

# CHAPITRE 34 DU SÉDIMENT À LA ROCHE : LA DIAGENÈSE

## MOTS-CLÉS

- ▶ Diagenèse syn-sédimentaire, diagenèse d'enfouissement.
- ▶ Bioturbation, compaction mécanique, compaction chimique, stylolithes, seismites.
- ▶ Épigénisation, grésification, silicification, opale-A, opale-CT, quartz, calcédoine.
- ▶ Ciment isotrope, ciment anisotrope, zone phréatique, zone vadose, grés de plage (*beach-rocks*), fonds durcis (*hard grounds*).
- ▶ Séquence diagénétique, aragonite, calcite.
- ▶ Dolomitisation, modèle sebhras, modèle Coorong, modèle Dorag, modèle Kohout.
- ▶ Dédolomitisation.

On appelle diagenèse les transformations physiques, chimiques et biochimiques que subissent les sédiments après leur dépôt pour aboutir aux roches sédimentaires consolidées. Notons qu'il s'agit d'un continuum de transformations qui débute par l'**halmyrolyse** (phénomènes d'altération et de cristallisation à l'interface eau de mer – sédiment) ou la **pédogenèse**, se poursuit par la **diagenèse** proprement dite et s'achève avec le **métamorphisme** (*fig. 34.1*). La diagenèse peut être plus ou moins précoce (**diagenèse syn-sédimentaire**) ou tardive (**diagenèse d'enfouissement**). Dans le premier cas, il n'est pas toujours facile de faire la distinction entre sédimentogénèse et diagenèse (voir dolomitisation) d'une part et entre pédogenèse, altération additive et diagenèse d'autre part.

  
Voir chap. 19

  
Voir chap. 27

## 34.1 LES FACTEURS DE LA DIAGENÈSE

Ils sont à la fois biologiques, physiques et chimiques, les deux derniers accroissant leur influence au fur et à mesure de l'enfouissement des sédiments qui est accompagné d'une augmentation de température et de pression (*fig. 34.1*).

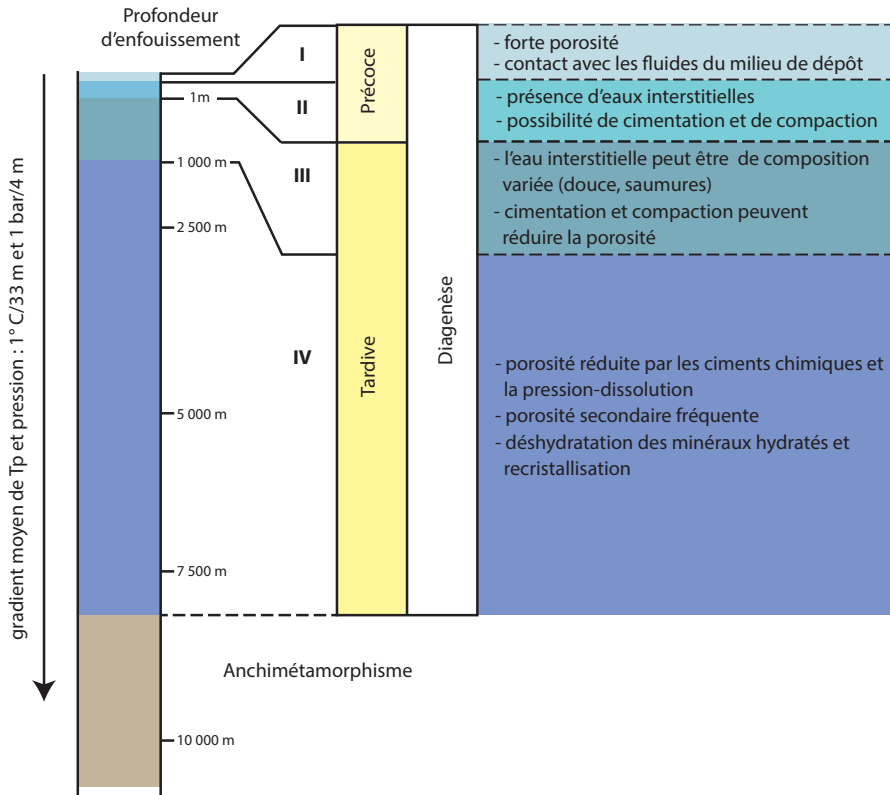


Figure 34.1 Les différents stades de la diagenèse en fonction de l'enfouissement.

Le gradient géothermique peut varier en fonction du contexte géodynamique local, le passage à l'anchimetamorphisme peut donc se faire à une profondeur variable. Il se marque dans les cortèges argileux par la disparition de la kaolinite et des interstratifiés au profit de l'illite et de la chlorite puis de la muscovite.

### 34.1.1 Les facteurs biologiques

Les plantes, par les acides de leurs racines et par la formation de complexes organiques et de l'humus, les animaux psammivores qui homogénéisent les sédiments (**bioturbation**) jouent un rôle important dans les phénomènes de diagenèse superficielle et limitent la finesse de l'enregistrement sédimentaire (fig. 34.2). L'action des bactéries apparaît aujourd'hui comme constante et fondamentale dans la diagenèse précoce. Sur un fond marin vaseux, on a évalué à  $63 \times 10^6$  le nombre de bactéries par gramme à une profondeur de 5 cm. Dolomitisation, formation de carbonates, de phosphates, de pyrite, du pétrole et des charbons sont tributaires d'actions bactériennes au cours de la diagenèse.

 Voir encart 28.8

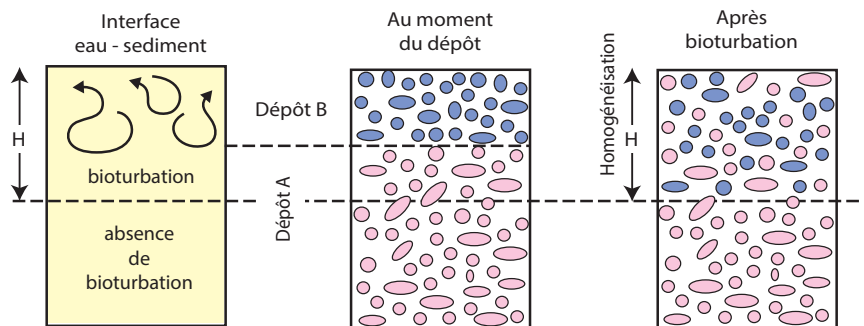


Figure 34.2 Effet de la bioturbation sur l'enregistrement sédimentaire par homogénéisation de la distribution des particules et des eaux interstitielles.

### 34.1.2 Les facteurs physiques : la compaction

La compaction correspond au tassement d'une couche sédimentaire sous l'action du poids des sédiments sus-jacents, elle conduit à un réarrangement des particules et à l'établissement d'un assemblage plus compact (réduction de la porosité) par l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle dès les premiers décimètres d'enfouissement. Dans cet intervalle, les mécanismes physiques dominent ; les échanges chimiques peuvent être négligés car les constantes de temps des réactions sont trop grandes par rapport à celles des réarrangements mécaniques. Lorsque les possibilités de réarrangement simple sont épuisées, on observe alors la déformation ou la fragmentation des particules.

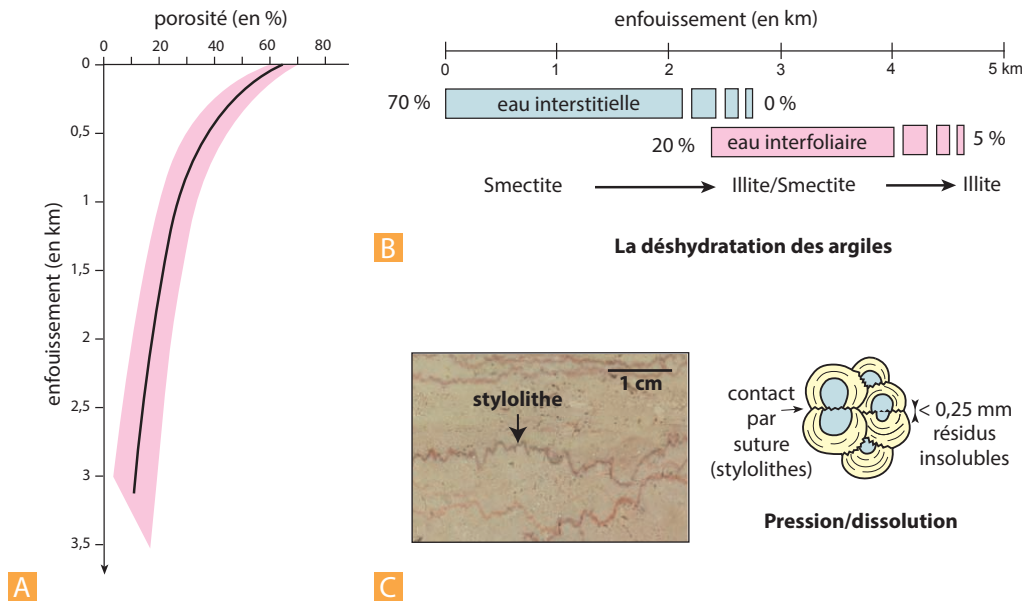
Des compacctions différentielles peuvent donner naissance, dans les séries d'alternances sable-argile, à des **figures de charge** (*load structures*), à des **injections clastiques** (les sables pénètrent dans les bancs et interbancs supérieurs ou inférieurs, *fig. 34.3 A*) ou des **figures d'échappement d'eau**. La réalisation de ces figures est souvent facilitée par la thixotropie des argiles, qui peut être générée par des séismes (séismites, *fig. 34.3 B*).



