

La diagenèse

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Les transformations de la diagenèse
- 2 La diagenèse des sédiments détritiques
- 3 La diagenèse des sédiments carbonatés

ZOOM

Les transformations au cours de la lithification

INTRODUCTION

La sédimentation conduit à des dépôts meubles de particules d'origine détritique (sables, argiles...) biologique ou chimique (bioclastes, oolithes...). La transformation de ces sédiments en roches cohérentes, observées dans les bassins sédimentaires, est le fait de processus ultérieurs aux dépôts et correspond à la diagenèse.

- ➔ Quels sont les processus intervenant et guidant ces transformations ?
- ➔ Quelles en sont les étapes et comment modifient-elles progressivement les dépôts détritiques et carbonatés ?

1 Les transformations de la diagenèse

La **diagenèse** correspond à un ensemble de transformations graduelles, souvent très lentes et qui débutent dès le dépôt des sédiments. Le domaine de la diagenèse s'étend en profondeur jusqu'à des températures de l'ordre de 200 °C et des pressions de 4 à 5 kbar (soit 10 à 15 km), au-delà desquelles débute le métamorphisme.

L'évolution des sédiments meubles en roches cohérentes, ou **lithification**, peut être observée *in situ*, dans les forages marins qui montrent leur consolidation progressive. Elle peut aussi être suivie par des enregistrements en continu dans les forages de paramètres physiques, ce qui constitue des **diagaphies**. Ces paramètres traduisent les propriétés des niveaux traversés : la résistivité électrique fournit des informations sur la présence de fluides, la vitesse du son sur la compacité des milieux, la température sur leur conductivité thermique...

- La diagenèse précoce correspond aux modifications qui affectent les premiers mètres des sédiments, principalement sous l'effet d'actions biologiques et tant que le dépôt est susceptible d'établir des échanges avec les eaux de fond du bassin.
- La diagenèse tardive débute au-delà à partir du moment où la compaction devient notable et comprend de nombreuses transformations physico-chimiques.

1.1 Les transformations de la diagenèse précoce

- En surface du sédiment, l'activité des organismes benthiques (exemple des organismes fouisseurs) est à l'origine de **bioturbations** qui remanient les sédiments et modifient les circulations d'eau au sein de ceux-ci.
- L'activité des bactéries s'exerce sur la matière organique avec des effets divers. Celle-ci subit d'abord des **oxydations** dans la zone superficielle aérobie, favorisées par une circulation aisée des fluides dans un sédiment encore poreux.
- Sous cette zone, les conditions anaérobies induisent d'autres types de transformations, avec par exemple, dans le cas des sédiments argileux riches en matière organique une **réduction** des sulfates générant des sulfures de fer de type pyrite ou marcassite (FeS_2). La réduction de la matière organique peut également générer la production de méthane.
- Ces zones superficielles peuvent aussi être le siège de transformations minérales de natures diverses en fonction de la saturation ou de la sous-saturation des liquides qui les percolent, ce qui provoque selon les cas des phénomènes de **précipitation** ou de **dissolution** affectant les minéraux initiaux.

1.2 Les transformations de la diagenèse tardive

Ces transformations, plus lentes, se développent au cours de l'enfouissement du sédiment et sont de nature physique ou chimique.

- Les mécanismes physiques correspondent pour l'essentiel à la **compaction** qui résulte du tassement des sédiments sous l'effet du poids des sédiments sus-jacents.
- Les mécanismes chimiques sont de différents types mais mettent tous en jeu des interactions entre les particules solides et les fluides interstitiels :
 - la **précipitation** : elle correspond à la cristallisation de solides à partir des solutions aqueuses. Provoquant une cimentation des pores, elle réduit la porosité des sédiments et soude les particules meubles en roches cohérentes ;
 - la **recristallisation** : certaines formes minérales métastables sont transformées en formes stables : c'est par exemple le cas de l'aragonite (carbonate de calcium) remplacée par la calcite ou de l'opale (forme de silice microcristalline) remplacée par du quartz. Ceci correspond une évolution vers un état d'énergie libre plus faible : c'est ainsi qu'un ensemble de petits cristaux tend à recristalliser en un cristal unique ;
 - la **dissolution** : ce processus peut être considéré comme la réaction inverse de la précipitation. Elle peut s'exercer au niveau des points de contact entre particules soumises à des augmentations de pression. La dissolution alimente alors les fluides en éléments dissous ce qui favorise de nouvelles cristallisations.

ZOOM

Les transformations au cours de la lithification

2

La diagenèse des sédiments détritiques

La diagenèse des sédiments détritiques est marquée par des modifications de la **porosité** initiale. Celle-ci peut être définie comme le volume des vides sur le volume total du sédiment. Cette définition devient celle de la porosité utile si on ne considère que les vides entre lesquels l'eau peut s'écouler.

La diagenèse est marquée par une réduction de la porosité, résultant d'une augmentation de la compaction liée à des phénomènes d'abord physiques (compaction mécanique) puis chimiques.

2.1 Compaction mécanique des sédiments

L'enfouissement entraîne un réarrangement des particules. Cette compaction mécanique se développe au cours des deux premiers kilomètres d'enfouissement et son évolution est particulièrement contrôlée par la granulométrie.

- Elle affecte de manière importante **les dépôts argileux** : la porosité des argiles, d'abord élevée (de l'ordre de 70 %), se réduit jusqu'à des valeurs moyennes de 20 à 30 %. Cette réduction traduit un réarrangement des grains, d'abord en structure désordonnée et qui prennent ensuite des orientations privilégiées des particules. Cette évolution s'accompagne d'une expulsion de l'eau interstitielle.
- Dans **le cas des sables**, la compaction mécanique dépend aussi de la forme des grains et de leur régularité. La porosité initiale est plus faible que celle des sédiments argileux (de l'ordre de 40 à 50 %) et la réduction de porosité par compaction moindre. La compaction mécanique agit peu, les particules étant d'emblée au contact les unes des autres.

2.2 Compaction chimique et modifications minéralogiques

La compaction résulte alors de phénomènes affectant la structure ou la composition des particules initiales.

- Dans le **cas des argiles**, la déshydratation ébauchée dans la phase précédente se poursuit, avec une expulsion de l'eau située au sein des minéraux argileux, entre leurs feuillets. Les minéraux argileux de type smectites se transforment donnant progressivement des illites.
- Dans le **cas des sables**, l'évolution de la porosité est le fait de processus de dissolution/recristallisation. La structure et la taille des cristaux (selon les cas, calcites ou silicates de type quartz) qui vont cimenter les particules dépendent des vitesses relatives de la nucléation qui correspond à l'apparition des germes cristallins dans les solutions, et de la croissance de ces derniers. La cristallisation du quartz s'effectue fréquemment autour des grains siliceux préexistants, les entourant d'une bordure diagénétique de mêmes caractéristiques optiques. La cimentation par cristallisation réduit la porosité. En profondeur cependant, certains sables à ciment calcitique mis en place dans un premier temps sont le siège d'une dissolution, ce qui génère une porosité secondaire. Celle-ci explique le rôle de réservoirs pétrolières joués par certaines formations sableuses.

ZOOM

Les transformations au cours de la lithification

3

La diagenèse des sédiments carbonatés

3.1 Diagenèse précoce

Dans la zone littorale, les dépôts carbonatés, baignés de fluides interstitiels, peuvent être le siège d'une consolidation précoce qui prend diverses formes selon l'énergie des milieux. Elle peut se développer sous forme d'une boue carbonatée, liée à l'activité biologique et comblant les interstices du sédiment. Cette boue, fine, déposée dès la sédimentation, constitue la **micrite** dans les roches carbonatées.

Une cimentation peut également s'observer dans des zones intertidales sous forme de croûtes durcies, donnant les grès de plages (beach-rocks).

3.2 Diagenèse tardive

Les transformations de la diagenèse tardive se réalisent au cours de l'enfouissement et se traduisent d'une part par des phénomènes de compaction et d'autre part par des modifications minéralogiques, avec le remplacement de minéraux devenus métastables.

La compaction est d'abord mécanique, avec un réarrangement des grains qui réduit la porosité. Celle-ci est plus ou moins importante selon le type de sédiments carbonatés et l'existence éventuelle d'une cimentation liée à la diagenèse précoce.

À partir de 200 à 300 m de profondeur, se produit une compaction chimique : la charge des sédiments induit des augmentations de pression aux points de contact des grains, ce qui entraîne

ZOOM

Les transformations au cours de la lithification

des processus de dissolution, révélés par l'engrenage des grains les uns dans les autres et par la présence de **stylolithes**. Ceux-ci correspondent à des surfaces de dissolution parallèles à la stratification, hérissées de pics millimétriques à centimétriques et qui concentrent les particules argileuses réfractaires à la dissolution.

