



**Cours de Sédimentologie
(GEOL-F-204)
Structures sédimentaires**

Xavier Devleeschouwer

Ce chapitre se focalisera sur les diverses **figures sédimentaires** qui témoignent d'un **phénomène d'érosion**.

Dans l'actuel comme dans l'ancien, la plupart des zones où se produisent des accumulations de sédiments correspondent à des interactions complexes entre l'érosion, le transport et le dépôt.

Comme pour de nombreuses structures, la chance pour qu'une figure d'érosion soit préservée dans l'enregistrement sédimentaire est très faible. Le sédiment devait être suffisamment cohésif et fort pour maintenir le relief avant de subir un enfouissement rapide par un sédiment de nature différente (contraste).

Les structures érosives sont quasi toujours reconnues sur les plans de stratification comme relief à la base de la strate qui recouvre immédiatement la surface d'érosion.

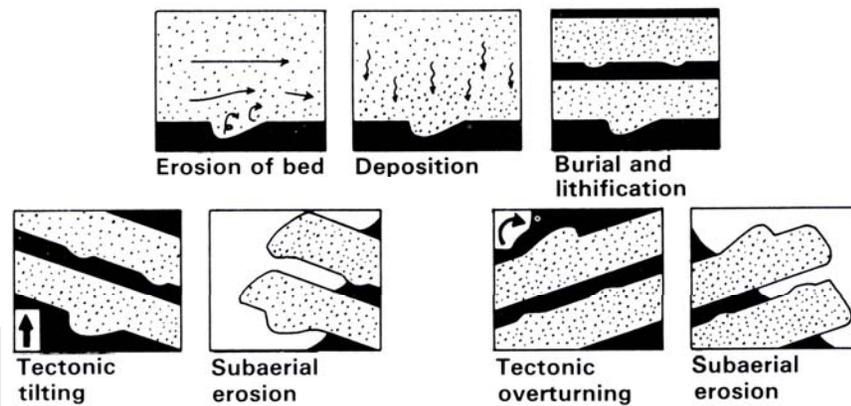
L'érosion est également reconnue sur le profil de la séquence par le recoupement de la stratification ou de la lamination du sédiment sous la surface d'érosion. Lorsque l'érosion a été réalisée à grande échelle, il se peut qu'aucune figure d'érosion n'ait été préservée et même quand la structure d'érosion est préservée, il n'est pas certain qu'elle représente la quantité totale d'érosion. La figure d'érosion préservée peut donc représenter l'épaisseur minimale de sédiments érodée.

Plusieurs figures d'érosion sont de bons indicateurs de polarité stratigraphique (voir chapitre précédent) et de la direction des paléocourants. Elles peuvent donc jouer un rôle important dans la reconstitution paléogéographique et dans l'analyse structurale des séries étudiées.

La classification des structures sédimentaires se fera en 3 parties:

- les figures d'érosion basale [*sole marks*],
- les structures à petite échelle vues sur la surface supérieure de stratification de sédiments actuels et anciens,
- les structures plus grandes reconnues dans les séquences anciennes (chenaux, slumps, ...)

EROSIONAL STRUCTURES



A. Les Sole Marks

Ces figures d'érosion correspondent à un groupe varié de structures qui sont observées et préservées à la base de couches plus grenues interstratifiées avec des mudstones (shales).

Le sédiment grossier est souvent un grès mais peut également être de manière exceptionnelle un calcaire ou un conglomérat.

Ces figures basales résultent de l'érosion de sédiments cohésifs finement grenus qui vont immédiatement être remobilisés en suspension. La force de cohésion du matériau érodé et donc du sédiment finement grenu permet aux détails du relief d'être maintenu jusqu'à son enfouissement par du matériel plus grenu.

La reprise du dépôt par du matériel similaire à celui érodé, ne permet normalement pas de produire un contraste lithologique suffisant que pour être visible par altération.

L'érosion et le dépôt peuvent être évidemment deux phases différentes d'un seul courant séparé par une période de temps relativement courte. L'évolution ultérieure de la séquence sédimentaire va normalement renforcer l'induration du sédiment grossier et sa résistance à l'altération par rapport au matériel plus fin. Ce dernier sera préférentiellement altéré et retiré pour permettre d'observer le moule à la base du grès.

Ces structures représentent donc une impression négative du relief d'érosion !!!

Les figures basales sont des produits d'environnements à sédimentation épisodique. Un dépôt prolongé de boues argileuses est ponctué d'afflux rapides de sédiments grossiers lors d'évènements qui comportent une première phase érosive et une phase de sédimentation qui suit immédiatement.

Un des évènements les plus communs qui produisent ce type de strates est le courant de turbidité.

Les variétés de figures basales se subdivisent en deux classes: les structures dues à des affouillements turbulents [*scour marks*] et celles dues à des objets qui se déplacent sous l'action de courants [*tool marks*].

SCOUR MARKS

Ces figures se distinguent par une forme généralement lissée et par une apparence fuselée hydrodynamiquement. Elles peuvent apparaître sous la forme de moule isolé ou selon des géométries qui couvrent toutes la surface de stratification. Une variété de formes sont connues, au sein desquelles il est possible de reconnaître des groupes qui peuvent être nommés de manière similaire et décrits ensemble.

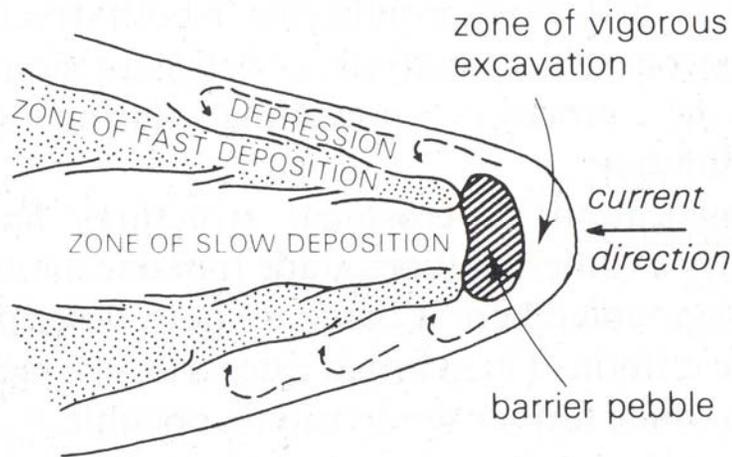
Quatre groupes seront détaillés:

les *obstacle scours*, les *flutes*, les *longitudinal scours*, les *gutter casts*

Les *obstacle scours*

Des fragments de roche tels que des galets, des fragments de bois, et parfois les coquilles les plus robustes se retrouvent à la base de bancs de grès et sont associés à des rides distinctives de grès.

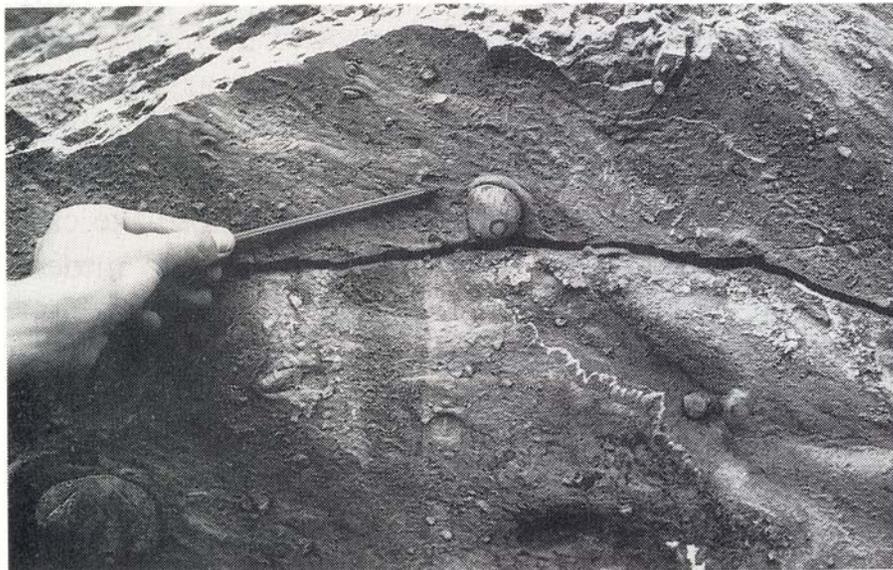
Les rides sont souvent en forme de croissant ou de fer à cheval et encerclent partiellement le galet avec des traînées qui se prolongent et se réduisent dans une seule direction. Ces rides sont en réalité le moule de zones creuses développées autour du galet.



	plan view	cross section	
rill marks			increase in flow velocity
furrows and ridges			
bounce, prod and skip marks			
grooves			
chevron grooves			
obstacle scour			
flute			
gutter cast (scour and fill)			



© 2001 Dawn Sumner, UC Davis
Modern Scours Around Pebbles, Redrock Canyon State Park



Un exemple d'affouillements liés à un obstacle peut s'observer sur une plage avec un galet sur le trajet du backwash ou sur une barre sableuse dans une rivière avec un flot important.

Le creusement ou l'affouillement se fait selon une dépression en croissant autour de l'obstacle avec le creux le plus marqué avant le galet (et donc en amont du courant) et les traînées en creux pointant vers l'aval du courant et donc en arrière du galet. Le creux est généré par l'accélération du courant autour de l'obstacle et la morphologie du creux est déterminée par les tourbillons issus de l'accélération du courant. Ces tourbillons sont dirigés vers le substrat et vont éroder alors que les spirales des tourbillons sont envoyées de part et d'autre de l'obstacle et diminuent en intensité vers l'aval produisant les sillons latéraux.

On retrouve ce type de marque d'érosion de manière rare, souvent le galet ou l'objet de l'obstacle est parti mais il reste le moule de la dépression en forme de fer à cheval qui donne une bonne indication de la direction du courant et constitue une structure de polarité par excellence.

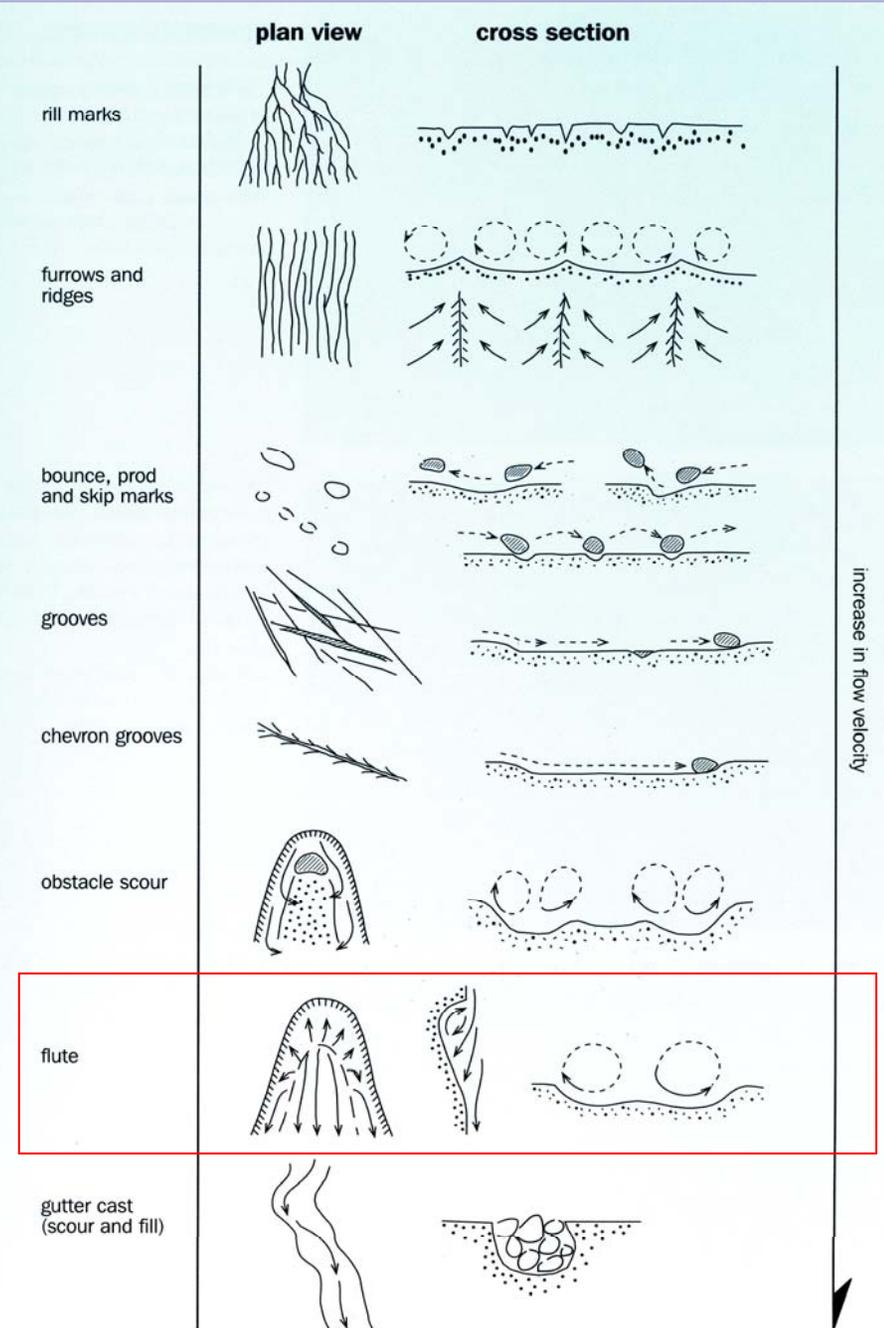
Les *flutes*.

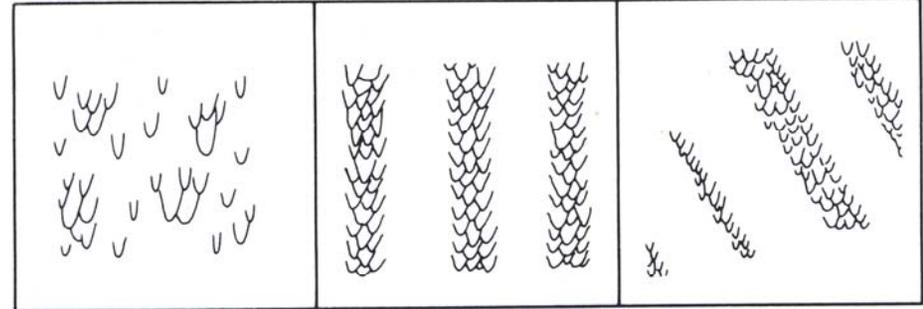
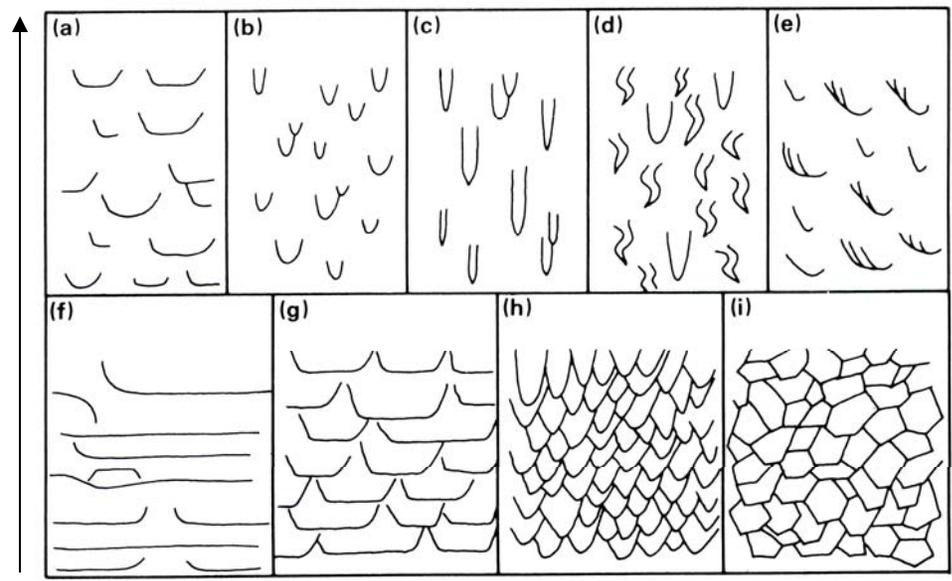
Elles sont similaires aux marques avec un obstacle et sont préservées soit de manière isolée soit en groupe. Individuellement, elles ont des dimensions et des formes variables mais sont relativement uniformes en dimensions lorsqu'elles s'observent sur une même surface.

Elles se caractérisent par une pointe (« nez ») arrondie voire parfois finement incurvée à une extrémité. La partie la plus profonde (et donc le relief le plus fort) apparaît proche de cette pointe à partir de laquelle le sillon s'évase et disparaît. Les flutes ont des tailles comprises entre 5 et 50 cm en longueur, de 1 à 20 cm en largeur et souvent de plus de 10 cm de profondeur. Elles ont des formes très variables (d'après la suite) depuis des formes allongées jusqu'à des formes transversales.

Les côtés de certaines flutes sont parfois lisses parfois en forme d'escalier qui est lié à la présence de lamines de granulométrie différente ce qui induit une érosion différente.

L'ensemble des flutes ont les pointes orientées dans la même direction.





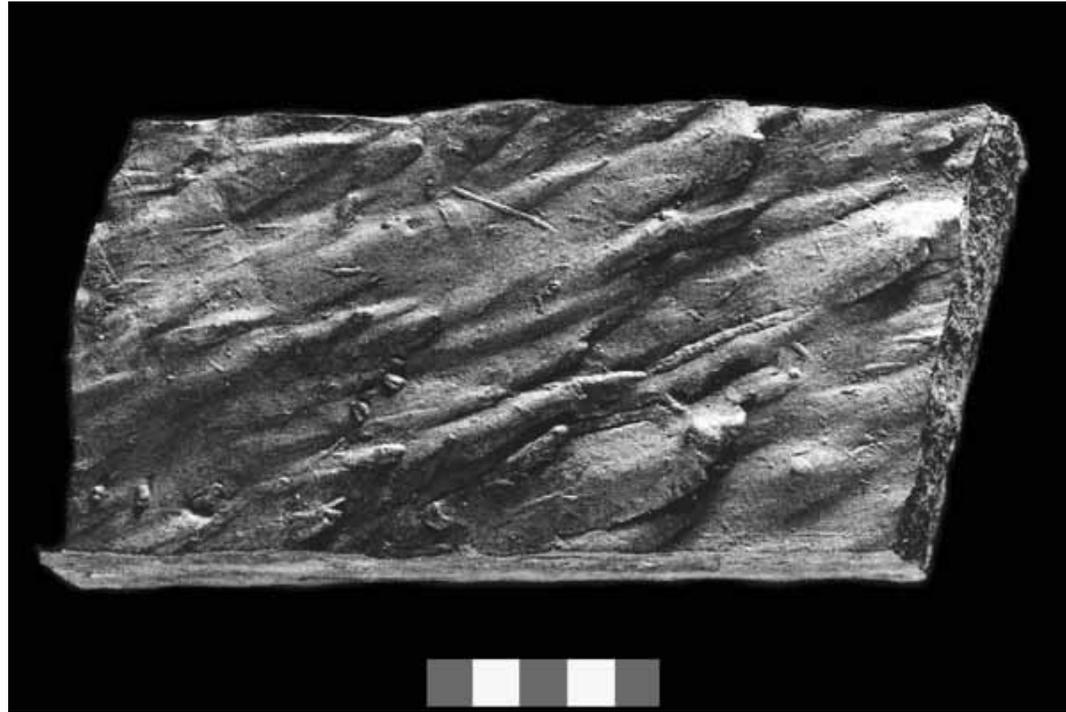
Formes de flutes pour une vue en plan (Allen 1971)



Distribution de flutes sur la surface de stratification (image du haut) et un exemple du Carbonifère supérieur (image du bas)



Direction et sens du courant ??



Shiguai Formation, Mongolie, Chine

Formes de flutes allongées, Flysch de l'Oligocène



Direction et sens du courant ??

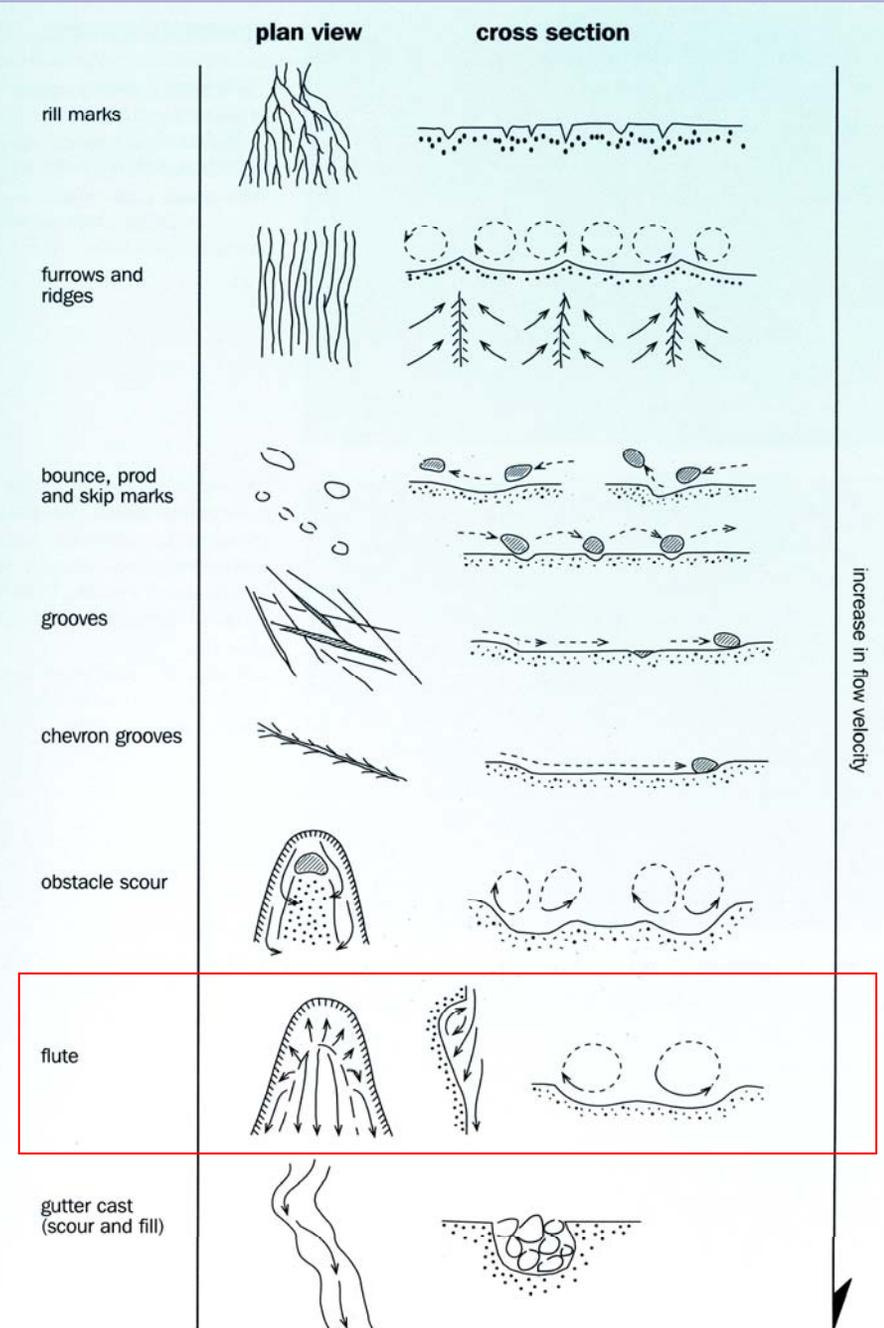


Flutes dans les grès du Carbonifère du Tafilalt
Maroc

Une petite dépression ou de légères irrégularités du sol peuvent être le point de démarrage de l'érosion activée par la formation de nombreux tourbillons qui accentuent l'érosion à la pointe en aval, les tourbillons sont absorbés par le courant principal ce qui ralentit l'érosion.

Les flutes sont les indicateurs principaux des directions de paléocourants et constituent de bons indicateurs de polarité stratigraphique également.

Notons qu'il est parfois difficile de distinguer les flutes transversales sinueuses des rides de vagues. Il faut alors regarder la structure interne du relief: les flutes ne possèdent aucune structure particulière alors que les rides montrent une lamination oblique.



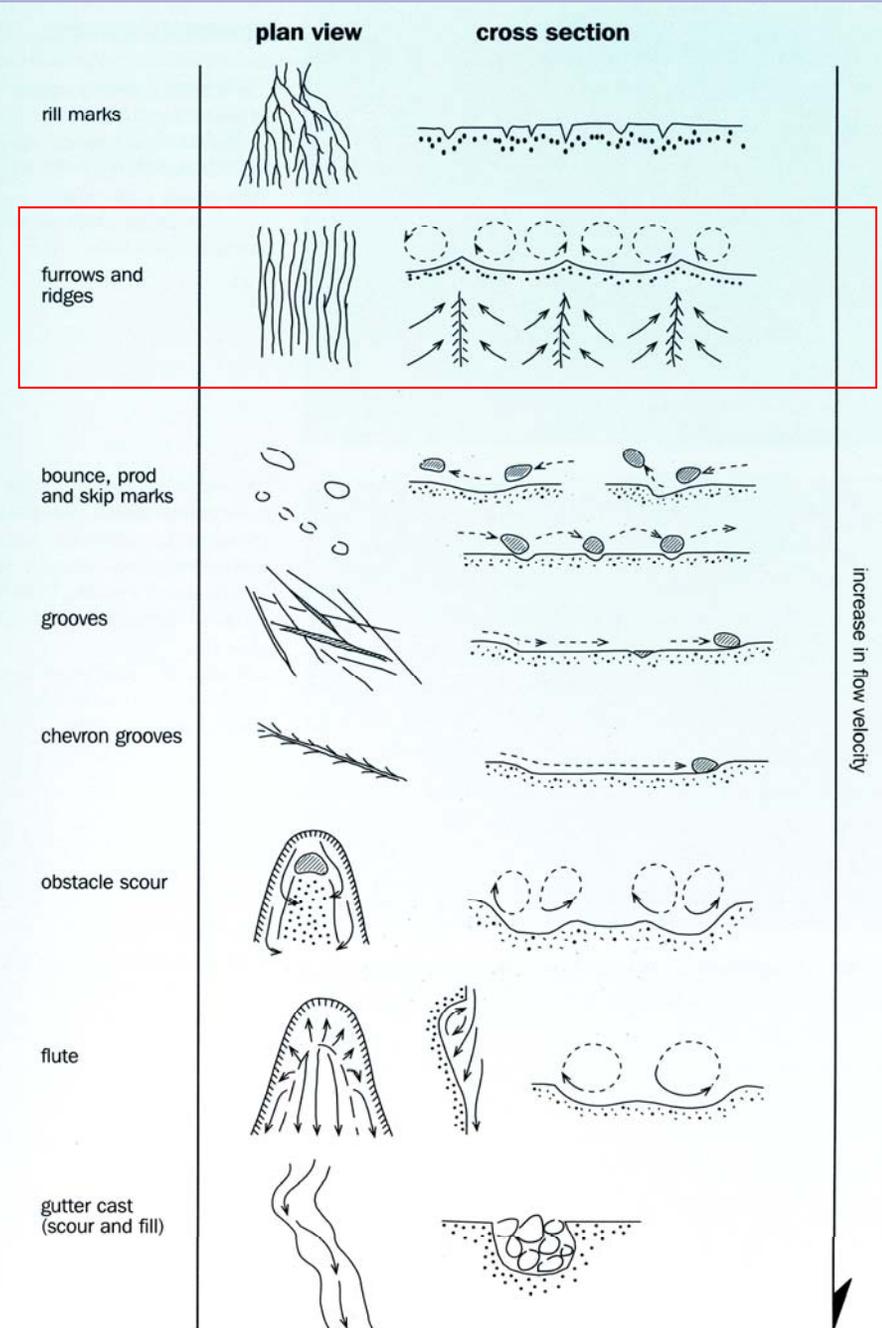
Les *longitudinal scours*.

Ces figures apparaissent sous la forme d'un champ très serré de rides et de sillons parallèles à la base des bancs de grès.

En coupe transversale, les rides ont un aspect plutôt arrondi et les sillons sont assez raides ce qui reflète un creux assez arrondi et une ride raide à la surface du banc argileux qui subi l'érosion.

La distance qui sépare les rides est généralement de 0,5 – 1 cm avec un relief de quelques millimètres.

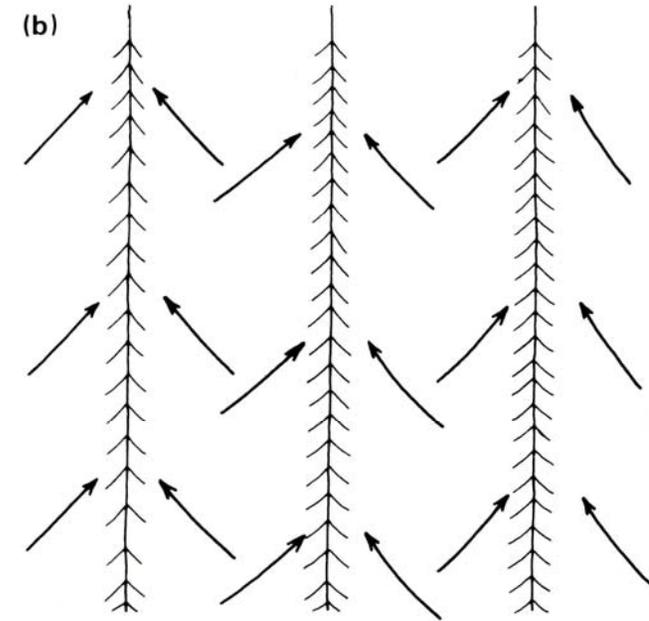
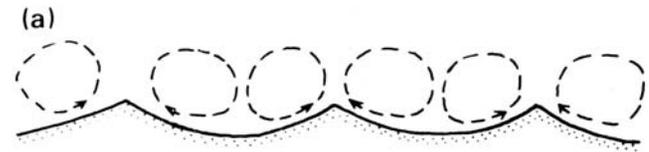
Le parallélisme d'un champ que l'on observe est assez constant dans l'espace et peut présenter deux rides voisines qui coalescent et d'autres qui disparaissent ou se terminent par un bout arrondi ressemblant un peu aux pointes des flutes. Dans certains cas, l'assemblage est plus fortement dendritique que parallèle.



La formation de ces marques est liée aux tourbillons qui se forment à petite échelle et dont l'axe des spirales sont parallèles au courant. Deux tourbillons adjacents ont des sens de rotation opposés ce qui implique que le flot à la surface à des sens ascendants et descendants de mouvement selon les cellules dessinées en (a) sur la figure de droite.

Les lignes le long desquelles les vortex descendent vers le substrat seront les zones d'érosion plus forte. A l'inverse les zones de remontées seront celles ayant l'érosion la plus faible.

Ce sont de bonnes structures en tant que critère de polarité stratigraphique mais ne sont pas de bons indicateurs du sens du courant. Seuls les cas où certaines rides présentent une pointe arrondie similaire aux flutes peuvent servir à déterminer la direction et le sens du courant.

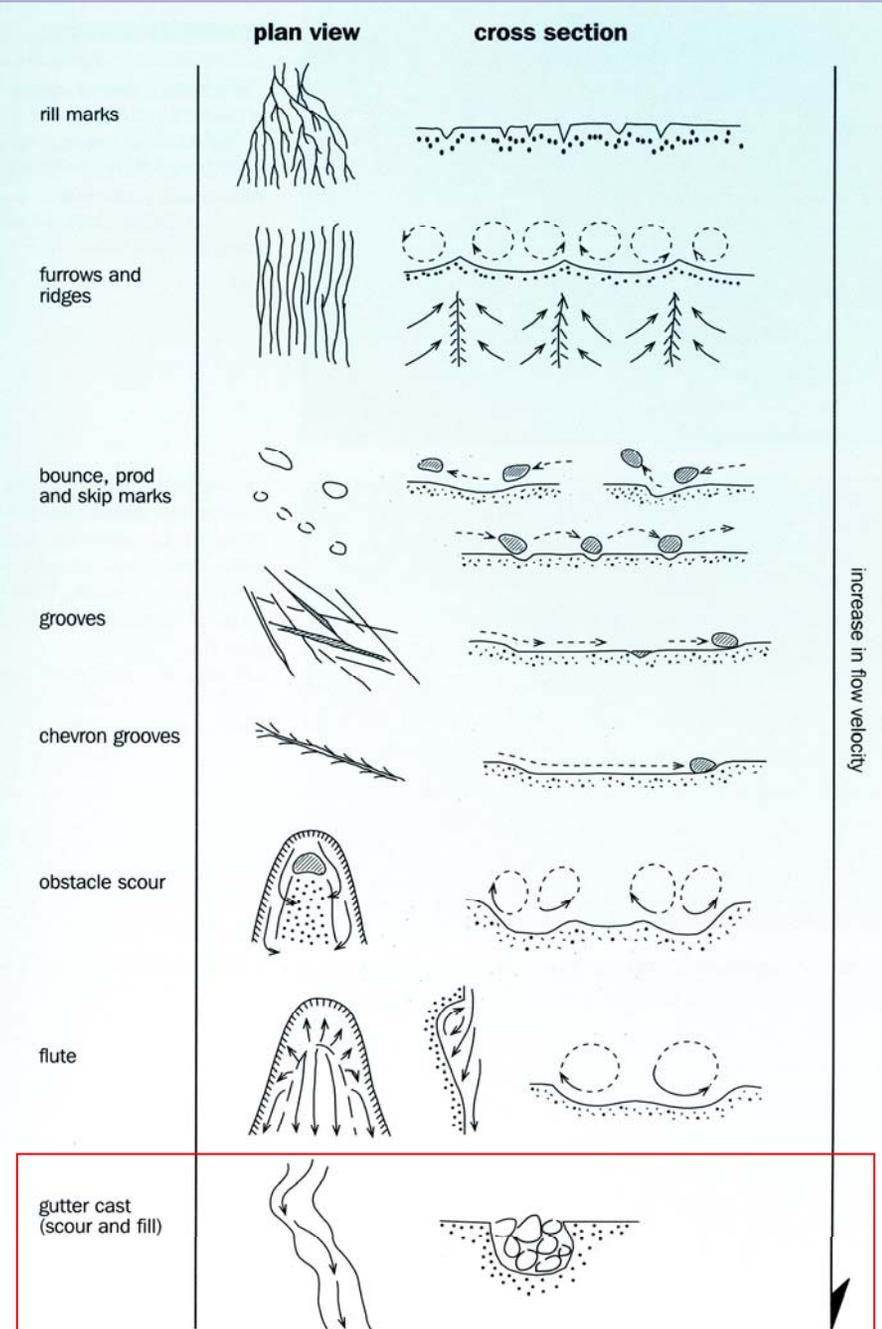


Les *gutter casts*.

Ces structures apparaissent souvent en forme de ride allongée et isolée à la base de grès ou de calcaire grossier. Elles s'enfoncent dans la strate en dessous composée de sédiments plus fin à partir d'un plan de stratification qui semble relativement plat. En coupe verticale, on a une forme de V ou de U. Cette forme est relativement symétrique et parfois asymétrique en ayant un côté plus pentu que l'autre. Elles ont une taille de 10 cm de profondeur et autant de largeur.

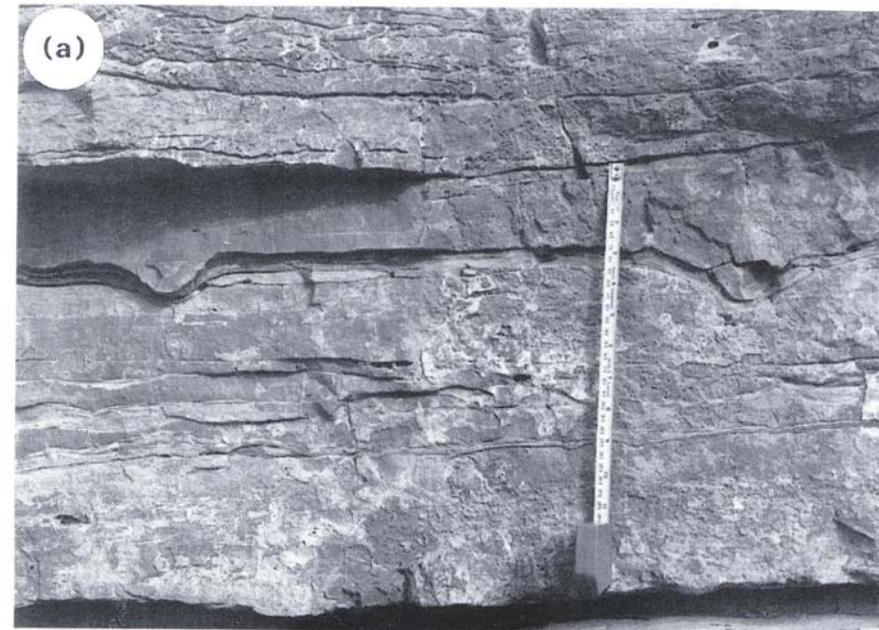
Quand le sédiment plus grossier ne correspond pas à un banc continu au-dessus de la surface d'érosion, le remplissage grossier est préservé sous la forme d'un corps isolé au sein du sédiment plus fin.

En plan, ces figures peuvent être sinueuses, s'étendre sur plusieurs mètres et se terminer de manière abrupte et pentue comme les flutes. Certaines marques (tool marks) peuvent se superposer sur les côtés et le fond avec une orientation préférentielle parallèle à l'élongation.



Les *gutter casts*.

Ces structures sont le produit de l'action de l'affouillement de fluides et de l'action érosive de grains plus grossier entraînés par le courant.



TOOL MARKS

Les traces d'outils diffèrent des scour marks en ce sens qu'elles sont le résultat de l'érosion produite par des objets transportés par les courants et pas par le courant lui-même. Elles ont des formes plus tranchées, plus fines et comportent une disposition détaillée de relief à petite échelle.

Une simple classification morphologique est applicable:

Continu	-> profil tranché et irrégulier	-> grooves
	-> profil lissé et à crénulations	-> chevrons
Discontinu	-> seul	-> prod marks, bounce marks
	-> répété	-> skip marks

Les *Grooves*

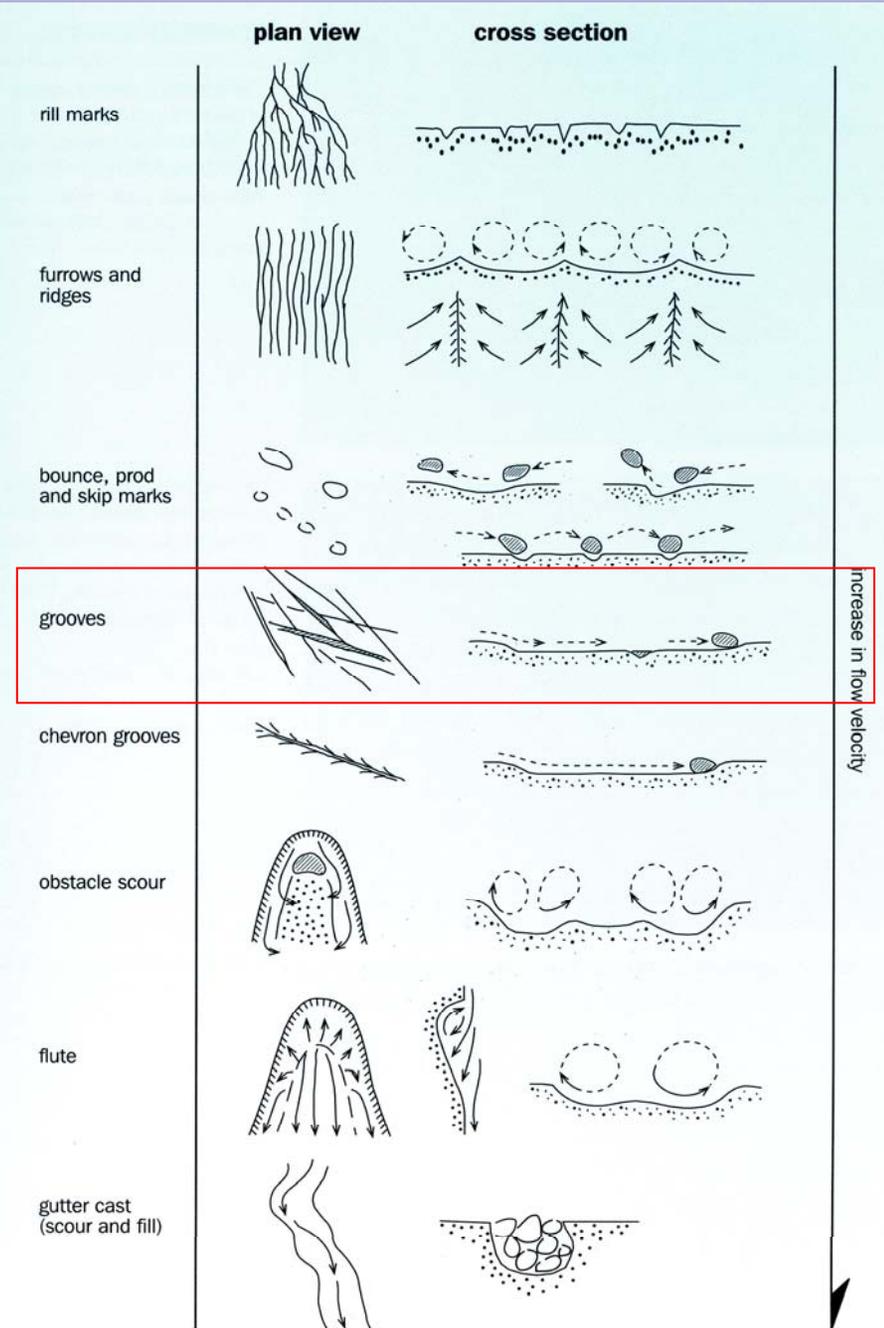
Ces structures apparaissent sous la forme de rides allongées à la base des grès. Elles sont soit isolées soit en groupe parallèle. En coupe transversale verticale, elles montrent un relief bien délimité et irrégulier, habituellement relié à de plus petites rides et grooves. Les plus petites figures tendent à être parallèles aux plus grandes mais elles sont parfois tressées pour donner une allure de tire-bouchon. La fin de ces structures est parfois graduelle ou particulièrement abrupte. Rarement, un fragment de plante ou de fossile voire un copeau d'argile peut être observé à la fin de la ride.

La majorité des plans de stratification qui comportent ces structures montrent une seule direction. Dans le cas de plusieurs directions qui se recoupent, il convient d'essayer de retrouver la séquence chronologique.

Ces structures résultent du remplissage d'un relief d'érosion provoqué par un objet qui est traîné sur le substrat par un courant. Plus rarement, il est possible que la structure résulte du roulement d'un outil de forme circulaire qui laisse une trace similaire à celle laissée par une roue sur du sable mou ou de l'argile.