**Figure 34.3** Effet de la compaction différentielle.

- A.** Injections clastiques dans les marnes de la formation de Querecual (Crétacé supérieur, Venezuela).
- B.** Déformations des couches par les échappements de fluides (séismite ; marno-calcaires ilderdiens, Coustouge, Corbières, France) (photos M. Renard).

L'importance de la **compaction mécanique** est fonction de la granulométrie, elle est d'autant plus accentuée que les sédiments sont fins (*fig. 34.4 A*). Dans les argiles, la porosité, qui est de l'ordre de 90 à 70 %, passe à des valeurs de 20 à 30 % avec l'enfouissement alors que les sables qui ont une porosité initiale de seulement 48 à 36 % présenteront encore des valeurs de l'ordre de 30 %. Cela explique d'une part que les fossiles y soient si bien conservés alors qu'ils sont aplatis dans les sédiments fins et que d'autre part les sables et les grès soient d'excellents réservoirs pour l'eau et le pétrole.



**Figure 34.4** La diagenèse d'enfouissement : effets mécaniques, effets chimiques.

- A.** Courbe moyenne de l'évolution de la porosité de sédiments marins riches en minéraux argileux en fonction de la profondeur d'enfouissement. La porosité peut être aussi évaluée dans les sondages de manière indirecte par les diagraphies grâce à l'outil neutron (*fig. 35.5*).
- B.** Les processus de déshydratation des minéraux argileux au cours de l'enfouissement.
- C.** Le mécanisme de pression-dissolution conduisant à la stylolitisation. Exemple dans la formation Scaglia bianca (Ombrie, Italie), la couleur rouge des stylolithes est liée à la concentration des insolubles (argiles et oxydes de fer) dans les niveaux de dissolution.

### Encart 34-1 – La sous-compaction

Ce phénomène, particulièrement important pour la géologie des réservoirs pétroliers et des aquifères profonds, a été mis en évidence dans de nombreux champs pétroliers caractérisés par de forts taux de sédimentation et de subsidence. **La sous-compaction est due à des pressions de fluides supérieures à la pression hydrostatique normale pour la profondeur considérée.** Les facteurs invoqués pour expliquer ces pressions anormales observées à des profondeurs allant de quelques centaines de mètres à plusieurs milliers de mètres sont variés : déséquilibre entre le taux d'enfouissement et le taux d'échappement des fluides, contraste élevé entre les coefficients

d'expansion thermique des fluides et des solides, réactions chimiques entre fluides et solides. L'existence dans les séries de couches à pression anormalement élevée va entraîner des mouvements de fluides vers les niveaux de moindre pression (sous réserve de la perméabilité des terrains environnants). Ce flux vertical ou latéral est généralement à l'origine de la migration primaire des hydrocarbures depuis les roches-mères argileuses vers les réservoirs poreux et perméables. Les niveaux peu poreux peuvent assurer le rôle de couverture des réservoirs du fait des gradients hydrauliques inverses qu'ils induisent.

Une boue argileuse devient compacte vers 2 000 m d'enfouissement et durcit vers 3 000 m (argilite ou mudstone). Les argiles se déshydratent d'abord par perte de l'eau interstitielle puis subissent vers 2 000 à 2 500 m des transformations à la frontière des processus physiques et chimiques (*fig. 34.4 B*) : les smectites se transforment par **perte de l'eau interfoliaire** en interstratifiés illite/smectite puis en illite. Vers 3 000 m, la cristallinité des illites augmente et la kaolinite se transforme en chlorite. Ces



Voir chap. 27

transformations diagenétiques des cortèges argileux posent problème pour leur utilisation dans les reconstitutions de paléoenvironnements et des paléoclimats dès que la surcharge sédimentaire ou tectonique (poids des nappes de charriage) devient importante puisqu'alors nous n'avons plus accès à la composition du cortège argileux initial.



Voir fig. 14.27 et 28

Enfin sous l'action de la charge des sédiments et des compressions orogéniques, les roches se débitent en feuillets plus ou moins réguliers, indépendants de la stratification : c'est la **schistosité**. On passe alors progressivement à l'anchimétamorphisme (fig. 34.1). Les argiles et les marnes sont les plus sensibles à ce phénomène, les grès et les calcaires le subissent avec un certain retard.

### 34.1.3 Les facteurs chimiques : pression/dissolution, concrétions, cémentation, lithification



Voir fig. 32.3

Des processus de diagenèse chimique se développent dès la sub-surface par réaction des minéraux avec les eaux interstitielles (**diagenèse précoce**). Les réactions seront d'autant plus importantes que le chimisme de ces eaux sera différent de celui du milieu de formation (infiltration d'eau météorique dans des sédiments marins, saumures liées à l'évaporation). De plus un certain nombre de minéraux sédimentaires étant d'origine biogène, ils résultent de processus métaboliques et ne sont pas réellement en équilibre chimique avec leur milieu de formation (formes métastables). Dans tous les cas, ainsi que nous l'avons vu au chapitre 27, il n'est pas évident de distinguer les processus de diagenèse précoce et les processus d'altération additive où la pédogenèse joue un rôle important.



Voir fig. 27.14 D et E

Ainsi les eaux qui s'infiltrent dans les sédiments émergés entraînent les éléments solubles de la surface (surtout le  $\text{CaCO}_3$ , mais aussi la silice, le fer) à une faible profondeur où ils reprécipitent et forment des **illuvions** (poupées du lœss, alios des sables des Landes). Sous climat tropical à saisons alternantes, la silice solubilisée en période humide cimente les sables en grès en période sèche (fig. 34.5A). La mobilisation de silice peut se faire aux dépens d'un minéral argileux : c'est ainsi que la calcédonite des meulière alterites (meulière de Brie par exemple) provient de la transformation de la kaolinite en illite avec libération de silice. Les éléments minéraux des solutions peuvent, en précipitant, cimenter la roche qui les contient. Le ciment provient le plus souvent de la roche elle-même mais peut aussi être fourni par des roches voisines, via les eaux interstitielles, au cours de l'enfouissement.



Voir fig. 14.4

Au cours de la diagenèse d'enfouissement, les transformations chimiques que sont les dissolutions et reprécipitations (*compaction chimique*) vont progressivement remplacer les processus mécaniques (fig. 34.1). La profondeur à laquelle la compaction mécanique laisse place à la compaction chimique dépend essentiellement de la granulométrie des sédiments, mais aussi de la composition chimique des particules. La compaction conduit alors à des phénomènes de pression-dissolution (dissolution sélective sur les points de contact des grains subissant la contrainte maximum) aboutissant dans les calcaires à la formation de *stylolithes* (fig. 34.4C). Ces processus, peu efficaces dans le cas des argiles, peuvent jouer un rôle important pour les sables et les calcaires où, associés aux cimentations, ils contribuent à réduire la porosité et peuvent créer des barrières de perméabilité dans les réservoirs par accumulation des résidus argileux.

Simultanément ou après le dépôt, des accumulations de matières minérales peuvent apparaître et conduire à des structures particulières telles que *les sphérolites de marcasite* (pyrite microcristalline fibro-radiée de la craie qui cristallise lorsque le pH est inférieur à 5), *les nodules*, ou « miches » (corps irréguliers constitués par des agrégats cryptocristallins de silice (silex), de calcite ou de dolomie), les **géodes** dont l'intérieur est creux et présente parfois des cristaux bien développés ou les **septaria**, nodules subsphériques caractérisés par des cloisons radiales et concentriques dues à la précipitation de  $\text{CaCO}_3$ .

## Encart 34.2 – L'épigénisation

L'**épigénisation** est l'apparition d'un nouveau minéral ou la recristallisation sans changement de composition d'un minéral préexistant, postérieurement au dépôt.