Les phénomènes de dissolution déterminent une saturation des fluides en carbonate de calcium, qui précipite alors entre les grains et donne un **ciment**. Celui-ci apparaît sous forme de cristaux, plus ou moins développés, ce qui donne une roche carbonatée de type **sparite** dont la nature dépend des conditions de diagenèse.

La diagenèse d'enfouissement est également marquée par des transformations minérales : l'aragonite devient instable et est remplacée par de la calcite. L'évolution s'accompagne aussi fréquemment de la cristallisation de ciment dolomitique (dolomite : carbonate double de calcium et magnésium), le magnésium pouvant avoir des sources diverses, dont les transformations diagénétiques des argiles se produisant de manière concomitante.

ZOOM**Les transformations au cours de la lithification**

La lithification correspond à la transformation d'un sédiment meuble en une roche sédimentaire consolidée par compaction et cimentation. Ces transformations peuvent être suivies dans le cas des roches détritiques et carbonatées.

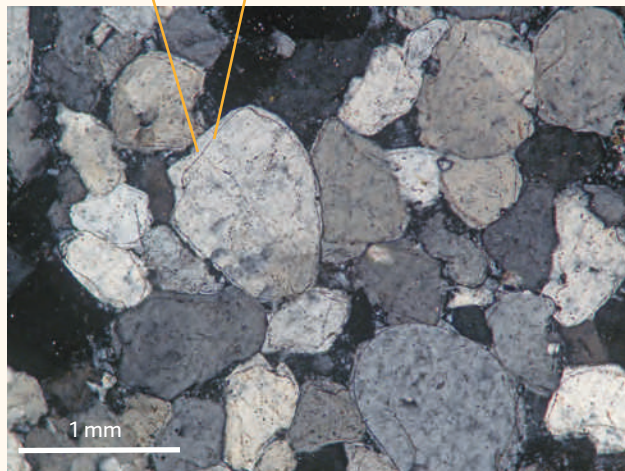
Compaction et cimentation des roches détritiques

Les grès sont des roches sédimentaires détritiques contenant majoritairement des éléments de faible taille, comprise entre $1/16^{\text{e}}$ de mm et 2 mm ce qui correspond aux sables. Il existe une grande diversité de grès, du fait de la nature des grains (souvent du quartz et des feldspaths) et du ciment qui les lie. Dans le cas des grès quartzeux, celui-ci est de nature siliceuse.

Voir chapitre 26, § 2.1

ciment diagénétique

surface d'origine d'un grain de quartz



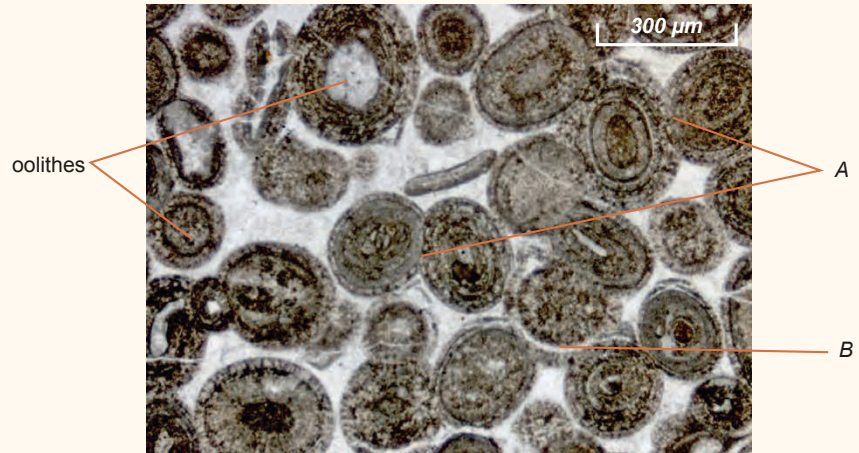
Grès quartzeux

L'observation de cette roche en lame mince peut montrer des grains de quartz entourés de fins lisérés noirs d'impuretés qui marquent la surface initiale des grains avant diagenèse. Lors de la compaction, un ciment siliceux s'est développé sur cette surface en conservant la même orientation optique que le grain.

Voir chapitre 26,
zoom 3 et TP 20,
figure TP20.11

Compaction et lithification des roches carbonatées

Les roches carbonatées sont constituées d'un ensemble de particules de natures diverses (morceaux de fossiles ou bioclastes, oolithes...) entre lesquelles peuvent s'observer soit une matrice très fine (micrite) syngénétique soit un ciment (sparite) diagenétique.



Exemple d'un calcaire oolithique : grainstone à ciment sparitique.

A : oolithes encastrées et emboîtées les unes dans les autres.

B : décollement de la couche externe d'une oolithe sous l'effet de la pression.

(Microphotographies de J.-F. Deconinck).

La compaction des roches carbonatées peut s'accompagner de phénomènes de dissolution. Les calcaires oolithiques montrent parfois des oolithes apparaissant encastrées les unes dans les autres. Ces observations traduisent un effet de compaction physique avant toute cimentation. Celle-ci s'est opérée ultérieurement et on peut supposer que c'est le processus de pression/dissolution aux points de contacts entre les oolithes permettant une saturation suffisante en Ca^{2+} et en CO_3^{2-} des eaux interstitielles qui a conduit à la précipitation de la calcite.

Réviser

Les sédiments piégés au niveau des bassins sédimentaires sont l'objet d'un certain nombre de transformations physico-chimiques au cours de leur enfouissement par suite de l'augmentation de la pression, de la température et de la disparition de toute activité biologique. La consolidation qui en résulte conduit aux roches sédimentaires. La compaction physique et chimique, par réarrangement des grains, par expulsion de l'eau interstitielle, par dissolution des phases minérales instables (exemple de l'aragonite) et par cristallisation d'un ciment entre grains conduit à une diminution de la porosité et de la perméabilité. Dans le cas des carbonates, la sédimentation et la diagenèse conduisent à distinguer micrites et sparites, la cimentation étant le fait selon les cas d'une boue carbonatée déposée entre les grains ou d'un ciment produit par cristallisation à partir de phases fluides circulant dans le sédiment. L'analyse du faciès de la roche, défini comme l'ensemble de ses caractères lithologiques et paléontologiques fournit ainsi des informations sur ses conditions de dépôt et de diagenèse.

Le phénomène sédimentaire

Activités pratiques

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Analyse du modelé des paysages : importance des facteurs intrinsèques et climatiques
- 2 Analyse de formations superficielles : moraines et terrasses alluviales
- 3 Analyse des roches détritiques et de la géométrie au niveau d'un delta
- 4 Analyse de roches carbonatées et reconstitution d'un environnement
- 5 Analyse et reconnaissance des roches sédimentaires

Introduction

Les processus de surface (altération, érosion) façonnent les paysages, leur donnant morphologies et modelés qui dépendent de facteurs intrinsèques (lithologie, structure...) ou extrinsèques (climat, végétation...). Ces processus libèrent des particules et des solutés qui, après leur transport, peuvent se déposer et former des roches sédimentaires.

➔ **Comment l'analyse des paysages et des roches sédimentaires permet-elle de reconstituer les environnements passés de la Terre ?**

1 Analyse du modelé des paysages : importance des facteurs intrinsèques et climatiques

1.1 Analyse d'un modelé glaciaire

La **figure TP20.1** montre la vallée du Torrent du Clos des Cavales, dans le massif des Écrins (Hautes-Alpes). Les affleurements sont constitués de roches cristallines plutoniques (granites) et métamorphiques (gneiss migmatisés). **On cherche ici à comprendre et retrouver les différentes caractéristiques témoignant de la présence d'un ancien glacier dans cette vallée.**

- Le zoom (c) au niveau du plan de Valfourche nous montre une vallée à fond plat, typique des **auges** formées par une érosion glaciaire. Le panorama sur la vallée du Torrent du Clos des Cavales montre une vallée encaissée avec des flancs abrupts confortant cette hypothèse. On aperçoit également de nombreuses arêtes aiguës, témoignant d'un paysage façonné par la cryoclastie. Sur le zoom (b) juste au-dessus du lac du Pavé les roches à l'affleurement ont un **aspect moutonné**, typique d'un **poli** glaciaire.
- Le lac du Pavé s'est formé suite au recul d'un ancien glacier qui a creusé un **cirque** par ablation du substratum. Les eaux du lacs sont retenues par un **verrou glaciaire**. À ce niveau, les roches ont été moins érodées car plus résistantes à l'abrasion du glacier et formant une bordure plus haute fermant la cuvette du lac.
- La moraine observée dans le creux de la vallée est issue du dépôt des débris rocheux transportés par le glacier avant son retrait. Il s'agit d'une **moraine latérale** laissée sur les bords du glacier. Une recherche sur Google Earth® nous permet d'apercevoir les 2 moraines latérales

de la vallée, ainsi que des traces des dernières **moraines frontales** témoignant du recul du glacier du Clot des Cavales (figure TP20.2).

