

BASSINS SILICOCLASTIQUES ET SEDIMENTS DETRITIQUES

Introduction

Les sédiments et roches détritiques sont les plus abondants des dépôts sédimentaires. Au sein de ces dépôts, ce sont les variétés dont les grains sont les plus fins qui dominent: argiles/silts: 2/3; sables, graviers: 1/3.

Une première distinction parmi les roches détritiques est fondée sur l'état d'agrégation des particules sédimentaires: on oppose les *roches meubles* et les *roches dures* ou *cohérentes*. Dans les roches meubles, les grains détritiques sont entièrement indépendants les uns des autres: ils forment un assemblage en équilibre mécanique dont les espaces intergranulaires (pores) représentent une fraction importante du volume de la roche.

Dans les roches cohérentes, les constituants sont intimement soudés les uns aux autres et la roche garde sa forme aussi longtemps que des contraintes ne viennent la briser.

I- Environnements de dépôt des roches détritiques

Les sédiments détritiques 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. On distingue les milieux de dépôt suivants :

I.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.

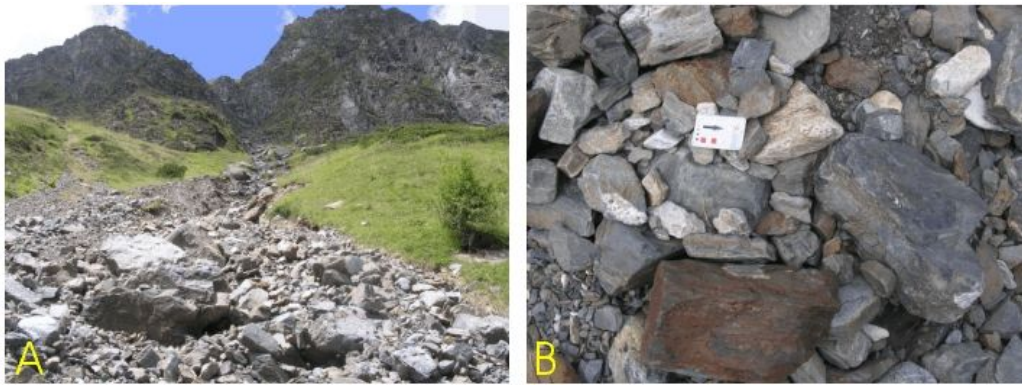


Fig.1-A: avalanche de débris au pied d'un relief.

B: détail montrant la faible maturité des dépôts: grande variété lithologique, mauvais classement et faible émoussé.

I.2-Dépôts éoliens

Les dunes sableuses sont de bons indicateurs de climat aride: la plupart des déserts sont confinés entre 20° et 30° de latitude (ceinture des hautes pressions) ou derrière des chaînes montagneuses qui jouent un rôle d'écran pour les perturbations. 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 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 sédiments.



Fig.2-dépôts éoliens.

I.3-Dépôts fluviaux

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 montagneux au débouché d'un canyon dans une vallée ou une plaine, quand le courant fluvial ralentit brutalement. Au fur et à mesure de sa diminution, le courant perd sa capacité de transport et dépose sa charge sédimentaire.



Fig.3- Cône alluvial débouchant dans une vallée.

Ce type de système fluvial, avec une charge abondante forme un réseau en tresse "braided stream". 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.

On distingue deux systèmes majeurs des réseaux fluviaux: les réseaux en tresse et les réseaux à méandres.

- Dans la partie supérieure de leur cours, beaucoup de systèmes fluviaux possèdent un réseau en tresse (Fig. 3.A). Sur un lit large, de nombreux chenaux enserrent des bancs caillouteux. Leur charge sédimentaire est importante et grossière et leur débit est extrêmement fluctuant. 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.

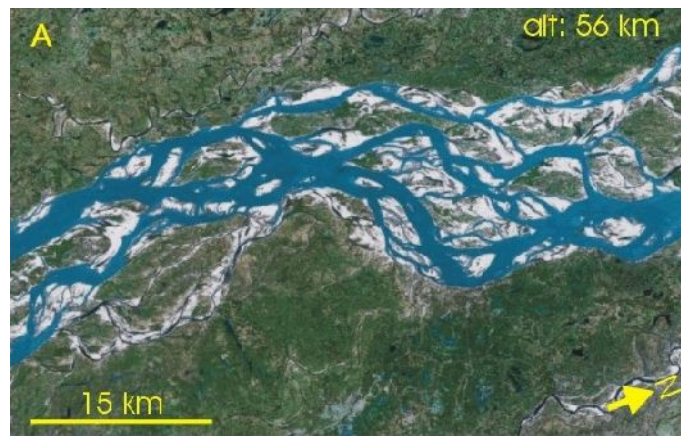


Fig. 3.A- Exemples de systèmes fluviatiles: A: réseau à chenaux en tresses.

