

**Jean-François Deconinck
Benjamin Brigaud
Pierre Pellenard**

Pétrographie et environnements sédimentaires

Cours et exercices corrigés

DUNOD

Illustration de couverture : Minerais de fer rubanés (2,5 milliards d'années)
de Dales Gorge, Australie occidentale. © Jean-François Deconinck.

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.		d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour
Le Code de la propriété intellectuelle du 1^{er} juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements		les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée. Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).

© Dunod, 2016
11 rue Paul Bert, 92240 Malakoff
www.dunod.com
ISBN 978-2-10-074001-7

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos	1
Introduction	3

PARTIE 1

SÉDIMENTS ET ROCHES DÉTRITIQUES, DÉPÔTS VOLCANOCLASTIQUES

Chapitre 1. Altération	7
1.1 Altération physique	7
1.2 Altération chimique	8
1.3 Distribution d'ensemble des minéraux formés au cours de l'altération	18
Chapitre 2. Constitution et classification des sédiments et roches détritiques	25
2.1 Minéralogie des roches détritiques	25
2.2 Classification des roches détritiques	26
2.3 Analyse granulométrique	30
2.4 Morphologie et arrangement des particules	36
Chapitre 3. Diagenèse des roches détritiques	41
3.1 Principaux mécanismes diagénétiques	41
3.2 Formation des grès	45
3.3 Évolution des argiles	56
Chapitre 4. Les roches volcanoclastiques	65
4.1 Nature des produits et classifications	66
4.2 Mécanismes de mise en place	70
4.3 Altération chimique et dépôts dérivés : bentonites et tonsteins	73

PARTIE 2

SÉDIMENTS ET ROCHES D'ORIGINE BIOLOGIQUE, CHIMIQUE OU BIOCHIMIQUE

Chapitre 5. Sédiments et roches carbonatés	79
5.1 Production carbonatée	80
5.2 Principaux constituants des roches carbonatées	88
5.3 Classification des carbonates	126
5.4 Les plates-formes carbonatées	139
5.5 Diagenèse des carbonates	149
Chapitre 6. Matière organique, sédiments et roches carbonés	171
6.1 Le cycle du carbone	171
6.2 Conditions d'accumulation de la matière organique sédimentaire	172
6.3 Développement de l'anoxie	174
6.4 Les palynofaciès	177
6.5 Diagenèse et formation des combustibles fossiles	179
6.6 Formation des charbons	182
6.7 Hydrocarbures	185
Chapitre 7. Autres roches d'origine chimique ou biochimique	190
7.1 Sédiments et roches siliceuses	190
7.2 Roches sédimentaires phosphatées	199
7.3 Les évaporites	204
7.4 Sédiments métallifères et roches résiduelles	214

PARTIE 3

ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES

Chapitre 8. Mise en place des sédiments	235
8.1 Mécanismes et effets du transport	235
8.2 Écoulement de particules sédimentaires	236
8.3 Formation des structures sédimentaires élémentaires	238
8.4 Mécanismes généraux de sédimentation et dépôts résultants	261
Chapitre 9. Exemples de milieux sédimentaires	275
9.1 Généralités	275
9.2 Milieu fluvial	278

Table des matières

9.3 Sédimentation lacustre	284
9.4 Milieu désertique	288
9.5 Milieux littoraux et estuariens	293
9.6 Les environnements de plates-formes carbonatées	301
9.7 Milieu des éventails sous-marins profonds	311
Corrigés des exercices	317
Glossaire	327
Bibliographie	332
Index	343

AVANT-PROPOS

Comme son titre l'indique, cet ouvrage comprend deux volets complémentaires : le premier est consacré à la pétrographie des roches sédimentaires c'est-à-dire à leur description (nature des constituants, classification), le second est davantage tourné vers les processus génétiques qui président à la mise en place des sédiments dans divers environnements.

Les deux premières éditions du livre d'Hervé Chamley intitulées *Sédimentologie* puis *Bases de sédimentologie*, publiées respectivement en 1987 et en 2000, et la troisième édition, *Bases de sédimentologie* d'Hervé Chamley et Jean-François Deconinck, qui vit le jour en 2011, constituent le socle du présent ouvrage.

Dans *Pétrographie et environnements sédimentaires*, nous avons souhaité associer les aspects descriptifs et génétiques des sédiments et roches sédimentaires et présenter quelques exemples d'environnements sédimentaires. Ainsi, l'accent est mis sur les aspects pétrographiques à diverses échelles, macroscopiques et microscopiques, sur l'introduction de nombreuses photographies de terrain, d'objets sédimentaires et de lames minces. Par ailleurs, des exercices avec leurs corrigés émaillent désormais ce livre principalement destiné aux étudiants en licence et master des Sciences de la Terre, en licence de Biologie et Géologie, à ceux qui se destinent à la préparation des concours du CAPES et de l'agrégation des Sciences de la Vie/Sciences de la Terre et de l'Univers, aux enseignants de Sciences de la Vie et de la Terre et à toute personne curieuse des objets géologiques et de leurs significations.

INTRODUCTION

Le géologue distingue classiquement **trois catégories de roches** :

- **les roches magmatiques**, formées par refroidissement plus ou moins rapide d'un magma en profondeur ou en surface ;
- **les roches sédimentaires**, formées à la surface du globe par dépôt de particules ou par précipitation chimique dans des environnements variés ;
- **et les roches métamorphiques**, qui résultent de la transformation, à l'état solide, de roches préexistantes, magmatiques, sédimentaires ou déjà métamorphiques.

L'ouvrage est consacré à la description des sédiments et roches sédimentaires et à leurs modalités de mise en place. Les **sédiments correspondent à des accumulations de particules** de nature et d'origine diverses fondamentalement meubles, alors que les **roches sédimentaires résultent d'une consolidation des sédiments** provoquée par divers processus physico-chimiques rassemblés sous le terme de **transformations diagénétiques**.