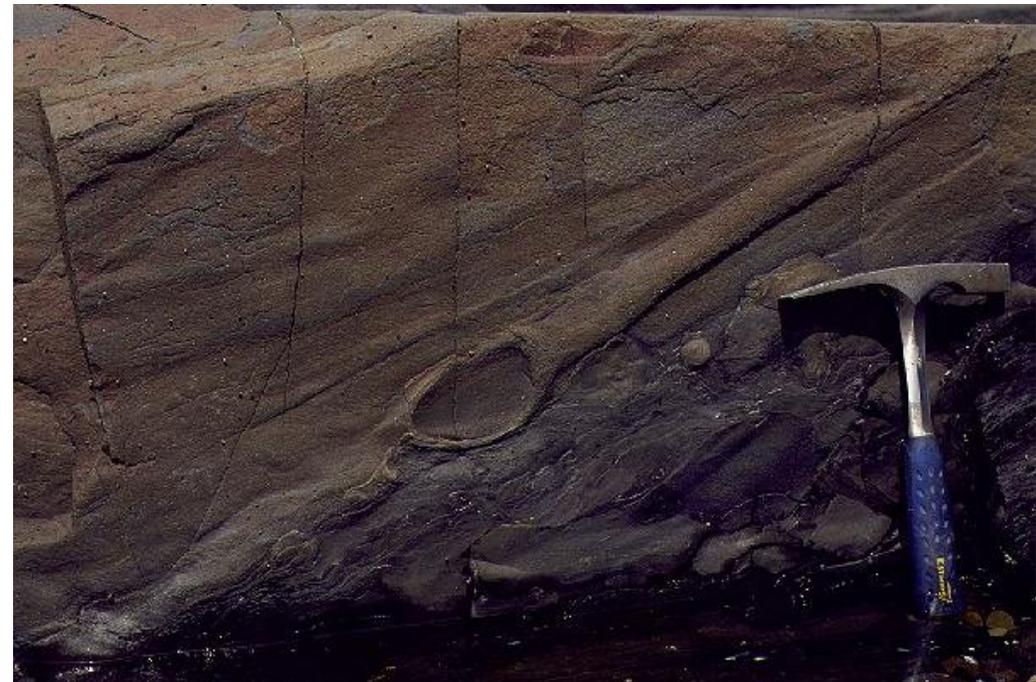
Quand l'objet est retrouvé à la fin de la trace, on connaît le sens et la direction du courant.

L'apparence en tresse de certaines traces laisse à penser que l'objet subit une rotation pendant qu'il est traîné le long de la surface



Plusieurs types de grooves
Comparer les tailles !

Déterminer les directions et le
sens du courant ??



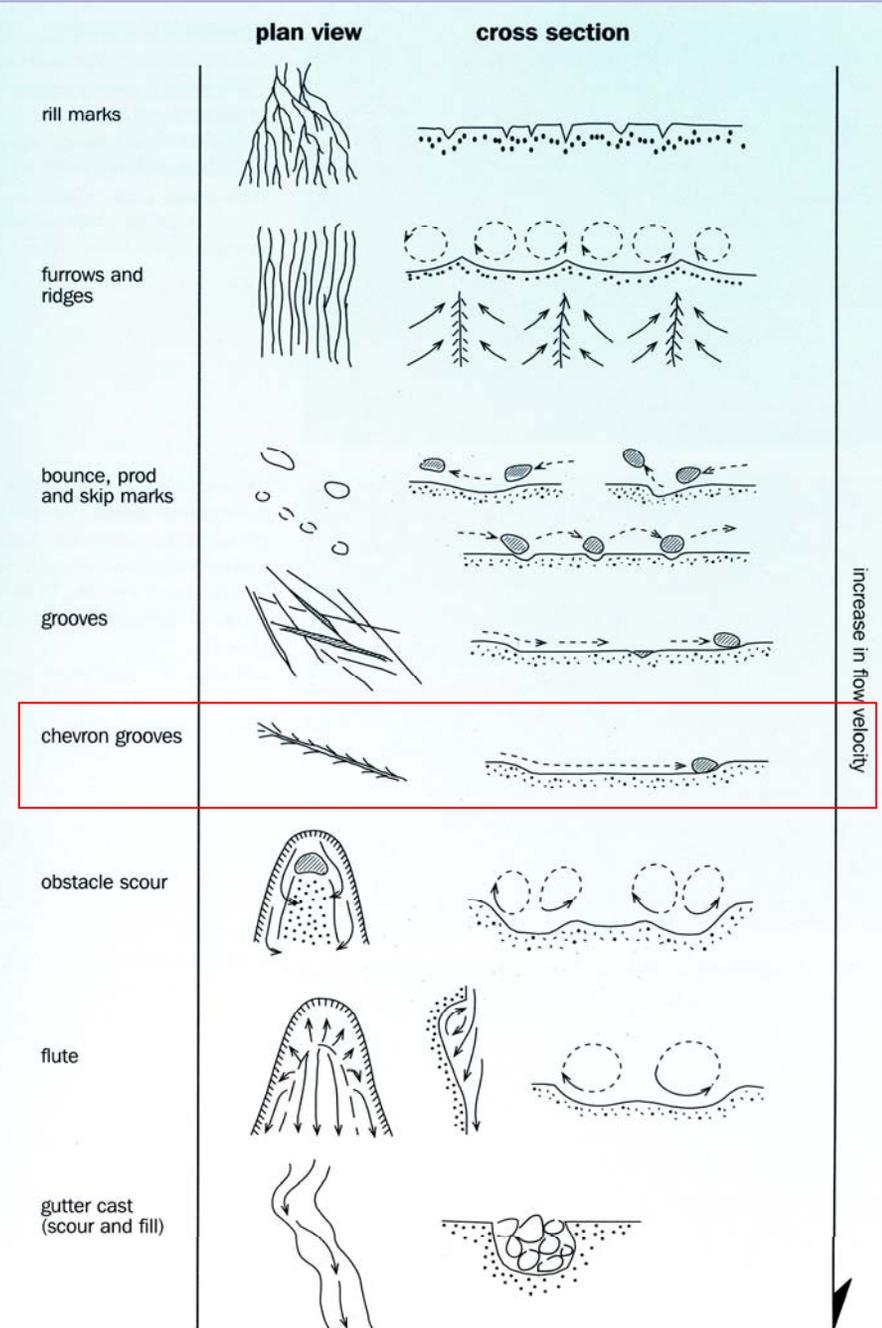
Les *chevrons*

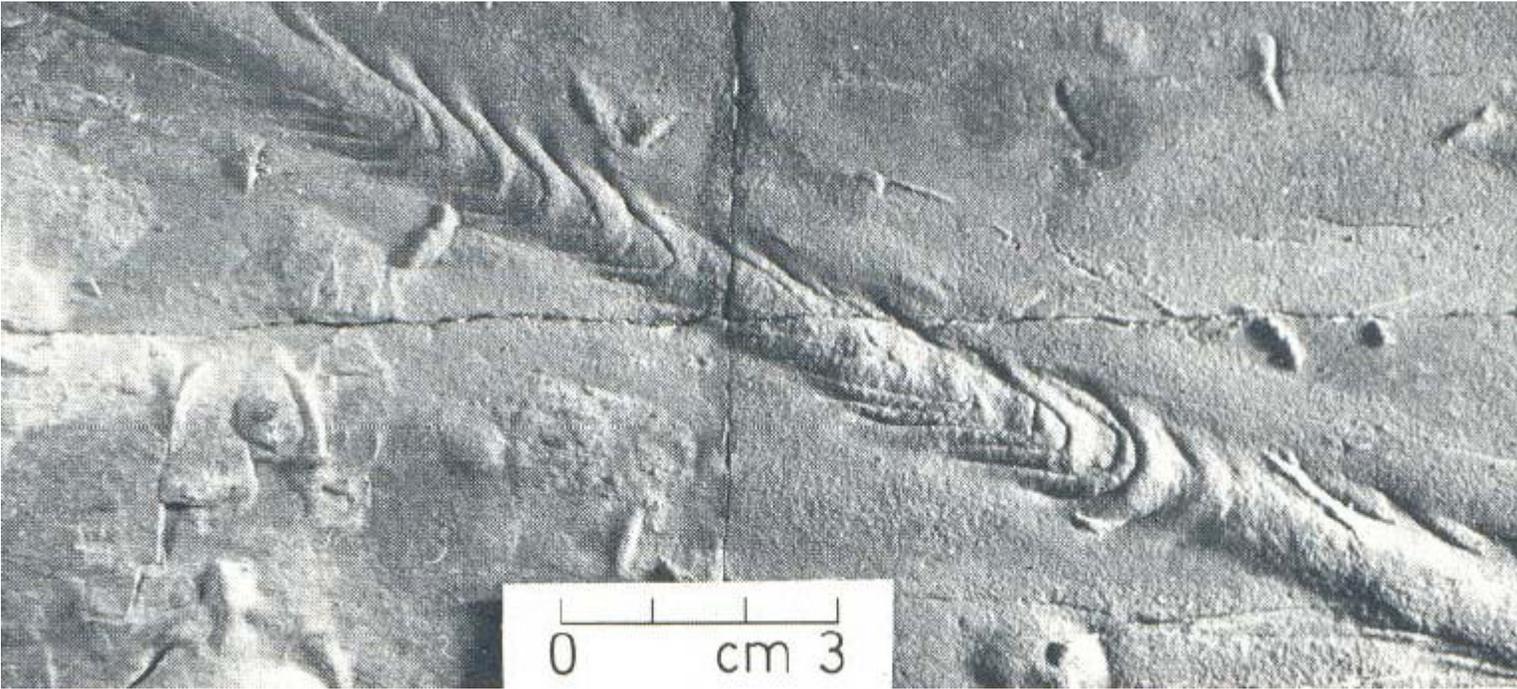
Ces structures plus rares que les grooves se présentent sous forme de zones linéaires de crénulations en forme de V souvent asymétriques avec la partie raide en amont.

Chaque zone individuelle ne dépasse que rarement 2-3 cm de large et le relief est généralement inférieur à 5 mm.

Il suffit de traîner un bâton à travers de la boue molle ou n'importe quel liquide visqueux et une trace similaire est laissée. La structure en chevrons enregistre des plissements à petite échelle de la surface de la boue cohésive par le passage d'un objet (outil) à proximité immédiate du substrat. Les rides en forme de V qui sont caractéristiques de la marque en chevrons se referme en aval du courant.

Il s'agit d'un bon indicateur du sens et de la direction de paléocourants et d'un bon indicateur de polarité stratigraphique également.





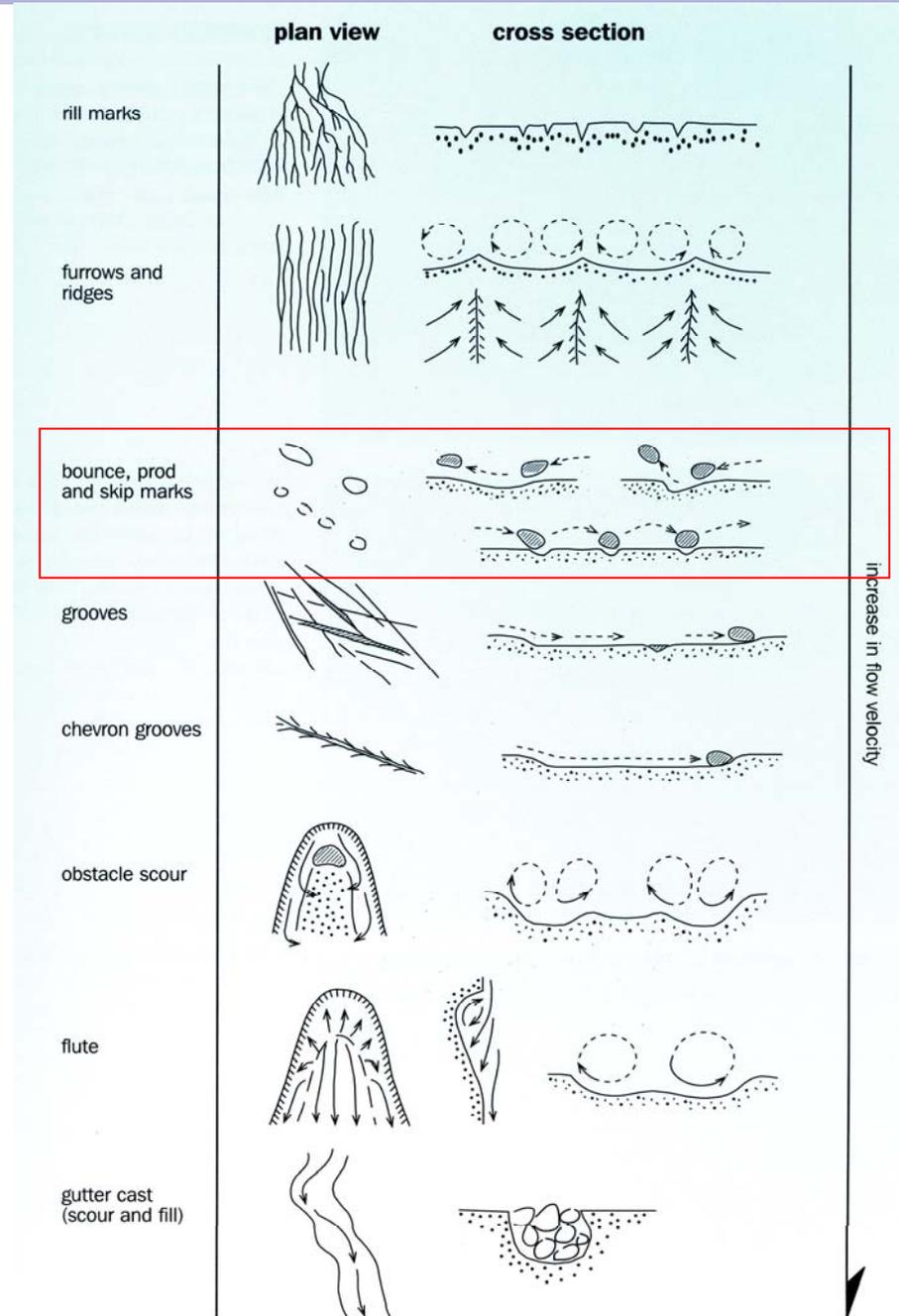
Les *Prod marks et bounce marks*

Très finement définie, des traces discontinues, souvent allongée avec une orientation préférée, apparaissent à la base des bancs de grès. Certaines appelées prod marks sont asymétriques dans leur longueur avec une extrémité assez profonde, émoussée et bien définie alors que l'autre extrémité est progressive et en pente douce vers la surface de stratification.

D'autres sont des bounce marks, elles sont plus symétriques dans la longueur et présentent des pentes douces aux deux extrémités.

Chaque type varie en taille de quelques cm de large et de dizaines de cm de long jusqu'à des formes délicates de moins d'1 cm de longueur et de 1-2 mm de large. La profondeur est globalement proportionnelle à la largeur, la plus petite taille étant seulement de 1-2 mm de profondeur.

Ces structures correspondent à l'impact d'objets sur le substrat lors de mouvements de saltation.



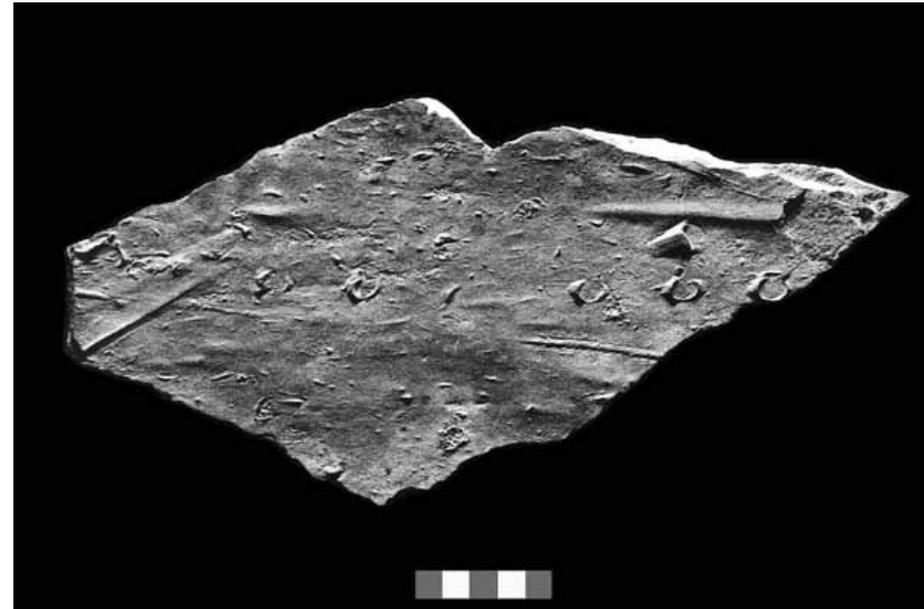
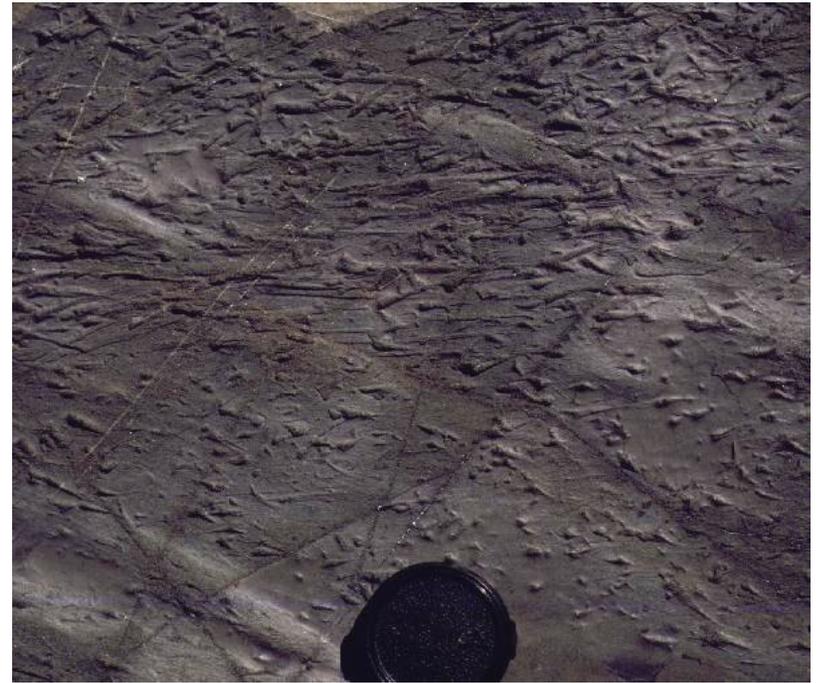
Avec les prod marks, l'objet a un angle d'approche assez grand ce qui donne un impact qui pénètre profondément dans la boue avant d'être propulsé en dehors par le courant laissant une pointe émoussée dans la partie aval de la trace.

L'asymétrie des prods est à l'opposé des pointes des flutes qui se trouvent dans la partie amont.

Les bounce marks correspondent à un angle d'approche plus petit ce qui a pour effet d'avoir un impact sur le fond plus doucement incliné avant d'être emporté à nouveau.

Aucune asymétrie ne permet d'obtenir le sens du paléocourant et donc seule la direction peut être déduite.

On mentionne seulement dans la littérature la présence de vertèbres de poissons à partir d'exemples exceptionnels à l'origine de certaines traces.



Les *skip marks*

Il s'agit de séries de bounce marks arrangées linéairement avec un espacement assez constant. Les marques individuelles ne doivent pas être identiques mais être suffisamment semblables que pour suggérer qu'elles puissent être produites par le même objet. Dans certains cas, les structures sont relativement rapprochées.

Les skip marks représentent le rebond ou la saltation du même outil au-dessus du fond.



Base d'un banc de grès, assemblage de tool marks: skip, bounce marks, chevron mark. Krosno beds. Oligocene. Kały, Pologne

La distribution et l'association des traces d'outils.

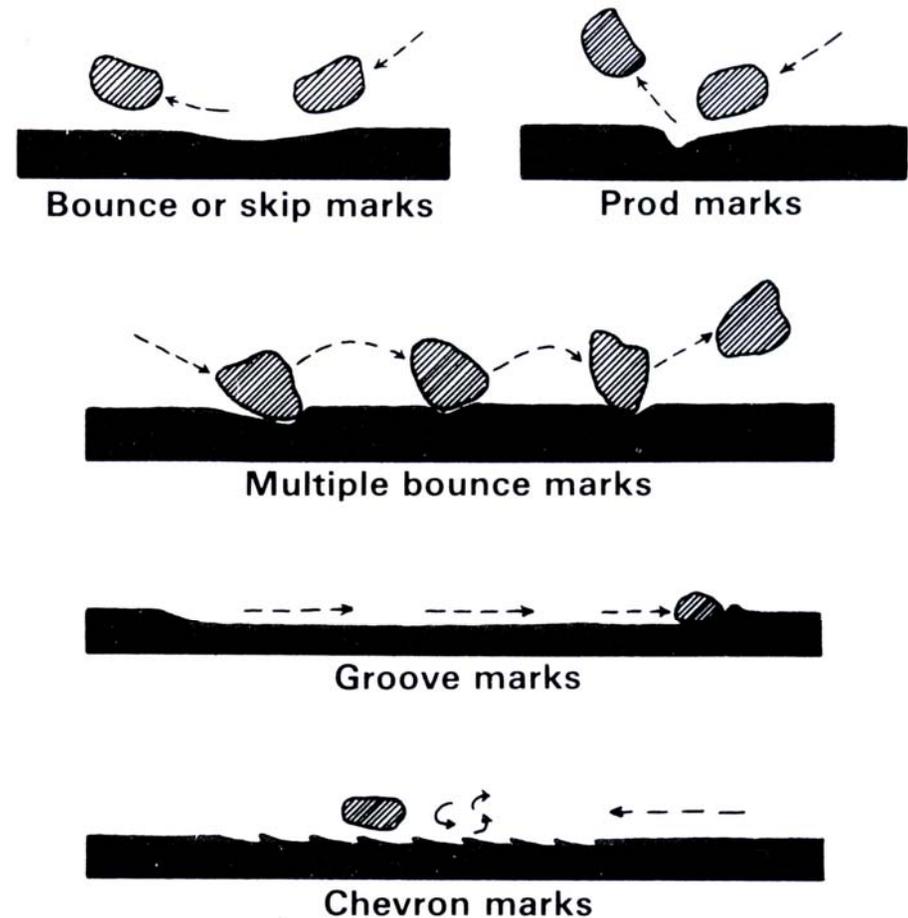
Elles apparaissent souvent en assemblage mixte composé de différents types de grooves et de prods observés ensemble.

Les grooves généralement plus larges et plus longues permettent d'obtenir une meilleure direction, les prods par leur asymétrie donne le sens du courant.

Les tool marks sont rarement observées sur le même plan de stratification que les scour marks.

Dans beaucoup de séquences comme les turbidites, les tool marks sont souvent présentes à la base des bancs de grès peu épais alors que les scours le sont plutôt à la base de bancs plus épais de grès.

Les tool marks représentent donc une érosion superficielle liée à des courants peu importants.



B. Les structures à petite-échelle vues sur la surface supérieure de stratification dans des environnements modernes et anciens

Les structures d'érosion sont relativement communes sur les surfaces de stratification des sédiments sableux et argileux dans les environnements de dépôts modernes mais sont rarement préservées sur la surface de stratification supérieure des roches. Autant l'eau que le sable peuvent éroder les surfaces de sédimentation.

Les formes d'érosion par l'eau sont subdivisée en obstacle scours, longitudinal ridges and furrows et les rill marks.

Obstacle scours

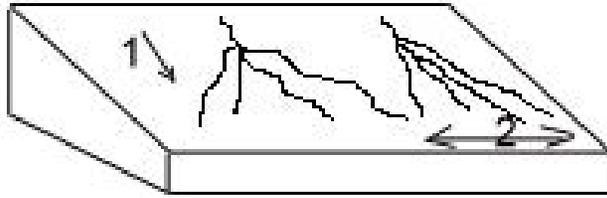
Ces structures ont déjà été vues précédemment (voir sole marks). Elles forment une structure en fer à cheval autour d'un galet, d'un bloc de glace, un fragment de coquille. La taille de la structure étant reliée proportionnellement à celle de l'obstacle.

Longitudinal ridges and furrows

Dans les zones intertidales plates et argileuses, des dessins composées de rides et de sillons s'observent avec une taille et un espacement variables. Ils sont parallèles aux courants dominants et sont probablement liés à des déplacements en spirale de circulation secondaire dans l'eau.

Les Rill marks (figures de ruissellement)

Ces structures de petites échelles correspondent à des chenaux dendritiques de quelques cm de largeur et sont observés sur les surfaces modernes de sables et de silts mais rarement sur les surfaces dans les sédiments anciens. Elles se forment essentiellement sur les plages et sur les pentes des surfaces tidales en période de marée basse et parfois sur les flancs des sédiments de rivières. Elles sont invariablement détruites par la montée du niveau de l'eau et ont un très faible potentiel de préservation.



Figures de ruissellement:

1 est le sens de l'écoulement de l'eau et 2 correspond à la ligne de rivage

Les formes d'érosion par le vent

Des vents forts soufflant sur des sédiments peu cohésifs peuvent donner des formes d'érosion qui rappellent des flutes mais qui présentent un relief positif à la surface. Elles se caractérisent par un nez plus ou moins émoussé en amont de la direction du vent et une trainée qui s'évase en aval de la direction du vent.

Sur les surfaces modernes, le vent soufflant va emporter le sable et laisser en place des galets ou des coquilles résiduels en relief, la partie raide fait face au vent alors que la partie en pente s'évase sous le vent. Elles font en moyenne quelques cm de large et quelques dizaines de cm de long au maximum.

Ces structures apparaissent en groupe et rarement isolées.



C. Les figures d'érosion en séquence verticale

La reconnaissance qu'une érosion a eut lieu pendant l'accumulation de sédiments dépend de la présence de surfaces qui recoupe les laminations ou les stratifications de sédiments antérieurement déposés. Ces figures sont bien observées en coupe verticale.

Une surface qui recoupe un dépôt antérieur sera forcément inclinée par rapport à la surface horizontale de dépôt.

Deux processus sont à considérer quand on regarde une surface suspectée d'érosion:

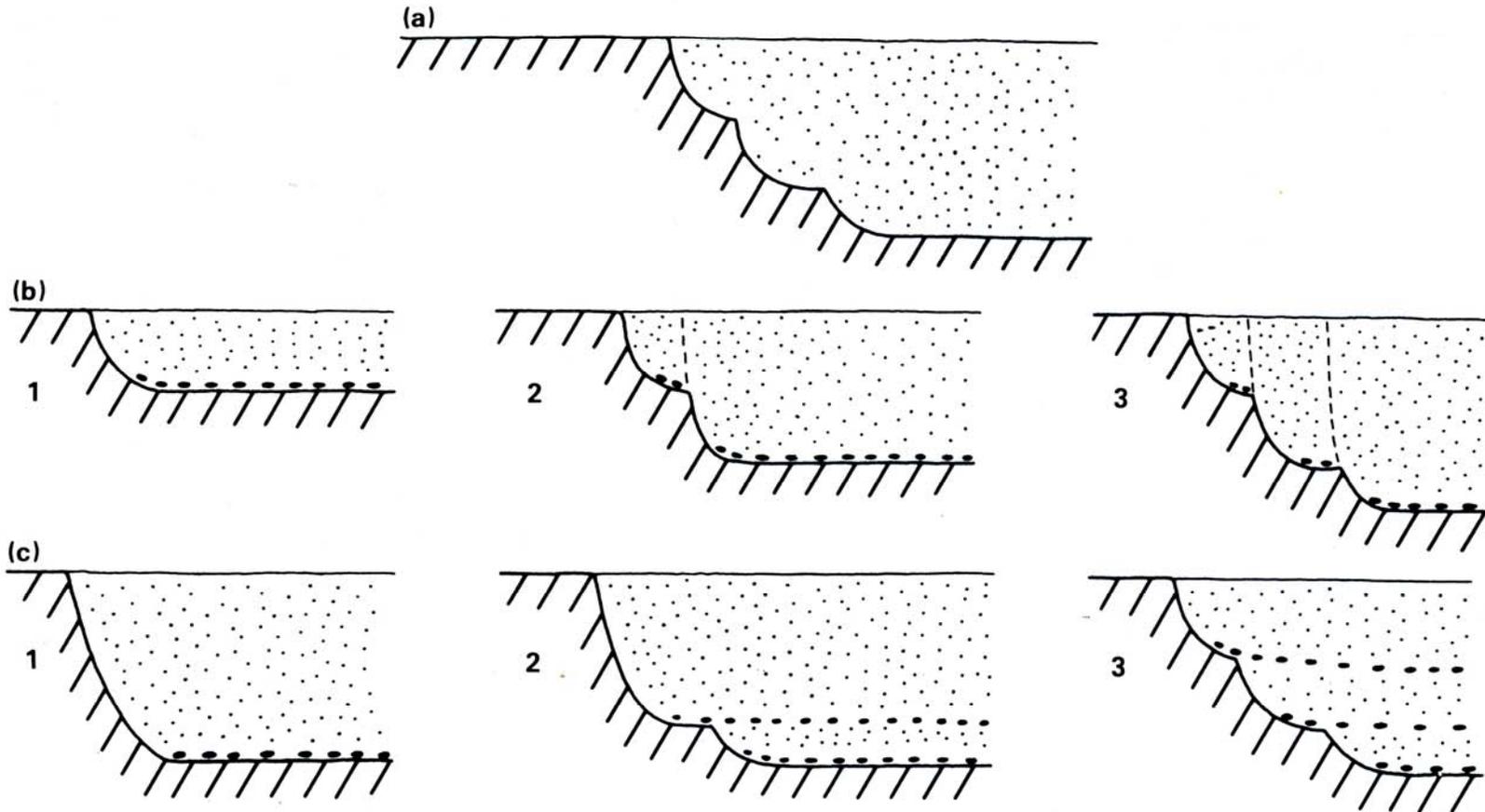
- a) l'érosion par affouillement qui se développe sous la forme d'une figure allongée dans la direction de l'écoulement du fluide (chenaux) ou dans les sédiments éoliens (creux de déflation ou [*blow out*]).
- b) l'érosion par un mouvement de masse le long d'une pente, qui forme une figure qui a une forme et une orientation mal définie mais souvent arquée le long de la pente [*slump scar*]

Ces figures d'érosion peuvent avoir des dimensions variables jusqu'à des centaines de mètres de profondeur et plusieurs km de large.

Les chenaux observés en coupe n'ont cependant pas tous une forme simple, les côtés du chenal sont souvent marqués par des figures mineures en étages ou terrasses. La nature du substrat et l'histoire de l'érosion et du remplissage sont les deux éléments qui doivent intervenir pour générer ces formes. La lithologie (la taille des grains, la composition) du sédiment érodé vont réagir différemment à l'érosion. En général, un sédiment fin et cohésif sera plus résistant qu'un sédiment grossier.

De nombreux chenaux connaissent une succession de phases d'érosion et de dépôt comme le montre la figure (d'après la suivante).

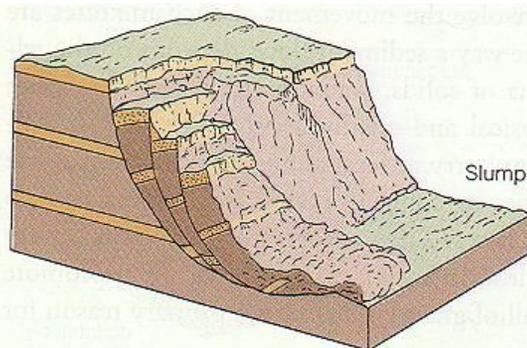
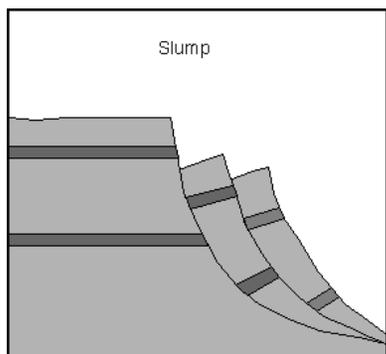
EROSIONAL STRUCTURES



La figure ci-dessus montre deux types de séquences qui permettent d'obtenir une forme similaire de chenal. La séquence des événements ne peut être déduite que par observation du remplissage du chenal et des traces d'érosion. Les surfaces d'érosion sont par ailleurs plus facilement détectable lorsqu'il y a un contraste évident au niveau de la lithologie. Une surface d'érosion au sein du remplissage du chenal peut être associée à un plan de stratification très net et parfois à une couche peu épaisse conglomératique comprenant des fragments de roches exotiques ou intraformationnels.

Comment faire la différence entre un chenal [*channel*] et une cicatrice de slump [*slump scar*]

Les slumps correspondent à un type de glissement au sein duquel la rotation du substrat rocheux ou du régoilite* se fait vers le bas le long d'une surface incurvée. La surface supérieure de chaque bloc du slump reste relativement intacte. Les slumps laissent sur le substrat une cicatrice arquée ou des dépressions sur la pente de la colline. Le slump peut se subdiviser en plusieurs paquets séparés par des surfaces de glissement parallèles [slip surfaces]. Les slumps se produisent dans tous les environnements le long d'une pente soit en terrain continental, en zone de rivière ou en milieu sous-marin.



***Régoilite ou régoilite** est une roche ou un sédiment altéré sur place

Dépôt de silt glaciaire, chaque slump en avant plan, laisse une cicatrice arquée, Kennartic River, Nunavut, Canada

Les cicatrices de slumps ont une extension horizontale maximale perpendiculaire à la direction de la base de la pente alors que les chenaux sont allongés au pied de la pente.

Les slumps n'ont généralement qu'un seul côté par rapport aux chenaux qui en ont deux. En coupe verticale, les cicatrices de slump sont toujours légèrement courbe. Le critère principal est cependant la similitude du sédiment au-dessus et en-dessous des surfaces des cicatrices de slumps. Le slump se produit sur la pente suite à des instabilités (souvent en bas de pente ou le long de la ligne incurvée à la base du slump) sans intervention extérieure. La poursuite du dépôt va progressivement combler et niveller la dépression du slump en surface.

Les structures sédimentaires de dépôt dans:

A. les sédiments argileux non consolidés et lithifiés

Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux

Les structures de dépôt dans les boues, les argiles et les argiles feuilletées [muds, mudstones and shales]

Les roches mentionnées sont définies comme suit:

- **mud et mudstone** correspondent respectivement à des boues argileuses non consolidées et lithifiées dans lesquelles les grains de sable sont exclus.

Dans la pratique et sur le terrain, ils regroupent les argiles et les silts qui deviennent des roches argileuses et silteuses car il est difficile de faire précisément la différence sur le terrain.

- **silt et siltstone** correspondent à des sédiments silteux non consolidés et lithifiés où la taille dominante des particules est comprise entre 4 μm et 62,5 μm (en bouche, cela croustille encore alors que les grains ne sont plus visibles à l'œil nu)

- **clay et claystone** correspondent à des sédiments argileux non consolidés et lithifiés argileux où la taille des grains est inférieure à 4 μm . Ils sont gras et collants au toucher.

- le **shale** correspond à un terme utilisé à la place de mudstone pour caractériser une roche argileuse qui présente une certaine fissilité à l'altération. **Terme à ne pas utiliser.**

Les boues argileuses et les roches argileuses sont excessivement communes tant dans les environnements de dépôts récents et dans l'enregistrement sédimentaire ancien (jusqu'à 60%). Elles dérivent de l'altération de sources continentales. Des sédiments finement grenus peuvent également dériver de l'activité volcanique explosive et former des dépôts sédimentaires qui sont parfois transportés et resédimentés. Ils ont cependant une couleur assez particulière et requièrent une analyse en laboratoire pour confirmer l'origine volcanique.

Beaucoup de boues et de roches argileuses contiennent également de la matière organique qui apparaît sous la forme de débris organiques fins ou de molécules organiques attachées aux particules argileuses (minéraux argileux).

Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux

Les conditions de dépôt de ces sédiments sont difficilement interprétables par rapport à ceux plus grossiers. Deux raisons:

- la gamme de processus physiques qui opèrent au moment du dépôt est très restreinte,
- les sédiments finement grenus, riches en minéraux argileux et en matière organique ont une porosité assez élevée par rapport aux sédiments plus grossiers. Les sédiments argileux sont donc plus susceptibles de subir de la compaction au cours de l'enfouissement ce qui a pour effet de modifier voire d'oblitérer toute structure. Le taux de compaction est variable et dépendra de la composition du sédiment et de son histoire lors de l'enfouissement. Certaines boues carbonatées ne sont quasi pas influencées par la compaction mais pour les sédiments argileux riches en matière organique, on peut avoir un taux de compaction jusqu'au quart ou au huitième de l'épaisseur initiale.

Cet effet s'observe sur la structure interne des concrétions qui se sont formées au tout début de l'évolution après le dépôt. Certaines concrétions à ciment carbonaté préservent des structures de dépôt peu compacté et préservent des fossiles.

Les mouvements tectoniques (plissements) qui s'exercent sur ce type de sédiment ont pour effet de développer un clivage, éliminant ou déformant les structures originelles.

Structures et laminations

Les structures se décrivent à petite échelle et concernent différents types de laminations. De manière générale, les variations de taille de grains ne sont pas visibles à l'œil mais correspondent à des différences de couleurs: les couleurs claires indiquent un sédiment un peu plus grossier (ce n'est pas toujours le cas !!)

A. Une lamination très fine et une fissilité

Une très fine lamination parallèle correspond aux claystones ou aux silstones micacées. Les surfaces parallèles à la fissilité (découpage en feuillets) sont souvent lisses et plates.

Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux

La fissilité est liée à l'orientation des grains dès que l'on ne perçoit pas de différence dans la taille des grains. Les minéraux argileux, les chlorites et les micas apparaissent sous forme de feuillets et sont déformés selon une orientation parallèle sous l'influence de la compaction.

Ces dépôts indiquent que des conditions moins turbulentes ont permis la sédimentation de ces particules transportées en suspension. La sédimentation des particules argileuses est souvent associée aussi à un changement de salinité entre la rivière et le milieu marin. Certains argiles peuvent s'agglomérer pour former des floculats selon le processus de floculation. Ces floculats ont des tailles plus élevées et sédimentent plus rapidement.

B. Une lamination fine avec des différences dans la taille des grains

Un examen attentif de section polie de mudstone révèle souvent une alternance de bandes de couleur différente (pâle et foncée) de l'ordre de 1 mm maximum en épaisseur. Ces bandes reflètent des variations dans la taille des grains qui peuvent être visibles avec une loupe ou au microscope. Les lamines les plus grenues devraient correspondre à des grains de la taille des silts. Le parallélisme et la continuité de ces lamines peuvent être très variables latéralement.

Le processus à l'origine de la sédimentation de ces alternances de lamines indique qu'il y a des fluctuations:

- soit les particules sédimentent à partir du matériel en suspension dans toute la colonne d'eau ou à partir d'eau légèrement turbide qui flotte à proximité de la surface. Les fluctuations dans l'arrivée de matériel en suspension pourraient donner ces laminations.
- soit les lamines silteuses correspondent à de faibles courants de densité (fort dilués) qui s'écoulent à proximité du fond alors que les lamines argileuses représentent la sédimentation de fond.

 Rechercher dans la séquence verticale si des bancs plus épais de grès correspondent à des turbidites alors on peut raisonnablement penser que le lien est correct.

Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux

C. Une lamination plus épaisse ou des lits fins avec des limites graduelles

De nombreux mudstones présentent une apparence caractérisée par des alternances de lamines claires et sombres, millimétriques à centimétriques (quelques cm). Ces lamines sont dominées par le silt mais des grains de la taille des sables sont présents dans les lamines les plus grenues.

Ces sédiments présentent souvent un litage fin, parallèle avec des transitions graduelles.

Il est important d'examiner la répartition des tailles de grains pour déterminer si la lamination est bien le reflet de changements dans la taille des grains ou bien si elle est liée à la présence de matière organique qui donne un aspect plus sombre aux lamines plus finement grenues.

Ces laminations reflètent des fluctuations qui se produisent sur un temps suffisamment long. Elles indiquent donc un effet saisonnier voire d'autres facteurs climatiques qui contrôlent la décharge de sédiments qui arrivent au niveau des deltas.

Le caractère transitionnel des contacts entre les lamines suggère plutôt des épisodes graduellement croissants ou décroissants de décharge plus élevée.

D. Une stratification fine avec une base tranchée et une transition graduelle au sommet

Des mudstones qui comprennent des couches distinctes sombres et claires sont souvent plus grenues, les couches claires présentent des bases nettes et des sommets graduels. L'épaisseur de ces couches tant claires que sombres est bien plus variable que dans la catégorie C.

Les couches tendent à devenir continues latéralement et les couches les plus grenues présentent un granuloclasement. La base des lits les plus grenus présentent parfois des surfaces irrégulières avec des reliefs ou des creux de plusieurs millimètres ce qui pourrait correspondre à la charge exercée par les silts sur les argiles non consolidés.

Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux

Ces indices suggèrent que les couches les plus grenues représentent un évènement soudain qui se superpose à la sédimentation plus continue de matériel en suspension plus finement grenu dans les couches plus sombres. Le granuloclassement interne et la transition graduelle des surfaces supérieures indique une décroissance du nombre de particules en suspension pendant les épisodes les plus actifs.

E. Les mudstones qui ne présentent pas de structures

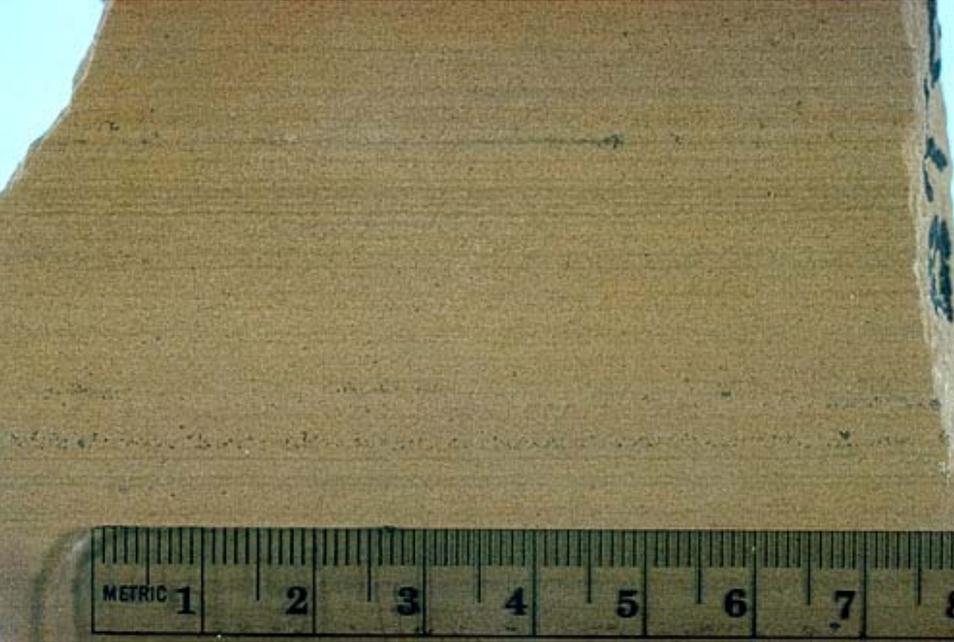
Certains mudstones ne présentent pas de lamination, pas de stratification, pas de fissilité et le sédiment est complètement massif au point de présenter des fractures conchoïdales.

