

## LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DES ROCHES DETRITIQUES

Des ouvrages entiers sont consacrés à l'identification des milieux de dépôt des sédiments détritiques.

Cette démarche interprétative est d'une certaine manière plus délicate encore que dans le cas des environnements carbonatés (voir ci-dessous) car manquent souvent ici les informations importantes livrées par l'écologie des communautés organiques. Dans de nombreux cas, seules des informations issues de l'interprétation des figures sédimentaires, de la granulométrie, de la géométrie des corps sédimentaires sont disponibles. Une grande prudence s'impose donc: des sédiments presque analogues, issus d'environnements différents ne sont pas rares. Tout est dans le "presque"...

Par commodité, nous envisagerons d'abord les sables et graviers, ensuite les sédiments fins. Il est cependant évident que ces dépôts se retrouvent mêlés dans plusieurs types de milieux, fleuves, littoraux, etc.

### 1. Sables et graviers

Les sédiments détritiques grossiers se déposent dans une grande variété d'environnements, depuis les dunes éoliennes jusqu'aux fonds océaniques (dépôts gravitaires). Ils sont cependant particulièrement caractéristiques des environnements côtiers, où l'hydrodynamisme permet leur transport et leur dépôt. Passons ces divers milieux en revue.

#### 1.1. Dépôts de cônes d'éboulis

Avant leur mobilisation par le vent, le ruissellement ou les torrents, les fragments de roche détachés de leur substrat par l'érosion subissent un transport sous la forme d'avalanche de débris. Ces *cônes d'éboulis* se mettent en place au pied de reliefs jeunes et sont caractérisés par un classement et une maturité très faibles.



A: avalanche de débris au pied d'un relief; Piau Engaly, France. B: détail montrant la faible maturité des dépôts: grande variété lithologique, mauvais classement, faible émoussé.

## 1.2. Dépôts éoliens

Les *dunes sableuses* sont évidemment de bons indicateurs de climat aride: la plupart des déserts sont confinés entre 20° et 30° de latitude ou derrière des chaînes montagneuses qui jouent un rôle d'écran pour les perturbations (Andes, par exemple).

Comme l'air a une densité un millier de fois inférieure à l'eau, sa capacité de transport est beaucoup plus faible et les matériaux grossiers sont laissés sur place, formant un pavement ou *reg*. Le vent possède par contre un bon pouvoir de classement et le transport s'effectue essentiellement par saltation et collisions intergranulaires des grains sableux, avec le matériau fin exporté plus loin. Ceci explique l'homogénéité granulométrique des dépôts éoliens. Contrairement à leurs équivalents marins, les courants aériens n'ont pas la limitation imposée par la surface de la mer et les dunes éoliennes ne sont limitées en hauteur que par la force des vents et l'apport en sable. On peut considérer les critères suivants comme diagnostiques de dunes éoliennes:

### Elements diagnostiques des dépôts éoliens

géométrie: les champs dunaires peuvent couvrir des centaines de km<sup>2</sup> et former d'épaisses unités sableuses de grande continuité latérale. La pente des stratifications entrecroisées éoliennes peut atteindre 35° (en moyenne 25°-30°) et les unités individuelles ("cross-bed sets") peuvent avoir une épaisseur de l'ordre de 30 m;

il n'y a pas de séquence type comme c'est le cas en milieu marin (progradation, par exemple);

faciès associés: graviers de déflation, fentes de dessiccation (lac temporaire, oued);

pétrographie: il s'agit de sables quartzeux très bien classés, avec un bon arrondi. Au MEB, encroûtements d'oxyde de fer, aspect "grêlé";

fossiles: rares, hormis quelques terriers, des traces de racines et des empreintes de pattes.

Il faut remarquer que comme pour tous les dépôts continentaux, les dépôts éoliens ont peu de chance d'être préservés dans l'histoire géologique (sauf dans des bassins à subsidence rapide).



*Dunes éoliennes fossiles, Pléistocène supérieur, Hergla (Tunisie); le schéma à droite, souligne le pendage élevé des stratifications.*



*Stratifications obliques métriques dans les grès éoliens de la Formation de Navajo, Jurassique, Page, Arizona, USA.*

### **1.3. Dépôts fluviatiles**

En contexte fluvial, les premiers corps sédimentaires à se former sont les *cônes alluviaux* ("alluvial fans"). Ces cônes se développent (principalement en milieu désertique ou montagnard) au débouché d'un canyon dans une vallée ou une plaine, quand le courant

fluviate ralentit brutalement. Au fur et à mesure de sa décélération, le courant perd sa capacité de transport et dépose sa charge sédimentaire.



*Cône alluvial débouchant dans la Death Valley, Californie, USA. La flèche désigne un chenal récent.*

Ce type de système fluviate, avec une charge abondante forme un réseau en tresse ("braided stream") (Fig. III.5). Outre le transport par les eaux fluviales, les sédiments des cônes alluviaux sont également mobilisés par des écoulements en masse ([debris flows](#)). Dans les régions désertiques, ces écoulements en masse ont souvent un caractère catastrophique ("flash flood") et peuvent transporter des blocs de plusieurs tonnes: les sédiments qui en résultent sont extrêmement mal classés et non stratifiés.

Une coupe dans un cône alluvial donne en général une alternance d'écoulements en masse mal classés et de conglomérats ("fanglomérats") et sables fluviaux. Suivant la prépondérance des faciès fluviaux ou des écoulements en masse, on peut distinguer deux types extrêmes de cônes alluviaux ainsi que des types mixtes. Ceux qui sont dominés par les écoulements en masse (Fig. III.4A) montrent des faciès de paraconglomérats et sables, avec dans la zone proximale (près du débouché du canyon), des coulées de débris amalgamées (parfois en unités pluri-métriques) et dans la zone distale, des coulées sableuses interdigitées avec des sédiments fins. Les cônes alluviaux dominés par les écoulements fluviaux (Fig. III.4B) montrent des conglomérats chenalisés et des chenaux sableux à stratification oblique, avec une forte amalgamation dans la zone proximale.

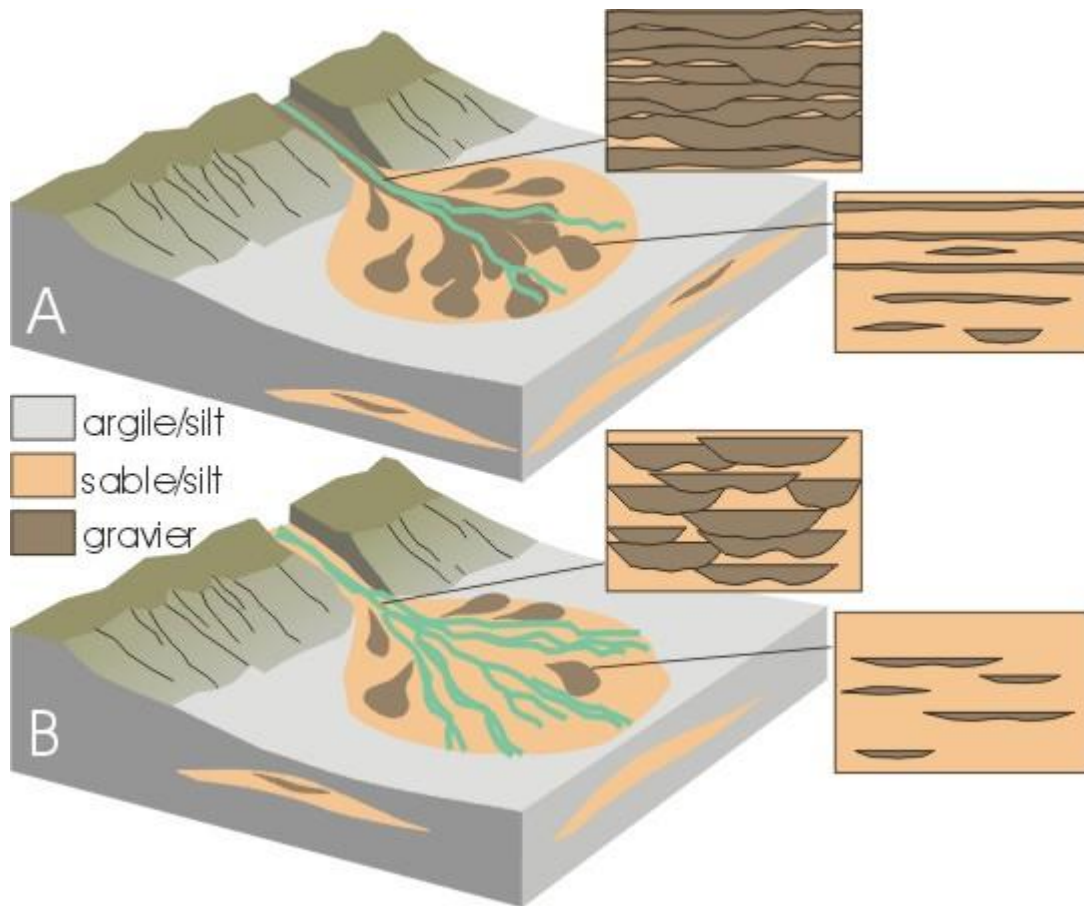


Figure III.4: deux types de cônes alluviaux, avec l'organisation des corps sédimentaires. A: dominé par les coulées de débris. B: dominé par les écoulements fluviatiles.