Formées à la surface de la Terre, les roches sédimentaires sont aussi appelées *roches exogènes* par opposition aux roches magmatiques et métamorphiques, majoritairement formées en profondeur et appelées *roches endogènes*. Les roches sédimentaires ne constituent qu'une très faible proportion de notre planète (0,1 % de son volume et 0,05 % de sa masse). En revanche, elles couvrent plus de 70 % de la surface terrestre. Comme elles sont facilement observables et exploitables, leur étude revêt une importance capitale dans les domaines de l'environnement, de l'aménagement et des géoressources.

Les roches sédimentaires sont dominées par deux ensembles majeurs : les roches détritiques (environ 80 % des roches sédimentaires), formées de particules arrachées aux continents par les processus d'érosion et d'altération, et les roches carbonatées (environ 15 % des roches sédimentaires), principalement formées de carbonates de calcium précipités chimiquement et/ou issus de l'activité biologique d'organismes divers. À côté de ces deux grands ensembles, on distingue plusieurs groupes de roches mineures en volume mais qui présentent souvent un intérêt économique considérable. Parmi celles-ci, on distingue les évaporites, les roches phosphatées, siliceuses, ferrifères et alumineuses, volcanoclastiques et enfin les roches carbonées, regroupant principalement charbons et hydrocarbures.

Partie 1

Sédiments et roches détritiques, dépôts volcanoclastiques

Les sédiments et roches détritiques sont constitués de particules, ou clastes, de différentes natures (quartz, feldspath, débris lithiques, micas, argiles...) et de tailles variées (micrométrique à plurimétrique) principalement issues de l'érosion des terres émergées. Bien que de natures très diverses selon les roches dont elles dérivent, les particules sont dominées par des silicates, surtout le quartz (tectosilicate) pour les fractions grossières des sédiments, et les minéraux argileux (phyllosilicates) pour les fractions fines. **Les particules détritiques sont donc essentiellement silico-clastiques.** Elles résultent de l'attaque par voie chimique et physique des formations continentales à l'affleurement sous l'action de l'eau, de la température, de l'activité biologique, etc. Ce processus correspond à l'**altération, qui constitue l'ensemble des mécanismes qui libèrent les particules des roches et soustraient les éléments dissous à la surface terrestre, avant qu'interviennent les processus d'érosion, de transport, de dépôt puis de diagenèse.**

La sensibilité à l'altération, ou altérabilité, diffère selon les roches, les roches poreuses ou hétérogènes finement litées ou fracturées étant beaucoup plus sensibles à l'altération que les roches cimentées, homogènes ou compactes. En routine, la description des sédiments ou roches est réalisée directement sur le terrain – analyse macroscopique qui permet de déterminer le **faciès** – ou au laboratoire à l'aide de divers microscopes – analyses microscopiques qui permettent de déterminer le **microfaciès**. Ces observations peuvent par exemple être complétées par des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X ou par des analyses de la taille des particules par granulométrie laser. Ces analyses permettent de déterminer la minéralogie, la nature des constituants, la texture du sédiment ou de la roche, la taille, le tri, la forme des particules, paramètres essentiels de la description d'une roche, qui sont utilisés afin de mettre un nom d'après une classification.

L'altération est le processus de base permettant de libérer des particules rocheuses. En anglais, *altération* se traduit par *weathering*, mot dérivé de *weather* qui signifie le temps qu'il fait. Ceci illustre le fait que l'altération des roches se produit sous l'influence des deux principales composantes du climat, la température et l'humidité. Classiquement, on distingue les effets mécaniques, dans le domaine de l'altération physique, des effets de l'attaque des roches par des solutions aqueuses, dans le domaine de l'altération chimique.

1.1 ALTÉRATION PHYSIQUE

La désagrégation mécanique des roches prédomine dans les régions marquées par des variations importantes de température et d'humidité, particulièrement dans les zones montagneuses et à la périphérie des zones froides. Elle s'opère principalement par cristallisation d'eau ou de sels dans les fissures et pores des roches.

L'**alternance gel-dégel** conduit à désagréger les roches lorsque la glace se forme. Les aiguilles de glace sont nourries selon des directions privilégiées perpendiculaires aux parois des fissures, par migration de films capillaires d'eau jusqu'à leur extrémité. Cela détermine de fortes pressions de cristallisation orientées, auxquelles s'ajoute l'augmentation de volume (10 % environ) lorsque l'eau gèle. Ce mécanisme est communément appelé **gélifraction**, ou **cryoclastie**. Certaines roches dites *gélives* sont particulièrement sensibles à ce processus. C'est le cas de certains calcaires (calcaires oolitiques) et de la craie (Fig. 1.1A) dont les éboulis fréquents en pied de falaise résultent en partie de la gélifraction.

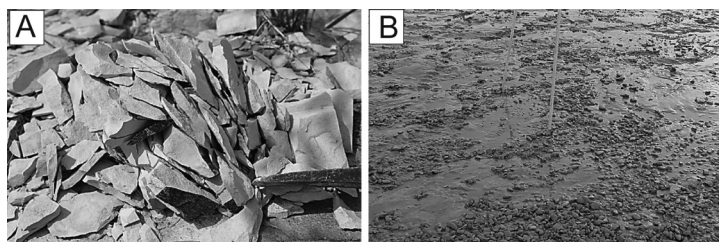


FIGURE 1.1 — Altération physique.

- A.** Bloc de craie fragmenté par gélifraction (Turonien, carrière Folwark, Pologne).
B. Galets mous constitués d'argiles arrachées aux berges de l'estuaire de la Seine et déposés sur la slikke (cliché R. Lafite).

L'alternance de températures élevées et moyennes, ou **thermoclastie**, souvent invoquée dans les déserts chauds, participe à la fragmentation des roches mais paraît insuffisante pour expliquer le phénomène à grande échelle, qui résulte également d'effets chimiques à long terme.