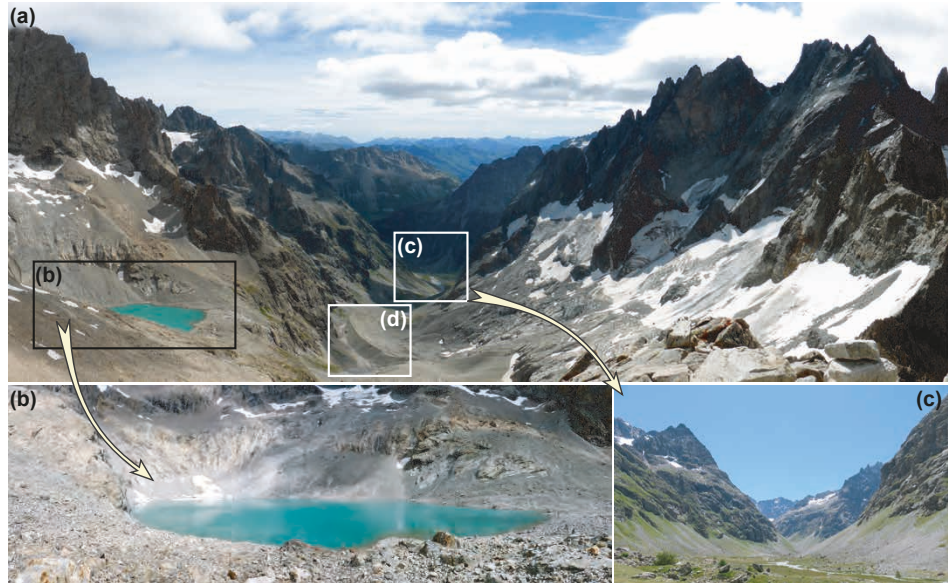


Figure TP20.1 (a) Vue sur la vallée du Torrent du Clos des Cavales, depuis le Pic Nord des Cavales (Hautes-Alpes) ; (b) zoom sur le Lac du Pavé ; (c) zoom sur le plan de Valfourche ; (d) moraine.

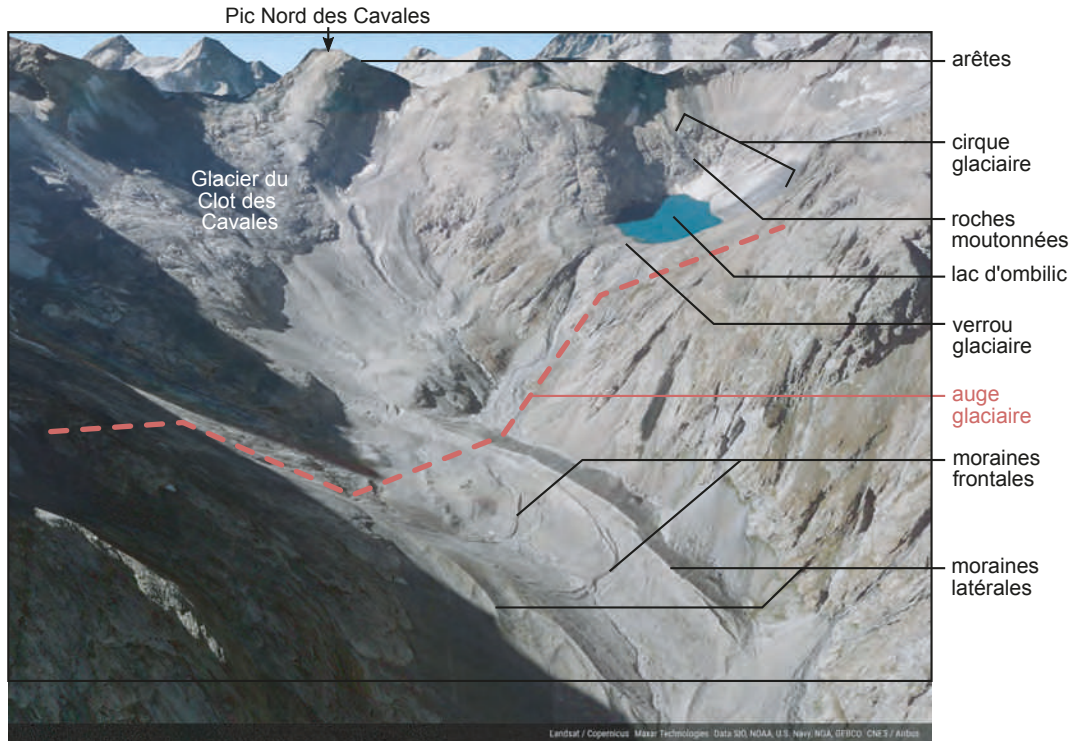


Figure TP20.2 Vue 3D © Google Earth, permettant d'apprécier les caractéristiques du modelé glaciaire visibles au niveau de la vallée du Clot des Cavales.

1.2 Analyse de modelés granitiques arénisés et latérisés

Le but de cette étude est de comprendre comment évolue chimiquement une roche silicatée soumise aux processus d'altération et d'érosion sous différents climats.

Différentes roches affleurent sur la commune de Saint-Sylvestre en Haute-Vienne (figure TP20.3a et b). La composition minéralogique des divers horizons de l'affleurement au sein duquel on a prélevé les échantillons est donnée figure TP20.3c dans l'hypothèse du quartz invariant. Cette hypothèse suppose que le quartz n'est pas significativement altéré le long des profils d'altération étudiés

- La roche présente une texture grenue avec des minéraux jointifs de quartz (3), feldspaths potassiques (1), plagioclases (4) et micas noirs ou biotites (2). Il s'agit d'un **granite**.
- Cette roche semble altérée à l'origine d'une couleur ocre liée à l'oxydation du fer (observation d'oxy-hydroxydes de fer sur le profil). Il se désagrège sous forme d'un sable grossier et mal trié : une **arène granitique**. Le sable est beaucoup plus clair que la roche mère. Les minéraux sombres, plus sensibles à l'altération, ont été altérés, lessivés, à l'origine probablement d'argiles de type illite indiquée sur le profil minéralogique (c).

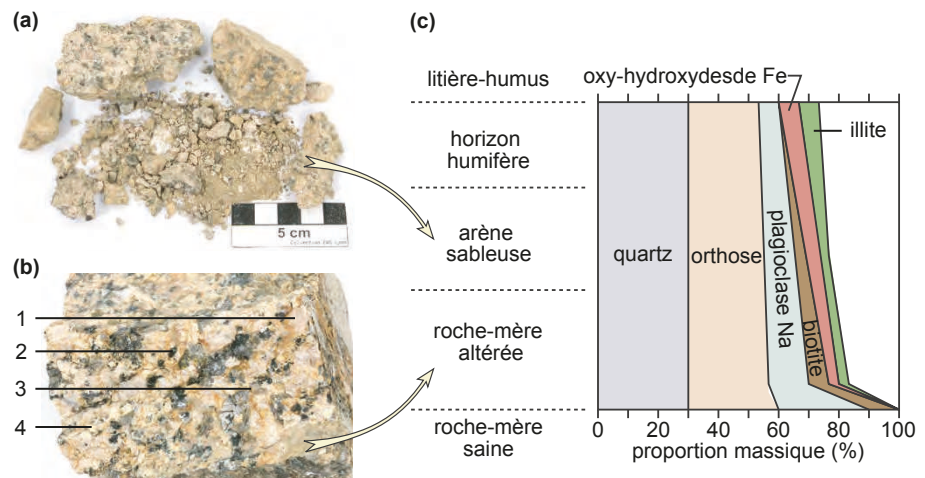


Figure TP20.3 (a) Arène sableuse et (b) roche mère altérée provenant de Saint-Sylvestre (crédit photos : lithothèque.ens-lyon.fr) ; (c) composition minéralogique approchée dans l'hypothèse du quartz invariant des divers horizons correspondant à la figure 25.4a du chapitre 25.