On observe souvent une granocroissance générale du cône alluvial due à la progradation, avec les faciès distaux relativement fins surmontés par des faciès proximaux plus grossiers. Les deux types extrêmes évoqués ci-dessus peuvent aussi passer de l'un à l'autre en fonction d'évolutions climatiques (les climats arides à précipitations fortes et irrégulières correspondent au type à débris flow, les climats à précipitations plus régulières au type à chenaux).

Si le cône alluvial débouche directement en milieu marin, on a ce que l'on appelle un "fan delta" où les matériaux grossiers d'origine alluviale peuvent être mêlés à des sédiments marins plus fins. Il faut noter que cônes alluviaux et fan deltas sont caractéristiques de zones tectoniquement actives, avec un rajeunissement permanent du relief. Quelques éléments sont diagnostiques:

#### Eléments diagnostiques des cônes alluviaux

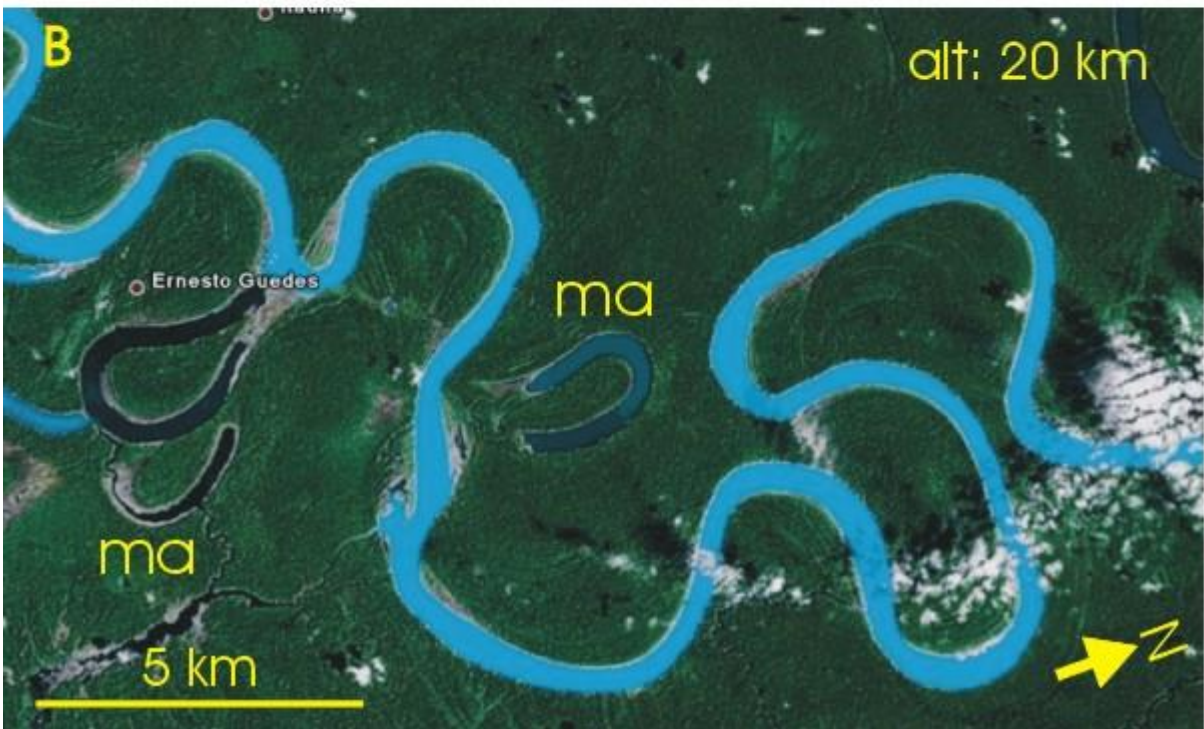
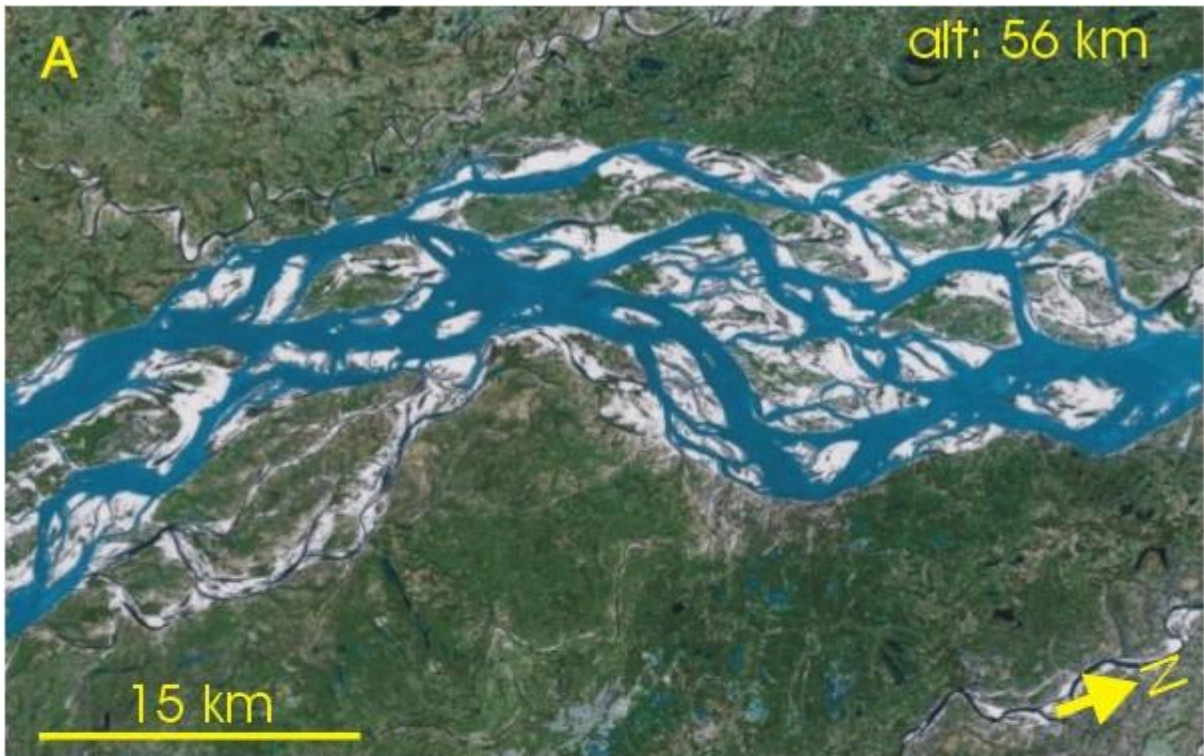
contexte tectonique actif, proximité de reliefs jeunes;

géométrie: en forme de cône; la puissance peut être énorme si la subsidence est continue (plusieurs km);

faciès: conglomérats fluviatiles, grès à stratification entrecroisée, débris flows non classés. Matériaux anguleux, immatures. Lignes de courant

divergentes à partir du sommet du cône;  
pas de fossiles.

Envisageons maintenant les réseaux fluviaux. On distingue deux systèmes majeurs:  
les **réseaux en tresse** et les **réseaux à méandres**.

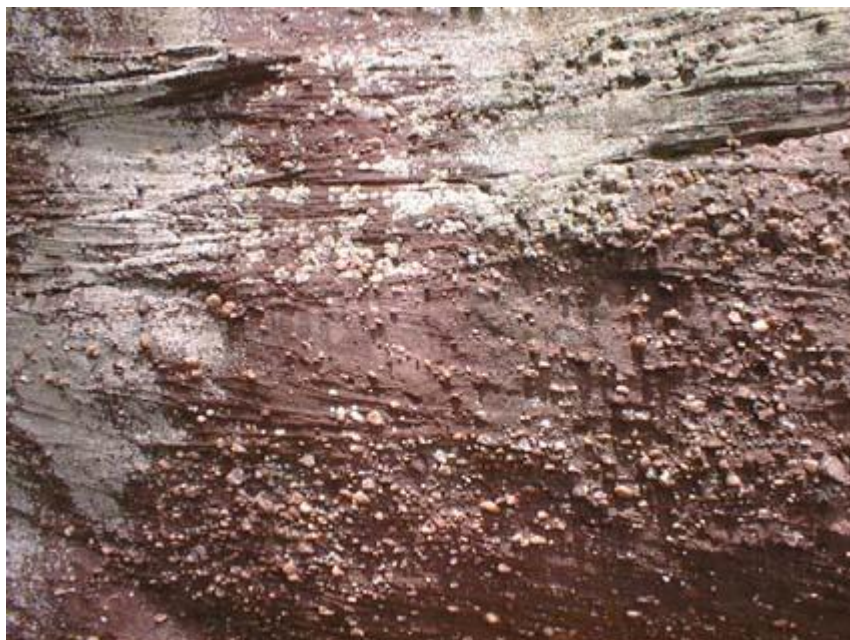


*Exemples de systèmes fluviatiles: A: réseau à chenaux en tresse, Inde. B: réseau à méandres, Brésil; ma=méandre abandonné. Photos Google Earth.*