Ainsi, l'aragonite, instable, s'épigénise en calcite avec augmentation de volume de 8,25 %. Si la forme ancienne est conservée, on a un phénomène de **pseudomorphose** : la présence de rhomboèdres de pyrite (normalement cubique) ou d'opale (normalement amorphe) montre qu'il y a eu substitution d'un minéral à un autre originellement rhomboédrique, le plus souvent la calcite.

D'une façon plus générale, ces processus de métasomatose correspondent au remplacement, sous des conditions de températures et pression élevées, des minéraux initiaux par des minéraux plus stables sans modification de la forme cristalline ou biologique. Ainsi, le carbonate de calcium est parfois remplacé par un carbonate double de calcium et de magnésium (dolomitisation), par du sulfure de fer (ammonites pyriteuses) ou de la silice (fossiles silicifiés).

### 34.1.4 La durée des processus et les phases de la diagenèse

Le temps à lui seul n'est pas un facteur déterminant de diagenèse, on connaît des argiles (argiles bleues de Leningrad et de Tallin) qui ont conservé leur structure initiale depuis le début de l'ère primaire. C'est le contexte chimique et géodynamique qui commande l'intensité de la diagenèse. Les différents facteurs que nous venons de voir peuvent agir simultanément ou successivement, et manifester une plus ou moins grande intensité en fonction de la durée et de la profondeur d'enfouissement. L'évolution diagenétique peut être divisée en **quatre phases principales de durée inégale et croissante** (fig. 34.1) :

- la **phase I** concerne surtout la diagenèse biochimique, la pédogenèse et l'évolution précoce des carbonates et de la silice à l'interface eau-sédiment (halmyrolyse) ;
- la **phase II** est surtout celle de la mobilité des ions en solution interstitielle qui conduit à l'authigénèse : épigénèse et néoformation ;
- la **phase III** voit se développer la dissolution des minéraux et la mobilité des éléments chimiques conduisant à la cimentation (lithification) des roches et aux phénomènes de concrétionnement. La compaction, amorcée en phase II, s'amplifie ;
- la **phase IV** est celle de la déshydratation, des recristallisations, en particulier de la métasomatose. La compaction arrive à son terme et mène progressivement, sous l'influence de l'augmentation de température et de pression, à l'anchimétamorphisme.

## 34.2 LA DIAGENÈSE SILICEUSE

### 34.2.1 Les grésifications

Les sables se consolident en grès sous influence **pédogénétique** (concentration en humus et en oxydes de fer dans les horizons d'infiltration des podzols, horizon B) ou du fait des fluctuations saisonnières du niveau des nappes phréatiques (précipitation de quartz dès que la concentration en silice dépasse 10 ppm). C'est ainsi que les sables tertiaires sont souvent grésifiés à leur partie supérieure (fig. 34.5A). Lorsque les grains de quartz deviennent parfaitement jointifs par nourrissage à partir du ciment siliceux, on obtient un quartzite à cassure esquilleuse. Ce faciès se rencontre à la fois dans les processus diagenétiques proches de la surface et ceux plus profonds du métamorphisme.

 Voir fig. 27.11E

 Voir fig. 28.21

### 34.2.2 Les silicifications et l'évolution de la silice biogène

Voir chap. 27

Voir chap. 32

Dans le domaine continental, les silicifications liées aux altérations superficielles et à la pédogenèse sont fréquentes : meulière cavernueuses dues à la décalcification de calcaires siliceux ou croûtes siliceuses (silcrètes), surtout développées en climat semi-aride et formées par concrétionnement de silice.

Dans le domaine océanique, les silicifications sont souvent précoces. C'est le cas des **silex de la craie** et des **cherts** (fig. 34.5B et C) des séries pélagiques. Leur caractère précoce est attesté par leur reprise fréquente dans des déformations syn-sédimentaires comme les slumps (fig. 34.5D). Dans les forages océaniques, il est fréquent de rencontrer des niveaux siliceux déjà lithifiés alors que le sédiment calcaire est encore meuble car au cours de l'enfouissement, les tests siliceux (Radiolaires, Diatomées, spicules d'Éponges) subissent une diagenèse importante.



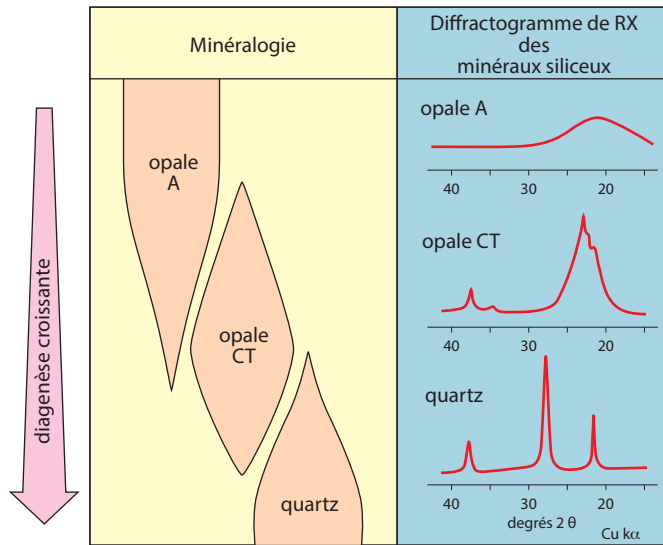
**Figure 34.5** Grésifications et silicifications.

- A.** Aspect typique des grésifications de battements de nappes (Cuisien terminal du Bassin de Paris, Val d'Oise).
- B.** Bancs de silex dans la craie de Normandie (falaise de la porte amont, Etretat)
- C.** et **D.** L'aspect précoce des silicifications est mis en évidence par la préservation des structures sédimentaires : stratifications obliques et en festons dans la craie (valeur de Vattetot, Normandie) et figures d'échappement d'eau dans une turbidite (Flysch sénonien, corniche basque, 64 Urrugne). *Clichés M. Renard.*

### 34.2.3 Évolution de la silice biogène au cours de la diagenèse

Les organismes bioprécipitent une forme de silice hydratée amorphe : l'**opale dite opale-A** ( $\text{SiO}_2, n\text{H}_2\text{O}$ ) qui n'est pas en équilibre avec l'eau de mer. Dans les premiers centimètres du sédiment, la dissolution, commencée dans la colonne d'eau, se continue, ce qui provoque une augmentation de la

teneur en  $\text{SiO}_2$  des eaux interstitielles. Il se forme progressivement un nouveau minéral plus en équilibre avec les conditions chimiques des eaux interstitielles (fig. 34.6) : l'**opale-CT** (ou **lussatite**) constituée d'une interstratification de **crystalbite** et de **tridymite** de basse température. L'opale-CT est aussi une forme métastable qui dans un stade ultérieur de diagenèse, au cours de cycles de dissolution-précipitation, sera convertie en **quartz** (d'abord cryptocristallin, puis microcristallin ou fibreux-**calcédoine**-) qui est la forme la plus stable. Cette recristallisation détruit, le plus souvent, la structure des tests des organismes.



**Figure 34.6** Évolution de la minéralogie de la silice au cours de la diagenèse et caractérisation diffractométrique (RX) des différentes phases.

Les organismes sécrètent une silice hydratée amorphe (opale A) qui n'est pas en équilibre avec l'eau de mer et qui se transforme en opale CT qui évolue par la suite en quartz.

Ces transformations (fig. 34.6) sont principalement commandées par les différences de solubilité de ces variétés de silice. Ainsi à 25 °C et aux pH de l'eau de mer et des eaux interstitielles marines, la **silice amorphe** des organismes (**opale-A**) a une solubilité de l'ordre de 120 à 150 ppm, la **crystalbite** et la **tridymite** (**opale-CT**) de l'ordre de 25-30 ppm et le **quartz** de l'ordre de 6 à 10 ppm (la teneur moyenne en silice des eaux continentales étant de l'ordre de la dizaine de ppm, cela explique que le quartz soit le minéral le plus résistant dans les processus de l'altération de surface).

Ainsi, au cours de la dissolution de l'opale-A, les fluides interstitiels sont sursaturés par rapport à l'opale-CT et au quartz. La précipitation préférentielle d'opale-CT par rapport au quartz paraît liée à la structure plus ordonnée du quartz qui réclame des précipitations lentes seulement compatibles avec des solutions à faible concentration en  $\text{SiO}_2$ . La température joue aussi un rôle, le taux de transformation opale-CT/quartz augmente quand celle-ci augmente (ce qui se passe au cours de la diagenèse d'enfouissement). D'autres minéraux authigènes silicatés tels des **phyllosilicates** (**smectites**) ou des **tectosilicates** (**zéolites-phillipsite** par exemple) utilisent la silice biogène libérée au cours de cette diagenèse précoce pour se développer dès l'interface eau de mer-sédiment.