- Dans leur partie inférieure, les systèmes fluviatiles 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 (Fig.3.B).

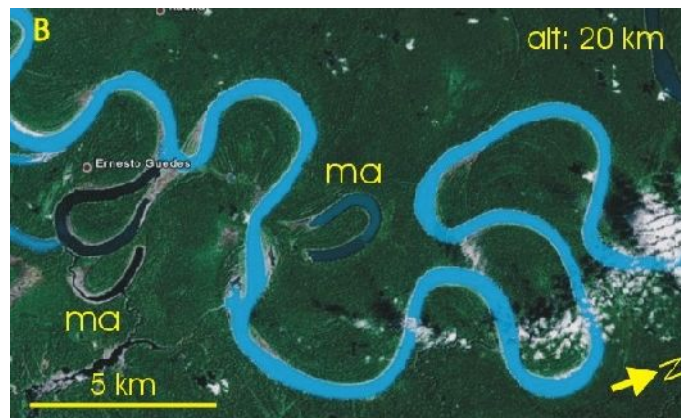


Fig. 3.B- Exemples de systèmes fluviatiles: dépôts de méandre.

- 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 : l'érosion se produit le long de la rive concave. Le comblement se fait par accrétion latérale sur la rive convexe (Fig.4).

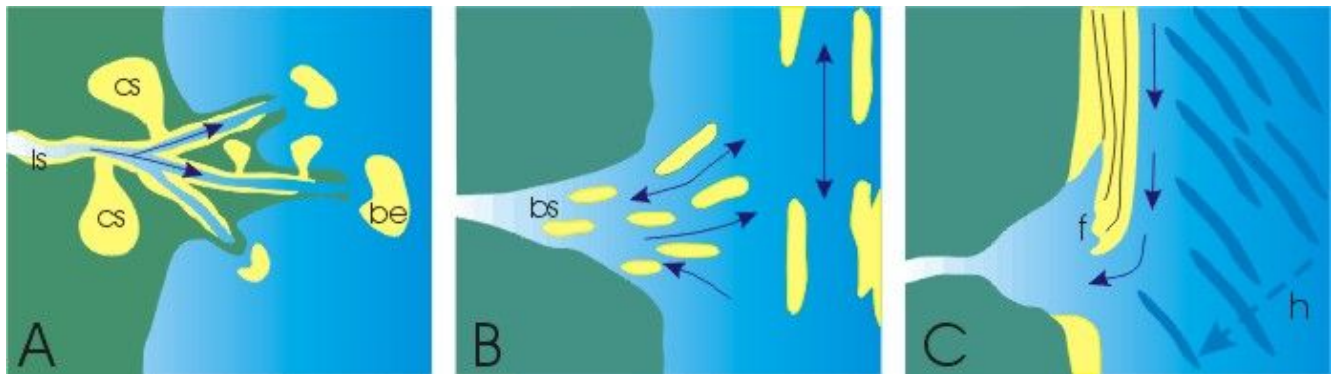
Fig.4- remplissage d'un chenal par progradation latérale d'un méandre : déflexion du courant vers la rive concave, à l'origine de l'érosion. Le dépôt, est généré par une élévation de la surface de l'eau le long de la rive concave.



I.4- Les dépôts littoraux

Généralement, la transition entre environnement fluviatile 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, les estuaires.

En particulier, au niveau des embouchures de fleuves, en fonction du rapport apport fluviatile-érosion marine, on peut distinguer plusieurs morphologies: deltas, et divers types d'estuaires (Fig. 5).



Figure(5): 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 fluviatiles; ce type de delta se forme lorsque les apports fluviatiles 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.

I.4.1- Les deltas : se développent lorsque les rivières amènent au milieu marin plus de sédiment que ce que l'érosion marine peut mobiliser.

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.