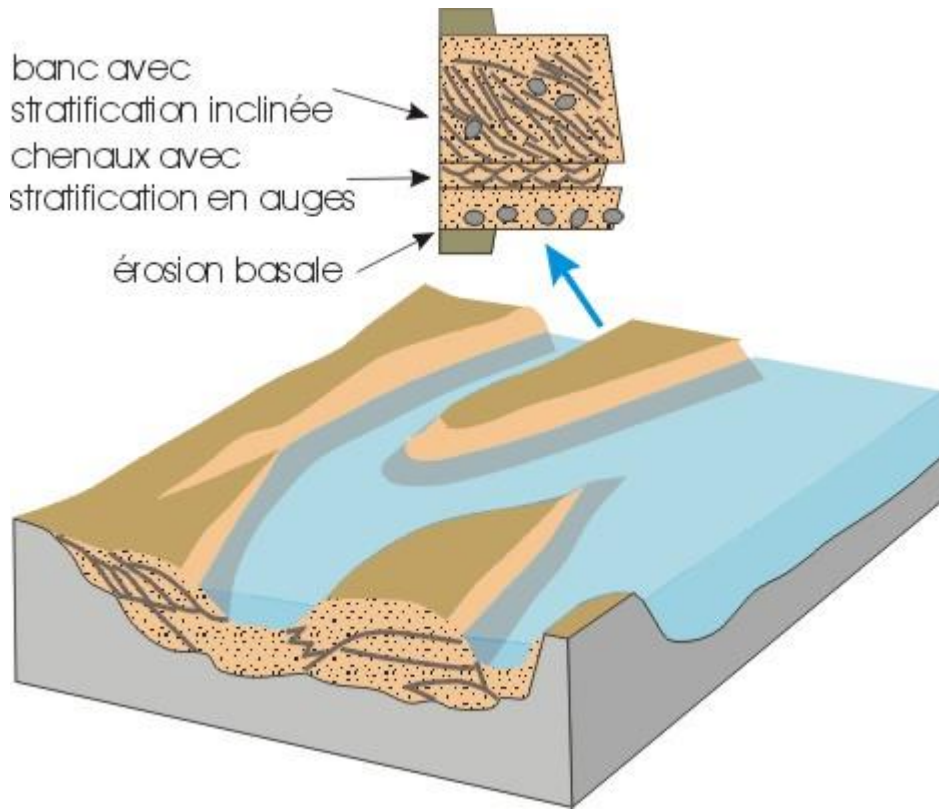
Dans la partie supérieure de leur cours, beaucoup de systèmes fluviatiles possèdent un *réseau en tresse* (Fig. III.5). Sur un lit large, de nombreux chenaux enserrent des bancs caillouteux. Leur charge sédimentaire est importante et grossière et leur débit est extrêmement fluctuant. Toutes ces caractéristiques sont à l'origine du colmatage et de la rapide migration des chenaux. On observe des corps sédimentaires hétérogènes, de granulométrie variable où les sédiments déposés sont encore immatures. Dans le cas particulier de chenaux plus stables, séparant des îles stabilisées par une certaine couverture végétale, on parlera de *réseau à chenaux anastomosés*.



*Exemple actuel d'un réseau fluvatile en tresse, l'Arc en Savoie. A: vue générale des chenaux et des bancs sablo-caillouteux. B: détail d'un banc montrant les galets transportés lors des crues reposant sur des sédiments plus fins.*



*Grès et conglomérat dans un chenal fluvial en tresse. Frankenbourg, Permien.*



*Figure III.5: schéma d'un système fluvial à chenaux en tresse et exemple d'une séquence de comblement.*

#### Eléments diagnostiques des systèmes fluviaux à chenaux en tresse

comme pour les cônes alluviaux, relief jeune. Les réseaux en tresse sont localisés dans la partie amont du système fluvial;

faciès: corps sablo-graveleux allongés, relativement rectilignes, passant latéralement aux dépôts plus fins de la plaine alluviale. Au sein de ce corps, les faciès sableux et sablo-graveleux sont dominants. Contrairement aux systèmes fluviaux à méandres (cf. ci-dessous), silts et boues sont rares. Les [stratifications entrecroisées](#) en festons et en auges ("trough cross stratification") et les [stratifications planes](#) (vitesse de courant maximale) sont communes;

séquences relativement courtes et amalgamées: c'est une conséquence du caractère éphémère des chenaux. La séquence complète est la suivante (Fig. III.5): gravier (= "lag deposit"), chenal (stratification en auges), éventuellement bancs sableux (stratification inclinée), sables boueux avec traces de racines (séquence de type "fining upward");



peu ou pas de fossiles, hormis des traces de plantes.

Dans leur partie inférieure, les systèmes fluviaux possèdent un profil à gradient faible et la plupart des matériaux grossiers ont été déjà déposés. Leur tracé devient plus sinueux et l'on y observe des [méandres](#). L'érosion ne se manifeste plus par la formation de nouveaux chenaux (comme dans le cas des réseaux en tresse), mais plutôt par la modification des chenaux existants. Mais revenons un peu plus en détail sur les *chenaux*.

Les *chenaux* sont des structures érosives, concaves vers le haut, pouvant atteindre des dimensions latérales importantes (de l'ordre de la centaine de m). Leur remplissage sédimentaire, d'épaisseur métrique à décamétrique, est souvent plus grossier que les sédiments qu'ils entaillent. L'érosion se produit le long de la rive concave. Le comblement se fait par accrétion latérale sur la rive convexe (Fig. III.6) avec production de stratifications obliques à grande échelle ("point bars" ou *lobes de méandre*), ou encore par couches horizontales ou concaves vers le haut (festons, auges). Dans le sédiment remplissant le chenal, différents types de structures sédimentaires peuvent exister: rides de courant, lamination horizontale, [groove marks](#), [slumps](#), [figures de charge](#). La base érosive des chenaux est localement surmontée d'un dépôt grossier de galets mous ou de coquilles ("chanel lag").

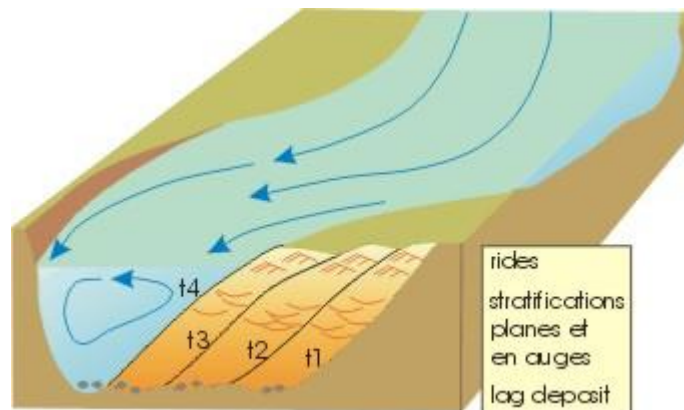
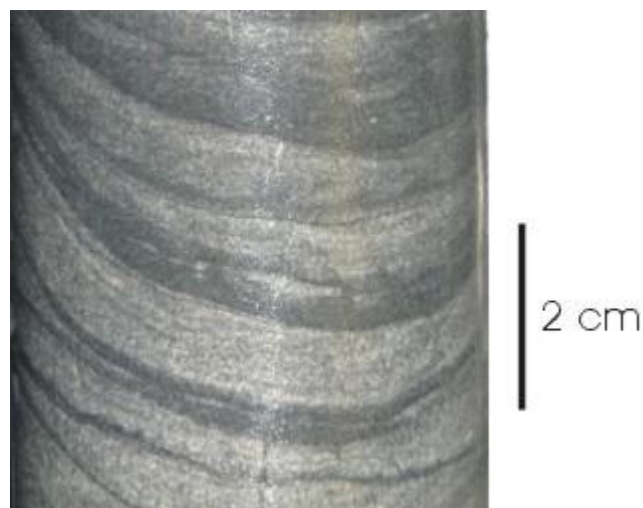


Figure III.6: séquence classique de remplissage d'un chenal par progradation latérale d'un lobe de méandre (temps t1, t2, t3 et t4). On observe une déflexion du courant (flèches bleues) vers la rive concave, à l'origine de l'érosion. La composante latérale du courant, responsable du dépôt, est générée par une élévation de la surface de l'eau le long de la rive concave.



*"Point bar" ou "lobe de méandre" dans un coude de la Chavratte (Lorraine belge).*

Des *levées latérales* bordent les chenaux (Fig. III.7); elles sont dues au ralentissement des courants au niveau de la bordure du lit mineur. L'existence de ces levées, formant relief, est à l'origine du développement de zones marécageuses en dépression, lorsque l'on s'écarte du cours de la rivière. Ces zones sont basses, mal drainées et servent de bassin de décantation pour les particules les plus fines lors des inondations de la plaine alluviale. En particulier, lors des grandes crues, des eaux peuvent emprunter des ouvertures au sein des levées, élargissant progressivement leur passage et creusant un réseau de chenaux secondaires sur les pentes supérieures des levées. Des sédiments relativement grossiers sont amenés ainsi dans les dépressions latérales où ils constituent des dépôts en forme de langues surbaissées appelés "crevasse splay". Par suite de l'ouverture progressive des brèches, les "crevasse splays" sont des niveaux granocroissants!