## 34.3 LA DIAGENÈSE CARBONATÉE

### 34.3.1 Croûtes, ciments et lithifications

**En domaine continental**, la précipitation de carbonates survient chaque fois que la pression de  $\text{CO}_2$  diminue, que la température s'élève et que la concentration en  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  augmente, notamment par évaporation. C'est le cas, banal, des concrétions karstiques, des dépôts de sources (**tufs, travertins**). C'est aussi la cause de la lithification des dunes de sables calcaires (**éolianites**) et de la formation de croûtes (**caliches** sur sédiment calcaire, **calcrètes** sur sédiments non calcaires) liées à la pédogenèse.

 Voir fig. 26.23 et fig. 27.12

**En domaine marin côtier**, sous climat tropical, les *grès de plage* ou *beach-rocks*, cimentés par de l'aragonite, sont fréquents dans la zone de contact entre eau douce et eau marine. Sous quelques mètres d'eau, la précipitation d'aragonite (sous forme d'aiguilles autour des grains) et de calcite magnésienne conduit aussi à des **fonds durcis** (*hard grounds*) dont la lithification, précoce et rapide, est attestée par la présence de boîtes de Coca-Cola, excellent « fossile stratigraphique », cimentées dans les fonds durcis du golfe Persique.

 Voir fig. 30.18 et 30.19

### 34.3.2 La diagenèse carbonatée en domaine néritique

En domaine néritique, la présence d'eaux météoriques interstitielles place les carbonates, lors de l'enfouissement, dans des conditions chimiques très différentes de celles de leur milieu de formation et favorise les processus de dissolution puis de reprécipitation en fonction des degrés de solubilité (l'aragonite est deux fois plus soluble que la calcite, la calcite magnésienne dix fois plus).

#### a) La transformation aragonite (calcite magnésienne) en calcite

L'aragonite et la calcite magnésienne, formes minérales produites par beaucoup d'organismes néritiques, sont donc des formes métastables qui ont tendance à se transformer en calcite. Il s'agit d'un processus diagénétique précoce qui peut presque former un *continuum* avec la phase de sédimentation. Ces transformations conduisent à une diminution de l'énergie libre du système, donc à une plus grande stabilité ( $\Delta E_{\text{calcite}} = -269,8 \text{ kcal}$  et  $\Delta E_{\text{aragonite}} = -269,5 \text{ kcal}$  à 25 °C et 1 atm). De ce fait, l'aragonite est très rare dans les séries sédimentaires anciennes. L'aragonite est, en revanche, stable dans des conditions de haute pression, aussi la trouve-t-on dans les formations métamorphiques. Dans certains cas, des aragonites sont conservées dans des formations sédimentaires très anciennes, il semble que cela correspond à des milieux diagénétiques particuliers riches en Mg qui stabilisent cette espèce minérale.

 Voir fig. 30.4 et 30.5

Du fait des cinétiques très différentes de la dissolution de l'aragonite et de la précipitation de la calcite (réaction 100 fois plus lente), le carbonate de calcium provenant de l'aragonite est transporté hors de la zone de dissolution et contribue à la cimentation et à l'oblitération de la porosité.

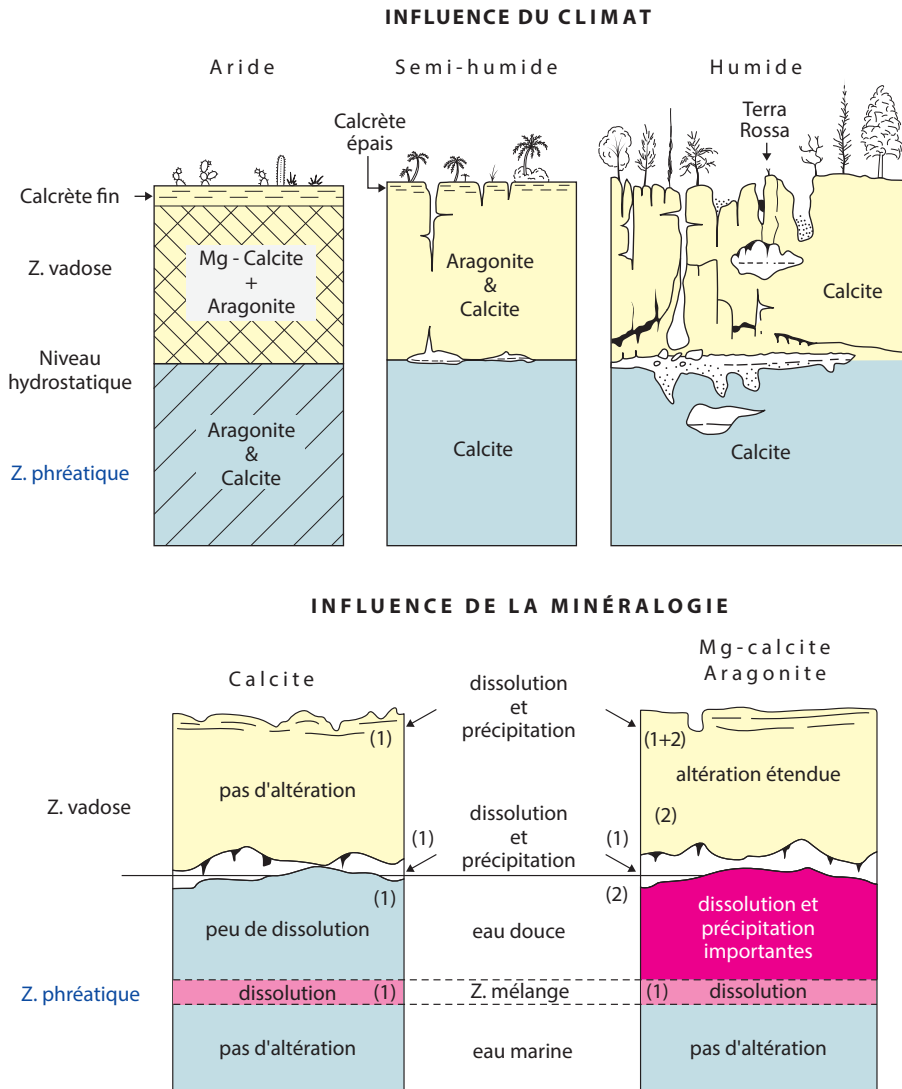
Ces phénomènes ont été bien étudiés dans différents contextes marins côtiers (Floride, Bahamas, Bermudes, Barbade, Israël). Dans tous les cas, la séquence diagénétique est du même type. On observe d'abord une disparition précoce de la calcite magnésienne (forme la plus réactive dans la zone météorique) qui s'accompagne du point de vue géochimique d'une perte de Mg. Postérieurement, survient un remplacement progressif de l'aragonite par la calcite lors de processus de dissolution/précipitation (ce remplacement s'accompagne d'une perte de strontium car l'aragonite est plus riche en Sr que la calcite). Du fait de ces dissolutions/précipitations et des variations chimiques qui en résultent, les carbonates néritiques sont de mauvais enregistreurs du contexte chimique des paléoenvironnements.

 Voir chap. 36.5

L'intensité de ces transformations (fig. 34.7) dépendra du climat (le volume d'eau continentale qui traverse la masse de sédiments calcaires pour alimenter la nappe phréatique est l'agent principal des transformations), du contexte diagénétique (vadose vs. phréatique<sup>1</sup>, marin vs. météorique) et de la nature minéralogique initiale des sédiments (pourcentage de minéraux métastables). Sous les climats arides et semi-arides, les minéraux carbonatés sont dissous, ils reprécipitent à proximité de la surface du fait de l'évaporation sous forme de croûtes pédologiques (**caliche ou calcrète**). En climat semi-aride, les calcrètes sont plus épaisses et un début de karstification peut se mettre en place. Sous climat chaud et humide, la dissolution devient le processus prédominant et un karst important se développe.

 Voir fig. 27.12

1. vadose: au-dessus de l'interface air-eau, phréatique en-dessous.