L'absence de structures peut s'expliquer soit par un dépôt homogène et continu ou les structures ont été effacées ultérieurement.

Un dépôt rapide de particules argileuses en suspension pourrait permettre d'expliquer ce phénomène. Quoique rare dans l'enregistrement sédimentaire, on connaît des arbres en position de vie dans des mudstones dans les séries houillères qui constituent de bons exemples. On peut également assimiler ce type de dépôt aux énormes épaisseurs de loess (sédiments argilo-calcaires et silteux) déposés par les vents en domaine périglaciaire.

Les structures peuvent être effacées par une série de phénomènes tels que la bioturbation des organismes, l'activité des racines des plantes ou dans les processus de formation de sol. Dans tous ces cas, des indices devraient être préservées selon l'origine du processus: la présence de formes indiquant des terriers, des traces de racines, des changements de couleur ou le développement de concrétions.

Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux

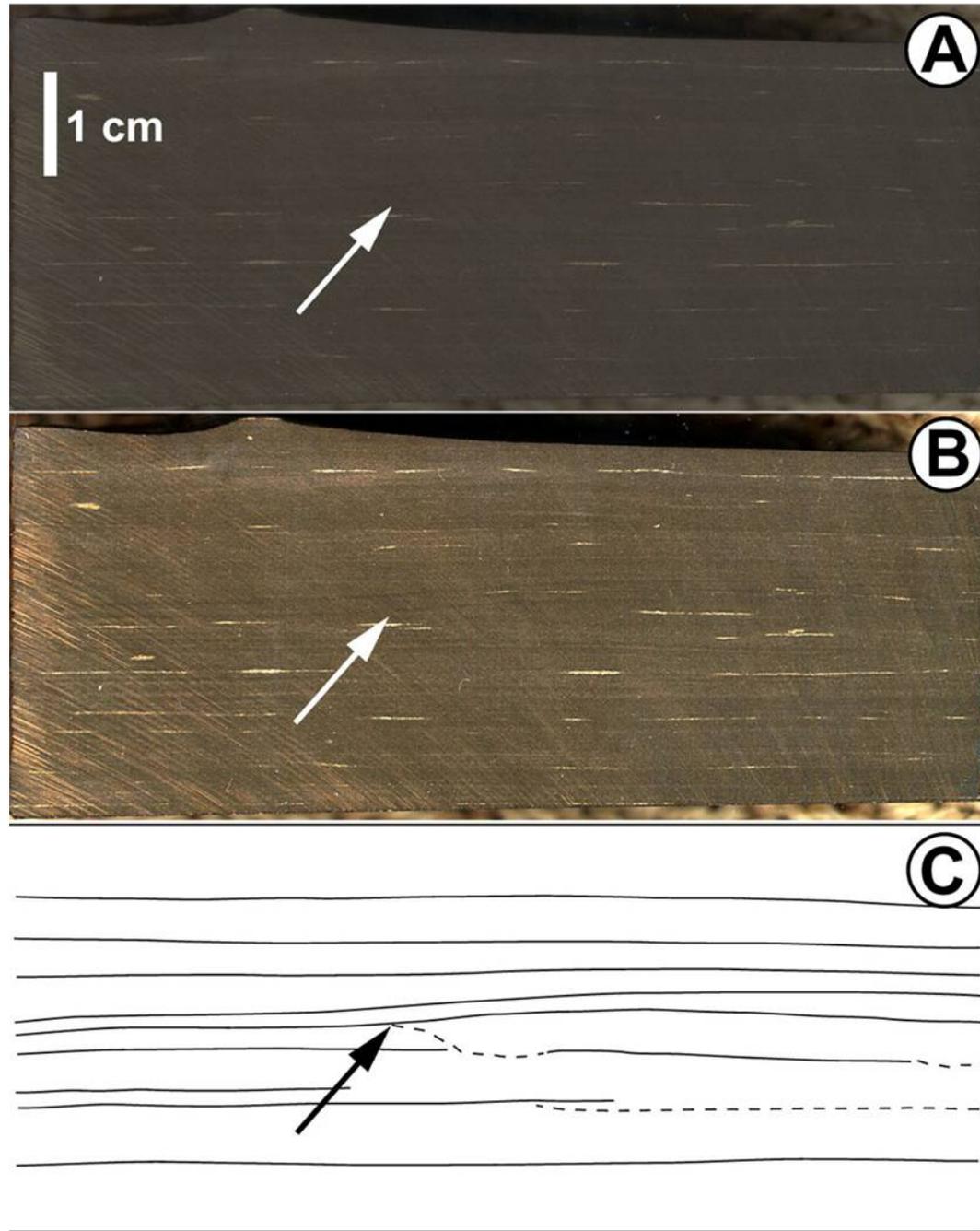


Polished slab of typical, finely laminated, very fine-grained basinal sandstone_siltstone

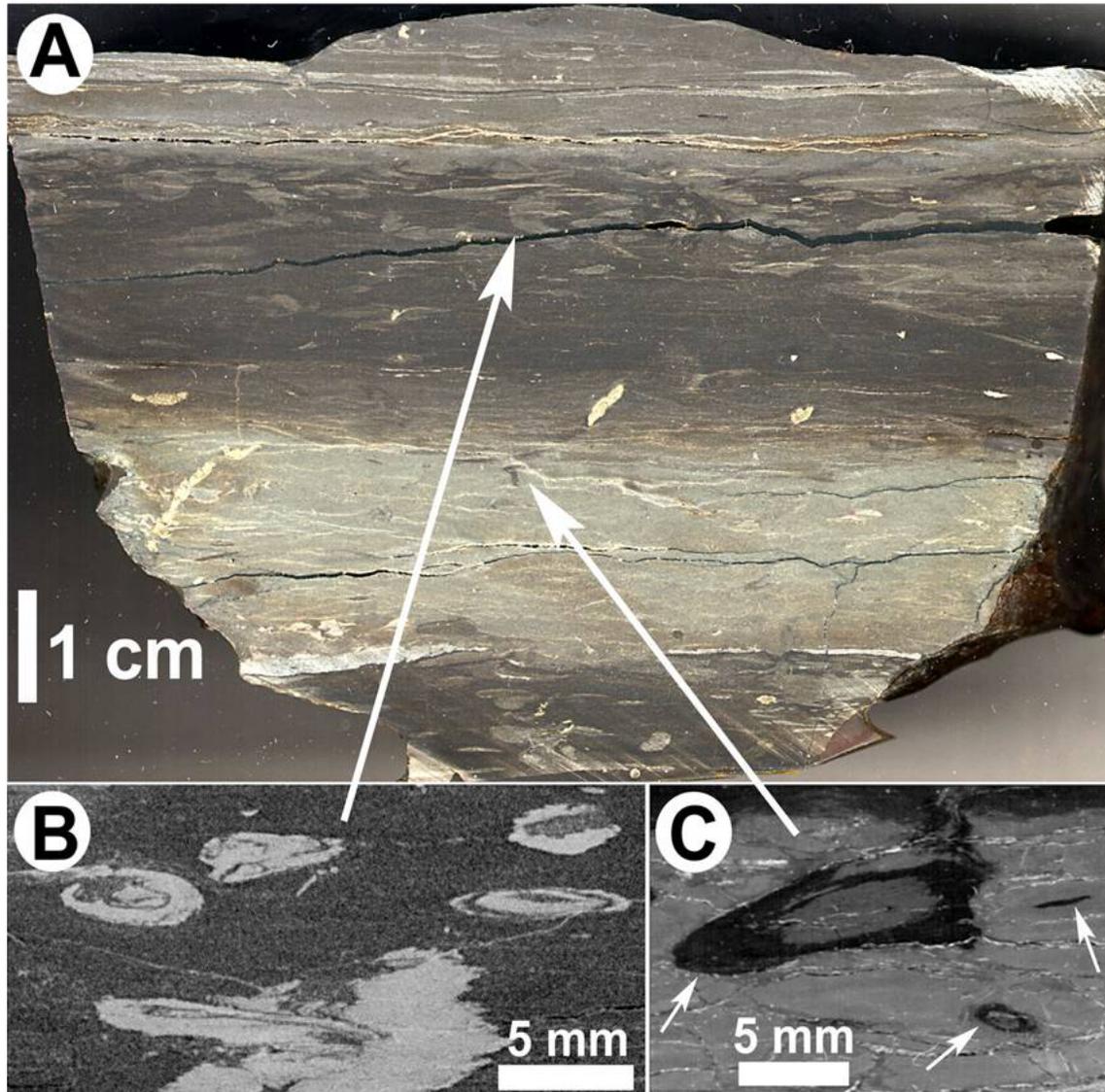
Finely laminated siltstone and fine-grained sandstone, of the Carboniferous, Mai Po Member

Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux

Laminated black shale from the
New Albany Shale of Indiana

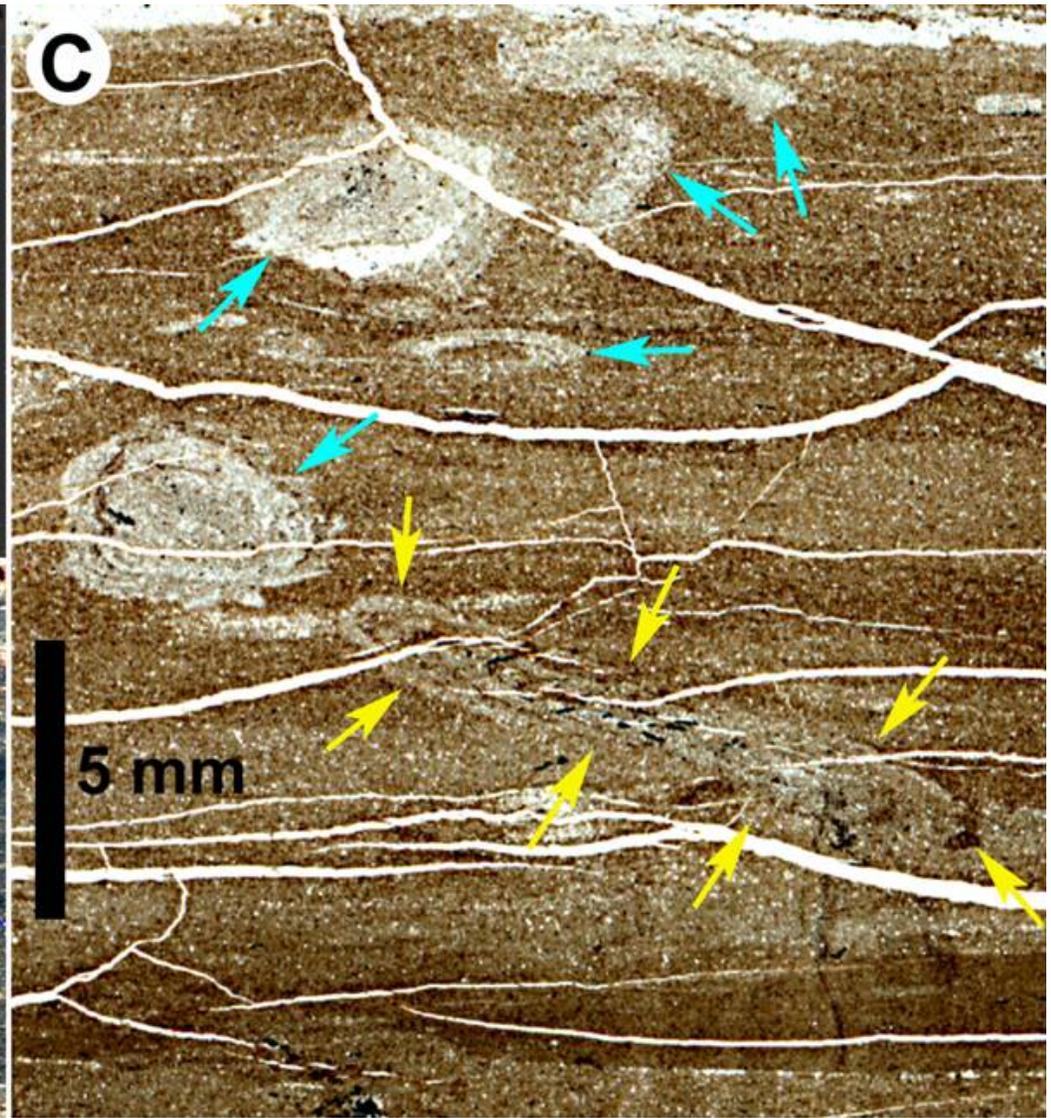
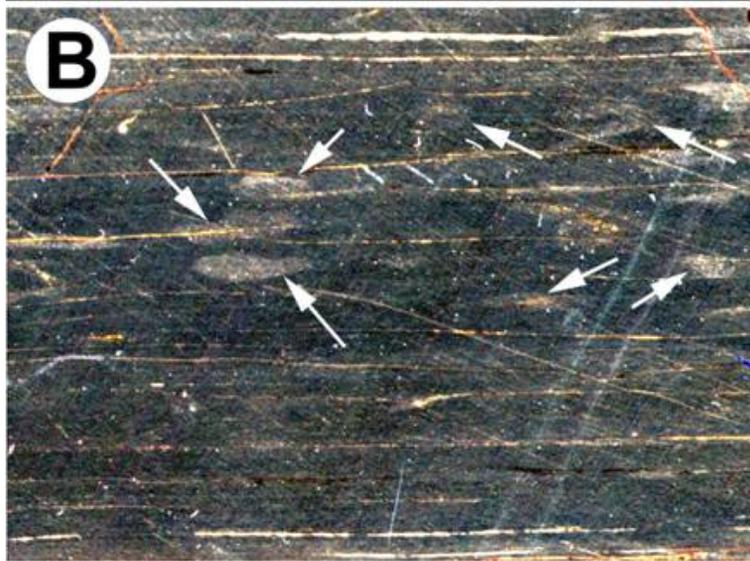
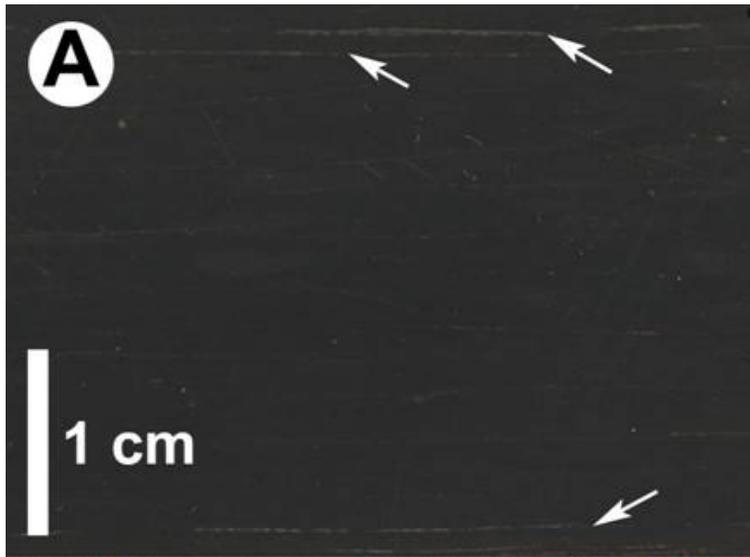


Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux



shale that consists of alternating black and greenish gray beds

Les structures sédimentaires de dépôt dans les sédiments argileux



Seemingly undisturbed black mud with some silt laminae (white arrows)

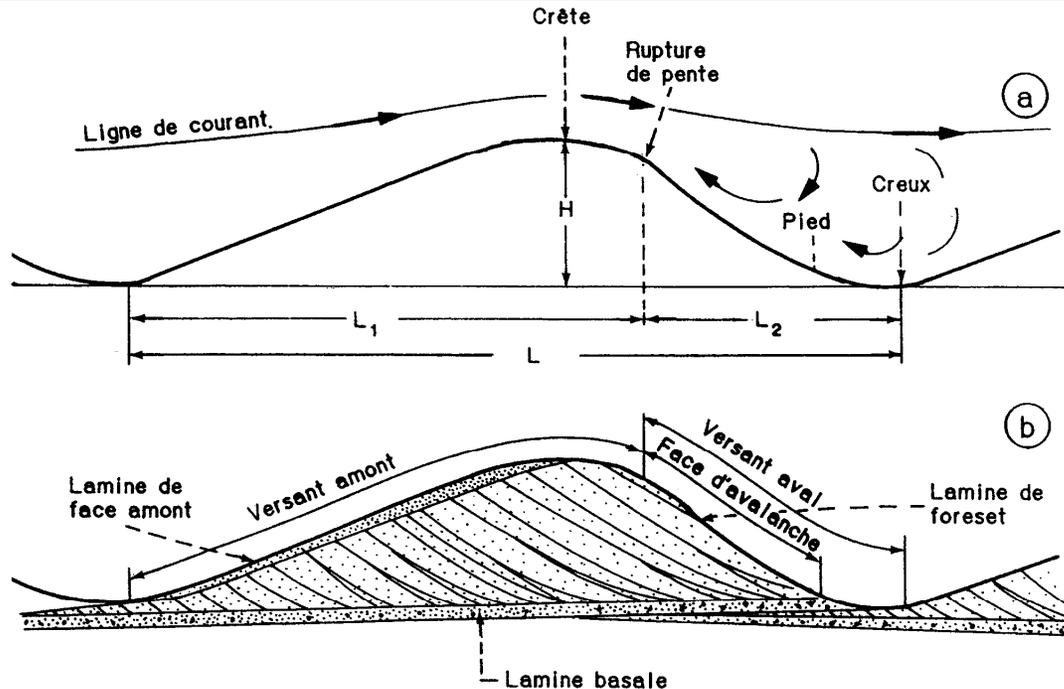
**Les structures sédimentaires
de dépôt dans:**

B. les sédiments sableux et les grès

Les formes construites par l'action d'un écoulement fluide [*bedform*]

Les écoulements fluides transportent du matériel et participent à la construction en milieu aquatique de rides de courant, de mégarides et d'antidunes et dans l'atmosphère sous l'action du vent de rides balistiques et de dunes.

Toutes ces formes (sauf les antidunes) se déplacent dans le sens du courant. Elles sont caractérisées par une série de paramètres identifiés sur la figure et parallèle au sens du courant. L'asymétrie se calcule sur base du rapport L_1/L_2 .



Profil et structure interne d'une ride dans un plan parallèle à l'écoulement.

Les principaux termes couramment utilisés pour décrire une ride sont présentés ici : L , longueur de la ride ; H , hauteur de la ride ; L_1 (resp. L_2) projection horizontale du versant amont (resp. du versant aval).

Les grains transportés au-dessus de la crête d'une ride se dispersent sur une distance importante le long de la face aval par le courant de retour. Le volume de particules déposées et le gradient d'évolution diminuent le long de la pente et sont directement corrélés avec la granulométrie. Ce type de sédimentation sur la face aval produit une augmentation de l'angle de la pente au cours du temps.

Cette pente, surface enveloppe de grains sans cohésion, devient instable lorsque le seuil de rupture est atteint. Il se produit une avalanche de grains qui réduit l'angle de la pente de la face sous le courant en donnant naissance à une lamine inclinée en forme de biseau.

Toutes ces constructions (en milieu aquatique ou aérien) contribuent au transport des sédiments au cours de leur migration. Elles se déplacent dans le sens du courant, les grains de la face amont sont abandonnés sur la face aval.

On a développé le concept de **régime d'écoulement** subdivisé en régimes d'écoulement inférieur, transitoire et supérieure sur base d'approches expérimentales en laboratoire.

- l'**écoulement inférieur** est caractérisé par une forte résistance à l'écoulement et un faible transport de sédiment. Le tri granulométrique favorise le vannage des éléments fins. Il s'agit d'un **écoulement subcritique** ($Fr < 1$). Les ondulations de la surface de l'eau ne sont pas en phase avec celle de la surface du sédiment.

- le **régime transitoire** correspond à la zone de passage entre les deux types d'écoulement. Le nombre de Froude est voisin de 1. Les constructions sur le fond peuvent être d'un type ou de l'autre.

- l'**écoulement supérieur** correspond à une faible résistance à l'écoulement. Le volume de sédiment transporté est important et le tri granulométrique est faible. Les ondulations de la surface de l'eau sont en phase avec celles de la surface du sédiment. Il s'agit d'un **écoulement supercritique** ($Fr > 1$). Les formes caractéristiques sont les antidunes et des lits plans. Les grains roulent sur le fond et créent une couche en mouvement sur une épaisseur égale à quelques diamètres de la taille moyenne des grains.

Un écoulement donné est caractérisé par une puissance d'écoulement (P):

$$P = V \cdot \tau \quad \text{et} \quad \tau = \rho \cdot D \cdot S$$

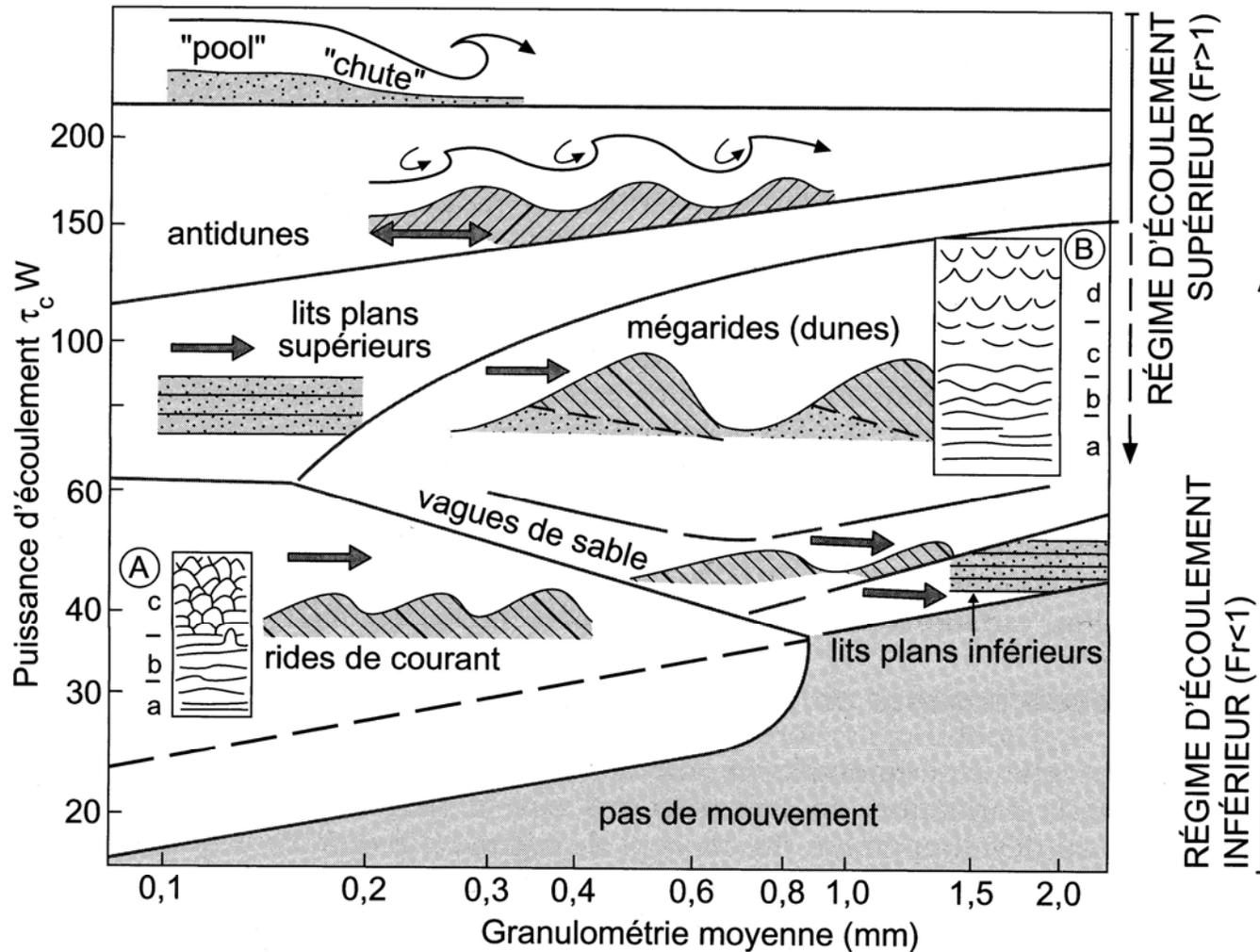
avec V la vitesse d'écoulement, τ : la force de cisaillement, D: l'épaisseur de l'écoulement
S: la pente du gradient d'énergie et ρ : la densité du fluide chargé de particules

En fonction de la puissance d'écoulement (qui caractérise un écoulement donné) et de la granulométrie du sédiment, les constructions sont réparties en 5 types de formes.

- les lits **plans sans mouvement** caractérisent les fonds soumis à de très faibles courants. Ce type de structures se développe dans des milieux dominés par la décantation, quelle qu'en soit la profondeur.

- les **petites rides** correspondent à de petites structures asymétriques fréquentes dans les rivières et sur les plages dans la zone d'action des marées. Lorsque la vitesse du courant augmente, de petites rides se forment à partir d'irrégularités du substratum. Elles présentent une face amont en pente douce et une pente aval raide (avec un angle de 30-35°). La longueur d'onde oscille entre 0,3 et 0,6 m. Le rapport L/H est compris entre 10 et 20. Avec l'augmentation de la vitesse du courant, la crête des rides devient sinueuse puis lingoïde.

- les **mégarides** représentent les formes les plus courantes dans les rivières aux lits sableux, les chenaux de marée et sur les plages graveleuses. Le passage aux mégarides est abrupt. Les mégarides se développent à partir de lits plans (sables de granulométrie > 0,6 mm) ou à partir de petites rides (sables de granulométrie < 0,6 mm). La longueur d'onde varie de 0,6 m à plus de 100 m dans de profonds chenaux de marées ou des lits de rivières. Les premières mégarides possèdent des crêtes rectilignes qui deviennent, avec l'augmentation de la puissance du courant, ondulées et puis en forme de croissants.



Représentation schématique des relations entre les différents types de constructions, la granulométrie et la puissance d'écoulement (d'après Allen 1985, Blatt et al. 1980). On notera qu'en réponse à une puissance d'écoulement croissante, la succession des types de construction varie en fonction de la granulométrie du sédiment.

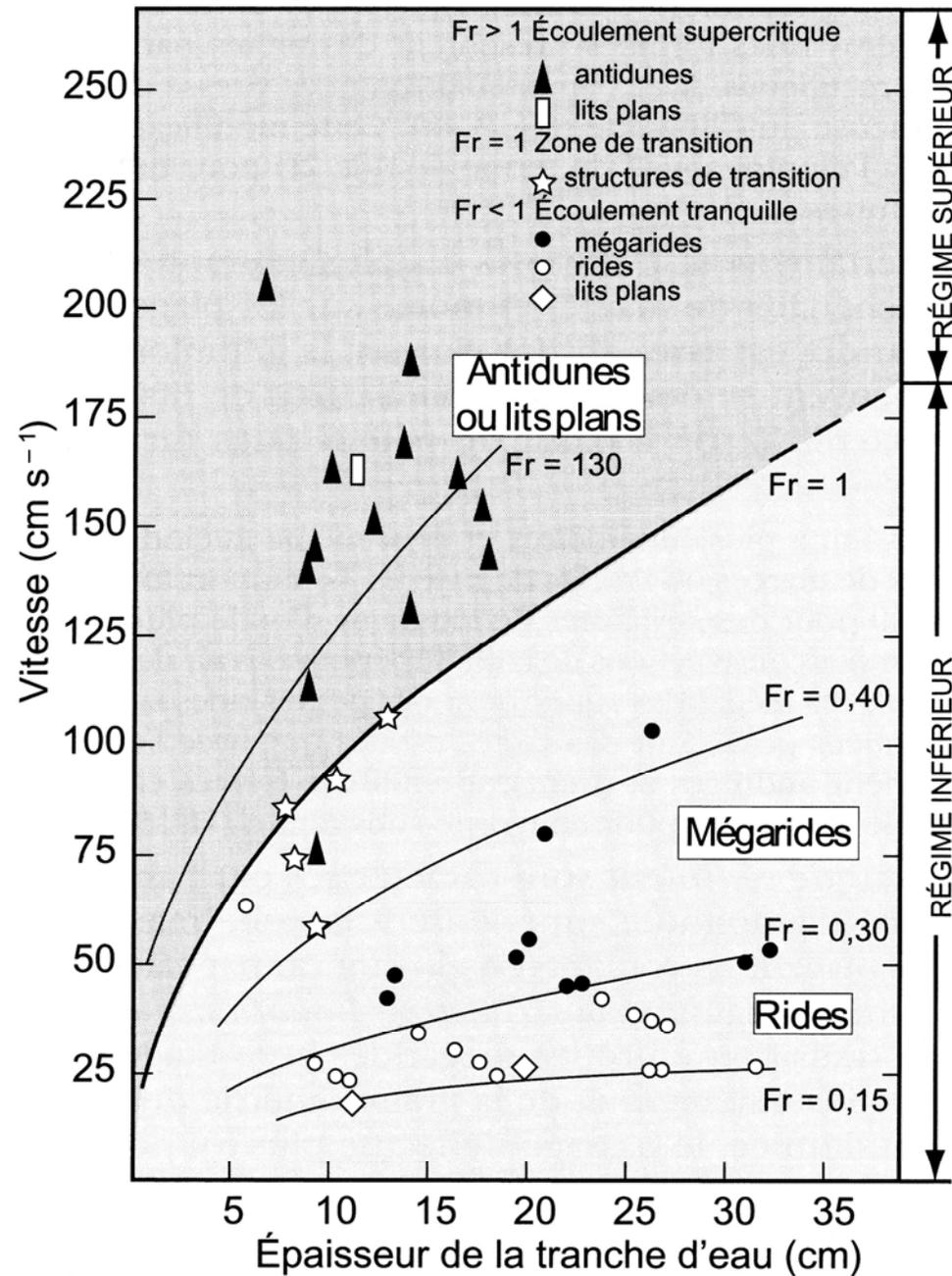
Dans le domaine des rides et mégarides, lorsque la puissance d'écoulement croît, les formes des rides et mégarides se modifient (**A** et **B**). Les crêtes des rides ou mégarides, à l'origine rectilignes, tendent à devenir incurvées puis discontinues (**a** - crêtes rectilignes, **b** - crêtes ondulées, **c** - crêtes lingoïdes, **d** - crêtes en croissant).

- les **lits plans avec déplacement de sédiment** sont caractérisés par l'absence d'élévations ou de dépressions dont l'amplitude serait $>$ à la taille maximale des grains. Les grains se déplacent sur le fond par roulement, glissement ou saltation. Ils créent des figures d'érosion longitudinale.
- les **antidunes** sont fréquentes dans les courants de marée et les rivières graveleuses en période de crues. Elles correspondent à des systèmes d'ondulations stationnaires du substratum en phase avec les vagues de surface.
- **chutes et pools** correspondent à un régime d'écoulement supercritique (puissance d'écoulement la plus élevée) et ce type de structures se retrouvent dans les chenaux.

La relation entre le type de structure et la tranche d'eau ou la vitesse du courant sont évidemment attendues par les géologues mais elle n'est pas facile à établir. Un diagramme reliant la vitesse, la tranche d'eau et le nombre de Froude permet de reporter les domaines de stabilité des structures construites.

Le formation des petites rides est, jusqu'à une profondeur de quelques dm, contrôlée par l'épaisseur de la tranche d'eau et la vitesse de l'écoulement. La construction des rides dans des tranches d'eau croissantes nécessite une vitesse plus élevée. Le même raisonnement s'applique aux mégarides.

La construction des lits plans ou des antidunes nécessite des vitesses d'autant plus élevée que la tranche d'eau augmente.



Dans le régime d'écoulement inférieur, les structures construites sont, au-delà d'une certaine tranche d'eau, indépendantes de celle-ci.

Par contre, dans le régime d'écoulement supérieur, elles sont directement contrôlées par l'épaisseur de la tranche d'eau.

Domaines de stabilité des structures construites en fonction de la vitesse du courant et l'épaisseur de la tranche d'eau. Ceux-ci sont délimités par les nombres de Froude correspondants (Fr) (d'après Reineck et Singh, 1975).

Les structures développées dans les sables détritiques et carbonatés comme dans les grès et les calcaires sableux reflète une variété de processus de transport qui sont les meilleurs indicateurs du type et de la force des courants qui déplacent les sédiments.

L'agent de transport est l'eau ou l'air. Le dépôt de sable est généralement dû à l'arrêt d'un épisode de transport de charges, à une accumulation pendant un écoulement constant avec un excès d'apport de sédiment ou au dépôt à partir des grains en suspension au sein de courants dont la vitesse diminue.

Rides et laminations entrecroisées [*ripples and cross lamination*]

Les rides sont des ondulations espacées plus ou moins régulièrement que l'on observe sur des surfaces de sable ou sur le plan de stratification de grès. Leur espacement (longueur d'onde) est généralement < 50 cm et le relief ne dépasse pas 3 cm.

Au-dessus de ces dimensions, les ondulations de bancs sont appelées des dunes ou des vagues de sables [*dunes or sandwaves*] -> on y reviendra plus loin dans ce chapitre.

Les rides présentent toutes sortes de formes qui reflètent des processus sédimentaires particuliers et qui permettent d'interpréter les conditions de dépôt. Les lamines obliques et les laminations entrecroisées que l'on peut observer en coupe verticale sont également des indicateurs de certains types de rides.

Ces rides et laminations entrecroisées sont observées dans les sédiments composés de grains dont la taille va des silts grossiers aux sables moyens. Elles sont plus rares dès que le matériel sableux devient plus grossier.

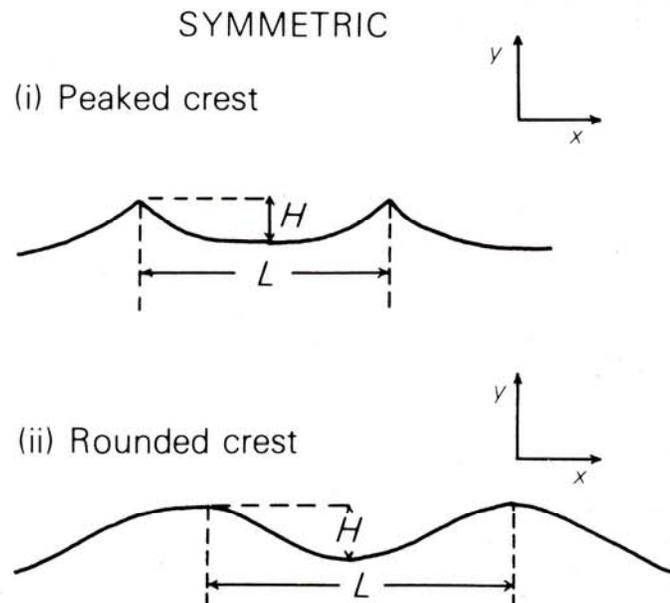
A. La morphologie des rides

Les rides sont décrites d'après leur apparence tant en profil qu'en vue en plan. La distinction entre rides symétriques et asymétriques est basée sur le profil perpendiculaire à la ligne de crête.

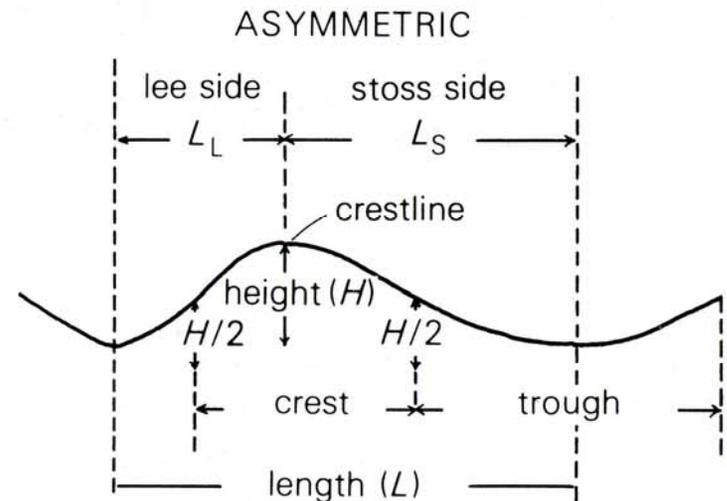
De manière générale (mais c'est bien plus complexe), on peut dire que les rides symétriques sont le produit de l'action des vagues alors que les rides asymétriques sont le produit de l'action de l'activité des courants.

L'élément essentiel pour l'interprétation est l'agencement des rides en vue en plan ainsi que la forme et la continuité de la ligne de crête des rides.

(a) Vertical profiles



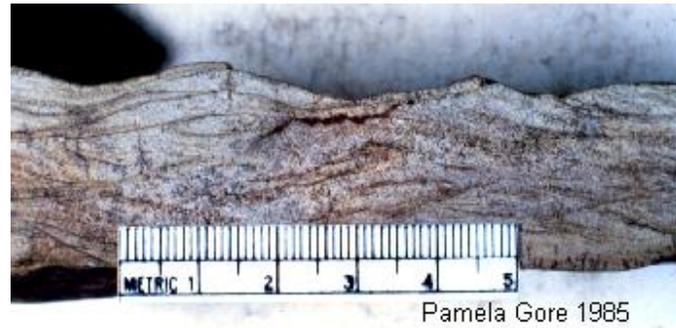
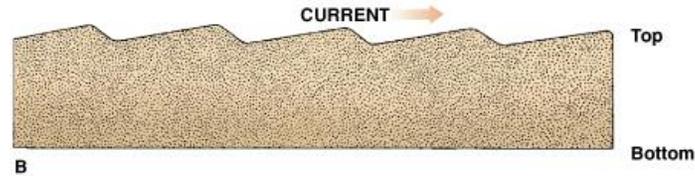
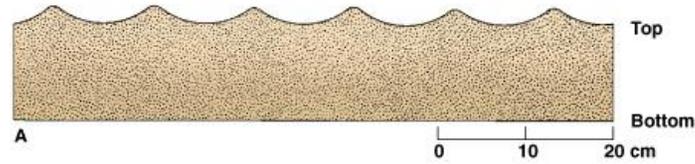
Côté à l'abri
du courant
Côté en pente douce,
exposé au courant



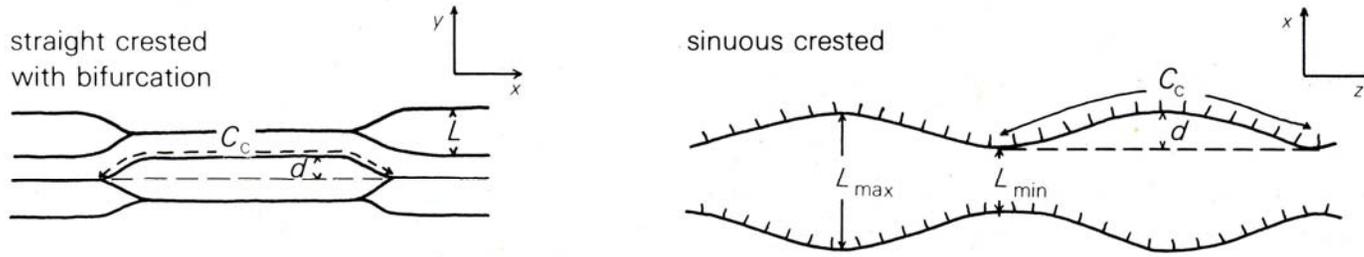
X est parallèle au courant, Y est vertical et z est horizontal

Les structures de dépôt dans les sédiments sableux et les grès 18/139

La plupart des rides symétriques présentent une crête relativement continue et droite mais certaines rides avec une crête rectiligne peuvent avoir une asymétrie marquée.