La **crystallisation de sels**, comme la halite (chlorure de sodium, NaCl) apportée par les embruns marins ou le gypse (sulfate de calcium hydraté, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) parfois issu de l'oxydation de pyrite (FeS_2), s'accompagne généralement de phénomènes d'expansion et provoque la dissociation des roches poreuses ou fissurées (haloclastie). L'alternance de **phases d'imbibition et de dessiccation des couches argileuses** (lagunes, marais et estuaires, zones à fortes variations d'humidité) est efficace et permet, du fait de l'évaporation préférentielle de l'eau par les fentes qui bordent les polygones de dessiccation (*mud cracks*), la formation de copeaux de boue et galets mous (Fig. 1.1B) offerts à l'érosion. Enfin l'**action biologique** participe activement à la dissociation des formations superficielles.

1.2 ALTÉRATION CHIMIQUE

L'altération chimique est beaucoup plus répandue à la surface du globe que l'altération physique, qu'elle précède, accompagne ou prolonge souvent. L'altération chimique correspond, pour les roches formées en profondeur et amenées à l'affleurement grâce aux processus géodynamiques et à l'érosion, à une mise en équilibre avec les conditions climatiques et écologiques superficielles. Cette adaptation biogéochimique conduit, à l'interface entre la croûte continentale, l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère, à la formation d'un **complexe d'altération** appelé à évoluer par pédogenèse en un **sol**. Celui-ci est constitué d'horizons superposés à structure et composants spécifiques (Fig. 1.2).

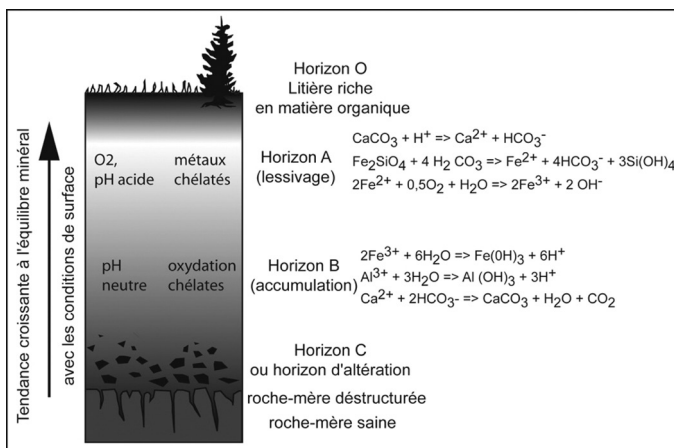


FIGURE 1.2 — Profil type d'un sol.

Il comprend, de haut en bas, la litière végétale riche en matière organique, un horizon (A) de lessivage marqué par des phénomènes de dissolution, un horizon (B) d'accumulation marqué par des phénomènes de précipitation chimique puis le passage progressif à la roche-mère altérée (horizon C), puis saine en profondeur.

Dans les séries anciennes, les paléosols parfois préservés fournissent des informations essentielles sur les processus d'altération et sur le climat de l'époque.

1.2.1 L'hydrolyse des silicates

a) Modalités de l'hydrolyse

L'**hydrolyse** (littéralement **destruction par l'eau**), **mécanisme d'altération de loin le plus fréquent**, consiste en l'attaque des roches à pH moyen (5 à 9) par des eaux plus ou moins pures et chargées en CO_2 . L'eau, de par les propriétés de sa molécule, provoque une soustraction progressive des ions des structures minérales et joue par conséquent un rôle majeur dans l'altération. L'évolution minérale au cours de l'hydrolyse est résumée par la relation suivante :

Minéral primaire (constituant de la roche-mère) + Solution d'attaque (eau plus ou moins riche en ions) → Minéral secondaire (constituant du complexe d'altération, sol) + Solution de lessivage (eau de drainage)

La molécule d'eau, H_2O , présente une géométrie particulière qui lui confère les propriétés d'un **dipôle électrique**, avec un pôle chargé négativement du côté de l'oxygène et un pôle chargé positivement du côté des deux atomes d'hydrogène (Fig. 1.3). De fait, les molécules d'eau s'attirent les unes les autres et des liaisons hydrogène faibles s'établissent entre les molécules.

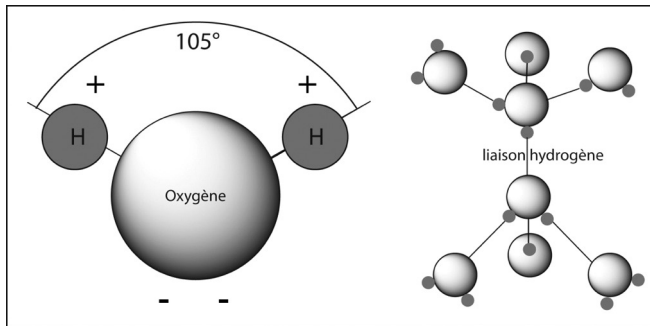


FIGURE 1.3 — Schéma de la molécule d'eau assimilable à un dipôle et association de molécules par l'intermédiaire de la liaison hydrogène.

La force d'attraction de la molécule d'eau vis-à-vis des ions détermine leur solubilité. Le comportement des ions vis-à-vis de l'eau dépend de leur **potentiel ionique** p_i , rapport entre la charge Z et le rayon ionique R_i : $p_i = Z/R_i$.

Le rayon des ions est classiquement exprimé en angströms, notés Å ($1 \text{ Å} = 10^{-10} \text{ m}$, soit 1/10 000 de micromètre), ou en nanomètres ($1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$).

On distingue plusieurs catégories d'ions, figurées dans le diagramme de Goldschmidt (Fig. 1.4) :

- les cations faiblement chargés et de rayon ionique élevé, qui présentent un potentiel ionique inférieur à 1. Ces cations, dont le principal représentant dans les roches est le potassium (K^+), ne s'hydratent pas et ne forment pas de complexes

avec les molécules d'eau. Ces cations solubles sont couramment appelés **cations antistokes** car, trop petits par rapport à des particules détritiques, ils n'obéissent pas à la loi de Stokes qui régit la vitesse de sédimentation des particules ;

- les cations dont le potentiel ionique est compris entre 1 et 3. Ces cations attirent les molécules d'eau et forment des ions hydratés. Cette catégorie d'ions solubles regroupe notamment le sodium (Na^+) et les alcalino-terreux : calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), strontium (Sr^{2+}), baryum (Ba^{2+}) ;
- les cations précipitants ou cations insolubles des **hydrolysats**, dont le potentiel ionique est compris entre 3 et 10. Ces cations (notamment Al^{3+} , Fe^{3+} et Ti^{4+}) forment des hydroxydes insolubles tel $\text{Al}(\text{OH})_3$ à l'origine d'accumulations superficielles de gîtes métallifères ;
- enfin, les cations dont le potentiel ionique est supérieur à 10 constituent l'ensemble des oxyanions. Avec la molécule d'eau, ils forment des complexes anioniques solubles tels que CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} ...