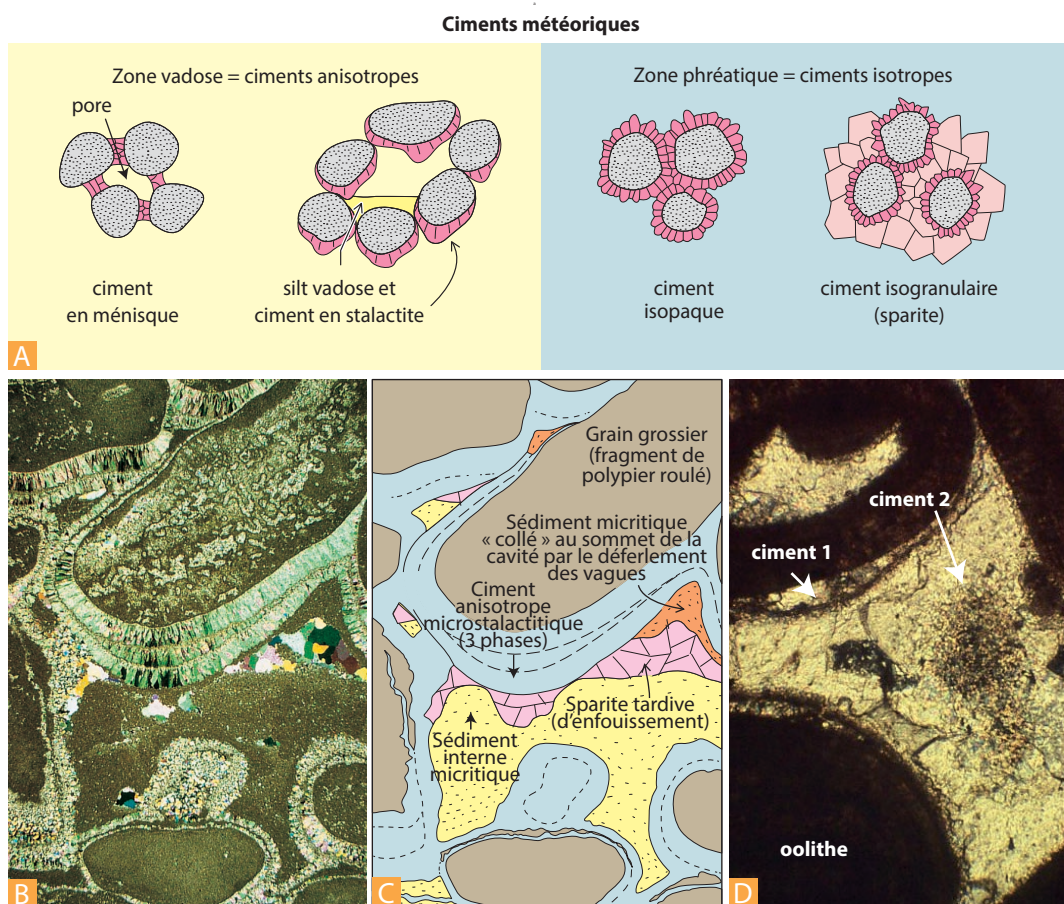


**Figure 34.7** La diagenèse des carbonates néritiques : les transformations minéralogiques dans la zone vadose et dans la zone phréatique : influence du climat et de la minéralogie initiale.

Le volume d'eau qui traverse la zone vadose puis alimente la nappe phréatique est le facteur essentiel de la diagenèse qui est d'ailleurs plus poussée dans la zone phréatique que dans la zone vadose du fait du remplissage des pores par l'eau interstitielle. À conditions climatiques identiques, les dépôts constitués de minéraux métastables (aragonite et calcite-Mg) s'altèrent plus vite. Les transformations sont alors commandées soit par les variations de la  $p\text{CO}_2$  (1) soit par les degrés de solubilité des minéraux (2).

### b) Les différents ciments carbonatés : un outil pour les reconstitutions des paléoenvironnements

Les ciments carbonatés présentent des habitus différents en fonction de l'environnement diagénétique (fig. 34.8). Ce sont des marqueurs importants pour les reconstitutions des paléoenvironnements. Leur analyse permet de savoir si la cimentation s'est réalisée dans la **zone phréatique** (eau douce, eau marine ou mélange) : ciments isotropes (granulaire, palissadique ou fibreux) ou en **zone vadose** (conditions sub-aériennes au-dessus de l'interface nappe phréatique-air) : ciments anisotropes en ménisque ou en microstalactite.



**Figure 34.8** Les différents types de ciments carbonatés.

**A.** Ciments anisotropes dans la zone vadose (au-dessus de l'interface air-eau, on notera aussi la présence de silt carbonaté tapissant le fond des cavités) et ciments isotropes dans la zone phréatique. Suivant les rapports de longueur et largeur des cristaux, on parlera de ciment granulaire ( $L/l < 1,5$ ), palissadique ( $1,5 \leq L/l \leq 6$ ) et fibreux ( $L/l > 6$ ).

**B et C.** Exemple de ciment précoce dans un grès de plage (*beach-rock*) en domaine vadose. On notera (en bleu sur le schéma) le ciment en microstalactite (3 phases) autour d'un grain grossier (fragment roulé de polypier). Le pore intergranulaire est tapissé à sa base par du sédiment interne micritique (en jaune sur le schéma) dont une petite partie (en orange) a été collée au sommet de la cavité par le déferlement des vagues. Le reste du pore a été oblitéré au cours de l'enfouissement par une sparite tardive dont les gros cristaux présentent les teintes vives de polarisation caractéristiques de la calcite (Bathonien de Bourgogne, lumière polarisée et analysée). (Photo C. Durllet.)

**D.** Cimentation d'un sable oolithique en domaine phréatique. On notera les deux phases de cimentation. Une phase précoce de ciment isotrope entoure les oolithes tandis qu'une phase tardive de sparite oblitère la porosité. On notera la recristallisation du nucléus d'un des oolithes (Quaternaire du golfe Persique). (Photo M. Renard.)

### 34.3.3 La diagenèse en domaine pélagique

Dans le domaine pélagique, les phénomènes diagénétiques sont moins importants, d'une part, parce que la production primaire est principalement calcitique (minéral stable) et, d'autre part, parce qu'il n'y a pas d'intervention d'eaux continentales au cours de la diagenèse précoce. Les minéraux sont donc plus proches de l'équilibre par rapport aux eaux interstitielles. Les dissolutions et reprécipitations de carbonates seront moins importantes et les produits résultants (ciments et excroissances sur

les coccolithes et foraminifères, remplissages de loges) auront une composition chimique proche de celle des composants initiaux. De ce fait les carbonates pélagiques sont un outil préférentiel pour les études géochimiques cherchant à reconstituer les conditions paléocéanographiques et paléoclimatiques (fig. 36.1, 36.15 et 36.19).

Voir  
chap. 36.1

Voir fig. 32.2  
et 5

Toutefois on peut considérer que les dissolutions intervenant dans la colonne d'eau et à l'interface avec le sédiment au voisinage de la lysocline et de la CCD sont une forme de diagenèse précoce. Pour la diagenèse tardive, la consolidation des boues calcaires pélagiques ne survient que sous une épaisseur de sédiments de plusieurs centaines de mètres. La porosité diminue et les particules se soudent en laissant d'abord subsister une grande quantité de pores puis les particules biogènes se fragmentent en microparticules calcitiques indifférenciables (< à 5  $\mu$ ) qui constituent le **micarb**. C'est le microfaciès de type craie. Au cours de la diagenèse tardive, la compaction augmente ainsi que la proportion de micarb, la porosité s'abaisse jusqu'à 5 %. La roche devient alors un calcaire. L'origine du micarb a été longtemps discutée mais différentes méthodes d'étude (MEB, géochimie isotopique et élémentaire, analyse thermique différentielle) ont montré que le micarb ne provenait pas, dans la grande majorité des cas, d'une diagenèse chimique (dissolution/précipitation) mais d'une simple diagenèse mécanique (fragmentation de particules biogènes : coccolithes et foraminifères) ou d'un processus sédimentaire comme l'exportation de boues péri-plateformes. L'évolution diagenétique en domaine pélagique peut donc se résumer à la succession : boues → craies → calcaires (fig. 34.9).

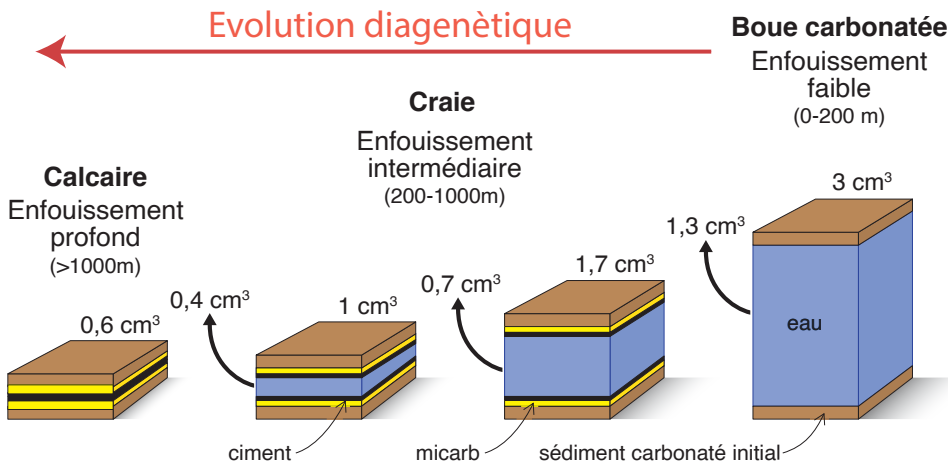
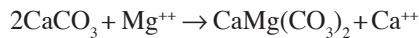


Figure 34.9 La séquence diagenétique des carbonates pélagiques.