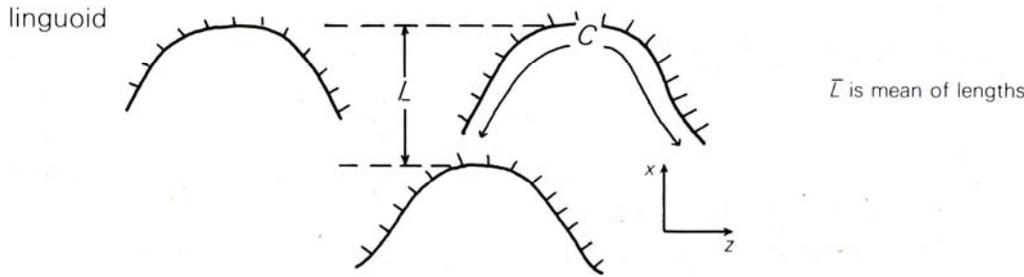


(b) **Plan shapes** (crestline patterns hachured on steeper (lee) side)



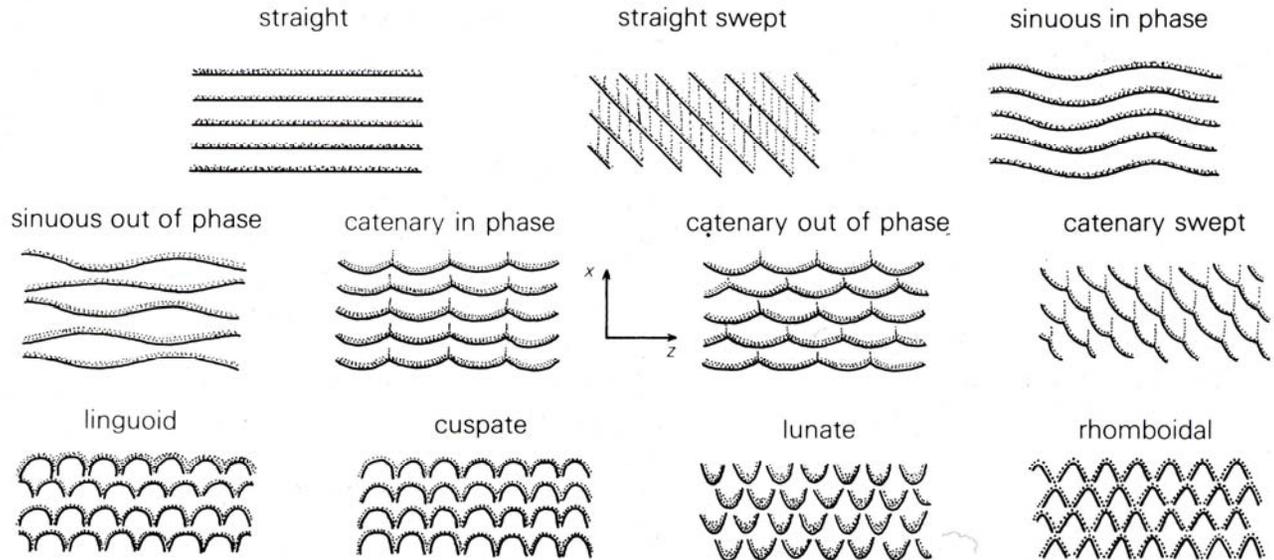
Forme en plan des crêtes des rides: paramètres mesurables

C_c is the length of curved crestline, d is deviation from straight line

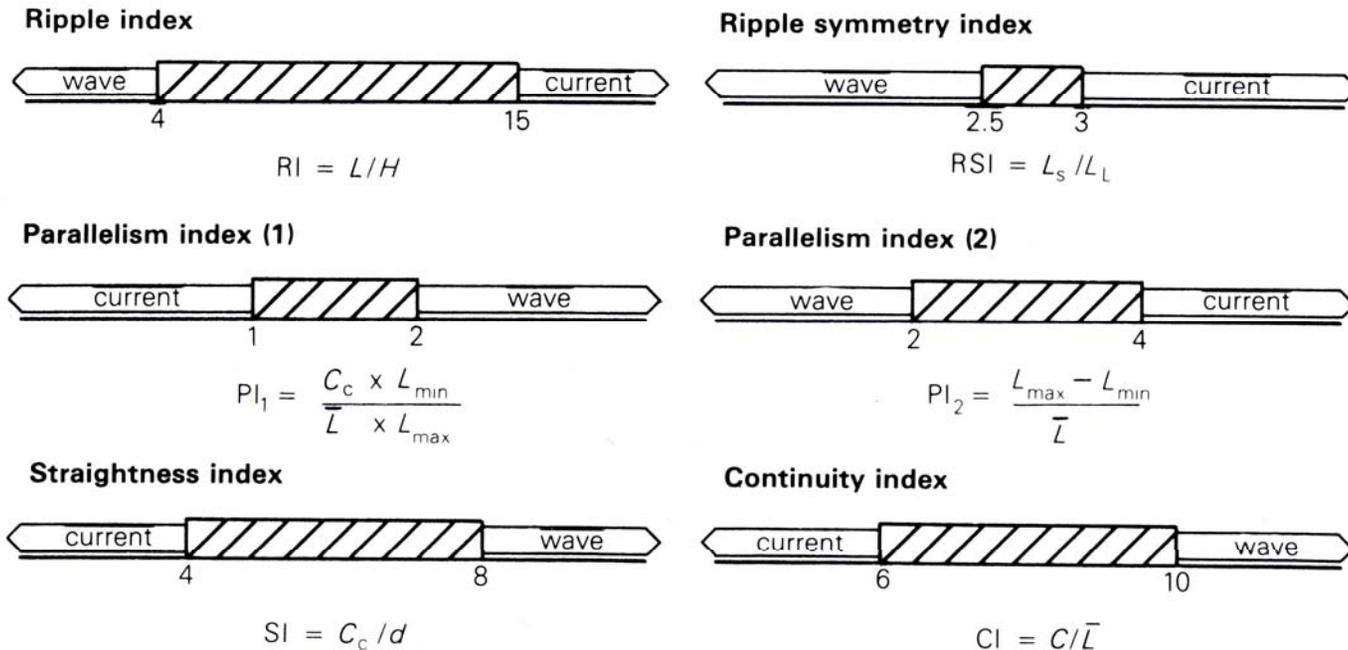


(c) **Plan patterns**

Agencement des crêtes des rides: nombreuses morphologies

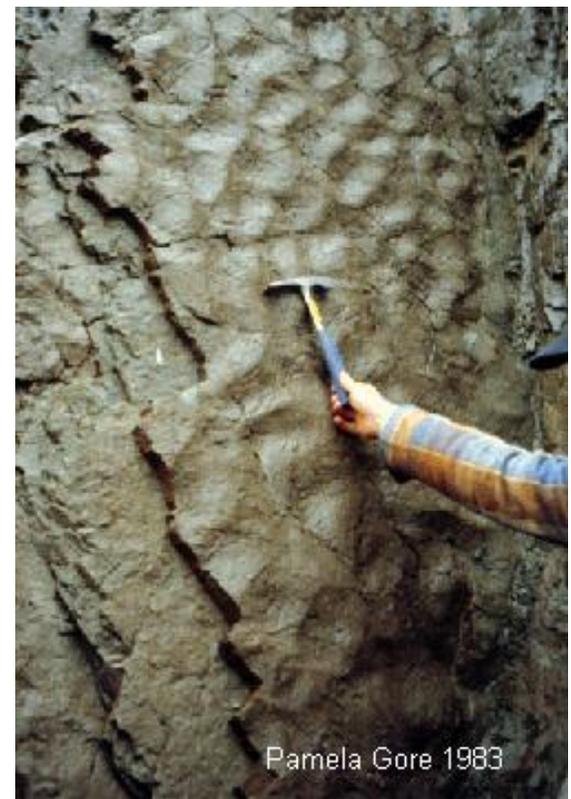


Plusieurs paramètres sont utilisés pour caractériser ou faire la distinction entre courants ou vagues.



Les rides avec des crêtes fortement sinueuses et celles avec une forme tri-dimensionnelle bien marquée comme les rides lingoïdes ont un profil asymétrique. Elles possèdent une face très pentue à l'abri du courant et une face sous le courant en pente douce. Il peut se former sur la face sous le courant, des rides et des sillons que l'on peut observer alignés parallèlement à la direction du flux. De petits trous d'affouillement sont également visibles sur la face à l'abri du courant.

Sur certaines plages, la forme des rides avec un petit relief peut montrer une forme très marquée et répétitive de forme rhomboédrique ce qui donne un agencement en forme « d'ardoises de toit ». Ces formes de rides sont alignées parallèlement au courant de jusant, sont asymétriques, ont des espacements de la dizaine de cm et des hauteurs < 1 cm et sont rarement préservées dans les roches sédimentaires anciennes.

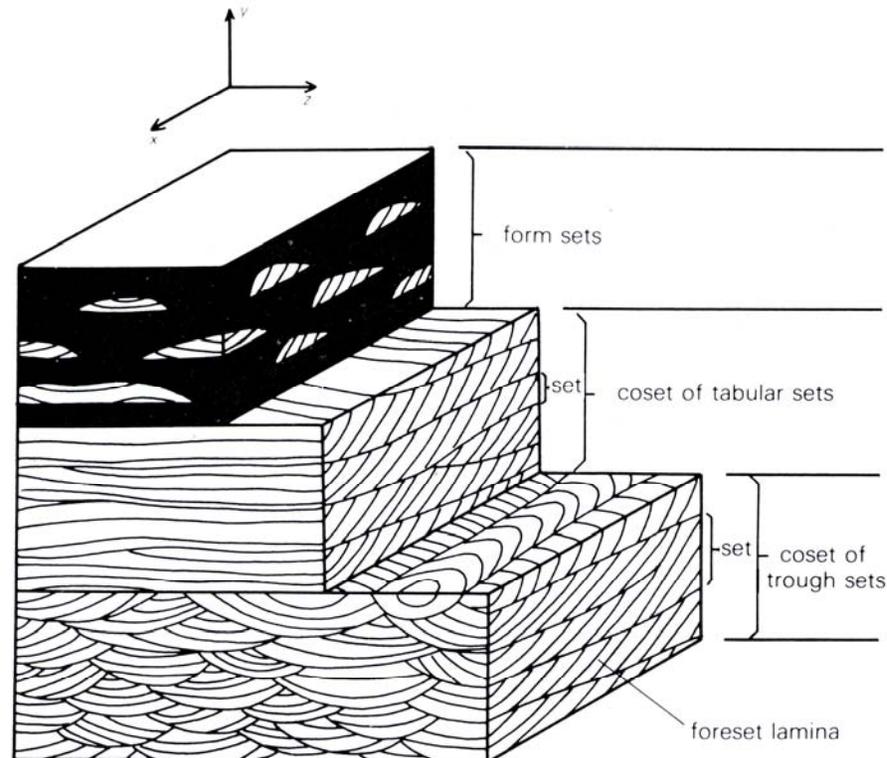


Pamela Gore 1983

B. La structure interne des rides: les laminations obliques

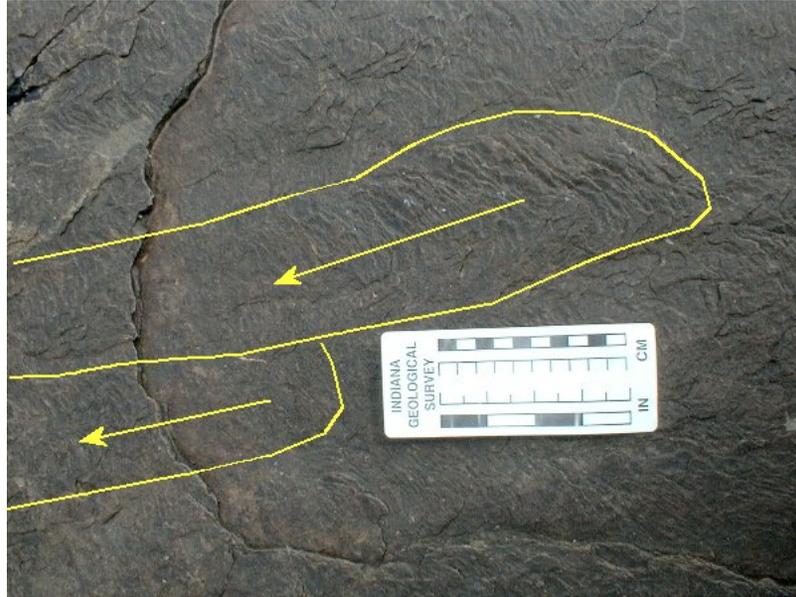
Sur les rides qui sont observées sur un plan de stratification ou sur une surface moderne de plage, il est toujours possible d'examiner les laminations internes.

Dans certaines séquences de sables et de silts interstratifiés, les rides de sables sont isolées au sein d'un sédiment plus fin ou préservées sur le plan de stratification supérieur de bancs de sables plus épais. Ces unités correspondent à des [*form sets*]. Dans beaucoup de grès, seuls des laminations obliques et entrecroisées existent. Cela comprends des unités [*sets*] jusqu'à 3-4 cm en épaisseur, chacune constituées de lamines inclinées [*foresets or cross laminae*] qui présentent des contacts tangentiels à la base et tronqués au sommet. La base des unités a une forme en auge ou relativement parallèle (tabulaire).



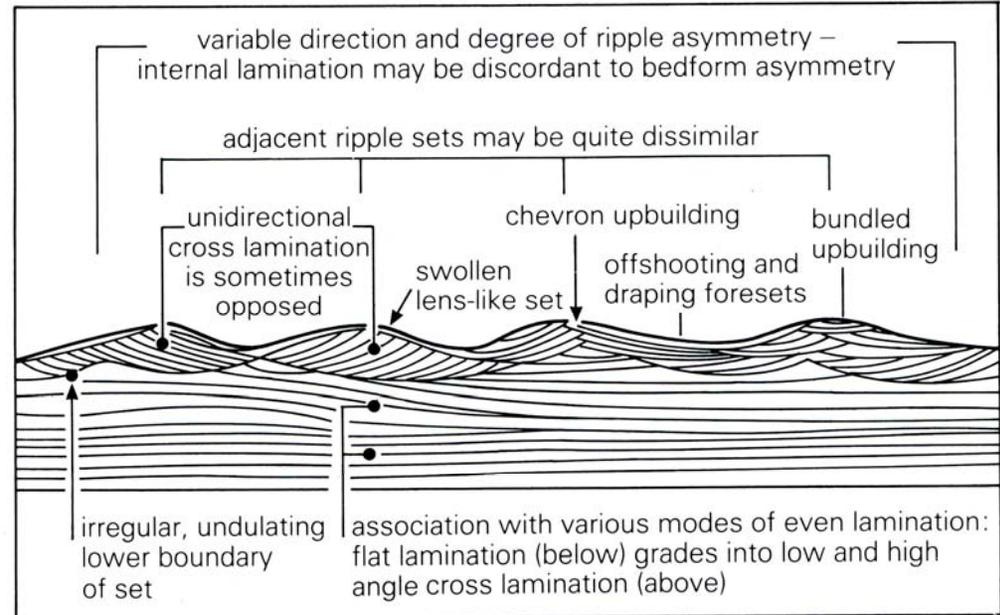
Definition diagram for the basic types of cross lamination. The same terms apply at a larger scale to cross bedding (based on Allen 1968).

Beaucoup de surfaces dégagées par l'érosion (actuel et ancien) montrent des lamines incurvées qui plongent vers le banc en zones parallèles. Ces zones ont jusqu'à 8 cm de large et 20-30 cm de long. Cet agencement est appelé [*rib and furrow*].



C'est une vue en plan de rides en auges avec lamines entrecroisées produites au cours de la migration de rides (à crêtes sinueuses, lingoïdes ou en forme de lunes) dans le sens du courant. Les laminations plongent vers la gauche et le sens du courant est indiqué par une flèche jaune.

On a des auges (lignes jaunes) qui sont alignées parallèlement au courant.



Dans certains cas, des lamines obliques peuvent intercepter les plans de stratifications et présenter des pendages dans des directions opposées. Ce type de laminations obliques opposées est généré par un type de ride de vague. Cela s'accompagne d'une interdigitation des lamines au sommet de la crête et par le drapage de quelques lamines au sommet de la crête.

Les laminations obliques en ride grimpante [*climbing ripple cross lamination or ripple drift*]

Dans les sédiments à lamines obliques, les limites entre les unités sont érosives et souvent grossièrement horizontales mais pour d'autres les limites sont inclinées et pas toujours érosive. Les limites d'unités plongent dans une direction opposée au pendage de la lamine oblique avec un angle variable. Certaines unités ne sont pas érosives et préservent les lamines déposées sur la face sous le courant des rides.

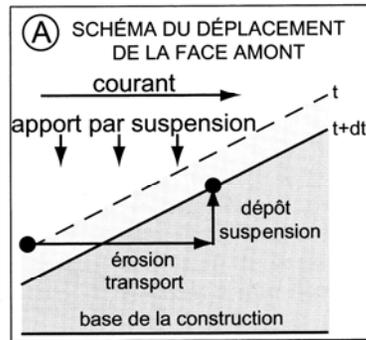
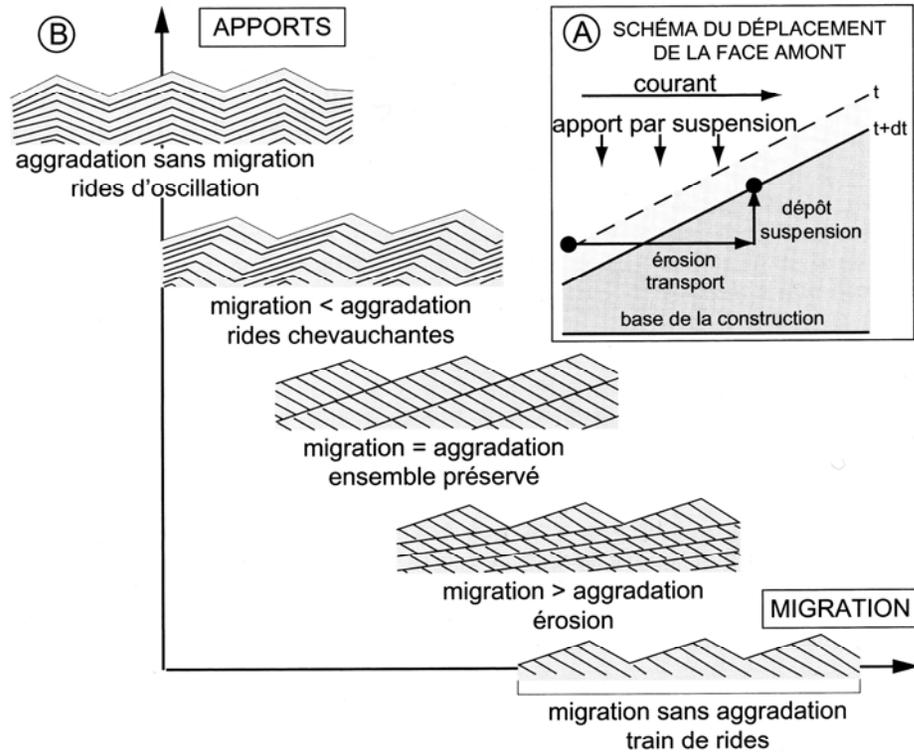
Il s'agit de la migration et de la croissance verticale (aggradation) simultanées de rides produites par des courants ou des vagues dans des sédiments sans cohésion. Ce processus d'aggradation suppose un apport constant en matériel en suspension.

Dans les rides grimpantes, on distingue les rides dont les lamines sont en phase (les crêtes se superposent selon la verticale) de celles qui progradent.

L'apport de particules en suspension conduit ces formes à se déplacer sur des surfaces inclinées dont l'angle croît avec la hauteur de la structure et le taux d'accumulation de particules.

Le transport par traction-saltation le long de la pente tend à réduire l'angle. Quand le bilan entre apports et départs est déficitaire, l'ensemble des lamines liées à une forme repose de façon érosive sur les unités d'une construction précédente ou voisine. Si le bilan est excédentaire, la forme complète est préservée et l'on obtient des ride grimpantes.

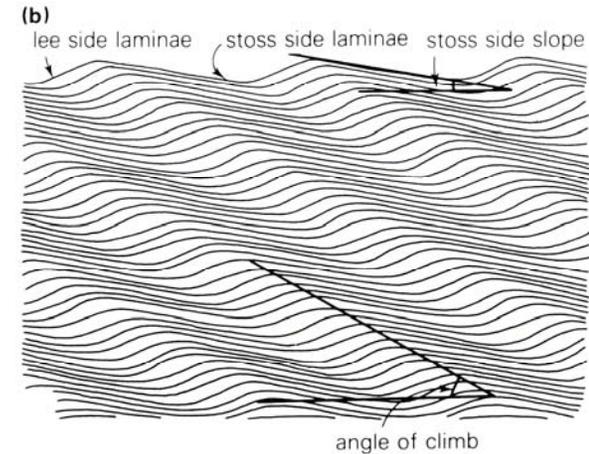
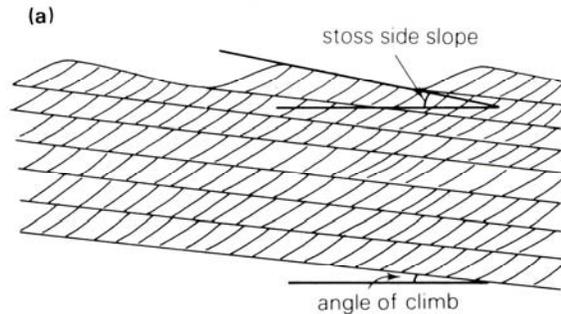
Les structures de dépôt dans les sédiments sableux et les grès 55/139



Influences respectives du bilan matière et de la vitesse de migration dans l'évolution des rides. On présente ici le cas du développement de stratifications entrecroisées dans un régime de courant stable avec apport de sédiment par dépôt des éléments en suspension.

A : définition des différents paramètres.

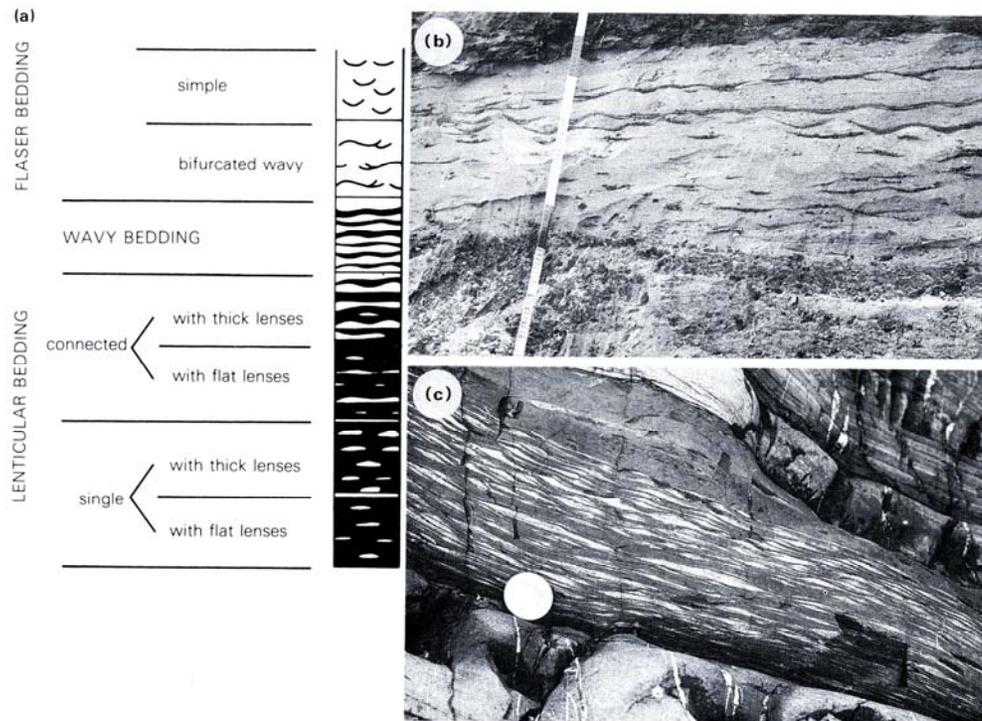
B : structures préservées en fonction du bilan apport-transport



La stratification Flaser et lenticulaire [*flaser and lenticular bedding*]

Dans certaines unités de rides de sables à laminations obliques, l'agencement est perturbé par des interlaminations et des amas de sédiments plus fins (silts et argiles). Quand ce type de sédiment domine, les rides de sables peuvent apparaître sous la forme d'unités de rides isolées (lenticular bedding).

Par contre, dans la stratification flaser, le sédiment argileux apparaît sous la forme de lamines peu épaisses et discontinues qui recouvrent les formes des rides ou sont confinées dans les creux des rides.

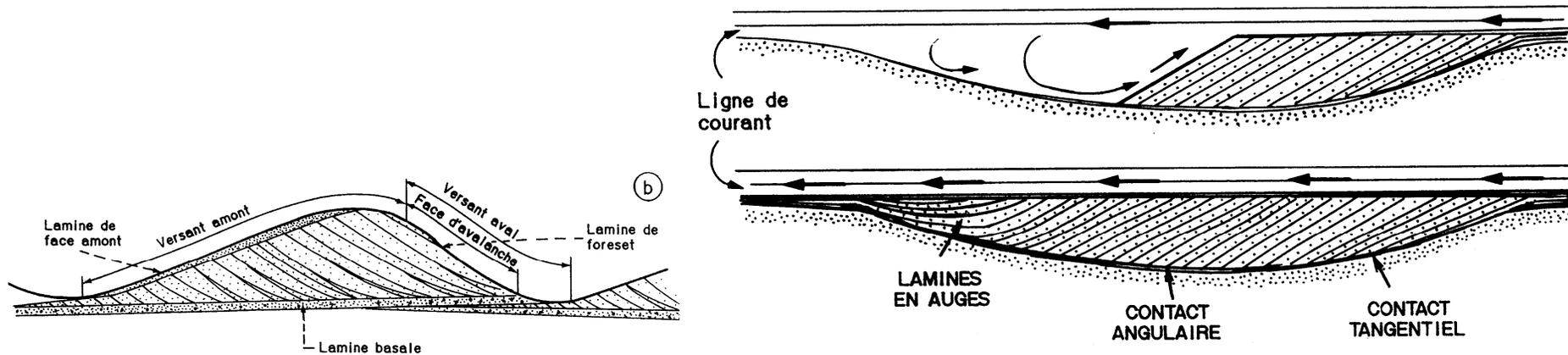


(a) The variety of cross lamination resulting from mixed lithologies of sand and mud (after Reineck and Singh 1973). Photographs illustrate: (b) flaser bedding with mud drapes predominantly in the ripple troughs (Haringvliet excavation, Netherlands); (c) lenticular bedding with rather peaked symmetrical ripple form sets. (Northam Formation, Upper Carboniferous, North Devon.)

Les constructions de courants unidirectionnels

Le mouvement de l'eau au-dessus d'une couche de sable, sous la forme de courants unidirectionnels ou de vagues oscillantes voire une combinaison des deux peut aboutir au développement de rides.

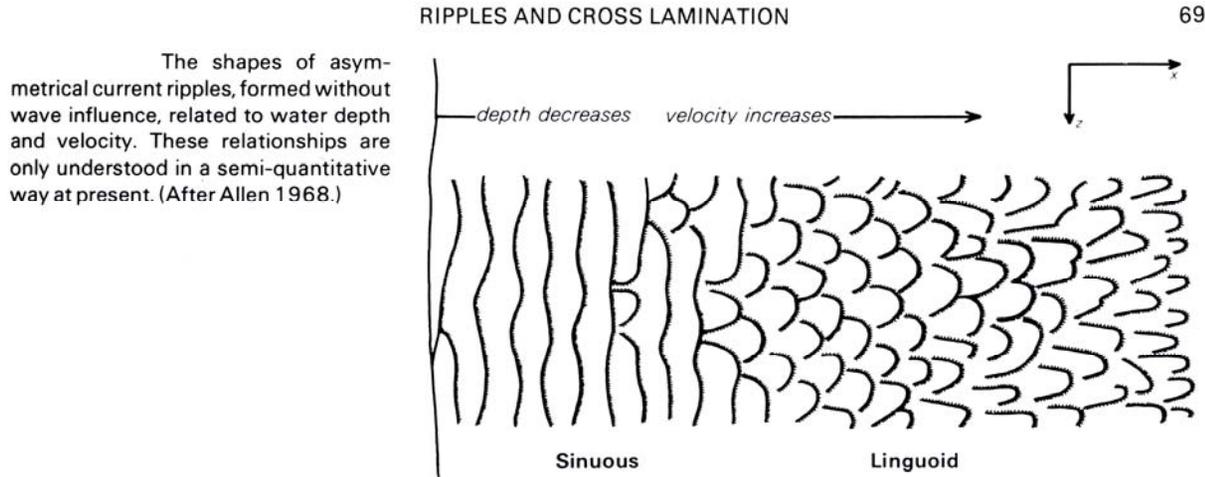
Une ride ou mégaride se compose d'une ou plusieurs lamines sur la face amont, de nombreuses lamines sur la face aval, et d'une ou quelques lamines à la base reposant sur le substratum.



La géométrie des lamines dépend des facteurs de l'écoulement et du rapport de la tranche d'eau entre le creux et la crête de la ride. Quand la force de traction est faible, les grains roulent le long de la pente sous le courant et le contact de la lamine avec le substratum est angulaire. Lorsque la force de traction augmente, les grains sont pris dans le courant turbulent de retour et la lamine a un contact tangentiel ou concave vers le haut. Une réduction de la tranche d'eau à l'aval donne le même effet.

La figure de remplissage d'un creux montre la succession des lamines tangentielles, angulaires, concaves ... (approfondissement de la tranche d'eau).

La géométrie des lamines dépend de la forme des crêtes des rides ou mégarides qui est elle-même fonction de la puissance d'écoulement. Les constructions aux crêtes rectilignes donneront des stratifications entrecroisées planes [*planar crossbedding*]. L'énergie augmentant, les crêtes deviennent ondulées puis lingoïdes et la section verticale de ces structures donne des auges [*trough crossbedding*] ou des festons [*festoons*].



Le contrôle principal sur la taille des rides est la taille des grains du sédiment, des sables plus grossiers donnent des rides plus larges.

Les rides actuelles se forment préférentiellement dans des eaux peu profondes mais on en connaît aussi dans des milieux profonds qui se forment sous l'influence des courants océaniques de fond. Les courants de turbidités peuvent aussi former des rides et des laminations obliques. Au cours de la décélération de ces courants, le sable et le silt qui tombent à partir du matériel en suspension peuvent être repris sur le substrat pour donner des rides.

La variété des formes des rides est liée en partie à la structure des turbulences du fluide à proximité du fond.

Les processus liés aux vagues de surface

Toutes les rides symétriques et beaucoup de rides asymétriques avec des crêtes continues résultent de l'activité des vagues de surface qui opèrent parfois avec un courant. La morphologie et la lamination sont fortement liées au mouvement de l'eau à proximité du fond. Trois types de vagues ont une influence sur le sédiment : *free gravity waves*, *forced waves*, les **vagues déferlantes** [*breaking waves*]

- les « **free gravity waves** » se déplacent à partir de la zone où elles sont générées par l'action du vent et le mouvement général de déplacement pour n'importe quelle particule d'eau est une loupe quasi complète. Le mouvement oscillatoire donne naissance à des rides avec des crêtes raides avec leur lignes de crête parallèles au front de la vague.

- dans les eaux peu profondes, la surface du sédiment peut être fortement influencée par les vagues qui sont activement dirigée par le vent ou « **forced waves** ». Le mouvement est plus complexe que dans la première catégorie de vagues car il comprend un mélange de composante unidirectionnelle et de mouvement elliptique (orbital movement). Les rides qui en résultent sont asymétriques.

- sous l'action des **vagues déferlantes**, le flux est particulièrement confus. Le flot et le jusant dans la zone de rivage vont générer des rides seulement si les vagues sont peu énergiques. Dans des conditions plus actives, des rides rhomboïdes ou des lits plats se développeront.

Les formes des rides symétriques sont largement fonction de la profondeur d'eau. Les formes ayant des **crêtes plus arrondies** sont observées plus fréquemment dans les **milieux plus profonds** alors que les **crêtes plus raides** sont plus communes dans les **eaux peu profondes** à proximité de zones émergentes.

Le processus d'interférence

Dans beaucoup d'environnements, il y a coexistence entre les courants et les vagues ou entre deux types de vagues. Les interactions entre les vagues et les courants produisent un agencement de rides qui dépendra des forces relatives et des directions des deux composantes (courants et vagues).

Elles peuvent jouer dans la même direction mais pas dans le même sens de déplacement, des rides à crêtes raides se forment. Quand les directions divergent, des figures d'interférence se développent. Cependant, cela ne signifie pas que les deux processus opèrent en même temps comme cela se produit de manière espacée dans le temps dans les environnements tidaux (zones d'activité des marées).



Deux modèles de rides se croisent pour former une figure d'interférence.

Sens et direction des deux processus??

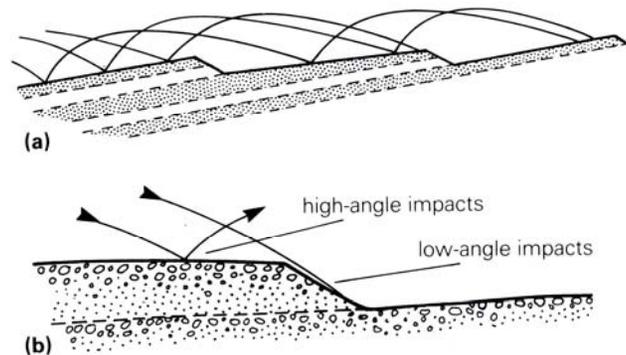
Les rides éoliennes

Ces rides formées sous l'action du vent sont relativement courantes dans l'environnement actuel et bien plus rare dans l'ancien.

On parle de **rides d'impact** [*impact ripples*] qui ont un faible relief et se forment à partir de la fraction grossière du sable sur lequel elle se développe. Elles ont un RI élevé et des lignes de crêtes plutôt raides et continues d'orientation transversale à la direction du vent et sur lesquelles les grains les plus grossiers sont concentrés. Ces rides sont légèrement asymétriques en profil. La face sous le vent est inclinée avec un angle faible.

Avec ce type de ride, le facteur qui contrôle leur forme et leur développement est le comportement des grains de sable qui sont momentanément des particules qui impactent. Sous l'action du vent, les grains se déplacent principalement par saltation. La longueur du saut est directement proportionnelle à la vitesse du vent. Une fois établies, les rides présentent différents angles d'impact des grains sur la face sous le vent ou celle protégée du vent.

Si les grains tombent sur la face sous le vent, ils sont capables de mettre en mouvement d'autres grains alors qu'en tombant sur l'autre face avec un angle plus faible, ils sont piégés. L'impact sur les grains de la ride va provoquer de légers déplacements de ces derniers sous la forme de [*creep*] (fluage ou lent glissement) le long de la pente.

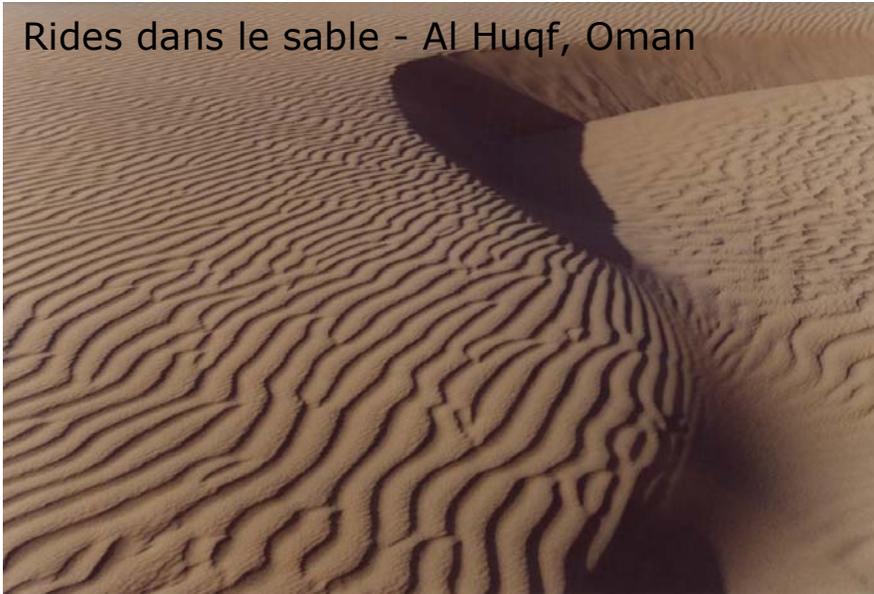


L'espacement des rides varie avec la vitesse du vent. Les grains les plus grossiers bougent par fluage et sont concentrés vers le sommet de la ride.

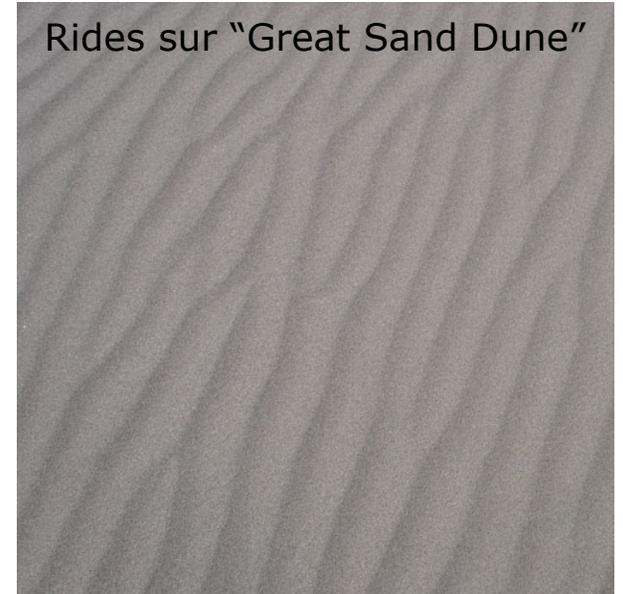
Les **rides aérodynamiques** [*aerodynamic ripples*] sont des formes caractérisées par des petits reliefs avec un RI élevé.

Les **rides d'adhésion** [*adhesion ripples*] se forment lorsque des grains de sable sec sont soufflés au-dessus d'une surface de sédiments humides et qu'ils se collent à la surface lors de l'impact. La montée capillaire de l'humidité suffit à piéger de nouveaux grains en humidifiant de façon constante la nouvelle surface. Ce phénomène produit une surface qui a parfois une allure de ride. Les faces les plus pentues se situent sous le vent. Ces rides ont un faible potentiel de préservation car en séchant, la cohésion diminue et la ride s'effondre, les grains sont alors remaniés par le vent.

Rides dans le sable - Al Huqf, Oman



Rides sur "Great Sand Dune"



Pour terminer la partie avec les rides, on en retiendra:

- que ce sont de bons indicateurs de polarité stratigraphique,
- qu'elles indiquent un dépôt par des courants ou des vagues suffisamment forts pour dépasser la vitesse critique d'érosion mais pas assez forts que pour former des dunes ou des vagues de sable,
- la symétrie des rides et la forme de la crête permettent de faire une estimation de la force relative des courants ou des vagues à l'origine de ces dernières,
- que les rides grimpantes peuvent aider à déterminer l'afflux de sédiments car l'angle de croissance est directement relié au taux de sédimentation.

Les dunes marines [*aqueous dunes*], les vagues de sable [*sandwaves*], les barres [*bars*] et la stratification entrecroisée

De nombreuses zones dans le lit sableux des rivières, des zones de marées et des chenaux ainsi que sur les fonds marins sableux balayés par les courants tidaux montrent des figures plusieurs fois plus grandes que les rides de courant. Ces figures présentent une hauteur et un espacement bien distinct des rides de courant.

Dans l'enregistrement sédimentaire, seuls des exemples à petite échelle sont observés en tant que figures de surface de stratification et leur présence est souvent reconstruite à partir des assemblages de stratification entrecroisée qu'elles induisent.

Les figures à grande échelle et les stratifications entrecroisées qui caractérisent leur structure interne apparaissent dans les sables moyens et grossiers ainsi que dans les sables graveleux et les fins graviers.

- Les formes simples, répétitives, fortement asymétriques, dont les dimensions sont indépendantes de la largeur du chenal sont appelées des **dunes**. Elles sont par définition observables en trois dimensions avec une ligne de crête sinueuse et montrent des trous d'affouillement sur la face à l'abri du courant. Elles peuvent également avoir une ligne de crête raide sans traces d'affouillement.

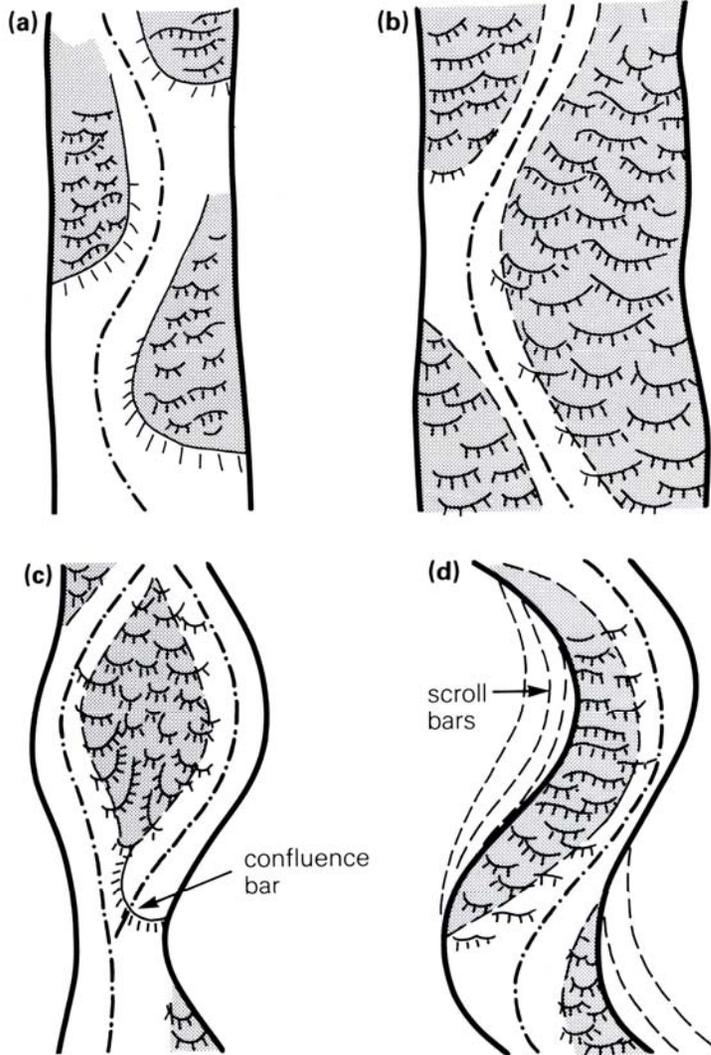
Les dunes ont, en général, des rides de courant sur la face sous le courant.

- Dans les zones soumises à des courants tidaux assez forts, en milieu tidal profond [*subtida*], des formes larges, simples, de plusieurs mètres de haut et de plusieurs centaines de mètres de longueur d'onde. Elles sont le plus souvent visibles lors de mesures réalisées avec un sonar ou par réponse par écho-sounding et correspondent aux **vagues de sable**. Elles sont asymétriques et présentent des lignes de crête étroites et continues jusqu'à plusieurs centaines de mètres de longueur. Elles sont orientées perpendiculairement à la direction du flux tidal.

Des formes composées, dont la taille est indépendante de la largeur du chenal sont appelées des vagues de sable complexes et peuvent présenter une partie émergente qui est nommée l'étendue sableuse plate [*sand flat*].

- Quand une forme est reliée en taille à la largeur du chenal, le terme général utilisé est celui de **barre**. Plusieurs types de barre sont reconnues dans le lit d'une rivière sableuse (voir dessins page suivante).

Ce type de structures (ou de formes) lorsqu'elles sont exposées en période de basses eaux, montrent des figures produites lors de l'émersion dont l'ampleur est fonction du temps d'émersion. La face sous le vent et la crête sont arrondies et des langues de sables peuvent s'étendre en amont du courant à partir de la ligne de crête sous l'influence du déplacement des sédiments par les vagues qui passent au-dessus de la ligne de crête [*washover*].

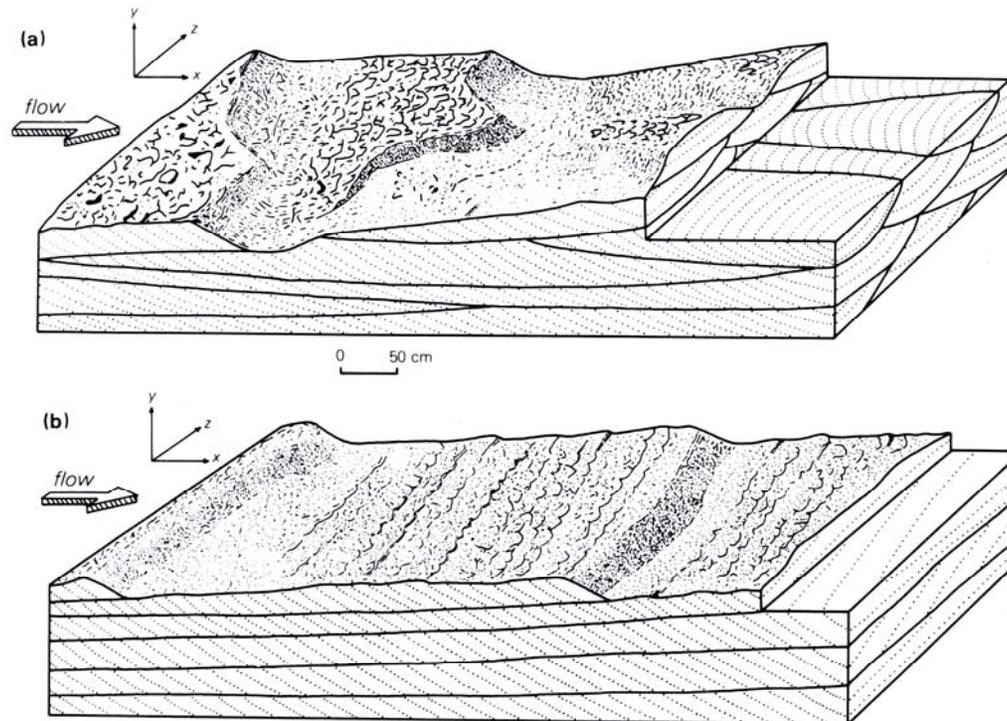


Différents types de barres sont représentées dans le lit d'une rivière sableuse. La dimension des barres se corrèle avec la largeur du chenal. La surface des barres sableuses comporte des dunes (motif répétitif) dont la taille est indépendante de la largeur du chenal.