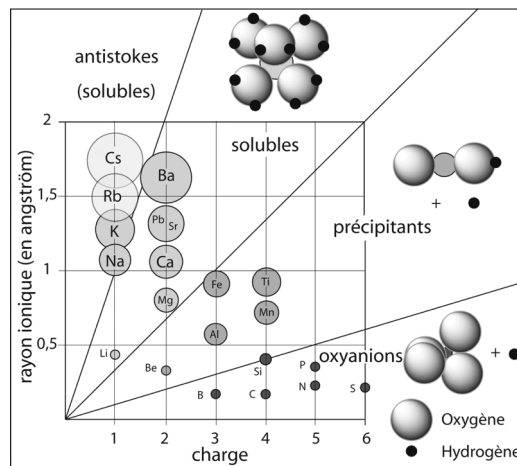


FIGURE 1.4 — Diagramme de Goldschmidt, permettant de distinguer le comportement des principaux cations vis-à-vis de l'eau en fonction de leur potentiel ionique.

Compte tenu du comportement variable des ions vis-à-vis de la molécule d'eau, les minéraux sont dégradés par soustraction, d'abord, des ions les plus solubles puis, progressivement, des ions les moins solubles.

Les modalités de l'hydrolyse dépendent de la nature de la roche-mère, de la nature des réactifs présents dans la solution d'attaque, ainsi que du climat et du relief. De façon générale, l'hydrolyse est favorisée par les conditions suivantes :

- abondance des minéraux relativement solubles. Il existe un ordre de vulnérabilité à l'altération des principaux silicates, qui est inverse de l'ordre de cristallisation des minéraux (suites réactionnelles de Bowen) lors de la formation des roches magmatiques. D'une manière générale, les minéraux de haute température (olivines, pyroxènes, plagioclases calciques) s'altèrent plus facilement que les minéraux de basse température (feldspaths potassiques, muscovite, quartz) ;

- abondance des minéraux de petite taille, dont la surface totale spécifique plus élevée favorise la multiplication des points d'attaque par les solutions percolant dans la roche ;
- activité bactérienne favorisant la production d'acides organiques, qui participent à l'attaque des charpentes minérales ;
- température et humidité élevées, responsables de l'accélération des réactions d'attaque ;
- drainage actif des eaux sur des pentes déclives, favorable à l'évacuation entretenue des ions soustraits aux minéraux, et donc à la conservation de conditions chimiques sous-saturées.

b) Produits de l'hydrolyse

Les produits très variés formés lors de l'hydrolyse dépendent en partie de la constitution des roches du substratum. Le groupe de minéraux les plus communs dans les sols, dont la vulnérabilité à l'érosion permet ensuite d'alimenter la sédimentation, est constitué par les **minéraux argileux**.

Les minéraux argileux, fondamentalement constitués de silicium, d'aluminium, d'oxygène et d'ions hydroxyles OH^- présentent une unité structurale de base (polyèdre de coordination tétraédrique) de type $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Comme dans les micas, ces tétraèdres sont associés en feuillets et les minéraux argileux appartiennent donc à la sous-famille des phyllosilicates. Les éléments chimiques sont organisés (Fig. 1.5) :

1. en **couches d'octaèdres** dominés notamment par Al^{3+} (couches dioctaédriques : deux atomes de ces cations trivalents équilibrent les charges négatives des six sommets de l'octaèdre) ou par Mg^{2+} ou Fe^{2+} (couches trioctaédriques : trois atomes de ces cations divalents équilibrent les charges négatives des six sommets de l'octaèdre) ainsi que par OH^- ;
2. en **couches de tétraèdres** dominés par Si^{4+} et OH^- . Les couches s'accolent les unes aux autres selon des plans, par mise en commun des ions oxygène ou hydroxyle constituant les sommets des polyèdres. Il en résulte une structure en **feuillets** séparés par des espaces **interfoliaires**.

Trois principaux types d'accolement s'observent (Fig. 1.5) :

- une couche de tétraèdres (T) et une couche d'octaèdres (O), type 1/1 ou TO. La **kaolinite**, minéral dioctaédrique est de loin le représentant le plus fréquent de ce type de minéraux argileux dans les roches sédimentaires, mais on rencontre aussi des polymorphes (même composition chimique, mais système cristallin différent) dont les principaux représentants sont la dickite et la nacrite. Les **serpentes**, minéraux trioctaédriques magnésiens, appartiennent aussi à cette catégorie mais, principalement issues de l'altération de roches magmatiques basiques et ultrabasiques peu répandues à la surface de la Terre, elles sont beaucoup moins fréquentes dans les roches sédimentaires. Notons que la berthiérine appartient également à cette catégorie ;
- une couche d'octaèdres située entre deux couches de tétraèdres, type 2/1 ou TOT : groupes de la pyrophyllite, de l'**illite**, de la **smectite**, de la **vermiculite**. L'illite, assimilable à des micas de très petite taille, est extrêmement fréquente dans les

roches sédimentaires tandis que les smectites, très sensibles à l'enfouissement, sont surtout abondantes dans les sédiments et roches sédimentaires méso-cénozoïques généralement moins enfouis que les roches anté-mésozoïques ;

- un feuillet de type 2/1 avec une couche d'octaèdres au niveau de l'interfoliaire, appelée *couche brucitique*, comportant des ions Mg^{2+} et OH^- en référence au minéral appelé *brucite* $Mg(OH)_2$. Ce type de minéraux noté 2/1/1 ou TOT-O est principalement représenté par la famille des chlorites, minéraux communs mais souvent présents en plus faibles quantités que l'illite dans les sédiments et roches sédimentaires.