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). Ce courant ralentit progressivement et dépose sa

charge sédimentaire. En conséquence, beaucoup de deltas apparaissent comme une formation silto-argileuse (décantation de boues dans les lagunes et la plaine deltaïque) dans lequel sont dispersés des corps sableux discontinus: chenaux, barres d'embouchure, dunes, etc.

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.6).

Le milieu littoral est alors subdivisé en trois domaine bien distincts :

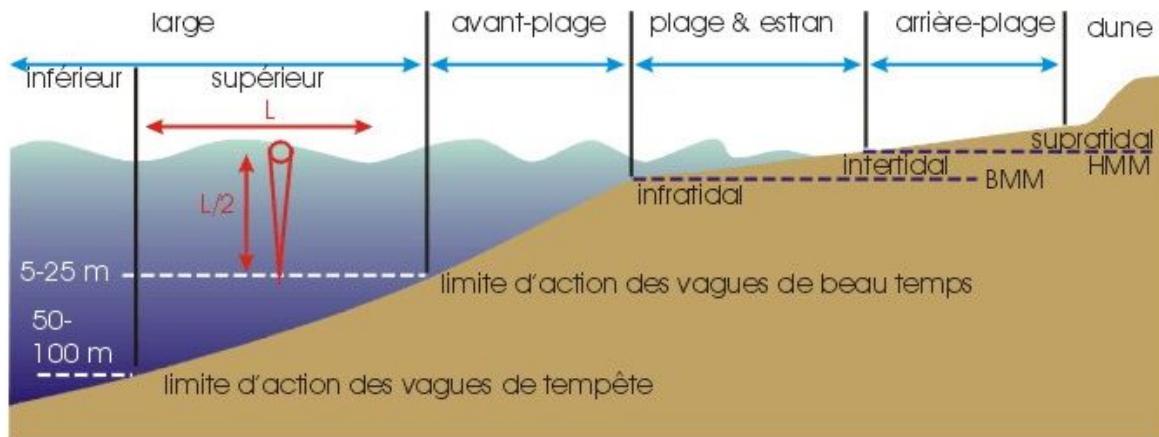


Fig.6- Zonation bathymétrique

▪ Le domaine supratidal

En climat humide (tempéré ou chaud), les côtes où dominant l'influence des marées voient la partie supérieure du littoral (zone supratidale) colonisée par des marais maritimes: c'est le "schorre" ou "herbus" fig(7), 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



Fig(7) :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).

▪ Le domaine intertidal

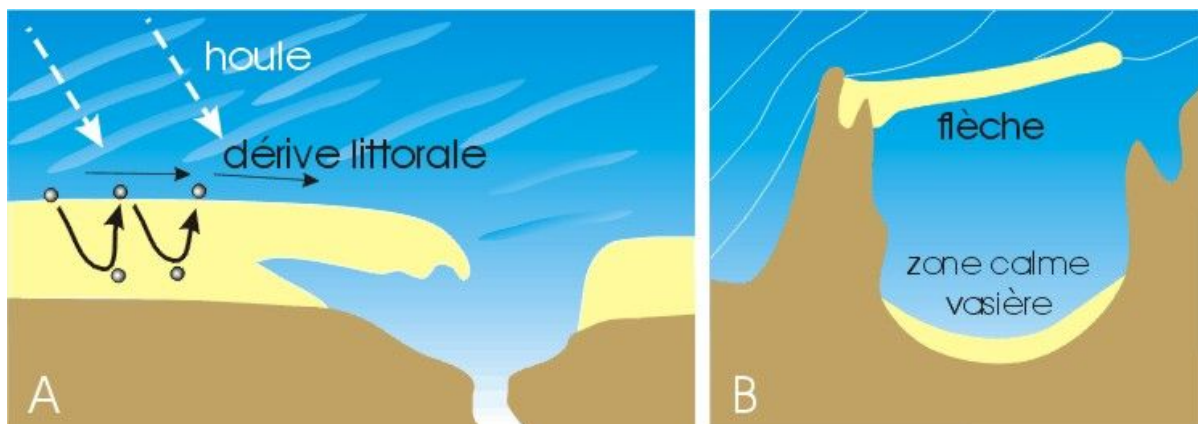
L'estran : (ou zone de balancement des marées ou zone intertidale) peut voir le développement de "tidal flats" ou "slikke", zones à très faible relief. La partie supérieure de cette zone voit le dépôt de boues en environnement relativement calme ("mud flat"); la partie inférieure, soumise à l'action 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 flux- courant de jusant-exhondaison- répété tous les jours ou deux fois par jour. Ce cycle produit ce que l'on appelle le "tidal bedding" fig(8), 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 lames sableuses montrent des stratifications inclinées en sens opposé, matérialisant les deux directions de courant ("herringbone"). 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 flux et de reflux 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.