- (a) Des barres en alternance [*alternate bars*] avec des faces sous le vent bien développées
- (b) Des barres latérales [*side bars*]
- (c) Des barres situées au milieu du chenal [*mid-channel bars*] avec une barre associée de confluence
- (d) Des barres liées aux courbes du chenal [*point bars*]. La migration du chenal donne naissance aux barres en forme de croissants [*scroll bars*]

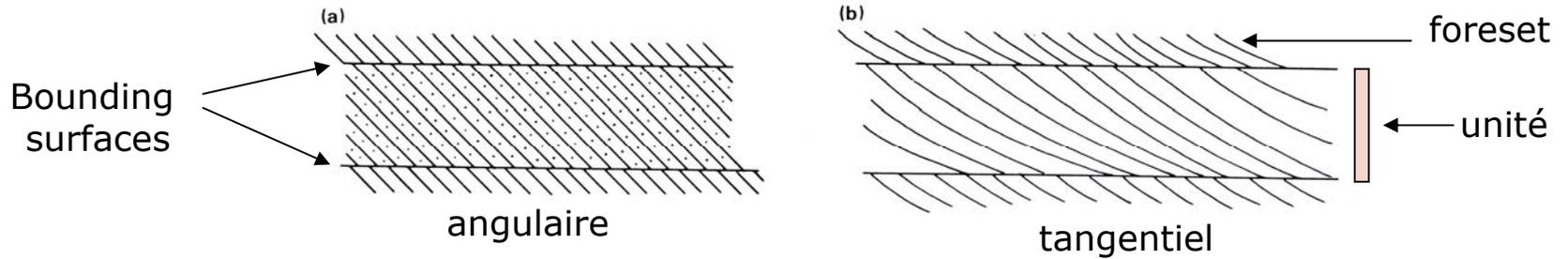
Structures internes des dunes

L'analyse de la structure interne des dunes à travers des tranchées montre des lits inclinés similaires aux laminations obliques mais à plus grandes échelles appelées **stratification entrecroisée** [*cross bedding*]. Des dunes à crêtes étroites donnent des unités tabulaires de grande extension latérale et des dunes à crêtes arrondies donnent des unités en forme d'auges. Les unités en auge ont des dimensions en épaisseur (de 30 cm -> 1,5 m), en largeur (souvent 1-2 m -> quelques mètres) et quelques dizaines de mètres de longueur (souvent 5-10m). Chaque foresets des unités en auge a une concavité vers le haut.



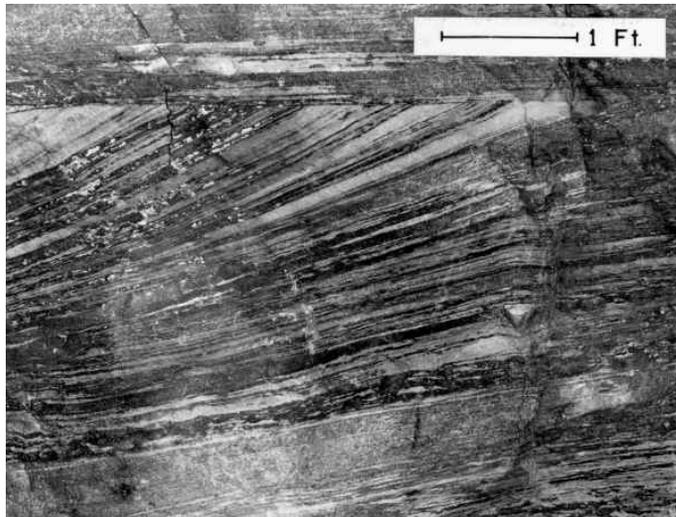
Patterns of cross bedding generated by the migration of: (a) dunes (trough cross bedding; see Fig. 6.31a) and (b): sandwaves (tabular cross bedding; see Fig. 6.31c). (After Harms *et al.* 1975.)

Les unités tabulaires ont une large gamme de taille (1 m d'épaisseur et plusieurs dizaines de mètres de longueur). Les foresets de ces unités sont soit plans (base angulaire - a) soit asymptotiques (base tangentielle - b). Les surfaces limites [*bounding surfaces*] entre les différentes unités [cosets] sont plus ou moins horizontales.



Dans une série de cas, ces surfaces limites peuvent être inclinées (et tous les cas sont possibles, soit montant (accrétion vers l'amont), soit descendant (accrétion vers l'aval)).

Dans certaines unités, le pendage des foresets peut-être opposé d'une unité à l'autre, on parle de stratification croisée en arêtes de poisson [*herringbone cross bedding*]. Enfin, les foresets peuvent avoir une allure sigmoïde.



Des discontinuités sont parfois observées au sein d'une unité, elles correspondent à des surfaces d'érosion [reactivation surfaces], elles sont moins fortement inclinées que le pendage des foresets et sont soit isolées (seul) soit apparaissent sous la forme de plusieurs figures.

Utilité des dunes, des vagues de sables et de la stratification entrecroisée

Elles peuvent être utilisées comme indicateurs de polarité stratigraphique, des conditions de dépôt et de direction des paléocourants.

Polarité stratigraphique: quand les dunes sont préservées en tant qu'unités ou à la surface des stratifications supérieures, elles peuvent donner une bonne indication de polarité

Conditions de dépôt:

La forme des foresets dans les unités tabulaires peut indiquer les forces du courant et les changements de la forme des foresets au sein d'une unité tabulaire peut indiquer des fluctuations de la force du courant au cours du temps. Ces changements peuvent être associés aux surfaces d'érosion (reactivation surfaces).

La hauteur des dunes se corrèle \pm avec la profondeur du flux mais il est difficile dans l'ancien de connaître l'épaisseur réelle de la dune avant les phénomènes d'érosion.

Direction des paléocourants:

La stratification entrecroisée est l'un des meilleurs indicateurs de paléocourants. Avec les unités tabulaires, la mesure la plus performante est celle du pendage des foresets. Pour mesurer un pendage sur une coupe verticale, il faut voir plusieurs faces avec des orientations différentes. Le pendage apparent d'un foreset n'est qu'une composante du pendage réel.

Les dunes éoliennes et la stratification entrecroisée

Les petites dunes éoliennes en domaine côtier sont comparables en taille aux dunes marines ou vagues de sables.

Les dunes éoliennes, par contre, migrent à travers de larges structures appelées draas qui n'ont pas d'équivalents marins. De petites rides éoliennes et des lits horizontaux se superposent sur les **dunes et les draas**.

Les dunes éoliennes sont composées uniquement de sables et rarement de petits graviers. Des dunes sableuses, évaporitiques (gypse) et carbonatées sont connues.

Classification, taille et forme de ces structures éoliennes

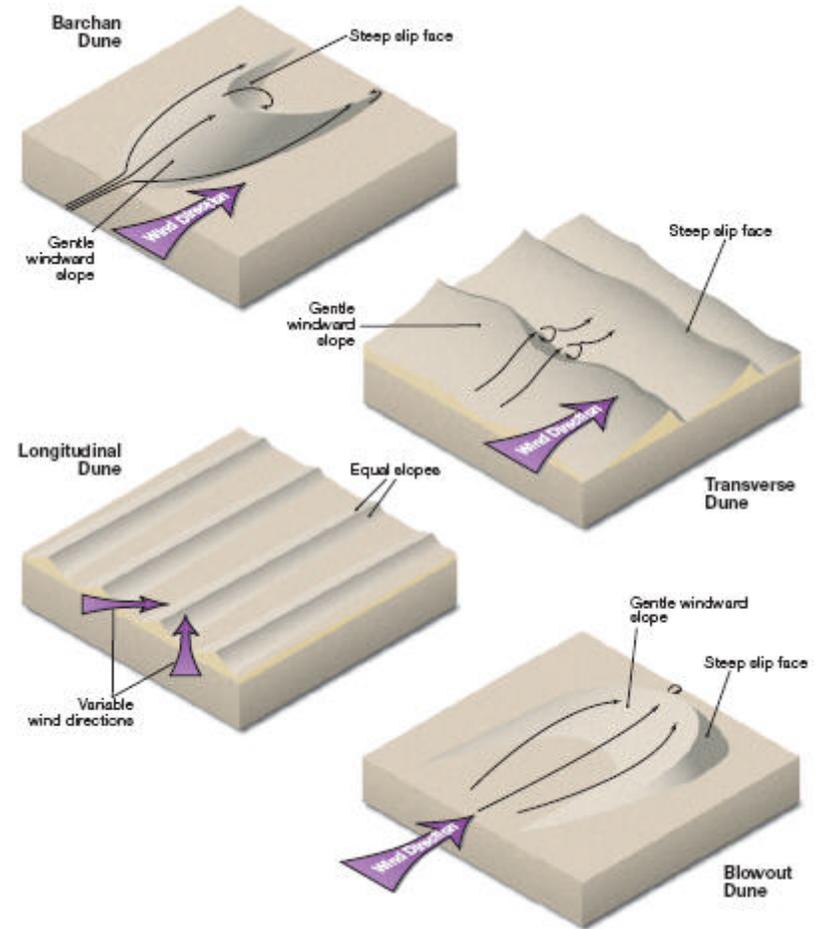
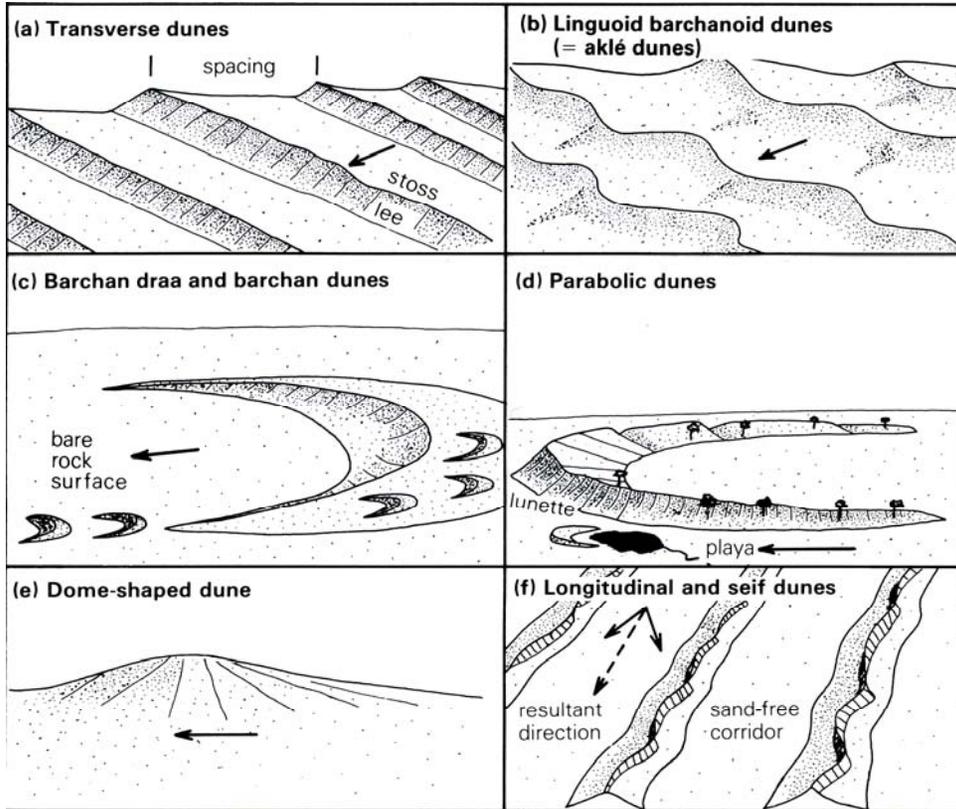
Les classifications basées sur les observations au sol, les photographies aériennes à basse altitude, les structures internes et les mesures réalisées sur les régimes de vent se sont adjointes les données issues des images satellites qui observent des ensembles à des échelles régionales reliées à des données climatologiques régionales

Toutes ces structures possèdent une pente douce sous le vent et une pente plus abrupte à l'abri du vent. Cette dernière comprend habituellement une face de glissement où se produisent les avalanches. Les dunes et les draas possèdent des rides qui migrent tant sur la partie sous le vent que sur celle à l'abri du vent.

La taille des draas indique des apports sableux considérables et peut nécessiter plus de 10 000 ans pour se former et arriver à l'équilibre alors que les rides peuvent répondre quasi instantanément aux changements de direction et de force du vent.

Ordre	Longueur d'onde	Hauteur	Orientation par rapport au vent	Origine possible	Nom
1	300-5500 m	20-450 m	Longitudinale ou transversale	Instabilité aérodynamique	Draas (ou mégadunes)
2	3-600 m	0.1-100 m	Longitudinale ou transversale	Instabilité aérodynamique	dunes
3	15-250 cm	0.2-5 cm	Longitudinale ou transversale	Instabilité aérodynamique	rides aérodynamiques
4	0,5-2 cm	0.05-100 cm	Transversale	Mécanisme d'impact	Rides d'impact
	1-3 cm	0.05-100 cm	Longitudinale	Tourbillons en spirale Horizontale secondaire	Rides de sinuosité (secondaire)

Le tableau renseigne l'ordre hiérarchique des structures éoliennes sur base de la longueur d'onde, de la hauteur, de l'orientation par rapport aux vents.

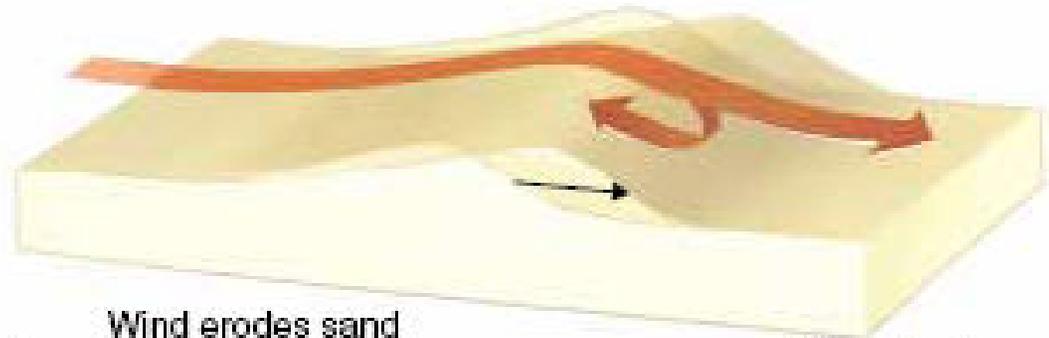
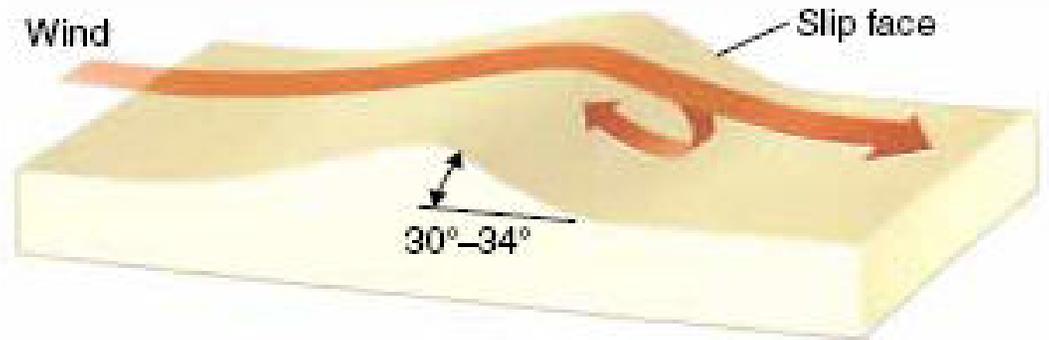


La forme des structures, l'orientation relative de ces structures par rapport aux vents qui provoquent le transport des grains de sable, l'espacement des formes transversales ou longitudinales permet de reconnaître les formes individuelles isolées (voir ci-dessus) **des dunes et des draas**.

Néanmoins, la combinaison de plusieurs composantes (transversales, longitudinales, obliques) rend la classification fort difficile car la morphologie est alors plus complexe.



(c) Barchane dune dans le Coral Pinks, Utah, USA



Wind erodes sand from windward side of dune...

...and deposits it on the slip face

Déplacement et migration d'une dune (partie de droite) et formation d'une dune du type **barchane** (partie de gauche): 10 m de haut, 100 m tant en largeur qu'en longueur.

Sous le vent et en l'absence d'apports élevés de sable, une dune se déplace plus vite à ses extrémités qu'au centre ce qui provoque la formation d'un croissant dont les pointes se situent en aval du sens du vent.

Un **aklé** (en Afrique) correspond à un dense assemblage de dunes ou de draas qui se tassent et tendent à grimper l'une sur le dos de la précédente. Cet assemblage comporte plusieurs composantes (transversale, longitudinale, oblique). Ces rides sinueuses, transversales montrent en alternance des secteurs à aspect lingoïdes et barchanoïdes.

On retrouve également des **dunes en forme d'étoiles** et des **dunes ayant une forme de dôme** avec des flancs arrondis (voir image e, précédemment).

Les **dunes transversales** (voir image a, précédemment) et les barchanes sont des dunes en forme de croissant, il convient de noter que des draas de barchanes ont parfois des **dunes barchanoïdes** sur la face sous le vent (voir image c). Ces dunes se forment perpendiculairement au vent.

Des **dunes paraboliques** ont une forme de U (voir image d) et peuvent se refermer pour former un anneau dans la partie aval du sens du vent. Leur morphologie est inversée par rapport aux barchanes.

Des dunes longitudinales se répartissent en rides de sables (étroites et relativement raides) et le type **seif** qui est sinueux (voir image f). L'espacement entre les dunes est généralement le double de leur largeur. Ces dunes se forment parallèlement au vent dominant fort auquel se superpose un autre faisant un angle avec le premier.

Les structures internes des dunes et des draas ne sont pas encore bien connues et les quelques exemples de tranchées réalisées dans certains types de dunes ne permettent pas encore d'extrapoler un assemblage particulier pour chaque type de dunes.

On reconnaît cependant plusieurs ordres de structures internes (depuis les structures à grandes échelles aux laminations à petite échelle).



Dunes paraboliques stabilisées, partie nord-ouest des collines Great Sand, Saskatchewan



Champ de dunes actif (aklé), Alexandria Dunefield, South Africa



Dune linéaire (longitudinale) dans le désert Golmud, Qinghai, Province, Chine



Un aklé, Guerrero Negro, Baja California Mexico



Dunes transversales barchanoïdes à Guerrero Negro, Baja California, Mexico.



Dunes lingoïdes près de Gobabeb, Namibie

Les structures internes à grande échelle

- stratification entrecroisée à grande échelle
- différents types de stratification entrecroisée, des unités tabulaires sont les plus communes
- les unités sont séparées par des surfaces limites qui sont principalement horizontales ou inclinées sous le vent avec un léger angle
- une stratification entrecroisée en auge est présente dans la partie supérieure des dunes



Navajo Formation, grès éolien à stratification entrecroisée, Antelope Canyon

Les lits plats et les laminations parallèles

De nombreuses surfaces sableuses dans les milieux marins et éoliens actuels comme dans les grès anciens se caractérisent par des surfaces plates (plans parallèles). Elles sont observées préférentiellement pour des compositions de sable de taille granulométrique fin à moyen.

Les lamines sont peu épaisses (quelques diamètres de grains) et plates.

Pour des tailles granulométriques fines (0,1-0,2 mm), les conditions indiquent un courant à vitesse élevée (80-100 cm/sec) et une faible profondeur d'eau en l'absence de micas.

Pour des tailles granulométriques plus grossières (1,5-2 mm) ou plus riches en micas, le courant est caractéristique de vitesses plus lentes (de l'ordre de 30-40 cm/sec).

Les laminations planes parallèles de sables sont un terme caractéristiques des **turbidites** (on y reviendra plus loin) ou des **varves** (tout dépôt feuilleté dont la sédimentation est contrôlé par les saisons comme les feuillets sédimentaires des dépôt lacustres).

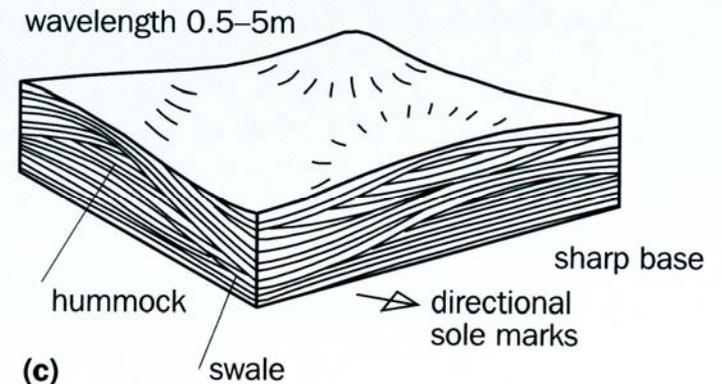


Stratification plane parallèle dans des couches de varvite (Sao Paulo, Brésil)
Quelles sont les autres structures visibles?

La stratification entrecroisée en Hummocky

Cette stratification est bien reconnue dans les sables et les grès dont la taille granulométrique se situe entre les grains fins à moyens. La structure montre des laminations courbes avec des secteurs à concavité (dépression) vers le haut [concave-up or swales] ou à convexité (bombement) vers le haut [convex-up or hummock].

HCS – hauteur jusqu'à 40 cm (souvent 20 cm)
et longueur d'onde jusqu'à 5 m (souvent 1 m)



Les lamines ont tendance à s'épaissir dans les dépressions et à s'amincir dans les bombements des structures en HCS. Dans la plupart des cas, il n'y a pas d'orientation préférentielle de l'inclinaison des laminations ce qui suggère une disposition morphologique en 3 D assez uniforme.

Quand la structure est présente à la base d'un banc de grès bien marqué, on retrouve des traces d'érosion sur la surface basale du banc. Le sommet du banc est horizontal à grande échelle et se caractérise par des rides de vagues.

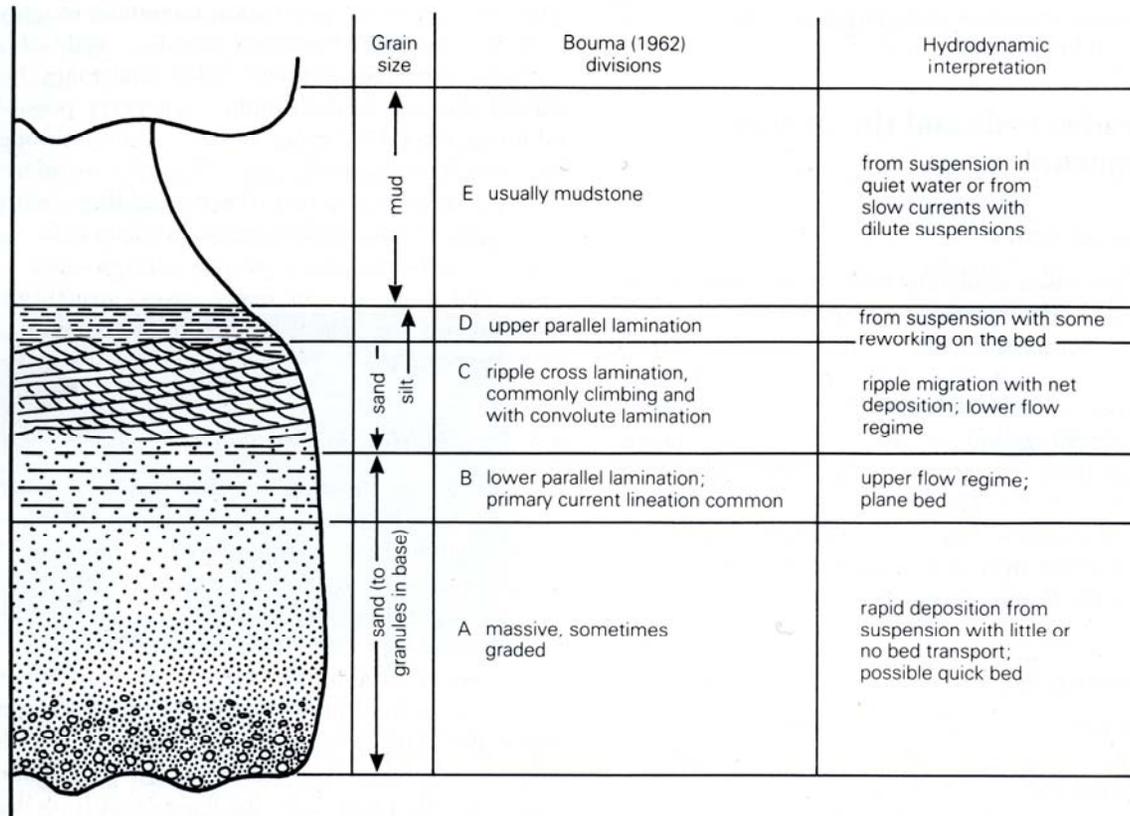
La présence de cette structure dans un environnement marin peu profond (déduit d'après les traces de fossiles, les fossiles, etc.) et l'association avec l'action des vagues ainsi qu'un style de dépôt épisodique (bancs interstratifiés) a conduit à l'interprétation qu'il est le produit de l'activité de vagues fortes et complexes située sous la zone d'activité des vagues de beau temps. Cette structure est donc largement associée aux dépôts de tempête.

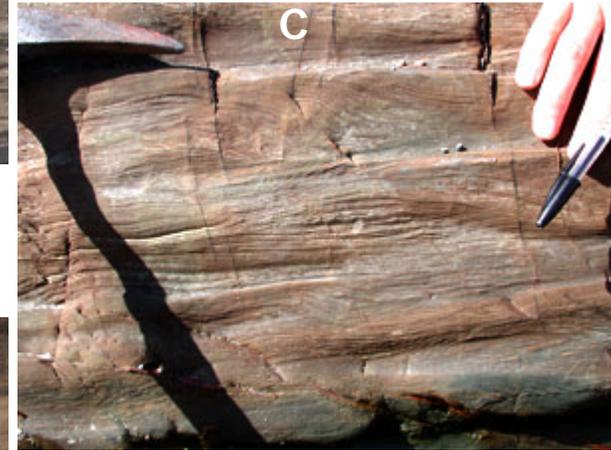
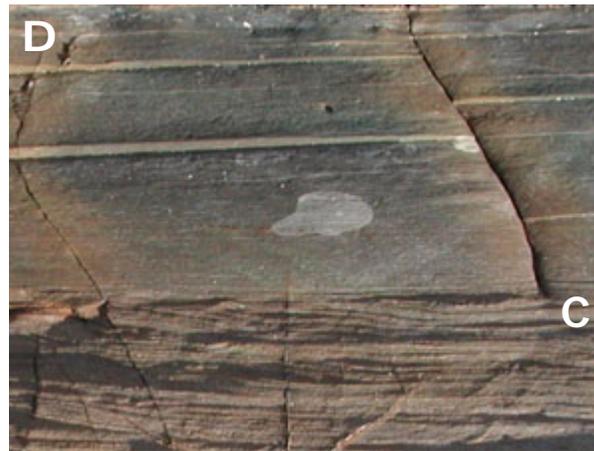
Le granuloclasement et la séquence de Bouma

Certains grès, surtout dans les séquences interstratifiées de grès et de mudstones, montre des changements de la taille des grains et des structures sédimentaires particulièrement caractéristiques d'un processus de dépôt.

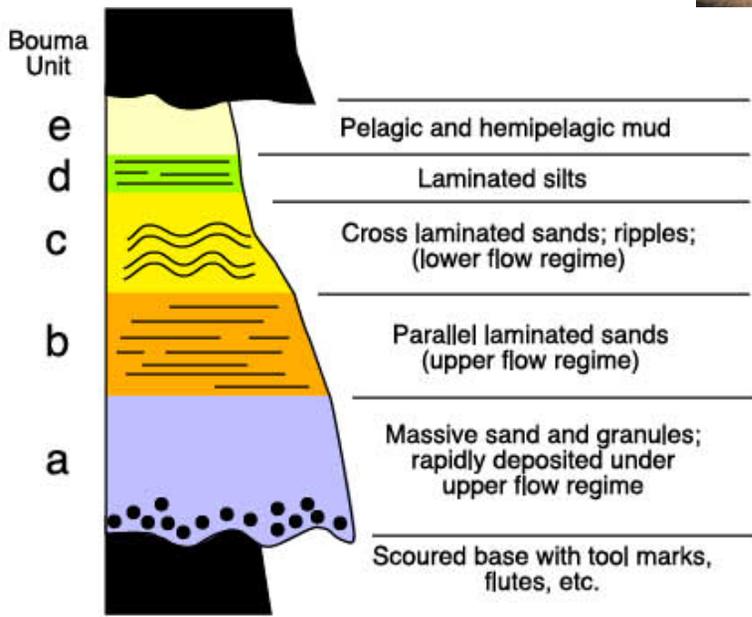
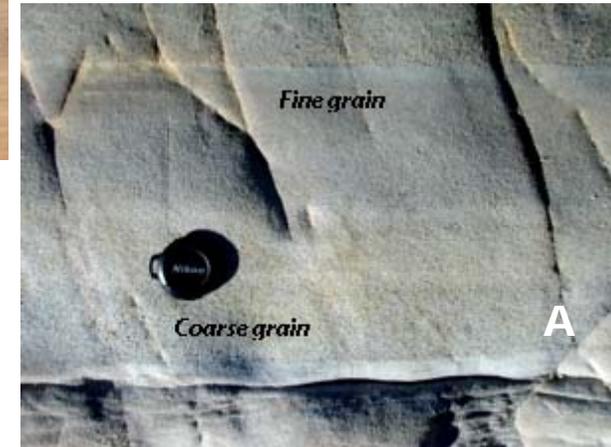
Ces bancs se rencontrent dans une large gamme d'environnements de dépôts et concernent des grès depuis la taille des grains des sables très grossiers ou graviers sableux jusqu'à la taille des silts. La séquence enregistre également différents styles de laminations. On parle de la **séquence de Bouma**.

SANDS AND SANDSTONES





La séquence de Bouma est un bon indicateur de polarité



La **séquence de Bouma** enregistre donc un granuloclassement normal à la base du banc de grès dont la surface inférieure de stratification est souvent tranchée et peut révéler des structures sédimentaires (moules de sole marks, voir précédemment).

Elle comporte 5 termes notés A-E selon l'ordre stratigraphique (de bas en haut):

- le **terme A** composé de sables (grès) est granuloclassé normalement (parfois ce n'est pas le cas),
- le **terme B** montre une lamination plane parallèle dans des sables (grès) plus fins,
- le **terme C** se caractérise par des rides avec des stratifications entrecroisées (souvent des rides grimpantes (climbing ripples),
- le **terme D** correspond également à une lamination plan parallèle composé de sédiments plus fins souvent des silts,
- le **terme E** termine la séquence et correspond à un mudstone ou un siltstone finement grenu (ce dernier est parfois difficile à séparer de la sédimentation autochtone interstratifiée entre les niveaux de turbidites)

L'agencement vertical est toujours le même mais certains membres de cette séquence idéale peuvent manquer dans les séries turbiditiques. L'épaisseur relative de cette séquence est également variable. Certaines turbidites comportent uniquement un terme A avec parfois un petit terme B. Quand le terme C est préservé, on retrouve toujours les rides.

Dans cette séquence, les sables (grès) enregistrent un épisode de forte énergie alors que les mudstones enregistrent une sédimentation correspondant à une plus grande période de temps provenant de la décantation du matériel en suspension et ce dans des conditions calmes.

Le dépôt du terme A indique la décélération d'un courant de turbidité dans des milieux marins profonds (bassins) mais il importe de garder à l'esprit que des courants de turbidité qui décélèrent sont connus dans de nombreux environnements !!



A noter que les turbidites calcaires présentent des structures sédimentaires similaires mais en milieu carbonaté.

Remarque: le terme C de la séquence de Bouma peut présenter une structure sédimentaire de petits plis ou d'ondulations que l'on appelle des convolutes (voir chapitre sur les roches sédimentaires déformées). La présence de ces convolutes peut effacer partiellement les rides de courant.

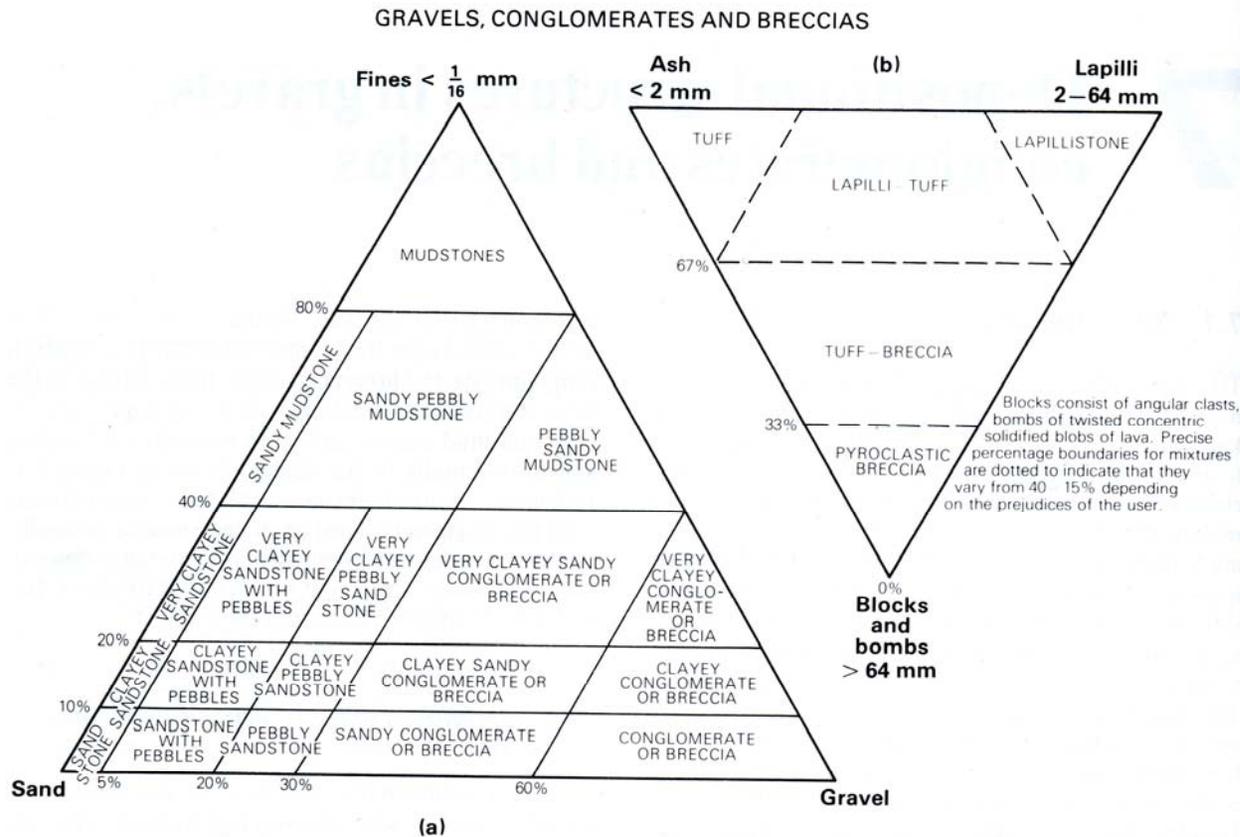
**Les structures sédimentaires
de dépôt dans:**

C. les graviers, les conglomérats et les brèches

Les structures de dépôt dans les graviers, conglomérats et brèches

Les dépôts de graviers, de conglomérats et de brèches concernent des roches sédimentaires pour lesquelles la quantité de clastes > 2 mm doit être > à 30% avant d'être considéré comme faisant partie de la catégorie granulométrique des rudites (d'après l'échelle de Wentworth).

On peut utiliser les diagrammes ternaires suivants pour classer ces rudites selon le pourcentage d'argiles, de sables et de graviers que l'on observe voire le pourcentage de cendres, de lapillis et de bombes pour les roches sédimentaires volcaniques.



The nomenclature of rudites: (a) consolidated rudites defined by the proportions of the grain sizes of their component clasts (modified after Piper & Rogers 1980); (b) pyroclastic rocks defined by the proportions of the grain sizes of their component clasts.

Les structures de dépôt dans les graviers, conglomérats et brèches

Un des premiers éléments à observer sur le terrain concerne la composition des clastes les plus gros ce qui permet de déterminer la provenance possible et le processus à l'origine. Le deuxième point est de déterminer si les clastes sont intraformationnels (proviennent du bassin de sédimentation) ou s'ils proviennent d'une source plus ancienne (origine extraformationnelle ou exotique).

Morphologie et conditions générales du dépôt des graviers

Les structures de dépôt des sables tels que les rides ne peuvent se former vu la taille des clastes. Par contre de grandes dunes de sables peuvent se former avec une composante de graviers (des dunes sous-marines composées uniquement de graviers sont connues dans les rivières). On retrouve ces accumulations dans une série d'environnements:

Les chenaux de rivières

Les rivières anastomosées en tresses avec un lit de graviers contiennent des barres allongées parallèles au flot. Le dépôt de graviers se fait sur la partie sommitale plate et ces graviers sont imbriqués les uns sur les autres. L'épaisseur varie depuis celle d'un gravier à plusieurs mètres de haut.

Dans les rivières plus sinueuses, les graviers peuvent s'accumuler sur des barres latérales. Dans les rivières plus larges, les barres sont caractérisées par des assemblages plus complexes.

Le remplissage du chenal est restreint et sous la forme de lentilles.

Cônes de déjections

Les épisodes d'inondations sur les cônes alluviaux donnent naissance à des lentilles localisées et des lobes de sédiments grossiers déposés par des écoulements boueux. Le dépôt correspond à des clastes qui « flottent » dans une matrice plus fine.

Les rivages

Au pied des falaises, les blocs tombés sont attaqués, brisés et les morceaux sont transportés. Les accumulations de graviers se forment sur les plages et plus particulièrement sur celles qui subissent les tempêtes. Il se forme des rides de graviers grossièrement linéaires. Les graviers sont souvent bien arrondis et sont bien classés.

Les cônes de déjections en milieu marin profond

Au pied des principales pentes sous-marines, les courants de turbidité et les autres écoulements par gravité permettent l'accumulation de graviers sous la forme de remplissage de chenaux et de lobes à proximité de la bouche des canyons sous-marins.

Les environnements associés aux récifs

Ces milieux comportent des pentes fortes où s'accumulent des débris récifaux (clastes carbonatés).

Les environnements associés aux glaciers

Les sédiments de toutes tailles transportés par les glaciers sont parfois assemblés pour créer des moraines par la fonte de la neige et d'autres blocs tombent depuis les icebergs et les blocs de glace pour donner des *dropstones* isolés.

Plusieurs types de dépôts glaciaires composés de graviers transportés par la glace ou les torrents et les rivières glaciaires sont connus (voir partie du cours sur l'érosion et le transport par les glaciers).

Les dépôts associés aux environnements volcaniques

Des débris grossiers (débris pyroclastiques) provenant des éruptions volcaniques explosives correspondent aux dépôts en milieu aqueux et aérien de retombées pyroclastiques, voire des dépôts des nuées ardentes. Pendant le transport, les débris pyroclastiques sont mélangés avec des dépôts sédimentaires siliciclastiques ou carbonatés et sédimentent sous la forme de conglomérats.

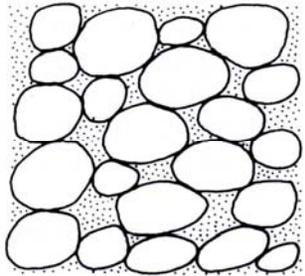
Les structures de dépôt dans les graviers, conglomérats et brèches

Structure et critères

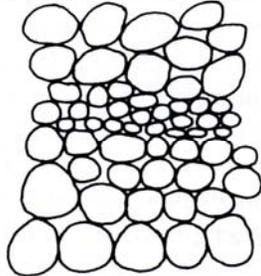
Forme des clastes (rondeur et sphéricité, selon les mêmes critères de classification que ceux vus précédemment dans le cours)

Classement et distribution des tailles de grains

(a) Orthoconglomerate



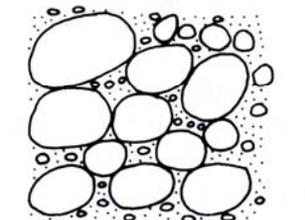
(b) Orthoconglomerate



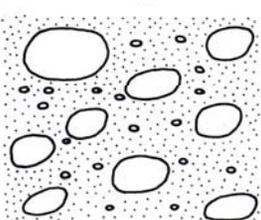
Il convient d'observer le conglomérat pour voir si les clastes se touchent ou non, d'observer la nature de la matrice (sable, boues argileuses) et la nature des clastes (roches sédimentaires, volcaniques, etc.)

Ces figures montrent le classement et la distribution des tailles de grains pour 4 types de conglomérats.