La réduction de volume est principalement liée à des processus mécaniques (compaction, expulsion d'eau et fragmentation des particules). Les processus chimiques sont limités du fait de l'absence de carbonates métastables et d'une chimie des eaux interstitielles proche de celle du milieu initial (eau de mer). Les carbonates pélagiques gardent ainsi trace de la chimie du milieu de sédimentation et permettent des reconstitutions paléocéanographiques et paléoclimatiques à partir de la géochimie.

### 34.3.4 La dolomitisation

Ce processus peut être considéré comme diagenétique car la dolomite est un minéral pratiquement toujours secondaire qui se forme aux dépens d'un précurseur calcitique ou aragonitique à partir de la réaction :



Cette réaction peut être très précoce (diagenèse syn-sédimentaire) et faire croire à une origine primaire (directe par précipitation) de la dolomite, elle est contrôlée par le rapport  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  du milieu. Expérimentalement, on constate que la dolomite se forme rapidement, à partir de la calcite, dans une solution de  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{NaCl}$  et  $\text{CaCl}_2$  mais dépourvue de sulfates.

Cette action inhibitrice des ions  $\text{SO}_4^{2-}$  serait responsable de la faible occurrence de la dolomite dans les séries marines et de sa fréquence dans de nombreux lacs et zones de mélange eaux douces/eaux marines.

Divers modèles de dolomitisation ont été proposés, aucun ne rend compte de tous les cas connus, ce qui signifie qu'il y a, dans la nature, plusieurs voies pour arriver à la stabilisation de la dolomite. La dolomitisation suppose en effet trois conditions :

- un milieu sous-saturé par rapport au  $\text{CaCO}_3$  qui se dissout ;
- un milieu sursaturé par rapport à la dolomite qui précipite ;
- un renouvellement du  $\text{Mg}^{2+}$  afin que le processus puisse se poursuivre.

La première condition est assez facilement réalisée dans les sédiments aragonitiques (plus sensibles à la dissolution que la calcite) à grains fins (leur grande surface spécifique les rend plus réactifs que les carbonates à gros cristaux). Ainsi, on observe assez souvent dans les biomicrites une matrice déjà dolomitisée alors que les fossiles sont restés aragonitiques ou calcitiques (fig. 34.10 A).

L'apport de magnésium dépend du taux de percolation des eaux interstitielles et la vitesse de la dolomitisation est fonction de la perméabilité du sédiment (influence de la porosité). Le processus est facilité s'il existe une source interne de magnésium (calcite magnésienne).

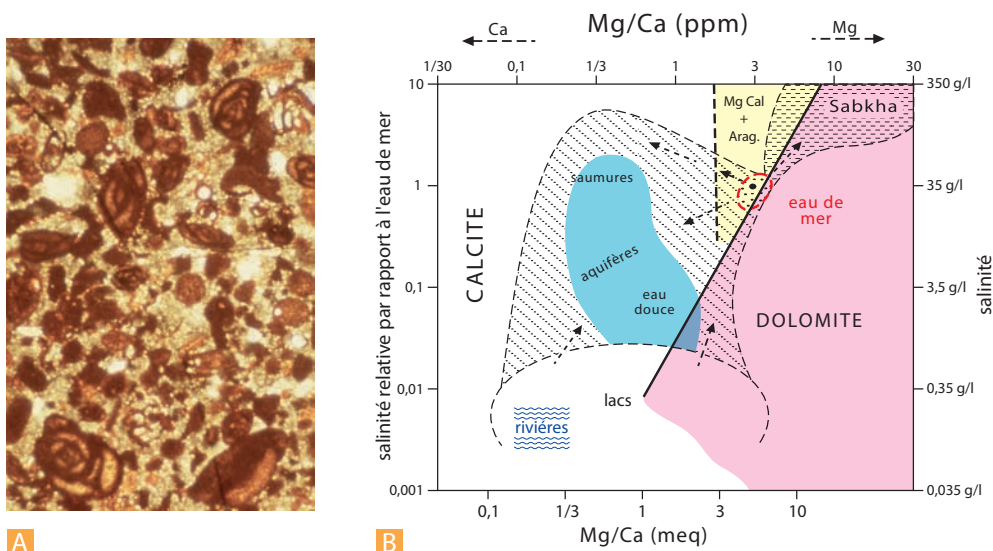


Figure 34.10 Les conditions de la dolomitisation.

**A.** Influence de la granulométrie : exemple de dolomitisation dans les marnes et caillasses du Lutétien supérieur du Bassin de Paris (Saint-Vaast-lès-Mello, Oise). La lame, observée en LPNA, est colorée à l'alizarine rouge S qui colore la calcite et l'aragonite. Dans ces faciès de sabkha, on constate que la matrice (grains fins) est déjà dolomitisée alors que les milioles et les pellets (rouges) sont encore calcitiques.

**B.** Les domaines de formation des différents carbonates en fonction de la salinité et du rapport Mg/Ca des eaux. La composition de l'eau de mer correspond aux conditions de précipitation de l'aragonite et de la calcite magnésienne et, dans une moindre mesure, de la dolomie. Aux faibles salinités, la dolomite peut se former pour des Mg/Ca proches de 1 car il y a peu d'ions en compétition. Aux fortes salinités, la formation de dolomite nécessite des Mg/Ca élevés (de l'ordre de 5 à 10 pour le domaine des sabkhas).

Bien que théoriquement l'eau de mer soit, avec un rapport  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  de l'ordre de 5,2, sursaturée par rapport à la dolomite, il semble que la dolomitisation, pour des raisons de cinétique de réaction liée à la complexité chimique de l'eau de mer, ne puisse se développer en milieu marin que lorsque ce rapport atteint des valeurs de l'ordre de 7 (fig. 34.10 B). En revanche, dans les eaux douces, où la force ionique est beaucoup plus faible, la dolomite pourrait se former pour des rapports  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  beaucoup

plus bas, de l'ordre de 1 ; il faut cependant noter que le rapport des eaux douces n'atteint que rarement cette valeur.

Les différents modèles existants peuvent être classés en fonction de l'âge relatif de la dolomitisation par rapport à la sédimentation (précoce/tardive) et de la salinité des fluides mis en jeu (sursalure/désalure).

### a) Les dolomies précoces

Elles sont formées de dolomite en petits cristaux (1 à 2  $\mu$ ), le plus souvent enrichie en calcium [ $\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{45}(\text{CO}_3)_{100}$ ] qu'on nomme souvent **protodolomite**.

#### ► Les modèles à forte salinité

L'association des dolomies avec les évaporites est un phénomène bien connu. Lors de l'évaporation de l'eau de mer, la précipitation d'aragonite puis de gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) conduit à une solution appauvrie en Ca, donc à fort rapport  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ . De plus, la précipitation du gypse masque une partie des ions sulfates susceptibles d'inhiber la formation de dolomite. Le cortège diagénetique pourra être assez complexe et comprendre, outre la dolomite, de nombreuses évaporites qui sont rarement conservées dans les séries anciennes (solubilité). Deux modèles correspondent à ce type : les **sabkhas côtiers** et les **lacs temporaires** (modèle **Coorong**).

Les **sabkhas côtiers** (fig. 34.11) sont des plaines ou des marais littoraux évaporitiques en climat aride (pluviométrie limitée à quelques dizaines cm/an et température souvent supérieure à 45 °C). Les exemples les plus classiques sont situés sur la côte sud-ouest du golfe Persique. L'évaporation importante induit un appel continu, à travers les sédiments, de l'eau de mer de la lagune adjacente (salinité 40 à 60 ‰, Mg/Ca de l'ordre de 10, **pompage évaporitique**). En fait, l'hydrologie des sebkhas est plus complexe (invasion périodique par la mer lors des tempêtes, eaux continentales dans la partie haute) mais il est cependant évident que la source du magnésium nécessaire à la dolomitisation est essentiellement marine. La précipitation d'aragonite puis du gypse élèvent le rapport Mg/Ca des eaux interstitielles (10  $\leq$  Mg/Ca  $\leq$  35). La zone de diagenèse maximale, où précipite la protodolomite, se situe au milieu de la partie externe de la zone supra-tidale.