La figure TP20.4a consigne la composition chimique (exprimée en g/100 g) de divers horizons d'un sol latéritique de Guyane (de haut en bas, A : horizon cuirassé ; B : altérite plastique (saprolite) ; C : roche-mère). Elle est mise en parallèle de la composition minéralogique approchée dans l'hypothèse du quartz invariant figure TP20.4 b. Les différents horizons représentés correspondent à ceux de la figure 25.4 du chapitre 25.

- La teneur en **oxydes d'aluminium** (Al_2O_3) et de **fer** ($FeO + Fe_2O_3$) augmente significativement au niveau des horizons altérés. En parallèle, la teneur en silice (SiO_2) et en éléments magnésiens (MgO) et calco-alkalins (CaO , Na_2O , K_2O) diminue par rapport à la composition de la roche mère. On en déduit que ces derniers éléments sont lessivés et emportés suite à l'altération du granite tandis que les autres s'accablent sur place à l'origine d'une formation résiduelle typique des **latérites**.
- Ceci explique l'augmentation de la formation de **kaolinite** (horizon B) puis de gibbsite (horizon A) observé sur le profil minéralogique de la figure TP20.4b.

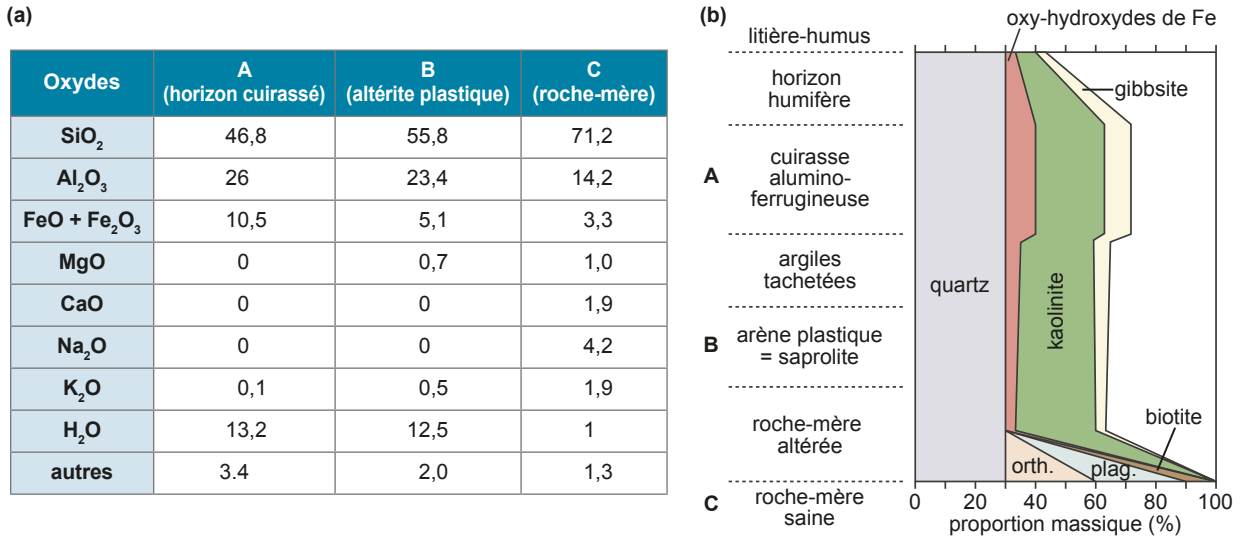


Figure TP20.4 (a) Composition chimique de divers horizons d'un sol latéritique ; (b) composition minéralogique approchée dans l'hypothèse du quartz invariant des divers horizons correspondant à la figure 25.4b du chapitre 25. (orth : orthose ; plag : plagioclase)

1.3 Analyse des paysages subalpins

La figure TP20.5 met en parallèle les cartes topographiques et géologiques de la région de Saint-Pierre d'Albigny (Savoie). Sur ces cartes on observe la Dent d'Arclusaz (massif des Bauges) qui présente un relief bien particulier, caractéristique des massifs subalpins.

Dans cette activité on cherche à comprendre l'influence des facteurs intrinsèques (structure et nature lithologique) sur la morphologie du paysage observé.

On observe un **synclinal** (pli dont les couches les plus jeunes, datées du Crétacé supérieur c1-6, sont au centre) **perché** typique des **reliefs inverses** (figure TP20.6).

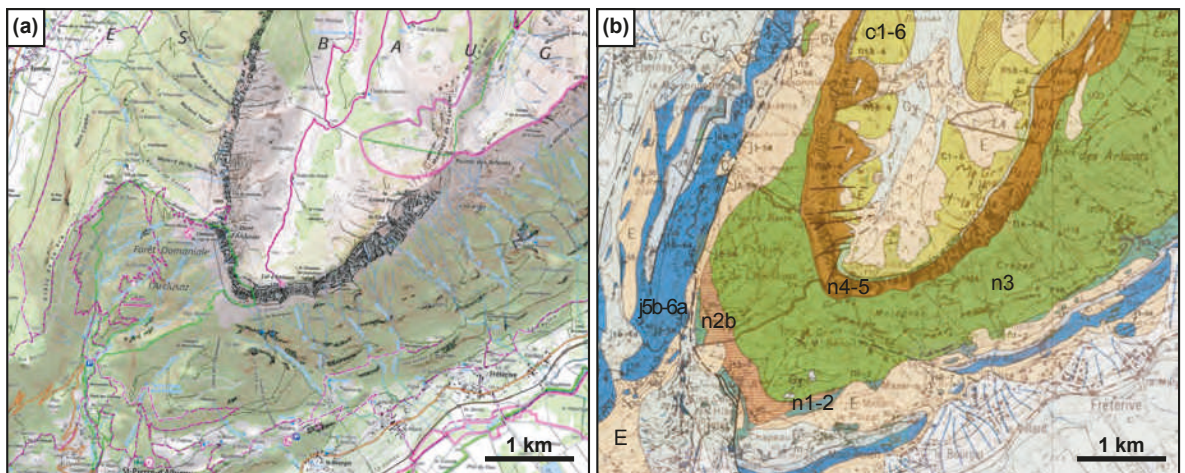


Figure TP20.5 Synclinal perché de l'Arclusaz.

(a) Extrait de la carte topographique IGN au 1/25 000 (source : geoportail.gouv.fr) ; (b) extrait de la carte géologique du BRGM au 1/50 000 (source : infoterre.brgm.fr). La légende des couches géologiques est donnée figure TP20.6.

Cette structure n'est pas commune. Lors de la formation d'un pli, on s'attend à observer des anticlinaux au niveau des monts, et des synclinaux au niveau des vallées. Ce relief inverse s'explique par différents processus géologiques :

- Les plis anticlinaux et synclinaux se sont formés lors de l'orogénèse alpine au cours du Paléogène (après le Crétacé supérieur) et affectent des strates résistantes et peu épaisses de calcaires d'une part et de strates épaisses et moins résistantes de marnes.
- L'érosion a principalement touché les anticlinaux, faisant disparaître les calcaires et mettant à l'affleurement les marnes. Celles-ci étant facilement érodables, les anticlinaux ont rapidement été transformés en vallées. Au contraire, les synclinaux au cœur desquels affleure encore le calcaire, difficilement érodable font saillie dans le paysage.