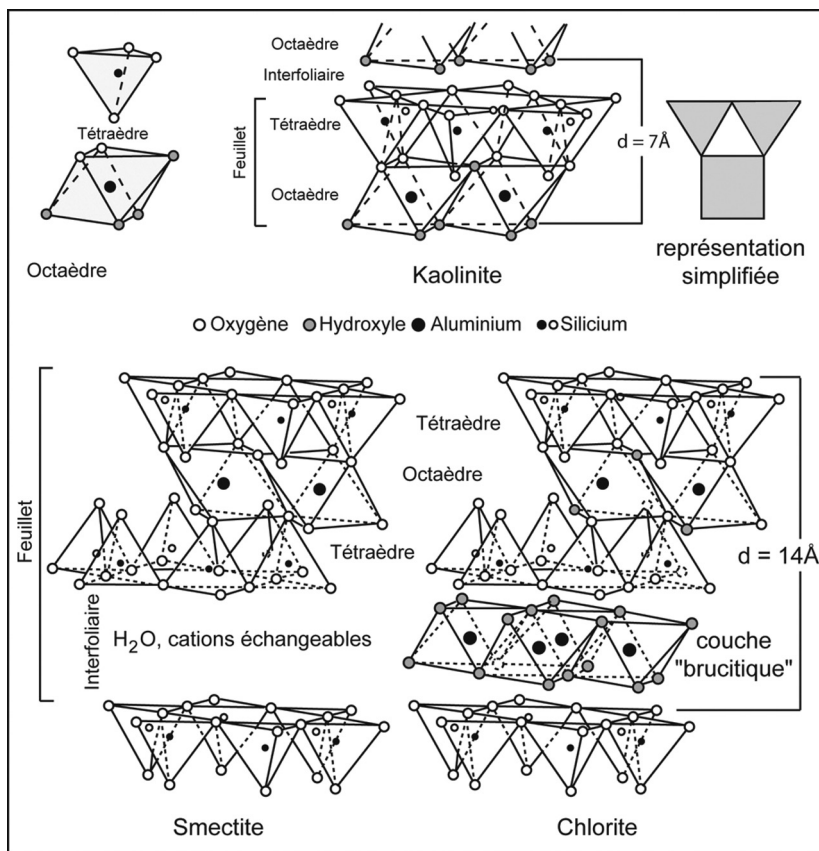


FIGURE 1.5 — Structure de quelques minéraux argileux simples : kaolinite (minéral TO), smectite (minéral TOT) et chlorite (minéral TOT-O).

Les **particules** argileuses sont constituées par l'empilement d'un nombre plus ou moins élevé de feuillets. Elles sont généralement de très petite taille et concentrées dans la **fraction argileuse** des roches qui par convention correspond à la **fraction minérale inférieure à 2 micromètres (μm)**. Compte tenu de cette très petite taille, les minéraux argileux sont principalement déterminés et étudiés par diffraction des rayons X et observés en microscopie électronique à transmission

(MET) ou à balayage (MEB) (Fig. 1.6). Les observations permettent d'apprécier la forme des particules (automorphes ou xénomorphes), de mettre en évidence des surcroissances cristallines, de localiser les minéraux authigènes au sein de la porosité des grès (*cf.* p. 63 et 64) ou encore de confirmer ou non la présence d'argiles fibreuses.

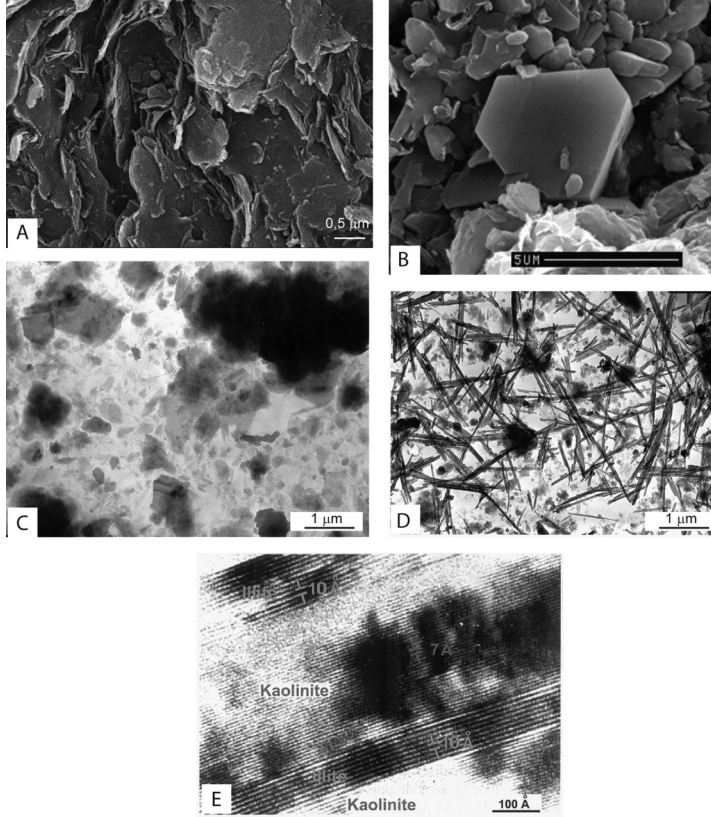


FIGURE 1.6 — Photographies en microscopie électronique à balayage (MEB), en transmission (MET) et en très haute résolution (THR) de particules argileuses.

A : Vue en MEB des argilites de l'Oxfordien inférieur du forage Andra HTM 102, est de la France.

B : Cristal de kaolinite en MEB provenant d'une bentonite turonienne des forages Craie 700, région de Provins, Bassin parisien (© I. Zimmerlin *in* Deconinck *et al.*, 2005).

C : Particules argileuses vues en MET comprenant majoritairement des smectites, craies cénomaniennes du Bassin parisien.