Fig (8) :Tidal bedding, Holocène, plaine côtière belge.

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. 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. 9).



Figure(9): 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.



B :Flèche sableuse aux Sables d'Or, Bretagne.

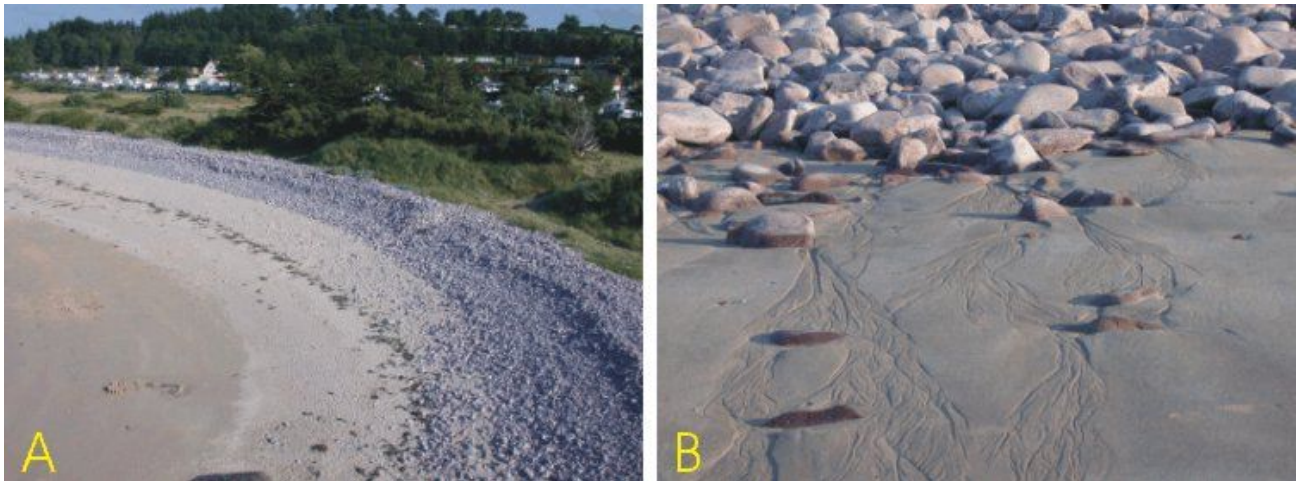
- **Le domaine subtidal**

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 fig(10).



Fig(10)A: stratification plane de plage. B: passage latéral entre des rides de courant et une stratification plane, Zuydcoote.

Sur les côtes exposées aux fortes houles (et où existe un stock sédimentaire suffisant) peuvent se mettre en place des cordons de galets fig(11), localisés en haut de plage. Le transport a lieu lors des tempêtes.



Fig(11)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.

1.5. Dépôts de plate-forme continentale

La profondeur de la plate-forme peut varier entre 10 et 200 m (un bon exemple actuel de plate-forme siliciclastique est la Mer du Nord, mais la majeure partie des matériaux sont des reliques d'environnements glaciaires, fluviaux ou côtiers, formés avant la transgression post-glaciaire).

Les sédiments de plate-forme subissent l'action des courants tidaux et des courants et des vagues de tempêtes.

On distingue en général deux grands types de plates-formes (Fig.12): les plates-formes où les processus sédimentaires sont dominés par l'action des vagues ("weather dominated"=WD) et les plates-formes où ces processus sont dominés par l'action des marées ("tide-dominated"=TD).

- Les courants modérés induisent la formation de rides sur les fonds sableux et les courants forts (>60 cm/s), de mégarides ou dunes sous-marines ("megaripples"). Ces dunes peuvent atteindre une quinzaine de mètres de hauteur pour une longueur d'onde de 500 m. La stratification est inclinée (avec "foresets") ou entrecroisée en auges. Dans le cas des rides, l'épaisseur des unités ("sets") est inférieure à 4 cm, dans le cas des mégarides, elle peut atteindre 1 m (très beaux exemples dans le Sinémurien de la Lorraine belge). Le sédiment sableux est bien classé.