 Voir fig. 29.4

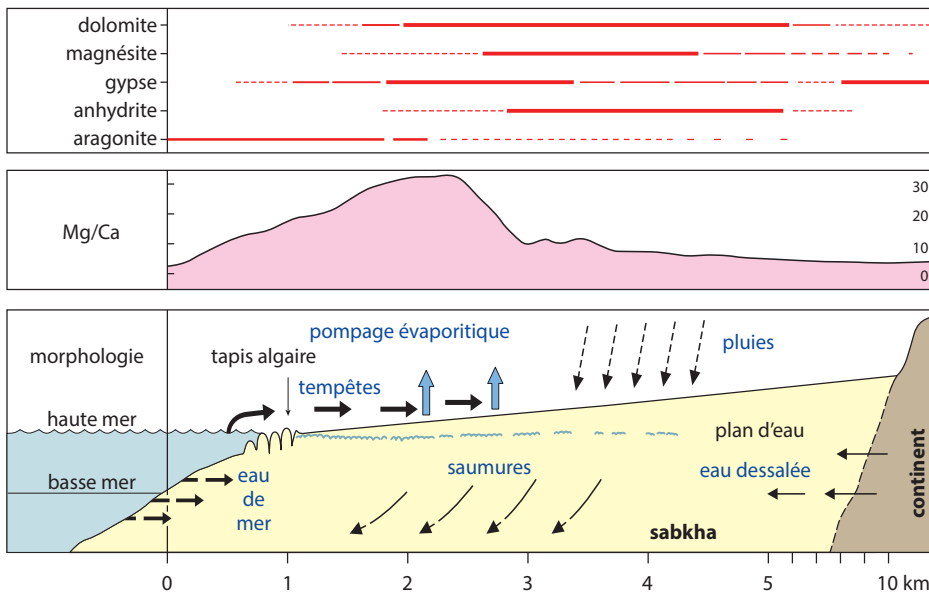
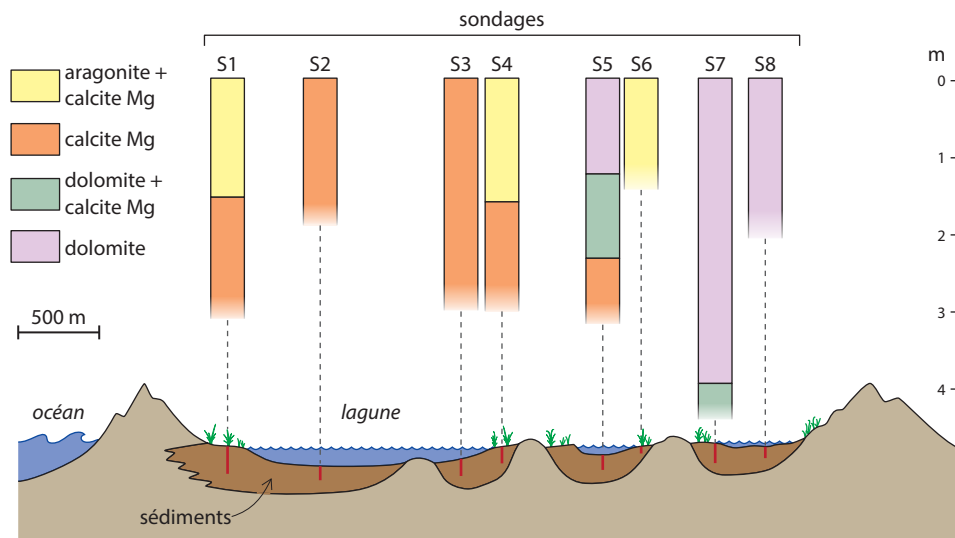


Figure 34.11 Les sabkhas.

Fonctionnement hydrologique d'une sabkha (exemple d'Abu Dhabi, golfe Persique) : évolution du rapport Mg/Ca des eaux interstitielles et répartition des différents minéraux diagénetiques.

Le modèle des **lacs et lagunes temporaires (modèle Coorong)** est basé sur un exemple pris en bordure de la côte sud de l'Australie où le Coorong fait partie d'une série de lagunes très étroites et peu profondes, séparées de l'océan Indien par une île barrière (fig. 34.12). Ces lagunes sont implantées sur un sable carbonaté coquillier et une série de seuils isole des nombreux lacs. Tandis que la lagune externe (à salinité plus ou moins normale) garde des communications avec l'océan, les lacs internes, de moins en moins profonds (quelques dizaines de cm), et souvent temporaires, ne subissent plus les influences directes de l'eau de mer. Une intense évaporation durant l'été produit des saumures riches en Mg, la salinité varie de 2,5 à 175 ‰ suivant la saison. Dans la partie la moins confinée, précipitent l'aragonite et la calcite magnésienne. À partir du premier lac éphémère totalement isolé de la mer ( $9 \leq \text{pH} \leq 10$ ,  $\text{Mg}/\text{Ca}$  de l'ordre de 7), on observe une formation de calcite magnésienne et de protodolomite. Dans les lacs les plus confinés ( $\text{pH} = 10$ ,  $10 \leq \text{Mg}/\text{Ca} \leq 100$ ), il y a formation de protodolomite et de magnésite. Des évaporites (chlorures et sulfates) peuvent exister mais ils sont dissous et évacués vers la mer au cours de l'hiver.



**Figure 34.12** Le modèle des lagunes et lacs temporaires (Coorong, Australie).

Répartition des différents minéraux néoformés dans les sondages en fonction du degré de confinement des lagunes et lacs de Coorong.

► *Les modèles à faible salinité ou modèles de mélange (Dorag model)*

Bien que les eaux douces présentent de faibles rapports  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ , leur mélange avec l'eau de mer (le terme Dorag est un mot persan signifiant métis ou sang mêlé) peut faire augmenter leur teneur en Mg. Des mélanges contenant environ 5 à 40 % d'eau de mer seraient sursaturés par rapport à la dolomie et sous-saturés par rapport à la calcite et à l'aragonite.

Ces modèles sont encore très en vogue mais on doit mentionner qu'il n'y a que très peu d'exemples non équivoques de dolomites de mélange dans la nature actuelle. De plus, on a montré que la « fenêtre » de mélange du modèle Dorag dépendait fortement de la nature de la dolomite formée (fig. 34.13). Elle est assez large (de 10 à 40 % d'eau de mer) dans le cas d'une dolomite stœchiométrique ( $\text{Mg} = \text{Ca}$ ) mais elle se restreint fortement dans le cas des protodolomites (le mélange doit contenir entre 30 et 40 % d'eau de mer environ), ce qui limite d'autant la zone possible de formation de dolomite.

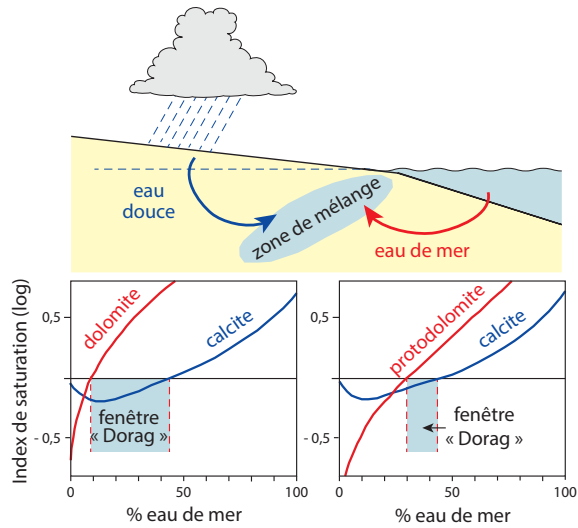


Figure 34.13 Le modèle de mélange (Dorag Model).

Dans ce modèle, la dolomitisation survient dans la zone de mélange. On doit cependant noter que la fenêtre de dolomitisation est beaucoup plus réduite pour les protodolomies (forme qui précipite dans les conditions naturelles) que pour les dolomies stœchiométriques.

### Encart 34.3 – Et pourquoi pas l'eau de mer ?

Les difficultés de ces modèles de sur-salures ou de sous-salures (qui réclament des fluides particuliers) et l'ambiguïté des résultats expérimentaux ont fait ressurgir l'idée que l'eau de mer elle-même, à défaut de permettre la précipitation directe, pouvait être le fluide dolomitisant principal. Ainsi, la dolomitisation associée à l'aquifère de Floride, qui fut à la base des modèles de mélange, est maintenant présentée comme un exemple de dolomitisation par l'eau de mer. Pour la marge des Bahamas, différents

modèles numériques (Institut français du Pétrole et UPMC Paris) couplant les constantes d'équilibre des minéraux, les compositions des fluides, les porosités et le gradient géothermique ont montré la possibilité (i) de faire des circulations convectives d'eau de mer dans une marge passive et (ii) de réaliser à partir de celle-ci une dolomitisation dans les niveaux où elle est effectivement observée dans les sondages (**modèle de Kohout**, ou de convection).