(c) Orthoconglomerate



(d) Paraconglomerate



a) Orthoconglomérat caractérisé par une distribution bimodale (taille de graviers et taille de sables) ainsi que par un bon classement. Le terme de claste s'applique aux éléments grossiers et le terme de matrice à la fraction fine,

b) Orthoconglomérat caractérisé par l'absence de matrice, une forte porosité et une forte perméabilité. On peut cependant distinguer deux tailles de clastes. [*openwork orthoconglomerate*],

c) Orthoconglomérat caractérisé par un mauvais classement, par une distribution polymodale (plusieurs tailles: clastes et matrice),

d) Paraconglomérat caractérisé par un très mauvais classement, par la présence de matrice et de clastes avec une distribution très variable des classes

Les structures de dépôt dans les graviers, conglomérats et brèches

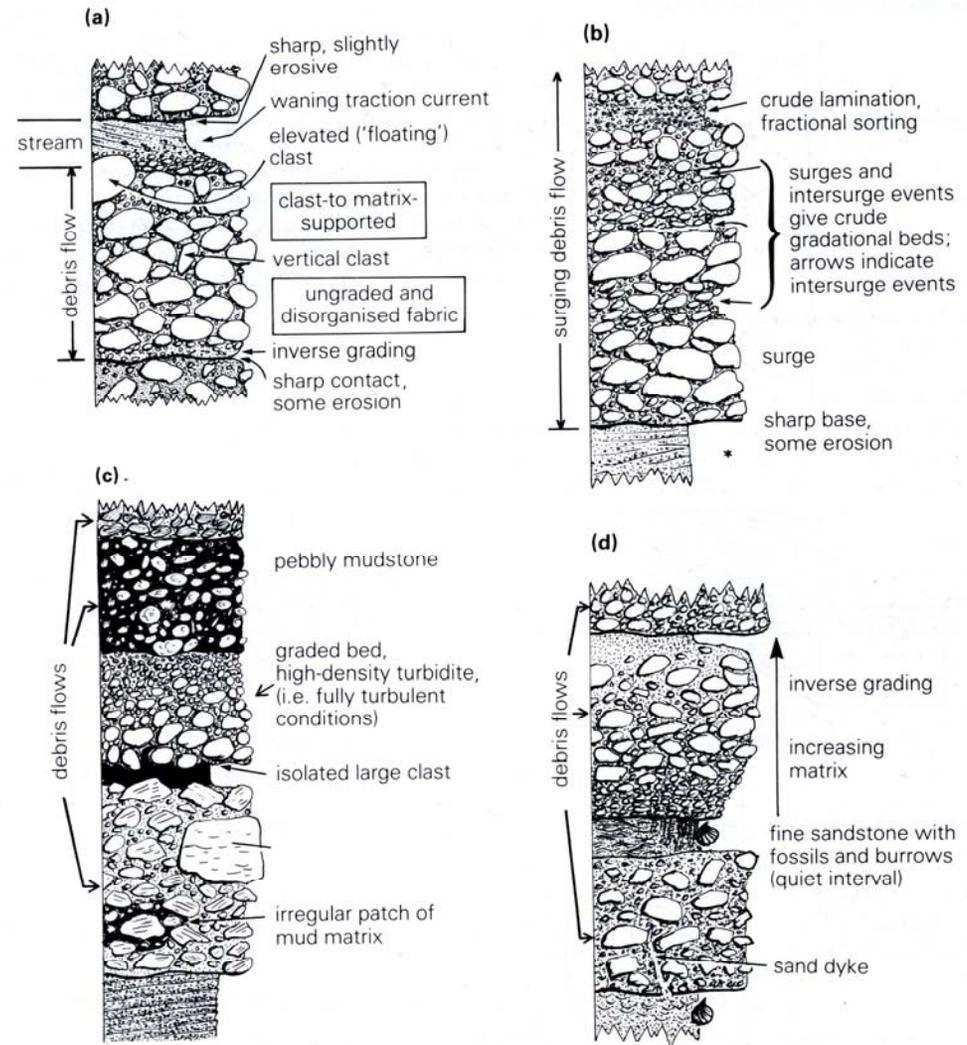
Granuloclasement au sein des strates

Un granuloclasement peut s'observer dans les dépôts de graviers ou de conglomérats mais on observe souvent un granuloclasement inverse, bien plus que dans les sables.

Des bancs non granoclassés indiquent habituellement une forte viscosité qui inhibe la turbulence et les interactions entre les grains.

Un granuloclasement normal indique le développement de turbulence au cours du dépôt.

Dans les dépôts volcaniques, outre le granuloclasement lié à la taille des particules, il faut tenir compte également d'un granuloclasement de densité lié à des différences de densité importante entre les débris volcaniques.



Examples of different styles of grading in conglomerates due to different depositional processes acting in a variety of typical sub-aerial (a,b) and sub-aqueous settings (c,d). Bed thickness ranges from a few decimetres to metres (after Nemeč & Steel 1984, Figs 15 & 16).

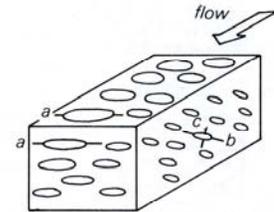
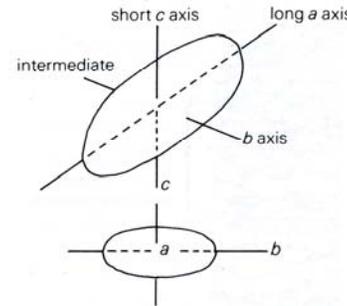
Les structures de dépôt dans les graviers, conglomérats et brèches

Structure et orientation

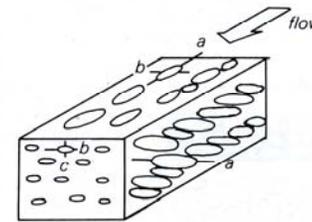
Regarder l'orientation des clastes d'une certaine dimension parmi l'ensemble des clastes. Une orientation préférentielle de l'un des axes (axe a - long, axe b - intermédiaire, axe c - petit) peut être observée alors que dans d'autres bancs, on ne distingue aucune orientation préférentielle ce qui indique un transport par des processus dans lesquels les clastes n'étaient pas libres de se déplacer l'un par rapport à l'autre (probablement dans un flux visqueux élevé ou un taux de sédimentation rapide).

Une orientation peut souvent être observée dans les conglomérats riches en matrice et en clastes de formes allongées ou ovales. Dans ces cas, un des axes est parallèle au pendage et l'autre est transversal ou inversément. Il y a un phénomène d'imbrication. Cela suggère que les clastes se déplaçaient de manière individuelle et se sont déposés après arrêt dans une position en équilibre.

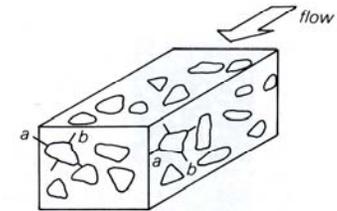
(a) Axial nomenclature of clasts



(i) Ordered fabric a(t) b(i)



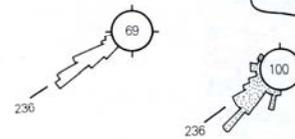
(ii) Ordered fabric a(p) a(i)



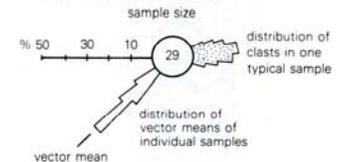
(iii) Unordered fabric

Key
(t) transverse
(i) imbricate
(p) parallel

(b) Plan view



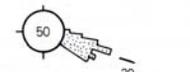
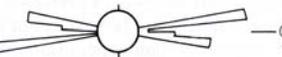
Key to plotting of data



Side view — clasts parallel to bedding



Side view — clasts imbricated (see Fig 7.7)



The fabric of rudites: (a) the nomenclature of ordered and unordered fabrics; (b) the plotting of fabric measurements for well cemented ordered rocks. Data collected from orthogonal faces not from three-dimensional measurements of clasts. Plan views of beds measured at 69 localities, 100 clasts at each place; imbrication measured at 20 localities on facies parallel to flow and perpendicular to bedding; measurements at 6 localities with facies perpendicular to flow and bedding. (After Davies & Walker 1974 and Walker in Harms *et al.* 1975.)

Les structures de dépôt dans les graviers, conglomérats et brèches

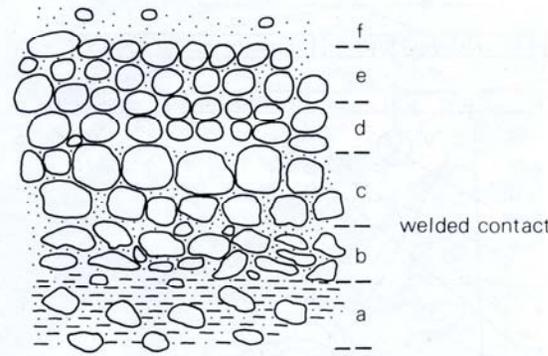
Stratification et stratification entrecroisée

Le déchiffrement de la stratification dans ces bancs conglomératiques est difficile mais peut parfois se lire par des changements de couleurs, de taille de grains, de classement, etc. Les contacts entre deux unités sont souvent graduels voire amalgamés quand il n'y a pas de différence dans la matrice. Des strates sont bien individualisées et correspondent alors à des phénomènes érosifs (souvent à la base).

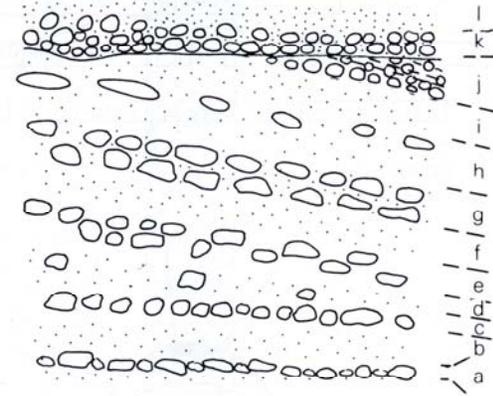
Plusieurs bancs distincts avec des contacts marqués correspondent à une série d'évènements de dépôts distincts (changement de l'énergie dans un sous-environnement, discontinuité sédimentaire avec érosion, etc.).

Une stratification oblique ou entrecroisée peut être présente dans les séries conglomératiques et rarement dans les brèches.

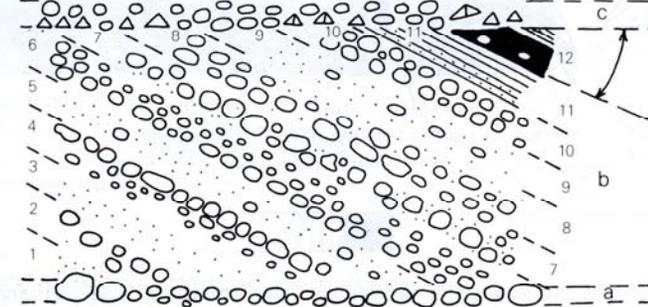
(a) Horizontal stratification



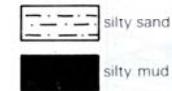
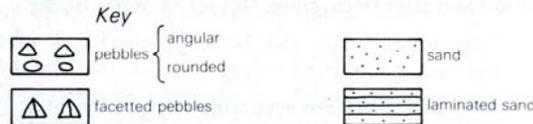
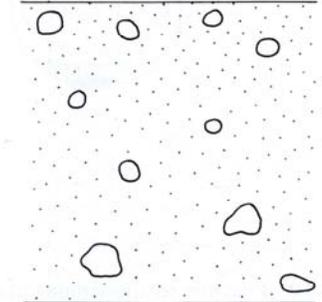
(b) Horizontal and inclined stratification



(c) Horizontal and cross stratified beds near the angle of rest



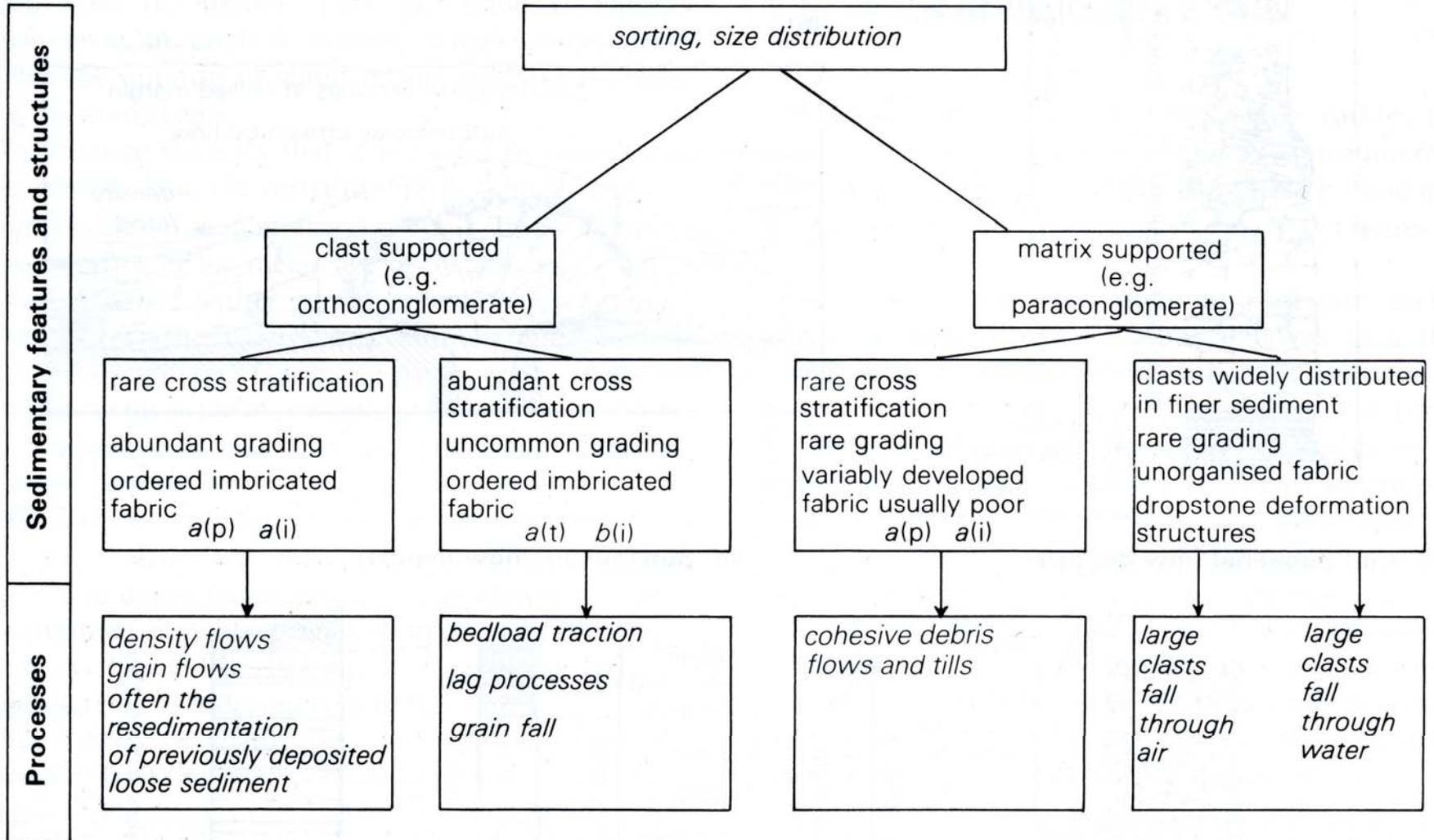
(d) Unstratified unit



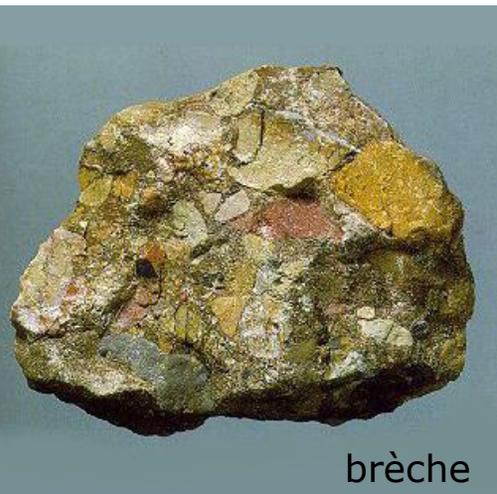
Les structures de dépôt dans les graviers, conglomérats et brèches

Diagramme permettant de déterminer les processus à l'origine des structures

GRAVELS, CONGLOMERATES AND BRECCIAS



Les structures de dépôt dans les graviers, conglomérats et brèches



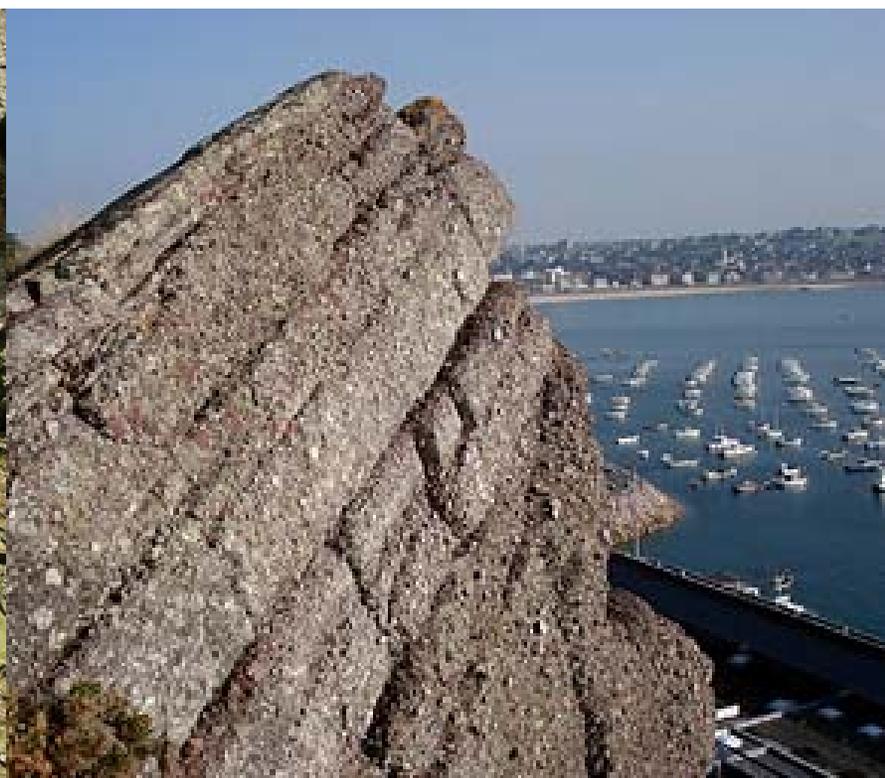
brèche



brèche



poudingue



**Les structures dues aux déformations
et
aux dérangements**

N'importe quel sédiment peut-être déformé après le dépôt mais ces figures sont plus courantes dans les sables et les matériaux finement grenus.

Des figures peuvent se former comme résultat de processus chimiques, physiques ou biologiques. Ces processus peuvent avoir lieu très rapidement après le dépôt ou bien plus tardivement au cours de l'enfouissement et de la diagenèse.

Déformation physique de sédiments « mous »

Ce phénomène résulte de forces physiques, souvent gravitaires, qui agissent sur des sédiments physiquement souples comme des silts, des sables à la surface du sédiment ou juste après l'enfouissement. Il n'existe pas de classification réelle et ils seront décrits d'après leur mode principal d'occurrence.

La **résistance** d'un sédiment à la déformation s'exprime par la **force de cisaillement** (T):

$$T = C + (\sigma - \rho) \tan \Phi$$

avec σ est la pression normale au cisaillement, ρ est la pression du fluide interstitiel et Φ est l'angle de friction interne et C est la cohésion des grains

Pour qu'un sédiment qui s'est déposé subisse une déformation, il faut que sa force de cisaillement soit réduite ou que la tension de cisaillement appliquée augmente. Ceci peut se produire par une perte de cohésion (1), par un réajustement de la compaction (ou du tassement) ce qui réduira l'angle de friction interne (2) ou en augmentant la pression du fluide interstitielle (3).

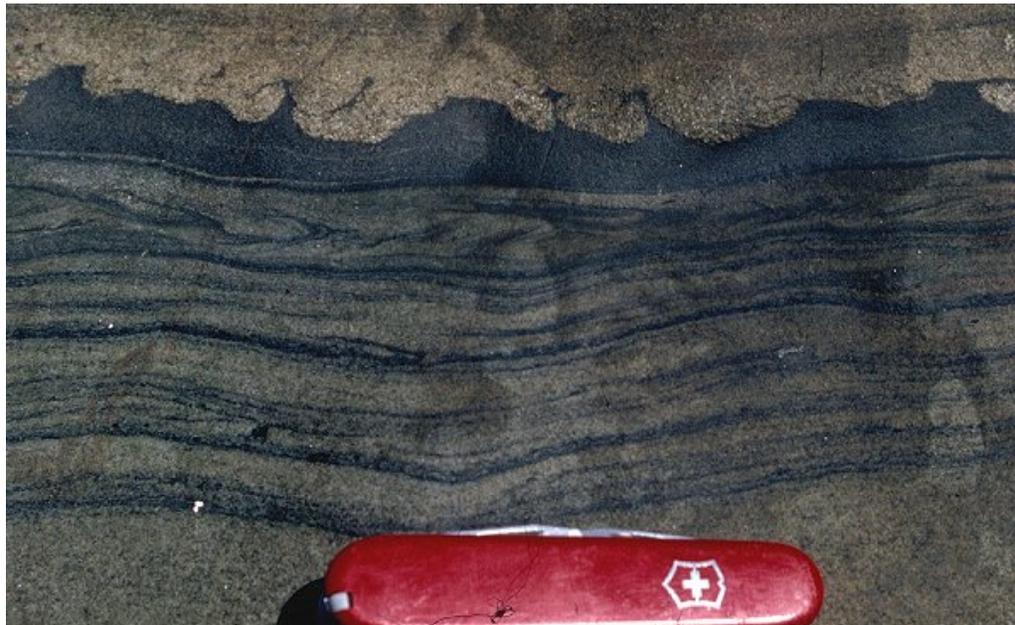
La cohésion est contrôlée par la taille des grains alors que l'action simultanée de (2)+(3) dans un sédiment gorgé d'eau peut amener une **liquéfaction** temporaire du sédiment.

Ce choc qui initie la liquéfaction est généré de manière extérieure suite à un tremblement de terre, ou en local par une élévation du niveau marin voire un épisode soudain de dépôt.

La liquéfaction d'un sédiment peut-être totale de telle manière que tous les contacts entre les grains sont cassés. Dans ce cas, la lamination originale est détruite ce qui donne un aspect plus massif.

Les **figures de charge** [*load casts*] et les **structures en flammes** [*flame structures*]

On les observe habituellement à la base des bancs de grès interstratifiés avec des mudstones. Les figures de charge sont relativement arrondies, en forme de langues irrégulières de taille et de relief variables. Les load casts montrent des lamines de contortion et ce d'autant plus fort que l'on se rapproche du centre de la structure. La taille varie de quelques millimètres à plusieurs dizaines de cm voire plus d'1 mètre. Les figures de charge apparaissent rarement isolées mais plutôt en groupe à la base d'un banc.



On reconnaît des doigts ou des biseaux de mudstone qui pointent vers le haut entre les lobes sableux et sont appelés des structures en flammes. Elles sont évidemment reliées aux figures de charges. Ces dernières correspondent à des protrusions de sables au sein du mudstone, certaines sont plus globulaires et attachées au banc gréseux sus-jacent par un cou ou complètement détaché de ce dernier.

Dans certains cas, il n'existe plus de banc gréseux qui s'est complètement déstructuré. Des [*load balls*] (petites dimensions) de sables flottent dans le mudstone. Ces load balls sont alors isolées. Le mudstone ou le siltstone a acquis une texture assez dérangée et maculée.

Le mécanisme est lié à une différence de densité (boue argileuse moins dense que le sable) et l'ensemble va se déformer par gravité sur ces bancs instables, non compactés et ayant une faible cohésion. La présence des load casts n'est pas restreinte à un environnement précis.

Load casts observés à différentes échelles



Load casts vus du dessous



La formation des **pseudonodules** ou « structures en traversins » [*ball and pillows*] s'observent aussi dans des couches sableuses (grès). La base de la couche sableuse est ondulée, voire même découpée en une série de nodules séparés les uns des autres par des formes rappelant des traversins. La dimension de ces structures est variable (de quelques cm à plusieurs mètres de longueur). Les pseudonodules ne sont pas un indicateur d'un environnement particulier mais bien d'une vitesse de sédimentation rapide. Le mécanisme de formation pourrait être relié au passage d'ondes sismiques qui favorisent un échappement de fluides et une remobilisation des sédiments.



Les fissures [*cracks*]

Elles correspondent à une large gamme d'échelles et de formes qui apparaissent aujourd'hui à la surface de sédiments et dans l'ancien sur les surfaces de stratification des roches sédimentaires. Il existe 4 types de fissures:

A. Les fentes de dessiccation [*dessication mudcracks*]

Elles sont communes à la surface de lacs, de playas, des plaines d'inondation, dans les environnements intertidaux et supratidaux où elles correspondent à des fissures ouvertes ou partiellement remplies par d'autres sédiments. Dans les roches, elles apparaissent sur les plans de stratification de séquence interstratifiée de grès et de mudstones et moins couramment dans les dépôts carbonatés finement stratifiés.

Dans les roches, les fissures se forment dans les sédiments argileux et sont remplies par du sédiment plus grossier (souvent du sable). Les fissures forment un réseau de polygones (souvent hexagonaux mais on a également des formes en triangle ou des quadrilatères) de plusieurs cm à plusieurs mètres de diamètre. Des réseaux plus petits peuvent être imbriqués dans un réseau plus large.

En profondeur, les fissures ont tendance à se refermer (pointes) en profondeur. Les dimensions sont de quelques cm en largeur et de quelques dm en profondeur.

Les sédiments argileux sous l'influence de la température vont se dessécher, se contracter selon un champ de tension isotropique et horizontal qui diminue avec la profondeur. La tension est libérée en créant des fissures verticales qui vont se réduire jusqu'à la profondeur où il n'y aura plus de contraintes. Les bordures de chaque polygone ont tendance à être concaves (recroquevillées vers le centre).



Pamela Gore 1985

Triassic mudcracks dans une carrière, Culpeper, Virginia

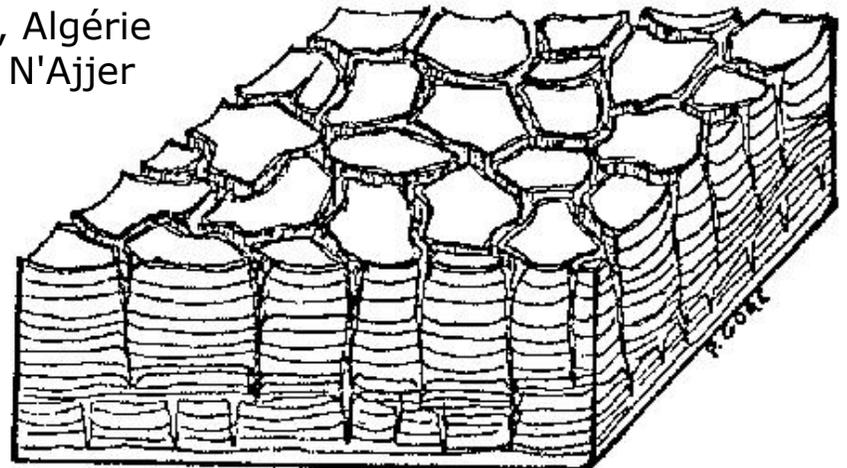


Pamela Gore 1979

Recent mudcracks dans une carrière près de Frederick, Maryland



Sahara, Algérie
Tassili N'Ajjer



B. Les fentes de synérèse [*syneresis cracks*]

Elles se forment dans les mudstones interstratifiés avec des grès et parfois aussi dans des sédiments carbonatés fins et riches en argiles. Elles sont également communes sur le sol de cuvettes salées des marais salants.

En plan, les fissures de synérèse ont tendance à avoir un assemblage irrégulier ou radial.



Syneresis cracks, Precambrian dolomite

Les fissures individuelles ont tendance à être lenticulaires, se pincent plutôt que de rejoindre une autre fissure.

Le processus de synérèse résulte de la perte d'eau interstitielle du sédiment suite à la réorganisation d'argiles au départ très poreux.

Elles se forment dans de nombreux environnements et sont reconnues dans l'ancien tant dans les séries marines que continentales quelque soit la profondeur d'eau.



Shrinkage cracks sur sol salé

C. Les polygones de fentes de gel [*ice-wedge polygons*]

De grandes zones soumises aujourd'hui à l'influence du permafrost présentent des fissures polygonales de taille variable (de 3 à plusieurs dizaines de mètres en diamètre) en vue en plan. Ces fentes sont reconnues en coupe verticale (de quelques cm à plusieurs dizaines de cm en largeur) dans les sédiments glaciaires.

On les connaît également dans des dépôts glaciaires anciens (tillites). Aujourd'hui, elles sont observées sur photos aériennes dans les zones sous influence du permafrost.

Dans les sédiments anciens, elles peuvent atteindre plusieurs mètres et possèdent un remplissage complexe composé de plusieurs lithologies contrastées qui sont plus ou moins parallèles aux côtés de la fente. La fente résulte de contraction thermique du sédiment qui va se craquer en période de gel sous l'effet des contraintes. Un remplissage s'effectue par de l'eau et des particules provenant de la surface active. Pendant l'été, la fracture va se combler et se refermer. A la prochaine saison hivernale, le gel va provoquer la réouverture de la fente à l'aide des matériaux ayant déjà percolés. Plusieurs cycles peuvent se succéder et être préservés.



D. Les dykes de grès et de mudstones [*sandstone and mudstone dykes*]

Le sédiment dans lequel se fait la fissure peut varier depuis des mudstones jusqu'à des graviers grossiers mais le remplissage de la fissure est souvent du sable.

Les dykes se retrouvent depuis les séries déposées en environnements marins profonds jusque dans les séries conglomératiques (chenaux). Les dykes ont des dimensions de plusieurs dizaines de cm et des extensions verticales de plusieurs mètres. En suivant un dyke vers le bas, on peut le relier à un banc de lithologie identique. Ils ont des allures souvent rectilignes et possèdent un remplissage laminaire parallèle aux côtés du dyke.

Le sédiment des dykes résulte de l'injection de sédiment à partir d'une couche sous-jacente, plus rarement sus-jacente, au cours d'un événement rapide postérieur au dépôt. Il permettra la liquéfaction du banc source. Le sédiment hôte et le banc source sont dans des conditions de cohésion faible. L'eau et le sédiment sont expulsés à travers des fissures avec une force suffisante que pour emporter le sédiment liquéfié. Le sédiment liquéfié peut parfois remonter via la fissure jusqu'à la surface où il s'épanchera latéralement pour former un [*transposed sand sheet*].

Une base ondulante liée à l'effet de la gravité est observée à l'interface avec le matériau moins dense sous-jacent. Aucune structure interne n'est présente.



Dyke de grès
dans l'Aptien-Albien,
France, Sisteron



Corps sableux injecté (grandes dimensions: 30 x
60m) avec des contacts verticaux abrupts et
verticaux dans le Mudstone S. Cruz, Californie

Les impressions de gouttes de pluies [*raindrop impressions*]

La surface de stratification supérieure d'anciens mudstones, siltstones et de grès ainsi que certaines surfaces actuelles boueuses comportent de nombreuses petites figures creuses. Elles sont souvent associées à des fentes de dessiccation. Les trous peuvent être soit relativement séparés soit recouvrir toute la surface. Ils ont souvent une forme circulaire (rarement elliptique), quelques mm de profondeur et jusqu'à 1 cm de diamètre. Des grêlons peuvent laisser des empreintes similaires mais de plus grande taille. Il ne faut pas confondre ces structures avec des bulles de gaz qui s'échappent du sédiment par décomposition de matière organique et qui laissent une empreinte verticale plus épaisse.

Le fond du trou possède une petite concavité et la bordure des trous montre un bourrelet.



Mudcracks et Raindrop
Utah, Arches National Park

Les convolutes [*convolute bedding and lamination*]

Ces structures sont observées habituellement dans des bancs de sables ou de silts dans de nombreux environnements de dépôt. Elles sont reconnues en coupe verticale et sont associées à des structures d'échappement d'eau et de sédiment. Selon la terminologie de lamination ou de stratification, on envisage des structures soit centimétriques soit décimétriques mais dans la pratique, il n'y a pas de limite de taille.

La structure montre le plissement des lamines ou des strates comportant des structures anticlinales raides et des structures synclinales plus douces. Certaines lamines ou strates peuvent se suivre sur de grandes distances latéralement. Les convolutes augmentent en intensité vers le haut et peuvent être tronquées de manière abrupte alors que les convolutes à la base sont relativement peu plissées.

Elles correspondent à une déformation plastique de sédiments partiellement liquéfiés peu après le dépôt. Elles sont observées souvent dans les turbidites sableuses (caractéristiques du terme C) et aujourd'hui juste sous la surface dans les plaines d'inondation des rivières et dans les tidal flats.



D. Les slumps (plissement sédimentaire) [*slumps*]

Ces structures correspondent à des plissements à grande échelle et agissent sur de nombreux bancs par opposition aux structures précédentes qui concernaient préférentiellement une seule couche.

Elles s'observent dans des séquences qui contiennent une proportion notable de sédiments finement grenus (argile, boue carbonatée). Les slumps s'observent à la base de pentes dans de nombreux environnements. **Ces unités slumpées ont des dimensions depuis le mètre jusqu'à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.** Elles sont bordées au-dessus et en-dessous par des sédiments non déformés ce qui les distingue des bancs déformés tectoniquement.

Les plis peuvent avoir une orientation préférentielle au sein du slump et reflètent la pente fossile sur laquelle le slump s'est produit. Le sédiment non consolidé sur la pente va se déplacer par gravité sous la forme d'une masse cohérente vers le bas de la pente.



Slump folding, MonoLake, USA, Quaternary



Duplex tectonique, turbidite, Washington

Les déformations induites par l'activité chimique après le dépôt

A. Les produits de la précipitation (nodules et concrétions)

Les nodules et les concrétions sont particulièrement visibles (relief) dans le sédiment hôte compte tenu de la différence de dureté liée à la cimentation de ces derniers. Les dimensions varient depuis le mm jusqu'au mètre.

Les concrétions dans les séries clastiques sont le résultat de processus de précipitation alors que celles observées dans les séries carbonatées ou évaporitiques sont le résultat de réactions chimiques.

La minéralogie de la concrétion est le meilleur indicateur des conditions chimiques de l'eau interstitielle au cours de la croissance de la concrétion. Selon le minéral précipité, on peut en déduire que l'eau interstitielle devait être sursaturée en cet élément chimique mais en déduire également les conditions relatives à l'alcalinité (pH), au potentiel d'oxydo-réduction (Eh).

Minéraux:

Les **concrétions de calcite** dans les séries clastiques se forment par précipitation lors de la diagenèse précoce à partir d'eau interstitielle alcaline. La calcite provient de la dissolution de coquilles ou est extérieure au sédiment hôte.

La **dolomite, l'ankérite et la sidérite** (teneur en fer qui augmente) composent des concrétions dans les mudstones et les siltstones. La précipitation se fait à partir de solutions interstitielles alcalines et plus réductrices (en tout cas pour l'ankérite et la sidérite) au début de la diagenèse (avant la compaction).

La **pyrite et la marcasite** apparaissent dans les nodules tant dans les séries carbonatées que dans les séries clastiques. Ces concrétions sont courantes dans les séries foncées plus riches en matière organique. Précipitation dans des conditions réductrices.

La **silice** des nodules ou des concrétions précipite dans des conditions faiblement alcalines tant dans les roches carbonatées que dans les grès.

Les évaporites (**gypse et anhydrite**) sont connues sous forme de nodules provenant de la diagenèse précoce et de conditions fortement alcalines.

L'**hématite** apparaît sous forme nodulaire mais aussi sous forme de pigments dans les couches rouges. Conditions oxydantes. Les nodules sont souvent le signe d'anciens paléosols.

La **barite** est souvent un ciment local et se forme dans des conditions oxydantes.

La **limonite** donne aussi des nodules et des concrétions dans des conditions oxydantes.

Type de concrétions ou de nodules:

Les concrétions suivent plus ou moins la stratification et lui sont parallèle. De subtiles différences dans la teneur en matière organique ou dans la perméabilité expliquent la différence entre des horizons enrichis en nodules ou concrétions et ceux qui n'en contiennent quasi pas. Ces niveaux peuvent avoir des concrétions qui coalescent pour former des niveaux plus marqués comme les cherts dans les séries carbonatées et évaporitiques.

Les concrétions suivent des terriers. Elles sont allongées, de forme irrégulière et recoupent la stratification en suivant les traces de terriers. C'est le cas des horizons de silex dans les séries de craies ou de limonite dans les grès.

Les concrétions qui suivent les racines et recoupent la stratification sont souvent en sidérite.

Les concrétions centrées sur un fossile. Soit le fossile est remplacé par un minéral comme les ammonites pyritisées ou les échinoides silicifiés de la craie. Soit un fragment de fossile constitue le nucleus du nodule comme c'est le cas pour de nombreuses concrétions carbonatées.

Les concrétions, souvent en calcite, observées le long d'un profil vertical dont les dimensions vont de quelques dm à quelques mètres d'épaisseur. Ces concrétions ont des formes irrégulières et sont souvent allongées selon la verticale du profil. On rejoint la formation de sols de type calcrete voire d'autres types selon le minéral constituant (voir les paléosols première partie du cours).

Mode et durée de croissance des concrétions

Les nodules et les concrétions peuvent se développer par remplissage de la porosité primaire comme l'indique la présence de grains à l'intérieur de la concrétion. Elles se forment dans les séquences clastiques et il est possible de voir encore la lamination à travers la concrétion. La différence d'épaisseur des lamines entre la concrétion et le sédiment peut indiquer l'importance de la compaction.

Les concrétions à ciment carbonaté montrant un assemblage de fissures remplies de cristaux fort grenus de calcite et sont appelées des **septarias**.

D'autres concrétions montrent un assemblage curieux de fractures angulaires et sont appelées des structures **cone-in-cone** en relation avec les contraintes liées à la croissance concrétionnaire du ciment.



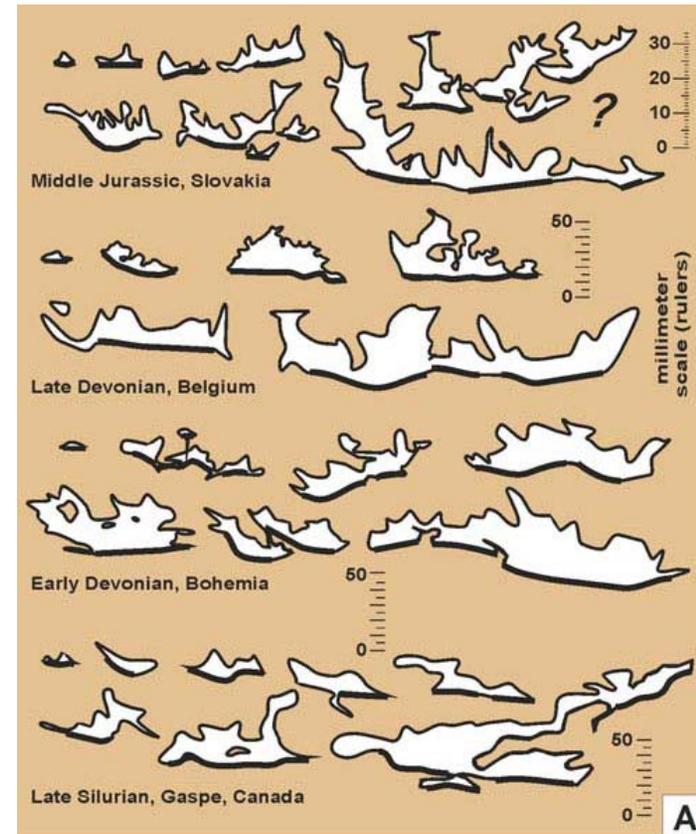
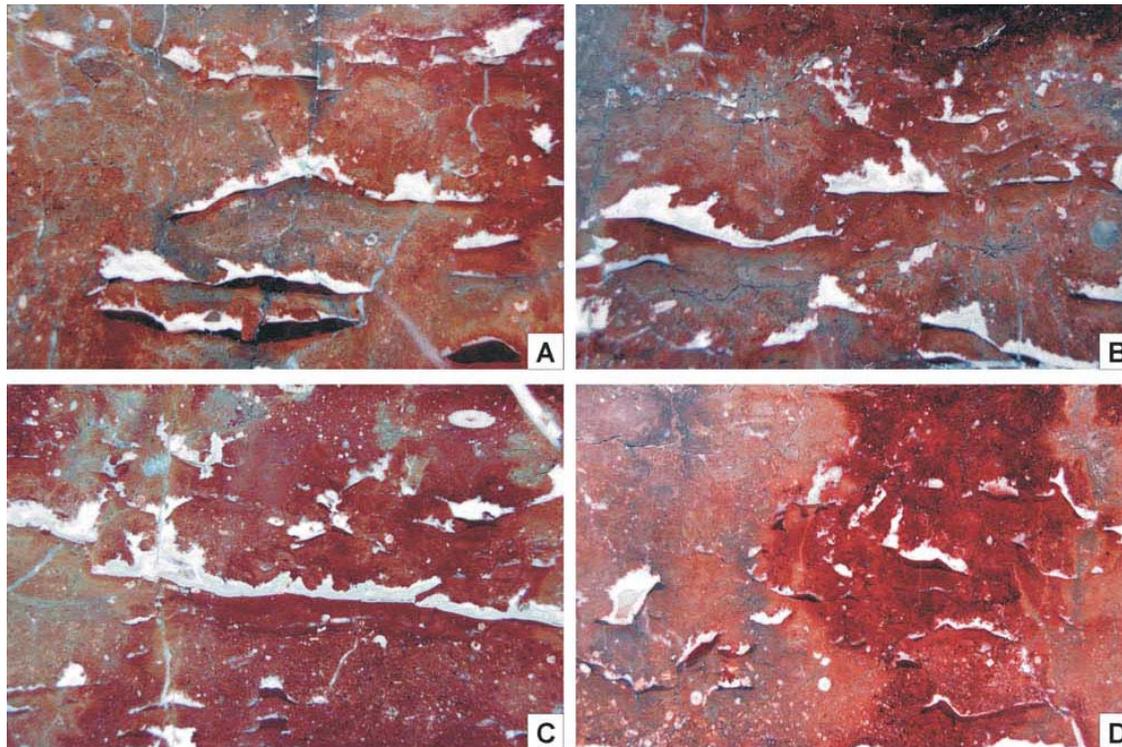
septaria



cone-in-cone

La concrétion repousse le sédiment au fur et à mesure de sa croissance et un peu de sédiment est incorporé dans la structure du nodule ou de la concrétion. Il s'agit du gypse et de l'anhydrite qui ont des formes irrégulières, apparaissent sous forme de couches et donnent la texture en [*chicken-wire texture*].

Des concrétions se forment également par remplissage de cavités. Elles peuvent être soit primaire soit secondaire et sont fort communes dans les séries carbonatées. Elles concernent notamment les **cavités géopétales** et celles des **stromatactis**.



Produits de dissolution (dans les calcaires)

Les **stylolites** sont observés dans les calcaires et plus rarement dans les grès et se caractérisent par un contact crénelé correspondant à une fine couche d'argiles (quelques mm).

Ils résultent de la dissolution d'une surface de stratification particulière des deux parties des bancs en contact. Le relief de ces irrégularités donne une idée minimale de la quantité de matière dissoute. Les argiles représentent le résidu insoluble du calcaire.

Le mécanisme correspond à une pression-dissolution qui conduit à une dissolution sélective sur les points de contact des particules soumises à la contrainte maximale.



Les **brèches d'effondrement** se rencontrent dans les séries qui contenaient des évaporites. Des blocs anguleux quelque soit la taille sont similaires en composition avec le reste de la série. Les blocs sont déplacés, seulement un peu, les uns par rapport aux autres. Il est possible de les raccorder à la manière d'un puzzle. Cette brèche est le résultat de la mise en solution (dissolution) d'une épaisse série d'évaporites et la seule évidence de la présence de cette série est la présence de cette brèche qui résulte de l'effondrement des sédiments sus-jacents.

Les structures sédimentaires biologiques: les traces de fossiles

A. Ichnologie [*ichnology*]

L'étude des **traces fossiles** (y inclus les empreintes de pas de dinosaures) correspond à la compréhension des déformations des sédiments liés à l'activité de la faune et aux structures sédimentaires biologiques préservées.

Les traces fossiles sont l'enregistrement de processus et d'évènements qui se produisent *in situ* au cours ou juste après le dépôt du sédiment. Aucun organisme fossile n'est préservé, ce sont des organismes au corps mou.