D : Argiles fibreuses (palygorskite) vues en MET (Cénomaniens), Italie centrale.

E : Coupe transversale de feuillets d'argiles vue en microscopie THR (© D. Badaut).

La composition chimique des minéraux argileux est fréquemment compliquée du fait de l'existence de **substitutions** partielles de Si^{4+} par Al^{3+} dans les tétraèdres, voire de Al^{3+} par Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} dans les octaèdres. De telles substitutions

déterminent généralement dans les feuillets un déficit de charges positives, qui est alors compensé par l'introduction de cations dans les espaces interfoliaires, cations dits *en position échangeable* afin de respecter l'équilibre électrique du minéral. Par exemple, la substitution de Si^{4+} par Al^{3+} au sein des tétraèdres peut conduire à l'introduction de K^+ dans l'interfoliaire. On peut ainsi écrire :



Encart 1.1 : Les minéraux interstratifiés

Les interstratifications sont très diverses : illite/smectite, chlorite/smectite, chlorite/vermiculite, kaolinite/smectite, et peuvent être régulières ou irrégulières.

L'interstratifié illite/smectite, noté I/S, est le plus fréquent dans les roches sédimentaires. Les minéralogistes distinguent divers types d'interstratifiés illite/smectite en fonction de leur degré d'ordre noté R (pour *Reichweite*) suivi d'un chiffre qui indique le nombre de feuillets d'un type donné (A) succédant obligatoirement à l'autre type (B) (Meunier, 2013 ; Fig. 1.7).

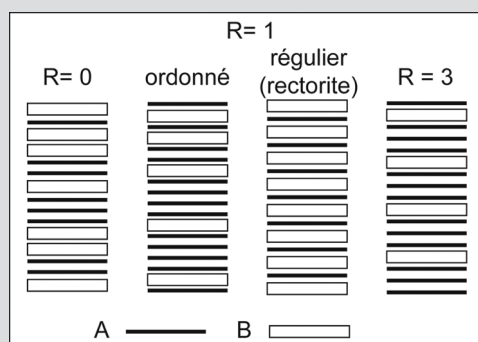


FIGURE 1.7 — Exemples d'empilements de feuillets dans un interstratifié, et degré d'ordre R correspondant.

Les **I/S R0** (le degré 0 indique le désordre) correspondent à des **interstratifiés désordonnés**, dans lesquels un feuillet B peut succéder à un autre feuillet B ou à un feuillet A : par conséquent, aucune probabilité de succession n'est nulle. Dans ce cas, les proportions de feuillets de smectites sont égales ou supérieures à 50 %. Ils se caractérisent par un gonflement à 17 Å après saturation par l'éthylène-glycol. Par simplification, les sédimentologues les appellent souvent « *smectite* ».

Les **I/S R1**, qui sont ordonnés, se caractérisent par le fait que si les feuillets A sont les plus abondants, alors il ne peut exister de paires de feuillets B. L'ordre impose une probabilité nulle de certaines successions de feuillets. Les empilements de feuillets peuvent être irréguliers ou réguliers. Dans ce dernier cas, l'interstratifié correspond à un minéral à part entière appelé *rectorite* (Fig. 1.7).

Certains interstratifiés I/S présentent un empilement de type ISII. Dans ce cas, on trouve trois feuillets d'illite (A) de part et d'autre d'un feuillet de smectite (B) : il s'agit de **I/S R3** (Fig. 1.7).

Au cours de l'enfouissement, l'illitisation progressive des smectites ou des I/S R0 conduit progressivement à la formation de I/S R1 puis R3 (cf. chapitre 3).

La classification des argiles 2/1 repose en grande partie sur l'importance du déficit de charges positives ainsi que sur sa localisation tétraédrique et/ou octaédrique. Soulignons l'existence de minéraux argileux dont le comportement en diffraction des rayons X est intermédiaire entre celui de deux (ou trois) minéraux simples : ce sont les minéraux interstratifiés, à empilements régulier ou irrégulier (voir encart 1.1), témoins d'un stade d'évolution d'un minéral vers un autre au cours de l'altération ou de la diagenèse.

En outre, des pseudophyllites, caractérisées par des couches tétraédriques continues et des couches octaédriques (avec Mg^{2+}) discontinues, constituent les argiles fibreuses, palygorskite et sépiolite.

1.2.2 Identification des principaux minéraux argileux constituant les roches sédimentaires

En raison de leur très petite taille, la diffraction des rayons X est utilisée en routine pour la détermination des minéraux argileux. La diffraction des rayons X permet de mesurer les distances inter-réticulaires d caractéristiques de chaque espèce argileuse (par exemple, d est de l'ordre de 7 Å dans le cas d'un minéral TO, de 10 à 14 Å pour les minéraux TOT, de 14 Å dans le cas des minéraux TOT-O ; Fig. 1.5), en application de la loi de Bragg ($2d \sin \theta = n\lambda$). Cette loi stipule qu'il se produit un phénomène de diffraction lorsque la différence de marche des rayons X est égale à un nombre entier de fois la longueur d'onde des rayons X (Fig. 1.8). Cette longueur d'onde dépend de la nature de l'anticathode utilisée (nickel, fer, cuivre ou cobalt) pour générer les rayons X. On utilise le plus souvent un diffractomètre équipé d'une anticathode au cuivre qui produit, par bombardement électronique, des rayons X dont la longueur d'onde est de 1,54 Å.

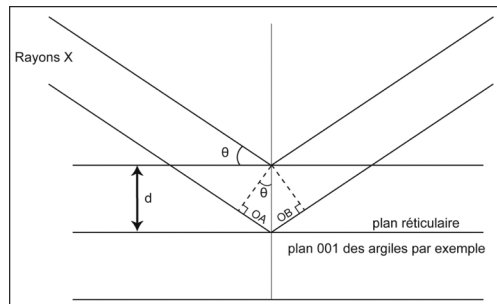


FIGURE 1.8 — Explication schématique de la loi de Bragg ($2d \sin \theta = n\lambda$).