### b) Les dolomies tardives (enfouissement)

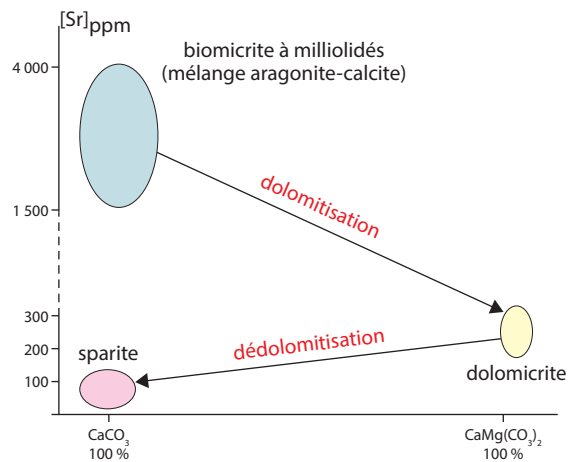
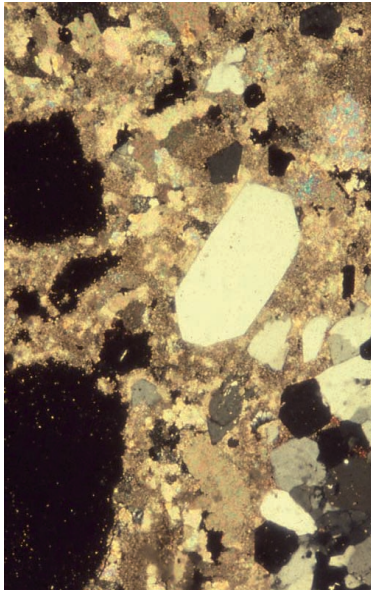
Au contraire des protodolomites, les dolomites tardives (d'enfouissement) se présentent sous forme de grands cristaux (rhomboédres bien exprimés) et la dolomitisation oblitère la totalité des structures sédimentaires et organiques. Cette taille des cristaux traduit une croissance lente à partir de quelques centres de nucléation, dans des conditions de moins fortes sursaturations, associées à un enfouissement profond.

Le phénomène de dolomitisation joue un rôle majeur en géologie appliquée car les calcaires dolomitiques représentent un type important de réservoir de gaz et de pétrole. En effet, la dolomitisation crée une porosité secondaire car la dolomite a un volume molaire plus petit (environ 12 %) que celui de la calcite (le volume précipité de dolomie est donc plus faible que celui de calcite dissous). Ce phénomène, peu efficace dans le cas de dolomies à grains fins, peut aboutir à une perméabilité importante dans les dolomies tardives (d'enfouissement profond) à gros cristaux où une porosité intercristalline de grande ampleur peut se développer (roche-réservoir des pétroles).

### 34.3.5 La dédolomitisation (calcitisation des dolomies)

Aux conditions de l'affleurement et de la subsurface proche, la dolomite est à son tour instable vis-à-vis des eaux météoriques qui ont un très faible rapport Mg/Ca. Elle se transforme en calcite. Ce phénomène est improprement nommé **dédolomitisation** et de nombreux auteurs ont proposé de le remplacer par **calcitisation des dolomies**, terme dont l'usage a du mal à s'implanter.

On observe alors, le plus souvent, des fantômes de rhomboèdres de dolomies qui sont entièrement constitués de calcite. Le processus peut ensuite conduire soit à des pseudo-bancs de calcisparites associés à de la silice microcristalline et/ou des quartz néoformés (fig. 34.14), soit à des concrétions de formes irrégulières (**têtes de chat** des sables dolomitiques du Lutétien inférieur du Bassin de Paris, par exemple).



**Figure 34.14** La dédolomitisation (calcitisation des dolomies).

**A.** Aspect en lame mince (LPA) : lit de calcite sparitique de dédolomitisation dans les marnes et caillasses du Lutétien Supérieur du Bassin de Paris. On notera la présence de quartz automorphes de néoformation indiquant que les fluides dédolomitisants étaient riches en silice. (Photo M. Renard.)

**B.** Évolution géochimique (teneurs en strontium) des carbonates au cours de la diagenèse des Marnes et Caillasses. Les dolomies sont appauvries en Sr (coefficient d'incorporation de l'ordre de 0,05 contre 0,13 pour la calcite et 1 pour l'aragonite, voir chap. 36). La faible teneur en Sr des calcisparites de dédolomitisation traduit leur équilibre avec les eaux météoriques aux conditions de l'affleurement.

La compréhension des phénomènes diagénétiques est une démarche capitale tant du point de vue fondamental (validation de la qualité de l'enregistrement sédimentaire) que du point de vue appliqué (hydrogéologie, pétrole et minerais).

#### À retenir

- Le terme de diagenèse recouvre une série de transformations physiques (compaction, expulsion de fluides, bioturbation), chimiques et biochimiques (dissolution, recristallisation, cimentation) que subissent, après leur dépôt, les sédiments et qui assurent leur lithification en roches sédimentaires. La diagenèse peut être plus ou moins précoce (diagenèse syn-

sédimentaire) ou tardive (diagenèse d'enfouissement), elle passe alors progressivement au métamorphisme.

- Des croûtes siliceuses (silcrètes) peuvent se développer par pédogenèse et les sables sont très souvent grésifiés par un ciment siliceux. La croissance des grains de quartz aux dépens du ciment conduit aux quartzites.
- L'opale-A des organismes (radiolaires, diatomées, éponges) n'est pas en équilibre avec l'eau de mer et les eaux interstitielles et se transforme en opale-CT, forme métastable qui, dans un stade ultérieur de diagenèse, au cours de cycles de dissolution-précipitation, est convertie en quartz. La silice libérée au cours de ces transformations permet des authigenèses silicatées de phyllosilicates (smectites), de tectosilicates (zéolites-phillipsite) ou des silicifications (silex et cherts).
- En domaine continental des croûtes calcaires se développent aussi par pédogenèse (caliches et calcrètes).
- L'aragonite et la calcite magnésienne sont des formes métastables qui ont tendance à se transformer en calcite ; l'aragonite est donc très rare dans les séries sédimentaires anciennes. Du fait des cinétiques très différentes de la dissolution de l'aragonite et de la précipitation de la calcite (réaction 100 fois plus lente), le carbonate de calcium provenant de l'aragonite est transporté hors de la zone de dissolution et contribue à la cimentation et à l'oblitération de la porosité. Ainsi, en domaine littoral les grés de plage et les fonds durcis, liés à une cimentation rapide, aragonitique ou calcitique, de sédiments calcaires, sont fréquents. L'analyse des ciments permet de connaître l'environnement de la cimentation : les ciments isotropes (granulaire, palissadique ou fibreux) sont caractéristiques de la zone phréatique (eau douce, eau marine ou mélange), les ciments anisotropes (en ménisque ou en stalactite) de la zone vadose (conditions sub-aériennes au-dessus de l'interface nappe phréatique-air).
- Dans le domaine pélagique, les phénomènes diagénétiques sont moins importants que dans le domaine néritique d'une part parce que la production primaire est principalement calcitique (minéral stable) et d'autre part parce qu'il n'y a pas d'intervention d'eaux continentales. La consolidation des boues calcaires ne survient que tardivement sous une épaisseur de sédiments de plusieurs centaines de mètres selon une évolution qui peut se résumer à : boues → craies → calcaires.
- La dolomitisation est une transformation diagénétique d'un précurseur calcitique ou aragonitique. Elle peut être très précoce et faire croire à une origine primaire de la dolomie. La dolomitisation nécessite trois conditions : un milieu sous-saturé par rapport au  $\text{CaCO}_3$  précurseur qui se dissout ; un milieu sursaturé par rapport à la dolomite qui précipite ; un renouvellement du  $\text{Mg}^{2+}$  afin que le processus puisse se poursuivre.
- Ces conditions sont réunies soit par sur-salure (modèles évaporitiques) soit par sous-salure (mélange eaux de mer/eaux continentales). La dolomie ayant un volume molaire plus petit que celui de la calcite, la dolomitisation crée une porosité secondaire, processus très efficace dans les dolomies tardives d'enfouissement (roche-réservoir de pétrole).
- Aux conditions de subsurface, la dolomite est à son tour instable vis-à-vis des eaux météoriques, elle se transforme en calcite (processus de dédolomitisation ou plutôt de calcitisation des dolomies).