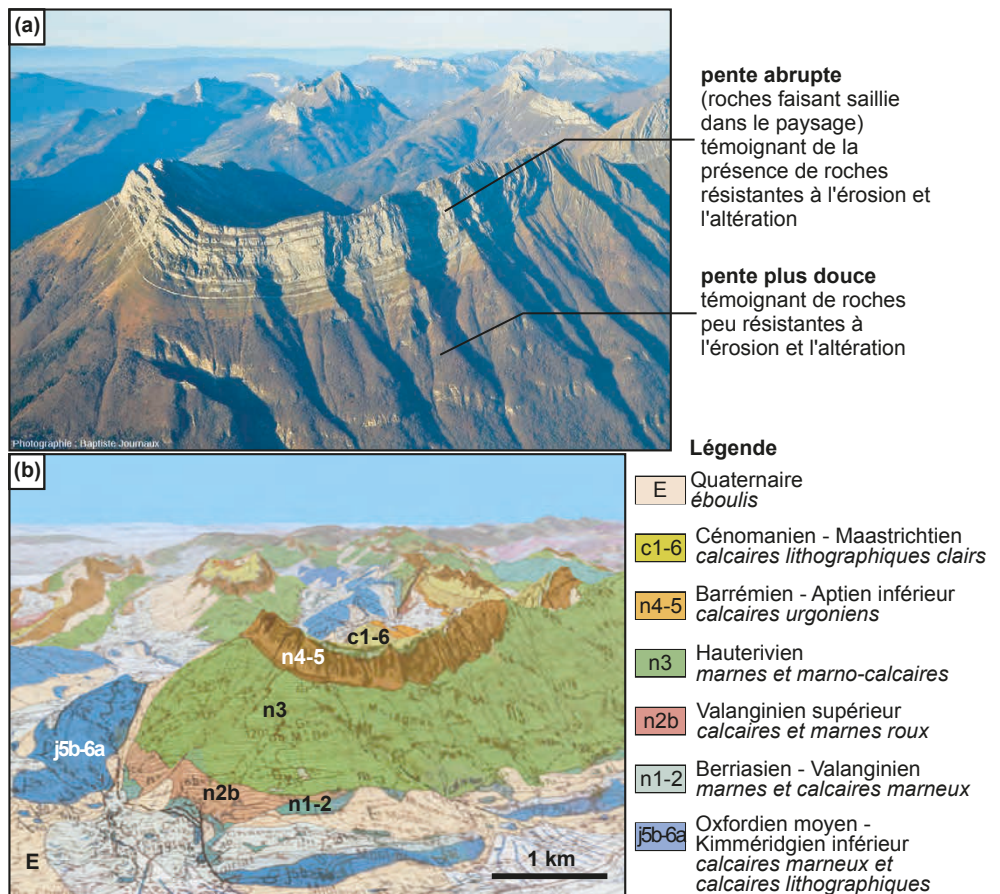


Figure TP20.6 Synclinal perché de l'Arclusaz.

(a) Vue aérienne de la Dent d'Arclusaz (crédit photo : B. Journaux) ; (b) vue 3D de la carte géologique du BRGM (source : geoportail.gouv.fr).

2 Analyse de formations superficielles : moraines et terrasses alluviales

La figure TP20.8, extrait de la carte géologique au 1/50 000 de Lourdes (Pyrénées centrales), présente la distribution des dépôts morainiques et alluvions quaternaires mis en place au cours des 5 derniers stades glaciaires : Donau, Günz, Mindel, Riss et Würm.

Dans cette activité on s'intéresse à la répartition cartographique de formations superficielles alluviales. Par leur étude, on cherche à reconstituer les variations climatiques ayant affecté la région des Pyrénées centrales.

- Compte tenu de la topographie, les glaciers s'écoulaient vers le nord. Les **moraines frontales** se déposent en aval des glaciers lors de leur fluage. La répartition de ces moraines nous permet de déduire l'extension maximale approximative des glaciers aux différentes périodes (figure TP20.7a). L'**extension des glaciers** au stade Mindel a été plus importante que celle des glaciers du stade Riss, elle-même plus marquée que celle des glaciers du stade Würm. Ceci témoigne d'une **intensité décroissante des glaciations** du stade Mindel au stade Würm. Lors des stades Donau et Günz, l'absence de dépôts morainiques laisse à penser que ces 2 stades glaciaires ont été moins intenses que la glaciation Mindel et que leurs moraines frontales ont été totalement remaniées et intégrées aux moraines du stade Mindel.
- Une coupe à travers la vallée de l'Ousse permet d'observer la distribution des diverses **terrasses alluviales** (figure TP20.7b et c). Le substratum anté-pliocène affleure largement entre les formations Fv et Fw. Les alluvions Fv (Donau-Günz) sont ainsi **étagées** par rapport aux alluvions Fw (Mindel) signifiant que l'intensité du stade Mindel a été plus grande que celle des stades Donau-Günz, confirmant notre hypothèse précédente. Les terrasses des stades Mindel (Fw), Riss (Fx) et subactuelles (Fz) sont **emboîtées** (pas d'affleurement du substratum entre elles), confirmant le fait qu'après le stade Mindel l'intensité des glaciations a été décroissante.

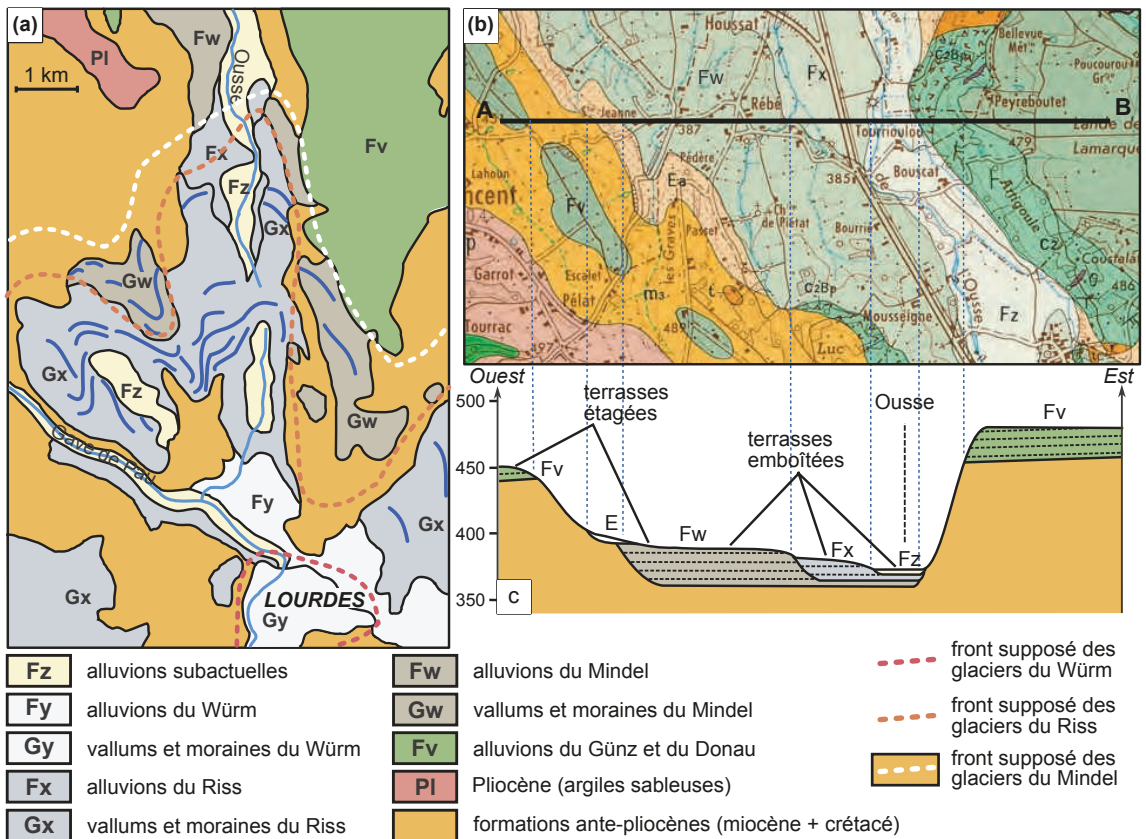


Figure TP20.7 (a) Schéma structural de la carte de Lourdes indiquant la distribution des dépôts quaternaires et les limites supposées de l'extension des glaciers pour les 3 derniers stades glaciaires d'après la carte de la figure TP20.8 ; (b) extrait de la carte au 1/50 000 de Lourdes ; (c) coupe interprétative du système de terrasses selon le trait de coupe AB.

- FORMATIONS SUPERFICIELLES PLIO-QUATÉRNAIRES**
- E**
Éboulis, dépôts de remaniement
 - Ea**
Dépôts superficiels, souvent soliflués, limons et limons lessivés
 - Fz** / **FzI**
Alluvions subactuelles et holocènes FzT - Tourbières
 - Fya**
Alluvions du Wurm I
 - Fx**
Alluvions anciennes du Riss
 - Fw**
Alluvions anciennes du Mindel
 - Fv**
Alluvions anciennes du Günz et du Donau
 - Gya** /
Vallum et moraines du Wurm
 - Gx** /
Vallum et moraines du Riss
 - Gw** /
Vallum et moraines du Mindel
 - p**
Pliocène. Argiles à galets
- FORMATION DU SUBSTRAT ANTÉ-PLIOCÈNE AFFLEURANT**
- m₁**
Pontien. Argiles sableuses
 - e₄**
Yprésien. Marnes et calcaires
 - Cz** / **Cz**
Cénomaniens. Flysch et brèches
 - Ct** / **Ne** / **NeM**
Albien/Aptien. Marnes et calcaires
 - t**
Marnes bariolées du Keuper



Figure TP20.8 Extrait de la carte géologique au 1/50 000 de Lourdes (© BRGM, 1970).

3 Analyse des roches détritiques et de la géométrie au niveau d'un delta

La figure TP20.9 montre la répartition des dépôts actuels de la portion orientale de l'embouchure du Rhône.