B. Classification des traces fossiles

Trois approches sont utilisées:

- **Les aspects morphologiques (l'approche taxonomique)**
Définition du genre ichnologique sur base morphologique et de l'espèce qui reflète la taille, et les variations mineures du comportement ou de préservation de la forme de base [*ichnogenus et ichnospecies*]
- **Les aspects de préservation** permettent de décrire la morphologie sous l'angle sédimentologique. Cette approche permet d'expliquer en terme du comportement de l'animal et de déduire les influences post-dépôt et de diagenèse.
La morphologie se décline selon plusieurs modes: une forme simple, plusieurs formes simples répétées pour former un assemblage, un chemin (sillon laissé au cours de la locomotion), une forme radiale symétrique développée sur un plan, un tunnel produit par un fouisseur à la recherche de nourriture, un terrier en forme de U ...
- **Les aspects environnementaux**

C. Le concept d'ichnofacies

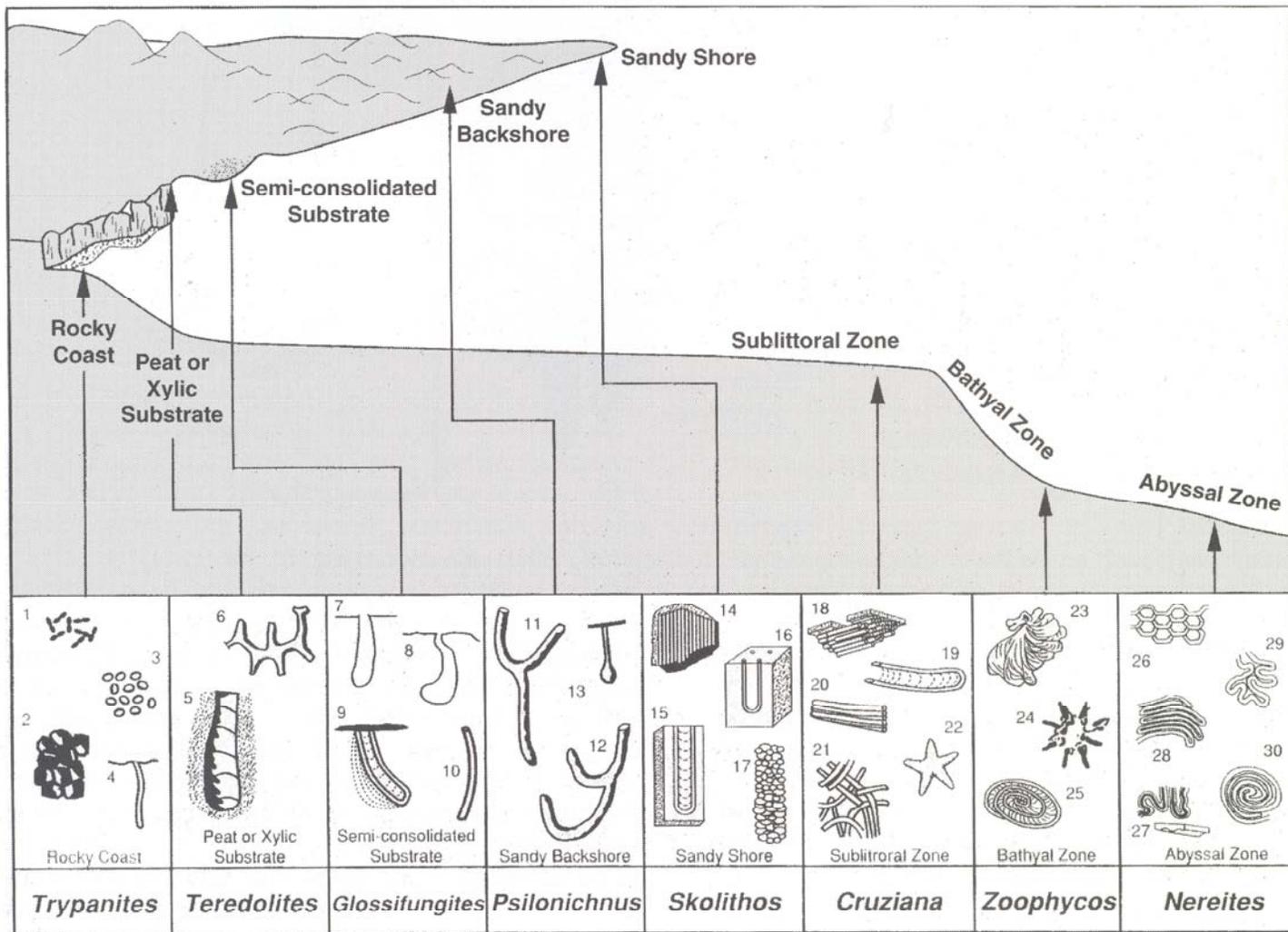
La recherche en traces fossiles peut permettre de grouper des ichnofossiles caractéristiques en ichnofaciès. Ce concept développé par Adolf Seilacher dans les années 50-60 se base sur un fait:

-> les paramètres qui contrôlent la distribution des organismes qui laissent des traces changent progressivement avec une augmentation de la profondeur d'eau.

Ce concept d'ichnofaciès reste valable aujourd'hui dans les reconstructions paléoenvironnementales mais la paléobathymétrie n'est qu'un aspect du concept plus moderne des ichnofaciès.

9 ichnofaciès types sont reconnus dont 8 sont nommés à partir d'un ichnogenre représentatif (*l'ichnofaciès continental* et les 8 ichnofaciès *Trypanites*, *Teredolites*, *Glossifungites*, *Psilonichnus*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos*, *Nereites*).

Ces associations de traces fossiles reflètent des adaptations des organismes qui font des traces à de nombreux facteurs environnementaux comme la consistance du substrat, la fourniture de nourriture, l'énergie hydrodynamique, la salinité, le niveau d'oxygène.



Distribution of Common Marine Ichnofacies

Typical trace fossils include: 1) *Caulostrepsis*; 2) *Entobia*; 3) echinoid borings; 4) *Trypanites*; 5) *Teredolites*; 6) *Thalassinoides*; 7, 8) *Gastrochaenolites* or related genera; 9) *Diplocraterion* (*Glossifungites*); 10) *Skolithos*; 11,12) *Psilonichnus*; 13) *Macanopsis*; 14) *Skolithos*; 15) *Diplocraterion*; 16) *Arenicolites*; 17) *Ophiomorpha*; 18) *Phycodes*; 19) *Rhizocorallium*; 20) *Teichichnus*; 21) *Planolites*; 22) *Asteriacites*; 23) *Zoophycos*; 24) *Lorenzina*; 25) *Zoophycos*; 26) *Paleodictyon*; 27) *Taphrhelminthopsis*; 28) *Helminthoida*; 29) *Cosmorhaphe*; 30) *Spirorhaphe*.

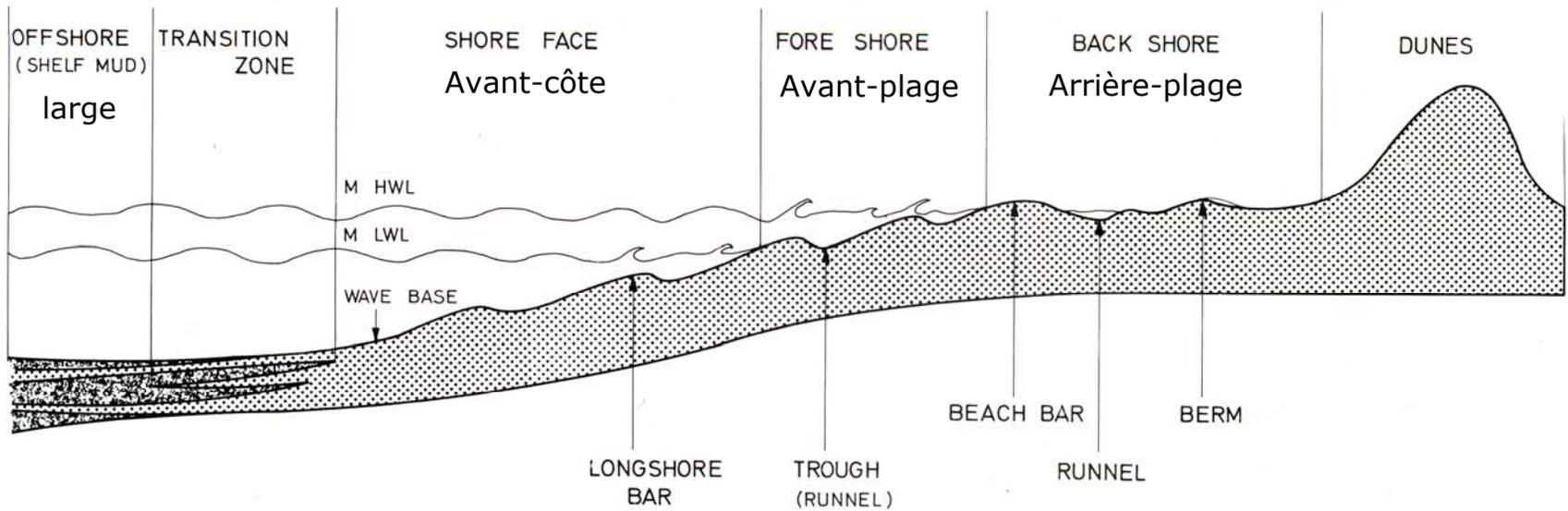
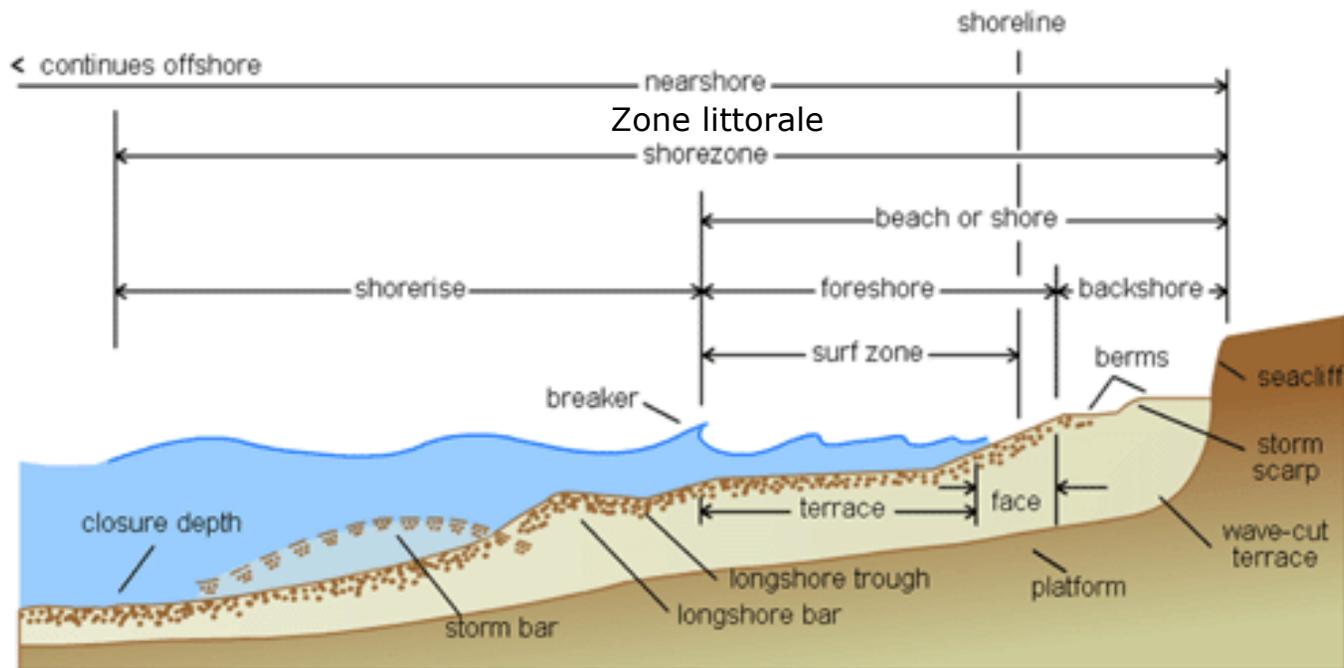
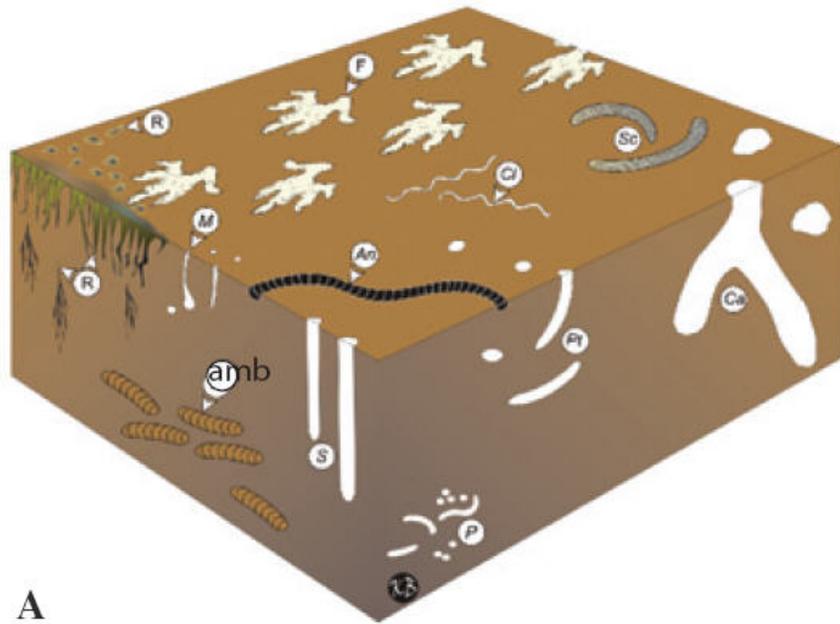


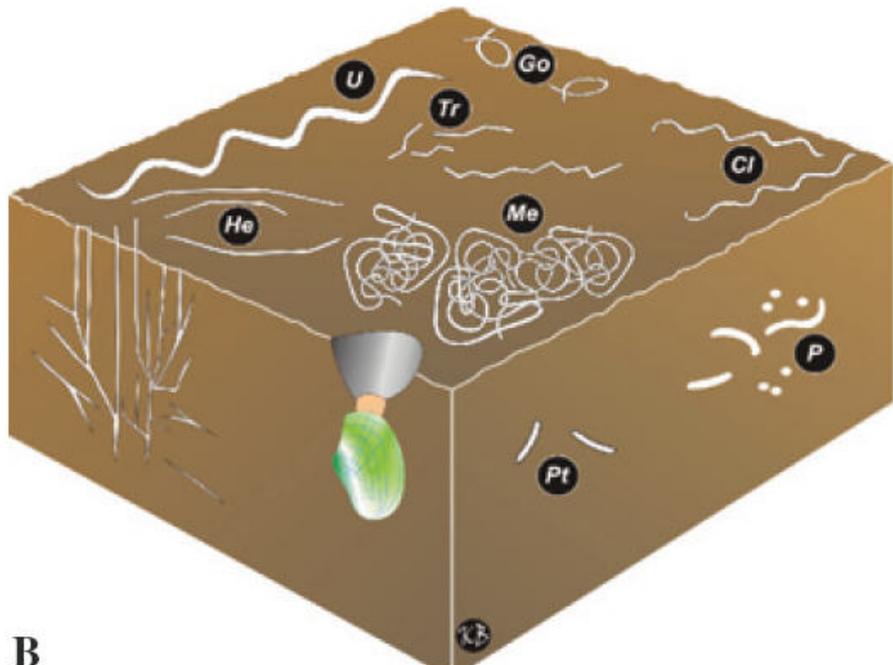
Fig. 410 Schematic representation of the terminology of the various geomorphic units of a beach profile. Various geomorphic features of a beach as well as transition to shelf mud are shown. The terminology is mainly based on EMERY (1960a)



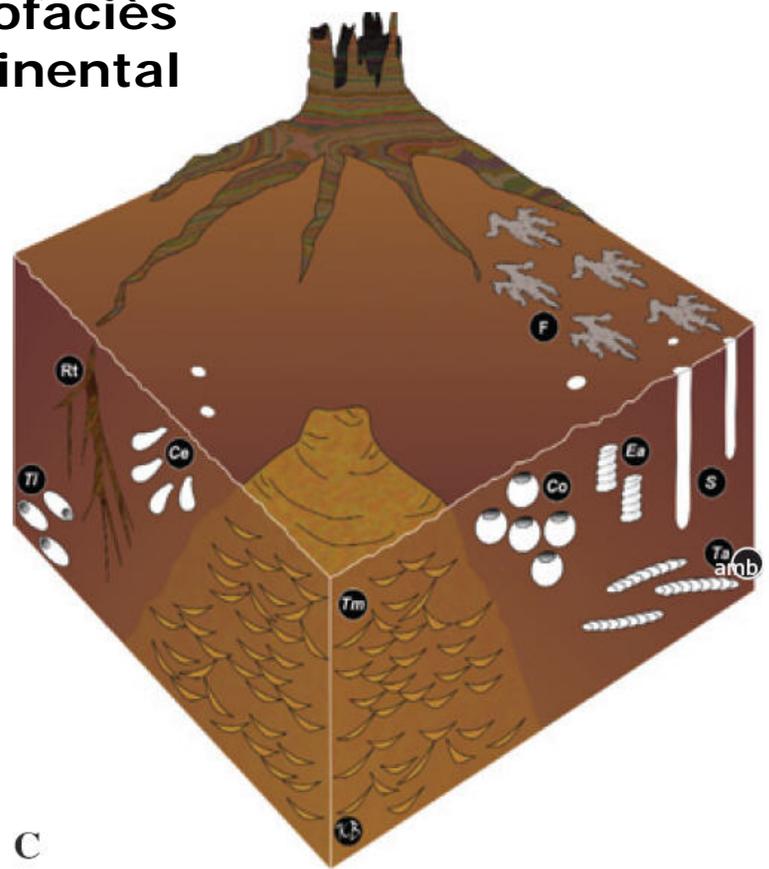
ichnofaciès Continental



A



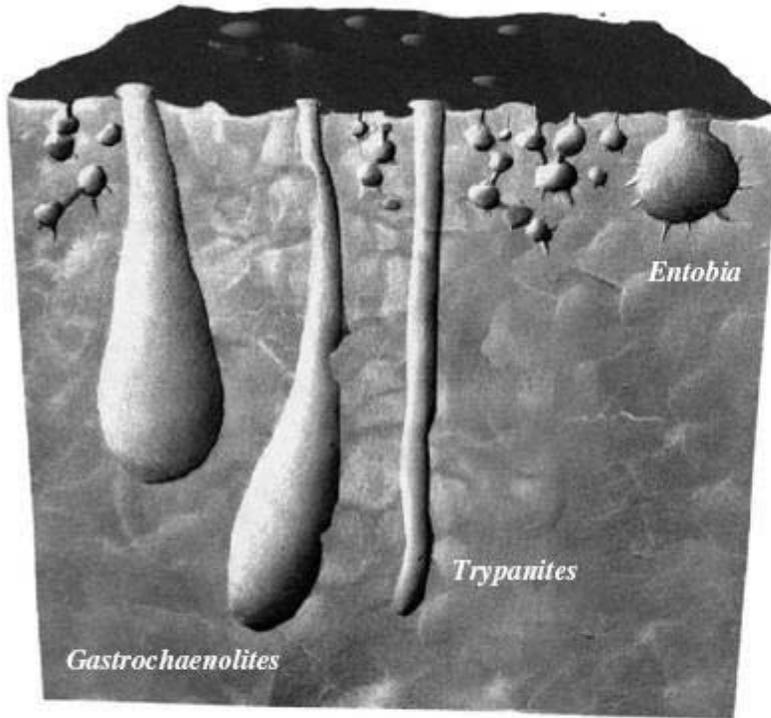
B



C

FIGURE 4.2 Schematic block diagrams of continental ichnofacies. (A) Diagram of the *Scoyenia* Ichnofacies. Traces include *Ancorichnus* (An), adhesive meniscate burrows (amb), *Camborygma* (Ca), *Cochlichnus* (Cl), tetrapod footprints (F), *Macanopsis* (M), *Palaeophycus tubularis* (Pt), *Planolites* (P), rhizolites (R), *Scoyenia* (Sc), and *Skolithos* (S). (B) Diagram of the *Mermia* Ichnofacies. Traces include bivalve dwellings, *Cochlichnus* (Cl), *Gordia* (Go), *Helminthoidichnites* (He), *Mermia* (Me), *Planolites* (P), *Treptichnus* (Tr), *Palaeophycus tubularis* (Pt), and *Undiclina* (U). (C) Diagram of the *Coprinisphaera* Ichnofacies. Traces include *Celliforma* (Ce), *Coprinisphaera* (Co), *Eatonichnus* (Ea), footprints (F), roots (Rt), *Skolithos* (S), adhesive meniscate burrows (amb), *Teisseirei* (Ti), and *Termitichnus* (Tm). (D) Scratch-marked expression of *Scoyenia* (Sc), with meniscate visible in the right-hand example, Triassic Tarkastad Subgroup, Karoo Basin, South Africa. (E) Adhesive meniscate burrows (amb), Lower Cretaceous Mannville, Group, Alberta, Canada. (F) Modern *Undiclina* (U), formed by the pectoral fins of fish, and tetrapod footprints (F) in mud, Australia. (G) *Gordia* (Go), Upper Permian Balfour Formation, Karoo Basin, South Africa. (H) *Termitichnus* (Tm), Pleistocene of the Karoo Basin, South Africa. Photo (D) courtesy of Dr. Fiona J. Evans.

ichnofaciès Trypanites



A



B



C

ichnofaciès Trypanites

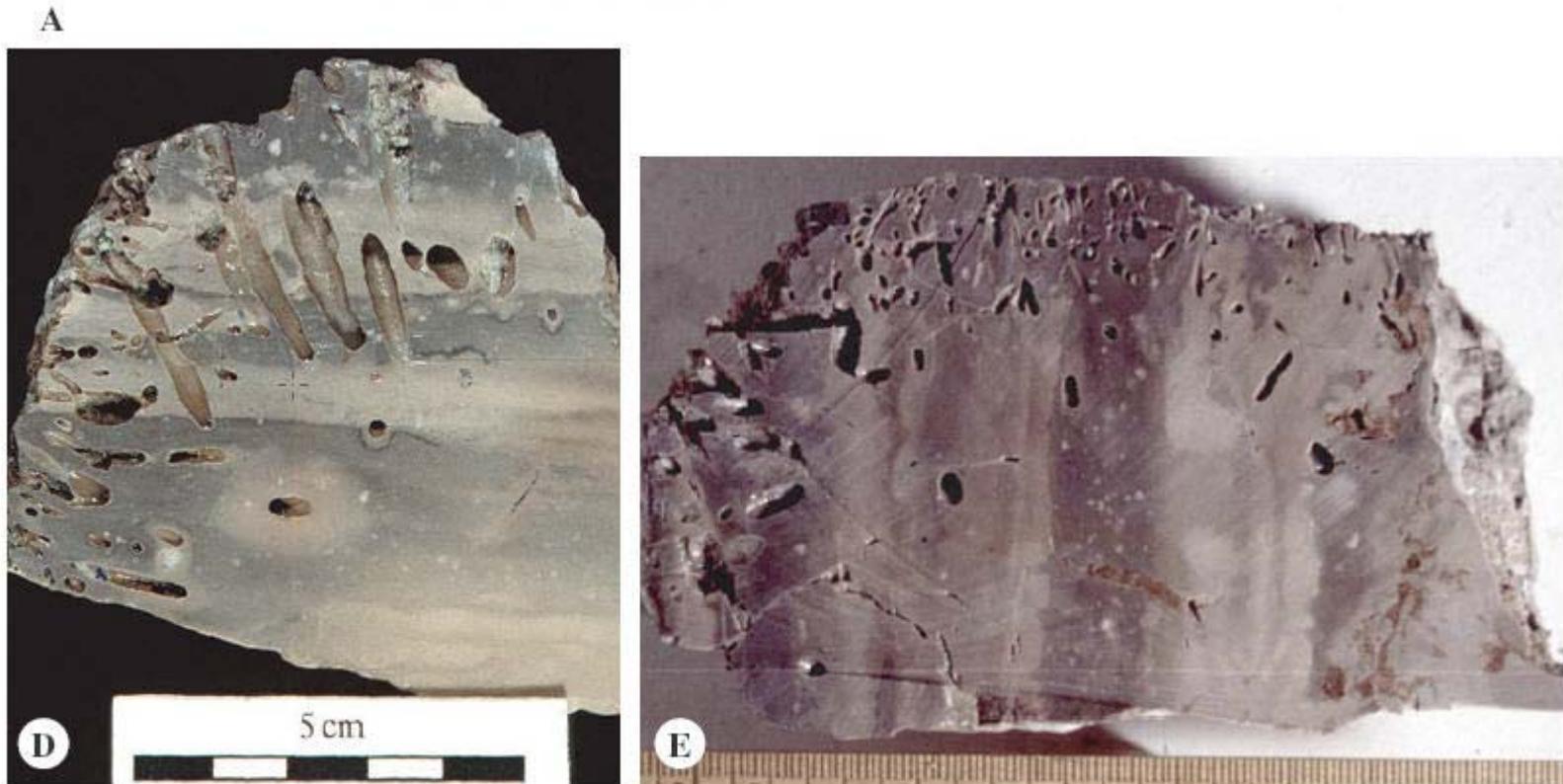


FIGURE 4.10 The *Trypanites* Ichnofacies. (A) Diagram of the *Trypanites* Ichnofacies (artwork by Tom Saunders). (B) *Entobia* in carbonate, Oligocene–Miocene Bluff Formation, Grand Cayman Island. (C) *Gastrochaneolites* with *in situ* bivalves (*Zirfaea pilsbyri*), excavated into Triassic sandstones along the margin of the Bay of Fundy, Economy, Nova Scotia. (D),(E) *Trypanites* excavated into carbonate hardground, marking the Silurian–Devonian disconformity, southern Ontario.

ichnofaciès Teredolites

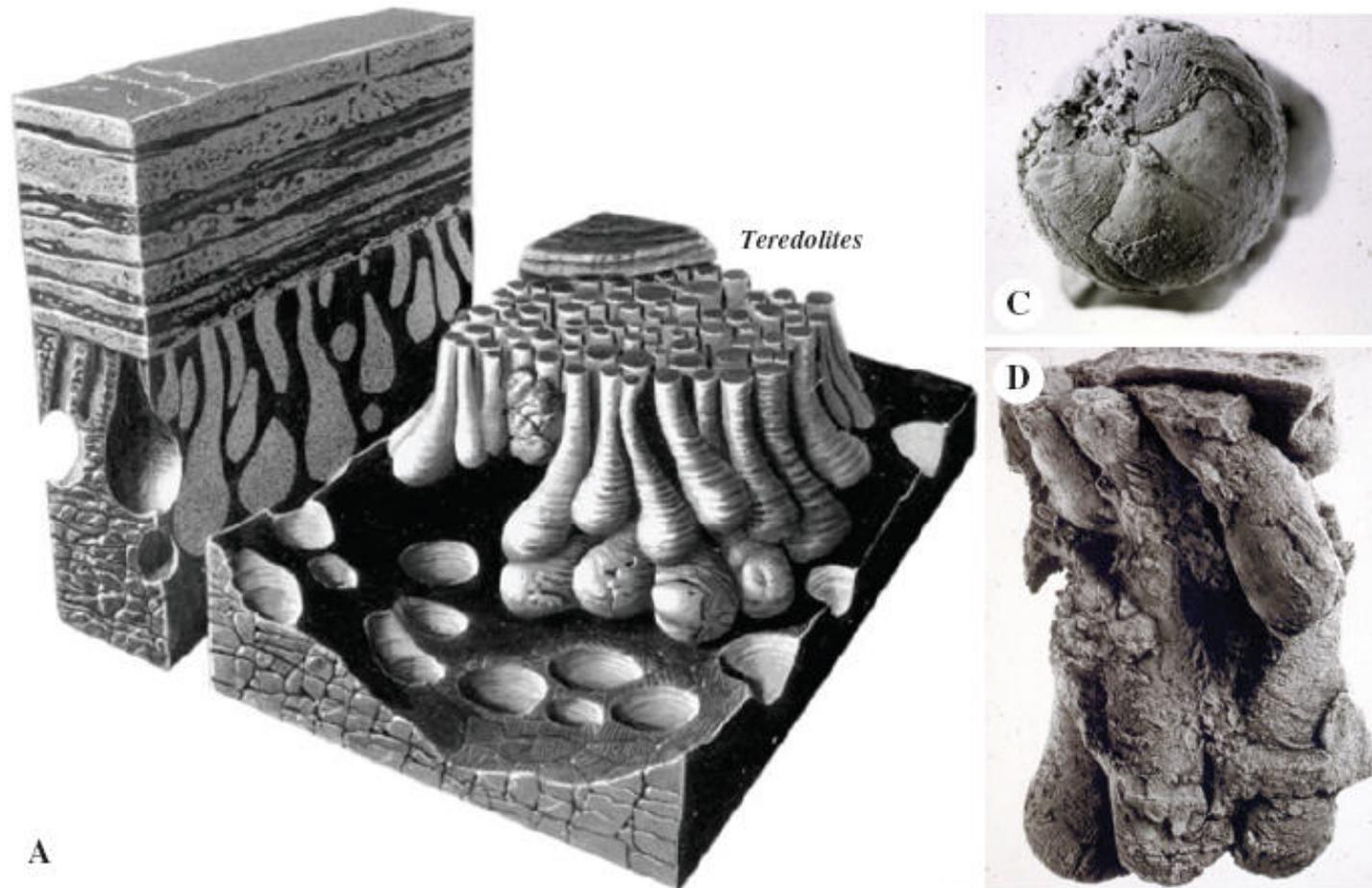
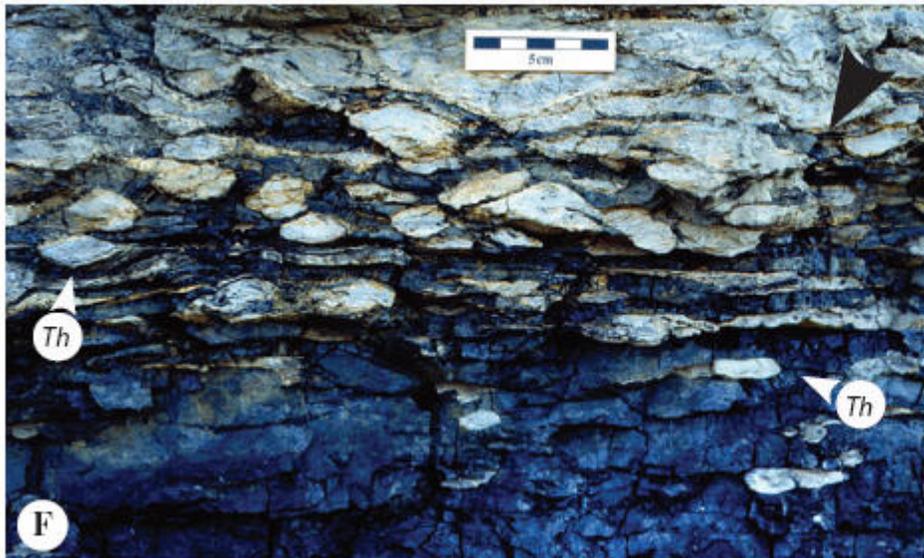


FIGURE 4.9 The *Teredolites* Ichnofacies. (A) Diagram of the *Teredolites* Ichnofacies (artwork by Tom Saunders). (B) *Teredolites clavatus* (white arrow) in peat horizon, truncated by mud-filled channel (black arrow), Upper Cretaceous Horseshoe Canyon Formation, Drumheller. (C) The wood-boring bivalve *Martesia* sp. at the base of the *Teredolites clavatus* depicted in (B) and (D). (D) *Teredolites clavatus* from the horizon depicted in (B) and (C). (E) Siderite-cemented *Teredolites clavatus*, Upper Cretaceous Horseshoe Canyon Formation, Drumheller. (F) Woodground *Thalassinoides* (*Th*), at the base of a tidal channel excavated into coal, Upper Cretaceous Ferron Sandstone, Utah. (G) *Teredolites* (arrows) excavated into lignitic coal, Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Alberta.

ichnofaciès Teredolites



ichnofaciès Glossifungites



A



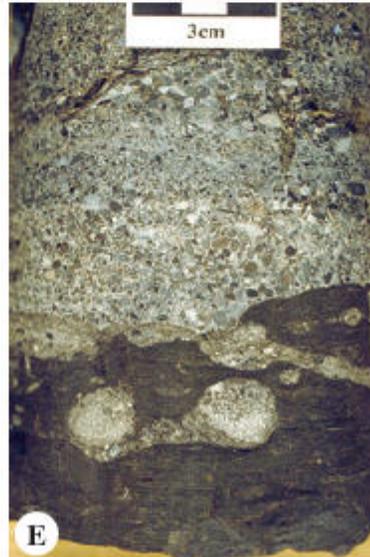
B



C



D



E



F

ichnofaciès Glossifungites

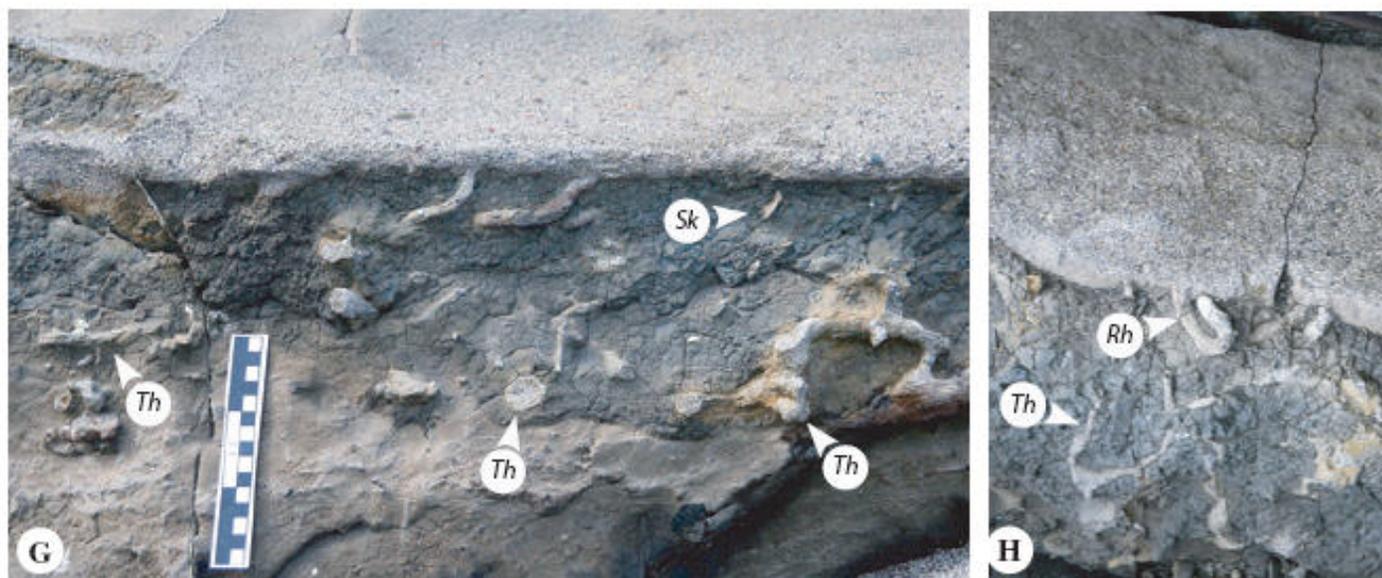


FIGURE 4.8 The *Glossifungites* Ichnofacies. (A) Diagram of the *Glossifungites* Ichnofacies. Firmground ichnogenera include *Skolithos* (S), *Gastrochaenolites* (G), *Arenicolites* (A), *Diplocraterion* (D), *Psilonichnus* (Ps), *Conichnus* (C), *Bergaueria* (B), *Palaeophycus* (P), *Taenidium* (Ta), *Rhizocorallium* (Rh), *Thalassinoides* (Th), *Chondrites* (Ch), and *Zoophycos* (Z). (B) Firmground *Skolithos* cross-cutting offshore mudstone and subtending from an amalgamated sequence boundary and flooding surface, Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta. (C) Firmground *Arenicolites* filled with coarse-grained sandstone, associated with a transgressive surface of erosion, Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta. (D) Firmground *Thalassinoides* subtending from an incised valley complex, Upper Cretaceous Dunvegan Formation, Alberta. (E) Firmground *Rhizocorallium* subtending from the base of an estuarine incised valley complex, Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta. (F) Firmground *Diplocraterion* associated with a transgressive surface of erosion, Jurassic Gravelburg Formation, Saskatchewan. (G) Submarine canyon margin with a firmground suite of *Thalassinoides* (Th), and *Skolithos* (Sk), lower Miocene Nihotupu and Tirikohua formations, Northland, New Zealand. (H) Firmground *Rhizocorallium* (Rh) and *Thalassinoides* (Th) demarcating the same discontinuity as shown in (G).

ichnofaciès Psilonichnus

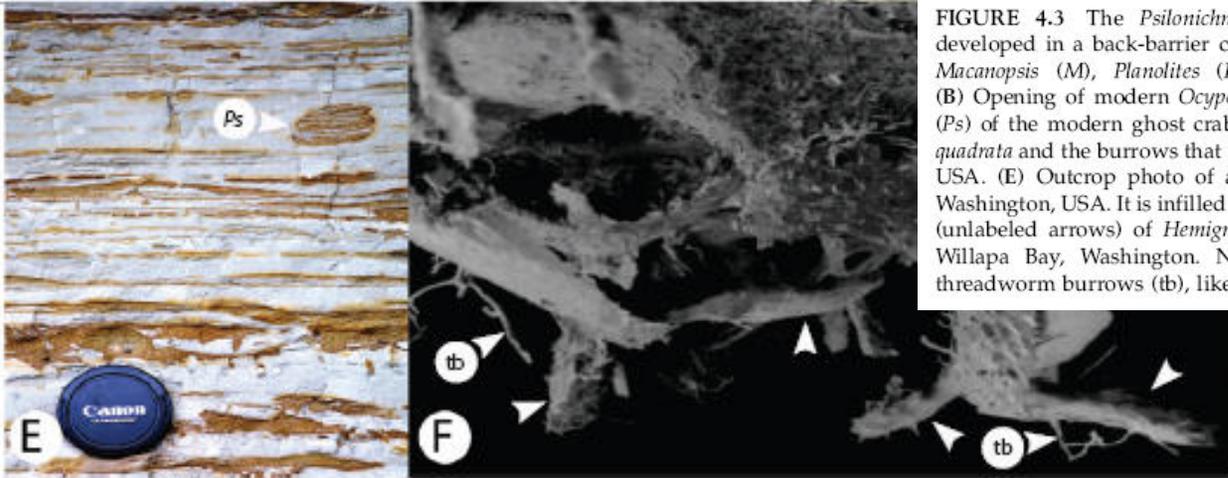
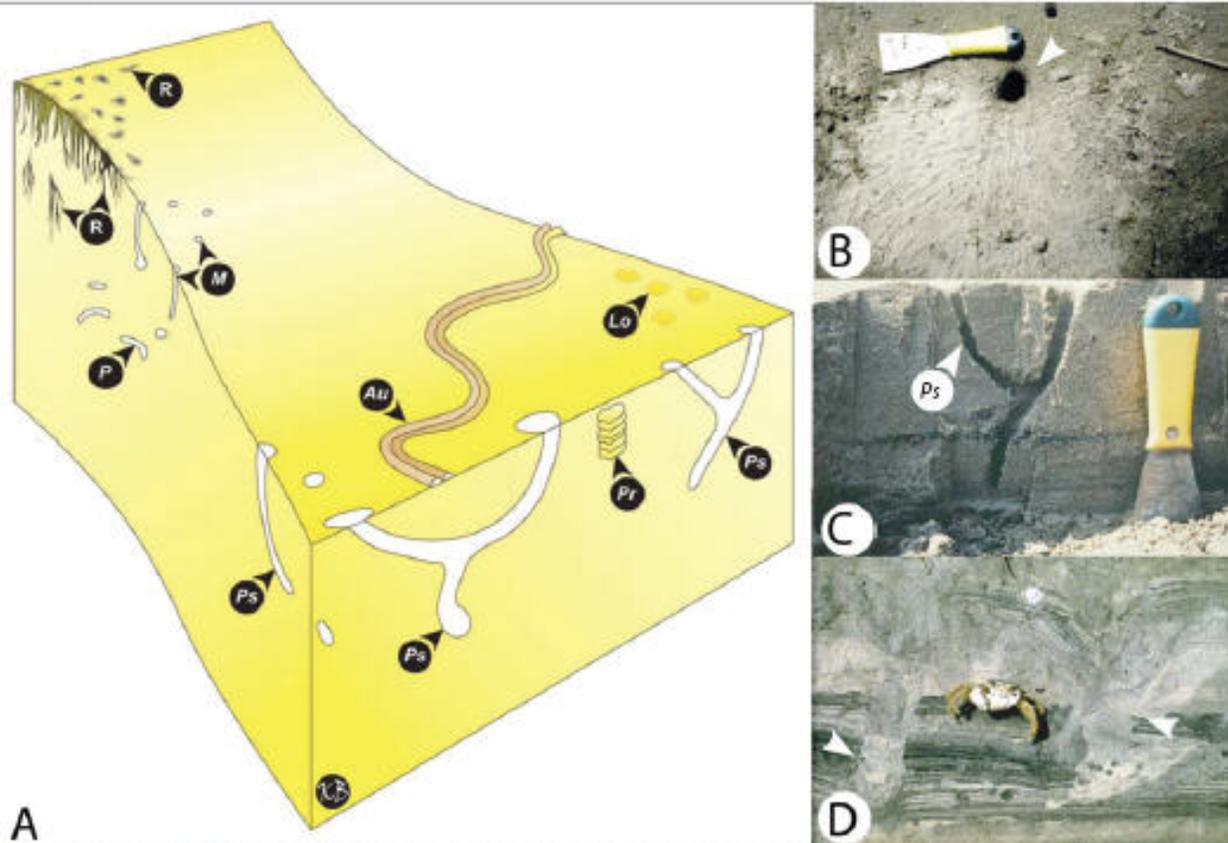
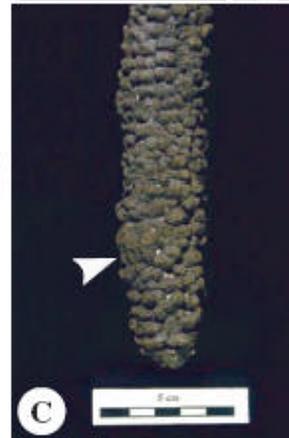
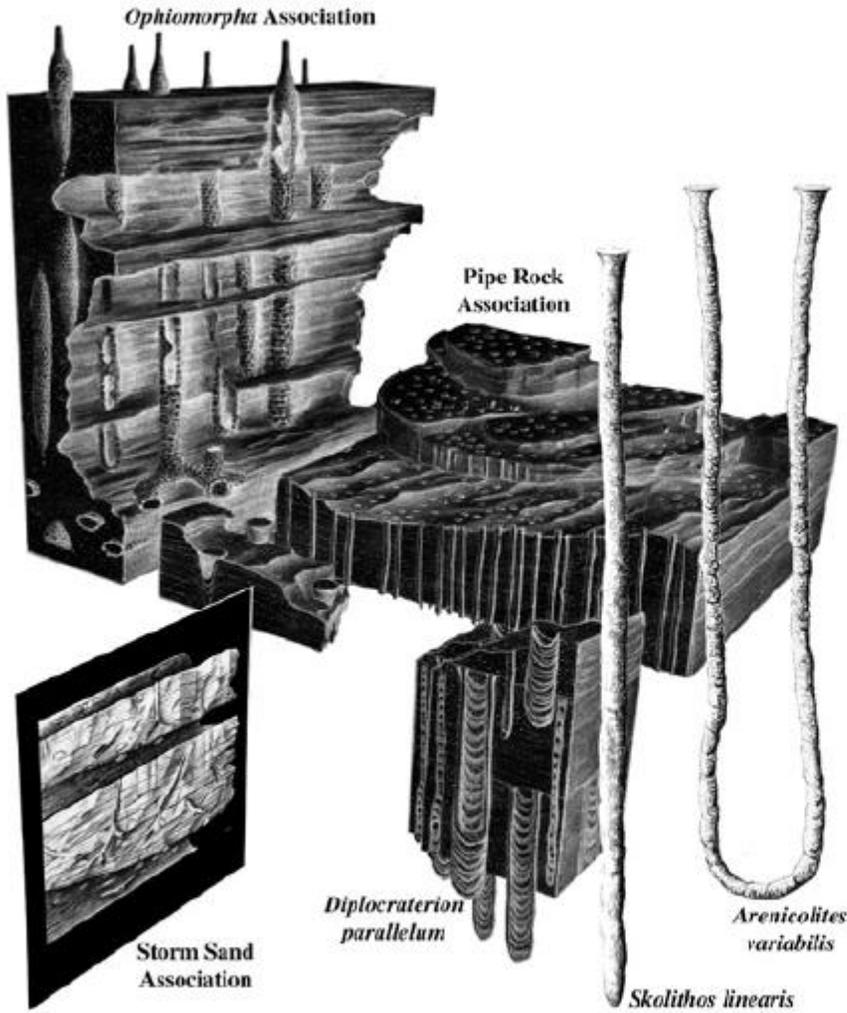