- Le sédiment peut être également transporté par des courants générés par des tempêtes (courants de densité). Les plus grandes des structures ainsi produites peuvent ressembler aux rides de courants tidaux, avec stratifications entrecroisées. Un certain nombre de différences permet cependant d'effectuer la distinction:

on n'observe pas de changements périodiques dans la direction des courants (herringbone);

des stratifications en auge et mamelons (hummocky cross stratification) sont présentes.

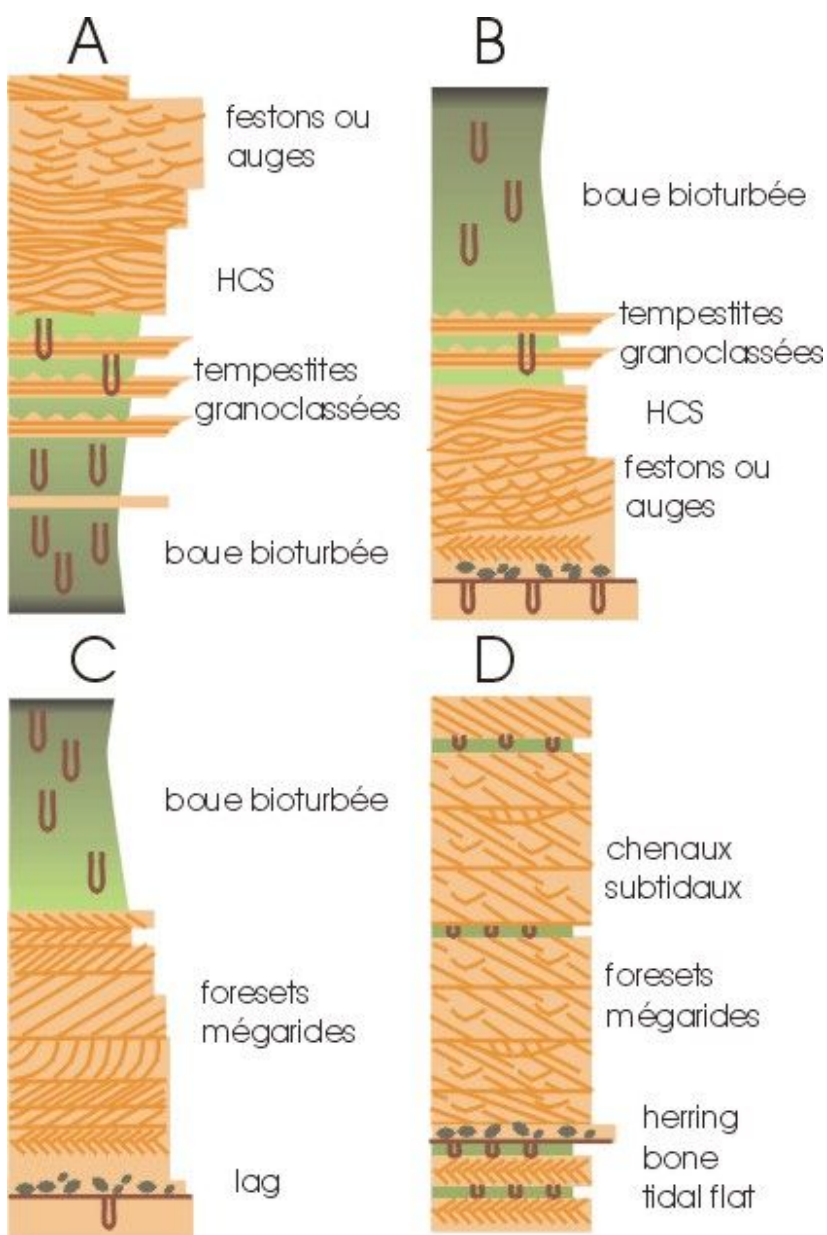


Figure (12): quatre séquences typiques de plate-forme siliciclastique.

A: plate- forme progradante de type "storm-dominated";

B: plate-forme rétrogradante de type "storm-dominated";

C: plate-forme rétrogradante de type "tide-dominated";

D: plate-forme aggradante de type intermédiaire.

I.6. Tempestites

Sur la plate-forme, entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps (ZAVBT ou en anglais "Fair weather wave base") et la zone d'action des vagues de tempête (ZAVT ou "Storm wave base"), on observe dans des sédiments généralement fins, des niveaux sableux avec des stratifications en auges et mamelons (HCS, "hummocky cross stratification"): les tempestites.