θ : angle d'incidence des rayons X sur l'échantillon

λ : longueur d'onde des rayons X émis par la source

n : nombre entier

d : distance inter-réticulaire entre plans cristallins de même nature

La différence de marche est : $\Delta = OA + OB$.

θ correspondant à l'angle d'incidence des rayons X, on peut écrire $\sin \theta = OA/d = OB/d$.

Chapitre 1 • Altération

Par conséquent $OA = OB = d \sin \theta$, et $\Delta = 2d \sin \theta$.

Comme la loi de Bragg est vérifiée lorsque $\Delta = n\lambda$ (n étant un nombre entier), on peut écrire :

$$2d \sin \theta = n\lambda \text{ (loi de Bragg)}$$

Lorsque la loi de Bragg est satisfaite au cours d'un balayage angulaire, il se produit un phénomène de diffraction révélé sur un diffractogramme par la présence d'un pic principal correspondant à d (001) et d'harmoniques (002, 003...) correspondant à $d/2$, $d/3$... caractéristiques de chaque espèce minérale (Tab. 1.1 ; cf. exercice 1.1).

TABEAU 1.1 – Tableau simplifié de détermination des minéraux argileux simples les plus fréquents dans les roches sédimentaires.

d (Å)	17	14	10	7	5	4,7	3,55	3,33
Kaolinite	(001) (002) disparition des raies après chauffage à 500°C							
Illite	(001) (002) (003) pas de changement après saturation par l'éthylène-glycol et après chauffage							
Vermiculite	(001) $\xrightarrow{\text{chauffage}}$ (004) écrasement à 10 Å après chauffage							
Smectite	glycol $\leftarrow$ (001) $\xrightarrow{\text{chauffage}}$ gonflement à 17 Å après glycol et écrasement à 10 Å après chauffage							
Chlorite	(001) (002) (003) (004) pas de changement après saturation par l'éthylène-glycol et après chauffage							

La proportion relative des minéraux argileux peut être estimée en fonction de l'intensité et de la surface des pics de diffraction, mais des minéraux différents (chlorite, smectite et vermiculite) présentent la même distance d voisine de 14 Å. Afin de les discriminer, en routine, on fait subir deux traitements aux préparations d'argile : **une saturation par l'éthylène-glycol et un chauffage voisin de 500 °C pendant 2 heures**. Au sein des espaces interfoliaires, les molécules d'éthylène-glycol remplacent les molécules d'eau. Comme la molécule d'éthylène-glycol est plus volumineuse que la molécule d'eau, les feuillets s'écartent alors, on parle de *gonflement* et la distance d augmente. C'est le cas en particulier des smectites, dont l'épaisseur du feuillet d passe de 14 à 17 Å. En revanche, la chlorite ne comportant pas de molécules d'eau dans l'interfoliaire, la saturation par l'éthylène-glycol ne produit aucun effet.

Le chauffage des argiles provoque une déshydratation vers 100-150 °C puis une déshydroxylation vers 500-550 °C. Les molécules d'eau présentes dans l'interfoliaire des smectites et des vermiculites sont expulsées, ce qui conduit à une diminution de la distance d , qui passe de 14 à 10 Å. Vers 500 °C, la kaolinite

Exercice 1.1

À l'aide du tableau 1.1, déterminer les minéraux argileux à partir des quatre diffractogrammes présentés sur la figure 1.9.

(Le corrigé se trouve en p. 317.)

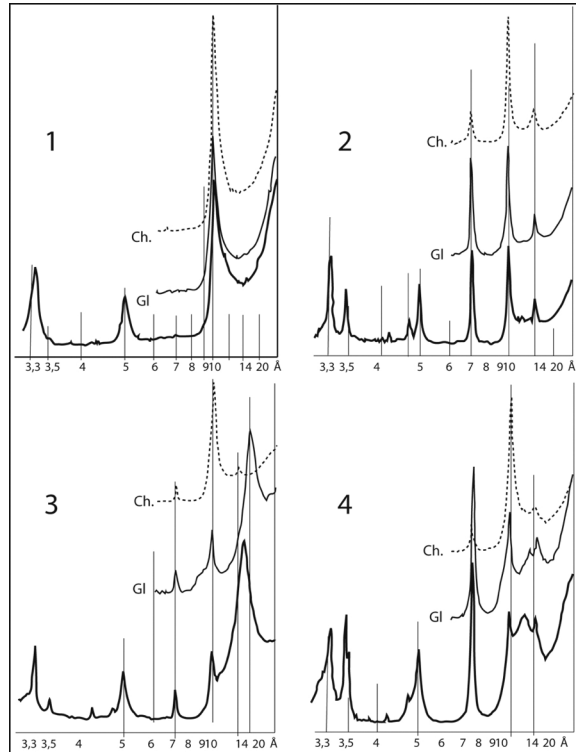


FIGURE 1.9 — Diffractogrammes de la fraction argileuse de quatre sédiments.

1. Argiles du Purbeckien du Jura. **2.** Argiles de flyschs du Bassin lombard (Crétacé supérieur, nord de l'Italie). **3.** Argiles cénomaniennes du Bassin lombard. **4.** Marnes du Berriasien (Crétacé inférieur) du Bassin vocontien, sud-est de la France.

Gl : saturation par l'éthylène-glycol. Ch : chauffage à 500 °C.

En abscisses sont portées les distances d en angströms.

subit une déshydroxylation qui provoque la destruction du réseau cristallin. Par conséquent les raies de diffraction de ce minéral disparaissent généralement après chauffage. L'examen combiné des trois diffractogrammes, réalisés sans traitement, après saturation par l'éthylène-glycol et après chauffage, permet le plus souvent d'identifier les minéraux argileux simples présents dans les sédiments et dans les roches sédimentaires.

1.2.3 Processus de dissolution

Les processus de dissolution par l'eau jouent aussi un rôle important dans l'altération des roches et la libération de particules susceptibles d'alimenter la sédimentation détritique. La dissolution affecte notamment les évaporites et les roches carbonatées.