FIGURE 4.3 The *Psilonichnus* Ichnofacies. (A) Diagram of the *Psilonichnus* Ichnofacies developed in a back-barrier coastal dune setting. Traces include *Aulichmites* (*Au*), *Lockeia* (*Lo*), *Macanopsis* (*M*), *Planolites* (*P*), *Protovirgularia* (*Pr*), *Psilonichnus* (*Ps*), and rhizolites (*R*). (B) Opening of modern *Ocyropa quadrata* in the backshore (arrow). (C) Y-shaped *Psilonichnus* (*Ps*) of the modern ghost crab in the backshore of Sapelo Island, Georgia, USA. (D) *Ocyropa quadrata* and the burrows that it makes (arrows) in the backshore, St. Catherines Island, Georgia, USA. (E) Outcrop photo of an inferred *Psilonichnus* (*Ps*), Pleistocene outcrop, Willapa Bay, Washington, USA. It is infilled with rhythmic (passive) laminations. (F) Resin cast of the burrows (unlabeled arrows) of *Hemigrapsus oregonensis* (shore crab) from the middle intertidal zone, Willapa Bay, Washington. Notable are the chelae impressions and (locally) commensal threadworm burrows (*tb*), likely of the capitellid polychaete *Heteromastus*.

ichnofaciès Skolithos



ichnofaciès Skolithos

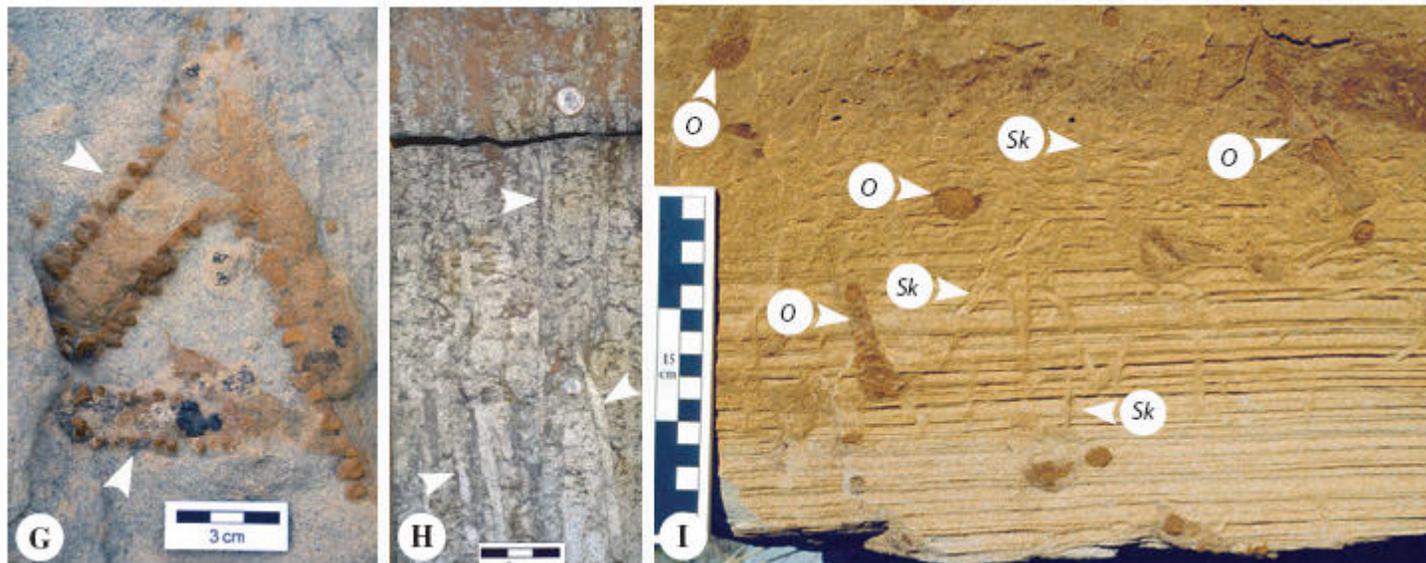
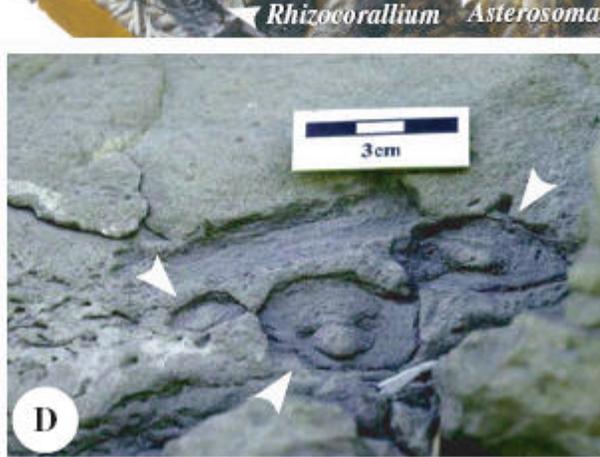
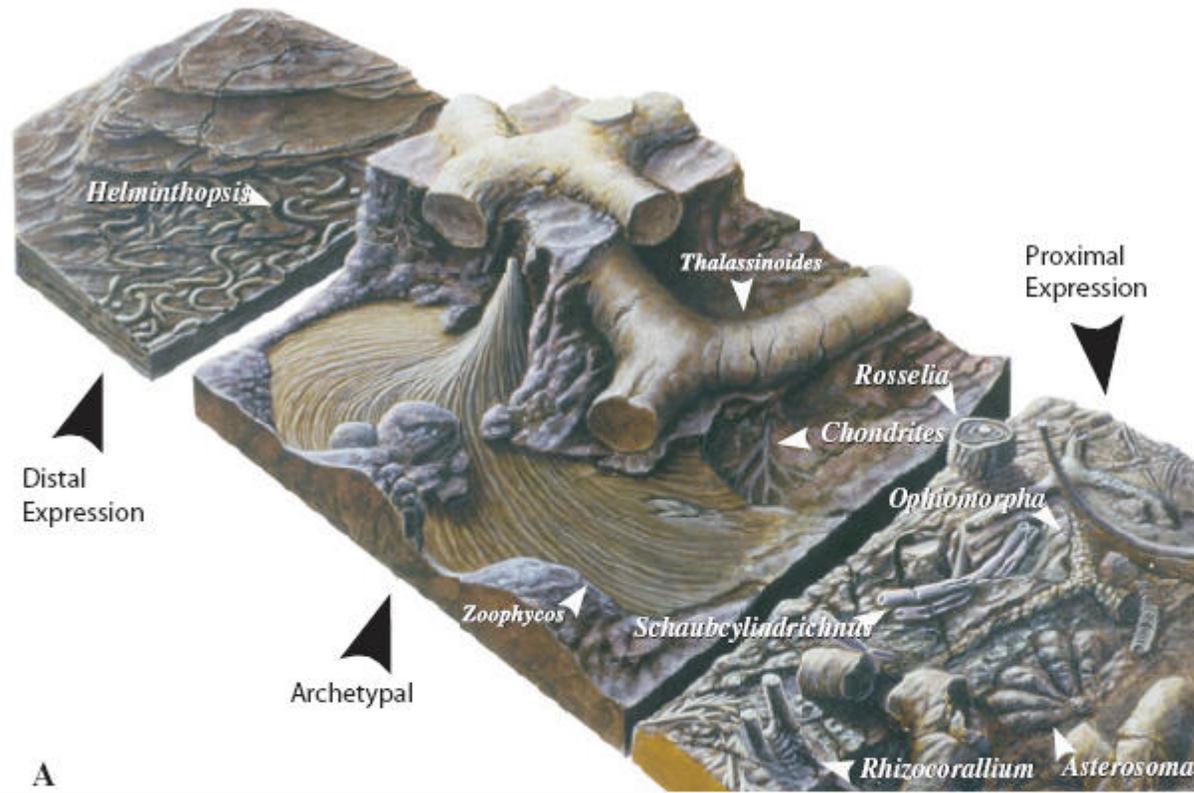


FIGURE 4.4 The *Skolithos* Ichnofacies. (A) Schematic block diagrams of the *Skolithos* Ichnofacies (artwork by Tom Saunders). (B) Sandstone with *Arenicolites* (arrow), Upper Cretaceous Horseshoe Canyon Formation, Alberta. (C) Siderite-cemented *Ophiomorpha borneensis* (arrow) from the Upper Cretaceous Appaloosa Sandstone, Drumheller, Alberta. (D) Vertically stacked (re-equilibrated), siderite-cemented *Rosselia socialis* (arrow), Upper Cretaceous Appaloosa Sandstone, Drumheller, Alberta. *Rosselia* is a common ichnogenus associated with the *Skolithos* Ichnofacies in storm-dominated successions, though it is a facies-crossing element of the *Cruziana* Ichnofacies. (E) *Conichnus conicus* (upper arrow) with associated escape/collapse structure (lower arrow) in upper shoreface deposits of the Upper Cretaceous Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah. (F) *Conichnus conicus* (arrow) from upper shoreface deposits of the Upper Cretaceous Appaloosa Sandstone, Drumheller, Alberta. (G) *Ophiomorpha nodosa* (arrow) with siderite-cemented pelleted margins, from the proximal lower shoreface deposits of the Upper Cretaceous Sego Sandstone, Utah. (H) Abundant *Diplocraterion habichi* (arrows), Middle Jurassic Fensfjord Formation, Northern North Sea, Norway. (I) Thick tempestitute of the middle shoreface, with *Ophiomorpha nodosa* (O) and unlined *Skolithos linearis* (Sk), Upper Cretaceous Appaloosa Sandstone, Drumheller, Alberta.

ichnofaciès Cruziana



ichnofaciès Cruziana

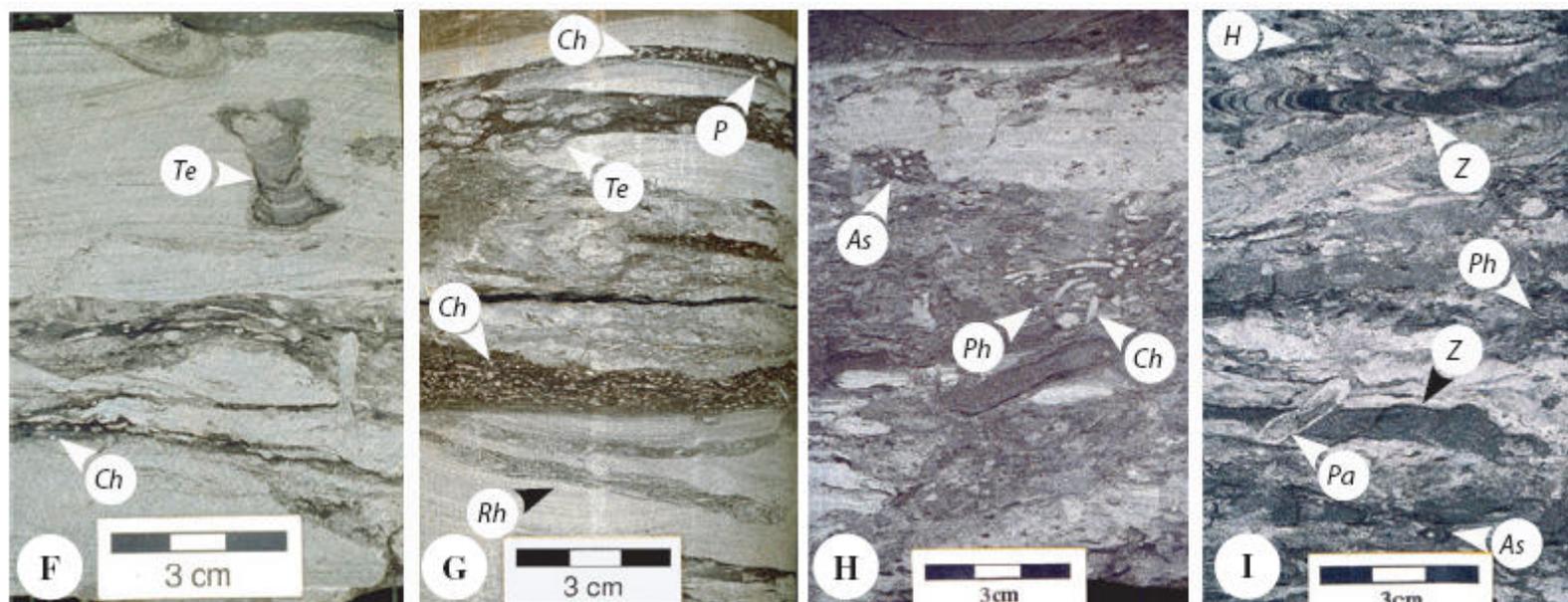
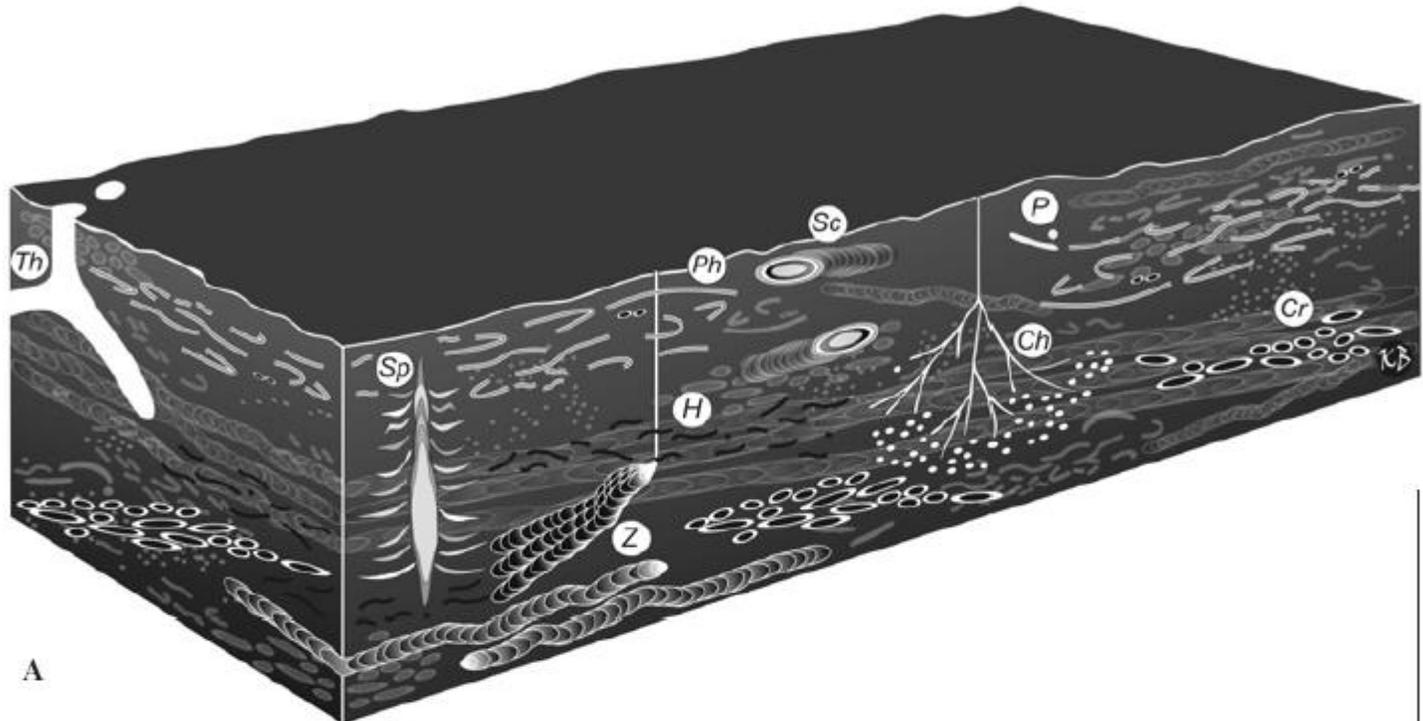
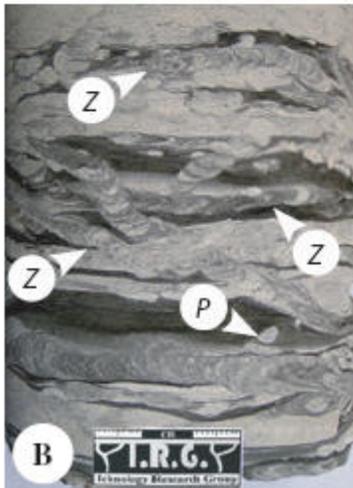


FIGURE 4.5 The *Cruziana* Ichnofacies. (A) Diagram of the *Cruziana* Ichnofacies showing the archetypal as well as distal and proximal expressions (artwork by Tom Saunders). (B) Siderite-cemented *Rosselia socialis* (arrow), Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta. (C) Complete *Asterosoma* (arrow) exposed on bedding plane of outcrop, Upper Cretaceous Cardium Formation, Alberta. (D) *Asterosoma* lobes (arrows) in outcrop, Upper Cretaceous Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah. (E) Silicified *Thalassinoides* (arrow) showing Y-shaped branch, Mississippian Mount Head Formation, Mount Greenock, Jasper, Alberta. (F) Storm-bedded upper offshore deposits, with *Teichichnus* (*Te*) and *Chondrites* (*Ch*), Upper Cretaceous Cardium Formation, Alberta. (G) Heterolithic distal delta front deposits, with dense *Chondrites* (*Ch*), small *Teichichnus* (*Te*), *Planolites* (*P*), and *Rhizocorallium* (*Rh*), Lower Cretaceous Bow Island Formation, Alberta. (H) Upper offshore deposits with *Asterosoma* (*As*) (reburrowed with *Chondrites*), *Phycosiphon* (*Ph*), and robust *Chondrites* (*Ch*), Upper Cretaceous Cardium Formation, Alberta. (I) Upper offshore deposits with *Helminthopsis* (*H*), *Zoophycos* (*Z*), *Phycosiphon* (*Ph*), *Palaeophycus* (*Pa*), and *Asterosoma* (*As*), Upper Cretaceous Cardium Formation, Alberta.

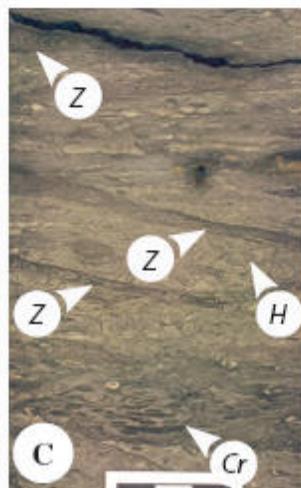
ichnofaciès Zoophycos



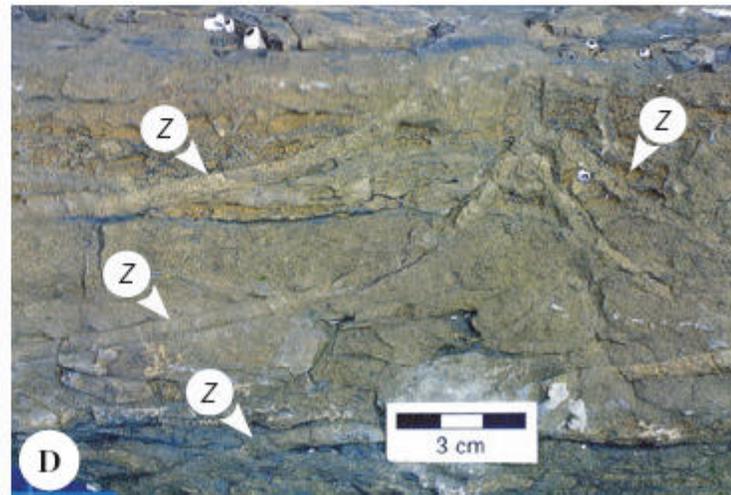
A



B



C



D

ichnofaciès Zoophycos

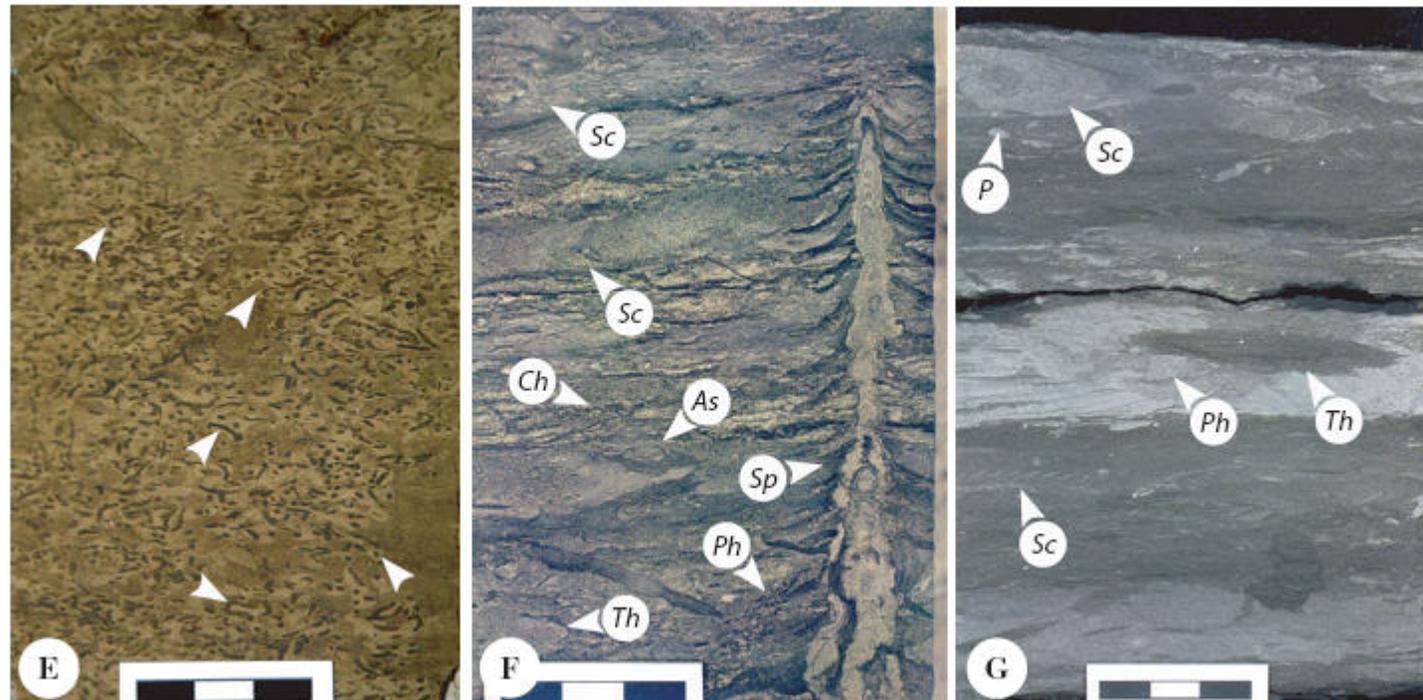


FIGURE 4.6 The *Zoophycos* Ichnofacies. (A) Diagram of the *Zoophycos* Ichnofacies. Traces include *Chondrites* (Ch), *Cosmorhapse* (Cr), *Phycosiphon* (Ph), *Planolites* (P), *Scolicia* (Sc), *Spirophyton* (Sp), *Thalassinoides* (Th), and *Zoophycos* (Z). (B) Abundant *Zoophycos* (Z) and *Planolites* (P), Upper Cretaceous Doe Creek Formation, Alberta. (C) *Zoophycos* (Z), *Helminthopsis* (H), and *Cosmorhapse* (Cr) in shelf deposits, Upper Cretaceous, Northern North Sea, Norway. (D) *Zoophycos* (Z) structure from slope deposits of the Upper Cretaceous Cedar District Formation, British Columbia. (E) Abundant *Phycosiphon* (arrows) in a shelf diatomite, Miocene Monterey Formation, San Joaquin Basin, California. (F) *Scolicia* (Sc), *Spirophyton* (Sp), *Chondrites* (Ch), *Phycosiphon* (Ph), *Thalassinoides* (Th), and diminutive *Asterosoma* (As) in shelf deposits of the Upper Cretaceous Northern North Sea, Norway. (G) *Scolicia* (Sc), *Planolites* (P), *Phycosiphon* (Ph), and *Thalassinoides* (Th) from shelf deposits of the Upper Cretaceous San Miguel Formation, Texas.

ichnofaciès Nereites

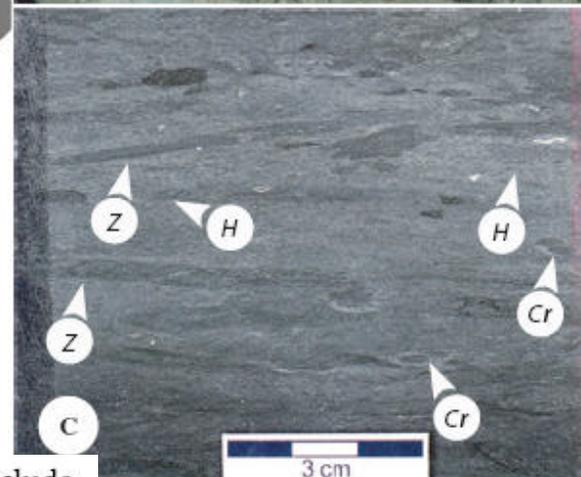
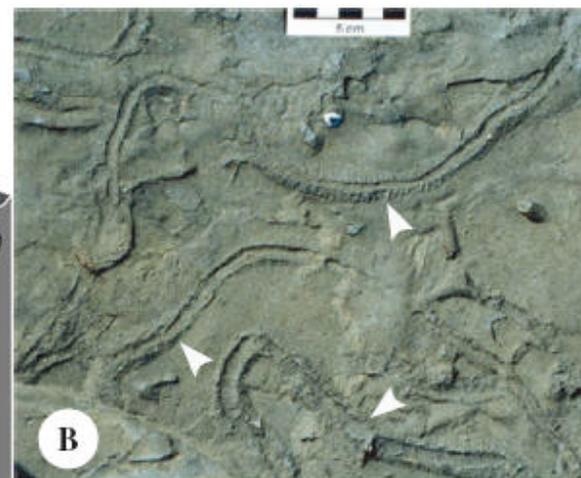
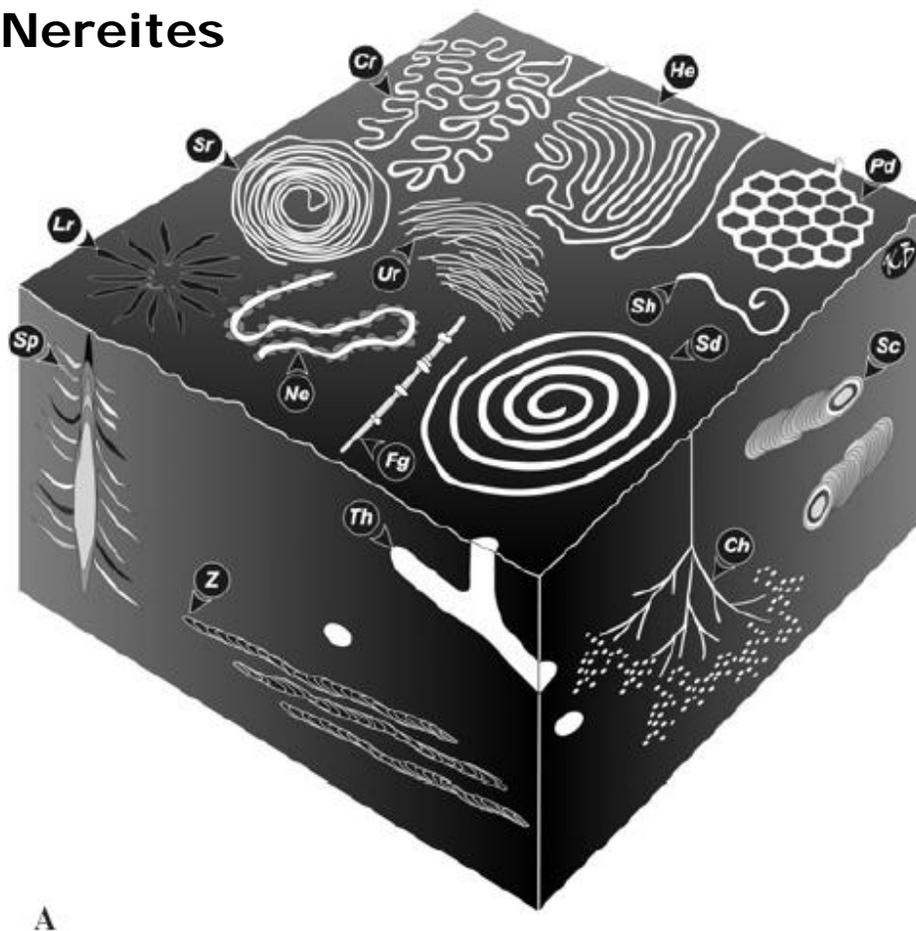
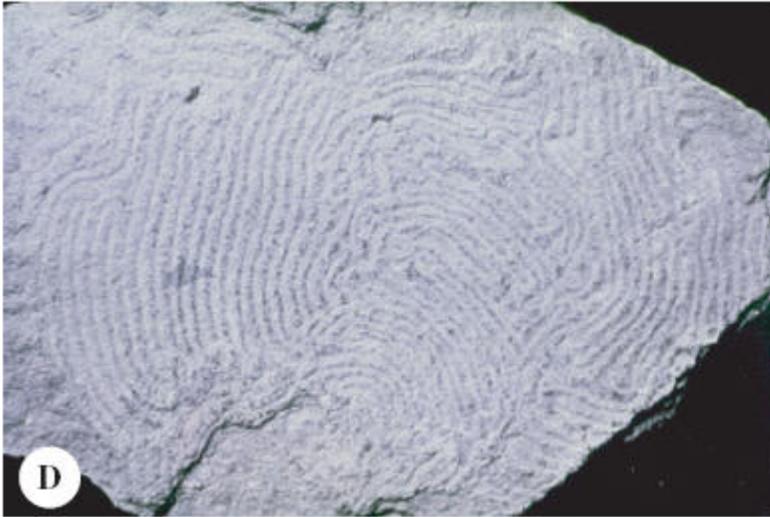


FIGURE 4.7 The *Nereites* Ichnofacies. (A) Diagram of the *Nereites* Ichnofacies. Traces include *Chondrites* (Ch), *Cosmorhaphes* (Cr), *Fustiglyphus* (Fg), *Helminthorhaphes* (He), *Lorenzina* (Lr), *Nereites* (Ne), *Paleodictyon* (Pd), *Planolites*, *Scolicia* (Sc), *Spirodesmos* (Sd), *Spirophycus* (Sh), *Spirophyton* (Sp), *Spirorhaphes* (Sr), *Thalassinoides* (Th), *Urohelminthoida* (Ur), and *Zoophycos* (Z). (B) Bedding plane of *Scolicia* (arrows), Upper Cretaceous Nanaimo Group, British Columbia. (C) Thin, muddy *Zoophycos* (Z), with *Helminthopsis* (H), and *Cosmorhaphes* (Cr), Upper Cretaceous, North Slope of Alaska. (D) Bedding plane entirely covered with *Nereites*, Eocene Zumaya Flysch, Spain. (E) Bedding plane with abundant *Nereites*, Eocene, Austria. (F) *Paleodictyon* cast on the sole of a thin turbidite bed, Eocene Zumaya Flysch, Spain. (G) *Spirorhaphes* cast on the sole of a thin turbidite bed, Eocene, Austria.

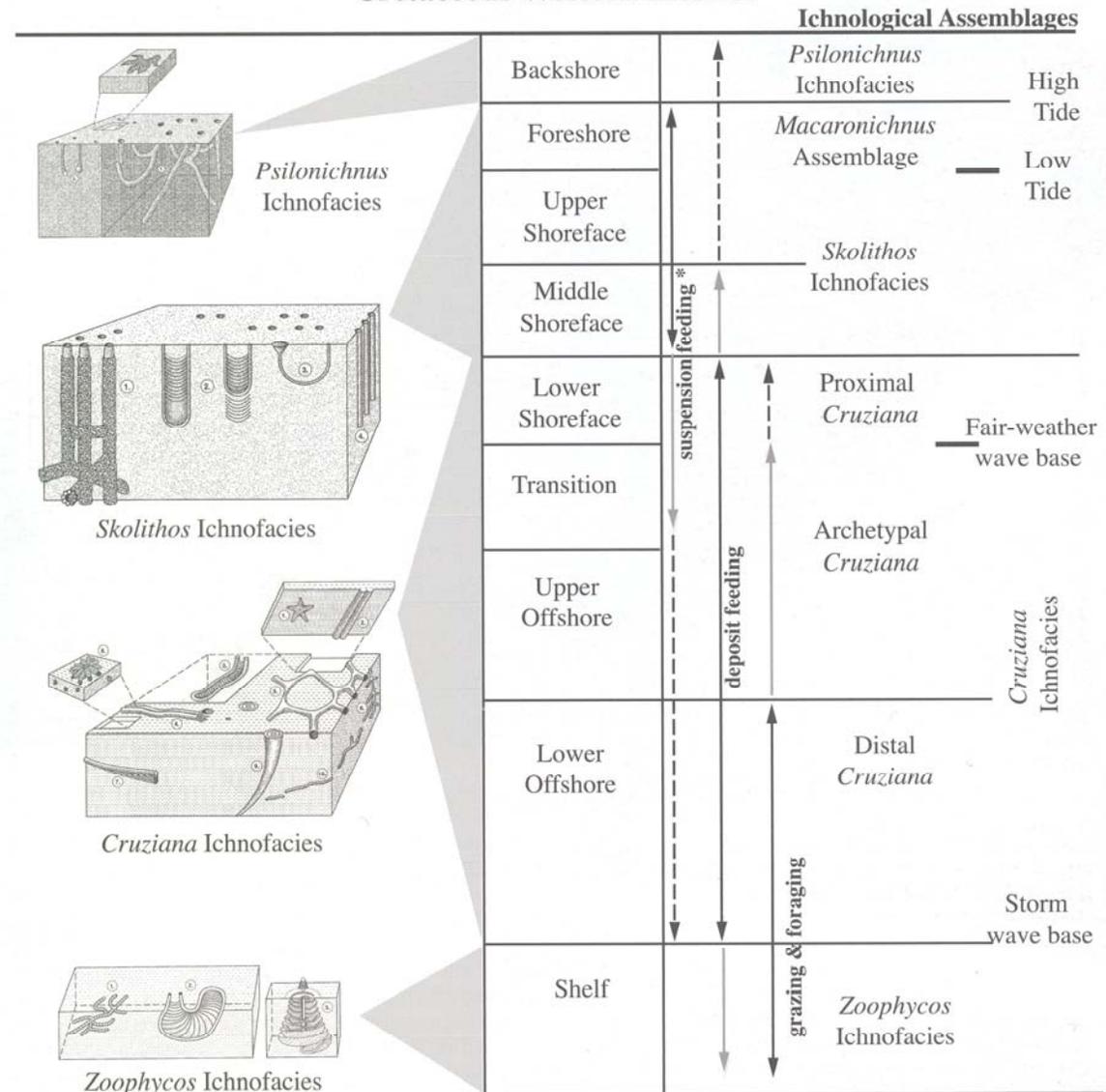
ichnofaciès Nereites



Shoreface Model

Cretaceous Western Interior

Modèle montrant la distribution des assemblages ichnologiques et des ichnofaciès sur base d'exemples du Crétacé d'Amérique du Nord (modifié d'après Pemberton et al., 1992)



Dominant Processes ← → Dominant Behaviors
 Subordinate Processes ← → Subordinate Behaviors
 Minor Processes ← - - - Minor Behaviors

Une synthèse sur les ichnofaciès comprenant l'identification des organismes, structures sédimentaires associées et milieu de dépôt typique:

Ichnofaciès continental subdivisé en trois termes:

Scoyenia Ichnofacies

Il contient des traces de pas de Vertébrés, des coprolites. La diversité des Invertébrés (les Arthropodes) est relativement faible mais le nombre de traces peut être très élevé.

Sédiment argileux à sableux humide pour des sites de faible énergie (dépôt lacustre ou fluvial) partiellement émergé avec végétation semi-aquatique présente. Des figures de dessiccation et des impressions de gouttes de pluies sont présentes.

Environnements de dépôt typique: zones alluviales de lac, plaines d'inondation, lac éphémère, mares ou étangs, interdunes humides.

Mermia Ichnofacies

Rares traces de locomotion. La diversité est modérée à faible. On y retrouve les annélides, les arthropodes, les nématodes, les bivalves, les gastéropodes et des poissons. Présence de nombreux terriers à partir du Secondaire alors que le Paléozoïque se caractérise par de nombreuses pistes.

Sédiment finement grenu, peu cohésif, en milieu oxygéné de faible énergie. Taux de sédimentation faible, avec des dépôts épisodiques. Figures à laminations planes parallèles, rides à laminations entrecroisées, granuloclassement normal, traces d'outils et flutes, déformations plastiques de sédiments.

Environnements de dépôt typique: lacs profonds et peu profonds, fjords

Coprinisphaera Ichnofacies

Les traces proviennent de différents Vertébrés (mammifères), d'arthropodes, d'annélides et de plantes. La diversité ichnologique est modérée à forte.

Boue cohésive, sédiment silteux et sableux, dans des zones terrestres de faible énergie. La végétation associée est variable depuis des forêts humides aux paysages ouverts. Structures à laminations parallèles, surfaces d'érosion, paléosols, concrétions.

Environnements de dépôt typique: plaines alluviales avec des paléosols (mature à immature), barres fluviales abandonnées, plaine côtière.

Psilonichnus Ichnofacies

Petits puits verticaux à terriers irréguliers de forme J, Y ou U habité par un animal. Mattes algaires, traces de Vertébrés et coprolithes. Structures liées aux crabes dans les sédiments post-Crétacé.

Zone supralittorale, en milieu marin ou éolien à énergie faible à modérée. Sable à laminations entrecroisées bien classé, sable mal classé à sable argileux.

Environnements de dépôt typique: côtier, dunes et zones d'arrière-plage, étendues supratidales.

Skolithos Ichnofacies

Diversité est faible, terriers abondants verticaux, cylindriques ou en forme de U habité. Structures liées aux Vertébrés présentes localement, spécialement dans les environnements intertidaux de faible énergie. Les animaux sont des suspensivores.

Environnements littoraux à énergie modérée à relativement forte associés à des sédiments bien classés parfois argileux soumis à l'érosion ou au dépôt.

Environnements de dépôt typique: Avant-plage et shoreface, deltas tidaux, point bars en milieu d'estuaire.

Cruziana Ichnofacies

Traces abondantes de reptation au Paléozoïque, terriers inclinés en U. Diversité et abondance assez élevées. Les animaux sont des suspensivores.

Environnements marins peu profonds, depuis la zone d'action des vagues vers des milieux plus calme en offshore. Energie modérée à faible. Silts et sables bien classés ainsi que des sables et des argiles interstratifiés. Fortement bioturbé à sédimentation rapide.

Environnements de dépôt typique: baies, estuaires, lagons, marais tidaux, plate-formes côtières.

Zoophycos ichnofacies

Diversité très faible, mais les structures sont très abondantes. Tous les animaux sont des mangeurs de dépôts.

Environnements circalittoral à bathyal, marins profonds avec des conditions d'eau calme, lagons avec des argiles ou des sables argileux, riches en matière organique mais en milieu appauvri en oxygène. Milieux profonds pas soumis à l'influence de courants de turbidités ou de courants de fond.

Nereites Ichnofacies

Nombreuses traces de reptation/bROUTAGE, structures habitées. Les animaux sont des mangeurs de dépôts ou des fouilleurs d'ordures (nécrophages). Diversité et abondance sont élevées.

Environnement abyssal à bathyal (fond océanique entre 200 et 2000 m de profondeur), eaux oxygénées mais calmes, interrompues par des courants de fond ou de turbidités (turbidites avec séquence complète de Bouma), boues pélagiques.

Glossifungites Ichnofacies

Terriers verticaux, cylindriques, en U et terriers densément ramifiés et habités. Espèces de milieux intertidaux (crabes) qui quittent les terriers pour se nourrir. Diversité très faible.

Se développent sur des surfaces ou des substrats solides mais pas encore lithifiés, sur des substrats micritiques ou siliciclastiques résistants à l'érosion en milieu d'énergie élevée.

Teredolites Ichnofacies

Réseau dense d'excavations de forme allongée, parfois déformée. Les parois des perforations sont ornementées (anneaux du bois).

Substrats résistants correspondant à des dépôts de tourbes, des pavements d'arbres couchés qui apparaissent dans l'enregistrement sédimentaire comme du charbon ou de la lignite.

Figures communes dans les environnements de delta, d'estuaires ou d'arrières barres.

Trypanites Ichnofacies

Système anastomosés de perforations (éponges, bryozoaires) ou de terriers orientés perpendiculairement par rapport à la surface. Diversité faible à modérée.

Communs sur des surfaces indurées en zone littorale (hardground, beachrock), sur les récifs, sur les couches formées par accumulation d'organismes comme des bone beds ou des coquilles (lumachelles).