Ces corps sédimentaires développés sur des plates-formes ouvertes, soumises à des tempêtes périodiques, montrent à la fois une évolution verticale, sur quelques cm à quelques dm (séquence dite de tempestite, Fig. (13) et une évolution latérale, depuis des dépôts proximaux jusqu'à des dépôts distaux.

La séquence idéale de tempestite se caractérise par les éléments suivants (de bas en haut):

- des sillons (" furrows ") plus ou moins érosifs à la base, témoins de l'augmentation brutale de la vitesse des vagues et des gouttières d'érosion ("gutter casts"). Les sillons sont des figures de base de banc, concaves, de largeur supérieure à 50 cm ; les gouttières peuvent être droites ou sinueuses, ont de 2 à 25 cm de largeur pour une profondeur pouvant atteindre 15 cm. Leur surface peut comporter de nombreux "tool marks" et leurs parois latérales peuvent être abruptes;
- un premier dépôt grossier très souvent constitué de coquilles et débris;
- un sable avec des laminations planes parallèles, passant vers le haut à des stratifications en mamelons ("hummocky cross stratification"), puis éventuellement des stratifications de rides de vagues;
- des sédiments plus fins, souvent bioturbés: ces derniers dépôts correspondant à la sédimentation de "beau temps", avec une diminution de la vitesse de sédimentation et de la granulométrie.

Cette séquence est la plus complète. En zone plus distale, les sillons sont de moins en moins marqués et finissent par disparaître vers le large. En ce qui concerne la séquence sédimentaire, elle se réduit latéralement d'abord aux sables à stratification en mamelons, ensuite à des "strates granoclassées" laminaires d'épaisseur centimétrique, enfin à des sphéroïdes. Les sphéroïdes sont des objets

ovoïdes cm à dm, déposés en lits, le grand axe dans la stratification. Ils sont souvent laminaires ou présentent des stratifications entrecroisées.

Il faut noter aussi qu'une caractéristique importante des tempestites est leur caractère amalgamé. Ceci signifie qu'une tempestite peut remanier une bonne part de la tempestite précédente, détruisant ainsi la partie supérieure de la séquence (sables à rides de vague, dépôt de beau temps).

Dans les séquences sableuses cycliques, on doit toujours rester attentif à faire la distinction entre tempestite et turbidite