Les évaporites sont des roches formées principalement par précipitation chimique à partir de saumures concentrées par évaporation (*cf.* chapitre 7). Les sels ainsi formés, une fois portés à l'affleurement, sont dissous plus ou moins rapidement par les eaux météoriques. La dissolution d'évaporites peut être à l'origine d'effondrements (fontis) et constitue un risque important en particulier en milieu urbain.

La dissolution des calcaires est un processus plus lent. Le carbonate de calcium réagit avec l'eau de pluie chargée en CO_2 selon la réaction suivante :



Les ions Ca^{2+} et HCO_3^- (bicarbonates) sont évacués par les eaux de ruissellement et, à terme, parviennent à l'océan. La dissolution des roches carbonatées conduit à la formation d'un karst constitué d'un réseau de cavités, d'abord en surface (dolines) puis en profondeur (avens, gouffres, grottes). Les roches carbonatées sont souvent constituées d'une très forte proportion de CaCO_3 mais elles comportent aussi un résidu insoluble comprenant des minéraux argileux et des oxy-hydroxydes de fer notamment. Lorsque le calcaire est dissous, le résidu insoluble peut rester sur place, ou être entraîné par les agents d'érosion et alimenter la sédimentation détritique.

Dans le nord-ouest de l'Europe, la dissolution de la craie déposée au cours du Crétacé supérieur a laissé sur place sa charge en silex et sa fraction argileuse plus ou moins contaminée par des apports allochtones. Le résidu de dissolution de la craie constitue les argiles à silex, formation superficielle largement répandue par exemple en Haute-Normandie et dont l'épaisseur, généralement de quelques mètres, peut atteindre localement 20 m, ce qui implique la dissolution d'une épaisseur de craie turonienne à maastrichtienne pouvant atteindre 200 m.

1.3 DISTRIBUTION D'ENSEMBLE DES MINÉRAUX FORMÉS AU COURS DE L'ALTÉRATION

L'altération chimique par hydrolyse aboutit, selon son intensité, à des minéraux argileux primaires plus ou moins dégradés (par ex., illite mal cristallisée), à des minéraux secondaires issus de la **transformation** d'une espèce préexistante (par ex., smectite alumineuse de dégradation), ou encore à des minéraux secondaires néoformés à partir des ions extraits des solutions de lessivage (par ex., kaolinite, smectite alumino-ferrique de **néoformation**). L'exemple de l'altération croissante des feldspaths potassiques montre comment on peut identifier trois stades de genèse minérale (Fig. 1.10), marqués par un lessivage croissant du potassium et de la silice qui aboutit à la formation successive de minéraux à deux, à une, puis à zéro couche de tétraèdres. Il est possible d'en déduire les principaux mécanismes de formation des minéraux dans les sols au cours de l'hydrolyse (Fig. 1.10).

1.3 Distribution d'ensemble des minéraux formés au cours de l'altération

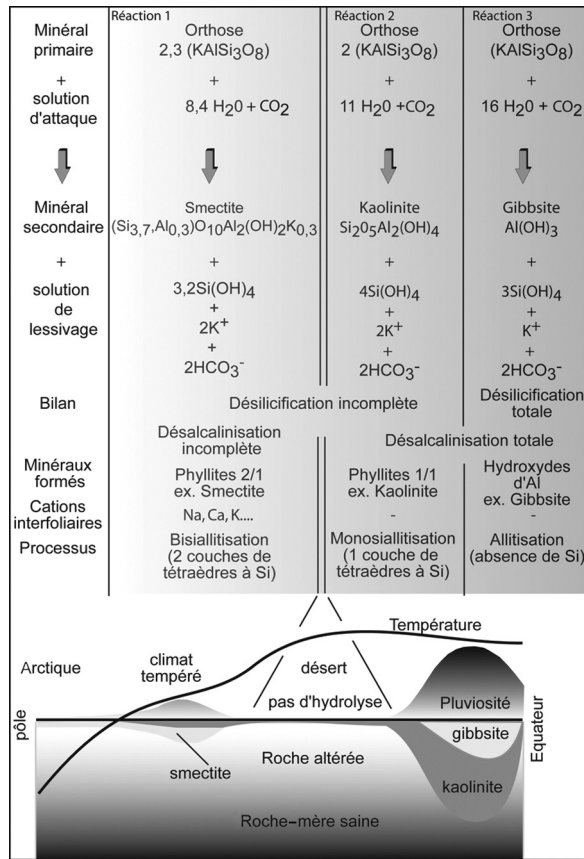


FIGURE 1.10 — De gauche à droite, stades d'hydrolyse croissante de feldspaths potassiques, caractérisation chimique des stades de l'hydrolyse et répartition latitudinale des altérations superficielles.

La réaction 1 illustre le cas d'une hydrolyse modérée (faible quantité d'eau) qui conduit au lessivage de 87 % du potassium (2/2,3), cation antistokes soluble, et de 46 % du silicium (3,2/6,9). L'aluminium, insoluble reste intégralement dans le minéral secondaire, ici une smectite (bisiallisation). Dans la réaction 2, la quantité d'eau plus importante conduit à un lessivage total du potassium et de 66 % du silicium et à la formation de kaolinite (monosiallisation). Dans la réaction 3, l'hydrolyse très forte provoque un lessivage total du potassium et du silicium, tandis que l'aluminium reste toujours intégralement dans le minéral secondaire, ici un hydroxyde d'aluminium appelé *gibbsite* (allitisation). Le CO₂ étant impliqué dans les réactions, l'altération des continents constitue un puits de CO₂ conduisant, à l'échelle géologique, à diminuer l'effet de serre.

La répartition géographique des minéraux nés dans les complexes d'altération et sols actuels, et livrés par l'érosion à la sédimentation, dépend principalement de facteurs climatiques, morphologiques et géodynamiques. La connaissance de l'action respective de ces facteurs permet de reconstituer les conditions anciennes d'altération et de milieu, dans les cas où les particules arrachées aux terres émergées conservent jusque dans la sédimentation et au cours de l'enfouissement les traits essentiels de leur façonnement continental. Pour les particules relativement