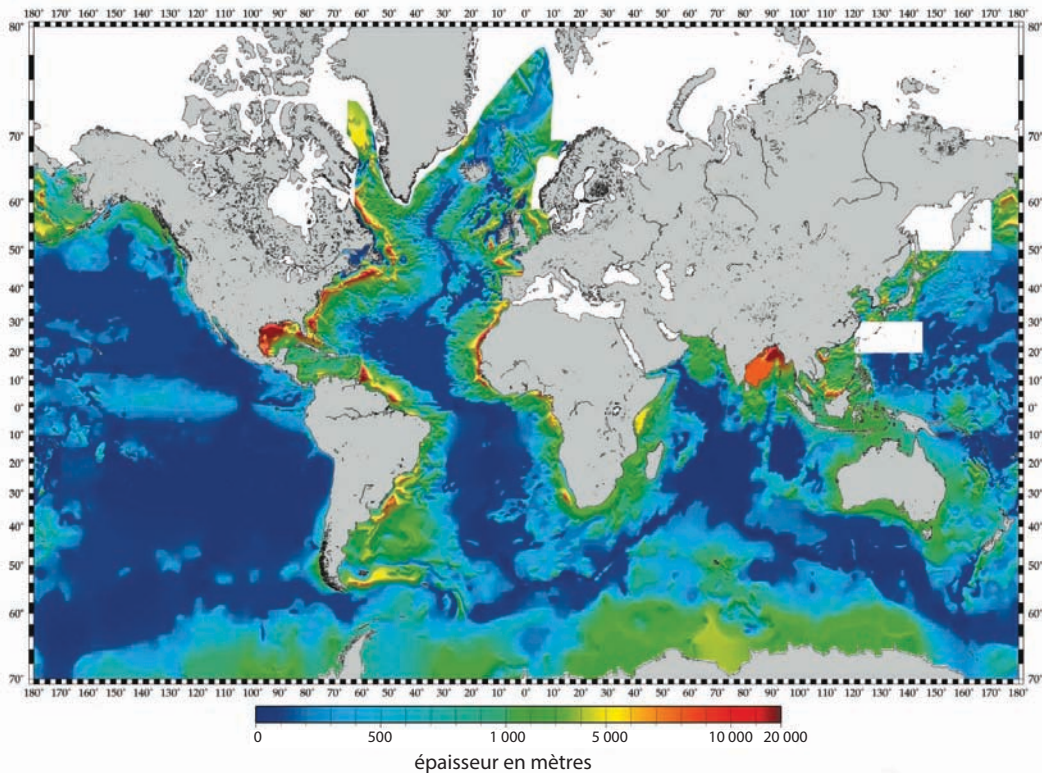


Voir chap. 36

Encart 32.6 – L'épaisseur des sédiments océaniques : une autre vision du bilan de la sédimentation marine

La carte des épaisseurs de sédiments de l'océan mondial (fig. 32.17) donne un vision intéressante du fonctionnement global de la machine sédimentaire océanique. En première approximation, les épaisseurs sédimentaires sur les marges sont supérieures de plusieurs ordres de grandeur à celles observées sur les plaines abyssales. La comparaison de cette carte avec la carte de répartition des sédiments actuels (fig. 32.8A) et avec la carte topographique des fonds marins (fig. 32.8 B) est fondamentale

pour bien comprendre l'ensemble des processus contrôlant la distribution spatiale et temporelle des sédiments dans l'océan mondial. Âge de la croûte sous-jacente, histoire tectonique, structure des fonds marins, nature des sédiments, zonation climatique latitudinale et importance de l'érosion et des apports continentaux sont autant de paramètres pouvant être caractérisés à partir de la nature, de la répartition et de l'importance de la sédimentation océanique.



**Figure 32.17** Carte des épaisseurs totales de sédiments de l'Océan mondial.

Les épaisseurs de sédiments sont issues d'une compilation de données de forages et de profils sismiques. Dans le cas des données sismiques, l'épaisseur sédimentaire est calculée entre l'interface eau-sédiment et le socle acoustique, ce qui correspond donc à une mesure *a minima*.

### À retenir

- La sédimentation pélagique carbonatée correspond à un lent dépôt par décantation de tests produits, dans des eaux de surfaces sursaturées par rapport au  $\text{CaCO}_3$ , principalement par les foraminifères planctoniques et les coccolithophoridés. Il s'y ajoute, en proportions qui peuvent être conséquentes, des particules carbonatées fines sans structures (les micarbs) dont l'origine est variable et controversée (fragmentation de nannofossiles, exportation de boues péri-plates-formes, précipitation *in situ*).
- Les eaux océaniques profondes sont sous-saturées par rapport au  $\text{CaCO}_3$ , il existe deux profondeurs clefs : la lysocline (profondeur où on observe une brusque augmentation de la dissolution des carbonates) et le niveau de compensation des carbonates (ACD et CCD, profondeurs à partir de laquelle les carbonates sont totalement dissous).
- Les profondeurs de l'ACD et CDD résultent de l'équilibre existant entre la productivité de surface et l'agressivité des eaux profondes, elles sont donc susceptibles de fluctuations géographiques (climat, salinité) et temporelles (liaison avec le niveau marin, mobilité lithosphérique).
- La sédimentation pélagique comprend les boues à Ptéropodes (aragonite), les boues à Globigérines et Coccolithophoridés (calcite), les boues à Radiolaires et/ou Diatomées (silice) et les argiles rouges des grands fonds. La répartition de chaque type dépend de la profondeur relative du fond océanique par rapport à l'ACD et la CDD et du climat.
- La composante argileuse de la sédimentation pélagique argileuse est aussi fortement influencée par le climat et le type d'altération régnant sur les continents voisins (kaolinite dans la zone intertropicale, smectites aux hautes et moyennes latitudes).
- Les sédiments pélagiques présentent des fluctuations de teneur en  $\text{CaCO}_3$  qui, présentent des fréquences de type Milankovitch, montrant l'importance du contrôle climatique et permettant d'évaluer la durée des dépôts (cyclostratigraphie).