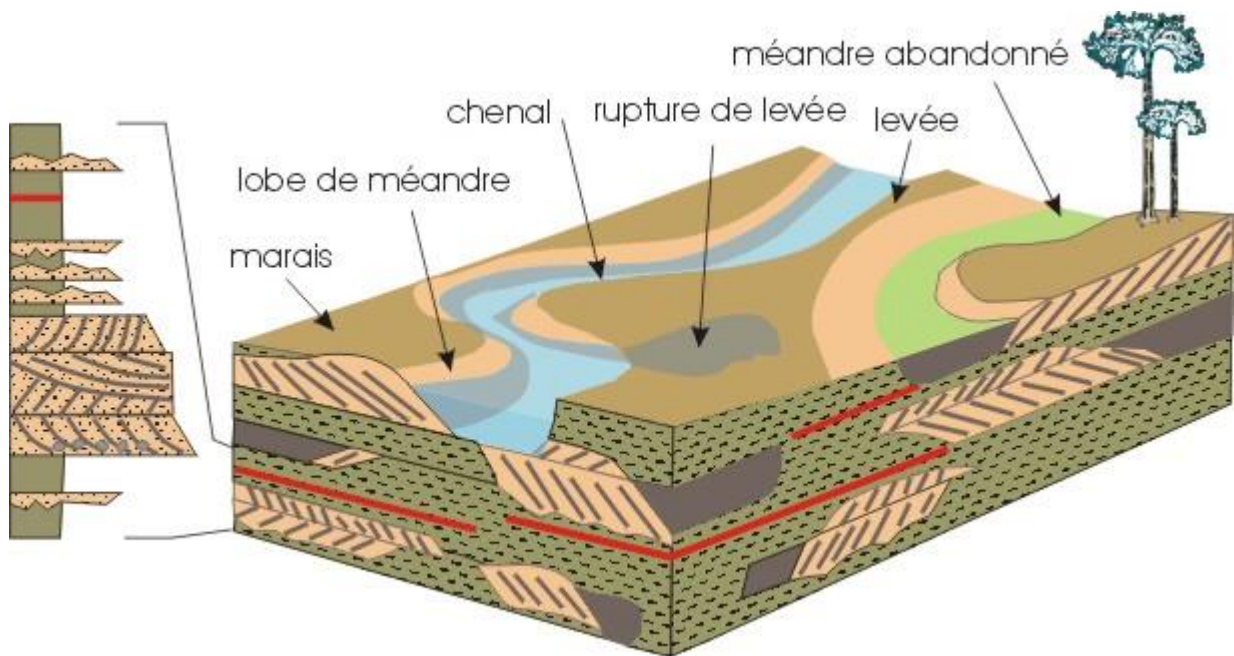


*"Crevasse splays", minces lits granocroissants de grès dans un sédiment fin de plaine alluviale. Sondage, carrière de Cielles, Formation de Saint-Hubert, Lochkovien.*

Après un *recouplement de méandre*, le bras abandonné se caractérise par une sédimentation lacustre, plus fine, parfois interrompue par des dépôts plus grossiers de crue. Le comblement du lac se termine par des sédiments de marais ou de tourbière.

Les chenaux sont présents dans de nombreux types d'environnements : alluvial, mais aussi littoral (voir plus loin).

Voici quelques éléments caractéristiques des systèmes fluviaux à méandres:



*Figure III.7: schéma d'un système fluvial à méandres et exemple d'une séquence de comblement. Les levées latérales bordant le chenal se développent suite à la diminution de la vitesse du courant près de la berge. Elles peuvent se rompre lors des crues. Sable en beige, argile et silt en vert, tourbe en gris et paléosols en rouge.*

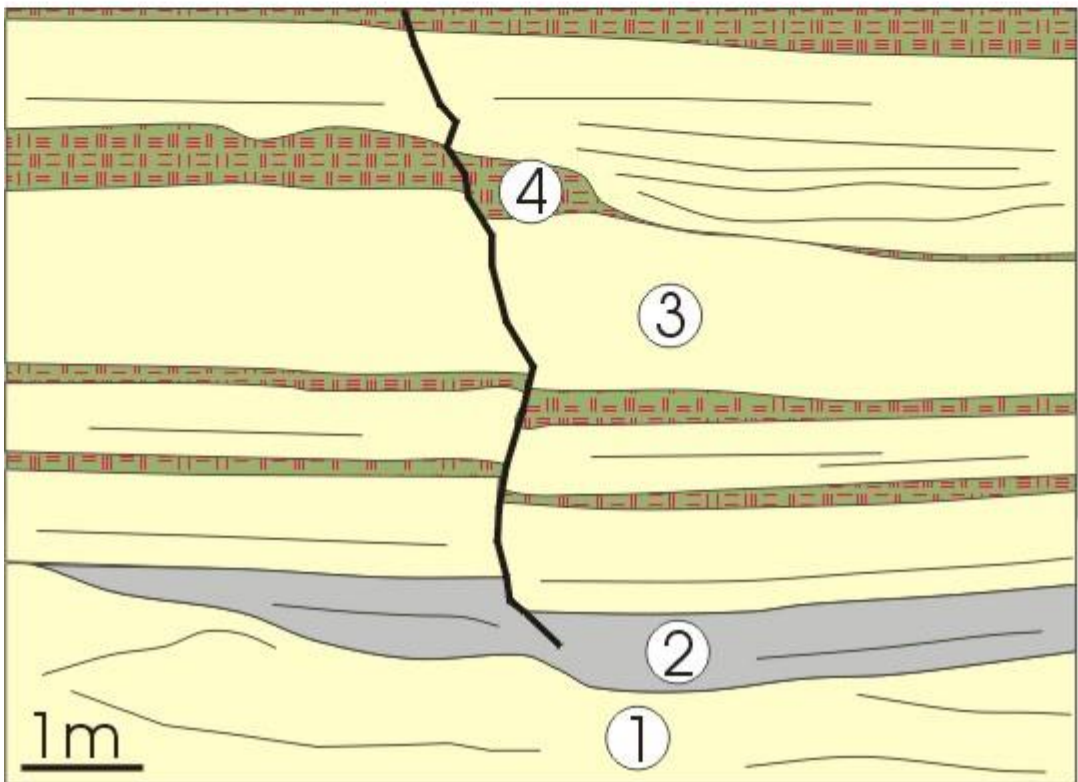


Figure III.8: photo et schéma interprétatif d'une coupe dans un système fluvial triassique (L'Escalette, Larzac, France). (1) rides et mégarides sableuses en milieu deltaïque; (2) remplissage argileux d'un chenal après recouplement et abandon du méandre; alternance de chenaux à remplissage sableux (3) et d'argiles bordeaux de plaine d'inondation (4).

### Eléments diagnostiques des systèmes fluviaux à méandres

les rivières à méandres sont localisées dans la partie basse des cratons. Elles sont entourées de vastes plaines d'inondation à sédiments laminaires fins; localement, la rupture des levées naturelles bordant les chenaux donne naissance à des lentilles de sédiments plus grossiers à granoclassement inverse: les "crevasse splays".

faciès: proches des systèmes en tresse avec cependant une proportion beaucoup plus importante de sédiments fin, des séquences mieux développées et surtout des lobes de méandre (Figs. III.6, 7). Des lacs (méandres abandonnées) sont fréquent de même que tout le cortège des phénomènes de pédogenèse dans la plaine alluviale.

#### 4.1.4. Dépôts côtiers

Généralement, la transition entre environnement fluvial et environnement côtier est assez graduelle. Un certain nombre de milieux peuvent être considérés comme mixtes, reflétant des influences à la fois marines et continentales: c'est le cas notamment des deltas, des lagunes, des estuaires, des "tidal flats"...

En particulier, au niveau des embouchures de fleuves, en fonction du rapport apport fluvial-érosion marine, on peut distinguer plusieurs morphologies: *deltas*, et divers types *d'estuaires* (cf. Strahler & Strahler, 1983 par exemple) (Fig. III.9).

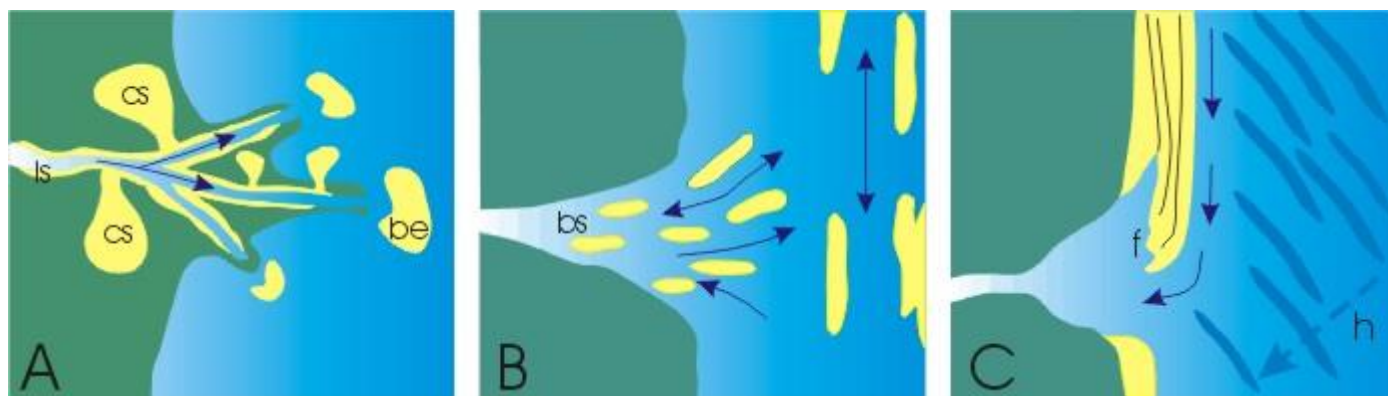


Figure III.9: différents types d'embouchures. A: delta digité avec développement de chenaux en éventail bordés de levées sableuses (ls); lors de la rupture de ces levées se forment des dépôts de "crevasse splay" (cs); aux extrémités des chenaux se déposent des barres d'embouchure (be), suite à la décélération des courants fluviaux; ce type de delta se forme lorsque les apports fluviaux sont dominants. B: estuaire avec barres sableuses linéaires (bs), formées par les courants tidaux; ce type d'embouchure se développe lorsque les courants de marée sont dominants. C: estuaire avec flèche sableuse (f, cf. ci-dessous) et cordons sableux en bordure de plage; ce type d'embouchure se forme lorsque les effets de la houle (h) sont dominants et génèrent une dérive littorale.

Les *deltas* se développent lorsque les rivières amènent au milieu marin plus de sédiment que ce que l'érosion marine peut mobiliser (Fig. III.9A).

Dans une première approche, on peut subdiviser un delta en plusieurs sous-environnements: la *plaine deltaïque* avec son système fluviatile et son complexe littoral; le *front deltaïque* fortement incliné; et le *pro-delta* qui fait la transition avec la plate-forme marine. De même que les lobes de méandre, les deltas progradent latéralement et les lignes-temps sont parallèles à la surface du front deltaïque (Fig. III.10).

Comme l'eau douce possède une densité moindre que l'eau salée, le courant fluviatile se propage au-dessus de l'eau de mer, parfois à grande distance du delta (plusieurs centaines de km dans le cas de l'Amazonie...). Ce courant ralentit progressivement et dépose sa charge sédimentaire sous la forme de levées latérales ou de barres d'embouchure perpendiculaires au courant ("mouth bars"). En conséquence, beaucoup de deltas apparaissent comme une formation silto-argileuse (décantation de boues dans les lagunes, la plaine deltaïque, le pro-delta) dans lequel sont dispersés des corps sableux discontinus: chenaux, barres d'embouchure, dunes, etc.

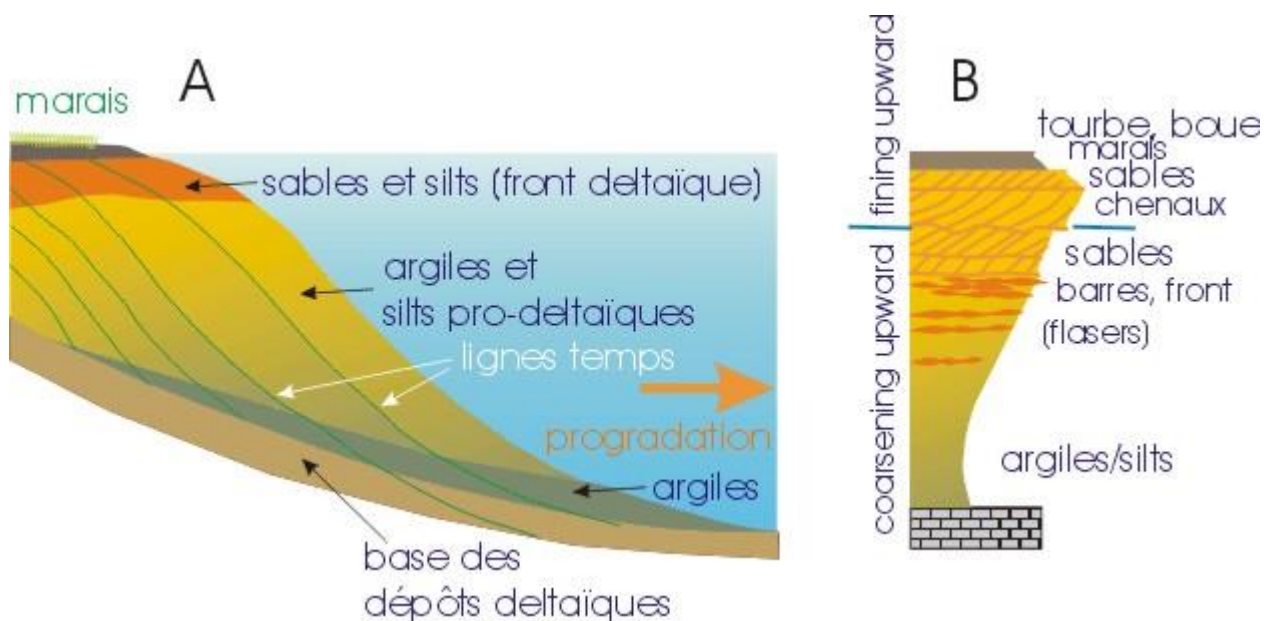


Figure III.10: A: coupe simplifiée dans un delta. B: séquence sédimentaire produite par la progradation d'un delta; l'épaisseur d'une telle séquence dépend de l'apport sédimentaire, de la subsidence, des variations eustatiques. La partie supérieure de la séquence (fining upward) peut être très variable en fonction de la localisation des chenaux.

#### Eléments diagnostiques des deltas

les deltas sont situés en contexte de marge passive; ils sont associés à des dépôts fluviatiles et à des sédiments littoraux. Grossièrement triangulaires en plan et en forme de coin en coupe, leur superficie peut atteindre des milliers de km<sup>2</sup> pour une puissance parfois pluri-kilométrique;

faciès: contrairement aux séquences de comblement fluviatile qui sont du type fining-upward, les séquences deltaïques sont de type coarsening-upward, avec le passage de boues pro-deltaïques à des sables de barres ou de chenaux et ensuite éventuellement de type fining upward en passant à

des boues ou des sédiments riches en matière organique (charbon) de la plaine deltaïque (Fig. III.10). Les sables montrent des stratifications entrecroisées. Les levées et la plaine deltaïque sont constituées de boues laminaires à bioturbées. Les boues pro-deltaïques contiennent des niveaux sableux occasionnels correspondant à des crues fluviales. Slumps et déformations syn-sédimentaires sont fréquents suite à l'inclinaison du front deltaïque;

la matière organique végétale est très abondante dans la plaine deltaïque (marais, mangrove). Des organismes de milieux palustre peuvent y pulluler. La faune des boues pro-deltaïques montre un caractère marin plus affirmé.



*Nombreux slumps dans des schistes de la Formation de Le Cosquer, Ordovicien. Il s'agit d'un front de delta et les slumps sont dus à des glissements sur la pente. Coupe du Verya'ch, Crozon, Bretagne.*

Le long des côtes où l'apport sédimentaire des rivières est faible ne se forment pas de deltas. La sédimentation est dominée par l'influence des [marées](#) et/ou des [courants](#) côtiers générés par les [vagues](#) (Fig. III.9B, C). Les différents environnements sont étagés en fonction du taux d'exposition du sédiment dû au balancement des marées et selon l'énergie du milieu (Fig. III.11).

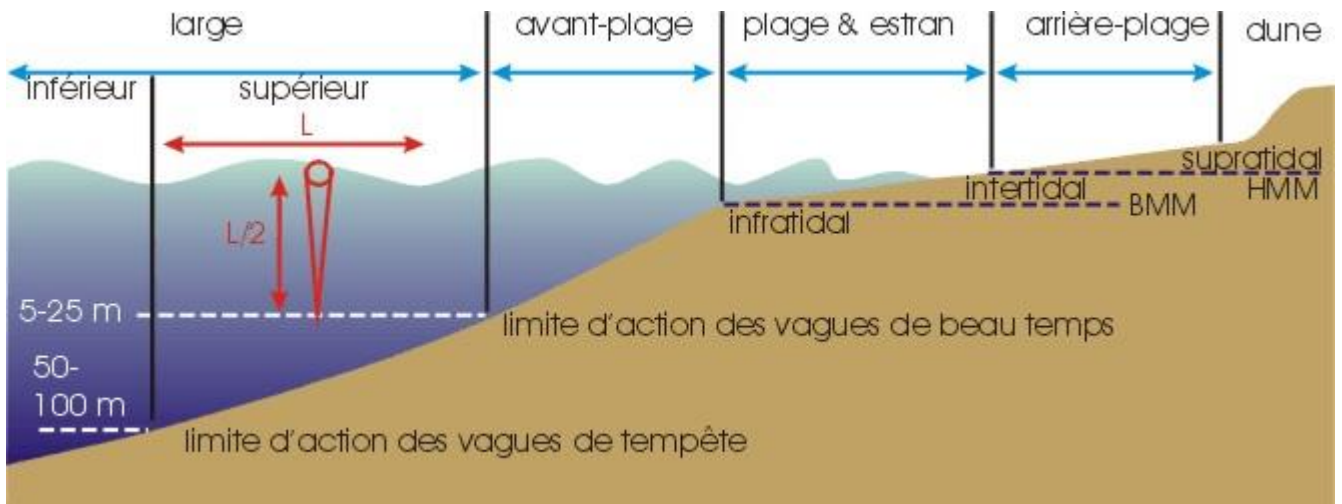
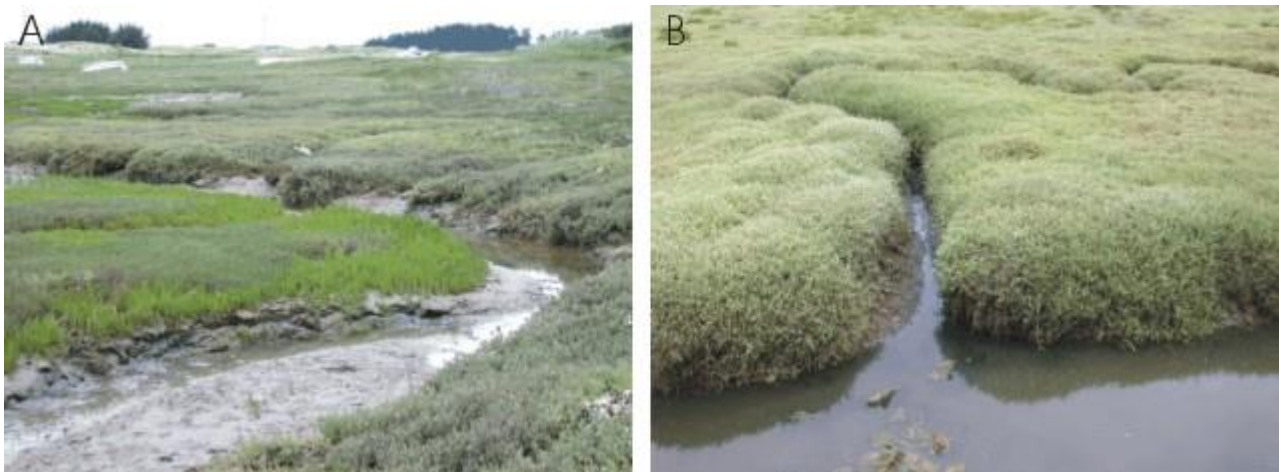


Figure III.11: zonation bathymétrique de la plate-forme continentale.

En climat humide (tempéré ou chaud), les côtes où dominent l'influence des marées voient la partie supérieure du littoral (zone supratidale) colonisée par des marais maritimes: c'est le "schorre" ou "herbus", inondé seulement lors des grandes marées. Ces zones légèrement surélevées, couvertes d'une végétation herbacée, sont des environnements exigeants où ne survivent que des organismes tolérants à de grandes variations de salinité (exemples: Verdrongen Land van Saeftinge, Baie de Somme, Baie du Mont-Saint-Michel,...). Le sédiment est riche en matière organique (boues réductrices) et souvent intensément bioturbé.



Schorre. A: vue générale du marais, recoupé par un chenal à marée basse (Ile Grande, Bretagne); B: détail d'un chenal à marée haute (Paimpol, Bretagne).





*Alternance de dépôts argilo-sableux (gris) et de tourbe (noir) dans un sondage recoupant l'Holocène de la plaine maritime belge. Il s'agit de dépôts de schorre.*



*Colonisation progressive de l'estran (zone de balancement des marées) par une végétation halophile; il s'agit ici de salicornes. La présence de cette végétation va favoriser l'ensablement en fixant les sédiments et la zone supratidale va s'étendre. Baie de Somme, France.*

L'estran (ou zone de balancement des marées ou zone intertidale) peut voir le développement de "tidal flats" ou "slikke", zones à très faible relief. La partie supérieure de cette zone voit le dépôt de boues en environnement relativement calme ("mud flat"); la partie inférieure, soumise à l'action de courants plus forts, est caractérisée par des dépôts sableux ("sand flat"). Les chenaux tidaux qui se développent dans la partie inférieure du littoral et étendent leurs ramifications jusque dans la zone intertidale incisent les tidal flats. Leur migration latérale (par

érosion et progradation de lobes de méandre, comme en environnement fluvial) est responsable d'importants remaniements et transferts de sédiments. Dans les chenaux les plus larges, les courants de marée sont rapides et le remplissage sédimentaire est sableux, surmontant un "lag deposit" constitué de débris coquilliers et d'agrégats boueux. La vitesse de sédimentation est élevée et la bioturbation peu abondante. Dans les chenaux les plus petits, le remplissage est boueux.

Les marées impriment un cachet unique aux tidal flats: un cycle -courant de flot-courant de jusant-exhondaison- répété tous les jours ou deux fois par jour. Ce cycle produit ce que l'on appelle le "tidal bedding", à savoir la succession d'une lamine sableuse pour le flot, une lamine de boue pour l'étal de marée haute, une lamine sableuse pour le jusant et à nouveau une lamine de boue pour la marée basse. Souvent, les lamines sableuses montrent des stratifications inclinées en sens opposé, matérialisant les deux directions de courant ("herringbone"). Dans certains cas (dominance des courants de flot ou de jusant), une seule lamine est produite par marée. En fonction du marnage, l'épaisseur des lamines peut varier: elles seront plus épaisses durant les vives eaux et plus minces durant les mortes eaux (Fig. III.12).

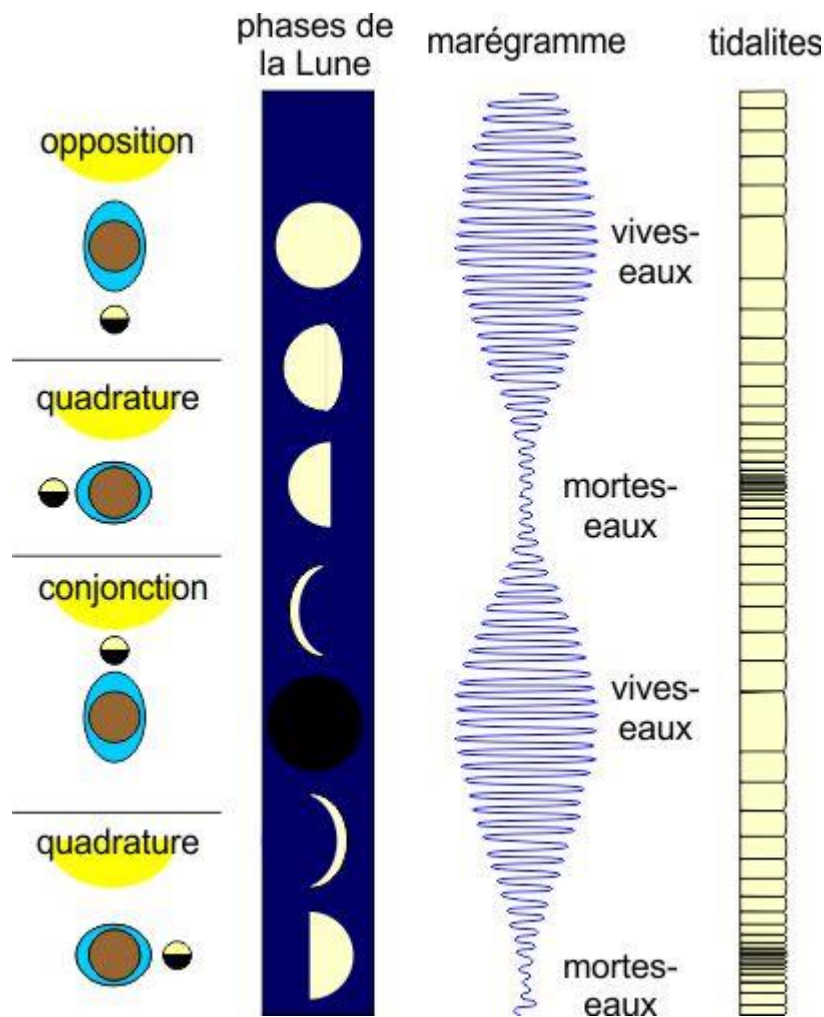
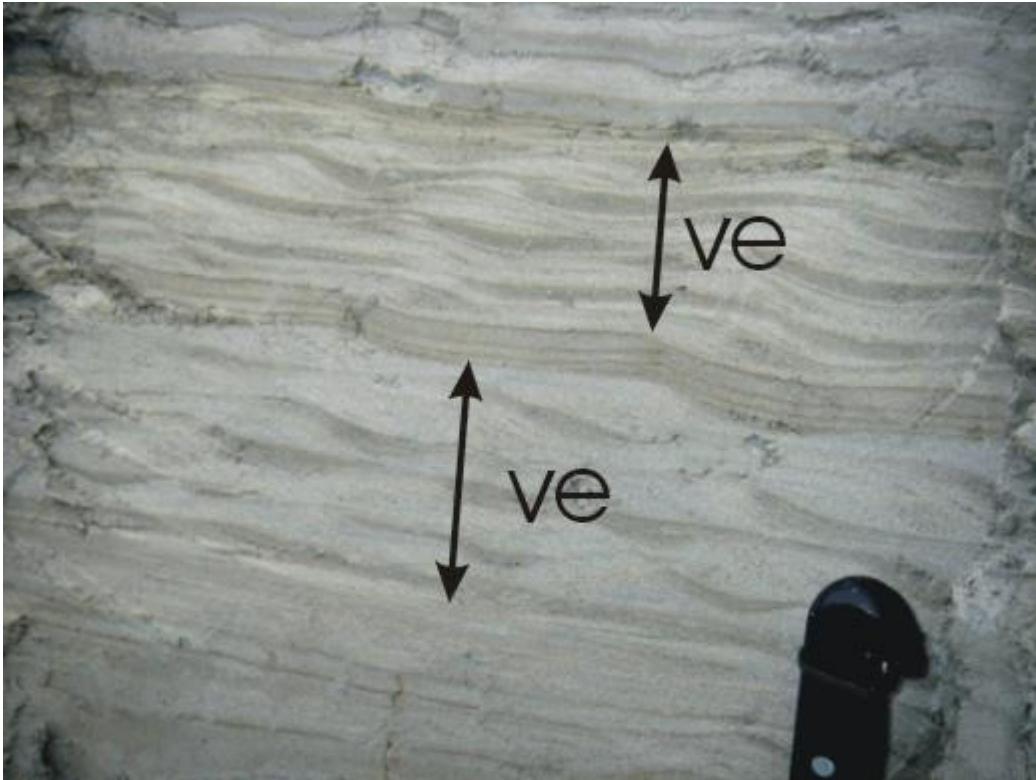


Figure III.12: influence des marées sur le dépôt des sédiments tidaux.



*Wavy bedding. Ces dépôts enregistrent des cycles semi-diurnes (alternances sables/silts) et des cycles semi-mensuels de vives eaux (ve) et de mortes eaux. Actuel, Pontaubault, Baie du Mont-Saint-Michel, France.*

Une autre caractéristique des tidal flats est le "[flaser bedding](#)" et le "lenticular bedding": ces structures se forment par dépôt de boue dans les espaces entre les rides de courant. Si les courants de flot et de jusant ne sont pas parallèles, des rides d'interférence peuvent se former; si les vitesses des deux courants sont différentes, deux systèmes de rides de longueur d'onde différentes se marquent.



*Tidal bedding et flasers, Holocène, plaine côtière belge.*

#### Eléments diagnostiques des schorres et slikkes

côtes à marées de forte amplitude;

faciès: sédiments fins dans la partie supérieure ("mud flat") des tidal flats et marais maritimes, relativement grossiers dans la partie inférieure ("sand flat") et dans les chenaux; la zone de transition correspond au "mixed flat".  
 Nombreuses structures sédimentaires typiques: flaser bedding (sand flat), lenticular bedding (mud flat), herringbone, rides d'interférence.  
 Bioturbation importante, nombreuses traces et témoins de l'activité d'animaux terrestres durant la marée basse. Matière organique (tourbe, charbon) abondante dans les marais maritimes;

séquences: la séquence de progradation est de type "fining upward": sables à stratifications entrecroisées, flaser ou lenticular bedding (boues et sables), boues noires bioturbées;

fossiles: faune et flore tolérants aux changements de salinité et à l'exposition: certains crustacés, huîtres,...

Des *barrières*, complexes sableux allongés parallèlement au rivage, se forment le long de côtes où l'apport sédimentaire est important et où le marnage est suffisamment faible (<3m en général) pour que l'influence des courants de *dérive littorale* soit prépondérante sur celle des courants de marée (Fig. 9C). Ces barrières peuvent isoler des lagunes où domine la sédimentation boueuse. Le phénomène de *dérive littorale* apparaît lorsque la houle n'est pas

perpendiculaire à la plage et entraîne un déplacement latéral du matériel sédimentaire (Fig. III.13).

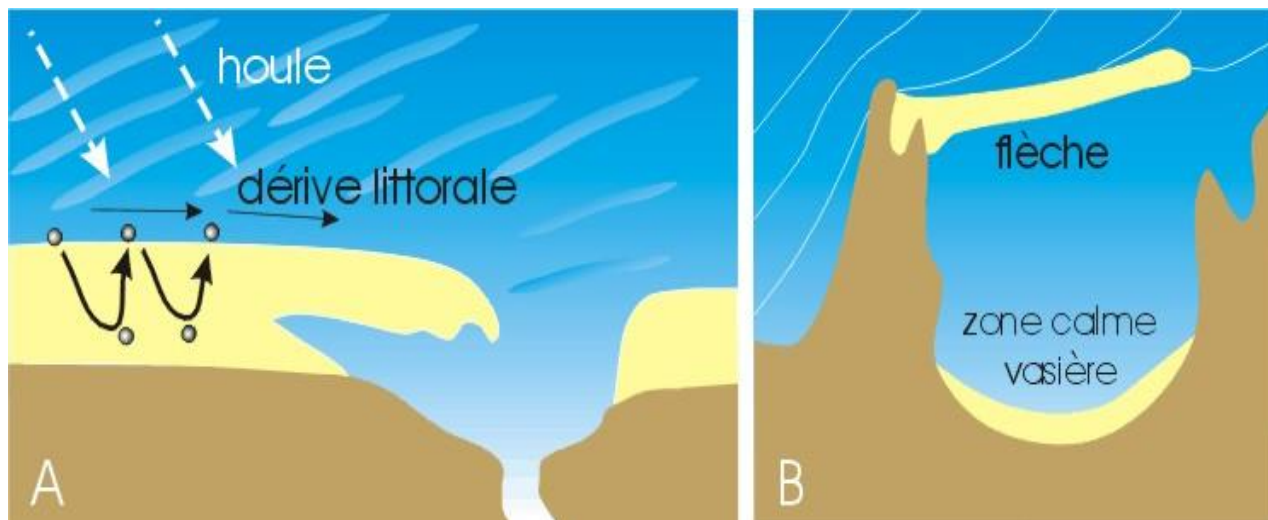


Figure III.13: A: la houle n'est pas perpendiculaire au rivage et le trajet d'un grain sédimentaire lors de l'avancée d'une vague est différent de son trajet lors du recul de la vague suivant la ligne de plus grande pente. Ceci induit un transport net parallèle au littoral. B: développement d'une flèche par dérive littorale.



Flèche sableuse aux Sables d'Or, Bretagne.



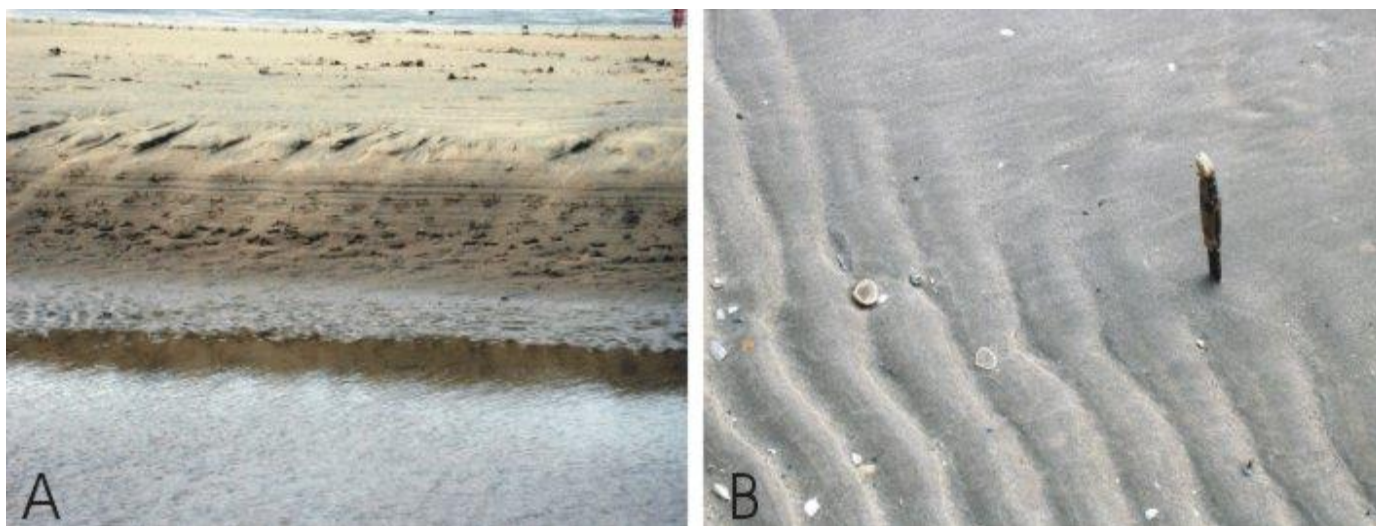
*Succession lagune, barrière, plage. Dragey, Baie du Mont-Saint-Michel, France.*

Le long d'un transect perpendiculaire à la côte, en progressant vers le large, on constate une diminution progressive de la granulométrie des sédiments et une grande variété de structures sédimentaires. La plage en elle-même est caractérisée par des laminations planes parallèles, témoins de la rapidité des courants. Ensuite, entre la basse plage et la base de la zone d'action des vagues de beau temps, on observe des rides d'oscillation de vagues symétriques et bifurquées, des stratifications en auges, des stratifications planes.

Sur les côtes exposées aux fortes houles (et où existe un stock sédimentaire suffisant) peuvent se mettre en place des cordons de galets, localisés en haut de plage. Le transport a lieu lors des tempêtes.



*A: cordon de galets en haut de plage; la mer est à gauche de l'image; B: détail du cordon reposant sur le sable de la plage; remarquer les marques de ruissellement ("rill marks") sur le sable. Erquy, Bretagne.*



A: stratification plane de plage. B: passage latéral entre des rides de courant et une stratification plane, Zuydcoote.

#### Eléments diagnostiques des plages et barrières

association avec d'autres faciès côtiers, ainsi qu'avec des faciès de mer ouverte;

faciès: sédiments sableux matures (quartz), occasionnellement minéraux lourds. Stratification plane, herringbone, entrecroisée en auges, rides d'oscillation. Les fossiles sont généralement brisés; lumachelles;

la séquence de progradation est de type coarsening upward et comprend les termes suivants: sables fins bioturbés, stratifications HCS (ZAVT-ZAVBT), sables bien classés avec stratifications planes et entrecroisées (auges, oscillation, courant).

#### . Dépôts détritiques

La grande majorité des silts et argiles provient de l'érosion continentale. Ces matériaux fins sont généralement transportés en suspension par les rivières et déposés dans des environnements calmes (plaines d'inondation, lacs, deltas, océan).

Le vent est aussi un agent de transport important, remaniant des matériaux issus d'environnements désertiques (déserts chauds ou froids) et les déposant en milieu continental sous la forme de *loess* ou dans les océans. Le transport par la glace est à la base de la formation des *moraines*. Envisageons plus en détail le transport par l'eau.

(1) En milieu continental, on distingue assez facilement les boues de plaine d'inondation fluviale des boues lacustres:

- les **boues des plaines alluviales** sont associées à des corps sableux (chenaux, voir plus haut) et montrent souvent des indices de pédogenèse (nodules, racines, etc.);

- il existe un grand nombre de types de **boues lacustres**, en fonction de la géochimie des lacs, du climat, de la nature des apports, de la productivité organique. Une caractéristique commune est néanmoins la présence d'une lamination millimétrique. Ces sédiments laminaires sont appelés *varves*. La rythmicité peut être due à des proliférations planctoniques ou des apports saisonniers de sédiments. Comme dans le cas des bassins océaniques, des *black shales* peuvent se former dans des lacs dont les eaux profondes sont déficitaires en oxygène.

(2) En environnement marin, les sédiments fins se déposent dans des zones de bathymétrie très différente: depuis la côte, en milieu protégé ou le long de "muddy coastlines" jusqu'à l'océan profond.

- Les "**muddy coastlines**" sont adjacentes à des estuaires de grands fleuves, amenant d'importantes quantités de matériaux fins. Un grand nombre de sous-environnements sont possibles, suivant la morphologie, le climat, etc: par exemple: "tidal flats", mangroves,... Des boues inter- à supratidales sont également déposées dans des fonds de baies (exemple: baie du Mont St-Michel) ou dans des lagunes, protégées des vagues par une barrière (exemples anciens: Marnes de Strassen, Formation d'Evieux).

Critères d'identification des boues côtières
présence de chenaux de marée remaniant éventuellement des sédiments plus grossiers;
entilles sableuses avec stratification entrecroisée bidirectionnelle (" <a href="#">herringbone</a> "), formées par les courants de marée;
sédiments mixtes sablo-argileux avec structures en " <a href="#">flaser bedding</a> ";
structures liées à l'émersion: polygones de dessiccation, galets mous, etc;
flore et faune caractéristiques (voire adaptées à des milieux saumâtres ou hypersalins);
horizons pédogénétiques, traces de racines.

- Au-delà des sables côtiers, en direction de la pleine mer et à partir d'une certaine profondeur (sous la zone d'action des vagues de beau temps), on trouve une vaste aire occupée par des boues détritiques ("**nearshore mud belt**"). La position de cette ceinture dépend bien sûr du caractère plus ou moins énergétique de la houle. Pour des côtes nettement exposées, la ceinture boueuse peut être fortement déplacée vers le large. On peut utiliser les critères d'identification suivants:



### Critères d'identification des boues de plate-forme (nearshore mud belt)

boues généralement bioturbées, riches en épifaune et endofaune (avec un caractère normal, c-à-d. non restreint);

organismes pélagiques fréquents;

des passées plus grossières traduisent des augmentations temporaires de l'agitation: ce sont les *tempestites* (cf. Fig. 15). Selon leur éloignement relatif du rivage, leur fréquence et leur épaisseur diminue. Un très bel exemple de boues à tempestites est la [Formation de la Famenne et la Formation d'Esneux](#). De la base vers le sommet de cette grande séquence, l'évolution des tempestites souligne une progradation côtière;

ces boues passent souvent verticalement, par progradation, à des corps sableux (barrière, plage).

- Les sédiments déposés en eaux plus profondes, en milieu océanique, sont appelées **boues hémipélagiques**. Ce type de dépôt couvre une part importante de la plate-forme externe, des talus et des bassins océaniques. Dans l'océan actuel, des eaux froides, denses et bien oxygénées plongent au niveau des régions polaires et diffusent vers les latitudes moins élevées ([circulation thermohaline](#)): ces courants sont responsables d'une bonne oxygénation des fonds marins. Les boues hémipélagiques possèdent généralement les caractères suivants:

### Critères d'identification des boues hémipélagiques

les seuls organismes présents sont pélagiques: diatomées, foraminifères planctoniques, coccolithes (Mésozoïque-Actuel), radiolaires (Paléozoïque-Actuel), céphalopodes (Paléozoïque supérieur-Mésozoïque), graptolites (Paléozoïque inférieur);

on y observe des [turbidites](#) et des écoulements de débris ("[débris flows](#)"). Le Cambro-Ordovicien belge est riche en formations turbiditiques: citons en exemple les [Formations de Tubize](#) (Massif de Brabant) et de [Jalhay](#) (Massif de Stavelot);

des encroûtements de fer et de manganèses sont parfois présents;

on peut observer des remaniements, des érosions, des graviers ("lag-deposits") dûs à des courants de fond.

Les argiles sont un constituant important des boues hémipélagiques (voir [Fig. V.1](#)). Les espèces minérales les plus abondantes sont l'illite, la smectite et la kaolinite; la chlorite et certains interstratifiés sont également assez répandus. D'une manière générale, ces minéraux sont issus des terres émergées et reflètent de manière assez précise la nature des argiles compris dans les formations continentales superficielles. De fait, si l'on examine la Figure III.19, on constate:

- une augmentation de la kaolinite dans les sédiments proches des zones équatoriales, au débouché des grands fleuves; en effet, la kaolinite est riche en Al et ne contient pas de cations solubles comme K, Ca, Na. Ceci indique que ce minéral se forme dans des conditions d'altération particulièrement intenses, où l'Al se concentre après exportation

des autres éléments. Ces conditions correspondent à des sols acides et bien drainés en milieu tropical;

- une prépondérance de la chlorite dans les zones froides où l'altération physique est prédominante (et où affleurent des roches Fe-Mg, évidemment);
- beaucoup d'illite là où l'apport terrigène est important: latitudes élevées, embouchures de grands fleuves, zones à fort apport éolien comme le Pacifique N (vents d'ouest); l'illite est le principal produit d'altération des feldspaths et des micas en climat tempéré; elle est abondante dans les sols neutres ou légèrement alcalins;
- une dominance de la smectite (contenant du Fe et du Mg) à proximité de zones relativement arides où un faible drainage autorise la rétention de Mg, Ca, Na; on l'observe communément dans les produits d'altération des roches ferromagnésiennes; on la trouve aussi le long des rides médio-océaniques (altération des basaltes);
- la présence de palygorskite dans des sédiments issus du remaniement de caliches ou d'évaporites.

Ces observations sont valables pour l'océan actuel: à partir d'un certain degré d'enfouissement, le cortège argileux évolue par diagenèse vers un assemblage illite-chlorite. L'utilisation des argiles comme indicateur climatique est donc à manier avec précaution.

- Dans certains bassins isolés, où la circulation des eaux est trop faible pour renouveler l'oxygène du fond, la matière organique s'accumule dans le sédiment et donne naissance à des "**black shales**". Certains de ces dépôts peuvent être riches en hydrocarbures. Ces black shales sont dépourvus d'endofaune et on n'y observe que des fossiles d'organismes pélagiques. Ils sont souvent riches en Cu, Pb, Zn, Mo, V, U et As. Ces éléments sont adsorbés sur les argiles et la matière organique. Une tendance anoxique peut résulter d'une diminution de la circulation des eaux mais aussi d'une augmentation de l'apport en matière organique (accroissement de productivité des eaux de surface). Des exemples actuels sont les fjords, la Mer Noire, certaines fosses océaniques. Dans l'Ancien et proche de nous, on peut citer les schistes noirs de la [Formation de La Gleize](#) (Cambrien du Massif de Stavelot).

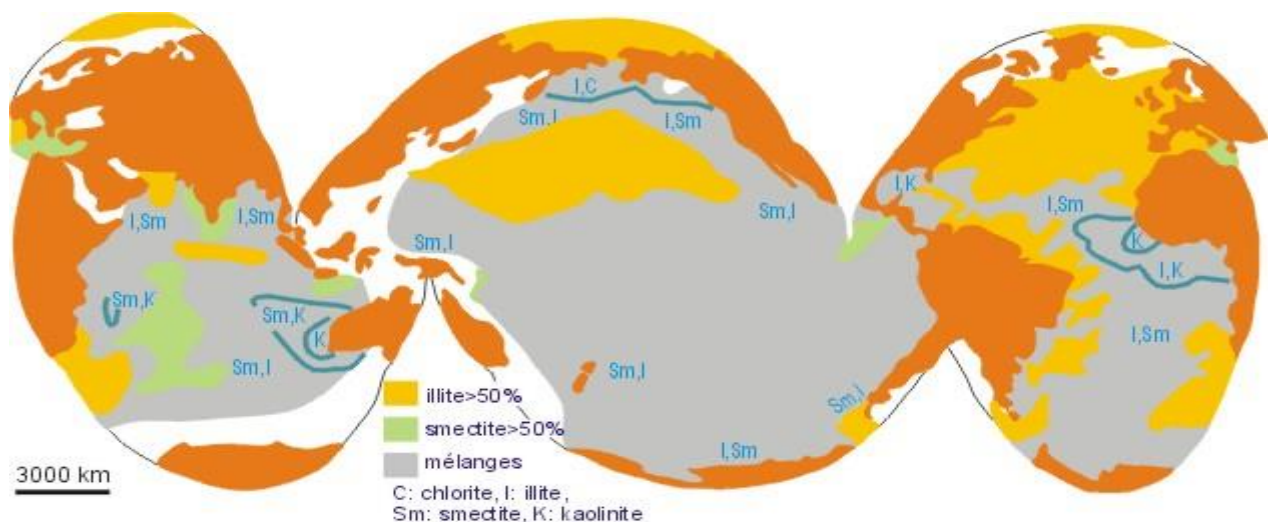


Figure III.19: répartition des argiles dans l'océan actuel.