Dans cette activité, on étudie la morphologie d'un delta afin de caractériser les paramètres influençant sa géométrie.

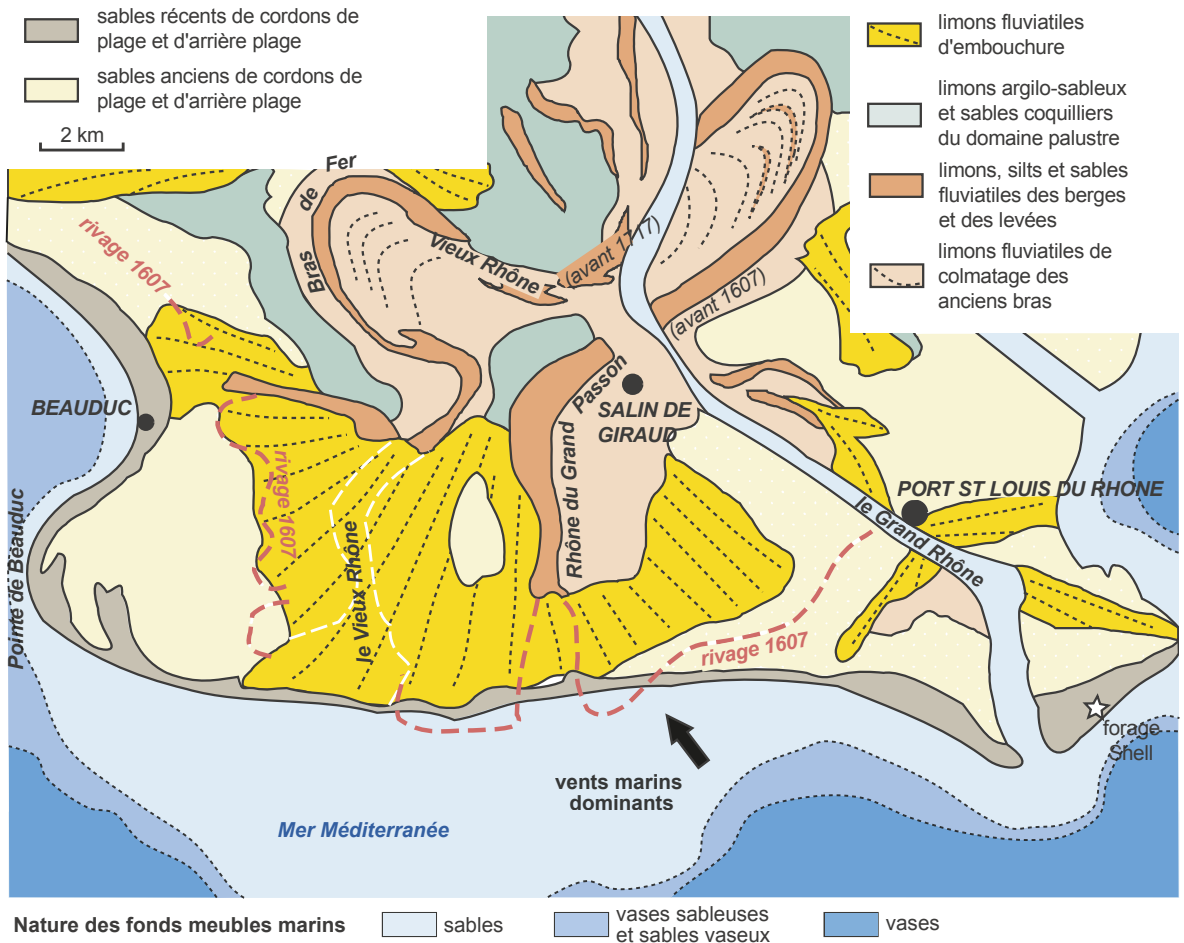


Figure TP20.9 Répartition des sédiments anciens à actuels de la portion orientale du delta du Rhône (d'après les cartes géologiques au 1/50 000 d'Istres et des Saintes-Maries-de-la-Mer – © BRGM – simplifié).

La position du rivage en 1607 ainsi que les anciennes positions du Rhône établies à partir de données historiques et d'analyses de sondages sont indiquées.

Deux grands types d'environnements s'y opposent : un **environnement marin** générateur de cordons sableux littoraux et un **environnement fluviatile** à l'origine de dépôts de berges, de limons de colmatage des anciens bras, et de limons d'embouchure.

- La nature des fonds meubles marins montre le passage progressif de sables à des vases. Ceci témoigne que les dépôts actuels deviennent de plus en plus fins à mesure qu'on s'éloigne de l'embouchure du Rhône. Au niveau de ce front de delta, la **décroissance granulométrique** est principalement liée à la **décroissance de l'hydrodynamisme** à l'embouchure du fleuve.

- L'ensemble des dépôts détritiques fait saillie dans la mer Méditerranée. Ainsi l'embouchure du Rhône est un **delta** au sens strict (peu d'influence des phénomènes de marées).
- L'évolution du cours du Rhône et la position d'anciens rivages nous permettent de comprendre l'histoire du delta. La partie centrale montre que l'ancien cours du Rhône était plus à l'ouest que l'embouchure actuelle. Le cône deltaïque était relativement symétrique, repérable à la ligne de rivage 1607. Le cours actuel du Grand Rhône se met en place en direction du sud-est en recoupant toutes les formations fluviales précédentes à l'origine d'un nouveau lobe dans la portion orientale du delta. Alors que cette portion orientale paraît poursuivre sa croissance de nos jours (progression du rivage sur la mer), les anciens rivages (embouchure du Vieux Rhône) sont au contraire soumis à l'érosion. Les vents marins dominants entraînent une **dérive littorale** responsable de l'érosion de la zone centrale et du transfert des sédiments vers la flèche de Beauduc qui **progresse vers l'ouest**. L'histoire du delta se résume ainsi à la construction de lobes successifs dont les produits sont en partie remaniés par l'action des vagues et des courants marins ce qui est la caractéristique d'un **delta mixte, fluvio-marin**.

4

Analyse de roches carbonatées et reconstitution d'un environnement

La figure TP20.10 présente la localisation de quatre échantillons de calcaires récoltés dans une même formation du Jurassique supérieur de la vallée de l'Yonne, au sud d'Auxerre, dans le Bassin parisien. Les caractéristiques de chaque échantillon apparaissent sur les photos A à D.

La texture et la composition fossilifère des roches carbonatées sont dépendantes de l'environnement dans lequel elles se sont formées (hydrodynamisme, climat...). On cherche ici, par l'étude de différents calcaires, à reconstituer un environnement de dépôt jurassique.

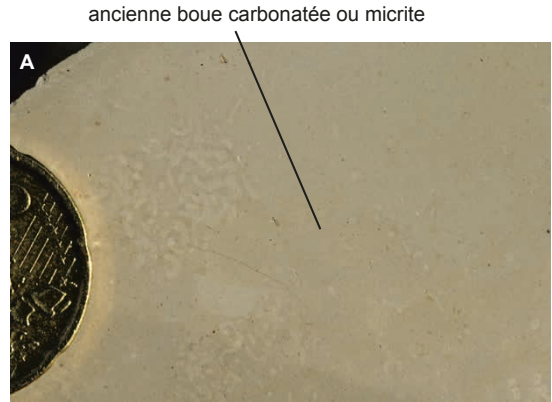
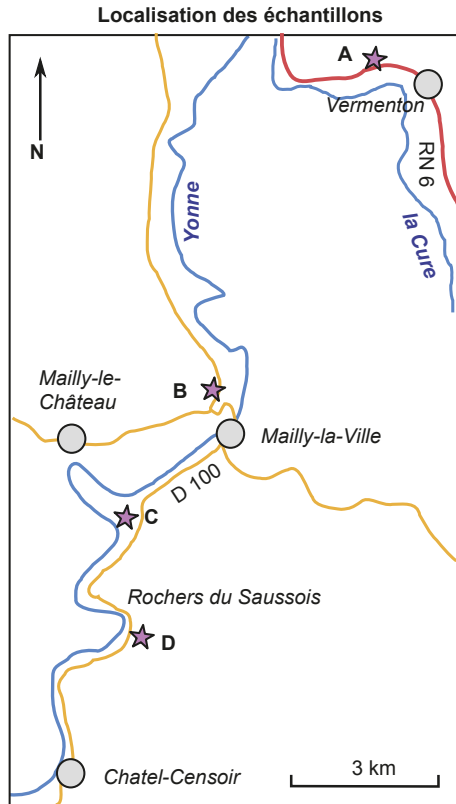
- L'échantillon A présente un aspect homogène, sans trace de macrofossiles ; il s'agit d'un calcaire de type **mudstone** caractérisant un **milieu très calme**, soit peu profond et abrité, soit assez profond pour échapper à l'action des vagues (plus de 30 à 40 m de profondeur).

L'échantillon B est un calcaire bioclastique dont tous les éléments sont arrondis et cimentés dans une calcite translucide post-sédimentaire (pas de boue carbonatée) ; il s'agit d'un calcaire de type **grainstone** ; les grains arrondis ont été roulés, fragmentés, usés avant dépôt ce qui dénote un **milieu très agité** donc peu profond et face au large. La présence d'un fragment de corail signifie qu'il y avait un **récif** non loin.

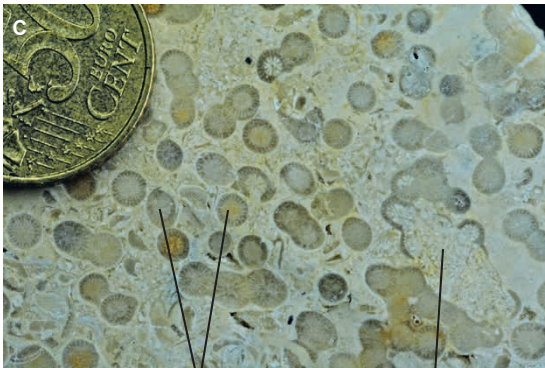
L'échantillon C est un **calcaire récifal construit ou boundstone** ; les coraux branchus ne paraissant pas fragmentés et le ciment comportant de la boue carbonatée, cela traduit un milieu d'agitation modérée.

L'échantillon D est un calcaire bioclastique très riche en coquilles entières ou légèrement fragmentées ; il y a de nombreux bioclastes de petite taille et le ciment comporte de la boue carbonatée ; il s'agit donc d'un calcaire de type **packstone/wackestone**. Le milieu de dépôt était peu agité.

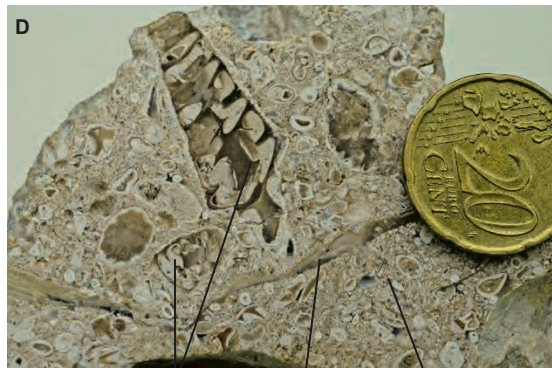
- L'ensemble de ces calcaires est propre aux **dépôts de plate-forme barrée** (domaine néritique). La présence de calcaire récifal (échantillon C) permet de considérer l'échantillon B comme un dépôt d'avant-récif. Le large se situait donc vers le nord à cette époque et on en déduit que l'échantillon A s'est déposé en eaux relativement profondes, en direction de la plate-forme externe. L'échantillon C traduisant un milieu peu agité signifie qu'il était protégé, à l'arrière du récif d'extension E-O. La zone de dépôt du calcaire D correspondait également à l'arrière-récif ou lagon, zone assez abritée hormis lors des tempêtes. Le rivage de l'époque se trouvait plus au sud.
- La présence de coraux indique que la **mer était chaude**. Ainsi le Bassin parisien était largement immergé au Jurassique supérieur et il se situait de plus à des latitudes plus basses qu'actuellement sous un climat plus chaud.



ciment calcitique (sparite) vides fragment de corail



sections de corail ramifié ciment mixte, sparitique et micritique



coquilles de gastéropode valve de lamellibranche ciment mixte, sparitique et micritique

Figure TP20.10 Localisation de 4 échantillons (notés de A à D) de calcaires du Jurassique supérieur de la vallée de l'Yonne et aspect macroscopique de chacun.

5 Analyse et reconnaissance des roches sédimentaires

Voir chapitre 26,
Zooms 1 et 3

La reconnaissance des principales roches sédimentaires au programme de BCPST demande un examen macroscopique auquel on pourra rajouter une étude microscopique pour les roches carbonatées (classification de Dunham). Cette reconnaissance doit permettre ensuite de proposer des reconstitutions d'environnements dans lesquels elles se sont déposées.

Les roches sédimentaires se distinguent des roches magmatiques et métamorphiques par différents critères observables ou non selon les cas :

- l'échantillon peut présenter une **stratification** sous forme d'un litage de particules de même taille ou de tailles différentes ;
- la roche peut contenir des **fossiles** ;
- la roche possède une **chimie ou des caractères aisément identifiables** : effervescence à l'acide chlorhydrique dilué traduisant sa nature carbonatée, cristaux rayables à l'ongle ou présentant un goût salé ou amer pour certaines évaporites.

Les roches sédimentaires montrent une variété très importante. La clé de détermination (figure TP22.11) et les photos (figure TP22.12) permettent d'identifier les principales roches sédimentaires à partir d'un examen macroscopique.

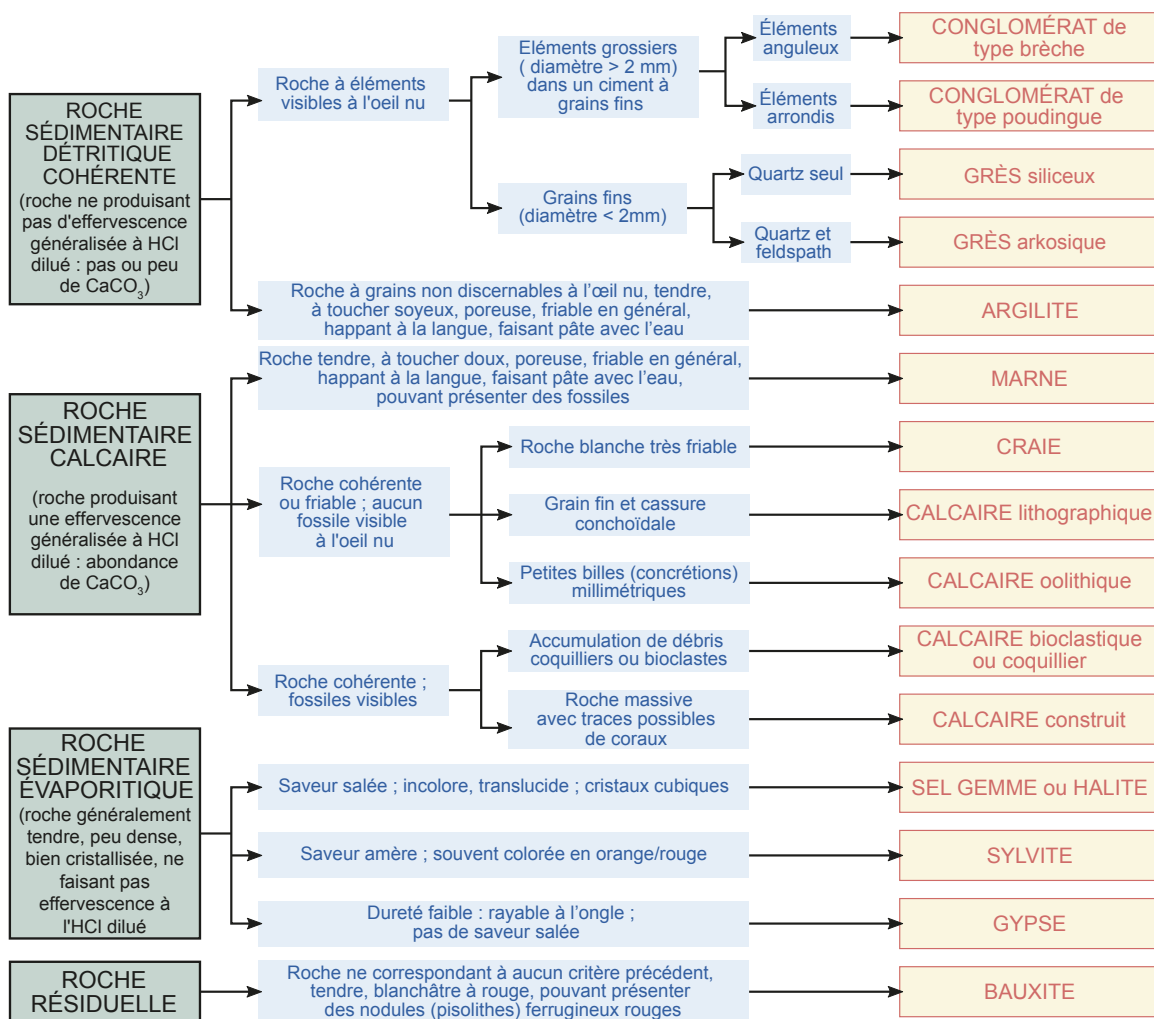
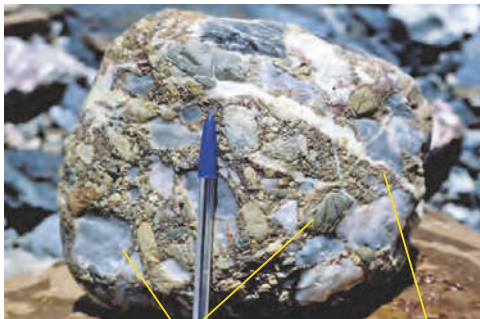


Figure TP20.11 Clé de détermination des principales roches sédimentaires.

(détritiques, carbonatées, évaporitiques ou résiduelles) à partir d'un examen macroscopique.

ROCHES SÉDIMENTAIRES DÉTRITIQUES TERRIGÈNES

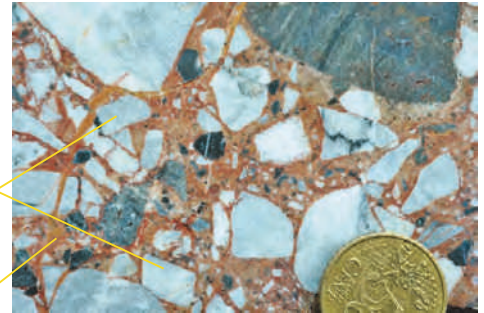
Conglomérat de type poudingue



graviers arrondis et galets

matrice gréseuse

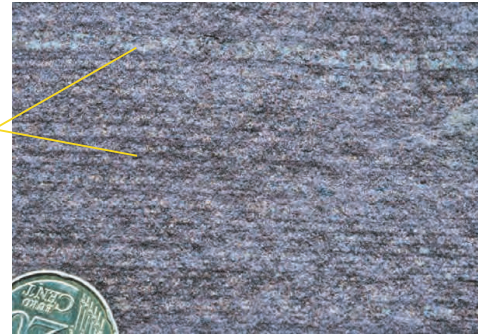
Conglomérat de type brèche



graviers anguleux

matrice colorée par de l'hématite (Fe_2O_3)

Grès rouge



lits sableux plus ou moins colorés par de l'hématite (Fe_2O_3)

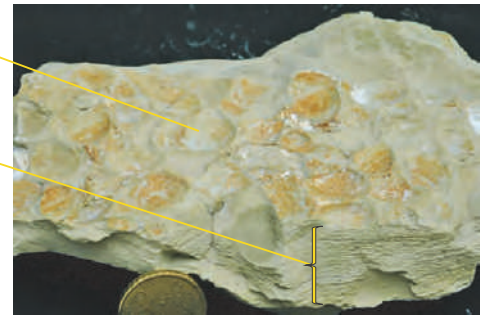
Argilite



empreinte de feuille (car roche à grain très fin)

grain très fin (aspect soyeux)

Marne

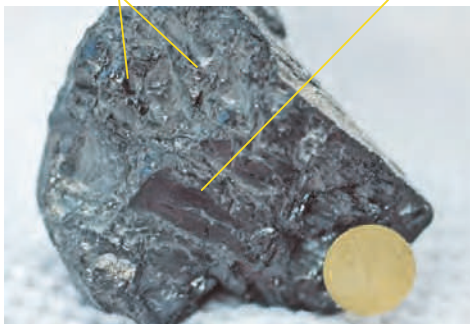


empreinte de coquille

débit en plaquettes

ROCHE SÉDIMENTAIRE CARBONÉE

éclat brillant **Houille** trace de stratification



nodules d'oxydes et d'hydroxydes de fer

Bauxite

matrice claire d'hydroxyde d'aluminium

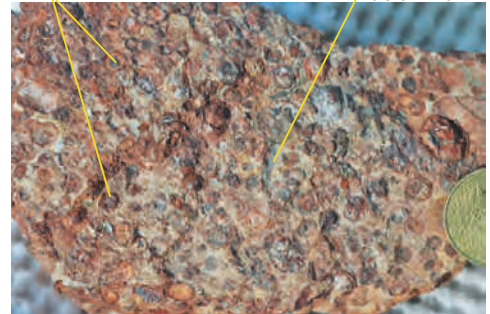
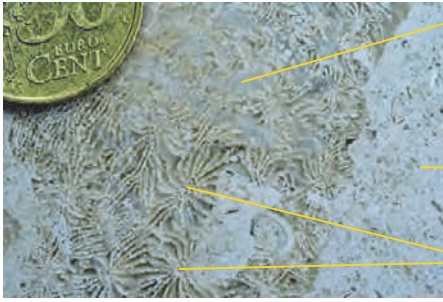


Figure TP20.12 Identification des roches sédimentaires à partir d'une analyse macroscopique (et microscopique).

La roche carbonée est donnée à titre indicatif.

ROCHES SÉDIMENTAIRES CALCAIRES

Calcaire construit - boundstone



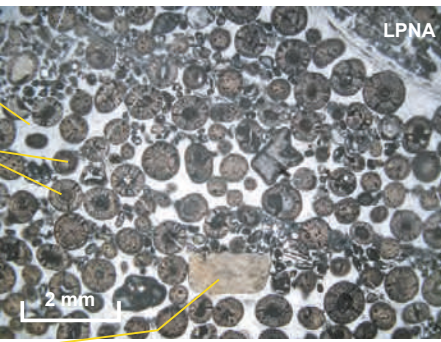
ciment calcitique translucide ou sparite

oolithes

boue carbonatée ou micrite

polypiers de corail colonial entroque (article de crinoïde)

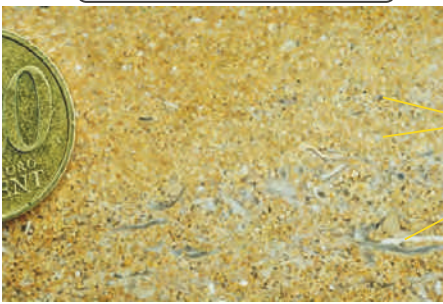
Calcaire oolithique - grainstone



LPNA

2 mm

Calcaire oolithique - grainstone



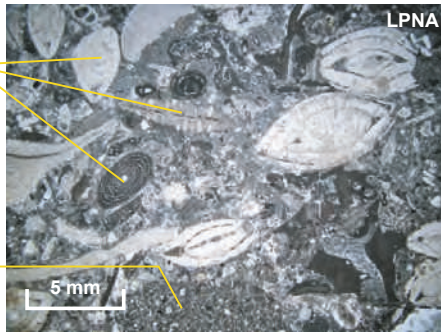
foraminifères benthiques

oolithes

coquille

boue carbonatée ou micrite

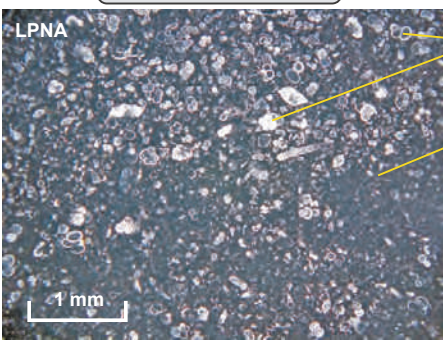
Calcaire bioclastique - packstone



LPNA

5 mm

Calcaire fin - mudstone



LPNA

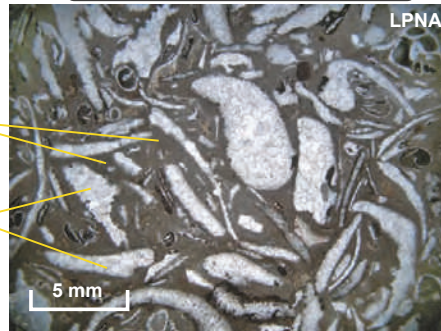
1 mm

foraminifères planctoniques

boue carbonatée ou micrite

fragments coquilliers ou bioclastes recristallisés

Calcaire bioclastique - wackestone



LPNA

5 mm

Gypse (CaSO₄, 2H₂O)

ROCHES ÉVAPORITIQUES

Halite (NaCl) et sylvite (KCl)



gypse saccharoïde

gypse « pied d'alouette »



lit de halite

lit de sylvite

Figure TP20.12 (suite) Les textures selon la classification de Dunham des roches carbonatées sont données en italiques.