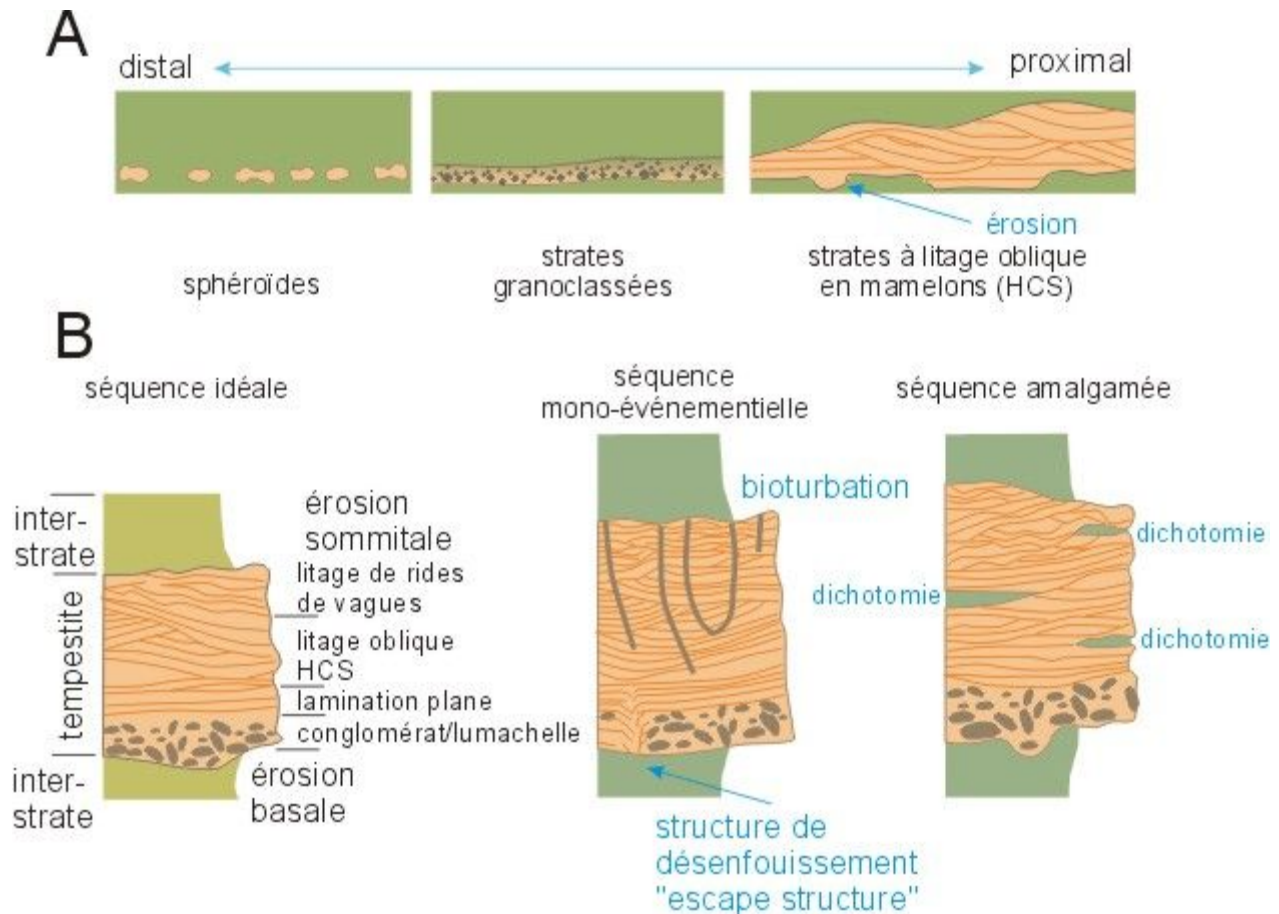


Figure (13) A: position relative des trois principaux faciès des tempestites au sein d'un épandage sableux (la source d'alimentation n'est pas nécessairement le littoral: il peut s'agir de barres sous-aquatiques ou même de dépôts de tempêtes antérieurs. L'évolution distal-proximal ne s'effectue donc pas nécessairement par rapport à la côte). B: séquences élémentaires à l'échelle de la strate pour plusieurs types de tempestites. Les tempestites amalgamées résultent de la superposition de plusieurs tempestites avec érosion basale des dépôts antérieurs.

I.7. Dépôts de bassin

Les sédiments de bassin sont surtout des sédiments boueux. Les principaux sédiments grossiers qu'ils contiennent sont les turbidites (Fig14). Il faut noter (Shanmugam, 1997) que l'appellation "turbidite" devrait être restreinte à des dépôts dont le mode de transport est un courant de turbidité, c-à-d. un fluide où les particules sont maintenues en suspension par la turbulence seule. On a vu qu'à ceci s'opposent notamment les debris flows, qui sont des écoulements gravitaires où les particules sont supportées par une matrice. Les turbidites vraies sont granoclassées et constituées de sédiments fins, à la différence des debris flows qui peuvent inclure des débris de toute taille.

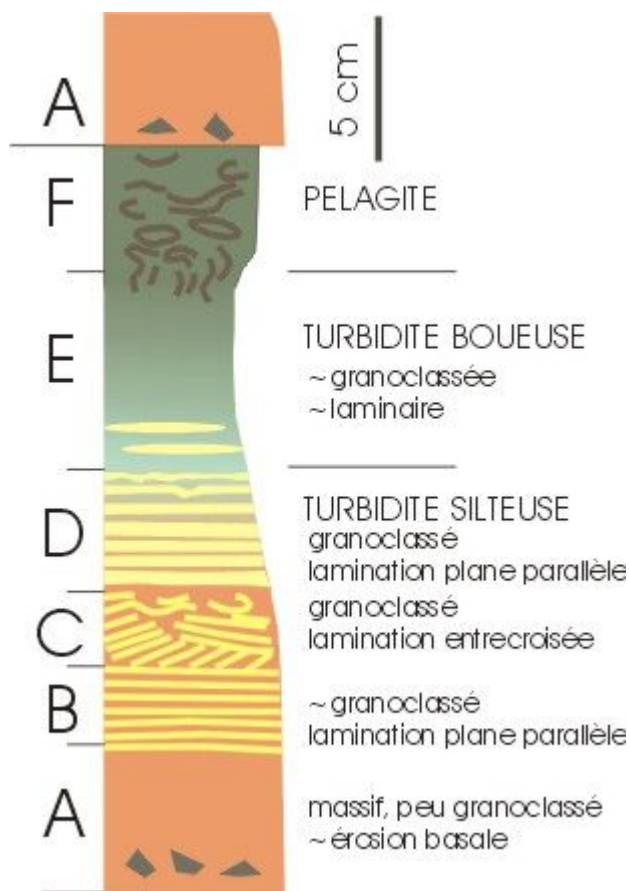


Figure (14): séquence idéale de turbidite de moyenne densité ("séquence de Bouma").

A proximité des zones sources d'où proviennent les écoulements gravitaires (pieds de talus continentaux), les dépôts s'organisent sous la forme de lobes ou éventails sous-marins. Dans le détail et à partir du canyon sous-marin dont proviennent les sédiments, on peut distinguer (Fig; 15):

- des dépôts de type debris flow (1) au niveau du chenal principal;
- les bordures des chenaux (levées) sont caractérisées par des faciès de débordement, sous la forme de minces niveaux de turbidites (2);

- plus en aval, les chenaux montrent des unités granoclassées de sable et gravier (3) ou massives de sable (4);
- entre les lobes proximaux et distaux, hors chenaux, s'observent des turbidites de moyenne densité (5) ou de faible densité (6) selon la distance à la source et la nature du matériel.

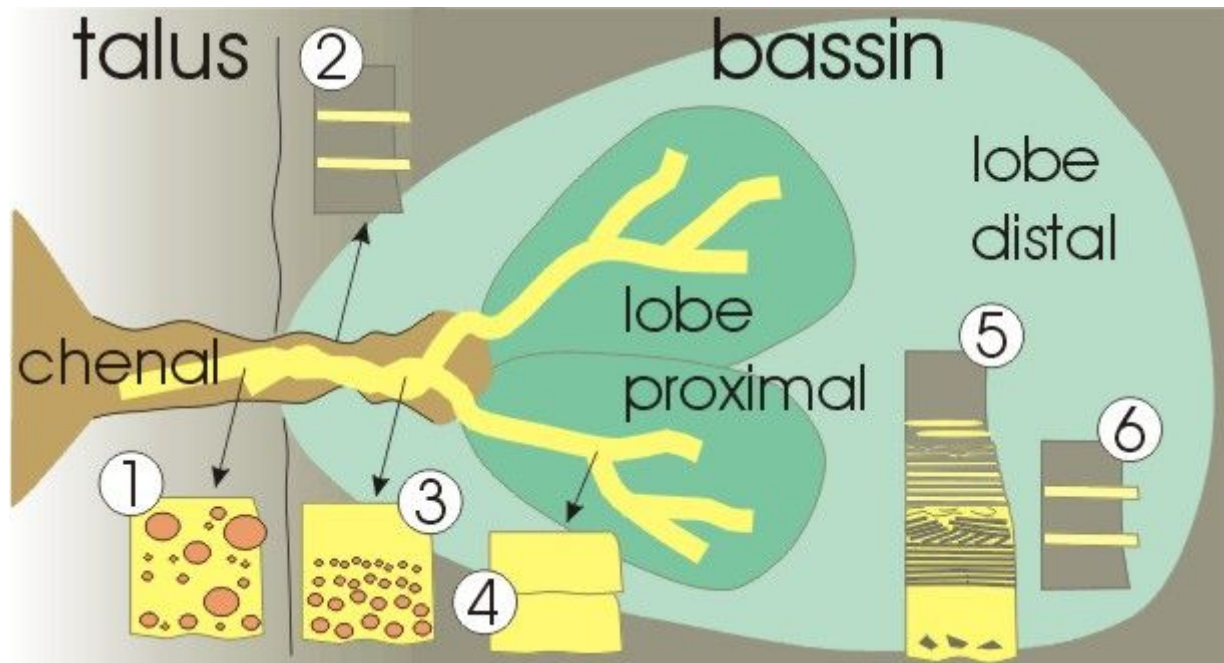


Figure (15): organisation en plan des dépôts gravitaires au pied d'un talus continental. Explication des chiffres dans le texte. La taille du système est variable et peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres.