

50376
1991
210



67994

50376
1991
210

n° d'ordre 692

THESE

présentée à

**L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DE LILLE FLANDRES-ARTOIS**

pour obtenir le titre de

DOCTEUR de L'UNIVERSITE EN GEOSCIENCE

par

Irfan CIBAJ

**SEDIMENTOLOGIE ET STRATIGRAPHIE
SEQUENTIELLE DANS LES FORMATIONS
EMSIENNES D'ARDENNE MERIDIONALE**

Soutenue le 14 Février 1991 devant la commission d'examen

Président **H. CHAMLEY**

Rapporteurs **F. MEILLIEZ
J. THOREZ**

Examineurs **G. ALLEN
F. GUILLOCHEAU
J.L. MANSY**

Il m'est agréable de commencer ce mémoire par quelques lignes de remerciements. Je me sens confus car je me suis laissé prendre par le temps ; pourvu que personne ne soit oubliée : la mémoire est ingrate quand les difficultés sont surmontées...

Je remercie Monsieur le Professeur J.L. Mansy de m'avoir proposé ce sujet et d'avoir suivi de près l'achèvement de cette étude.

Je suis reconnaissant à Monsieur le Professeur H. Chamley pour l'intérêt particulier qu'il m'a accordé et pour ses nombreux encouragements.

J'exprime mes remerciements à Monsieur le Professeur F. Thiébault pour son aide attentive.

J'exprime ma gratitude au CROUS de Lille et particulièrement au service étranger de cet organisme qui n'a pas seulement financé mes études, mais a rendu aussi très agréable ce long séjour en France.

C'est par une journée pluvieuse d'octobre 1987, que cette étude a débuté, et nombreuses sont les personnes habitant dans les Ardennes qui m'ont apporté leurs concours anonymes sur le terrain. Plusieurs d'entre elles sont devenues mes amies. Merci.

Dès avant mon arrivée en France, Monsieur J.J. Fleury fut mon parrain scientifique. Nous avons vécu ensemble un rêve scientifique pendant une courte durée (à peine quelques mois) et "nous préparions une avenue montant vers l'arc de triomphe de la connaissance " quand tout s'est effondré. Ce fut un malheur que nous avons mal vécu. Si je suis resté préparer la thèse à Lille c'est bien grâce à lui. Seul un homme au grand coeur comme lui pouvait comprendre ce que être envoyé dans un pays étranger (sans connaître la langue), sur ordre de son propre gouvernement, puis s'y retrouver seul et abandonné par ce même gouvernement, voulait dire. Son amitié, et sa présence étaient d'un grand réconfort pour moi ; la réalisation de cette thèse lui doit beaucoup. Je le prie ainsi que Madame Fleury de trouver ici toute ma reconnaissance et mon respect.

Quand j'ai vu pour la première fois Monsieur le Professeur J.Thorez, je lui ai dit que je ne parvenais pas à reconnaître un grain de quartz d'un autre, il m'a répondu : "c'est simple, ce n'est pas du chinois". Après deux heures d'explications je suis sorti avec la certitude d'être devenu un spécialiste en la matière. Après chaque rencontre avec lui, j'ai eu ce même sentiment . Avec une rapidité extraordinaire il sait dégager les faits les plus importants d'un tas de données que l'on a eu devant les yeux pendant des mois. C'est cette ouverture d'esprit et cette confiance qu'il inculque à ses collaborateurs que j'estime le plus en lui. Qu'il soit gratifié de ma profonde reconnaissance.

François Guillocheau est toujours passionné par les recherches effectuées sur le Dévonien. Cette thèse a commencé à prendre forme après notre première rencontre, malheureusement tardive, au deuxième Congrès de Sédimentologie à Paris en Novembre 1989. A son emploi du temps très chargé, j'ai pu voler quelques moments, sur le terrain ou ailleurs : c'était de vrais moments de bonheur sédimentologique. Avec lui, je "montais les vitesses par trois" et je ne suis pas le seul à avoir senti cet effet d'accélérateur. Merci François.

Mademoiselle D. Brice a montré un intérêt particulier pour cette étude. Elle a fait les déterminations des fossiles. Je la remercie profondément.

Je remercie F. Meilliez pour les encouragements qu'il m'a donné au cours de nos nombreuses discussions. J. Terry a été d'une grande aide dans l'étude des lames minces au microscope. A. Blicck a été, dès le début, très intéressé par cette étude dans le Dévonien inférieur et il m'a beaucoup encouragé.

Madame Hanton a été d'un grand support moral. Elle a su me reconforter dans les moments de désolation et partager mes instants de joie. Sans elle le labo ne serait pas vraiment notre labo. Qu'elle soit assurée de toute mon amitié.

Mes collègues du laboratoire ont leur part dans cette étude. François Guillot s'intéresse à tout et donc cette thèse n'a pu échapper à sa fusillade avec la façon caractéristique qu'il a de tout remettre en cause et de tout renverser. Olivier Goffette rationnel et toujours serviable pour un "truc" sur l'ordinateur ou pour un petit conseil, m'a fait profiter de sa grande culture. Anne Huyghe avec son calme, équilibre bien notre équipe. Quand elle donne un coup de main, son charme est également présent.

Mes amis de G.E.O.L. (Géologie-Exploration-Observation-Loisir) m'ont été d'un grand soutien moral pendant les moments difficiles. Ils m'ont appris "sur le tas" la langue (avec toutes ses astuces) et la civilisation françaises. Je les remercie tous.

Remy Martin, ses parents et toute la famille Martin m'ont toujours considéré comme l'enfant de leur famille. Ils me connaissent déjà très bien. Ils savent que je les aime.

Pierre Dorn a eu beaucoup de patience en réponse à mes demandes "tordues" pour scier des gros blocs de cailloux. Jean Carpentier m'a initié en photographie amateur. Il a réalisé toutes les photos de ce mémoire ; leur qualité n'a pas besoin de commentaire. Madame Bocquet avec toute sa gentillesse a habillé tous les dessins de ce mémoire avec les explications nécessaires. Philippe Récourt était toujours présent au bon moment, que ce soit pour préparer les pâtes d'argile, pour remettre en route un ordinateur "cramé", pour faire une mise en page sur ordinateur ou pour réparer la moto ou le vélo. Monsieur Ballenghien était toujours serviable pour tous les besoins d'ordre technique. Madame Brebion était toujours prête à rendre service dans la minute qui suit. Je les remercie tous vivement.

Bernadette Tessier m'a fait profiter de toute son expérience en matière d'interprétation des milieux de sédimentation et en matière de rédaction. Je lui suis reconnaissant. Je remercie aussi J.N. Proust pour les quelques moments qu'il a pu me consacrer.

Enfin, je remercie les membres du jury MM. H. Chamley, F. Meilliez, J. Thorez, G. Allen, F. Guillocheau et J.L. Mansy de bien vouloir accepter de juger cette étude.

*A la mémoire de mon Père
A ma Mère*

ABSTRACT

Sedimentological and sequential analyses of "Grès de Vireux" and "Schistes de Chooz" Formations outcropping in south Ardenne give way to the paleogeographical and architectural reconstructions of deposits.

The paleodepth estimation is figured out by the facies studies ; sequential analyses results in splitting of the series to thinner and thinner units corresponding to smaller and smaller time units.

The fine sedimentological analyses of facies made possible the characterization of different sedimentary environments. The paleogeographical section begins with storm deposits in offshore position. It goes on with shoreface and foreshore deposits, embayment environment and finishes with an alluvial plain. The thickness and the stacking pattern of marine deposits characterize a low energy coast.

The sequential framework is constituted of five hierarchical genetic orders. They are grouped in three divisions : high resolution sequences, parasequences and seismic-scale sequences.

The HIGH RESOLUTION SEQUENCES comprise two types of sequences :

the *very-high-frequency sequences* (THF, 20 Ka) which result from a cyclic variation of the sea-level, probably of eustatic origin ;

the *high-frequency sequences* (HF, 100 Ka). as well resulting from a cyclic variation of the sea-level, probably of eustatic origin.

The 100 Ka duration is related with orbital terrestrial excentricity and the 20 Ka duration is related with orbital terrestrial precession (Milankovitch cycles).

The PARASEQUENCES (700-900 Ka) are the result of the tectono-eustatic sea-level changes.

The SEISMIC-SCALE SEQUENCES (duration more than million of years) are of two types :

the *medium frequency sequences* (MF, 1 -2 Ma) or third order sequences (*sensu* Vail et al., 1977) result from sea-level changes induced by tectonic movements. Two MF sequences are distinguished, one corresponding to the "Grès de Vireux" Formation and the other to the "Schistes de Chooz" Formation ;

the *low frequency sequence* (BF, more than 3 Ma) or second order sequence (*sensu* Vail et al., 1977), resulting as well from sea-level changes induced by tectonic movements. It corresponds to the entire studied section.

The "Grès de Vireux" evolution took place in aggradation-progradation processes and the "Schistes de Chooz" evolution took place in aggradation processes ; both Formations are comprised in a synsedimentary evolution of the marge.

.....cratons, their margins, and their interior basins "do not just lie there" passively waiting to be encroached upon by rising sea levels or laid bare to erosion as sea levels fall. Students and practitioners of sequence stratigraphy are, for better or worse, recorders and interpreters of tectonic evolution.

[...les cratons, leurs marges et leurs bassins intérieurs "ne restent pas à attendre" passivement les montées de la mer, ni les régressions qui les livrent à l'érosion. Chercheurs et praticiens de la stratigraphie séquentielle, pour le meilleur et pour le pire, enregistrent et interprètent l'évolution tectonique.]

L.L. Sloss

Forty years of sequence stratigraphy. Geological Society of America Bulletin, vol. 100, p. 1661-1665, November 1988.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

La stratigraphie séquentielle, ses concepts et ses méthodes ont été des outils stratigraphiques de terrain dès le début du siècle. Cependant, depuis les années 70 avec la publication du mémoire 26 de l'A.A.P.G. (Payton ed., 1977), on assiste à un afflux d'idées et de notions nouvelles sur l'application, par les chercheurs de l'industrie pétrolière, des études séquentielles dans les sections sismiques. Actuellement, après ce passage temporaire chez les géophysiciens, la stratigraphie séquentielle regagne sa place dans son domaine d'application d'origine : la géologie de terrain.

Les sédimentologues travaillent autant sur l'enregistrement et l'explication des faits de terrain que sur la modélisation des différentes situations géologiques ayant engendré les faits observés. Nombre de ces études concernent les bassins sédimentaires à structure tectonique simple que sont les bassins de plate-forme, comme le Bassin de Paris (Vail et al., 1987) ou les marges continentales passives, comme le "Western Interior" des Etats-Unis (Cross, 1988).

A la fin de 1987, MM. Mansy et Meilliez m'ont confié l'étude sédimentologique des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz. Il s'agissait d'abord de déterminer le pouvoir de résolution de la stratigraphie séquentielle dans le Dévonien inférieur de l'Ardenne, appartenant à un domaine de marge continentale où l'on commençait à détecter une activité tectonique synsédimentaire (Meilliez, 1989). Certes, il fallait faire la part de l'eustatisme et de la tectonique dans le message sédimentaire inscrit dans ces deux séries.

Jusqu'ici, la Formation des Grès de Vireux (Emsien inférieur) et la Formation des Schistes de Chooz (Emsien moyen) n'avaient fait l'objet d'aucune étude sédimentologique détaillée (étude qui reste d'ailleurs à faire pour une bonne part du Dévonien inférieur détritique de l'Ardenne). Les descriptions stratigraphiques soulignaient la monotonie des lithofaciès et la rareté des figures sédimentaires directement observables sur le terrain. Quant aux études biostratigraphiques, elles étaient consacrées à la simple description des faunes, sans analyse de leur contexte sédimentologique et paléogéographique (Asselbergs, 1946 ; Pilllet & Waterlot, 1982 ; Steemans, 1986). L'étude des faciès sédimentaires s'imposait donc pour tenter de reconstituer les conditions paléogéographiques de la sédimentation emsienne et améliorer la connaissance de l'évolution paléozoïque de l'Ardenne.

La complexité structurale de la région et les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas une étude à l'échelle du bassin. Le choix s'est porté sur une coupe à étudier en détail, et qui pourra servir de référence pour des travaux ultérieurs. La coupe, d'une épaisseur de 340 mètres, se situe sur le versant ouest du Mont Vireux à Vireux-Molhain. En allant du Sud vers le Nord, elle commence quelques mètres au-dessus de la base de la Formation des Grès de Vireux (épaisseur observable : 140 m) et se termine au sommet de la Formation des Schistes de Chooz (200 m). Les conditions d'affleurement sont relativement bonnes grâce à d'anciennes carrières. De plus, dans un contexte géologique régional assez tectonisé, cette coupe est exceptionnellement continue. Elle n'est affectée que par quelques petites failles à rejet métrique, et dont l'effet peut être négligé.

I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Située au Nord-Est du Bassin de Paris, entre la Manche et le Rhin, l'Ardenne est une région naturelle que se partagent quatre états : la France, la Belgique, le Luxembourg et l'Allemagne. Il s'agit d'un dôme formé de terrains paléozoïques, qui se prolonge vers l'Est par l'Eifel, le Hunsrück et la Sarre et qui rejoint le Massif Schisteux Rhénan (fig. 1). Au-delà de la Sambre, le Paléozoïque est masqué par la couverture méso-cénozoïque du Bassin de Paris au Sud, et de la Flandre à l'Ouest. Selon Héritier & Villemain (1971), l'Ardenne appartiendrait à un ensemble crustal, appelé le Bloc Ardennais, délimité par des discontinuités crustales majeures : le Graben du Rhin à l'Est et le système faillé de Bray Vittel au Sud. A l'Ouest le Bloc Ardennais plonge sous la mer (fig. 1).

La connaissance de la structure géologique profonde de l'Ardenne a été renouvelée à l'occasion des travaux des programmes ECORS-Nord de la France (Chamley, 1984, 1985 ; Raoult, 1986 ; Raoult & Meilliez, 1985, 1987 ; Meilliez, 1987 ; Meilliez & Raoult, 1987 ; Cazes *et al.*, 1985, 1986). Deux domaines sont distingués (fig. 2) : le Parautochtone Brabançon au Nord et l'Allochtone Ardennais au Sud. Ils sont séparés par une zone faillée appelée Chevauchement Frontal Ardennais (Meilliez, 1989 ; Meilliez & Mansy, 1990). La Faille du Midi représenterait le toit de cette zone faillée. Cette structure résulte de raccourcissements varisques d'âge Carbonifère supérieur.

Dans chacun des domaines distingués, une couverture sédimentaire dévono-carbonifère repose en discordance sur un substratum d'âge Paléozoïque inférieur, qui avait été plissé et faillé antérieurement (fig. 2) à la faveur du raccourcissement calédonien.

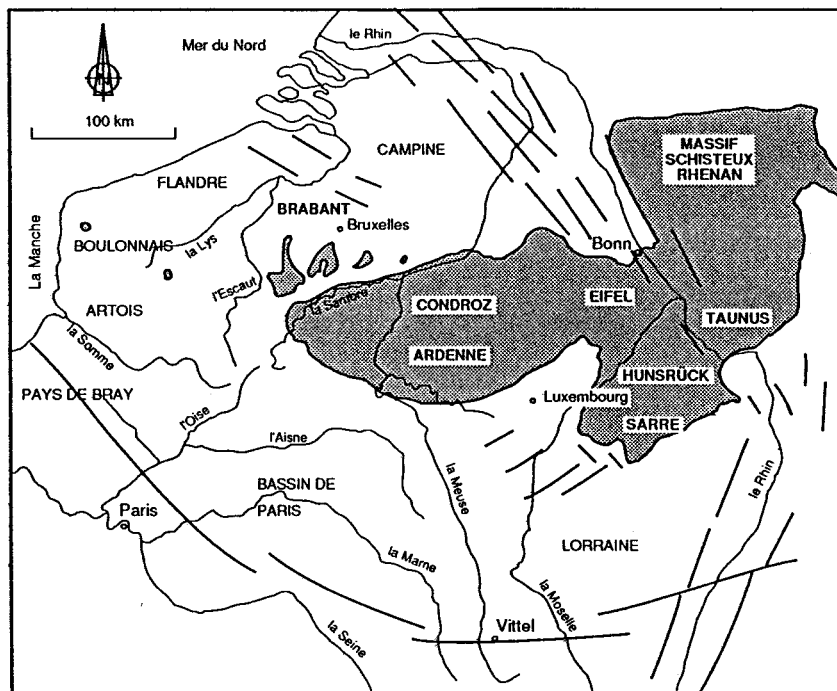


Fig. 1 - Unités physiographiques et structurales du Bloc Ardennais entre la Manche et le Rhin (d'après Meilliez, 1989). En grisé sont marqués les terrains Paléozoïques affleurants. Le Bloc Ardennais est limité par le Graben du Rhin à l'Est et le système faillé de Bray-Vittel au Sud.

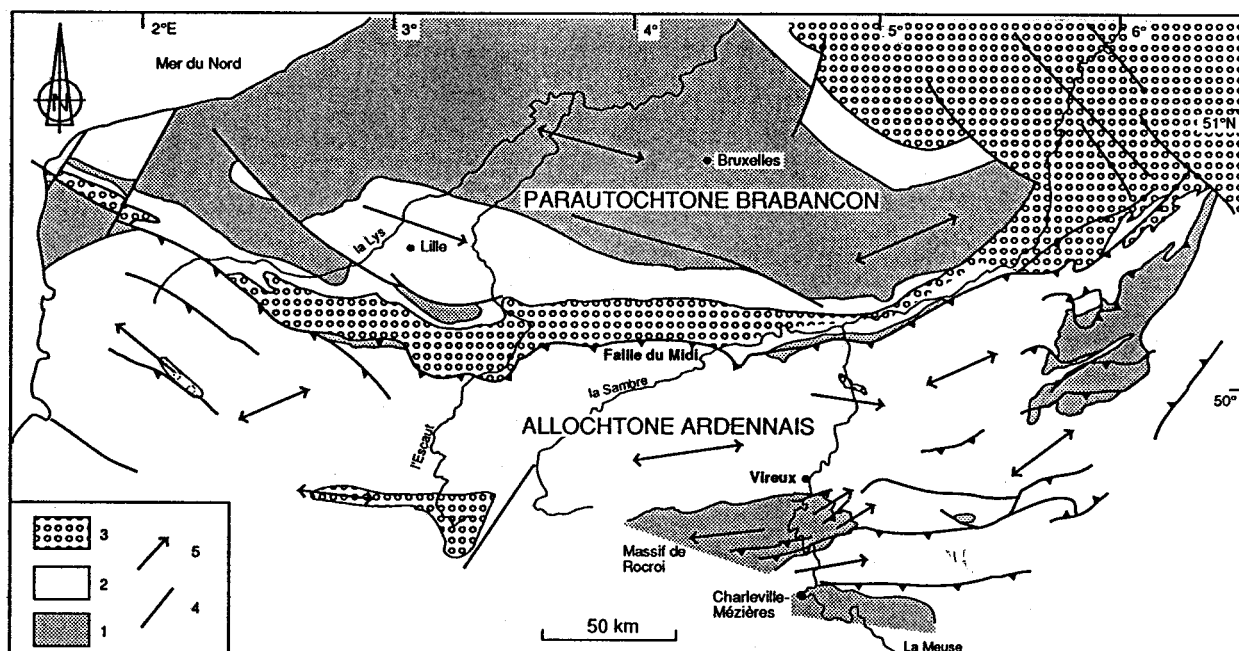


Fig. 2 - Ecorché infra - mésozoïque montrant la structure générale du Paléozoïque de l'ensemble Ardenne-Brabant (d'après Meilliez & Mansy, 1990). Le Parautochtone Brabançon au Nord et l'Allochtonne Ardennais au Sud sont deux domaines majeurs varisques séparés par un complexe tectonique, dont la Faille du Midi est une des composantes. Chaque domaine comporte un substratum de Paléozoïque inférieur (1) surmonté en discordance par une couverture dévono-dinantienne (2) et le Houiller (3) daté du Namuro-Westphalien. (4) - Failles principales ; (5) - directions des plis majeurs.

Les caractères lithologiques et sédimentologiques de la série de la couverture montrent qu'il s'agit d'une série de marge en bordure méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges (Blieck *et al.*, 1988 ; Paproth *et al.*, 1983). Selon Goffette (comm. pers.) trois types d'arguments suggèrent que l'initiation et l'évolution de cette marge sont liées à un épisode d'extension, actif dès la fin du Silurien, et dont l'activité a décliné à partir du Dévonien moyen à supérieur :

- la couverture est épaisse et principalement pélitique au Sud, mince et essentiellement gréseuse au Nord ;

- la plupart des changements de faciès et d'épaisseur sont localisés le long des chevauchements majeurs, les faciès les plus profonds et les plus épais étant observés au Sud de ces chevauchements ;

- de tels changements existent autour du massif de Rocroi (antiforme écaillée, fig. 3) où l'on observe deux effets supplémentaires de l'extension synsédimentaire :

- au bord Sud du Massif de Rocroi les premiers dépôts de la couverture sont plus anciens d'environ 2 Ma par rapport à ceux du bord Nord ;

- un essaim de filons magmatiques s'est mis en place au Dévonien moyen à supérieur (âge U-Pb sur zircon mesuré à $373 \pm 8 / - 9$ Ma) le long d'accidents Est-Ouest qui découpent le Massif de Rocroi. Compte tenu du caractère tholéïtique des filons de diabase, ce magmatisme serait l'expression d'un des pics de l'extension varisque (Goffette *et al.*, sous presse).

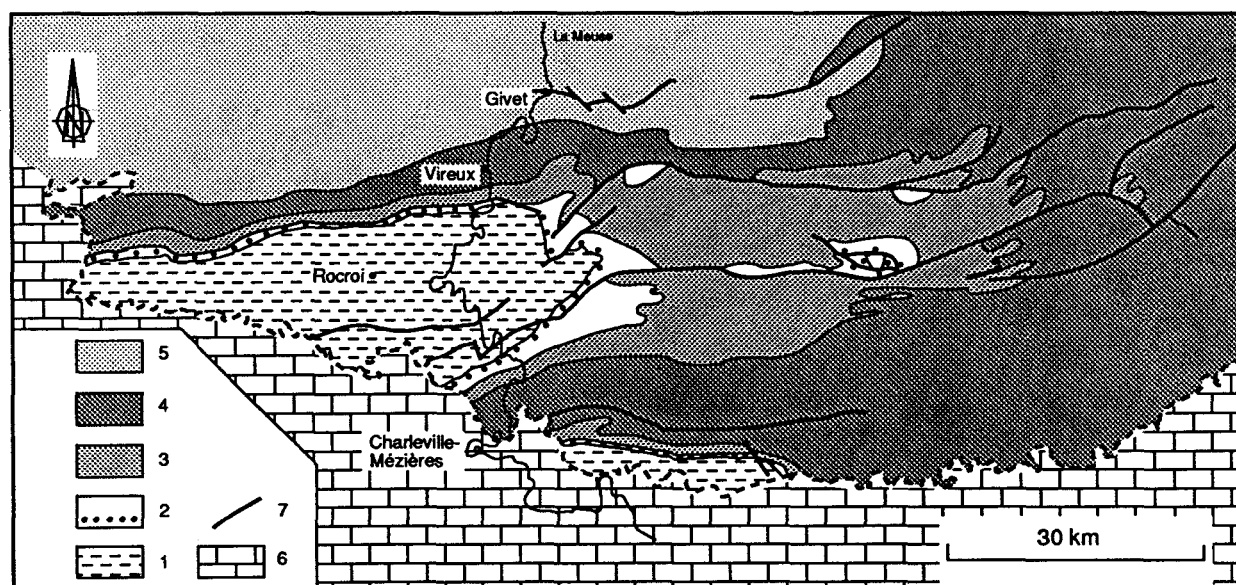


Fig. 3 - Carte géologique simplifiée de l'Ardenne méridionale (établie d'après les données de Beugnies (1963, 1986, 1988) et Meilliez (1989)). Le substratum cambro-ordovicien (1) qui constitue les Massifs de Rocroi et de Givonne est recouvert en discordance par la couverture dévonienne (2 à 5). 2 - Formations de Fépin et de Mondrepuis (Lochkovien inférieur) ; 3 - Formations d'Oignies et de Saint-Hubert (Lochkovien supérieur) ; 4 - autres formations du Dévonien inférieur (Pragulen et Emsien) ; 5 - Dévonien moyen et supérieur ; 6 - sédiments méso-cénozoïques du bassin de Paris ; 7 - principaux chevauchements reconnus.

II - CARACTERES GENERAUX DE LA SERIE DEVONO-CARBONIFERE

Meilliez (1989) étudie les caractères lithostratigraphiques et structuraux des terrains dévono-dinantien le long de la coupe de la vallée de la Meuse (fig. 4) :

- la puissance du Dévonien inférieur est plus forte au Sud (environ 7000 m entre les massifs de Rocroi et de Givonne) qu'au Nord (entre 2000 et 3000 m) ;
- les variations de puissance coïncident avec des zones de failles synsédimentaires actives pendant le Dévonien et le Carbonifère, qui délimitent des domaines sédimentaires homogènes.

Plusieurs de ces failles ayant joué ultérieurement comme surfaces de chevauchement, on aurait donc eu un processus d'inversion de failles synsédimentaires au cours du raccourcissement varisque (Meilliez & Mansy, 1990). Dans cette optique, Meilliez (1989) propose un modèle de marge ardennaise constituée de blocs crustaux basculés vers le Nord (fig. 5) qui seraient délimités par des failles synsédimentaires majeures. Ce modèle est discuté à la fin du chapitre V traitant de la sédimentologie des faciès.

D'après les caractères lithologiques des dépôts, cinq épisodes sédimentaires sont distingués en Ardenne pendant le Dévono-Carbonifère (Meilliez, 1989) :

- 1 - Dévonien inférieur (Lochkovien - Praguien - Emsien) : après les conglomérats couvrant en discordance le Cambro-Ordovicien, dépôt d'une série d'épaisseur plurikilométrique de terrigènes fins avec des rudites et arénites ; alternance de dépôts continentaux et marins ;
- 2 - Dévonien moyen (Eifélien - Givétien) : passage graduel, en milieu marin, d'un terrigène fin à une plate-forme récifale de transition entre le domaine marin franc et le domaine lagunaire ;
- 3 - Dévonien supérieur (Frasnien - Fammenien) : retour des terrigènes s'étalant sur la plate-forme ;
- 4 - Carbonifère inférieur (Dinantien) : seconde plate-forme carbonatée ;
- 5 - Carbonifère supérieur (Namurien - Westphalien) : flysch houiller, corrélatif du raccourcissement varisque.

Mon étude porte sur le Dévonien inférieur, plus précisément sur l'Emsien inférieur et moyen, dans l'Allochtone Ardennais au Nord du Massif de Rocroi (fig. 2, fig. 6). A première vue, le Dévonien inférieur apparaît comme une série sédimentaire détritique "monotone" de marge continentale. Après d'autres auteurs, Meilliez (1989) a noté des variations latérales importantes de faciès et d'épaisseur à l'échelle de la marge. Cependant les problèmes restant à résoudre sont multiples. Comment la sédimentation est-elle contrôlée ou influencée par le contexte paléogéographique et plus généralement par l'environnement géodynamique ? Comment est enregistrée l'activité tectonique de la marge dans la sédimentation ? Comment se marquent les fluctuations du niveau relatif de la mer pendant la période de sédimentation ? Les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz étaient réputées lithologiquement monotones et pauvres en figures

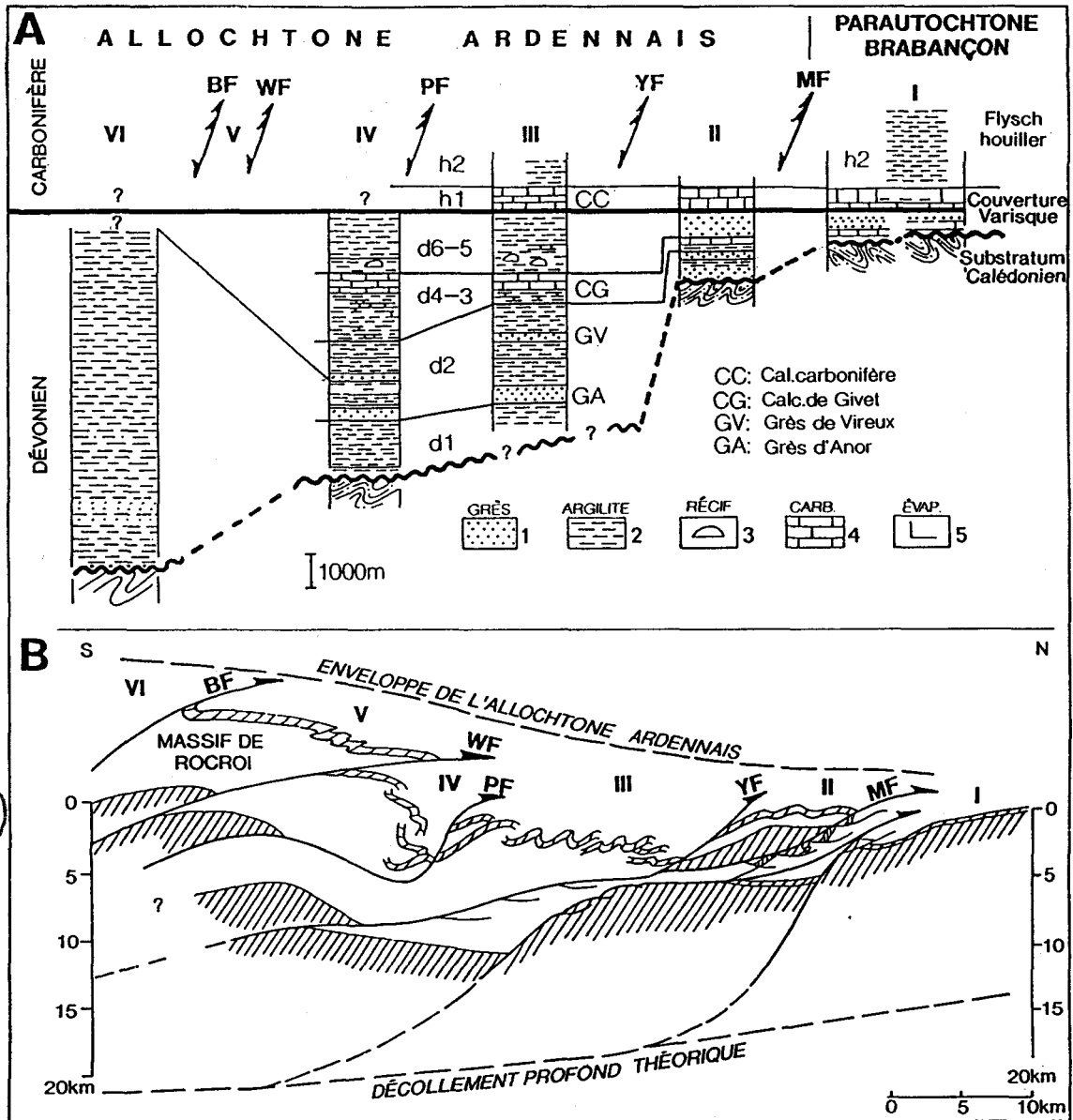


Fig. 4 - Stratigraphie et structures le long de la vallée de la Meuse (d'après Meilliez & Mansy, 1990).

A - Colonnes établies à partir des données d'affleurement et du sondage d'Havelange. Quatre unités compétentes servent de marqueurs. Ce sont, de bas en haut : le Grès d'Anor (GA), le Grès de Vireux (GV), le Calcaire de Givet (CG), le Calcaire carbonifère (CC). Les unités sont séparées par des failles qui ont contrôlé la sédimentation de façon épisodique, avant d'être inversées lors du raccourcissement namuro-westphalien.

B - Coupe structurale théorique simplifiée, extraite d'une coupe équilibrée sur la longueur des quatre niveaux compétents.

sédimentaires. Les résultats exposés dans ce mémoire montrent que cette monotonie n'est qu'apparente, et que l'on peut apporter quelques éléments de réponse aux questions précédentes.

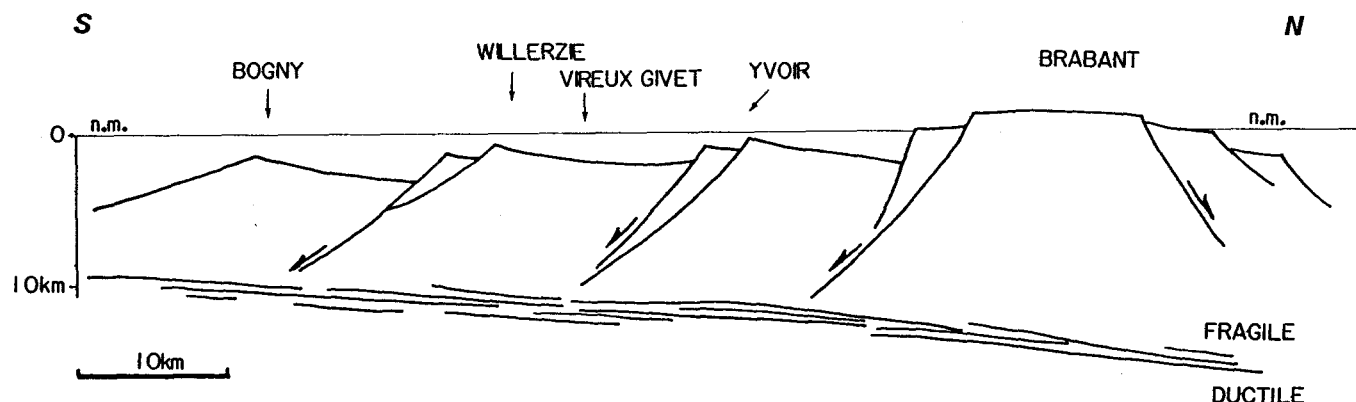


Fig. 5 - Modèle de restitution de la marge ardennaise au Dévonien inférieur (Meilliez, 1989).

III - LE DEVONIEN INFÉRIEUR PRES DE VIREUX

D'après la notice explicative de la feuille Givet (carte géologique à 1:50000, Beugnies *et al.*, 1970 b), les unités lithostratigraphiques du Dévonien inférieur sont, de bas en haut (à partir de **d1c**, voir fig. 6) :

d1a - La Formation de Fépin (Lochkovien) : reposant en discordance sur le massif de Rocroi et se composant de trois lithozones (1) conglomératique, (2) gréseuse, et (3) silteuse (Meilliez, 1984 a, b) ;

d1b - Les Schistes de Mondrepuis (500 m, Lochkovien) : schistes gréseux verdâtres à fossiles marins ;

d1c - Les Schistes bigarrés d'Oignies (400 m, Lochkovien) : schistes fins ou quartzeux et phyllades bigarrés contenant également plusieurs niveaux lenticulaires d'arkose et des bancs de quartzites ;

d1d - Les Schistes et grès verts de Saint-Hubert (500 m, Lochkovien supérieur), constitués de schistes et de phyllades gris et verts intercalés de bancs de quartzites verts ;

d2a - Les Grès d'Anor (450 à 500 m, Praguien inférieur) : grès quartzite blanc à blanc crème en bancs généralement lenticulaires ;

d2b - La Grauwacke de Montigny-sur-Meuse (Praguien moyen et supérieur). Deux niveaux sont distingués. Le niveau inférieur (170 m), formé de schistes, de quartzophyllades, de grès-quartzites et de calcaires à entroques ; le niveau supérieur (400 m), composé de phyllades ou schistes et de quartzites ;

d2c d2d - Les Grès de Vireux (550 à 600 m, Emsien inférieur) et les Schistes rouges de Chooz (350 à 400 m, Emsien moyen) qui font l'objet de notre étude (voir ci-dessous) ;

d2e - La Grauwacke de Hierges (300 m, Emsien supérieur), composée de schistes argileux et quartzeux gris-bleu, et de grauwackes compactes vertes.

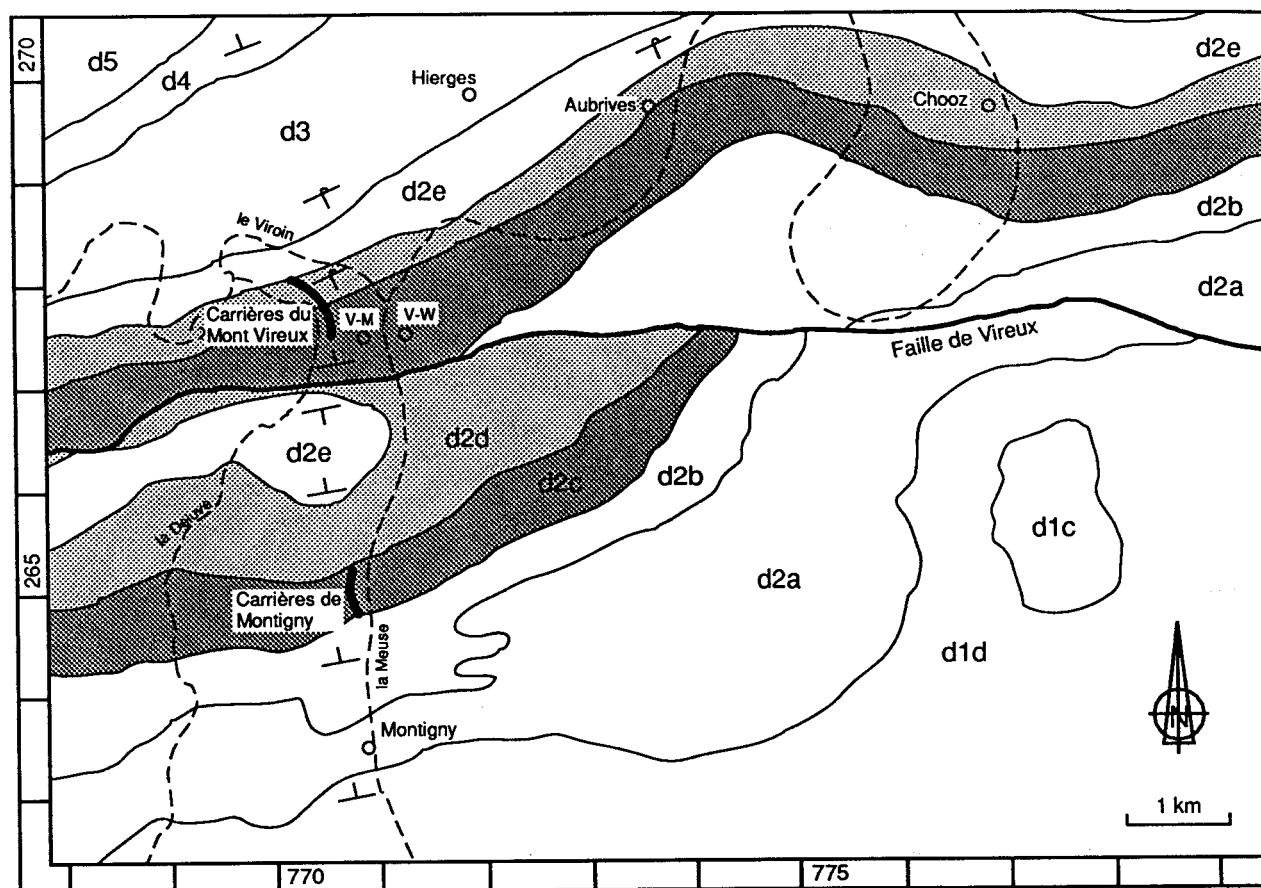


Fig. 6 - Carte géologique des environs de Vireux (d'après Beugnies et al., 1970 a).

d1c - Schistes bigarrés d'Oignies, Lochkovien inférieur ; d1d - Schistes verts de Saint-Hubert, Lochkovien supérieur ; d2a - Grès d'Anor, Praguien inférieur ; d2b - Grauwacke de Montigny sur Meuse, Praguien moyen et supérieur ; d2c - Emsien inférieur (Formation des Grès de Vireux) ; d2d - Emsien moyen (Formation des Schistes de Chooz) ; d2e - Grauwacke de Hierges, Emsien supérieur ; d3 - Couvinien ; d4 - Givétien ; d5 - Frasnien. En noir - la coupe étudiée dans le versant Ouest du mont Vireux, vallée de la Deluve. V-M - Vireux Molhain ; V-W - Vireux Wallerand.

IV - DEFINITIONS VARIEES DE LA FORMATION DES GRES DE VIREUX

Les Grès de Vireux ont depuis longtemps attiré l'attention des carriers. Ils constituent en effet un bon matériau de construction et ont fait ainsi l'objet de nombreuses exploitations. La définition originelle de la Formation des Grès de Vireux est due à Gosselet (1864). Il distingue le "Grès noir de Vireux" ou "grès noir" ... "qui constitue la colline à laquelle est adossé Vireux. Il est pailleté et entre les bancs on trouve des lits de schistes arénacés compacts." En 1888, il ajoute que l'Assise de Vireux est presque uniquement formée de grès ; cependant on y trouve, surtout dans la partie inférieure, des schistes et des grauwackes fossilifères.

Dans la notice de la feuille Givet de la carte géologique au 1:50000, Beugnies et al. (1970 b) reprennent la définition originelle de Gosselet. Ils distinguent une partie inférieure riche en fossiles appelée "Grauwacke de

Pesche" et une partie supérieure gréseuse. L'ensemble de la Formation est daté par macrofaune (brachiopodes, lamellibranches) de l'Emsien inférieur (d2c); son épaisseur serait de 550 à 600 m.

Godefroid & Stainier (1988) donnent une définition révisée au "Grès noir de Vireux" de Gosselet (1864). Ils proposent de l'appeler "Grès et Schistes de Vireux" ou "Formation de Vireux". Ils ont choisi comme coupe-type les affleurements des carrières de Montigny (loc. fig. 6) et comme coupe de référence, la carrière du Mont Vireux. Cette définition révisée ne correspond pas à la définition originelle du Grès noir de Vireux de Gosselet (1864) mais en désigne seulement la partie supérieure. La partie inférieure schisteuse et très fossilifère est considérée à part et constitue une nouvelle formation que ces derniers auteurs appellent "Formation de Pesche" (Godefroid, 1979). L'épaisseur de la "Formation de Vireux" dans la coupe-type (carrières de Montigny) est de 130,5 m.

Dans leur définition et dans leur description des coupes, quelques particularités, d'ordre sédimentologique, sont à remarquer et m'ont incité à modifier certaines de ces divisions :

- Les limites entre les différentes formations ne correspondent pas toujours à des discontinuités sédimentaires majeures. Elles sont difficiles à reconnaître et à suivre latéralement sur le terrain. Ces délimitations ne respectent donc pas les recommandations du Guide Stratigraphique International (Hedberg, 1976) ;

- Les critères de définition de ces limites ne sont pas tous de même nature. Ainsi de bas en haut :

- a - La limite entre la Formation de Pesche et la Formation de Vireux dans les carrières de Montigny est fondée sur la lithologie, la Formation de Pesche étant plus schisteuse que celle de Vireux.

- b - La division de la Formation de Vireux en deux "membres" est fondée sur la présence de fossiles animaux dans le "membre inférieur" et leur absence dans le "membre supérieur". Comme les auteurs le soulignent, les fossiles sont dans des niveaux affectés par des stratifications croisées de grande échelle, et par conséquent ils se présentent en bancs discontinus. De plus la couleur, la lithologie et les figures sédimentaires des deux "membres" sont semblables et le passage de l'un à l'autre est progressif. Sur le terrain cette distinction est difficile à reconnaître. Je pense donc qu'il est inutile de maintenir cette division.

- c - La limite entre leur "Formation de Vireux" et leur "Formation de Chooz" est fondée sur l'apparition de la couleur rouge. Mais les auteurs ont constaté que le premier banc rouge est tantôt schisteux tantôt gréseux. D'autre part, dans la coupe de référence du Mont Vireux, les auteurs soulignent la ressemblance lithologique et pétrographique entre les deux formations de part et d'autre de cette limite. Pour moi cette limite est donc à placer plus haut.

- d - La base de leur "Formation de Chooz" dans la coupe (cf. fig. 20, p. 129 de Godefroid & Stainier, 1988) ne contient que 19 % de couches rouges : selon moi on serait encore dans la Formation des Grès de Vireux. Plus haut dans la coupe (cf. fig. 22, p. 131 de Godefroid & Stainier, 1988) la couleur rouge affecte la totalité des bancs schisteux et une bonne partie des bancs gréseux. De plus, cette partie de la coupe est

nettement plus pélitique que la partie précédente. Avec de telles constatations (voir chapitre V, sédimentologie des faciès), je pense qu'il s'agit bien de la Formation des Schistes de Chooz.

Dans la suite de ce mémoire, je rediscute cette limite entre la Formation des Grès de Vireux et la Formation des Schistes de Chooz et essaye de la définir mieux à l'aide d'un critère lithologique et par la signature paléogéographique de son contenu sédimentaire.

V - DEFINITION DE LA FORMATION DES SCHISTES DE CHOOZ

Les premières mentions de cette formation datent aussi du siècle dernier. Cité dans Godefroid & Stainier (1988), Dumont (1836) décrit "des schistes, des psammites et des grès rouge-brunâtre et gris-verdâtre, faiblement pailletés" qui constituent l'ancien système Eifelien. Gosselet (1868) définit les "roches rouges de Vireux" comme étant comprises entre les "roches noires de Vireux" et les "roches noires de Hierges".

Pour Beugnies *et al.* (1970 b), cette unité azoïque, dont l'âge estimé par encadrement est Emsien moyen, est nommée "Schistes rouges de Chooz" et possède une puissance de 350 à 400 m.

Godefroid & Stainier (1988) ont donné une définition révisée de cette unité. Ils l'appellent "Schistes et Grès rouges et verts de Chooz" ou "Formation de Chooz". Ils n'ont pu trouver une coupe ou une succession de coupes qui permette d'observer l'ensemble de la formation. Sa puissance estimée serait de 320 à 330 m.

Je rappelle (alinéas c et d ci-dessus) que la limite proposée par Godefroid & Stainier (1988) entre la "Formation de Vireux" et la "Formation de Chooz" basée sur l'apparition de la couleur rouge n'a pas de raison sédimentologique d'être placée là où elle l'est. Selon moi, la limite entre la Formation des Grès de Vireux et la Formation des Schistes de Chooz se trouve une trentaine de mètres plus haut. Quant à la limite supérieure de la Formation des Schistes de Chooz, je conserve les mêmes critères que les auteurs précédents (Godefroid & Stainier, 1988, p. 102). Dès lors, l'épaisseur de la formation est de 200 m. La Formation des Schistes de Chooz est par endroit couverte de végétation et à part des estimations approximatives, il est difficile de préciser son épaisseur.

VI - LES VARIATIONS EUSTATIQUES

Les variations eustatiques du Dévonien sont parmi les mieux étudiées du Paléozoïque (Ross & Ross, 1988). Johnson *et al.* (1985, 1986) ont établi une courbe (fig. 7) à partir des cycles transgressifs-régressifs calés sur les zones à conodontes de plusieurs coupes régionales (Névada, ouest-Canada, New-York, Belgique et Allemagne). Cette courbe n'a pas la précision de la courbe construite pour l'ensemble du Méso-Cénozoïque (Haq *et al.*, 1987) mais elle est la seule actuellement disponible sur l'ensemble du Dévonien. La variation eustatique marquerait une tendance à la chute du début du Dévonien jusqu'à la base de l'Emsien (zone à *dehiscens*), puis une grande remontée jusqu'au sommet du Frasnien (zone à *gigas*), et de nouveau une baisse jusqu'au sommet du Famennien.

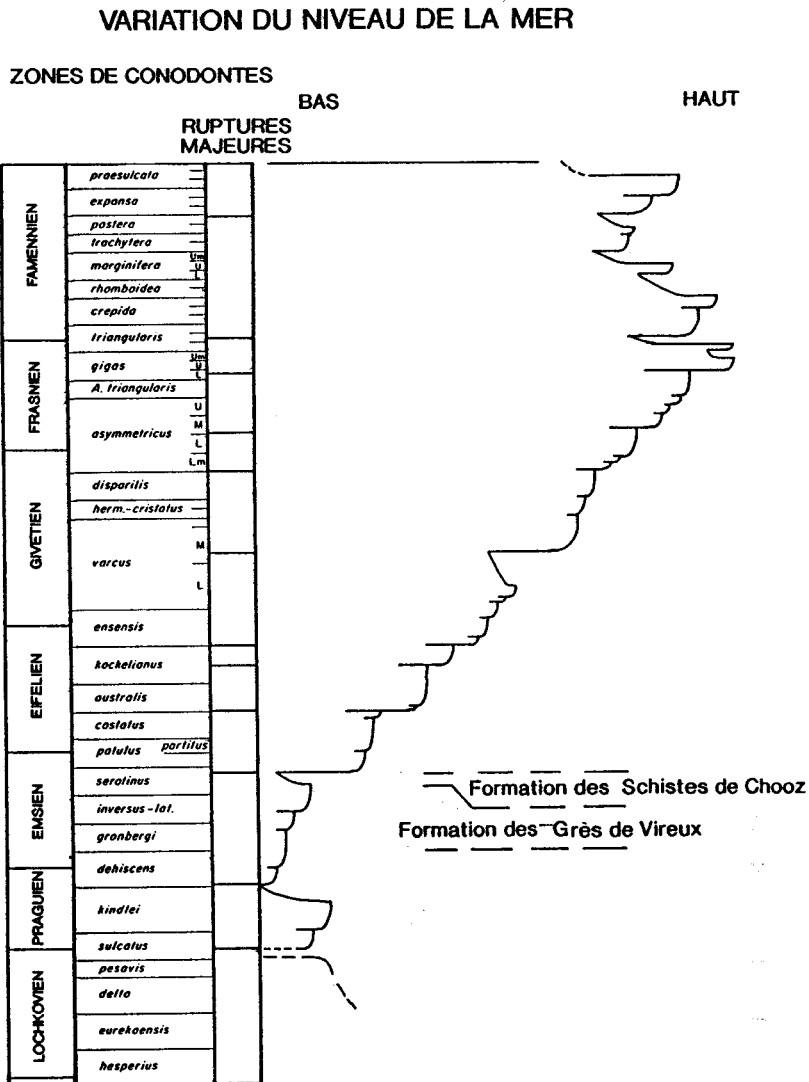


Fig. 7 - Courbe eustatique du Dévonien (d'après Johnson et al., 1985) et situation des Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz sur cette courbe.

L'Emsien est marqué par un cycle transgressif-régressif qui commence à la base de la zone à *dehiscens* avec une remontée progressive jusqu'à la zone à *serotinus* et finit près du sommet de cette même zone.

RESUME, PLAN DU MEMOIRE

Les Formations des Grès de Vireux (140 m d'épaisseur ; Emsien inférieur) et des Schistes de Chooz (200 m ; Emsien moyen) font objet dans ce mémoire d'une analyse séquentielle. C'est le premier relevé sédimentologique à cette échelle fait dans le Dévonien inférieur d'épaisseur plurikilométrique de l'Ardenne. Les conditions naturelles d'affleurement étant médiocres, la coupe a été choisie dans des carrières, à Vireux (département des Ardennes, France) ; elle est continue et exempte de complications tectoniques.

Il s'agit de grès, silts et pélites, gris ou noirs pour les Grès de Vireux, puis rouges ou verts pour les Schistes de Chooz. Les données sur l'eustatisme à cette époque, dans un contexte mondial de bas niveau marin, suggèrent une tendance transgressive pendant le dépôt des Grès de Vireux puis une régression pendant celui des Schistes de Chooz. Ces formations se sont déposées dans un bassin de plate-forme en structuration synsédimentaire avec la présence supposée de différents blocs basculés vers le Nord.

L'analyse séquentielle est une méthode assez nouvelle et j'ai cru bon de commencer ce mémoire par un exposé des principaux concepts et raisonnements et les techniques particulières utilisées (chap. II). Mon étude commence par une description pétrographique des faciès microscopiques (chap. III).

Faciès sédimentaires, délimitation et organisation des séquences, par analyse détaillée de leur géométrie, leur variations, leur agencement et leurs interprétations génétiques possibles sont traités dans les chapitres IV à VIII. J'ai choisi de présenter d'abord (chap. IV) le découpage séquentiel de la série pour fixer un cadre au reste de l'étude. Puis l'analyse détaillée des faciès sédimentaires (chap. V) permet d'estimer les paléop profondeurs. Les détails de l'analyse séquentielle, à l'échelle métrique, sont exposés ensuite (chap. VI & VII), avant de discuter l'architecture des séquences d'échelle sismique, hectométrique (chap. VIII).

CHAPITRE II

METHODOLOGIE

INTRODUCTION

La méthode utilisée pour cette étude est la stratigraphie séquentielle. Cette méthode est en pleine expansion et les publications sur son affinement et son pouvoir de résolution ne cessent d'affluer (Wilgus et al., 1988 ; Cross, 1990). Ses deux principaux objets sont :

- I - les séquences de dépôt, à différentes échelles d'organisation, limitées par des discontinuités ;
- II - les faciès sédimentaires inscrits à l'intérieur des séquences et leur signification paléogéographique.

I - LE CONCEPT DE SEQUENCE DE DEPOT

A - DEFINITION

La séquence de dépôt est acceptée par la Sous-commission Internationale de la Stratigraphie comme une unité stratigraphique et est nommée "*unconformity-bounded unit*" dont l'élément de base est le "*synthem*" (Salvador, 1987).

Une séquence de dépôt est une unité stratigraphique constituée d'un ensemble de sédiments génétiquement liés, délimitée à sa base et à son sommet par des discontinuités (Mitchum et al., 1977 ; Van Wagoner et al., 1988). Chaque discontinuité peut être selon le lieu où on l'observe :

- a - une surface d'érosion (on pourrait parler à cet endroit de "sédimentation négative") ;
- b - une surface sans trace d'érosion (sédimentation nulle ou positive, mais faible, exprimée par un niveau de condensation).

La genèse d'une séquence de dépôt, quelle que soit sa taille, est gouvernée par trois facteurs : les fluctuations eustatiques, les mouvements tectoniques et le volume des sédiments fournis au bassin sédimentaire (Cross, 1988 ; Jervy, 1988). Dans les travaux de modélisation, on admet une subsidence constante dans le temps en un point donné (subsidence locale) s'inscrivant dans le cadre d'une subsidence régulièrement croissante vers le bassin (subsidence régionale), un apport sédimentaire à débit constant, et une courbe eustatique sinusoïdale (fig. 8) (Cross, 1988 ; Jervy, 1988 ; Ross, 1990).

Les montées eustatiques et la subsidence créent un espace libre, qui varie au cours du temps (Cross, 1988). *Cet espace, entre le fond marin (interface sédiment/eau) et le niveau de la mer (interface eau/air), est l'espace disponible [que j'appellerai aussi "accommodation"], qui, à un instant donné, peut être comblé par des sédiments (fig. 9) (Jervy, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Posamentier et Vail, 1988). La courbe décrite par les variations de l'espace disponible au cours du temps correspond à la courbe de variations du niveau relatif de la mer (fig. 8) (Ross, 1990).*

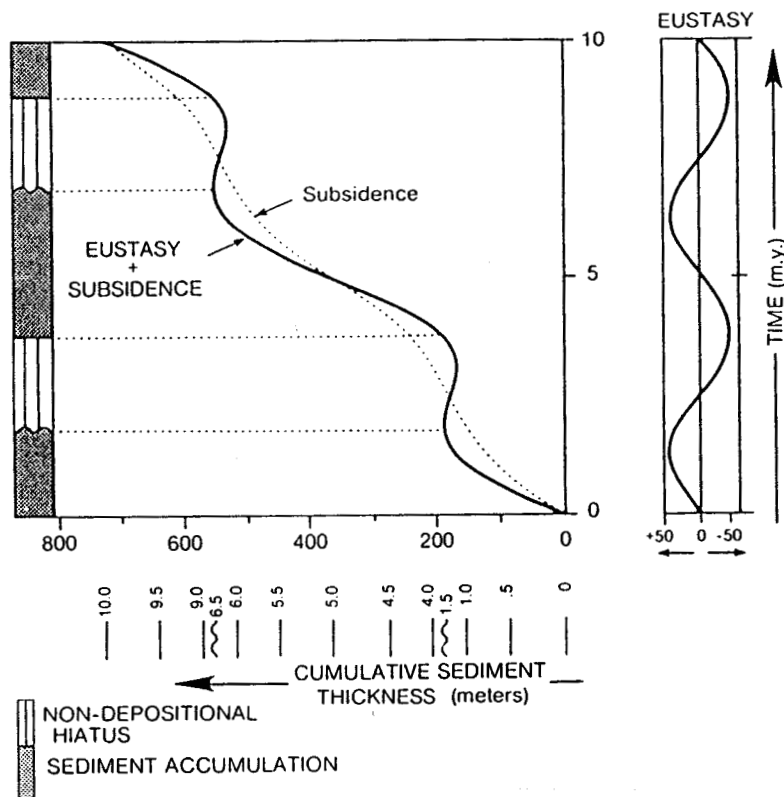


Fig. 8 - Le niveau marin relatif induit par l'effet conjugué d'une courbe eustatique sinusoïdale et d'une courbe de subsidence tectonique constante. Les périodes d'accumulation sédimentaire potentielles sont figurées en gris et les périodes de hiatus ou non dépôt potentiel en hachurés verticaux (d'après Ross, 1990).

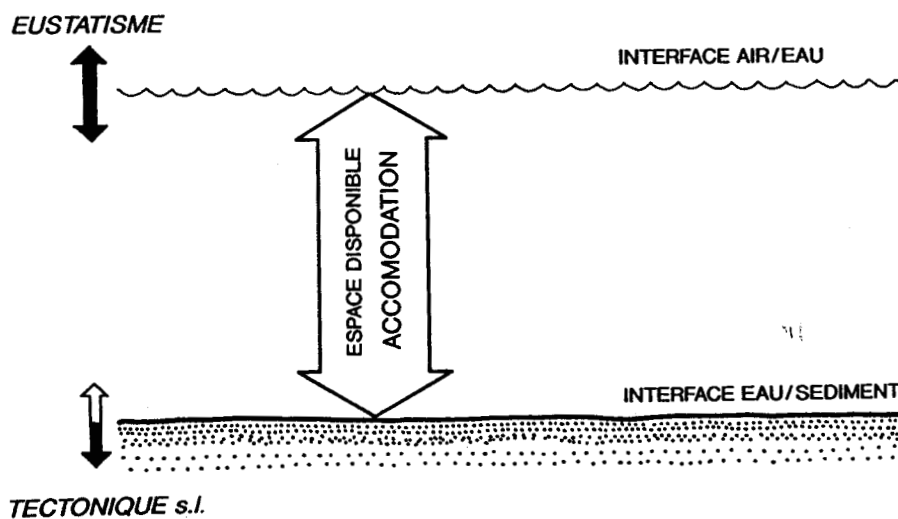


Fig. 9 - L'espace disponible, ("accommodation") créé ou détruit par le jeu de l'eustatisme et de la subsidence (d'après Posamentier et al., 1988).

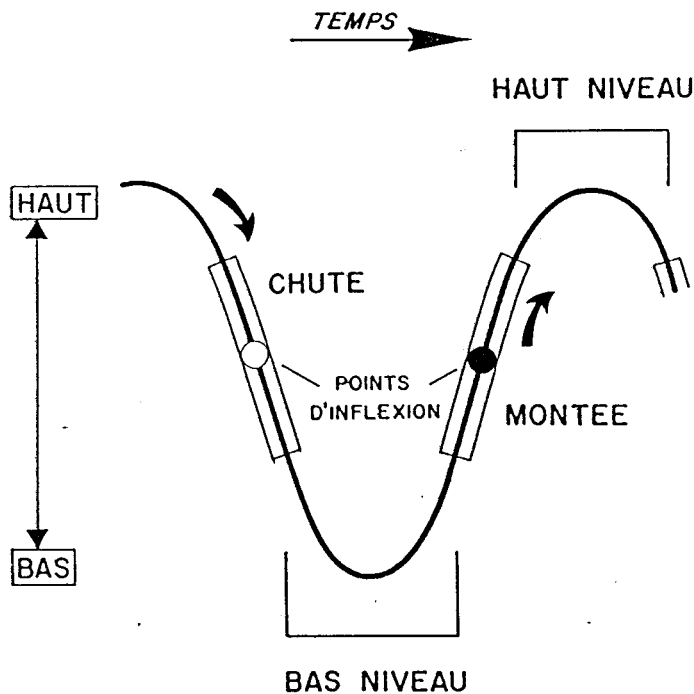


Fig. 10 - Éléments d'une variation eustatique (d'après Posamentier et al., 1988).

La courbe des fluctuations eustatiques comporte deux points d'inflexion (fig. 10) ; l'un lors de la montée du niveau marin et l'autre lors de sa baisse. Les vitesses de variation du niveau de la mer sont maximales autour des points d'inflexion (Cross, 1988 ; Jervey, 1988 ; Posamentier et al., 1988 ; Posamentier et Vail, 1988). A flux-sédimentaire constant et subsidence tectonique nulle, ou constante, ces points coïncident avec le maximum de vitesse de transgression (point d'inflexion de montée), et avec le maximum de vitesse de régression (point d'inflexion de baisse) (Guillocheau, 1990). Ils coïncident aussi avec le potentiel d'accommodation maximal (point d'inflexion de transgression), et le potentiel d'accommodation minimal (point d'inflexion de régression) (Cross, 1988 ; Jervey, 1988). En réalité, ces propriétés simples interfèrent avec les variations du flux sédimentaire et de la subsidence tectonique. Leur effet propre est donc difficile à discerner.

B - LA NOTION DE NIVEAU DE BASE

Cette notion a été définie et élaborée par Wheeler (1964) et est réactualisée par les travaux en cours de Cross.

Le niveau de base est une surface imaginaire géoïde entourant tout le globe terrestre. Cette surface est dynamique et vibre vers le haut et le bas. La distance entre la surface physique de la terre et le niveau de base détermine le potentiel d'accumulation ou d'érosion à un point donné (potentiel d'accommodation) (fig. 11) (Wheeler, 1964 ; Cross, travaux en cours). L'accumulation des sédiments à un endroit donné, implique que le niveau de base soit situé au-dessus de la surface physique de la terre, tandis que, pendant l'érosion, le niveau de base se situe au-dessous de la surface physique. Dans les zones d'équilibre entre la sédimentation et l'érosion, le niveau de base est confondu avec la surface physique.

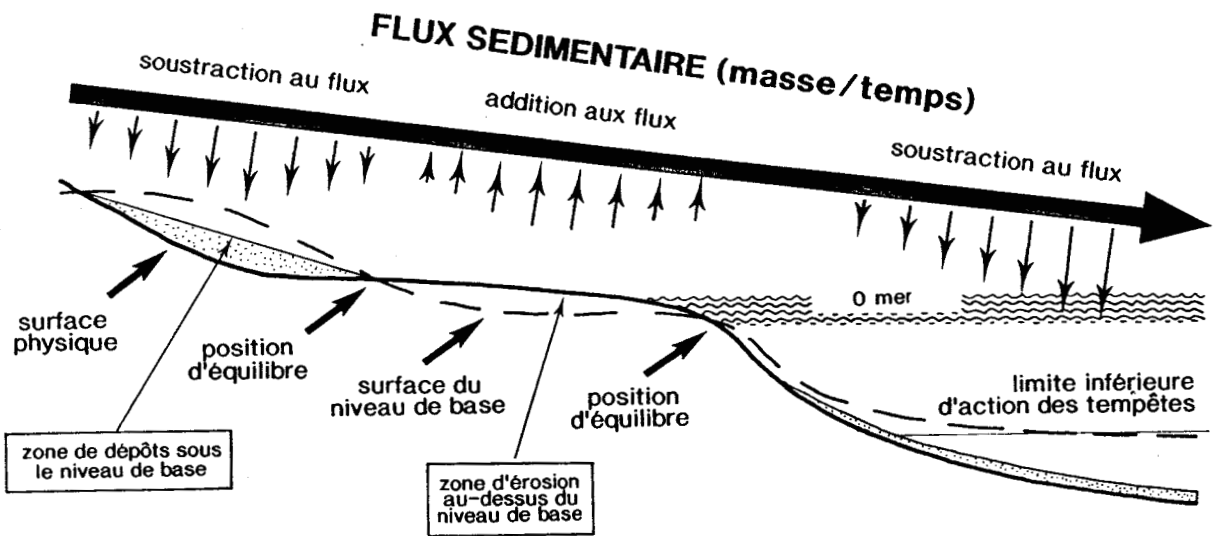


Fig. 11 - Le niveau de base défini comme une surface imaginaire d'équilibre autour du globe. Cette surface sépare les zones d'érosion des zones soumises à un dépôt effectif (d'après Cross, pers. comm., 1990)

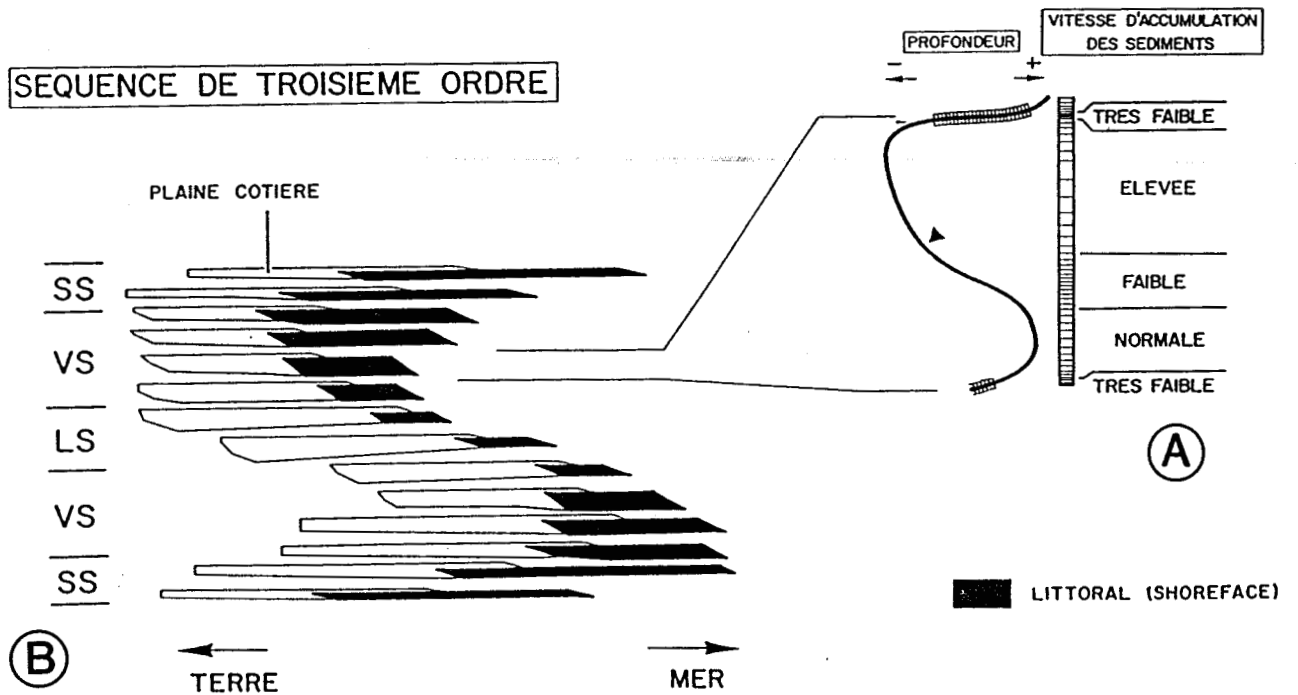


Fig. 12 - Réponse stratigraphique de deux ordres superposés de variations du niveau relatif de la mer (d'après Cross, 1988 ; in Guillocheau, 1990). A - Réponse sur une coupe verticale de la variation cyclique à haute fréquence ; B - séquence d'empilement d'événements progradants. VS - empilement vertical ("vertical stacking") en période de haut et bas niveau relatif ; LS - déplacement vers le continent ("landward stepping") en période de transgression ; SS - déplacement vers le bassin ("seaward stepping") en période de régression.

Sur une plate-forme continentale, le niveau de base correspond au niveau de la mer (Ross, 1990). Sur le continent, il suit de près les fluctuations de la nappe phréatique (Retallack, 1990).

La notion de niveau de base permet d'analyser, *indépendamment du niveau relatif de la mer*, les processus d'accumulation/érosion dans les milieux de sédimentation marins et continentaux, et de les intégrer dans un système unique.

C - LES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION

La stratigraphie haute résolution a pour objet l'étude des séquences de dépôt d'épaisseur métrique et de durée inférieure à 400 Ka (20 Ka, 40 Ka, et 100 Ka).

Ces séquences sont dénommées *séquences à haute résolution* par Kauffman (1988). Elles sont contrôlées par des facteurs allocycliques (extérieurs au bassin) et ont une extension latérale au moins à l'échelle du bassin ; ce qui les transforme en un puissant outil de corrélation fine à cette échelle (Buch & West, 1987). Les événements sédimentaires locaux non corrélables à l'échelle du bassin sont d'origine autocyclique, et ne présentent pas d'intérêt régional.

Des études très précises dans le Quaternaire ont conduit à un découpage fin des séries sédimentaires sur une même verticale, et ont montré que la durée des séquences variait entre 20 et 400 Ka. La durée et le caractère répétitif des séquences à haute résolution conduisent à admettre un contrôle astronomique, en relation avec les paramètres orbitaux de la terre (cycles de Milankovitch).

Plusieurs modèles de séquence de dépôts sont actuellement proposés. Une analyse de ces modèles, de leurs avantages et leurs points faibles, a récemment été développée par Guillocheau (1990).

Le modèle retenu ici est celui de Cross (1988). D'après ce modèle, deux ordres de séquences sont distingués : un ordre de séquences à haute résolution et un autre à l'échelle des séquences sismiques (fig. 12). Les séquences à haute résolution sont considérées comme des événements progradants qui s'empilent verticalement sans érosion majeure ou terminaisons particulières. La répartition des volumes sédimentaires est conditionnée par les mouvements du niveau relatif de la mer. En période de stabilité du niveau relatif (période de bas et haut niveau relatif), les volumes sédimentaires se répartissent de manière homogène en empilement vertical ("vertical stacking") ; en période de baisse de niveau relatif, les faciès migrent vers le bassin ("seaward stepping") ; et en période de montée de niveau relatif, les faciès migrent vers le continent ("landward stepping").

Galloway (1989 a, b, 1990) accepte comme limite naturelle de la séquence stratigraphique la surface d'inondation maximale. Ce principe sera appliqué dans ce travail.

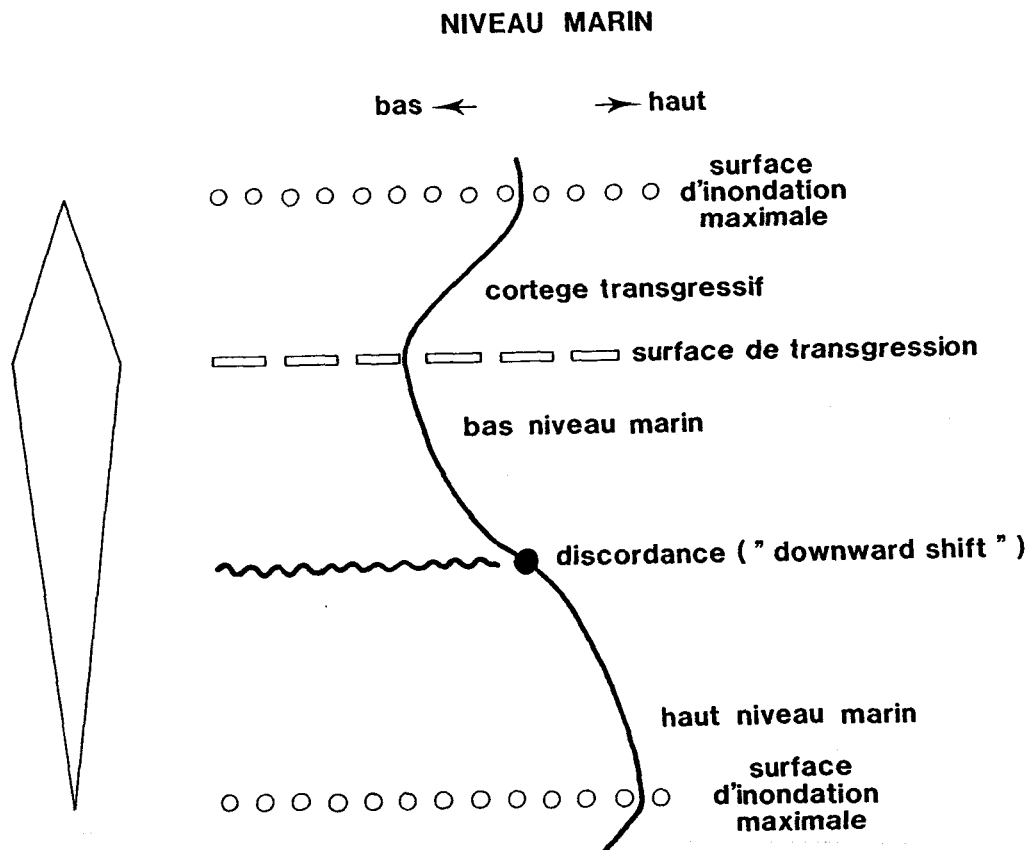


Fig. 13 - Définition de la séquence de dépôts limitée à sa base et à son sommet par les surfaces d'inondation maximale (d'après Guillocheau, comm. pers., 1990)

Une séquence à haute résolution (ou événement progradant) sera délimitée par les surfaces d'inondation maximale ("maximum flooding surfaces"). Dans une telle séquence, on distinguera une surface de base d'inondation maximale, un haut niveau marin, une surface de discordance correspondant au déplacement des faciès vers le bassin ("downward shift"), un bas niveau marin, une surface de transgression correspondant au déplacement des faciès vers le continent associé à un cortège transgressif et, au sommet, une autre surface d'inondation maximale (fig. 13).

II - SIGNIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE DES FACIES SEDIMENTAIRES A L'INTERIEUR DES SEQUENCES

Les structures sédimentaires rencontrées à l'intérieur des séquences sont étudiées afin de reconstituer les conditions de l'hydrodynamisme et de la paléoprosfondeur au moment de leur formation. Sur ces structures, sont imprimés les effets de la dynamique des vagues et des courants. L'analyse de ces éléments structuraux me permettra donc de définir l'hydrodynamisme du milieu de sédimentation. A partir de ces considérations et de la lithologie, on peut estimer les paléoprosfondeurs de formation de chaque structure. Les résultats de cette analyse faciologique sont intégrés dans l'analyse des séquences afin de suivre les mouvements du niveau relatif de la mer.

III - MOYENS DE REALISATION DE L'ETUDE

Cette étude s'inscrit dans le cadre d'une analyse sédimentologique détaillée d'une coupe peu connue sous cet aspect. Elle est menée sous différentes approches.

A - L'observation de terrain qui consiste en l'étude détaillée des sédiments (nature, épaisseur, structures sédimentaires, géométrie).

B - L'examen des échantillons récoltés qui ont été soumis à une analyse pluridisciplinaire, à plusieurs échelles, tant au laboratoire que sur le terrain.

L'analyse fine des figures sédimentaires, des structures internes et des textures est suivie par l'observation au microscope des échantillons préparés sur lames minces ou sur sections polies.

A - LE TRAVAIL DE TERRAIN

Le travail sur le terrain est effectué sous différents aspects. Les strates gréseuses sont aisées à observer, l'érosion les mettant en relief. Le problème se pose pour les strates silteuses et les interstrates pélitiques. Les faibles différences de granulométrie, la rareté des minéraux argileux en paillettes sur les plans de stratification, la couleur, sombre ou rouge en général, rendent très difficile, voire impossible, la distinction des joints de stratification.

A l'examen détaillé sur le terrain, des structures sédimentaires apparaissent. Cependant leur étude directe sur le terrain est difficile. Dans les grès moyens à texture massive, les structures sont plus grossières et moins variées. Dans les grès fins et les pélites, elles sont plus fréquentes mais en même temps plus difficiles à distinguer. A la granulométrie fine et peu variée s'ajoute la teinte sombre qui marque les structures fines. De plus, les oxydes de fer recouvrent la surface exposée des roches. Ainsi, l'examen direct, sur le terrain, de la plupart des figures sédimentaires est malaisé. On peut cependant distinguer la stratification générale, surtout des strates gréseuses, l'alternance grès-pélite (même sous forme de strates minces), et l'organisation verticale en séquences des strates. La géométrie des strates est visible sur le terrain, où elle est mieux marquée pour les grès que pour les pélites. La texture est impossible à observer sur le terrain car les grains sont de taille moyenne à fine.

Généralement, les structures sédimentaires sur le terrain concernent :

- 1 - Les plans de stratification garnis de rides ou de pistes de bioturbation.
- 2- Des structures contournées, représentées par des "nodules" de grès enroulés et enveloppés par des pélites, ressortant en relief au sein d'interstrates pélitiques.
- 3 - Dans les strates gréseuses, fréquence de stratifications obliques par rapport à la stratification générale.
- 4 - Des stratifications ondulée ("wavy bedding") et madrée ("flaser bedding") parfois visibles.

Ces structures sédimentaires sont distribuées à travers la coupe. A première vue, elles semblent sporadiques. De ce fait, les mesures des paléocourants apparaissent limitées. En fait, il n'en est rien. Ces structures sédimentaires sont abondantes.

Les lacunes d'observation sur le terrain sont comblées grâce à un échantillonnage très serré.

B - LE TRAVAIL EN LABORATOIRE

L'étude des structures sédimentaires, directement sur le terrain, a donné peu d'information, les roches à l'affleurement s'y prêtant mal. Un plus grand nombre de données était nécessaire pour mener à bien l'analyse sédimentaire fine. L'étude détaillée des structures sédimentaires au laboratoire sur de grandes surfaces polies d'échantillons a paru être la seule solution, et a compensée la pauvreté des observations sur le terrain. Pour ce faire, j'ai systématiquement appliqué la technique des répliques d'acétate ("peel-section technique") déjà connue dans la littérature pour son application aux carbonates (Mc Crone, 1963), mais adaptée et simplifiée dans le cadre de la présente étude aux roches siliciclastiques.

La technique des répliques d'acétate

Cette technique est utilisée par les paléobotanistes pour étudier les structures fines des plantes fossiles. Une bibliographie abondante est donc disponible sur le sujet. La technique est aussi utilisée en sédimentologie des carbonates. La méthode classique appliquée aux roches sédimentaires est décrite par McCrone (1963). Les modifications apportées sont mentionnées ci-dessous.

L'échantillon de roche est scié perpendiculairement au joint de stratification sur au moins deux plans orthogonaux, ce qui permet d'observer sa structure interne dans l'espace. Les surfaces sont polies à l'aide de poudres abrasives, nettoyées et séchées. La technique consiste à poser l'échantillon horizontalement, la surface polie vers le haut. De l'acétone est versé en abondance sur la surface polie ; puis une fine pellicule d'acétate est posée sur la surface, en la déroulant, tout en évitant le piégeage de bulles d'air. Par réaction de l'acétone avec l'acétate, la pellicule adhère à la surface polie. En enlevant la pellicule deux ou trois heures après réaction, un film très fin de la roche est arraché et représente ainsi une réplique exacte de la structure interne. Cette réplique est montée entre deux plaques de verre et utilisée comme négatif pour tirage sur papier photographique. Toutes les photos des figures internes présentées dans ce travail ont été réalisées par cette méthode et sont des images négatives.

CHAPITRE III

PETROGRAPHIE

INTRODUCTION

Les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz sont constituées de grès moyens à fins, de silts et de pélites. Les grès correspondent pétrographiquement à des quartzites et à des quartzites - sublitharénites ; les silts, à des litharénites - grauwackes et les pélites à des mudstones (fig. 14). Le quartz est le minéral détritique principal.

Le propos de ce chapitre est :

- d'introduire et de préciser le contenu sédimentaire des formations étudiées : nature, granulométrie, émoussé (angularity) et sphéricité des grains détritiques ;
- de mettre en évidence les variations texturales microscopiques (maturité du sédiment, texture et fabrique) et les faciès pétrographiques correspondants.

Pour ce faire deux approches ont été adoptées:

- I - Caractérisation générale de la minéralogie ;
- II - Définition de la texture pétrographique.

I - CARACTERISATION GENERALE DE LA MINERALOGIE

MINERALOGIE

Les constituants minéralogiques principaux des Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz sont, en ordre décroissant : le quartz, le chert, les débris de roche, les feldspaths, les micas, les minéraux lourds et les carbonates. Le pourcentage relatif de chaque minéral est estimé approximativement à partir d'abaques (Swanson, 1981).

1 - Le quartz

Les grains de quartz monocristallins sont prédominants (planche I G, /). Des quartz polycristallins (comportant 3 à 4 cristaux par grain à limites diffuses ou nettes) sont également présents. On observe souvent des grains à inclusions en forme d'aiguilles, constituées de trémolite-actinolite ou d'apatite (planche I D), ou de minéraux argileux disposés en plaquettes (planche I C). En l'absence de matrice (liant) argileuse, les grains sont entourés d'une couronne de nourrissage secondaire de quartz authigène en continuité optique avec le nucléus de quartz, qui sert de lien entre les grains, car les roches sont très fortement cimentées.

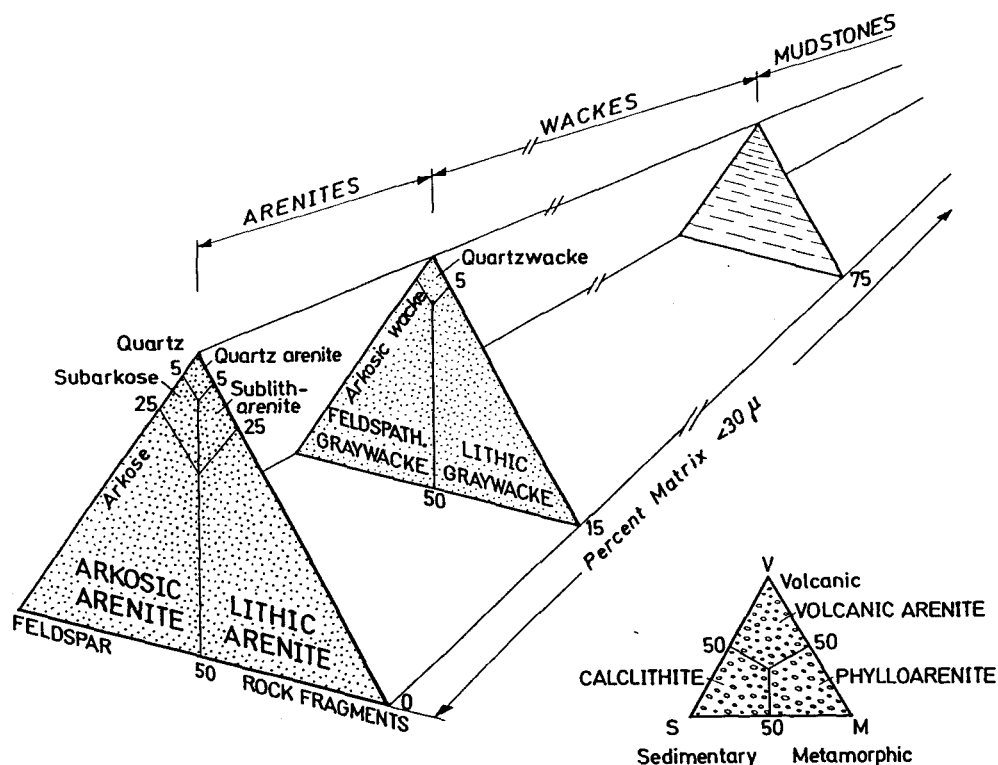


Fig. 14 - Classification des grès d'après Pettijohn et al. (1972), modifiée d'après Dott (1964).

2 - Le chert

Les grains de chert sont constitués de quartz polycristallin microcristallin .

3 - Les débris de roche

Les débris de roche sont constitués, en majorité, par des agrégats de minéraux phylliteux (planche I E) résultant de la transformation de roches volcaniques ou de feldspaths, ou sont des fragments de roches métamorphiques. Quand cette transformation n'est pas complète, on distingue encore la texture et les caractéristiques optiques des constituants primaires.

4 - Le feldspath

Les grains de feldspath ne sont pas abondants. Ils sont soit frais (planche I F) soit partiellement altérés.

5 - Les micas

Ils sont constitués par des muscovites (contrôle aux rayons X) (planche I B) et de la biotite chloritisée (planche I A). Les paillettes de biotite chloritisée ont des formes allongées et arrondies rappelant un ballon de rugby. Elles sont souvent concentrées à différents niveaux et y forment des interlamines continues (fig. 15 D).

Cette concentration brusque peut être la réponse à une activité magmatique externe (Goffette trav. en cours) ou à l'érosion d'une région métamorphique. Le pourcentage des paillettes détritiques diminue quand la granulométrie du sédiment augmente.

6 - Les minéraux lourds

La tourmaline est presque toujours présente à raison de quelques grains par lame. Les grains de zircon sont toujours bien arrondis et entourés par une auréole noire due au contenu en éléments radioactifs (planche I H). A l'instar des biotites chloritisées, les zircons sont souvent concentrés dans des niveaux privilégiés.

7 - Les carbonates

La calcite, le sidérite et la dolomie sont rencontrés dans la Formation des Schistes de Chooz sous forme de nodules de calcrète. Ils sont le résultat des processus physico-chimiques de pédogenèse sur une plaine alluviale.

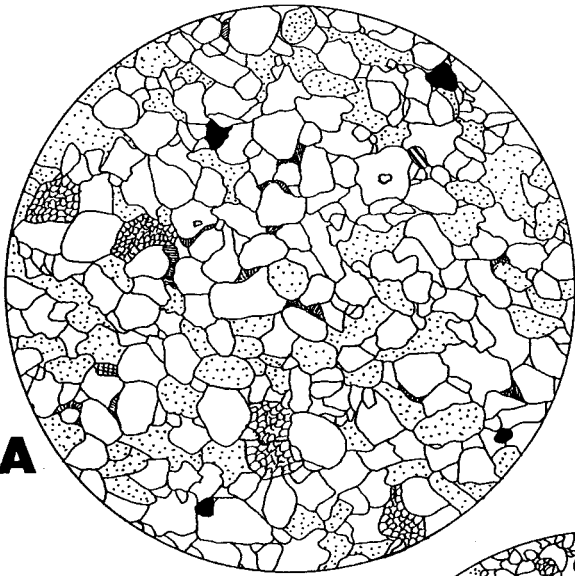
Le matériel sédimentaire constituant les deux formations étudiées est issu d'une source détritique dominée par le quartz. Les grains de quartz à inclusions, les grains de chert, les débris de roche et le feldspath seraient les produits d'altération d'une province métamorphique ou magmatique dans l'environnement paléogéographique, sous climat tempéré et humide, province qui ne serait pas dans le voisinage proche du bassin (feldspaths partiellement altérés). La concentration des paillettes de biotite chloritisée et des grains de zircon dans des niveaux privilégiés témoignerait d'une activité volcanique et tectonique contemporaine à la sédimentation. Cette idée trouve une confirmation par les travaux en cours d'Olivier Goffette sur des filons de diabase qui auraient affecté le massif de Rocroi au Dévonien moyen et supérieur (Goffette *et al.*, sous press).

Il est à remarquer que les caractéristiques minéralogiques et pétrographiques des Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz sont identiques à celles que l'on observe, par exemple dans les Schistes de Mondrepuis (coupe de Pont-Collin, Milhau *et al.*, 1989), et plus généralement dans toutes les autres formations lithologiques du Dévonien inférieur de l'Ardenne (Meilliez, 1989). Par conséquent la source détritique serait la même durant tout le Dévonien inférieur.

II - DEFINITION DE LA TEXTURE PETROGRAPHIQUE

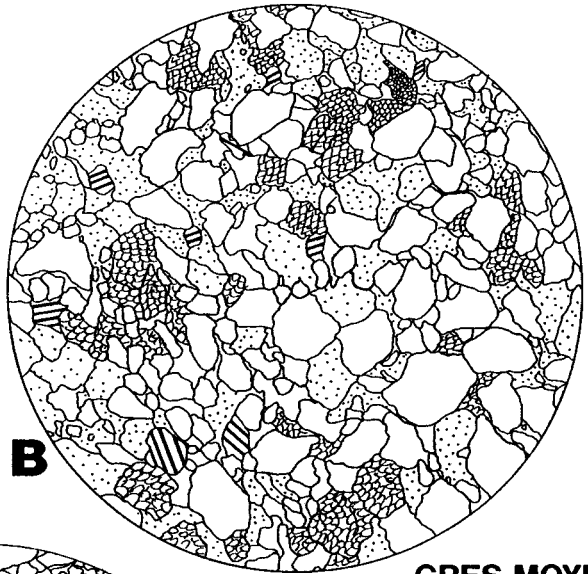
A - LA GRANULOMETRIE

L'étude granulométrique au microscope est rendue difficile en raison du degré très poussé de diagenèse et de cimentation des roches. Cependant, une approche qualitative peut être faite à la fois sur la granulométrie "moyenne" (la plus représentative) et les grains les plus grossiers (clasticité). La taille de ces derniers varie entre 0,1 et 1,2 mm.



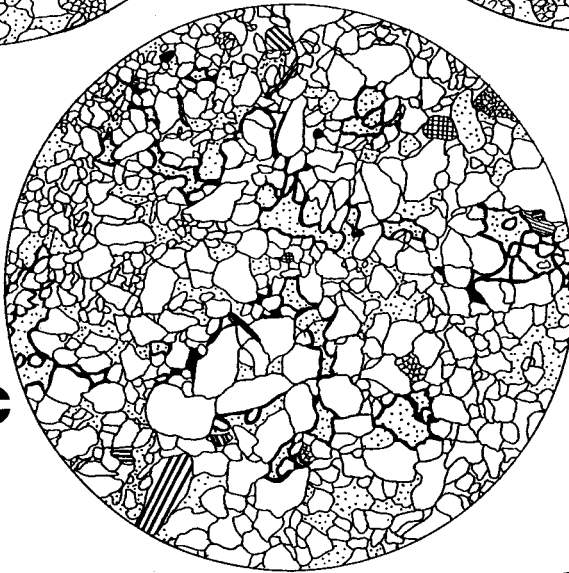
A

**GRES MOYEN
BIEN CLASSE**



B

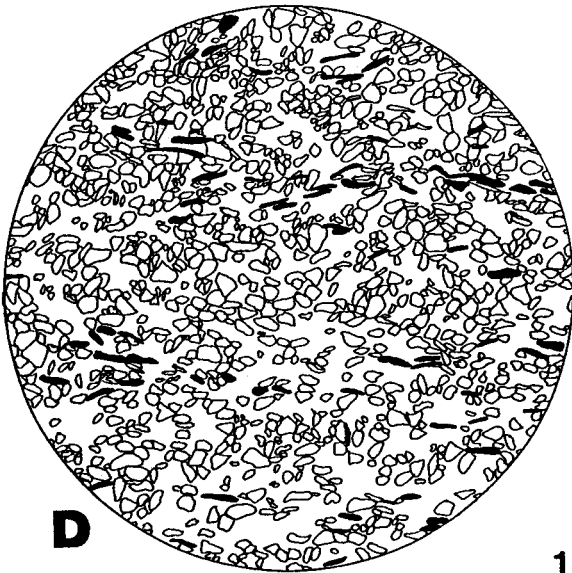
**GRES MOYEN
MOYENNEMENT
CLASSE**



C

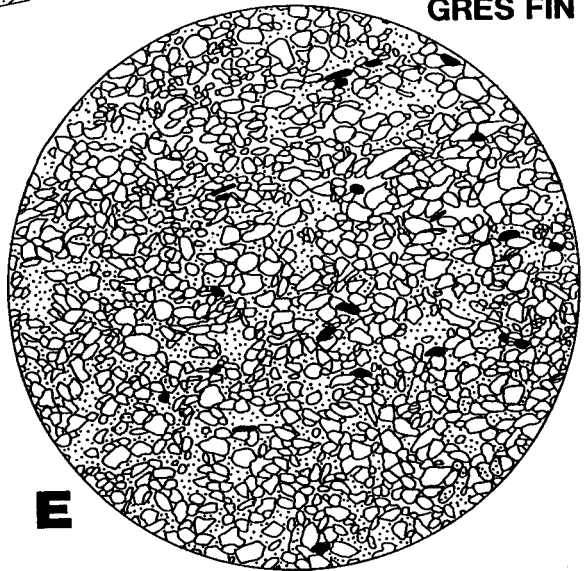
**GRES MOYEN
MAL CLASSE**

**GRES FIN A
PAILLETES
D'ARGILES**



D

GRES FIN



E

1mm

**BU
LILLE**

Fig. 15 - Faciès pétrographiques des grès dans les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz. A, B, C - Faciès pétrographique A (quartzite-sublitharénite, granularité moyenne) ; E - Faciès pétrographique B (quartzite-sublitharénite, granularité fine); F - Faciès pétrographique C (quartzite-sublithique-litharénite).

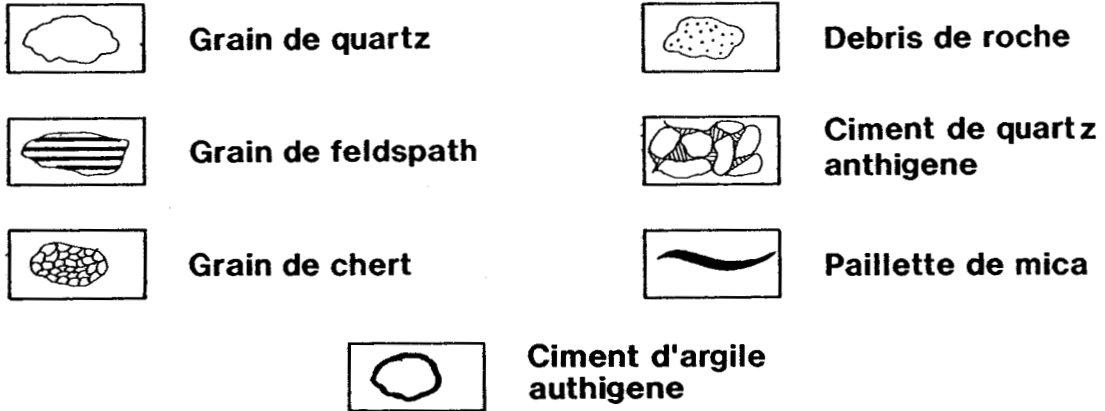


Tableau 1 - Intervalles de classes des grès d'après Pettijohn et al. (1972)

	U.S. Standard sieve mesh	Millimeters	Phi (ϕ) units	Wentworth size class
GRAVEL	Use wire squares	4096	- 12	
		1024	- 10	Boulder
		256	- 8	
		64	- 6	Cobble
		16	- 4	
		4	- 2	Pebble
		3.36	- 1.75	
		2.83	- 1.5	Granule
		2.38	- 1.25	
		2.00	- 1.0	
SAND		1.68	- 0.75	
		1.41	- 0.5	Very coarse sand
		1.19	- 0.25	
		1.00	0.0	
		0.84	0.25	
		0.71	0.5	Coarse sand
		0.59	0.75	
		0.50	1.0	
		0.42	1.25	
		0.35	1.5	Medium sand
		0.30	1.75	
		0.25	2.0	
		0.210	2.25	
		0.177	2.5	Fine sand
	0.149	2.75		
	0.125	3.0		
	0.105	3.25		
	0.088	3.5	Very fine sand	
	0.074	3.75		
	0.0625	4.0		
SILT		0.053	4.25	
		0.044	4.5	Coarse silt
		0.037	4.75	
		0.031	5.0	
		0.0156	6.0	Medium silt
		0.0078	7.0	Fine silt
MUD	Use pipette or hydro-meter	0.0039	8.0	Very fine silt
		0.0020	9.0	
		0.00098	10.0	Clay
		0.00049	11.0	
		0.00024	12.0	
		0.00012	13.0	
		0.00006	14.0	

B - EMOUSSE ("ANGULARITY") ET SPHERICITE DES GRAINS

Les observations de l'émousse et de la sphéricité ont été effectuées uniquement sur les grains de quartz. Des mesures directes sont effectuées qualitativement à partir d'abaques (Pettijohn *et al.* 1972). On observe de manière prédominante des grains anguleux à subanguleux, moins souvent des grains subarrondis et rarement des grains arrondis.

La sphéricité des grains est moyenne à mauvaise. Les grains ont en général des formes non sphériques et sont allongés (fig.15).

C - TEXTURE ET FABRIQUE GENERALE

Le squelette des quartzites, des litharénites et des mudstones est constitué de grains de quartz, débris de roche, grains de chert et feldspaths. Les débris de roche sont parfois déformés et comblent une partie des pores. Les grains détritiques sont en contact. Parfois on observe même des contacts de dissolution entre grains en raison de la compaction et de la diagenèse. L'espace originellement libre entre les grains (porosité), est comblé soit par du quartz authigène (en continuité optique avec les grains détritiques qu'il entoure), soit par des débris de roche altérés et écrasés entre grains plus durs, soit encore par un liant-ciment argileux recristallisé au cours de la diagenèse.

En règle générale, il est difficile de distinguer en lames minces une orientation particulière des grains (fig.15). Il y a cependant des exceptions (fig. 16) : le plus grand axe des grains est orienté parallèlement à la stratification. Dans beaucoup d'échantillons, on observe une alternance lamines-interlamines avec concentration préférentielle des grains de même taille dans les mêmes niveaux (fig. 17).

Les grès sont liés par précipitation d'un ciment de quartz authigène. Souvent, on observe un liseré d'argile entourant les grains de quartz, et comblant les pores (planche I G). Au fort grossissement, on y distingue des argiles à structure en plaquettes bien développées mais d'origine secondaire. Etant donné la diagenèse très poussée, la porosité est très peu développée.

Les sédiments quartzitiques et pélitiques sont organisés en lamines et interlamines. Les lamines sont constituées essentiellement de concentrations de grains de grès ou de silt, les interlamines de matrice ou de sédiment pélitique (fig. 17).

Plusieurs types d'association lamine - interlamine sont distingués.

- 1 - association grès - silt : les lamines sont constituées de grès, les interlamines, de silt ;
- 2 - association grès - pélite : les lamines sont constituées de grès, les interlamines, de sédiment plus pélitique ou de nature franchement argileuse à l'origine .

Les limites entre lamines et interlamines sont soit nettes, soit diffuses.

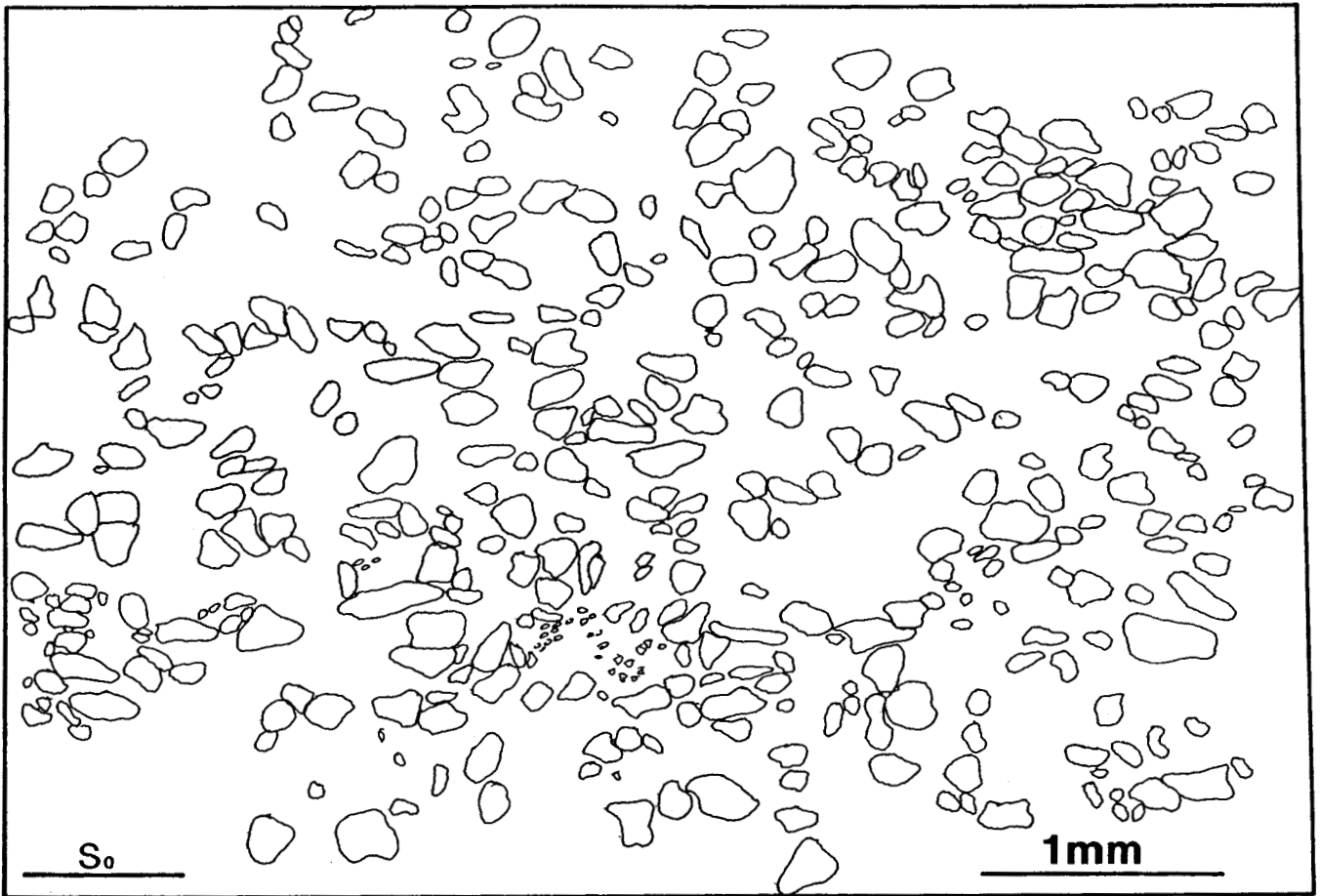


Fig. 16 - Orientation préférentielle des grains détritiques parallèlement à la stratification.

Tableau 2 : Maturité texturale des grès (d'après Pettijohn et al., 1972)

- Pourcentage des argiles (plus petit que $30\ \mu$, excluant les minéraux authigènes)
 - a. Plus de 5 % → le grès est immature
 - b. Moins de 5%, voir le classement des grains
- Classement des grains
 - a. Grains moyennement à mal classés → le grès est submature
 - b. Grains bien à très bien classés, voir l'émoussé
- L'émoussé
 - a. Grains anguleux à subanguleux → le grès est mature
 - b. Grains subarrondis à arrondis → le grès est supermature.

D - FACIES PETROGRAPHIQUES

Plusieurs faciès pétrographiques ont été distingués. Cette distinction est fondée sur l'estimation qualitative de la granulométrie moyenne et des caractéristiques pétrographiques générales de chaque échantillon.

1 - Faciès A

Ce faciès est constitué principalement par des grains de quartz (occupant entre 60 et 80 % du volume), des débris de roche (10 à 20 %), des grains de chert (5 à 15 %) et des feldspaths (5 à 10 %) avec absence de paillettes de micas et de minéraux argileux détritiques (fig. 15 A,B,C). La taille moyenne des grains est de l'ordre de 0,2 à 0,4 mm. Ce sont des grès moyens selon les intervalles de classes de Pettijohn *et al.* (1972) (tableau 1). Suivant la classification de Pettijohn *et al.* (1972) (fig. 14), ce faciès est classé comme quartzite-sublitharénite. La maturité texturale concerne des sédiments matures à submatures, plus rarement supermatures (tableau 2).

2 - Faciès B

Il est constitué de grains de quartz (70 à 80 %), de débris de roche (5 à 15 %), de grains de chert (5 à 10 %) et de feldspaths (ne dépassant pas 5 %) (fig. 15 E). On y trouve des biotites détritiques partiellement chloritisées et des paillettes de mica en traces. La taille moyenne des grains est de l'ordre de 0,1 mm. Ce sont de grès fins sensu Pettijohn *et al.* (1972) (tableau 1). Ce faciès est également appelé quartzite-sublitharénites (fig. 14). La différence avec le faciès A repose uniquement dans la taille moyenne des grains et la présence des paillettes de mica en traces. Les sédiments sont matures, submatures et supermatures (tableau 2).

3 - Faciès C

Les grains de quartz (60 à 80 %), les débris de roche (5 à 10 %), les grains de chert (5 à 10 %), les paillettes de micas détritiques (5 à 30 %) et les feldspaths (1 à 5 %) (fig. 15 D) sont les constituants minéralogiques principaux. La taille moyenne des grains est d'environ 0,1 mm. Ce sont des grès fins sensu Pettijohn *et al.* (1972) (tableau 1). Ce faciès correspond au quartzite sublithique-litharénite (fig 14). La différence entre le faciès B et le faciès C repose sur l'abondance de minéraux argileux détritiques dans le faciès C. Le sédiment est submature à immature (tableau 2).

4 - Faciès D

Il est constitué de grains de quartz, de débris de roche, de grains de chert, de feldspaths et de minéraux argileux détritiques (ces derniers en abondance 10 - 30 %). La taille des grains varie autour de 0,05 mm. Ce sont donc des silts sensu Pettijohn *et al.* (1972) (tableau 1). Ce faciès correspond à une litharénite-lithograuwaque (fig. 14). Le sédiment est immature (tableau 2).

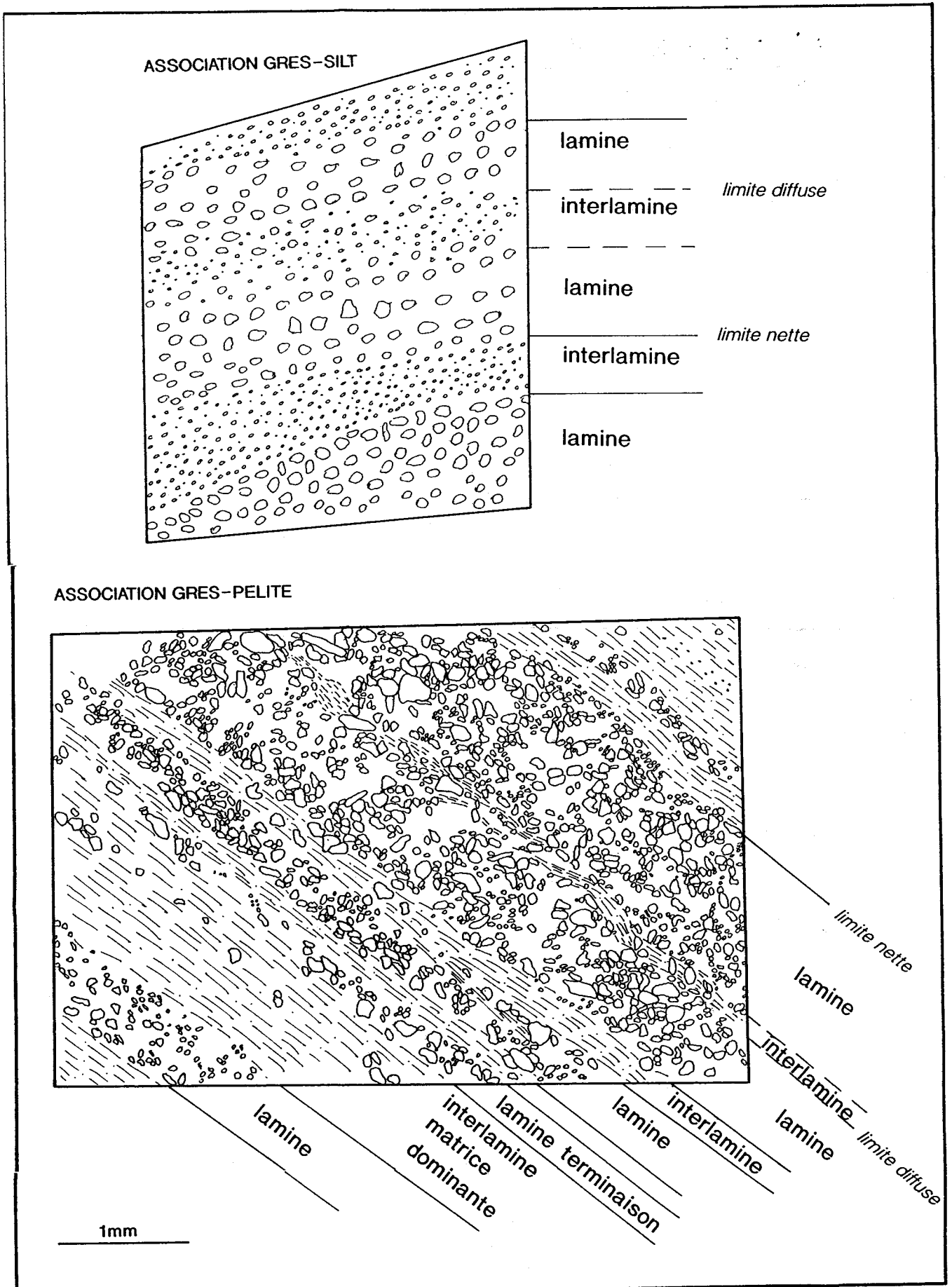


Fig. 17 - Différents types de texture dans l'association lamine - interlamine.

5 - Faciès E

Ce faciès est représenté par une matrice argileuse abondante et par des grains détritiques de petite taille (environ 0,02 mm) éparpillés dans la matrice. Le faciès correspond aux lithograuwares selon la classification de Pettijohn *et al.* (1972) (fig. 14).

6 - Faciès F

Ce faciès est entièrement constitué par un sédiment pélitique. C'est un mudstone (fig. 14).

Le faciès B est le faciès le plus fréquent de la Formation des Grès de Vireux, tandis que les faciès E et F sont les composants principaux de la Formation des Schistes de Chooz.

En fonction du niveau de classement des grains, chaque faciès pétrographique est subdivisé en trois sous-groupes. Ce classement est estimé qualitativement au microscope à partir d'abaques (Swanson, 1981).

Ainsi trois classes granulométriques ont été distinguées:

1 - Sédiments à grains bien à très bien classés (fig. 15 A). Sur une plage d'observation donnée, les dimensions des grains les plus grossiers ne dépassent pas le double des dimensions des grains les plus petits qui soient encore visibles.

2 - Sédiments à grains moyennement classés (fig. 15 B). Les dimensions des grains les plus grossiers sont plus importantes que le double de celles des grains les plus petits.

3 - Sédiments à grains mal classés (fig. 15 C). La différence de taille entre les grains les plus grossiers et les grains les plus petits est un multiple supérieur à 2 de la taille des grains les plus petits.

La texture pétrographique ainsi définie montre des relations particulières entre la source et le bassin d'accueil. Les grains détritiques sont anguleux à subanguleux et non sphériques à allongés, et ils n'auraient donc pas subi un remaniement important avant d'être sédimentés. Cela signifierait une distance source - bassin pas très importante. Les grains détritiques seraient sédimentés peu après leur arrivée dans le bassin.

L'absence de grains grossiers peut avoir plusieurs explications possibles :

- soit la source est très éloignée du bassin (ce qui est incompatible avec l'éroussé des grains) ;
- soit il existe un autre "piège" sédimentaire entre la source et le bassin, piège qui bloque les grains de taille grossière et ne laisse passer que les grains les plus petits ;
- soit le transport du matériel de la source au bassin se fait à la faveur de cours d'eaux de faible énergie, sur un relief plus au moins plat, qui sert en même temps de piège pour les grains grossiers.

Tableau 3 : Récapitulation des faciès pétrographiques rencontrés dans les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz.

Faciès pétrographique	Composition (%)						Grain moyen (mm)	Maturité				Classification pétrographique
	Quartz	Chert	Débris de roche	Feldspath	Micas	Matrice pétitique		Supermature	Mature	Submature	Immature	
A	60-80	5 - 15	10 - 20	5 - 10	0		0.2-0.4	oui	oui	oui		quartzite-sublitharénite
B	70-80	5 - 10	5 - 15	5	traces		0.1	oui	oui	oui		quartzite-sublitharénite
C	60-80	5 - 10	5 - 10	1 - 5	5 - 30		0.1			oui	oui	quartzite sublithique-litharénite
D	traces	traces	traces	traces	10 - 30		0.05				oui	litharénite-lithograuwaacke
E	traces					abondante	0.02					lithograuwaacke
F						uniquement						mudstone

CONCLUSIONS

Les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz sont constituées de grès quartzites à quartz-litharénites de granulométrie moyenne à fine, de silts litharénites et de mudstones. La taille maximale des grains détritiques est moyenne (0,2 à 0,4 mm), les grains sont anguleux à subanguleux, non sphériques à allongés, bien, moyennement ou mal classés.

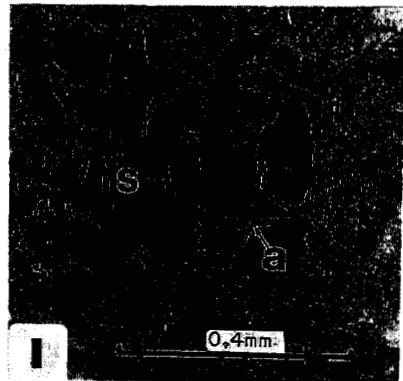
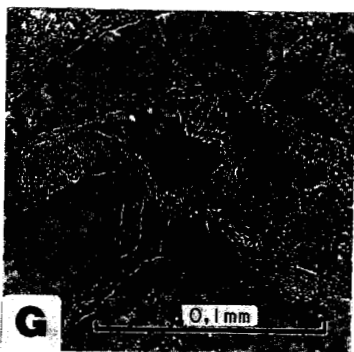
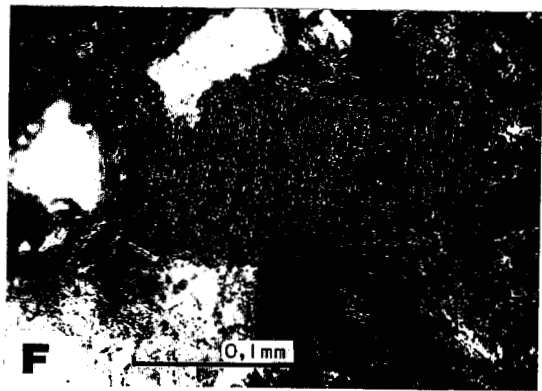
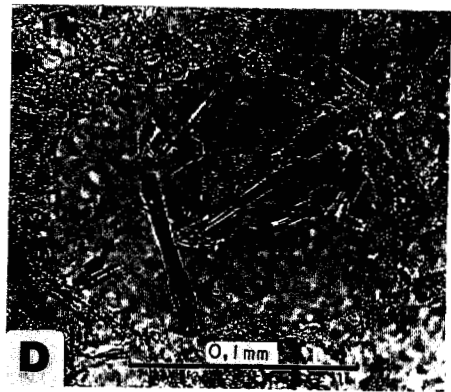
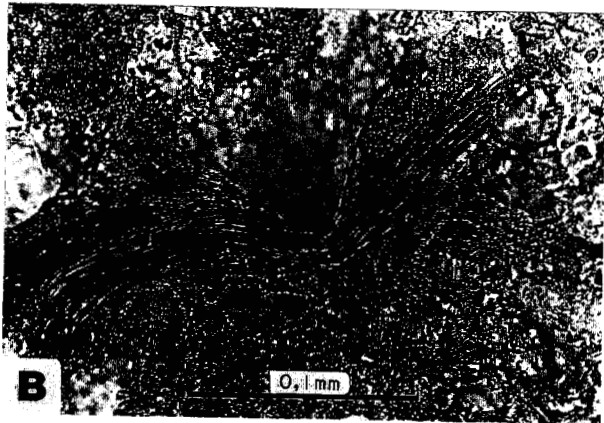
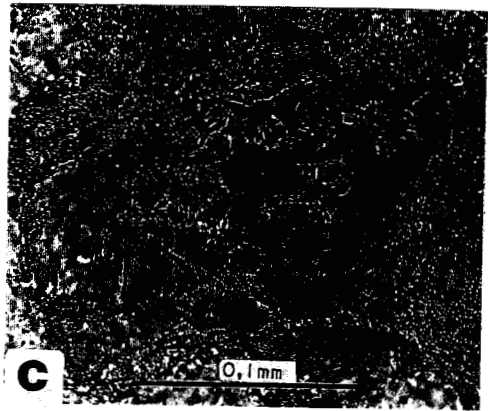
La source ne se situerait pas loin du bassin de sédimentation. Les grains ne sont pas fortement remaniés avant leur sédimentation (grains anguleux et allongés). Ils se seraient sédimentés directement ou peu après leur arrivée dans le bassin. L'absence des grès grossiers témoignerait d'une énergie de transport des grains faible depuis la source au bassin, ou de la présence d'un autre "piège" sédimentaire sur le parcours entre la source et le bassin (piège qui récupérerait les grains grossiers s'il en existait) qui filtrerait les grains de petite taille. Les débris de roche et les feldspaths altérés seraient le résultat de l'érosion d'un massif métamorphique émergé et soumis à un climat tempéré et humide.

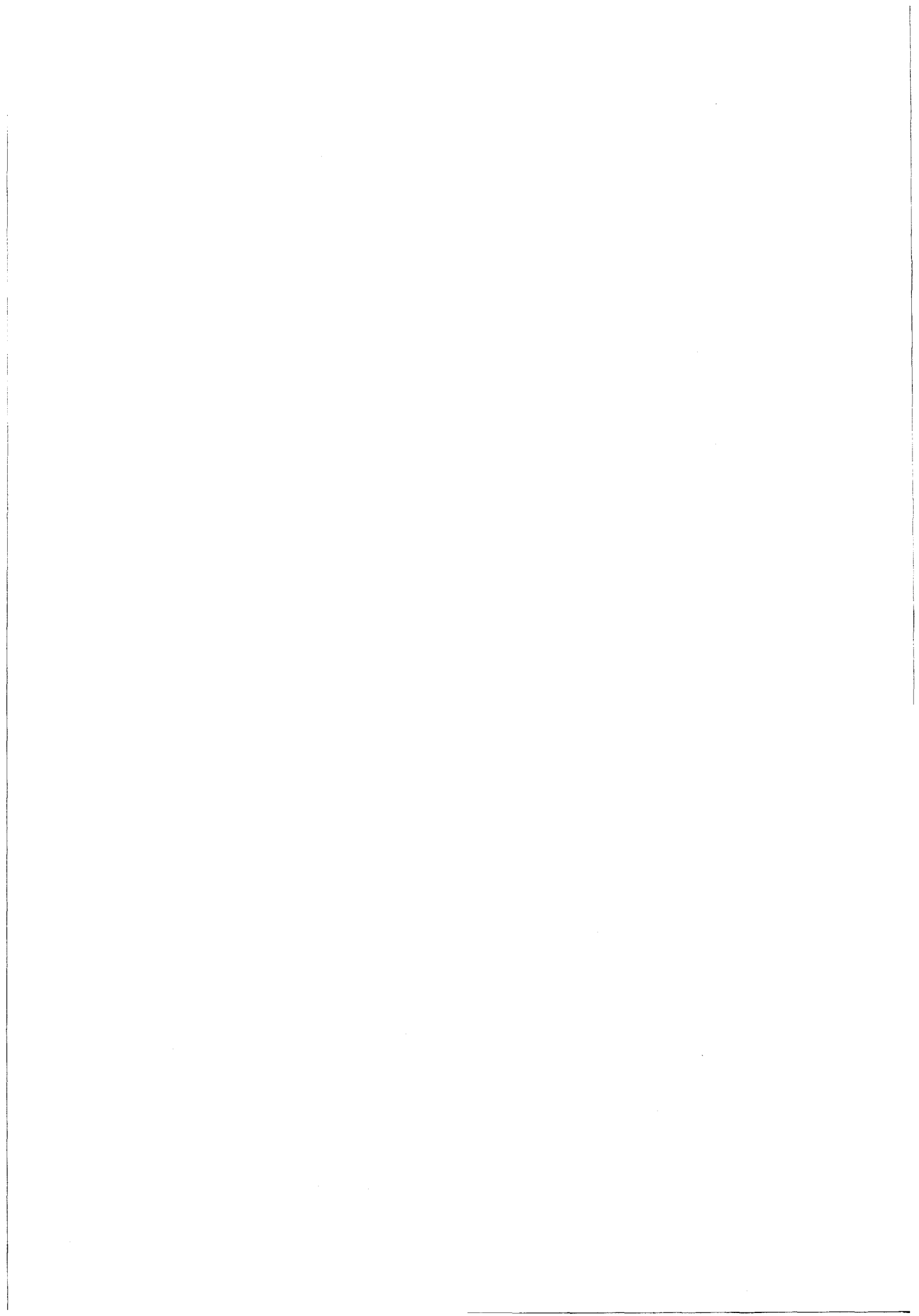
L'environnement paléogéographique du bassin serait affecté par une activité tectonique et magmatique importante (enrichissement brusque des différents niveaux en biotites chloritisées et en zircons).

PLANCHE I

Photographies au microscope.

- A - Grain de chlorite ferrifère comprimé entre deux grains de quartz. Cette chlorite est le résultat de la transformation diagénétique d'une biotite. (LPA)*
- B - Paillette de mica blanc détritique comprimé entre des grains de quartz. (LP)*
- C - Développement de plaquettes d'argile disposées en accordéon. Probablement une chlorite issue de la diagenèse. (LP)*
- D - Quartz à inclusions de cristaux de trémolite ou actinolite en forme d'aiguilles. Ce quartz provient d'une source métamorphique ou volcanique. (LP)*
- E - Débris de roche constitué par des minéraux phylliteux, produit par l'altération. (LPA)*
- F - Grain de feldspath non altéré. (LPA)*
- G - Argiles de type chlorite, produite lors de la diagenèse, et comblant les pores. Les plaquettes d'argiles sont développées perpendiculairement à la surface des grains. (LP)*
- H - Grain de zircon à très fort relief entouré par une auréole sombre due aux éléments radioactifs présents. (LP)*
- I - Grès, à grains de taille moyenne, dépourvu de minéraux argileux (faciès pétrographique A), cimenté par du quartz authigène (s) en continuité optique avec les grains détritiques originels. Les grains de quartz sont anguleux à subanguleux, non sphériques et ils sont entourés par un liseré d'argile (a) issu d'une diagenèse primaire par rapport à la précipitation du quartz secondaire. (LP)*





CHAPITRE IV

HIERARCHIE DES DIFFERENTS ORDRES D'ORGANISATION SEQUENTIELLE

INTRODUCTION

Deux séquences (au sens de Van Wagoner *et al.*, 1988) sont distinguées dans la coupe étudiée : la séquence de Vireux (qui est l'équivalent de la Formation des Grès de Vireux) et la séquence de Chooz (équivalent de la Formation des Schistes de Chooz). Ces deux séquences sont dominées par du matériel silicoclastique détritique. Ce matériel est organisé en strates (grès et silts) et en interstrates (pélites).

Chaque séquence est constituée de séquences de différents ordres emboîtées les unes dans les autres. Elles sont délimitées à leur base et à leur sommet par des surfaces d'érosion. Une hiérarchie séquentielle est donc à définir.

La Formation des Grès de Vireux est dominée par des grès, intercalés de silts et des pélites.

La Formation des Schistes de Chooz est constituée principalement par des pélites et des silts intercalés de grès en.

I - LES DIFFERENTS ORDRES DES SEQUENCES EMBOITEES

Différents ordres de séquences emboîtées ont pu être mis en évidence dans les deux formations étudiées. Ces séquences ont été reconnues par l'analyse séquentielle des dépôts. Sur le terrain, on distingue la lithologie, les faciès sédimentaires et les surfaces qui les limitent.

A - LA FORMATION DES GRES DE VIREUX

Quatre ordres de séquences ont été définis dans cette Formation (fig. 18). Les séquences types seront décrites ici successivement des plus minces aux plus épaisses.

1. La strate

L'élément stratigraphique le plus petit, choisi comme élément de base, est la strate. Elle est essentiellement gréseuse et se présente en relief sur le terrain (fig. 19), étant en même temps l'unité la plus petite discernable à l'oeil nu. Son épaisseur varie de quelques centimètres à quelques décimètres, souvent entre 3 et 10 cm. Parfois elle dépasse 20 cm et atteint rarement le mètre. L'interstrate est exclusivement formée de pélites. Elle se présente en creux sur le terrain et sépare deux strates. L'association de plusieurs strates forme un paquet de strates.

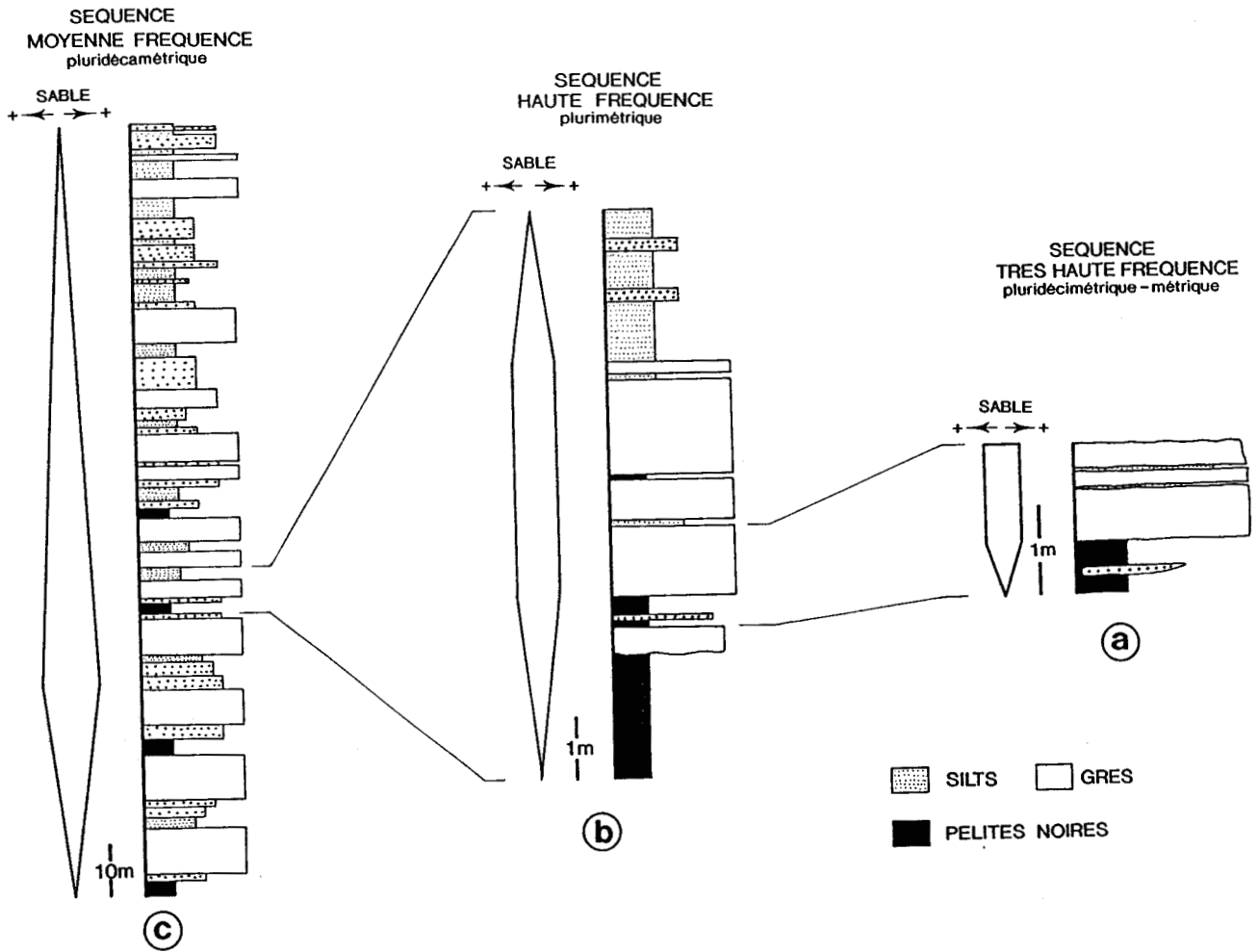


Fig. 18 - Les différents ordres des séquences à haute résolution de la Formation des Grès de Vireux

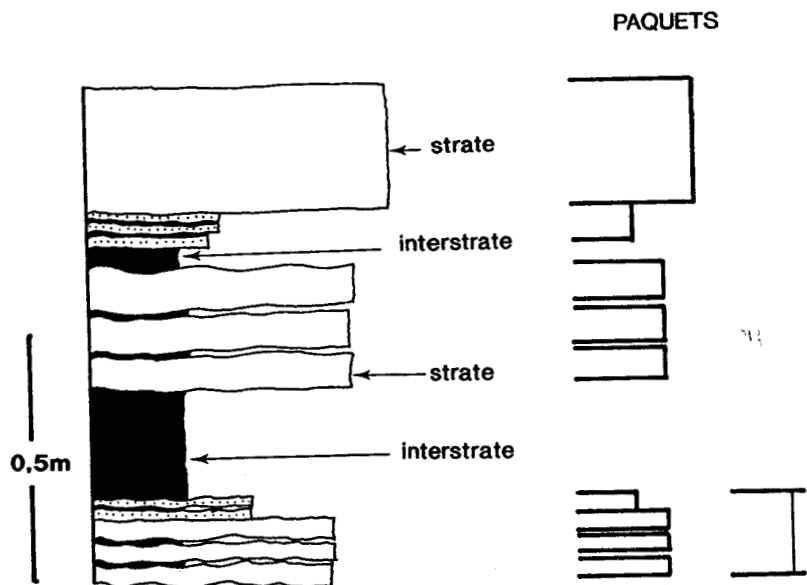


Fig. 19 - Strates et interstrates.

Les strates sont riches en matériel gréseux et sont en relief. Les interstrates sont riches en pélites, elles sont en creux sur le terrain.

Quand le pourcentage des interstrates dans un paquet est élevé alors le paquet est nommé paquet composé.

2. La séquence d'épaisseur pluridécimétrique à métrique

La séquence d'épaisseur pluridécimétrique à métrique est constituée de deux termes : un terme inférieur à dominante pélitique et un terme supérieur gréseux (fig. 18 A), le tout formant une séquence négative de type granocroissant. L'épaisseur de cette séquence peut varier entre 0,5 et 5 m. Le terme inférieur est constitué par des interstrates et par des paquets composés de strates. Le terme supérieur est constitué d'un, de deux ou de trois strates ou paquets de strates. L'épaisseur du terme inférieur et celle du terme supérieur ne sont pas toujours en équilibre. On observe toutes les variations d'épaisseur relative et de composition entre des séquences à dominante pélitique et des séquences gréseuses.

3. La séquence d'épaisseur métrique à plurimétrique

La séquence d'épaisseur métrique à plurimétrique est constituée de trois ou bien cinq séquences pluridécimétriques à métriques (fig. 18 B), dont une à la base à dominante pélitique, trois à dominante gréseuse et une dernière au sommet plus silteuse. Son épaisseur varie entre 3 et 15 m.

Ces séquences constituent le motif séquentiel de base de la série étudiée. Il est répétitif et identifiable tout au long de la Formation des Grès de Vireux (fig. 20).

4. La séquence d'épaisseur pluridécamétrique

La séquence d'épaisseur pluridécamétrique comprend toute la Formation des Grès de Vireux (fig. 18 C). Elle est dessinée sur la variation de pourcentage de grès et de pélite dans la coupe. La partie basse de la Formation est globalement plus riche en matériel gréseux que la partie supérieure.

5. Ordre des séquences

On peut identifier plusieurs ordres d'organisation séquentielle. Les séquences de fréquence supérieure sont emboîtées dans les séquences de fréquence inférieure. Sur le terrain on observe une répétitivité de ces séquences. Cette répétitivité est régulière et serait de nature cyclique. Par conséquent elle serait induite par des facteurs de même nature. Jusqu'à maintenant on ne connaît pas de facteurs internes ayant une cyclicité quelconque. En plus la présence des séquences affecte la totalité d'un bassin et ne peut pas être induite par des facteurs locaux. Auquel cas, cette cyclicité ne peut pas être propre au bassin sédimentaire, elle serait induite par des facteurs externes (allocycliques).

Ce seraient donc des séquences à haute résolution résultant des phénomènes allocycliques, de nature répétitive. De ce fait, elles représenteraient la même durée. Actuellement nous ne possédons pas de renseignements sur leur durée absolue. De plus, la Formation des Grès de Vireux n'affleure pas ici dans son

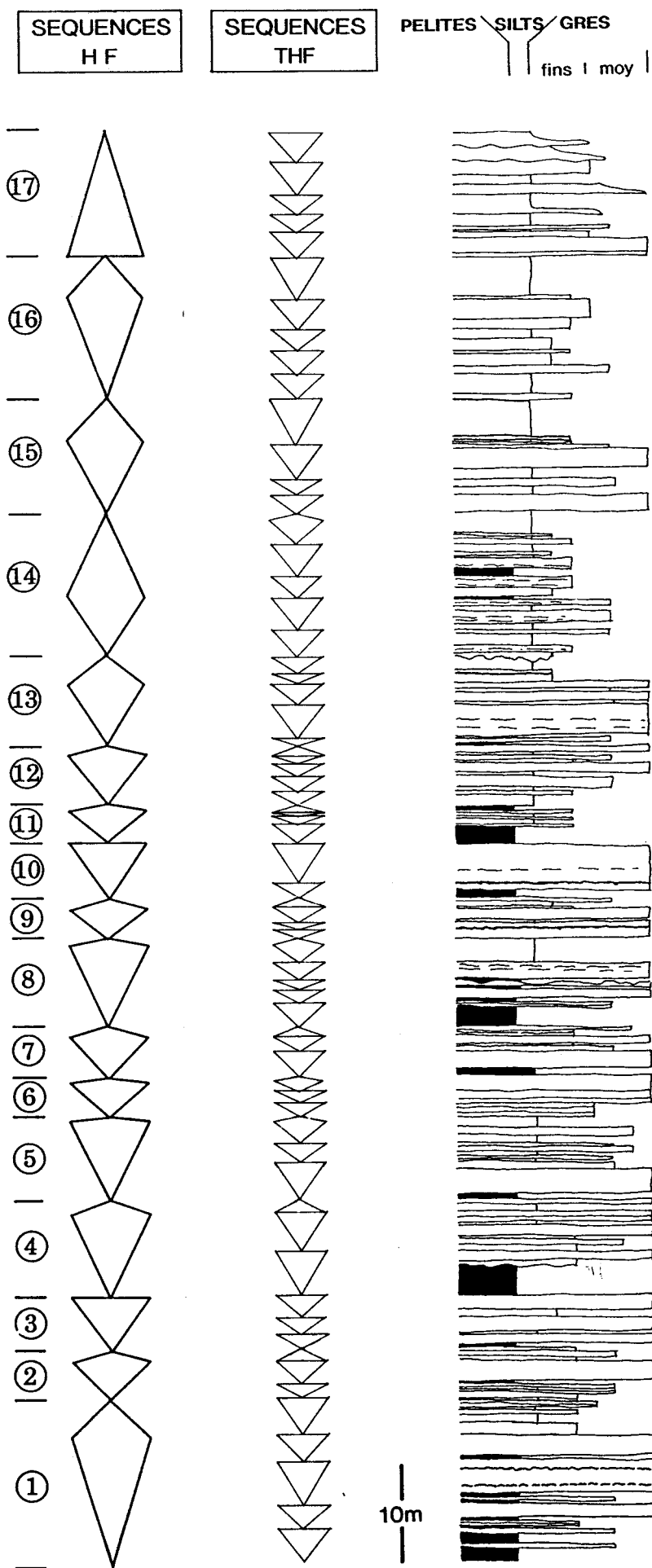


Fig. 20 - Formation des Grès de Vireux avec ses séquences à haute fréquence (HF) et à très haute fréquence (THF) emboîtées

intégralité. La partie inférieure, dont il est difficile d'estimer l'épaisseur, n'est pas exposée. A la fin du chapitre, après avoir examiné aussi la Formation des Schistes de Chooz, je tente d'estimer l'ordre de grandeur de la durée des séquences des différents ordres.

Par comparaison avec d'autres régions et d'autres formations sédimentaires (exemple de la plate-forme dévonienne armoricaine, Guillocheau, 1990), on peut faire un premier classement de ces séquences. Ainsi les séquences d'épaisseur pluricentimétrique à métrique sont appelées séquences à Très Haute Fréquence (THF), celles d'épaisseur métrique à plurimétrique sont appelées séquences à Haute Fréquence (HF), et enfin la séquence d'épaisseur pluridécimétrique est appelée séquence à Moyenne Fréquence (MF). Elle correspond aux séquences de troisième ordre au sens de Vail *et al.* (1977).

Au total dans la partie exposée de la Formation des Grès de Vireux on dénombre 17 séquences à haute fréquence HF et 67 séquences à très haute fréquence THF (fig. 20).

B - LA FORMATION DES SCHISTES DE CHOOZ

Plusieurs ordres de séquences ont été proposés (fig. 21).

1. La strate et le paquet de strates

La strate est, comme dans la Formation des Grès de Vireux, l'élément de base de la stratigraphie séquentielle. Son épaisseur est entre quelques centimètres et quelques décimètres, souvent de 2 à 10 centimètres. Dans la Formation des Schistes de Chooz, les interstrates sont beaucoup plus épaisses que dans la Formation des Grès de Vireux. De ce fait, les strates et les paquets de strates sont mieux mis en relief. Les paquets de strates sont constitués de plusieurs strates séparées par des joints de stratification ou par des interlamines et par des interstrates. Les interstrates et les interlamines sont constituées par des alternances fines millimétriques à centimétriques de pélites et de silts fins de couleur rouge. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à quelques décimètres. Plusieurs interstrates constituent un interpaquet.

2. La séquence d'épaisseur pluridécimétrique à métrique

La séquence d'épaisseur pluridécimétrique à métrique est composée de deux termes : un terme inférieur gréseux et un terme supérieur à dominante pélitique (fig. 21 A) disposés en une séquence positive. L'épaisseur de la séquence peut varier entre 0,5 et 5 m. Le terme inférieur gréseux est constitué de un, deux ou trois strates ou paquets de strates. Le terme supérieur à dominante pélitique est constitué soit d'un interpaquet soit de plusieurs interpaquets alternant avec des paquets composés. Le pourcentage de chaque terme dans la séquence est variable et il y a une forte dissemblance entre les séquences à dominante pélitique et les séquences à fort pourcentage de grès.

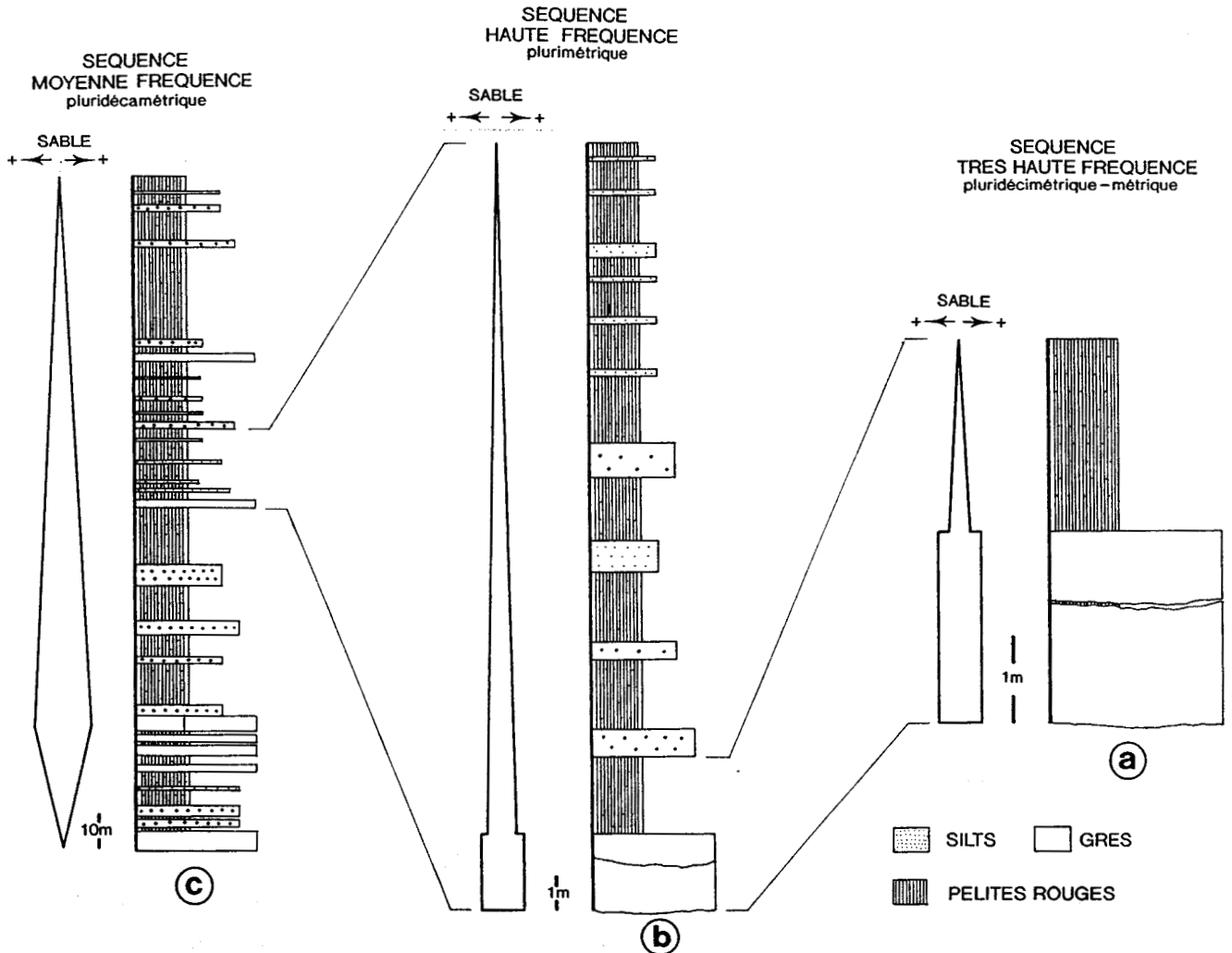


Fig. 21 - Trois ordres de séquences à haute résolution de la Formation des Schistes de Chooz.

3. La séquence d'épaisseur métrique à plurimétrique

La séquence d'épaisseur métrique à plurimétrique est constituée de cinq ou quatre séquences d'épaisseur pluridécimétrique à métrique (fig. 21 B). La séquence d'épaisseur pluridécimétrique à métrique de la base est plus gréseuse que les suivantes. L'épaisseur de la séquence varie entre 5 et 20 m.

Les séquences d'épaisseur métrique à plurimétrique représentent le motif séquentiel de base de la série étudiée, motif identifiable tout au long de la Formation des Schistes de Chooz, et dont on s'aperçoit qu'il est répétitif.

4. La séquence d'épaisseur pluridécamétrique

La séquence d'épaisseur pluridécamétrique comprend toute la Formation des Schistes de Chooz (fig. 21 C). Elle est identifiée d'après l'évolution verticale du pourcentage de sable et de pélite dans la coupe. Cette séquence est plus gréseuse dans sa partie inférieure et plus pélitique dans sa partie supérieure.

5. Ordre des séquences

Plusieurs ordres d'organisation séquentielle ont été identifiés dans la Formation des Schistes de Chooz. Les séquences de différents ordres sont emboîtées, comme pour la Formation des Grès de Vireux. Ces séquences sont répétitives et suggèreraient une nature cyclique. Dans ce cas elles résulteraient des phénomènes répétitifs de nature cyclique. La nature cyclique des phénomènes responsables ne peut pas être propre au bassin sédimentaire. Elle est induite par des facteurs extérieurs.

Bien que dans la Formation des Schistes de Chooz il n'y ait pas de faune préservée, son âge est estimé par encadrement de l'Emsien moyen (Godefroid & Stainier, 1988). Elle est limitée à la base par la Formation des Grès de Vireux d'âge Emsien inférieur et au sommet par l'assise de Hierges d'âge Emsien supérieur (Godefroid & Stainier, 1988).

Dans l'Echelle Numérique des Temps Géologiques (Odin et Odin, 1990) la durée de l'Emsien est de 5 Ma. L'étage Emsien est divisé lui même en trois sous-étages : inférieur, moyen et supérieur, chacun à une durée moyenne d'environ 1,6 Ma.

La Formation des Schistes de Chooz, qui occupe toute l'épaisseur appartenant à l'Emsien moyen, aurait donc une durée de l'ordre de 1,6 Ma. Dans cette séquence pluridécimétrique on dénombre 13 séquences d'épaisseur plurimétrique (fig. 22). Ces séquences seraient le résultat d'un processus allocyclique à fréquence répétitive. Elles auraient donc, une même durée. En divisant la durée de l'Emsien moyen par le nombre des séquences d'épaisseur plurimétrique on trouve pour chaque séquence une fréquence moyenne de 120 Ka, c'est-à-dire de l'ordre de la centaine de milliers d'années. Les mesures de temps absolu pour le Paléozoïque sont peu précises, et, par conséquent, les calculs présentés ici sont approximatifs et donnent un ordre de grandeur plutôt que des valeurs réelles. L'ordre de grandeur de la durée des séquences d'épaisseur plurimétrique est par conséquent de 100 Ka. Cette valeur correspond à la fréquence de certains cycles dits cycles de Milankovitch (excentricité de l'orbite terrestre dans le système solaire), dont l'existence est admise dans le Quaternaire (Berger, 1984).

Cette estimation est encore plus imprécise en raison de l'évolution au cours du temps de la durée des cycles astronomiques (House, 1986). D'après les calculs faits sur la croissance des coraux pour le Dévonien moyen (Scrutton, 1965), un cycle lunaire durait 30,59 jours dévoniens. Quant à l'année dévonienne, elle serait constituée de 410 jours (Wells, 1963). Ces calculs m'obligent à être prudent dans l'estimation de la durée des séquences.

Les séquences d'épaisseur pluridécimétrique à métrique, au nombre de cinq ou quatre dans une séquence d'épaisseur plurimétrique, auraient alors une fréquence entre 20 et 25 Ka. Elles sont appelées séquences à Très Haute Fréquence (THF).

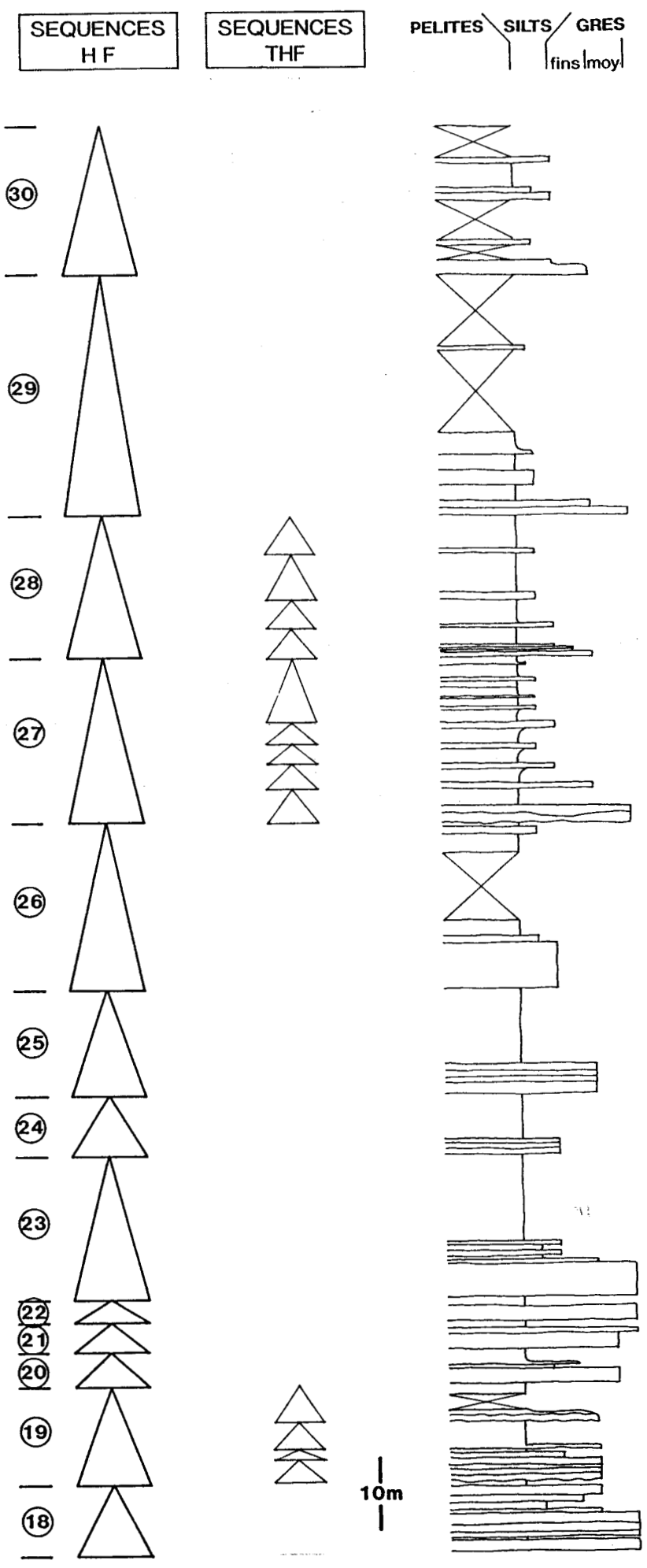


Fig. 22. Emboitements des séquences à haute résolution de la Formation des Schistes de Chooz.

Les séquences d'épaisseur plurimétrique auraient une fréquence de 100 Ka, elles sont appelées séquences à Haute Fréquence (HF).

La Séquence d'épaisseur pluridécamétrique, d'une durée moyenne de 1,6 Ma est appelée séquence de Moyenne Fréquence (MF). Elle correspond aux séquences du troisième ordre au sens de *Vail et al.* (1977)

II - RELATIONS ENTRE LA SEQUENCE DE VIREUX ET LA SEQUENCE DE CHOOZ

Les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz sont en continuité stratigraphique normale. Elles sont séparées par une surface d'érosion dont la continuité latérale n'a pas été vérifiée ici. Cette étude est à faire ultérieurement.

A - SEQUENCES A HAUTES FREQUENCE : CARACTERE SPECIFIQUE

Les séquences HF de la Formation des Grès de Vireux sont gréseuses à caractère séquentiel négatif, tandis que les séquences HF de la Formation des Schistes de Chooz sont nettement péliques à caractère séquentiel positif. Entre les deux, il y a une zone où le caractère lithologique des séquences HF et leur nature séquentielle sont moins tranchés et désignent des variations intermédiaires entre les deux séquences.

Cette zone de passage entre les deux séquences se situe au sommet de la Formation des Grès de Vireux. La limite entre les deux formations correspond donc au sommet de la Formation des Grès de Vireux. Les calculs présentés ci-dessus reposent sur cette limite. Cette limite n'est pas en concordance avec la limite établie par Godefroid & Stainier (1988) qui se situe 30 m au-dessous. La nature lithologique et séquentielle de la zone de transition sera traitée en détail ultérieurement.

B - SEQUENCES A HAUTE FREQUENCE : CARACTERES COMMUNS, CAUSES

La séquence à haute résolution d'épaisseur métrique à plurimétrique, appelée séquence à Haute Fréquence (HF), représente le motif séquentiel de base dans les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz. Ce motif est répétitif et identifiable quel que soit le niveau considéré. Il serait le résultat des processus de nature allocyclique. Pour la Formation des Schistes de Chooz, cette séquence aurait une fréquence de 100 Ka. La Formation des Grès de Vireux n'affleure pas en entier, il est donc difficile de calculer la fréquence des séquences. L'ordre de grandeur de l'épaisseur de la séquence HF de la Formation des Grès de Vireux est comparable à l'ordre de grandeur de celle de la Formation des Schistes de Chooz. De plus, sur le terrain, on observe un passage vertical graduel d'une séquence à l'autre. De ce fait, on peut admettre que la séquence HF de la Formation des Grès de Vireux est de l'ordre de 100 Ka.

Dans la partie exposée de la Formation des Grès de Vireux, on dénombre 17 séquences HF. 17 fois 100 Ka est égal à 1,7 Ma. La partie de la Formation des Grès de Vireux qui affleure dans la carrière du Mont Vireux aurait pu mettre 1,7 Ma à se déposer.



CHAPITRE V

SEDIMENTOLOGIE DES FACIES

INTRODUCTION

Les études géologiques et les considérations paléogéographiques antérieures (chapitre introductif) ont conduit à interpréter les Formations des Grès de Vireux et des Schistes Chooz comme s'étant déposées en milieu de plate - forme, à sédimentation silicoclastique, passant progressivement à une sédimentation carbonatée sur une plate-forme récifale (Eifélien - Givétien).

La zonation proposée est fondée sur la répartition de faciès de tempêtes et de houle et sur la nature plus ou moins restreinte du domaine marin littoral. Ces faciès sont induits par l'hydrodynamisme du milieu de sédimentation (différentes formes de figures de courant, facteurs autocycliques) mais ils sont aussi contrôlés par les fluctuations du niveau relatif de la mer (l'enchaînement vertical des faciès dans une séquence de dépôt, facteurs allocycliques). Ainsi la Formation des Grès de Vireux est dominée par les faciès de tempête de plage et d'offshore tandis que la Formation des Schistes de Chooz est dominée par des dépôts continentaux à signature de plaine alluviale.

Afin d'éviter toute ambiguïté, je ferai ici un rappel des termes et des définitions utilisés pour le domaine littoral (fig. 23). Une partie de ces termes est d'origine anglaise et nombreux sont ceux qui ont déjà obtenu leur "citoyenneté" française. Je les conserverai tels quels en donnant, quand ce sera possible, leur équivalent en français.

Le profil commence en domaine continental par une plaine alluviale (fig. 23) inondée régulièrement durant les périodes de crues.

La plaine côtière marque la limite entre le bassin marin et le continent. Plusieurs types de plaines côtières sont cités dans la littérature, avec la côte sableuse et la côte rocheuse, en passant par les côtes à sédimentation carbonatée (Reineck & Singh, 1980). Souvent, entre la plaine côtière et le bassin, se développent des îles barrières qui forment des haut fonds. En arrière de ces hauts fonds se forment des lagons, des baies, et plus généralement, des milieux marins restreints (exemple de la côte Est américaine de Georgie, Halls & Hoyt, 1968 ; Reineck & Singh, 1980).

La plage ou estran (foreshore) se situe entre les niveaux moyens de haute mer et de basse mer (domaine intertidal).

L'avant-plage, ou prisme littoral (shoreface), a comme limite supérieure le niveau atteint par les basses mers de vives-eaux et comme limite inférieure, la limite d'action des vagues de beau temps

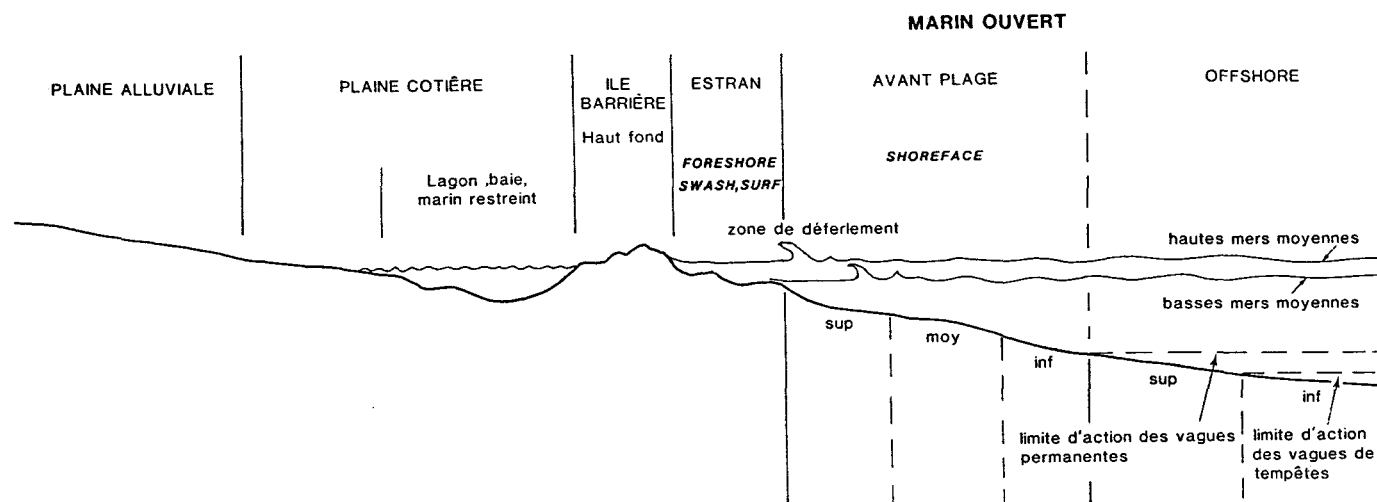


Fig. 23 - Unités morphologiques d'un profil de plage sableuse (modifié d'après Harms, 1975 ; Reineck & Singh, 1980 ; Reading, 1978 ; Walker, 1984 ; Chamley, 1988).

("fairweather-wave base"). Elle est divisée en trois sous-zones : inférieure, moyenne et supérieure. La sédimentation dans le shoreface est dominée par le matériel sableux.

En-dessous de la limite inférieure d'action des vagues permanentes en période de beau temps ("fairweather-wave base") se trouve l'offshore. La limite entre l'avant-plage (shoreface) et l'offshore, dans la plupart des cas, est progressive. Le sable est abondant tout au long du shoreface, il l'est moins en offshore sauf dans des cas particuliers (par exemple, lors d'événements à haute énergie, pendant les tempêtes). La limite inférieure d'action des vagues de tempêtes, sépare l'offshore supérieur de l'offshore inférieur. Cette limite se situe à une profondeur équivalente à peu près à la moitié de la longueur d'onde des vagues du bassin profond (Komar, 1976), et peut même dépasser parfois la profondeur de 200 m (Komar *et al.*, 1972 ; Leckie & Krystinik, 1988).

L'analyse des faciès sédimentaires de la coupe se fondera sur ces considérations théoriques de différents milieux de sédimentation. Ces milieux de sédimentation se distinguent entre autres par la lithologie des dépôts mis en place. Ainsi en position proximale, au niveau de l'estran, les dépôts sont grossiers et d'épaisseur importante. En allant vers les milieux d'offshore, la granulométrie moyenne et l'épaisseur des strates diminuent sensiblement.

Il est possible de distinguer dans la coupe étudiée quatre grands types de faciès :

- I - les faciès à dynamique de vagues ;
- II - les faciès dominés par les courants ;
- III - les faciès à chenaux ;
- IV - les faciès présentant des preuves d'émersion.

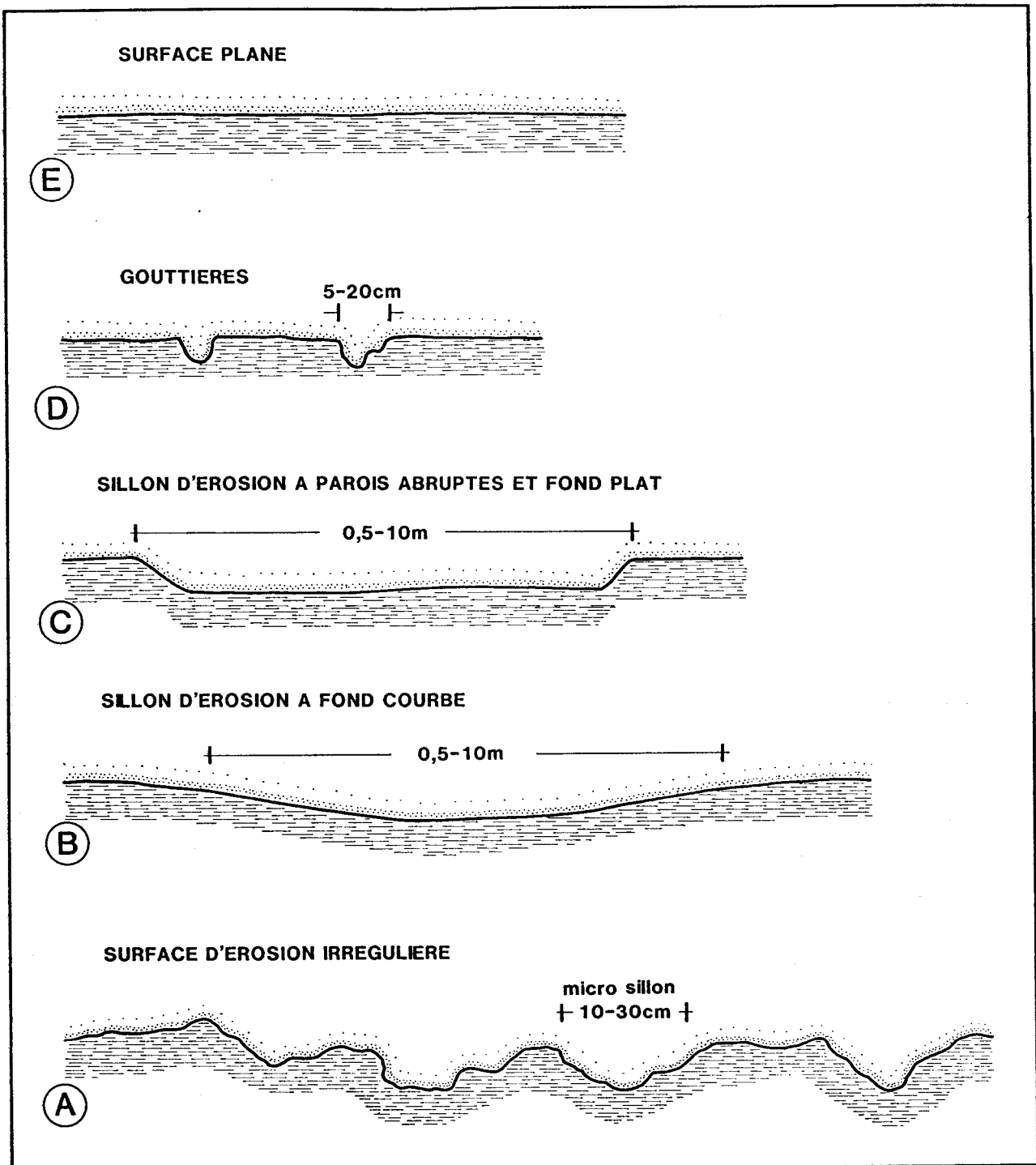


Fig. 24 - Les différentes types de surfaces de base de banc.

Quelques types de faciès plus particuliers sont décrits ensuite (V), avant le bilan des paléocourants (VI) et des paléopondeurs (VII).

Remarque : sur les deux logs des figures 54 et 55 est signalée la position des figures de détail appelées dans ce chapitre.

I - LES FACIES A DYNAMIQUE DE VAGUES

Ce groupe de faciès présente une diversité de figures sédimentaires exprimées par 4 types de litage :

- A - le litage de strates gradées;
- B - le litage de strates gréseuses lenticulaires ;
- C - le litage entrecroisé de rides symétriques ;
- D - le litage plan et le litage incliné.

A - LES STRATES CENTIMETRIQUES SILTEUSES GRADEES

Le silt et/ou le grès fin constituent les strates et les lamines des termes inférieurs à dominante pélitique des séquences THF de la Formation des Grès de Vireux. Sur le terrain, les strates silteuses se confondent dans la masse pélitique du terme inférieur et ne sont pas directement discernables : leur structure interne apparaît grâce à la méthode des "peel sections".

La base des strates gradées est érosive, avec de nombreuses gouttières (fig. 24 D), de sillons d'érosion de dimensions plurimillimétriques, et d'incisions millimétriques (fig. 25 A, planche II B, planche hors texte A) Elle peut aussi être érosive plane (planche II A). L'épaisseur des strates varie de quelques millimètres (fig. 25 A, planche II B C) à 2 - 3 cm (planche II A). A l'intérieur des strates le litage est plan horizontal, parfois légèrement ondulé. Verticalement ces strates passent à des pélites, soit graduellement (planche II A), soit par bandes (fig. 25 A, planche II B C).

Les strates centimétriques silteuses gradées sont des strates lenticulaires à caractère discontinu. Leur nature est épisodique.

Les strates gradées, les gouttières d'érosion, le litage plan parallèle ou légèrement ondulé, seraient induits par l'action des vagues de forte énergie (régime supérieur) lors des tempêtes (Dyer, 1982 ; Flood, 1983 ; Harms *et al.*, 1982).

Les strates gradées sont utilisées aujourd'hui comme d'excellents critères de profondeur. Ces dépôts, appelés "storm graded layers", ont été observés en milieux actuels comme en Mer du Nord. Ils ont été parmi les premiers à être attribués à des dépôts de tempêtes (Reineck *et al.*, 1967, Gadow & Reineck, 1969 ; Reineck & Singh, 1971, 1980). Ils se forment en position distale, dans l'offshore supérieur, sous l'action des tempêtes.

Dans le tableau 4, (Guillocheau, 1990) sont rapportées les caractéristiques des strates silteuses gradées et des strates silteuses à lamines planes de la Mer du Nord.

**LES RYTHMITES GRADEES ET LES LAMINES SILTEUSES :
DESCRIPTION (STRATIFICATION, LITAGE)
D'APRES LES PRELEVEMENTS DE LA MER DU NORD.**

Documents utilisés : Pl. 2 et 7, REINECK et al., 1967 ; Pl. 1, GADOW et REINECK, 1969 ; Pl. 1, AIGNIER et REINECK, 1982.

BASE DE STRATE :

- . presque toujours érosive,
- . gouttières d'érosion ("gutter casts") et sillons d'érosion ("furrows") de petite taille (largeur : 1 cm et 5-50 cm respectivement).
- . petites incisions millimétriques irrégulières.

LITAGE :

- . litage presque systématique,
- . lamines ondulées dominantes ; tous les intermédiaires entre les lamines faiblement ondulées (longueur d'onde pluridécamétrique, $h=0.5$ cm) et le litage de rides chevauchantes en phase (type S, longueur d'onde $=6$ cm, $h=1$ cm) ; nombreux épaisissements et amincissements de lamines, les épaisissements se font tantôt sur les dômes, tantôt sur les creux ; ce litage peut être comparé à un HCS de faible longueur d'onde,
- . les variations granulométriques entre lamines sont importantes ; deux types sont reconnus : (1) une alternance de lamines sableuses et d'interlamines argilo-silteuses, (2) des paquets de lamines sableuses séparés par un lit argilo-silteux ; ces paquets de granulométrie moyenne donnée, s'empilent les uns sur les autres, d'où un granoclassement en bandes : la limite entre deux paquets peut correspondre à une surface d'érosion,
- . le litage entrecrisé de rides est rare ; il existe quelques faisceaux isolés de rides de courants (?) présentant une aggradation latérale de lamines argilo-silteuses et sableuses ("fading ripples" (?), PEDERSEN, 1985).

SOMMET DE STRATE :

- . très souvent érodé ; il s'agit d'une surface d'érosion ondulée décimétrique de morphologie similaire aux bases de faisceaux des rides chevauchantes en phase, sur laquelle peut se superposer des gouttières et sillons d'érosion de petite taille ; elle est soit moulée par des argiles, soit drapée par un fin liseré argilo-silteux,
- . quelques passages progressifs, lors d'un granoclassement "en bandes".

STRATIFICATION :

- . strates très souvent lenticulaires : un sillon de petite taille est comblé par une ride ou par un micro dôme, dont la crête est symétrique, par rapport au plan de stratification, du creux du sillon.

Les **rythmites gradées** correspondraient aux strates lenticulaires à surface d'érosion sommitale. Les **lamines silteuses** seraient les strates constantes, fines, peu épaisses, gradées, aux passages progressifs avec l'interstrate argileuse.

Tableau 4 - Caractéristiques des strates silteuses gradées et des "lamines silteuses" (d'après les exemples de la Mer du Nord in Guillocheau, 1990).

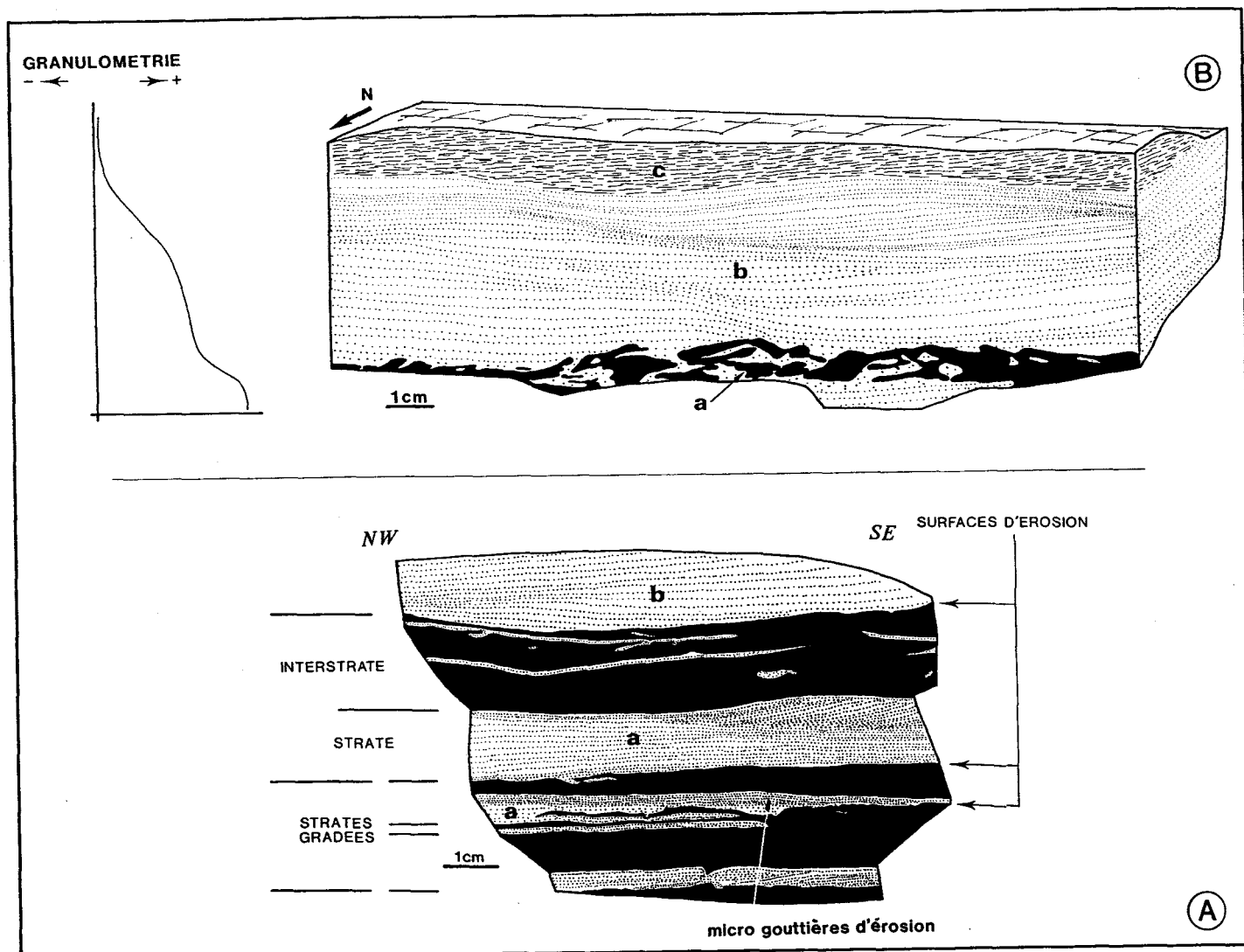


Fig. 25 - Strates peu épaisses de grès fin et de silt. A - Strates silteuses gradées ("storm graded layers") (a) et strates peu épaisses silteuses (silt layers) (b) (Voir planche II B). B - Litage de rides symétriques chevauchantes amalgamées de type S de tempête : a - galets intraformationnels, b - grès fin à rides chevauchantes, c - pélite.

Les strates centimétriques silteuses gradées de la Formation des Grès de Vireux se seraient déposées en milieu marin distal. Elles se caractérisent par une faible épaisseur (quelques centimètres), et une granulométrie fine (de l'ordre du grès fin au silt). Elles sont encadrées, à la base et à leur sommet, par des pélites reflétant une sédimentation continue, non affectée par des événements de forte énergie.

Les strates centimétriques silteuses gradées correspondent donc à un faciès d'offshore supérieur.

B - LE LITAGE DE STRATES GRESEUSES LENTICULAIRES

Ce faciès est représenté par des strates de grès fin d'épaisseur centimétrique à décimétrique et d'extension latérale décimétrique à métrique (fig. 26). Ces strates s'observent dans les termes inférieurs à

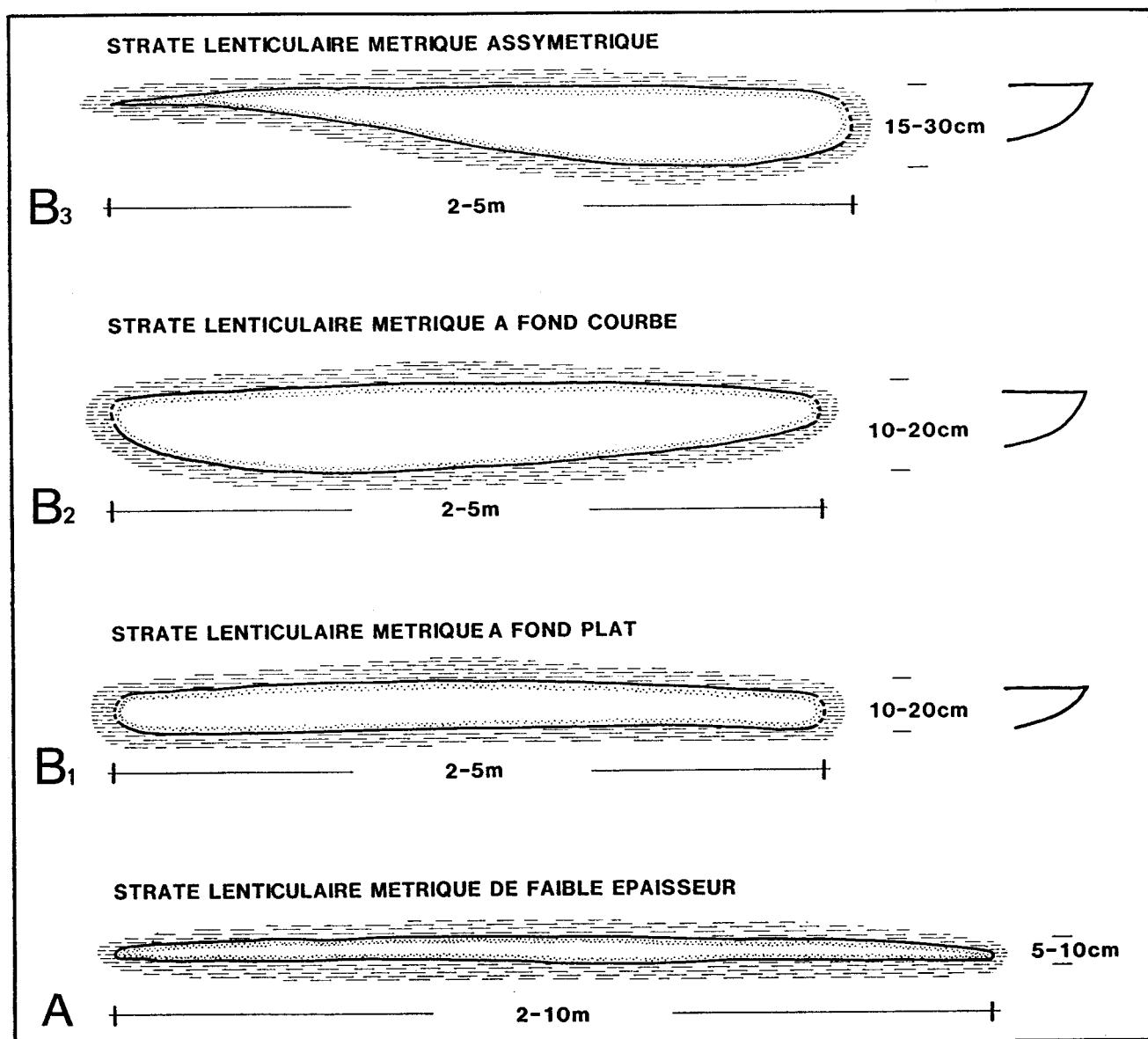


Fig. 26 - Morphologie des strates gréseuses lenticulaires (voir planche III F b1 b2 b3). Les extrémités des strates sont déformées. Leur forme originelle est dessinée à droite de chaque strate.

dominante pélitique des séquences THF de la Formation des Grès de Vireux. Elles sont noyées dans une matrice pélitique (souvent affectée par la schistosité). Leur base montre des sillons d'érosion dont l'axe long est orienté Est - Ouest (fig. 24, B, C). Le passage entre la matrice pélitique et la strate est tranché.

Il semble que la structure interne des strates dépende de leur morphologie. On peut donc établir une corrélation entre un type de structure et une morphologie de strate.

1 - Les strates lenticulaires d'extension latérale métrique et d'épaisseur centimétrique

Elles sont à fond plat (fig. 26 A) et se situent soit près de la base du terme pélitique, soit près de son sommet. Leur extension latérale varie entre 2 et 10 m, leur épaisseur entre 2 et 10 cm.

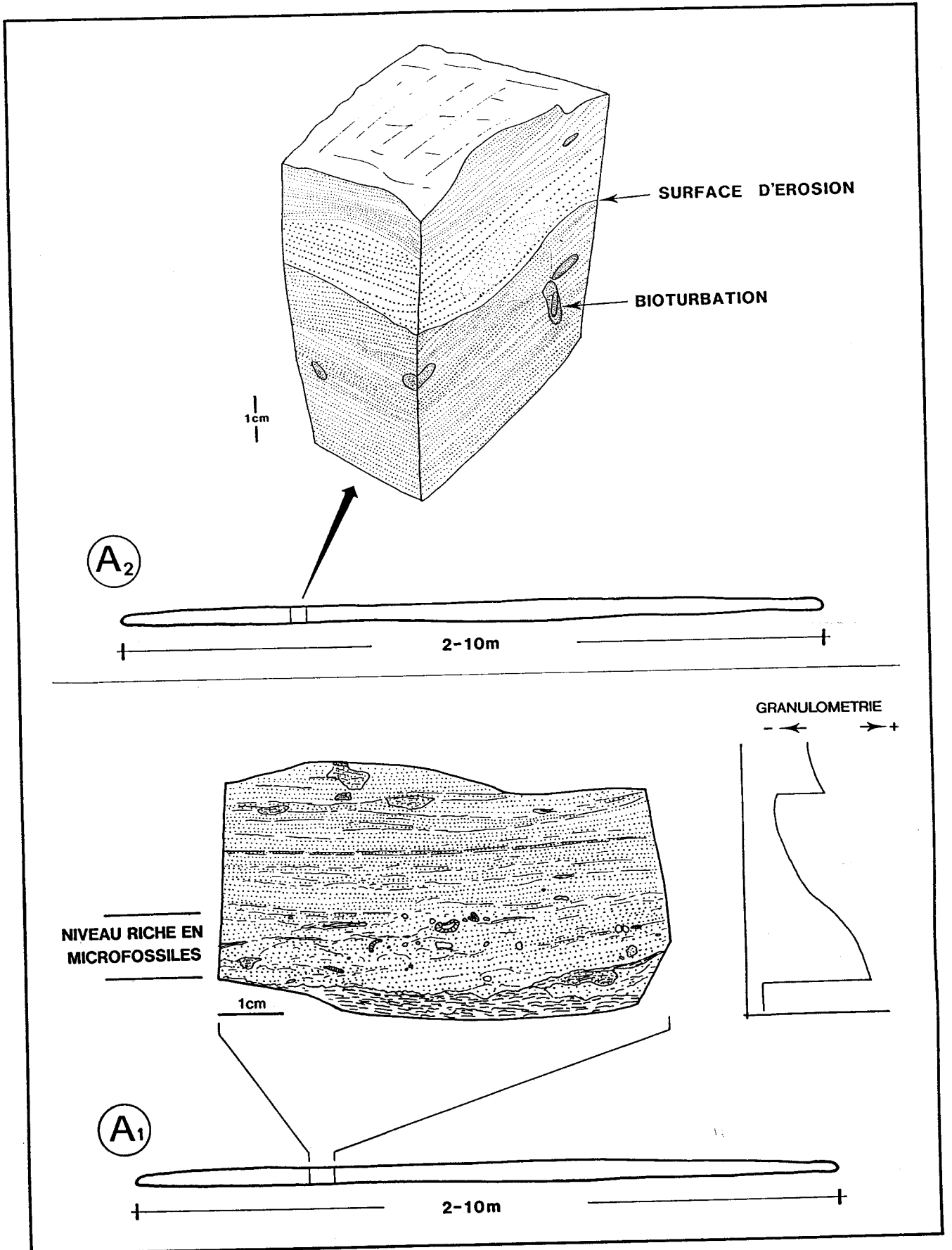


Fig. 27 - Structure interne des strates gréseuses lenticulaires métriques et d'épaisseur centimétrique (voir fig. 59 A). A1 - Litage plan horizontal et granoclassement positif des grains (voir planche II D). A2 - Litage entrecroisé amalgamé.

Deux types de structure interne sont observés ici (fig. 27) :

A1 - Strates lenticulaires à litage plan horizontal et granoclassement positif des grains, riches à la base en microfossiles indéterminés (planche II D) (terme inférieur pélitique, séquence THF de la base, séquence HF n° 8, fig. 54) ;

A2 - strates lenticulaires à stratification entrecroisée amalgamée (terme inférieur pélitique, séquence THF de base, séquence HF 8, fig. 54). Une surface d'érosion divise la strate en deux faisceaux. Le changement de granulométrie de part et d'autre de la surface est dû au granoclassement positif des grains à l'intérieur de chaque faisceau. On observe aussi des traces de bioturbation.

2 - Les strates lenticulaires métriques

Elles ont une extension latérale comprise entre 2 et 5 m pour une épaisseur de 10 à 30 cm (fig. 26 B1, B2, B3). La strate montre soit un sillon à fond plat (fig. 26 B1), soit un sillon à fond courbé (fig. 26 B2), soit encore un sillon asymétrique (fig. 26 B3, planche III F). Les extrémités des sillons sont affectées par des déformations synsédimentaires de type "ball-and-pillow".

La structure interne de ces strates est constituée par un litage de rides symétriques chevauchantes en phase, de type S (planche III G). On y distingue deux faisceaux superposés :

- un faisceau inférieur à litage plan horizontal où les lamines épousent le fond de la strate en uniformisant les irrégularités du relief. Une légère courbure concave peut être soupçonnée aux deux extrémités de la photo (planche III G). Elle serait due à une déformation synsédimentaire. Le faisceau peut être assimilé au litage oblique en creux ("Swaley cross-stratification" ou SCS),

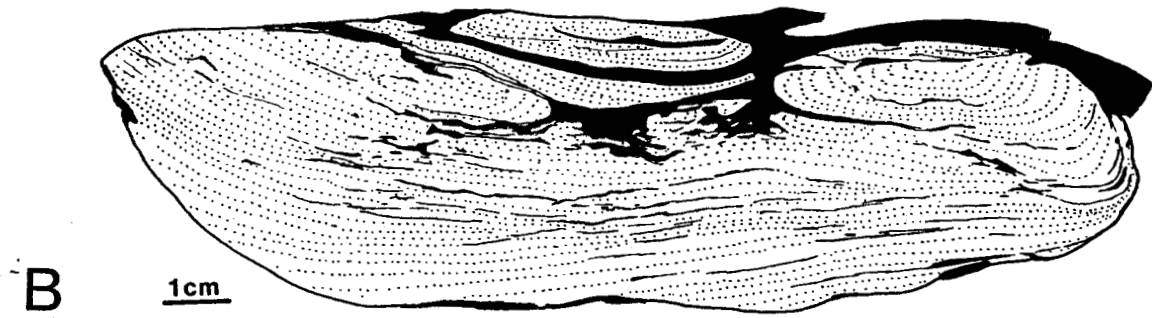
- un faisceau supérieur à litage de rides symétriques chevauchantes. En coupe, quelle que soit la direction de la section observée, ce litage se présente en dôme. Ces dômes ont une hauteur (H) de 2 à 4 cm et une longueur d'onde (L) de 25 à 30 cm. A l'intérieur du faisceau, les lamines sont parallèles entre elles. Elles s'amincissent et s'épaississent latéralement. La base du faisceau est érosive et le litage, dans la moitié droite de la photo (planche III G), est tangentiel à cette surface. Dans la moitié gauche, elles sont en "downlap". Ces observations permettent de conclure que ce sont des rides d'oscillation symétriques chevauchantes en phase, de type S à vortex ou des rides 3D.

3 - Les strates lenticulaires décimétriques

Elles ont une largeur comprise entre 30 et 50 cm pour une épaisseur de 20 à 30 cm (fig. 28 A). Les strates lenticulaires centimétriques (fig. 28 B, planche III D E) sont de plus petite dimension. Leur largeur varie de 10 à 20 cm et la hauteur varié de 5 à 10 cm.

Ces strates sont le résultat de déformations synsédimentaires de strates de plus grandes dimensions affectées par des structures en "ball-and-pillow".

PSEUDONODULE



STRATE LENTICULAIRE DECIMETRIQUE A MICRO HCS



Fig. 28 - Structure interne des strates gréseuses lenticulaires décimétriques et centimétriques. A - Deux faisceaux sont distingués : un faisceau à litage plan horizontal et un faisceau à litage en dôme (séquence HF n°1, séquence THF de base). B - Strate lenticulaire déformée en structures de type "ball-and-pillow" (voir planche III D ; séquence HF n°8).

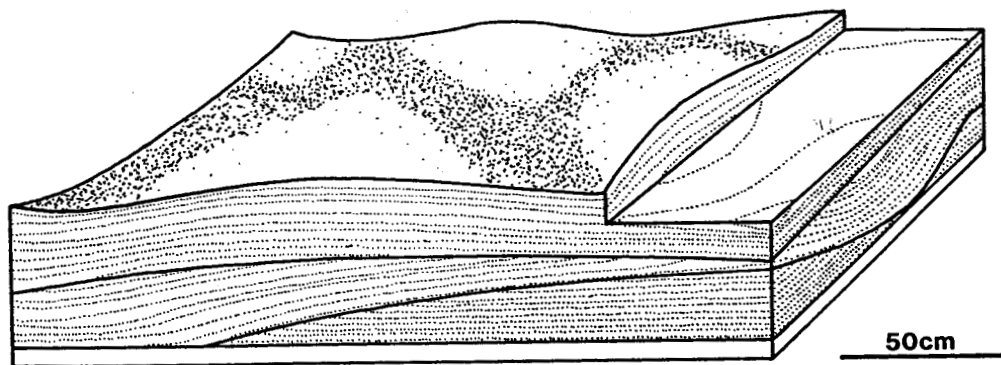


Fig. 29 - Litage oblique en mamelons ("Hummocky cross-stratification", ou HCS) (Harms, 1975).

C1 - Les strates décimétriques sont constituées de litage oblique en mamelons (micro-HCS) (fig. 28 A). La strate peut être divisée en deux faisceaux superposés :

- un faisceau inférieur à litage plan horizontal,
- un faisceau supérieur à litage oblique en mamelon (micro-HCS) en aggradation verticale.

Le passage entre les deux faisceaux est graduel. L'exemple de la fig. 28 A répond aux conditions données par la définition des HCS (Harms, 1975), c'est-à-dire, en coupe, un litage en dôme et à lamines parallèles à l'intérieur du faisceau.

C2 - Les strates centimétriques présentent plusieurs cas de figures :

- le litage oblique en mamelons (micro-HCS) (planche III E) apparaît comme un dôme constitué par des lamines de grès fin alternant avec des interlamines de pélite. La base de la strate est entamée par un micro-sillon. Le passage entre lamines et interlamines est net et se fait sans surface d'érosion sommitale ;
- le litage oblique en creux (micro-SCS) (fig. 28 B, planche III D) est formé de lamines, en forme de creux, qui épousent le fond courbe de la strate. Plusieurs faisceaux se superposent, séparés par des interlamines de pélite affectées par des structures en "ball-and-pillow" ;
- le litage "enroulé" des pseudonodules (structures en "ball-and-pillow") (planche III C) est représenté par des lamines enroulées autour d'un axe, au centre de la lentille. Ces lamines sont plus ou moins parallèles au bord extérieur des pseudonodules.

Discussion

Les strates lenticulaires sont constituées de litage de rides symétriques, chevauchantes en phase, et de litage oblique en mamelons (micro-HCS) .

Le litage oblique en mamelons (HCS) a été défini par Harms (1975) (fig 29) :

- il est constitué de dômes et de dépressions d'amplitude de 10 à 50 cm et de longueur d'onde pouvant atteindre quelques mètres ;
- la base des faisceaux est érosive et leur inclinaison est généralement inférieure à 10° (rarement 15°) ;
- les lamines surmontant les surfaces érosives sont parallèles, ou presque, à ces dernières ;
- systématiquement, les lamines, à l'intérieur des faisceaux, subissent des variations d'épaisseur latéralement ;
- les directions d'orientation des lamines et des surfaces d'érosion sont dispersées.

Le litage oblique en mamelons est considéré comme la structure type des dépôts de tempêtes (Duke, 1985 ; Dott & Bourgeois, 1982). Une discussion complète sur sa genèse, ses variations morphologiques et ses différentes classifications est développée par Guillocheau (1990).

La base des strates lenticulaires est entamée par des sillons d'érosion. La strate se forme donc en deux temps :

- (1) : creusement de la surface basale d'érosion ;
- (2) : comblement du sillon.

Dans le cas des strates lenticulaires de largeur métrique et d'épaisseur centimétrique (fig. 27), ou bien le litage est parallèle à la surface basale d'érosion (A1), ou bien la strate est divisée en deux faisceaux par une surface d'érosion (A2). Dans ce dernier cas, le litage des deux faisceaux demeure parallèle à la surface basale d'érosion. La strate serait formée par deux épisodes superposés d'érosion - comblement. Les deux exemples peuvent être assimilés au litage oblique en creux (SCS). Cependant ce litage est considéré comme une structure de shoreface (Guillocheau, 1990 ; Leckie & Walker, 1982).

Les litages observés ont un caractère discontinu et épisodique. Ils seraient induits par des événements à forte énergie lors des tempêtes.

Les strates gréseuses lenticulaires sont constituées d'une association de litage de type micro HCS, de rides symétriques chevauchantes en phase de type S et de rides 3D. Ce litage de rides chevauchantes en phase serait lié à des rides interférentes polygonales cogénétiques. Ce sont ces rides qui induisent des dômes par la transformation progressive des noeuds de crêtes de rides (Guillocheau, 1990). Brenchley (1985) a montré l'analogie du litage de rides interférentes avec le HCS en raison :

- d'une surface basale de faisceau, érosive et ondulée ;
- de l'accordance des lamines sus-jacentes sur ces surfaces ;
- de la dispersion de direction d'inclinaison du litage.

Les strates gréseuses lenticulaires s'associent aux strates centimétriques silteuses gradées ("storm graded layers"). Elles désigneraient un milieu marin ouvert en offshore supérieur.

Les strates lenticulaires centimétriques "enroulées" (planche III C) représentent des strates à micro - SCS déformées par des processus pénécontemporains. Des structures semblables ont été observées par Macar (1948) dans les Psammites du Condroz (Famennien supérieur des Ardennes) et sont appelées "pseudo - nodules". Ce sont des structures en "ball-and-pillow" décrites par ailleurs dans la littérature (Reineck & Singh, 1980 ; Allen, 1984). Ces nodules sont enveloppés par une matrice pélitique et possèdent un litage en grande partie parallèle à leurs parois. Deux processus sont envisagés pour expliquer leur formation :

- une lente descente verticale des strates lenticulaires dans la matrice pélitique non consolidée (thixotropie) (par exemple sur les flancs des dunes sous-marines, Thorez comm. pers., 1990) ;
- un glissement ou écoulement général de l'ensemble strate - interstrate (planche III C) (par exemple à l'occasion du passage d'une onde sismique, Thorez comm. pers., 1990).

Dans les deux cas il s'agit d'une structure témoignant d'une instabilité gravitaire.

C - LE LITAGE ENTRECROISE DE RIDES SYMETRIQUES

Ce litage est observé dans des strates latéralement continues de grès fins d'épaisseur centimétrique (2 - 5 - 10 cm) alternant avec des interstrates de pélites d'épaisseur millimétrique (0,2 à 1 cm).

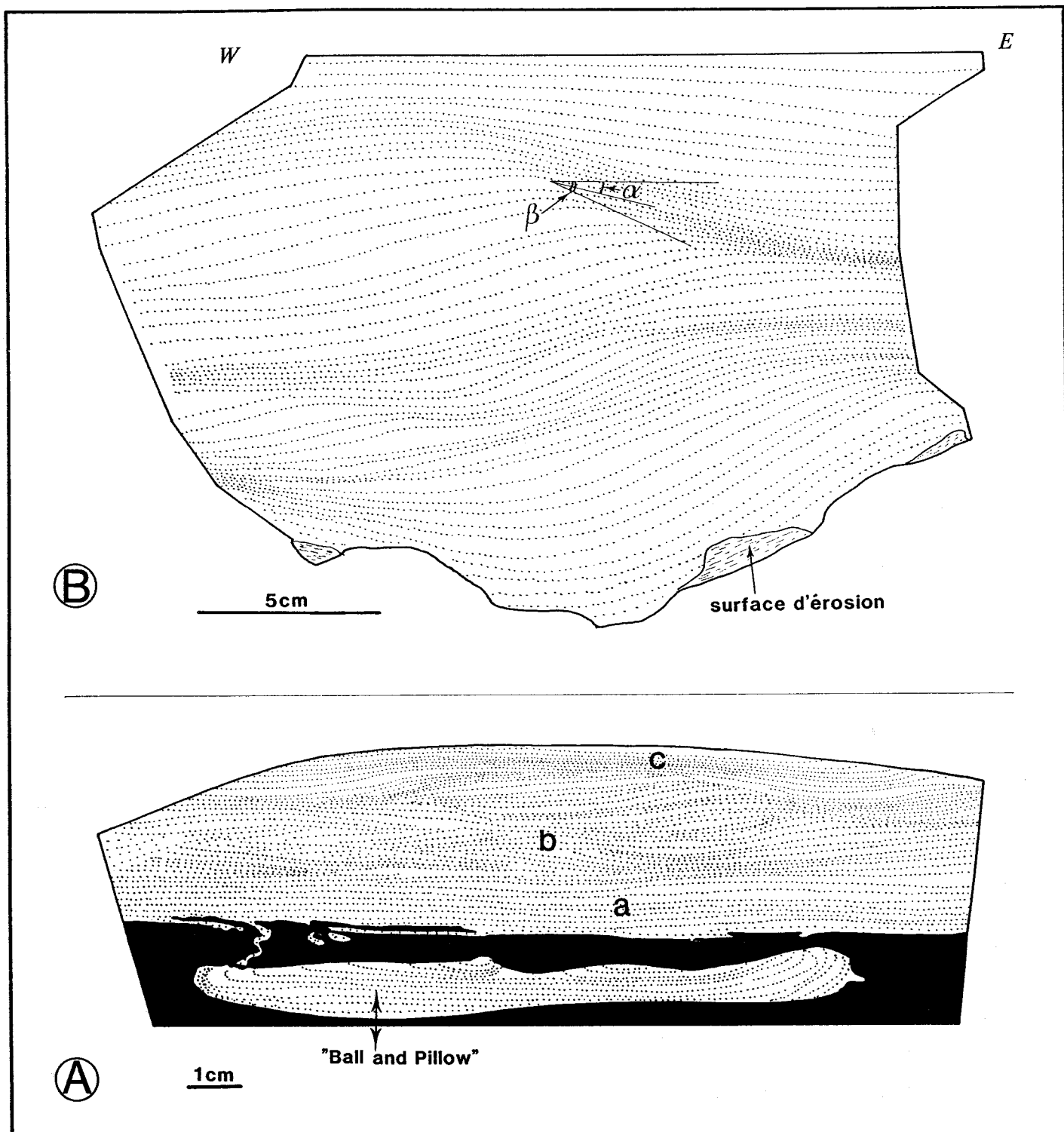


Fig. 30 - Le litage entrecroisé de rides symétriques.

A - Un terme inférieur pélitique, qui enveloppe une structure en "ball-and-pillow" est surmonté par un ensemble à litage plan parallèle supérieur (a), puis à litage de rides d'oscillation (b) et, au sommet, un litage de rides symétriques amalgamées chevauchantes en phase, de type S, à longueur d'onde décimétrique (c).

B - Litage de rides symétriques chevauchantes en phase (planche IV A B). Angle du flanc amont $\alpha = 25^\circ$, angle de chevauchement $\beta = 35^\circ$

Deux cas de figures sont observés :

- 1 - le litage de rides symétriques chevauchantes en phase ;
- 2 - le litage entrecroisé de rides de vagues.

1 - Le litage de rides symétriques chevauchantes en phase

Ce litage est représenté par des strates de grès fin d'épaisseur centimétrique. Leur surface de base est érosive (planche IV A). Les lamines constituent des structures symétriques qui se superposent avec un déphasage vers la composante unidirectionnelle (rides de type B passant verticalement à des rides de type S) (fig. 30 A, B ; planche III B ; planche IV A, B). L'amplitude (H) des rides varie de 1 à 3 cm et leur longueur d'onde (L), de 15 à 30 cm. Souvent, les strates sont associées à un granoclassement positif des grains et à des galets intraformationnels à la base (fig. 25 B). Ce sont des rides d'oscillation à vortex à composante unidirectionnelle.

Des rides linéaires à crêtes parallèles aiguës (rides "trochoïdales") sont présentes sur le plan de stratification (planche II F).

Par l'épaisseur des strates (d'ordre centimétrique), la granulométrie (grès fin) et la structure des rides symétriques chevauchantes de forte énergie (tempêtes), ce type de litage apparaîtrait en position de shoreface inférieur.

2 - Le litage entrecroisé de rides de vague

Ce sont des strates de grès fin de 1 à 4 cm (planche II E, fig.31, planche hors texte B) constituées de faisceaux de lamines entrecroisées de rides de vagues chevauchantes de type B qui se recoupent entre elles. Les lamines ont une forme concave et sont tangentielles à leur base. Les rides qu'elles forment sont symétriques à crêtes arrondies et ont les dimensions suivantes : H = 0,5 - 1 cm et L = 10 - 20 cm. Les faisceaux superposés ont des directions de lamines opposées en arête de poisson (herringbone structure). Ces strates alternent avec des strates centimétriques, silteuses, rapportées à des tempêtes (voir description plus loin) et des interstrates pélitiques.

Les interstrates pélitiques présentent un relief ondulé (fig. 32 B). Elles sont riches en bioturbation (terriers horizontaux). A l'intérieur des interstrates, on observe des lamines lenticulaires de grès fin et très souvent des galets mous intraformationnels, associés à des surfaces d'érosion et des fentes de dessiccation.

Boersma (1970) et De Raaf *et al.* (1977) ont établi les caractéristiques du litage entrecroisé de rides de vague (fig. 33) :

- les surfaces de base des faisceaux sont ondulées ;
- les faisceaux sont composés de lamines entrecroisées et constituent un relief ("upbuilding") ;
- les lamines s'organisent parfois en chevron ;

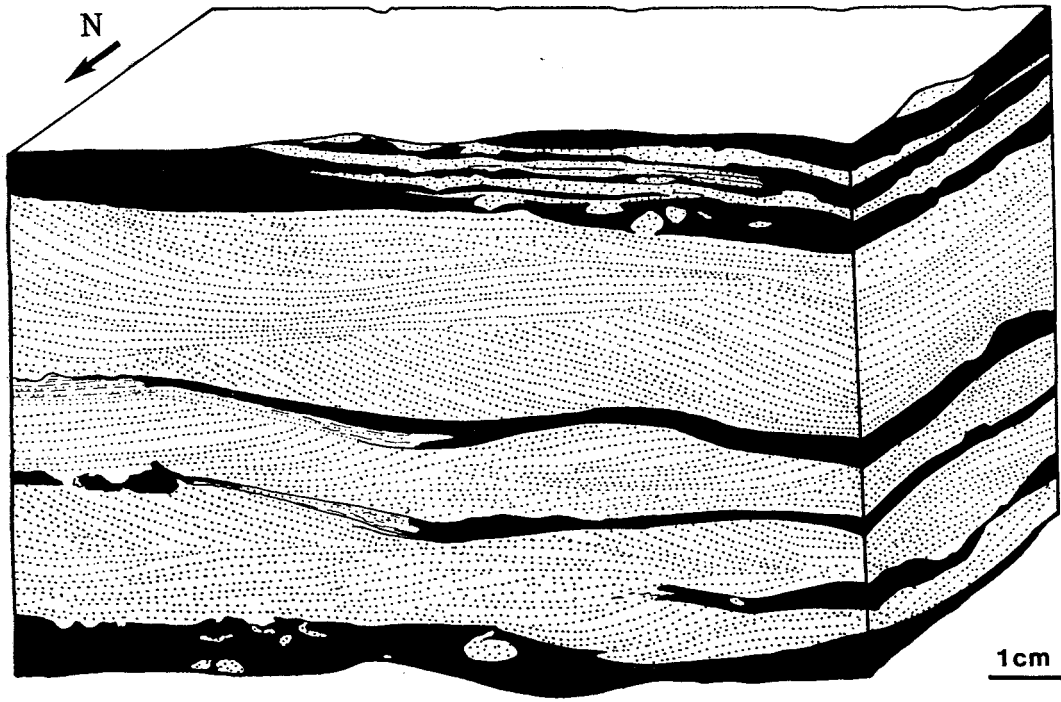


Fig. 31 - Le litage entrecroisé de rides symétriques (voir planche hors texte B).

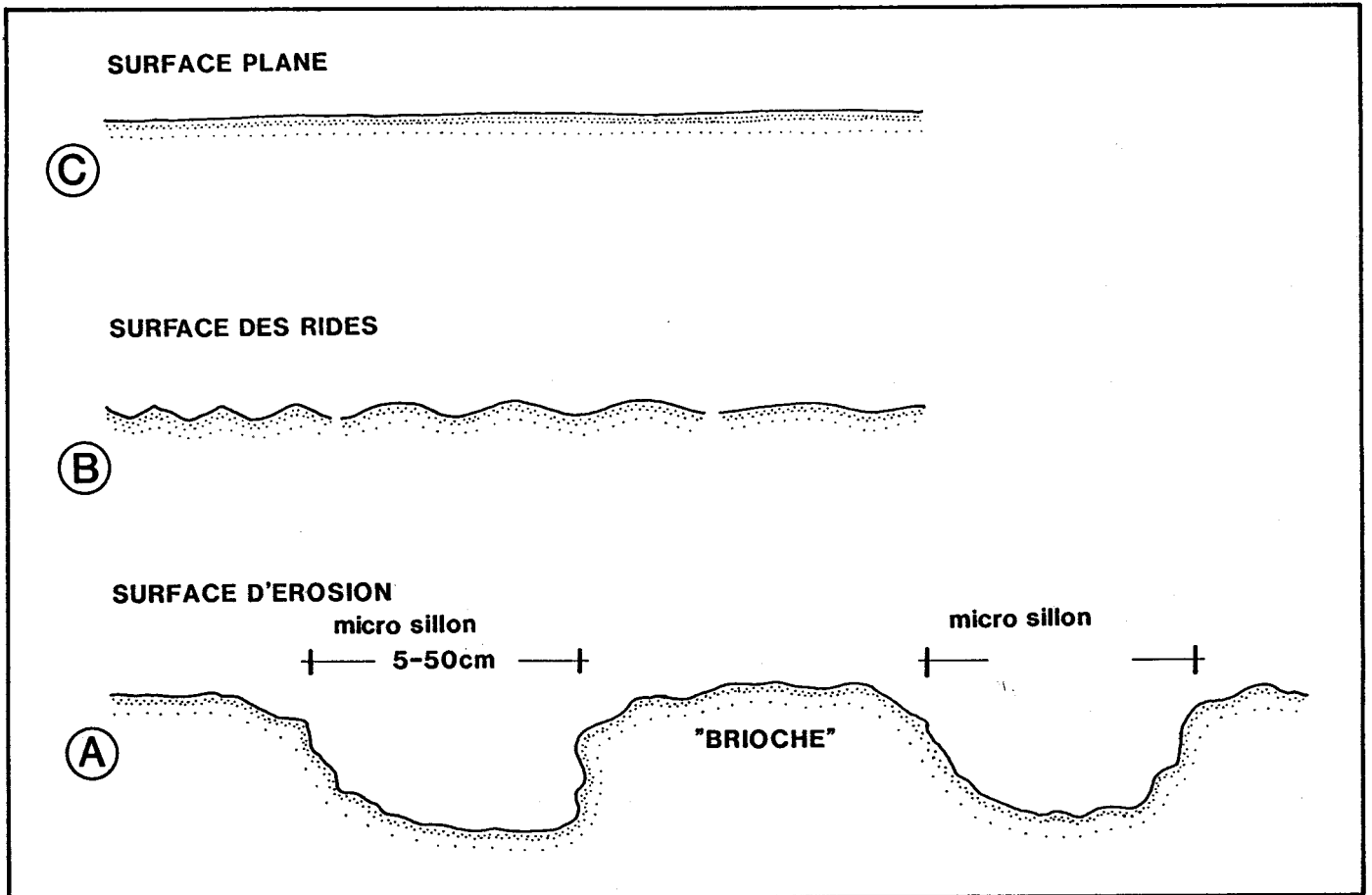


Fig. 32 - Surfaces sommitales de strates. A - Surface d'érosion à microsillons et brioques ("sandstone mounds"). B - Surface de rides. C - Surface plane horizontale.

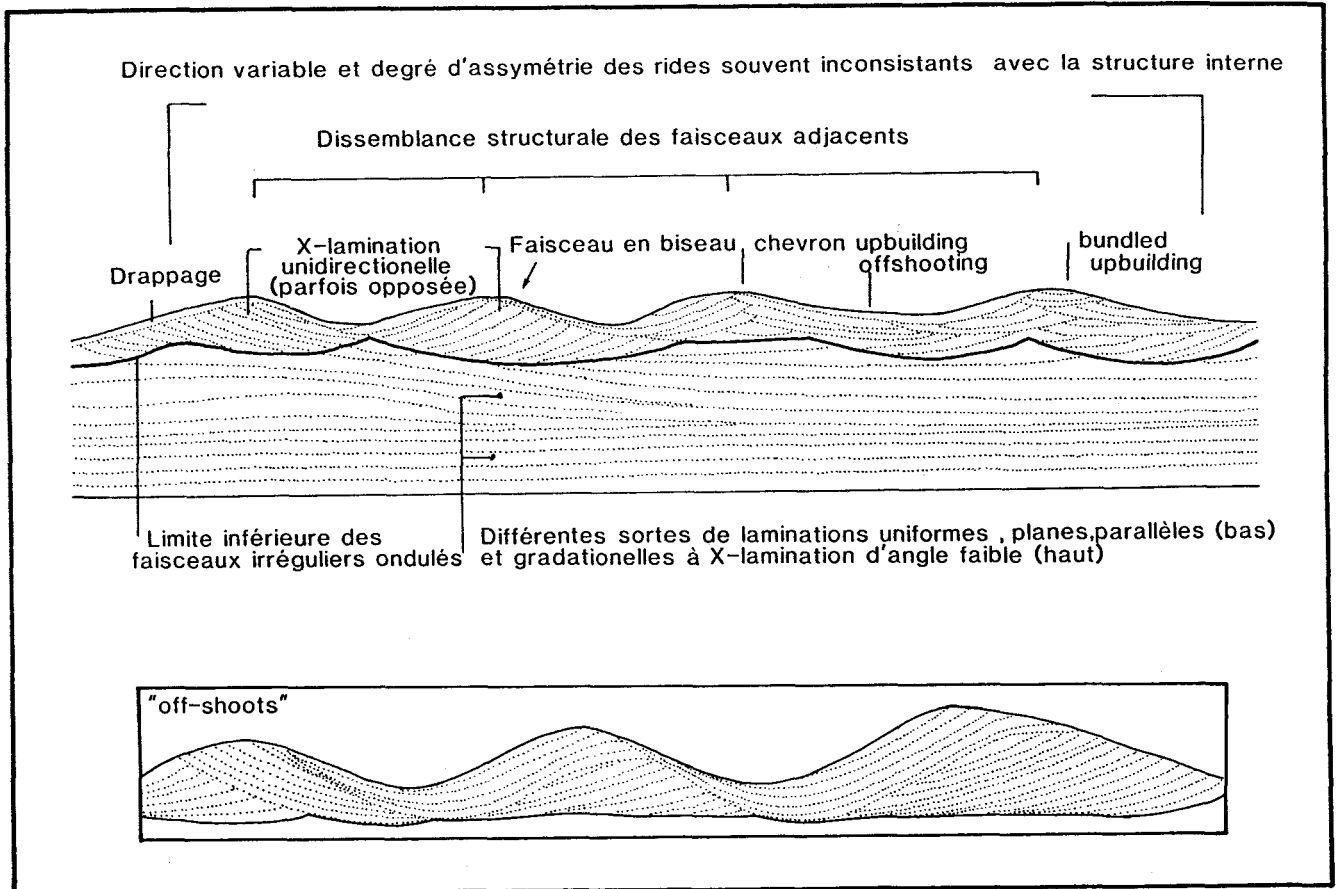


Fig. 33 - Les caractéristiques du litage entrecroisé de rides de vagues (d'après Boersma, 1970 ; De Raaf et al., 1977).

- le litage des vagues montre des structures en "off-shoots", c'est-à-dire les faisceaux ont une forme en vague et traversent les creux pour atteindre la crête suivante.

Toutes ces caractéristiques sont observées dans les exemples étudiés. Ces exemples seraient le résultat de l'activité de la houle (rides de vagues avec vraisemblablement une composante de courants). L'alternance strate gréseuse-interstrate pélitique semble être répétitive (fig. 31, planche II E) et revêt donc un caractère périodique. Cette périodicité strate gréseuse-interstrate pélitique pourrait être d'origine tidale. Les strates de grès correspondraient à des périodes de forte énergie (vagues plus courants de marée) et les interstrates pélitiques à des périodes de faible énergie (enregistrement épisodique d'une décantation pélitique en période d'étales). Il est difficile de compter les différents événements sur le terrain (les strates gréseuses sont pluri-événementielles et les affleurements ne s'y prêtant pas), afin de mesurer les périodicités à une échelle plus grande (Tessier, 1990). Les rides chevauchantes matérialisent une accréation latérale, tandis que l'assemblage strates-interstrates est inscrit dans un système à accréation verticale.

Ce faciès représenterait une sédimentation en milieu protégé, influencée par la houle et les marées, en position intertidale. Ce milieu est affecté par de fréquentes émergences (présence de fentes de

dessiccation) pendant les périodes de mortes-eaux. L'influence des tempêtes est observée de façon non régulière.

D - LE LITAGE PLAN ET LE LITAGE INCLINE

Ce litage est constitué de strates de grès à grain moyen, parfois grossier, appartenant au terme supérieur gréseux des séquences THF de la Formation des Grès de Vireux. Plusieurs cas de figures sont distingués :

- 1 - le litage parallèle plan horizontal ;
- 2 - le litage faiblement oblique (swash cross-stratification) ;
- 3 - le litage oblique sigmoïdal.

1 - Le litage parallèle plan horizontal

Ce litage n'est jamais parfaitement parallèle. Il est faiblement ondulé et constitué de lamines non sécantes. Il est appelé "stratification horizontale parallèle" (Picard & High, 1973 ; Allen 1984) ou "transcurrent lamination" (Allen, 1984).

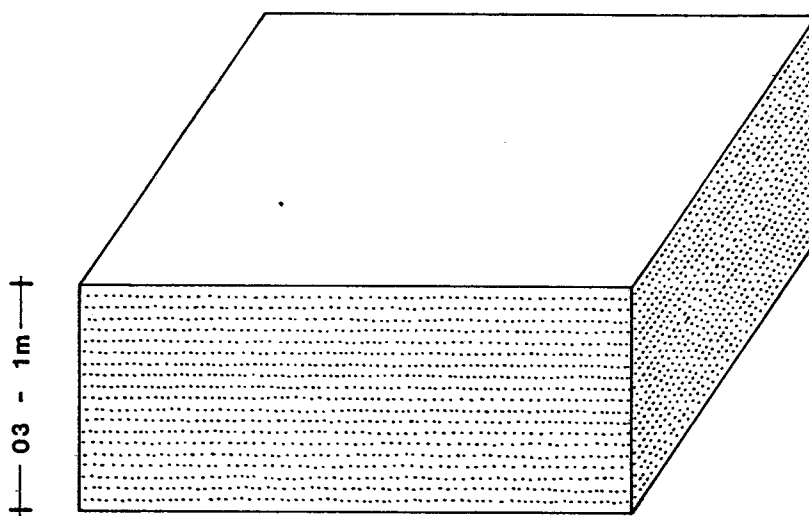


Fig. 34 - Le litage parallèle plan horizontal.

Dans les séquences étudiées, les strates à litage parallèle ont une épaisseur comprise entre 0,3 et 1 m (fig. 34, planche III F c). Les surfaces de base des strates (fig. 24 E) et le sommet sont de type érosif (fig. 32 A). Souvent, on observe une concentration préférentielle des grains de même taille dans les mêmes lamines, ce qui donne l'aspect d'une structure à alternances de lamines constituées de grains fins et de grains moyens. Les grains, à l'intérieur de ces lamines, sont bien à très bien classés. Dans la Formation des Grès de Vireux, les strates sont latéralement continues et d'épaisseur constante.

Le litage parallèle serait formé par la migration de dunes hydrauliques de très petite amplitude (équivalant à la taille de quelques grains) (Harms *et al.*, 1982) dans des milieux de très faible profondeur

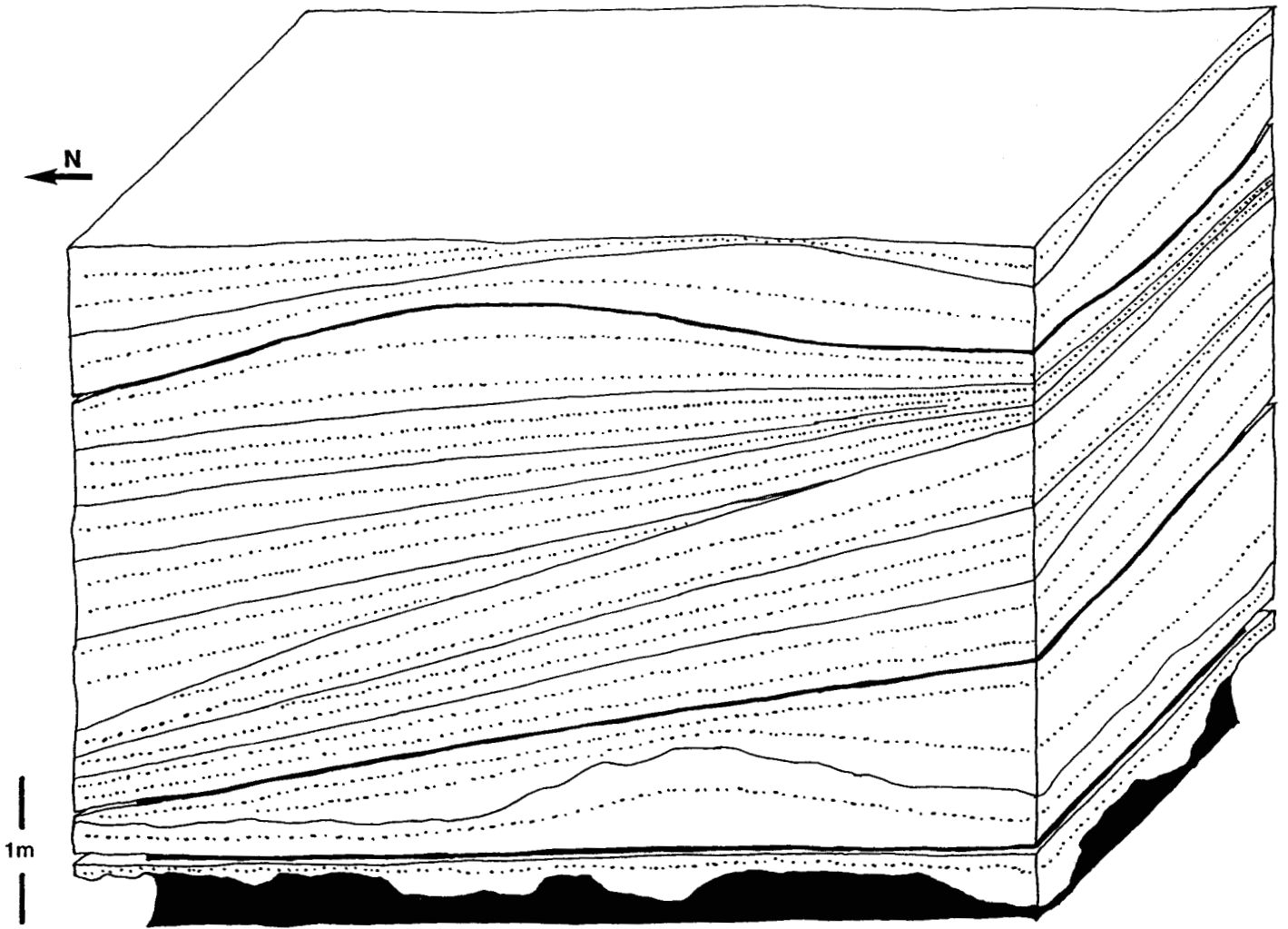


Fig. 35 - Le litage faiblement oblique ("swash cross-stratification") (sequence HF n° 13, fig. 54). Le bassin se situe vers le Nord.

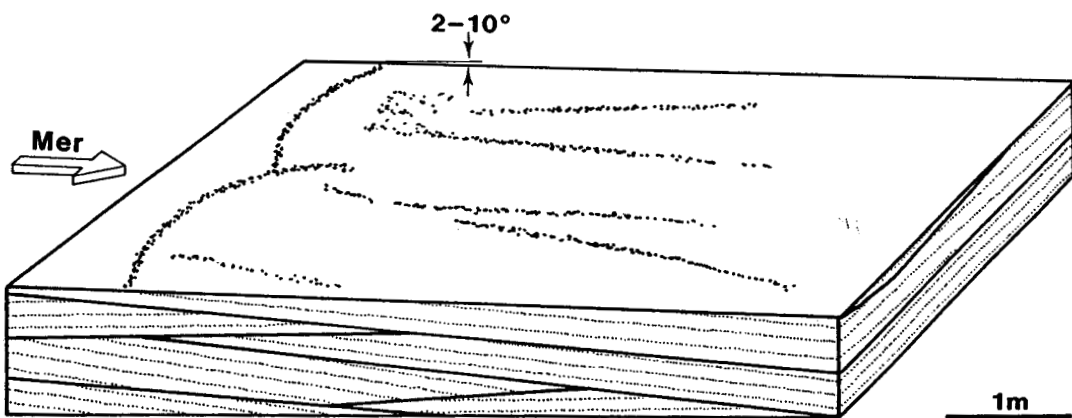


Fig. 36 - Le litage faiblement oblique ("swash cross-stratification") (d'après Harms, 1975).

(Harms *et al.* 1982 ; Allen, 1984). L'épaisseur des lamines ne dépassant guère le diamètre du grain moyen, la stratification des dunes ne serait pas observable (Allen, 1984). Les courants responsables de cette stratification seraient de type unidirectionnel (régime supérieur) ou de type oscillatoire à vitesse orbitale élevée (Harms *et al.* 1982 ; Allen, 1984).

Ce faciès est observé dans les milieux proximaux de plages à haute énergie (Harms *et al.*, 1982 ; Allen, 1984), dans les plages à graviers, dominées par les tempêtes, où il constitue des strates latéralement continues et d'épaisseur constante (Postma & Nemec, 1990) et dans les milieux fluviaux (Picard & High, 1973 ; Allen 1984) où il tapisse le fond des chenaux et comble la plaine d'inondation pendant les périodes de crue.

Des faciès semblables ont été observés dans les milieux de sédimentation actuels, en Mer du Nord (Aigner & Reineck 1982). Ils sont représentés par des strates de sable d'épaisseur comprise entre 5 et 130 cm, à lamination parallèle ou pseudoparallèle (assimilée à des HCS). Ce faciès a été appelé "dépôts de tempête de plage" ("shoreface storm deposits") par Kumar & Sanders (1976, 1978 ; Aigner & Reineck, 1982 ; Aigner 1985).

Les strates à litage parallèle de la Formation des Grès de Vireux sont interprétées comme des faciès de tempête dans un milieu proximal (faible profondeur d'eau) à très haute énergie. Ce litage sera distingué du litage faiblement oblique des dépôts de plage ("swash cross-stratification").

Dans la Formation des Schistes de Chooz, les strates à litage plan parallèle constitueraient des dépôts de remplissage de chenaux et de la plaine d'inondation.

2 - le litage faiblement oblique (swash cross-stratification)

Ce litage est constitué de strates de grès à granulométrie moyenne, et d'épaisseur comprise entre 0,2 et 1 m (fig. 35). Les strates ont une faible inclinaison (entre 5° et 10°), par rapport à la stratification générale qui n'est pas constante d'une strate à l'autre. A l'intérieur des strates, les lamines sont parallèles au litage ou faiblement obliques. Les strates s'épaississent ou s'amincissent latéralement.

Le litage faiblement oblique (swash cross-stratification) a été décrit par Harms (1975) (fig. 36). Ses caractéristiques sont les suivantes :

- 1 - contacts des lamines et des faisceaux à un faible pendage ;
- 2 - faible inclinaison vers la mer ;
- 3 - contact des faisceaux érosif ou non érosif ;
- 4 - lamines parallèles au contact des faisceaux ou en "onlap", avec une légère divergence.

*Ce litage serait généré par l'action des vagues de déferlement dans la zone d'estran (foreshore) (Harms, 1975, Harms *et al.*, 1982) et il est considéré comme un dépôt de plage (beach deposit).*

3- le litage oblique sigmoïdal

Ce type de litage compose les strates lenticulaires sigmoïdales de grandes dimensions. Les strates sont constituées de grès à granulométrie moyenne. Elles sont épaisses de 0,2 à 0,5 m et alternent avec des interstrates silto-péltiques. Deux exemples seront étudiés ici.

a - Faisceau progradant à strates sigmoïdales

Les strates de grès sont de nature lenticulaire sigmoïdale (fig. 37). Elles ne se superposent pas verticalement, mais sont chevauchantes l'une par rapport à l'autre (dans le cas étudié vers le Nord). Elles débutent avec un pendage parallèle à la stratification générale et ont une faible épaisseur comprise entre 5 et 10 cm. Ensuite, les strates s'épaississent jusqu'à avoir une épaisseur de 0,3 m voire de 0,6 m, et prennent une allure oblique par rapport à la stratification générale. Elles se terminent rapidement en biseaux en formant une lentille d'extension latérale comprise entre 10 et 15 m et de forme sigmoïdale. Le litage, à l'intérieur des strates, peut soit suivre plus ou moins ces contours extérieurs, soit être oblique. De temps à autre, les strates alternent avec des interstrates silto-péltiques dont la morphologie générale demeure la même que celle des strates.

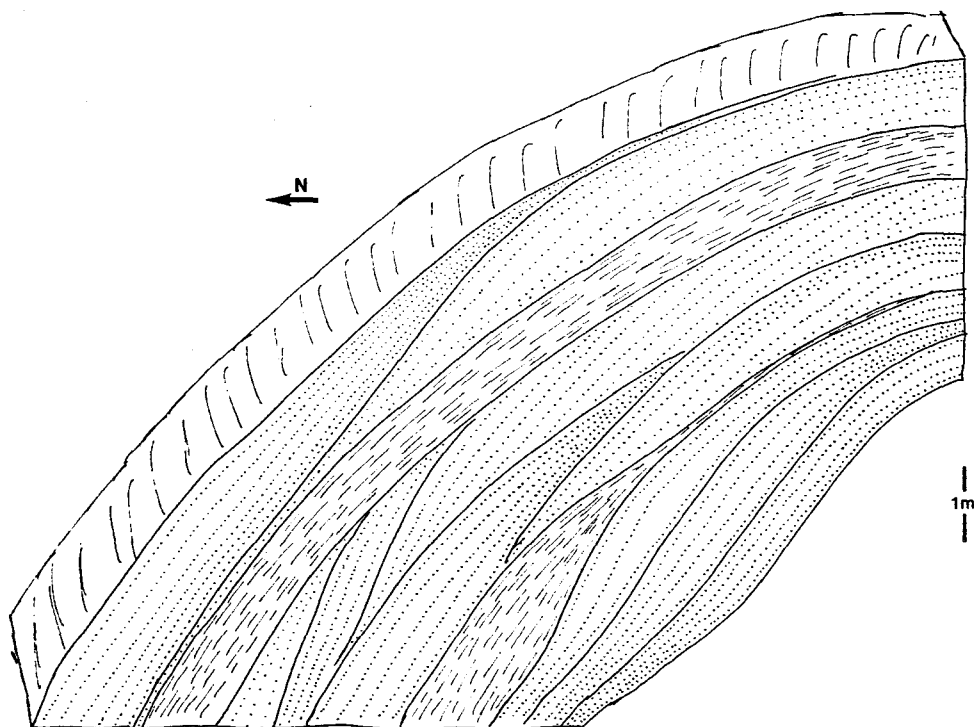


Fig. 37 - Le litage de prismes de progradation associés aux vagues de déferlement (séquence HF 15, fig. 54). La mer se situe vers le Nord.

b - Faisceau de strates en biseaux et de strates continues

Deux types de strate sont distingués ici (fig. 38, planche IV G) :

- 1) strates se terminant en biseaux ;
- 2) strates latéralement continues.

1) Les strates se terminant en biseaux sont constituées de faisceaux qui naissent et s'épaississent latéralement (en général vers le Nord) jusqu'à 10 à 15 cm (fig. 38 A). Leur structure interne est représentée par des litages de rides de vagues en aggradation verticale. Des interstrates de pélites de quelques centimètres d'épaisseur alternent avec les strates biseautées. Ces strates représentent un remplissage de chenaux de dimensions décimétriques.

Des strates d'épaisseur plus importante (0,5 à 1 m) sont constituées de faisceaux en forme sigmoïdale représentant des dunes littorales en progradation vers le Nord (fig. 38, 2). A leur base, les faisceaux sont marqués par un enrichissement en coquilles remaniées (*Brachyspirifer sp.*, *Retzia* ou *Rhenorenselaeria ?*, *Pleurodictyon sp.* ; détermination de D. Brice). La strate est riche en litage oblique et en HCS. A la base des faisceaux en progradation, on observe des dunes qui ont les dimensions suivantes : $H = 0,2$ m, $L = 1,5 - 2$ m et qui marquent la phase d'initiation des dunes littorales.

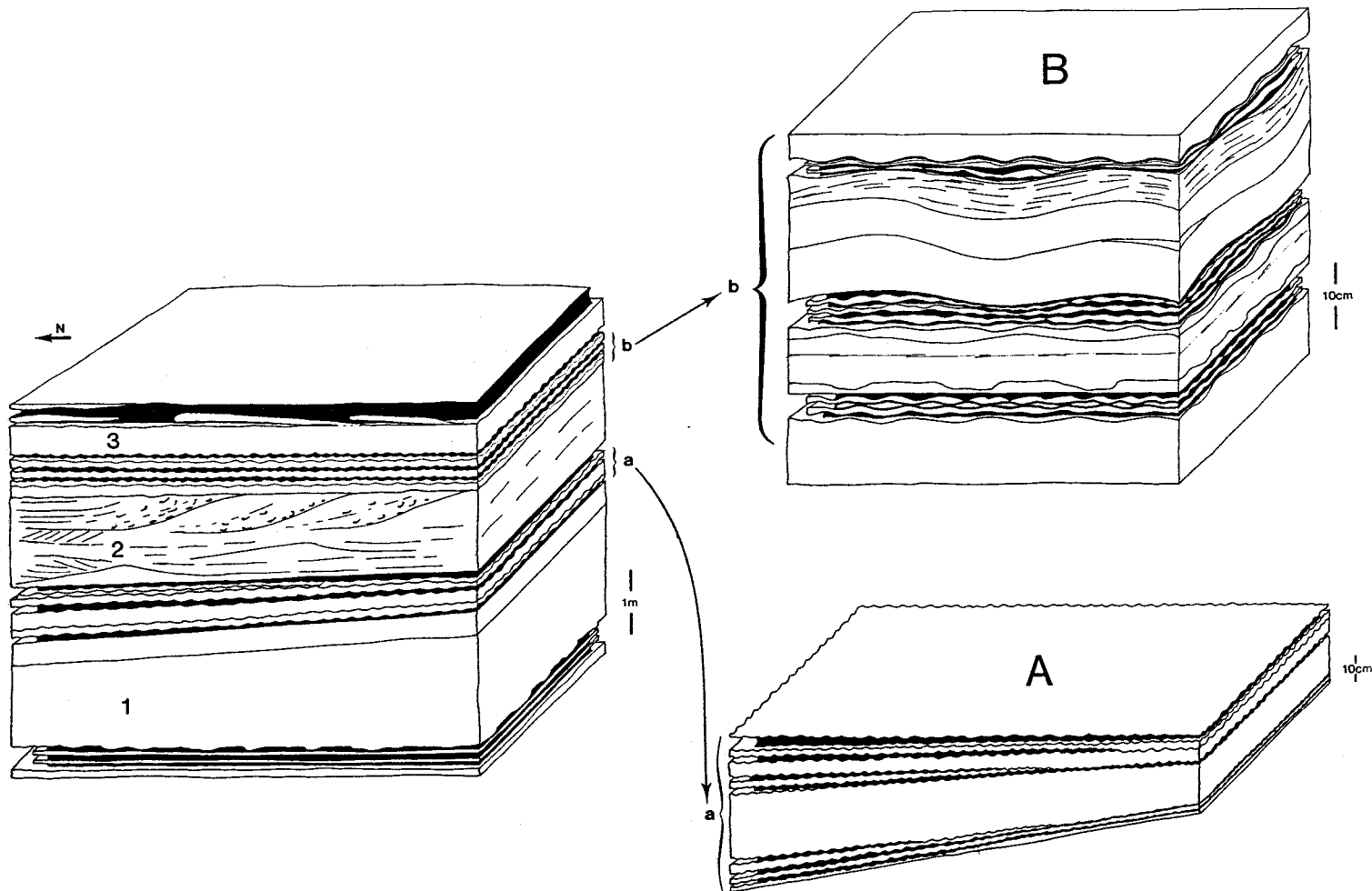


Fig. 38 - Le litage plan parallèle et le litage des strates en biseau (séquence HF 7 ; voir planche IV G, H).

1 - Strate à litage faiblement incliné en biseau. A - Faisceau à strates en biseau. Latéralement, on observe un épaississement des strates vers le Nord. 2 - Strate à litage oblique en progradation vers le Nord. Les faisceaux progradants sont enrichis en coquilles remaniées. B - Paquet de strates à litage des rides en aggradation verticale (voir planche IV H). 3 - Strate à litage parallèle plan horizontal.

2) Les strates latéralement continues sont constituées de faisceaux d'épaisseur constante variant de 5 à 15 cm (fig. 38 B). Elles sont représentées par le litage parallèle plan horizontal ou par le litage des rides en aggradation verticale. Dans ce dernier cas, l'épaisseur des strates diminue verticalement et elles deviennent lenticulaires. La fréquence des interstrates de pélites augmente dans le même sens (planche IV H). Cela traduit une remontée du niveau relatif de la mer et une augmentation rapide de l'espace disponible (rides en aggradation, strates lenticulaires, dilution des strates) accompagnée par un déficit sédimentaire ("sediment starvation") (dû à une diminution rapide du taux de sédimentation qui se marque par une lenticularisation et un amincissement rapide des strates). Leur formation en termes de fluctuations d'accommodation sera discutée ultérieurement.

Le litage oblique sigmoïdal représente un enrichissement des strates en matériel sableux par rapport aux strates sous- et sus-jacentes. Leur épaisseur est d'ordre décimétrique à métrique, ce qui est caractéristique des zones littorales de haute plage. Les Crinoïdes et Brachiopodes remaniées confortent l'idée d'une zone littorale. Ce litage reflète la migration de dunes littorales progradantes et est associé au litage parallèle plan horizontal.

Ce litage correspondrait à des conditions de sédimentation de haute plage - estran (foreshore)

II - LES FACIES DOMINES PAR LES COURANTS

Deux types principaux de faciès à dominante de courants ont été distingués :

A - strates à lamines planes et rides de courant ;

B - litage de rides et mégarides de courant.

Dans cet ensemble de faciès seront aussi décrites quelques figures particulières où l'influence des courants est importante mais également celle des vagues .

A - LES STRATES ISOLEES A LAMINES PLANES ET LITAGE DE RIDES DE COURANT

Ce sont des strates de grès fin et de silt, de 2 à 10 cm d'épaisseur (fig. 39, planche IV C D F), constituées de deux faisceaux :

- un faisceau à litage plan parallèle, sans ondulation, dont la partie basale a parfois un aspect massif sans stratification ;

- un faisceau à lamines obliques de litage des rides de courant.

La surface de base de strate est toujours érosive. Elle repose sur des pélites. La granulométrie demeure constante tout au long de la strate. Elle diminue rapidement près du sommet, où la strate passe aux pélites soit graduellement (fig. 39 A), soit par l'intermédiaire d'une surface d'érosion (fig. 39 B). Les strates isolées à lamines planes et à litage des rides de courants sont associées à des strates centimétriques silteuses gradées (fig. 39 B, planche IV F).

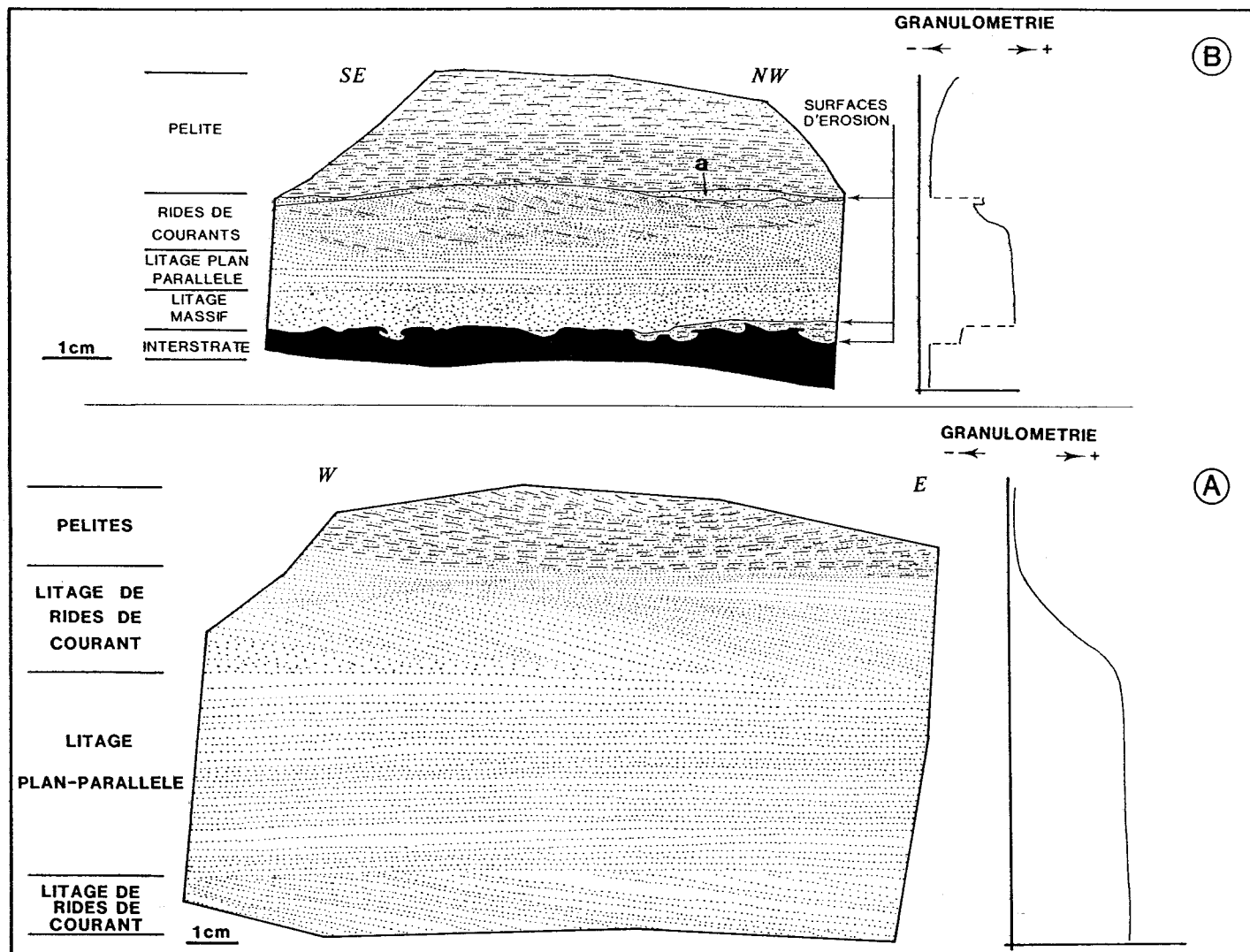


Fig. 39 - Strates isolées à lamination plane et litage des rides de courants.

A - Litage plan parallèle suivi de rides de courants.

B - Surface de base érosive à microgouttières et à granulométrie constante (voir planche IV F) ; (a) strate gradée.

Les strates seraient dues à une dynamique forte de courants de traction unidirectionnels. La base massive et le litage plan parallèle seraient le résultat de dépôts de crue lors des événements à dynamique forte de tempêtes.

L'association des strates isolées à lamines planes et du litage de rides de courant avec les strates centimétriques silteuses gradées montre leur association génétique. Ces strates se seraient formées dans un milieu marin d'offshore supérieur.

Des faciès similaires ont été observés dans une série deltaïque de l'Eocène de l'Oregon (USA) (Chan et Dott, 1986), en front deltaïque et sont interprétés comme induits par les tempêtes en régime d'écoulement oscillatoire ou combiné oscillatoire-unidirectionnel.

B - LE LITAGE DE RIDES ET MEGARIDES DE COURANT

1 - le litage entrecroisé amalgamé

Les strates à litage de rides de courants sont constituées de grès à granulométrie moyenne à fine. Leur épaisseur varie entre 3 et 10 cm. Des interstrates de pélite de 0,5 à 1 cm d'épaisseur alternent avec les strates gréseuses (fig. 40). Leur structure interne est représenté par du litage entrecroisé amalgamé. Les faisceaux ont une forme concave et se superposent par l'intermédiaire de surfaces d'érosion.

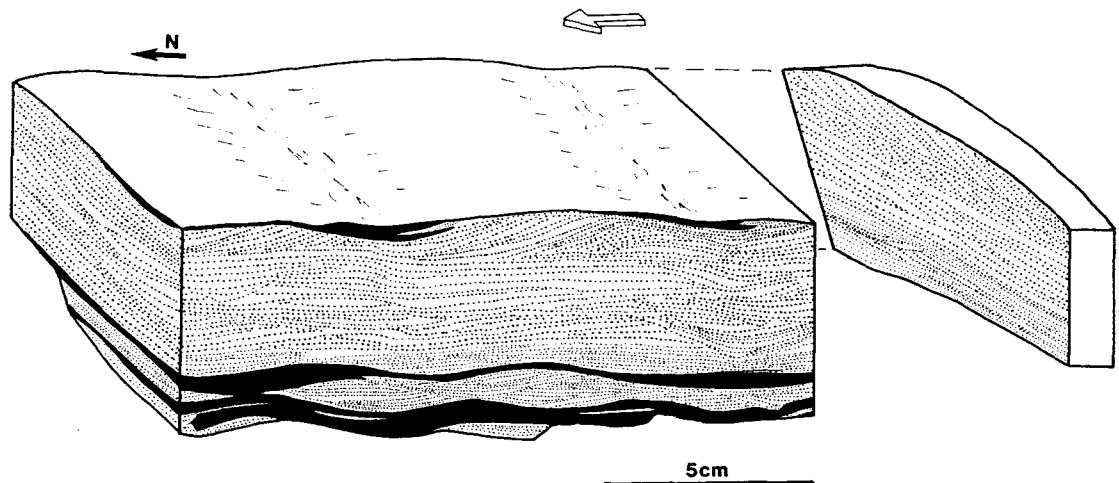


Fig. 40 - Litage entrecroisé amalgamé de rides de courants.

Ce litage est le produit de courants unidirectionnels à forte énergie induits par des tempêtes. Les périodes de faible énergie (sédimentation péltique) alternent avec les périodes de forte énergie. Leur répartition dans le temps est aléatoire.

Le litage entrecroisé amalgamé est associé à des rides linéaires à crête aiguë. Il représenterait un milieu de sédimentation en shoreface inférieur.

2 - le litage composé

Il est composé de faisceaux légèrement obliques qui se superposent (planche VI C). Les lamines à l'intérieur des faisceaux sont obliques par rapport à leurs surfaces de base et de sommet. Dans l'exemple de la planche VI C, les faisceaux sont organisés en doublets (a-b, c-d, e-f). Les doublets sont séparés par des surfaces d'érosion.

Dans chaque doublet, le faisceau inférieur est constitué de lamines à pendage plus accentué et de grains plus grossiers que dans le faisceau supérieur. Les lamines du faisceau inférieur représenteraient le

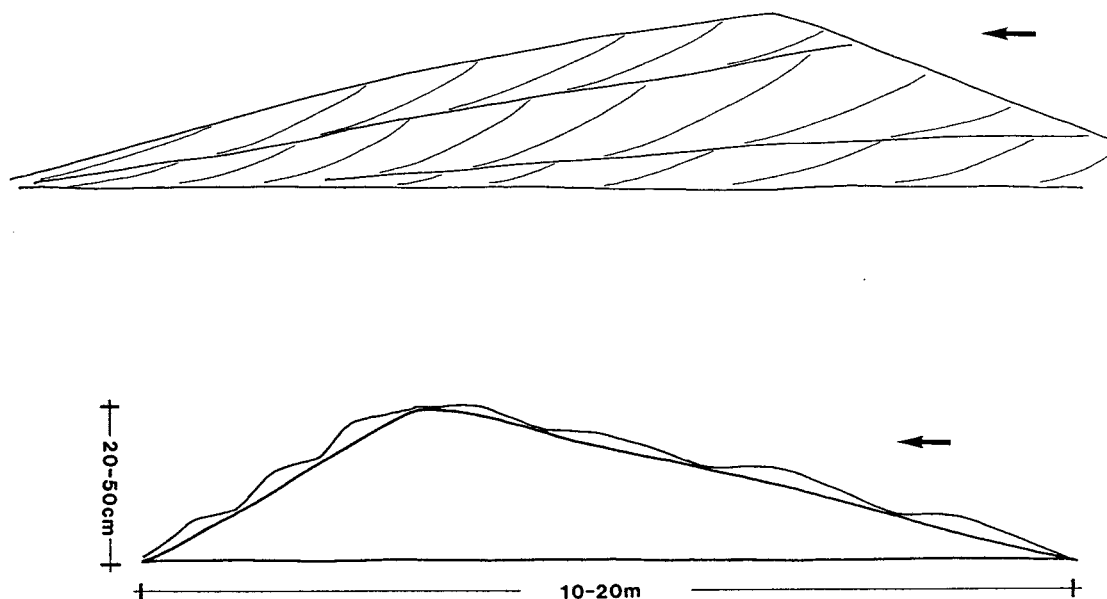


Fig. 41 - Schéma simplifié du processus de la formation du litage entrecroisé composé (voir planche VI C). Ce litage serait formé par la migration de rides superposées à des dunes ou mégarides.

litage du flanc amont des rides et le faisceau supérieur, leur flanc aval. Ainsi, on aurait des trains de rides qui progradent et se superposent l'un sur l'autre.

Sur la figure 41 est schématisé le processus qui aurait façonné le litage composé. *Le litage composé représenterait des lamines d'avalanche du flanc aval des mégarides ou des dunes en progradation.*

3 - Le litage de rides chevauchantes

Ce litage est représenté par des rides chevauchantes subcritiques de types A et B (Allen, 1984). Les faisceaux sont discontinus et se recoupent mutuellement en chevron (fig. 42). L'exemple de la figure 42, montre au moins trois zones possédant des caractéristiques hydrodynamiques spécifiques :

a - litage de rides plates, en rouleaux, faiblement incliné dont l'indice vertical des rides (H/L) est très petit ;

b - litage de rides en chevron. Ce sont des rides chevauchantes de types A et B à composante oscillatoire à vortex ;

c - litage de "fading ripples". Ce sont des rides chevauchantes à post vortex, induites par une forte composante unidirectionnelle. Cette figure a été décrite par Stow (1982) et a été interprétée comme un dépôt des périodes de décroissance des courants à haute densité de suspension (Stow, 1982 ; Kreisa, 1981) ou encore comme un dépôt mis en place pendant la phase de décroissance des courants, chargés en suspension, induits par les tempêtes (Pedersen, 1985).

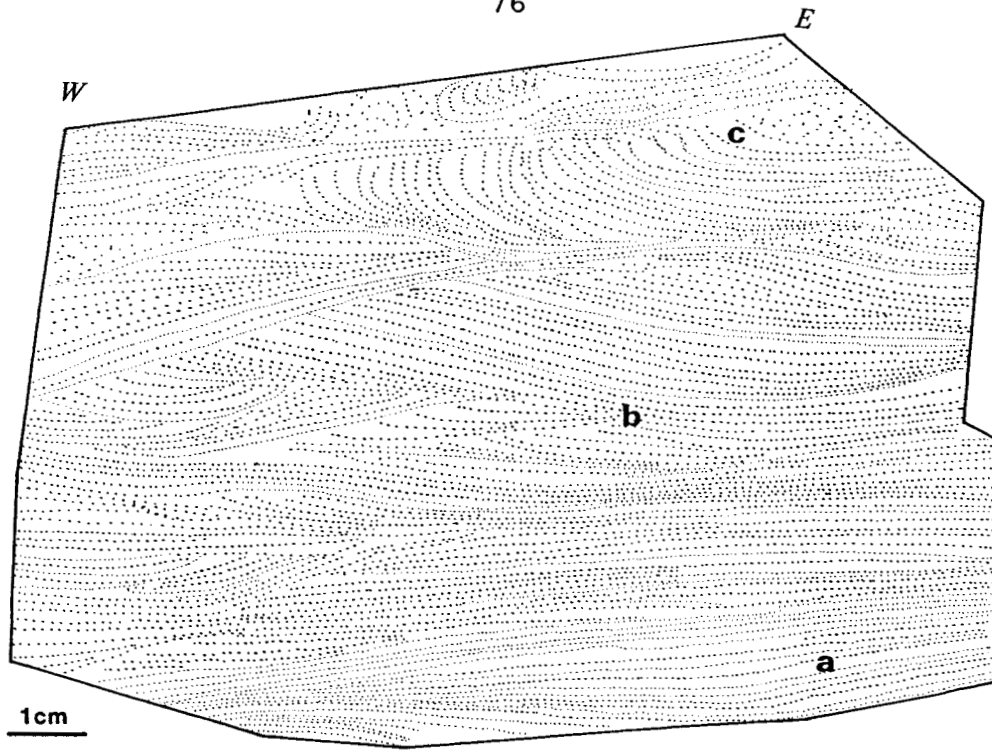


Fig. 42 - Litage de rides chevauchantes : a - litage de rides plates en rouleaux, b - litage de rides chevauchantes à composante unidirectionnelle et oscillatoire, c - "fading ripples".

Latéralement, le litage chevauchant peut être corrélé avec des strates à stratification perturbée par des glissements à petite échelle induits par les tempêtes. Cela implique une faible pente du substratum et une force de cisaillement à l'interface eau-sédiment.

Cette structure est observée dans une série à influence conjuguée de courants et de vagues (cas particuliers décrits ci-dessous). Elle indiquerait un milieu de sédimentation protégé ("embayement") soumis à des événements de forte énergie (tempêtes).

4 - Cas particulier : litage amalgamé de courant et de vague

L'analyse détaillée de deux exemples permettra d'examiner de près le caractère particulier de ce litage.

a - Alternance de litages de nature différente

Cet exemple est représenté, de bas en haut, (planche V A) par :

- a - une sédimentation pélitique ;
- b - des grès à litage parallèle plan horizontal en régime hydrodynamique inférieur ;
- c - du silt à litage amalgamé des rides de courants ;
- d - du grès à litage parallèle plan horizontal en régime hydrodynamique supérieur ; strate à granoclasement positif ;

e - du grès à litage parallèle plan horizontal en régime hydrodynamique supérieur ; strate à granoclassement négatif ;

f - du grès à litage des rides symétriques d'oscillation ;

g - du silt à litage ondulé et litage de courants ;

h - du grès en régime hydrodynamique inférieur ;

i - des strates isolées de silt à lamines planes. La structure interne est perturbée par un cisaillement sur l'interface eau - sédiment ;

j - du silt à rides chevauchantes de type A et B de courants ;

k - silto-pélite en régime hydrodynamique inférieur.

Interprétation hydrodynamique

Cette alternance de litages mise en place sous différentes conditions hydrodynamiques induit les questions suivantes : La dynamique est-elle périodique ou aléatoire ? Y-a-t-il une certaine cyclicité (journalière, lunaire cf. cycles tidaux, Tessier, 1990) ?

Dans l'exemple étudié, on passe d'un régime hydrodynamique inférieur à un régime supérieur par l'intermédiaire de rides de courant. Le passage entre le régime hydrodynamique supérieur et les rides de courant se fait par l'intermédiaire de rides d'oscillation. On ne peut donc pas en déduire une répétition cyclique des conditions hydrodynamiques. Par conséquent, le système a été soumis à un régime aléatoire et ce sont des événements à forte énergie alternant avec des événements à faible énergie qui sont enregistrés.

Les strates issues d'une forte énergie représenteraient des dépôts de crue mis en place instantanément (par exemple, les rides chevauchantes sur une surface cisailée *i - j*). L'énergie forte est représentée par des rides d'oscillation et par des rides de courants. Ces deux types de rides seraient induits par des tempêtes. Le régime hydrodynamique inférieur témoigne d'un milieu protégé par des barres littorales (litage oblique d'angle faible) de type baie. Stratigraphiquement, ces figures se trouvent juste au-dessus des figures de foreshore (litage oblique d'angle faible) qui auraient joué un rôle de protection de la zone d'arrière-plage. Cependant, cette zone serait atteinte de temps à autre par les tempêtes.

b - Une série à barres littorales

Cet exemple (fig. 43) représente une étude détaillée, verticalement et latéralement, sur le terrain et de sections polies, sur une épaisseur d'environ 1,2 m et une distance latérale d'une vingtaine de mètres.

La série commence à la base avec une barre ou un front de microdelta en forme triangulaire, de 0,5 m de hauteur et de 20 à 30 m d'extension latérale. De part et d'autre de la barre, se superposent, en "onlap", des strates de grès fin et de silt d'épaisseur centimétrique. Au sommet, on retrouve une autre barre ou front de microdelta, de 0,5 m d'épaisseur et de 30 à 40 m d'extension latérale. Deux logs détaillés sont étudiés de part

et d'autre des barres. Les sédiments qu'ils représentent sont supposés être contemporains. Dans les colonnes A et B (fig. 43), on trouve le détail des figures rencontrées avec leur interprétation hydrodynamique.

Plusieurs faits sont à souligner :

- les variations lithologiques latérales sont très importantes ; sur le log A, les niveaux gréseux sont plus importants que sur le log B ;
- il est difficile de faire une corrélation latérale des figures sédimentaires ;
- il est difficile de faire une corrélation latérale des conditions hydrodynamiques de sédimentation ;
- il n'y a pas de cyclicité dans l'agencement vertical des structures sédimentaires et leurs conditions hydrodynamiques de sédimentation.

Le dépôt de cette série était sous l'influence de conditions hydrodynamiques aléatoires dans un milieu marin plus ou moins protégé. La sédimentation péltitique représente des conditions de sédimentation calme, à l'abri des événements de forte énergie. Par son positionnement, au-dessus des figures de foreshore (litage oblique d'angle faible), cette série représente des conditions de sédimentation d'un milieu protégé. Les événements de forte énergie (tempêtes) peuvent atteindre de temps à autre cette zone abritée en y introduisant des figures d'oscillation ou de courant, voire même des figures de cisaillement.

Le litage chevauchant et le litage amalgamé de courants et de vagues représentent des milieux de sédimentation à hydrodynamisme variable. On y trouve des épisodes de sédimentation avec une dynamique calme (milieu protégé) et des épisodes avec une dynamique élevée. Ces derniers marquent une mise en place instantanée des sédiments, et donc seraient des dépôts produits lors des tempêtes. Cette conclusion est renforcée par la nature aléatoire des événements de forte énergie.

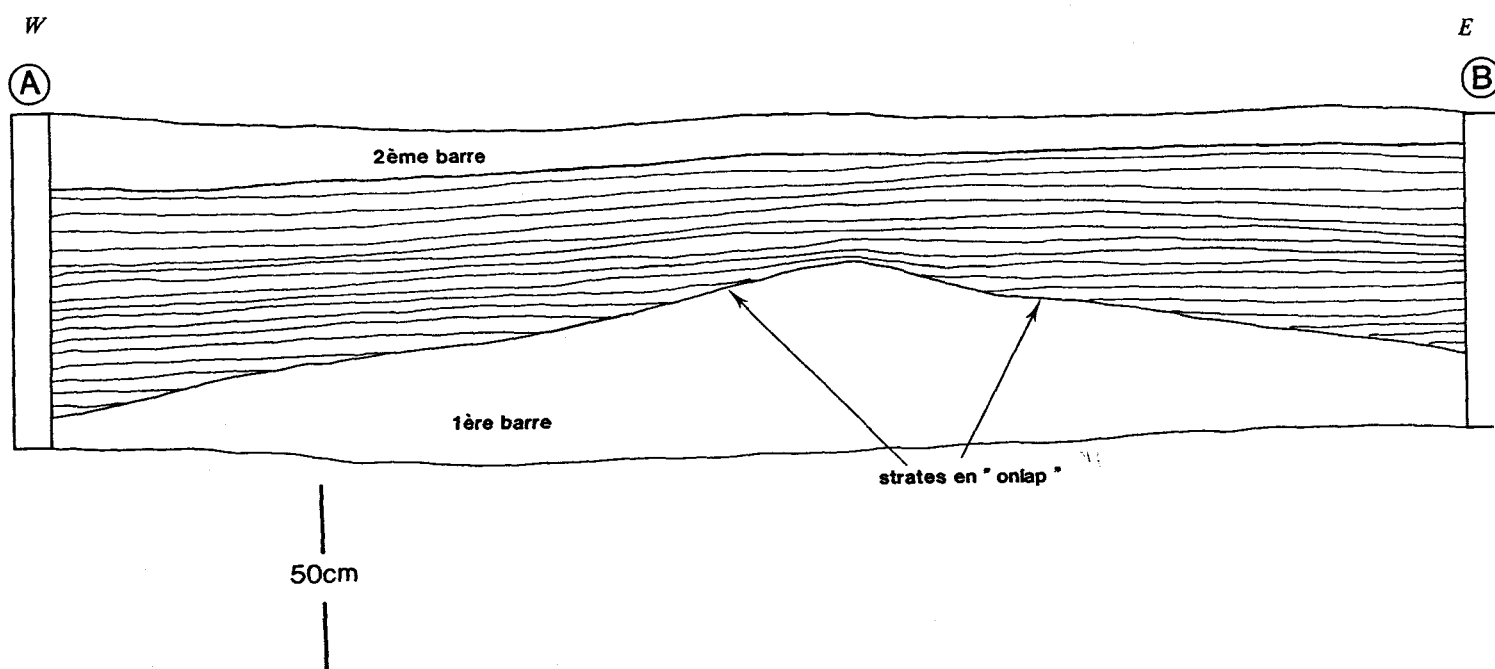
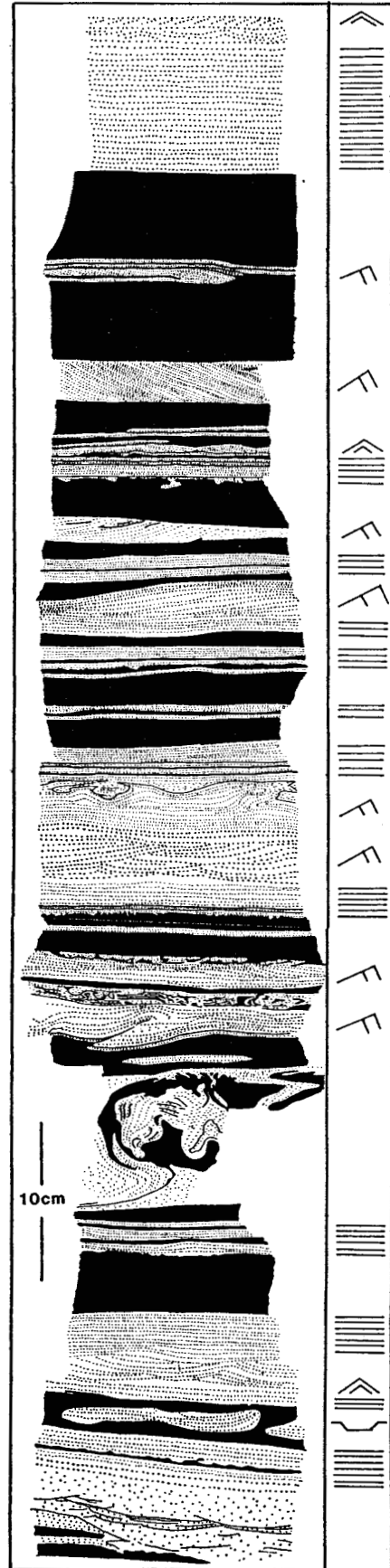
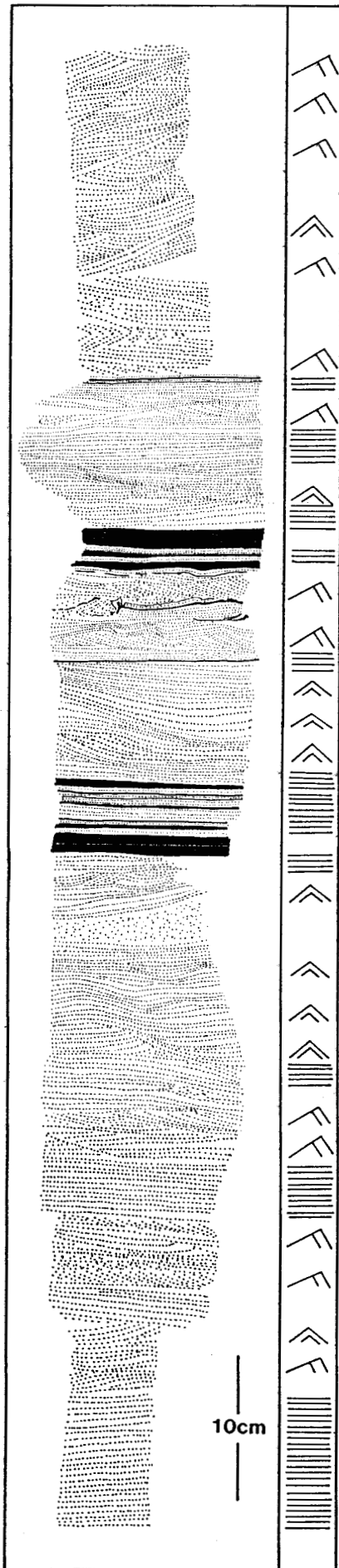


Fig. 43 - Coupes détaillées d'une série à barres littorales ou microdeltas. La coupe A est plus gréseuse que la coupe B. (Legende voir p. 95).



Le milieu de sédimentation de ces dépôts serait restreint (de type baie) avec des communications sur la mer ouverte. Dans ce milieu restreint, il y aurait des embouchures de petites rivières et des microdeltas.

III - LES FACIES A CHENAUX

Ces faciès sont rencontrés particulièrement dans la Formation des Schistes de Chooz. On y distingue deux faciès :

- A - les chenaux proprement dits ;
- B - les dépôts de débordement ("crevasse splays").

A - LES CHENAUX

Ils sont constitués de corps sableux lenticulaires. La base des chenaux est toujours érosive en forme de cuvette ou irrégulière. L'épaisseur des chenaux est d'ordre métrique (1 à 2 m) (planche VI H), leur largeur d'ordre décimétrique (fig. 44, planche VI H). A l'intérieur de ces corps sableux, on distingue des strates de grès d'épaisseur décimétrique, soit en biseau (planche VI G), soit parallèle à la morphologie du chenal (planche VI H). Les strates sont divisées par des interstrates qui compensent les différents stades de remplissage du chenal. La structure interne des strates est en litage plan parallèle, souvent coupé par des surfaces d'érosion, ou en litage entrecroisé de rides de courants associé à des surfaces érosives (planche VI B, fig. 45 B). Granulométriquement, les strates sont constituées de grès moyens grossiers parfois associés, à la base, à des galets intraformationnels.

B - LES DEPOTS DE DEBORDEMENT ("CREVASSE SPLAYS")

Ils constituent des strates de grès d'épaisseur décimétrique à centimétrique. L'épaisseur des strates est plus importante dans la partie inférieure des séquences HF que dans leur partie supérieure. Leur épaisseur demeure constante latéralement. La base des strates est toujours érosive.

La structure interne des strates est représentée par le litage plan parallèle interrompu, de temps à autre, par des surfaces d'érosion (planche VI A). On observe une diminution de la granulométrie vers le haut. Dans d'autres cas, la structure interne est constituée par des stratifications entrecroisées de rides de courants (fig. 45 A). Les strates sont séparées des interstrates à la base et au sommet par des surfaces d'érosion qui s'observent également à l'intérieur des strates elles-mêmes (fig. 45 A, fig. 46 A).

Souvent à l'intérieur des strates, on observe des petits nodules de calcrète, de taille millimétrique à centimétrique, dont l'origine est liée à une évolution pédogénétique avec premières manifestations carbonatées (cf. horizon Bk ou Bc) (fig. 46 B).

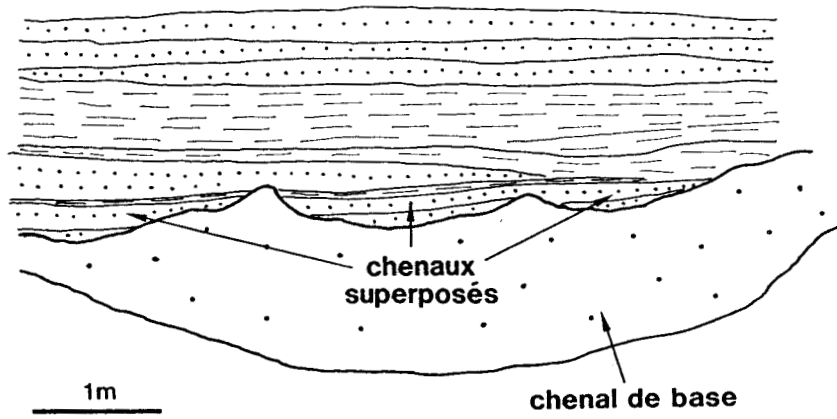


Fig. 44 - Chenaux superposés. Le chenal de base est recoupé par trois chenaux superposés (ou des sections en méandre d'un même chenal).

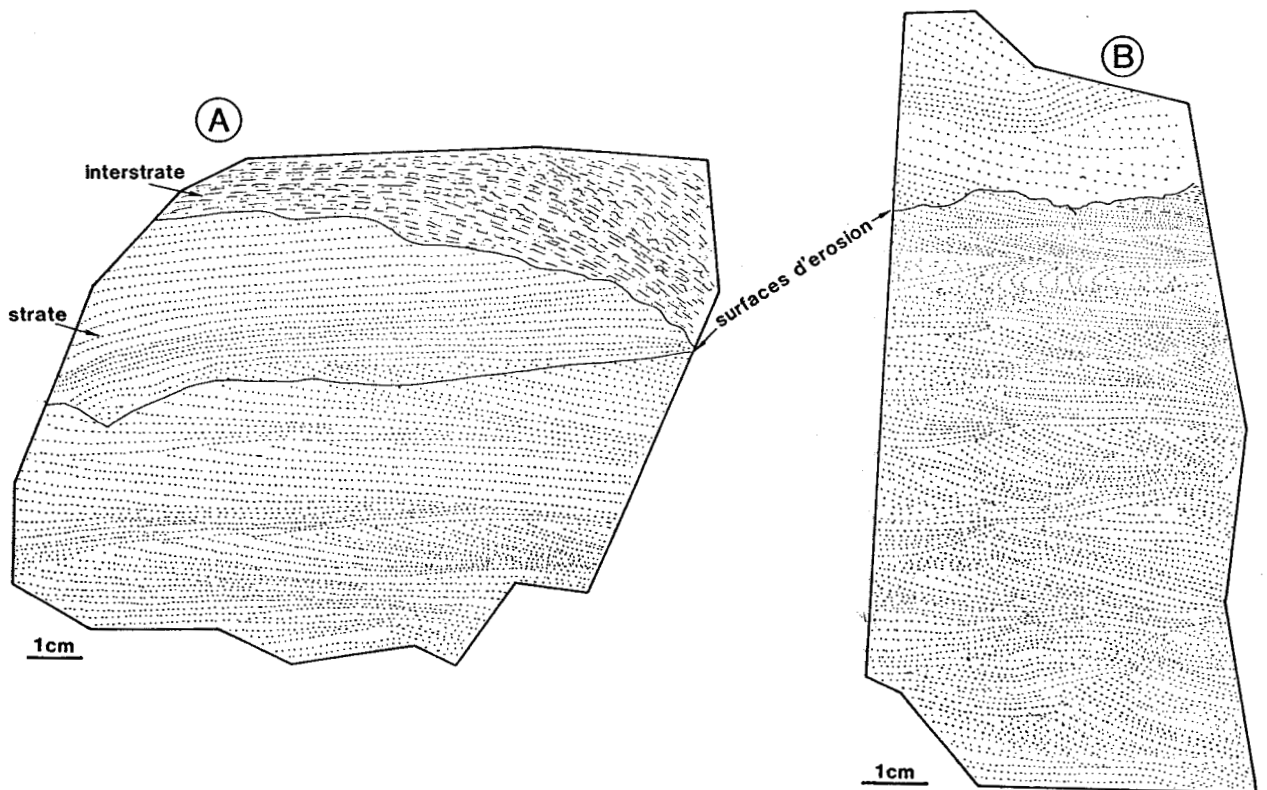


Fig. 45 - Structures internes des dépôts de débordement ("crevasse splays") (A) et de chenaux (B).

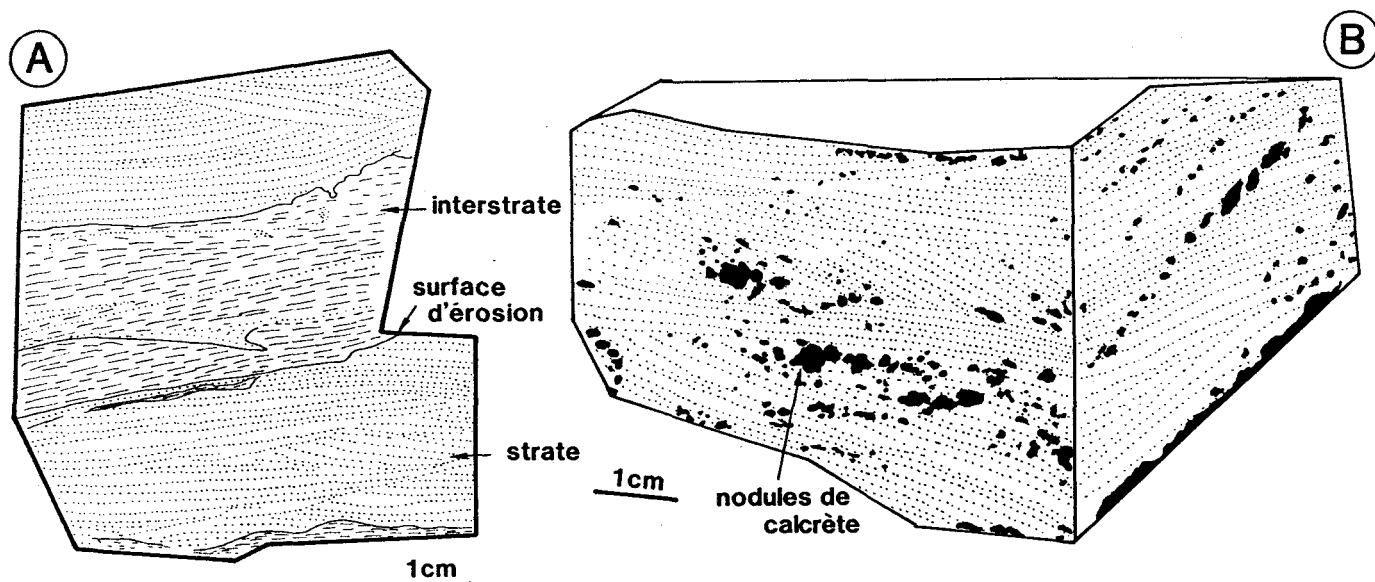


Fig. 46 - Structure interne des dépôts de la plaine alluviale. A - Alternance strate - interstrate de dépôts d'inondation de la plaine alluviale distale. B - Dépôts de levée à litage entrecroisé des rides de courants affectés par les nodules de calcrète, indices d'une pédogenèse.

Ce sont des dépôts de débordement de chenaux déposés sur une plaine alluviale d'inondation durant les périodes de crue. Ils sont toujours associés à des chenaux et à des paléosols. L'épaisseur des strates et la taille des grains dépendent de la distance avec le chenal principal et diminuent systématiquement avec cette distance (Bridge & Leeder, 1979).

IV - LES FACIES PRESENTANT DES PREUVES D'EMERSION

Ces faciès se rencontrent aussi bien dans la Formation des Grès de Vireux que dans la Formation des Schistes de Chooz. On en distingue deux groupes :

- A - les faciès à fentes de dessiccation ;
- B - les faciès à paléosols.

A - LES FACIES A FENTES DE DESSICCATION

Les faciès à fentes de dessiccation sont observés, dans la Formation des Grès de Vireux au sommet des séquences HF et dans la Formation des Schistes de Chooz, dans le terme supérieur, à dominante pélitique, des séquences THF. On différencie dans ce groupe de faciès :

- 1 - les fentes de dessiccation ;
- 2 - les empreintes de gouttes de pluie ;
- 3 - les nodules évaporitiques et ferrugineux.

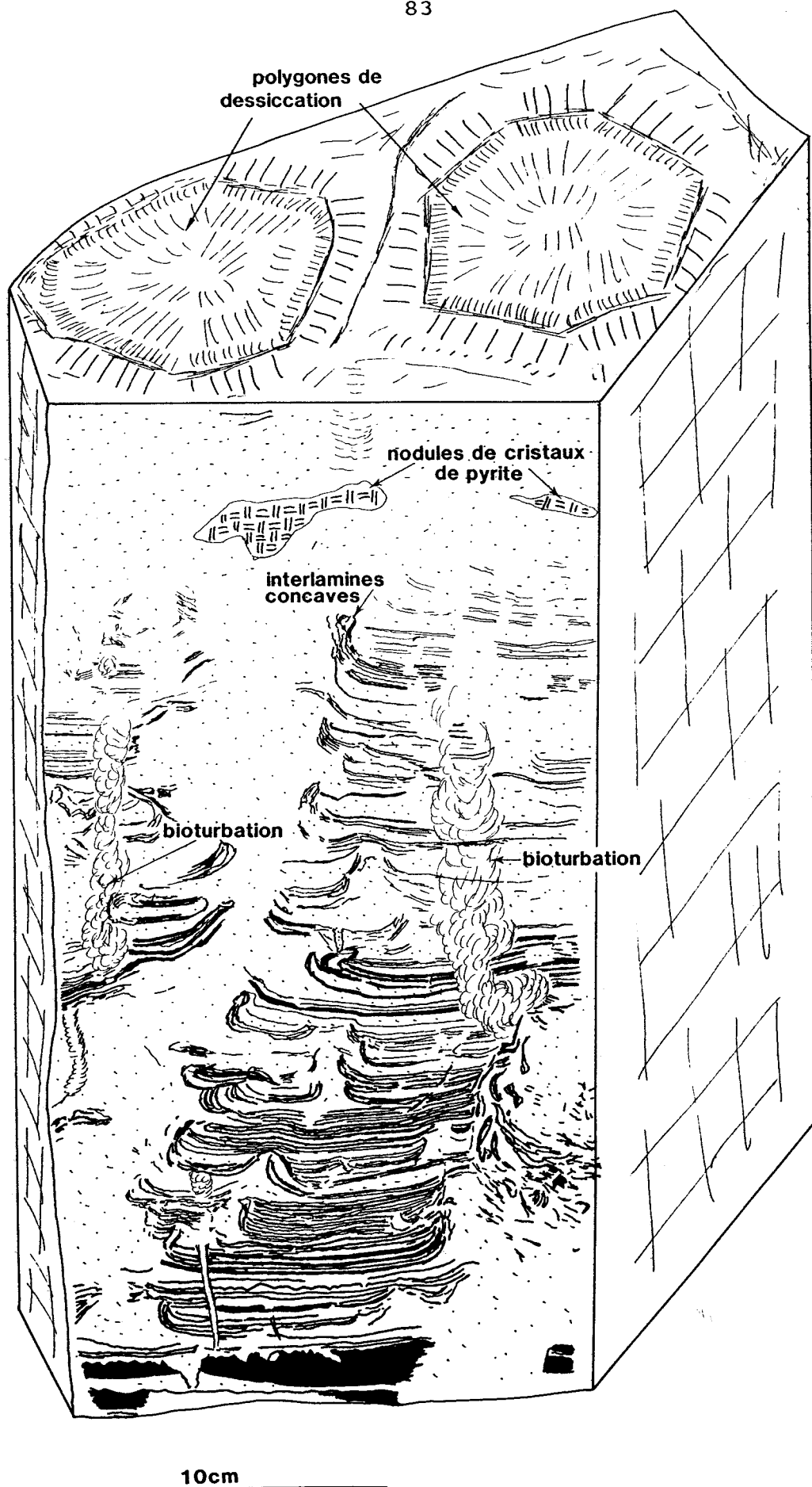


Fig. 47 - Les fentes de dessiccation. Sur les surfaces de stratification, on observe les polygones de dessiccation. En coupe verticale, les interlamines pélitiques ont une forme concave ; elles sont affectées par la bioturbation. L'espace entre les interlamines est comblé par du matériel sableux (voir planche V C). Les nodules de cristaux de pyrite sont les indices d'un milieu réducteur.

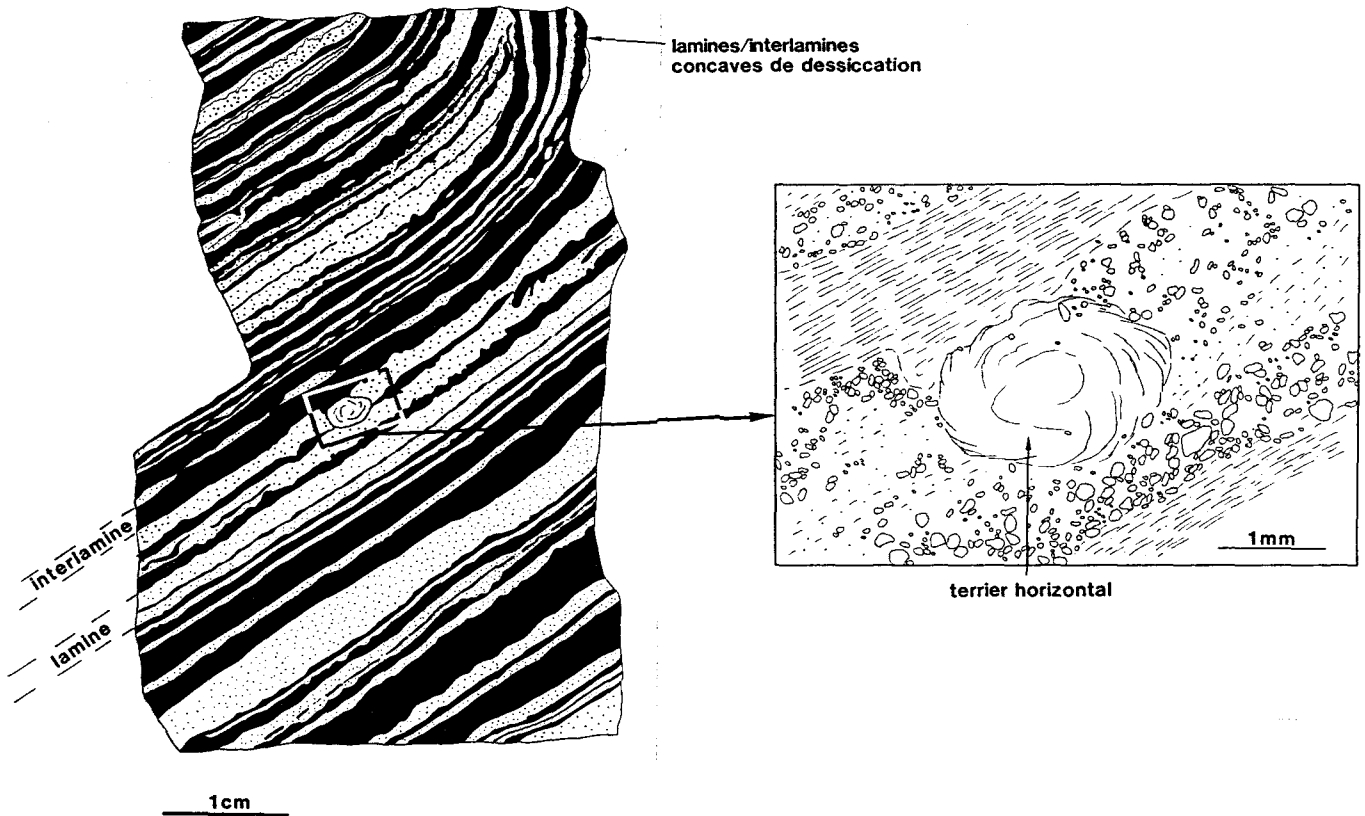


Fig. 48 - Texture et structure microscopiques des strates et interstrates affectées par les fentes de dessiccation. Celles-ci sont constituées d'une fine alternance de lamines et d'interlamines (voir planche V D). On en observe aussi des terriers horizontaux.

1 - Les fentes de dessiccation

Sur le terrain, ce faciès est représenté par une masse homogène sombre dans laquelle on peut parfois distinguer très difficilement quelques interlamines de pélite fines, discontinues et concaves. Sur le plan de stratification (si on a la chance d'en trouver), on observe un réseau plus ou moins régulier de polygones de dessiccation (fig. 47, planche V B) de largeur centimétrique (5 à 7 cm, fig. 47) à décimétrique (20 à 30 cm, planche V B).

En coupe, sur surfaces polies, les fentes de dessiccation sont constituées de fines alternances de grès fin et de pélite. Les interlamines pélitiques sont déformées de façon concave sous l'effet d'une déshydratation, ce qui forme, à chaque période d'assèchement, les polygones de dessiccation (fig. 47, planche V C). Les interlamines de pélite alternent avec de fines lamines de grès fin à moyen (fig. 48, planche V D). L'espace ouvert entre les polygones de dessiccation est comblé par du grès fin à moyen (fig. 47, planche

V C). Cet ensemble lamines - interlamines est souvent traversé par des terriers verticaux (fig. 47, planche V C) ou horizontaux (fig. 48, planche V D).

Bien souvent les polygones de dessiccation ne sont pas préservés. Ils sont morcelés et remaniés par des phénomènes sédimentaires postérieurs. On observe, dans ce cas, des fragments d'interlamines éparpillés dans une masse silteuse (fig. 49). Sur les surfaces altérées des roches, sur le terrain, on ne voit qu'une masse homogène brunâtre sombre sans pouvoir distinguer d'autres détails.

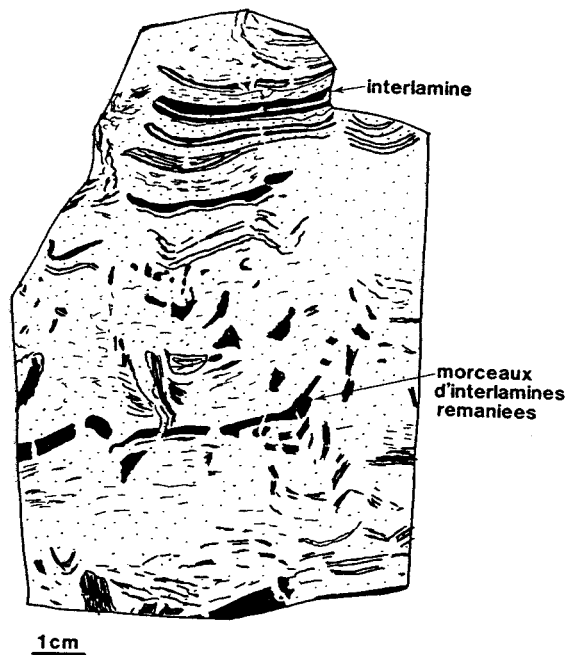


Fig. 49 - Interlamines pélitiques affectées par des fentes de dessiccation dont les copeaux sont remaniés ultérieurement sur place par des processus de sédimentation.

2 - Les empreintes de goutte de pluie

Les fentes de dessiccation sont associées à des empreintes de gouttes de pluie visibles sur les plans de stratification (planche V E). Les dimensions des empreintes sont d'ordre plurimillimétrique. Sur les mêmes surfaces, on observe des traces mécaniques de type "groove marks". Elles se présentent en traces rectilignes linéaires de largeur et de profondeur millimétriques et de longueur décimétrique.

3 - Les nodules

Les niveaux à fentes de dessiccation sont systématiquement associés à de petits nodules, de dimensions centimétriques à décimétriques, concentrés dans des niveaux particuliers. Sur le terrain, ils ont un aspect rouillé (altération), mais à l'état frais on y observe des cristaux de pyrite. Une analyse rapide, en diffractométrie des rayons X, de la roche totale révèle la présence de minéraux évaporitiques (gypse, anhydrite, dolomite), d'oxydes (hématite, goéthite) et carbonates de fer (sidérite).

Les fentes de dessiccation, les empreintes de gouttes de pluie et les "groove marks" seraient formés sur un substratum non consolidé en conditions subaériennes à aériennes. Leur occurrence indique des conditions climatiques d'averses et de vents forts, tandis que celles des polygones de dessiccation impliqueraient un climat tempéré à subaride. De plus, les nodules évaporitiques et ferrugineux seraient formés dans des conditions subaériennes en milieu réducteur.

Les faciès à fentes de dessiccation se situent au-dessus des strates épaisses de grès de la haute plage. La position stratigraphique et l'interprétation de ces figures permettent de conclure que ces faciès se seraient formés en arrière - plage, en conditions subaériennes, en milieu supratidal ou en position distale d'une plaine alluviale.

B - LES FACIES A PALEOSOLS

Ces faciès occupent la plus grande partie du terme supérieur à dominante pélitique des séquences THF de la Formation des Schistes de Chooz. A l'affleurement, ils constituent une masse pélitique rouge plus ou moins homogénéisée par la diagenèse, dans laquelle on distingue difficilement des paléosols. Dès lors, leur étude a été effectuée, en bonne partie, sur surfaces polies et sur "peel-sections". Pour pouvoir mettre en évidence les caractéristiques complètes de ces paléosols, les faits suivants seront exposés :

- 1 - les traces de racines ;
- 2 - les niveaux de sols ;
- 3 - la structure des sols.

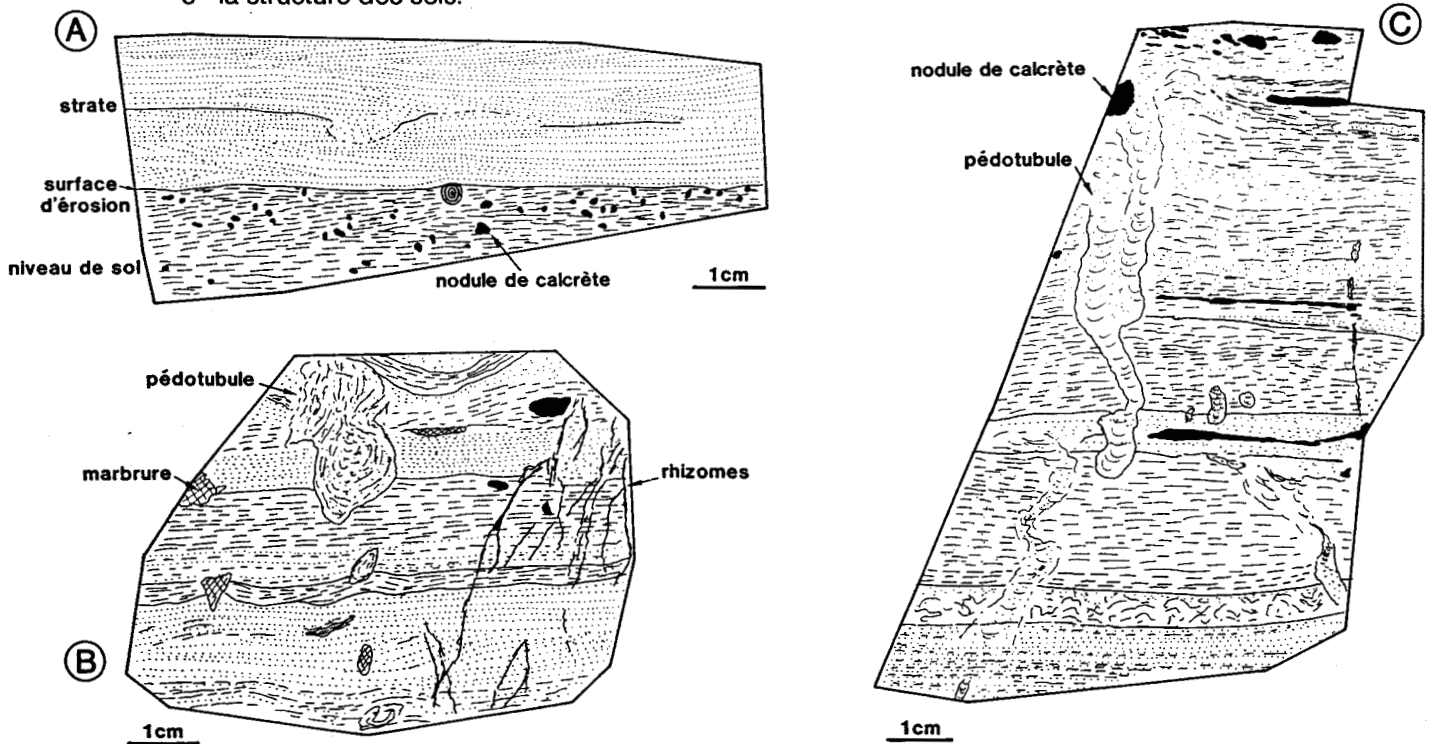


Fig. 50 - Dépôts d'une plaine alluviale d'inondation affectés par différents stades de pédogenèse. A - Niveau de sol à nodules de calcrète surmonté, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, par une strate à litage entrecroisé de rides courants. B - Alternance de strates et d'interstrates de la plaine d'inondation distale à rhizomes, nodules de calcrète, pédotubules et marbrures. C - Dépôts de plaine d'inondation distale à nodules de calcrète et pédotubules.

1 - Les traces de racines

Les traces de racines sont un des meilleurs critères de reconnaissance des paléosols (Retallack, 1986 b, 1988, 1990). Dans la Formation des Schistes de Chooz, elles ne sont pas très fréquentes et se présentent surtout sous forme de rhizoïdes solitaires ; elles sont rarement bien développées et branchues (fig. 50 B).

a - Les rhizomes

Les rhizomes sont généralement développés verticalement, et rarement horizontalement. Leur position horizontale ou verticale peut donner des renseignements sur la nature du milieu et des sols de l'époque. Les racines et les rhizomes effectuent, entre autre, le rôle de respiration et donc ils se développent horizontalement dans les sols imbibés d'eau, alors que dans les sols bien drainés ils pénètrent verticalement en profondeur. Dans les échantillons observés la plupart des rhizomes sont verticaux ; par conséquent, les sols, dans la majorité des cas, ne seraient pas imbibés d'eau. Mais l'occurrence des nodules de calcrète pourrait indiquer quand même un certain battement de la nappe phréatique.

b - Les rhizoconcrétions

Un autre phénomène, lié aux rhizomes, est le phénomène de rhizoconcrétions. Ce sont des concrétions de carbonate de 2 à 3 cm de diamètre et dont l'épaisseur des parois varie de 0,5 à 1 cm. La partie centrale est remplie de matériel pélitique de couleur sombre. Les rhizoconcrétions se forment dans les sols ayant un environnement local particulier créé par les rhizomes (Retallack, 1990). Les rhizomes absorbent l'eau ainsi que les substances nutritives. Un équilibre local s'établit entre le rhizome et son environnement minéral. Cet équilibre est très influencé par les conditions locales atmosphériques. Pendant les différentes périodes humides et sèches, le pH et le Eh, autour du rhizome, changent. Ainsi, pendant les périodes humides, les bordures des rhizomes deviennent acides (et dissolvent le carbonate), et pendant les périodes sèches, elles deviennent alcalines (et précipitent le carbonate). Dans ces conditions, les rhizomes sont encroûtés par des couches concentriques de carbonate (Retallack, 1990). Quand le rhizome cesse de fonctionner, la matière organique est détruite et est remplacée par de la matière minérale.

Le présence des rhizoconcrétions témoigne d'un climat à alternance de périodes sèches et humides.

c - Les marbrures

Dans la masse pélitique rouge des paléosols, on observe souvent des taches de forme irrégulière, à limites diffuses, de couleur verte ("drab-haloed root traces"). Ces taches sont parfois associées à des résidus végétaux mal préservés (branches et feuilles), formant ainsi autour une auréole. Dans d'autres cas, les marbrures sont éparpillées dans la masse pélitique rouge, sans suivre une distribution particulière et sans montrer d'autres caractéristiques spécifiques ("mottles").

Plusieurs explications possibles sont envisagées pour leur origine (Retallack, 1990) :

1 - les rhizomes et les terriers marbrés peuvent se former dans les couches rouges quand le matériel, de couleur verte, a filtré à partir des couches sus-jacentes. Dans ce cas, les limites des marbrures sont nettes. Ce n'est pas le cas ici ;

2 - les marbrures peuvent se former dans les sols argileux périodiquement imbibés d'eau. L'activité bactérienne anaérobie dans les eaux stagnantes, autour des rhizomes, terriers et fentes, peut créer un micromilieu réducteur autour de leur surface extérieure et préserver le milieu oxydant à l'intérieur. Ceci ne peut pas expliquer des sols où l'on trouve des marbrures uniquement autour des traces de racines ;

3 - la réduction et la mobilisation du fer à l'intérieur du rhizome peut être une explication possible. Les conditions très réductrices, supposées pour la formation des marbrures, pourraient induire un appauvrissement en oxygène et des difficultés de respiration pour les racines pénétrant en profondeur ;

4 - les marbrures peuvent être des zones réductrices, dues à la décomposition bactérienne anaérobie de la matière organique enfouie dans le paléosol.

Le contraste entre les marbrures vertes et leur entourage lithologique rouge, a peut-être été augmenté par la déshydratation des oxyhydrates ferriques, jaunes et bruns, en hématite rouge pendant l'enfouissement (Retallack, 1990). Néanmoins, il n'est pas possible que l'oxydation ait eu lieu en profondeur, et par conséquent le contraste ne peut être que d'origine primaire, c'est-à-dire pendant la formation des sols.

Ainsi, si on considère les marbrures comme une décomposition et une dégradation des rhizomes, elles constitueraient donc les derniers vestiges des plantes dans les paléosols.

2 - Les niveaux de sols

La caractéristique la plus importante des niveaux de sols est l'aspect tranché de la limite supérieure et le passage graduel entre les niveaux inférieurs et le matériel minéral parent. Dans la Formation des Schistes de Chooz on ne peut pas observer ce phénomène sur le terrain. La diagenèse des argiles a uniformisé la lithologie et la couleur du terme supérieur pélitique. Une limite supérieure nette peut être observée quand un sol est recouvert par une strate de grès (fig. 50 A).

De temps en temps, on peut observer des surfaces tranchées à l'intérieur du profil de sols (fig. 50 B). Ce sont des stratifications reliques du matériel sédimentaire primaire qui ne sont pas complètement effacées par les processus pédogénétiques. Les figures sédimentaires associées permettent d'identifier le litage et la stratification.

3 - La structure des sols.

Bien qu'à priori les sols semblent être massifs, ils montrent des structures caractéristiques. Ces structures se sont développées à différents degrés et effacent progressivement les figures originelles de la roche primaire. Les éléments structuraux caractéristiques d'un sol sont :

- a - les peds ;
- b - les cutanes ;
- c - les glébules ;
- d - les cristaux ;
- e - les pédotubules ;
- f - les microfabriques.

a - Les peds

Par définition, les peds sont des agrégats de sol, divisés par les fentes, racines, terriers et bien d'autres fissures des sols (Retallack, 1990). Ils sont classés d'après leur taille, leur angularité et leur forme (Soil Survey Staff, 1975).

La première caractéristique macroscopique des sols est l'existence d'un système de fentes verticales et horizontales (cf. horizon Bt) et d'orifices. Dans les paléosols, ce système est écrasé par la compaction. Mais cette structure originelle qui délimite les peds, demeure enregistrée au sein des paléosols.

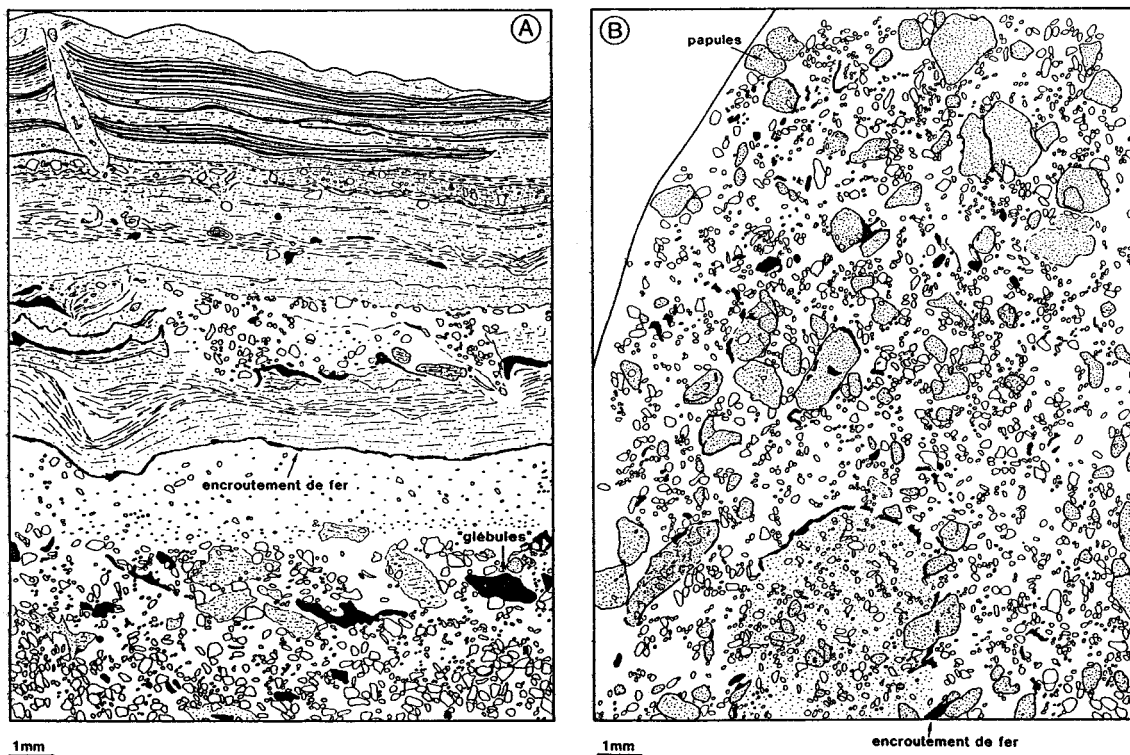


Fig. 51 - Caractéristiques microscopiques des paléosols. A - Alternances de lamines de grès et d'interlamines à microfabrique sépique. On y observe des glébules, papules et encroûtements ferugineux. B - Papules à limites nettes, souvent entourés d'une mince couche d'encroûtements d'oxydes de fer.

Dans la Formation des Schistes de Chooz, il est impossible de distinguer les peds sur le terrain. La taille des échantillons recoltés ne permet pas de les voir sur les surfaces polies. Au microscope, on peut

distinguer des micropeds avec des limites diffuses entourées d'une mince pellicule d'encroûtement d'oxydes de fer (fig. 51 B).

b - Les cutanes

Les cutanes représentent l'enveloppe épigénisée des peds. Ils sont de différents types. Les cutanes observés sur les surfaces polies des échantillons recoltés sont des cutanes d'illuviation (formé du remplissage progressif des fentes par le matériel lessivé) de type silane (cutane constitué de grains de quartz de la taille des silts) ou argilane (cutane argileux). Les micropeds sont entouré de ferranes (cutane ferrugineux).

c - Les glébules

Les glébules sont des grumeaux isolés de matériel des sols. Leur forme est variable. Elle peut être très irrégulière à sub-sphérique. On connaît deux formes principales : les nodules et les concrétions. Un nodule présente une structure interne massive tandis qu'une concrétion est constituée de minces couches concentriques.

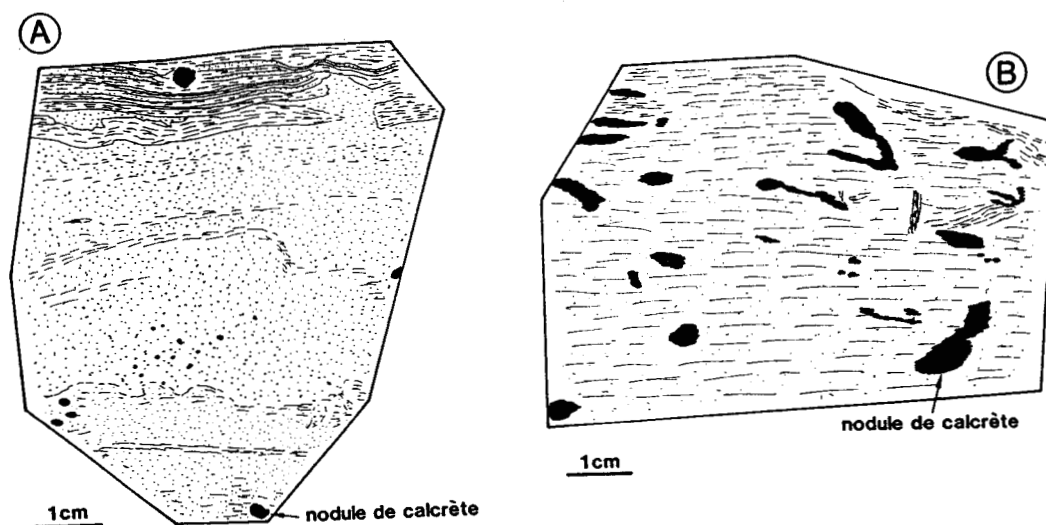


Fig. 52 - Structure interne de plaine alluviale d'inondation. A - Alternance strate interstrate. Les interstrates sont affectées de nodules de calcrète. B - Concentration préférentielle des nodules de calcrète bruns dans un niveau pélitique rouge formant ainsi un horizon de type Bc englobé par un horizon de type Bt.

Dans la Formation des Schistes de Chooz, les glébules les plus répandues sont les nodules carbonatés de type calcrète de taille comprise entre 0,5 et 3 cm, de couleur brune, et qui sont éparpillés dans la masse pélitique rouge des sols (fig. 50, fig. 52). Ils s'observent aussi en position parallèle ou sécante par rapport au litage dans des strates de grès (fig. 46 B). Dans la plupart des cas, les nodules de calcrète sont

concentrés dans des niveaux particuliers, formant ainsi une couche discontinue de sol de type Bca entouré par un sol de type Bt (Retallack, 1990 ; Guthrie et Witty, 1982).

Au microscope, ils sont constitués de microgrumeaux à limite diffuse, de cristaux de carbonate (sidérite, calcite ou dolomite) et d'évaporite. L'analyse diffractométrique de rayons X de la roche totale des nodules révèle la présence de calcite, hématite, goethite, gypse et dolomite ainsi que de minéraux détritiques comme le quartz et la muscovite.

Un autre type de glébules est représenté par des les agrégats à limite nette. Ils peuvent correspondre à des lithoreliques, pédoreliques, argiles d'illuviation ou des nodules argileux remplissant les pores et les espaces vides. Quand leur origine n'est pas claire, un terme descriptif peut convenir : papule ou vésicule d'argile. La fig. 51 B montre un exemple de papules.

d - Les cristaux

Les cristaux se trouvent dans des fentes et des cavités créées par les racines et les terriers. Généralement, ils forment des masses noduleses ou délimitent une forme de chambre de cristaux. La limite entre la chambre de cristaux et la matière minérale qui l'entoure est diffuse. Les dimensions de ces chambres sont millimétriques. Elles peuvent être observées au microscope. Des cristaux de calcite et de gypse sont également observés à l'intérieur des glébules et des nodules.

e - Les pédotubules

Les terriers et les traces de racines sont des structures importantes des sols et des paléosols, mais il n'est pas toujours facile de les différencier et de les distinguer des autres figures tubulaires. On peut observer des tubules remplis de grains détritiques (granotubules), de peds du même sol (agrotubules) ou d'un mélange d'argile et de grains (isotubules) (Retallack, 1990).

Les tubules observés dans la Formation des Schistes de Chooz sont de type granotubule et isotubule (fig. 50 B, C). La majorité de ces tubules y a été créée dans des sols bien drainés. Les animaux et les racines qui les ont générés avaient besoin de respirer et n'auraient pas pu survivre dans d'autres conditions.

f - Les microfabriques

Les microfabriques concernent surtout la partie pélite des sols (ou le plasma dans ses formes de réorientation et de séparation au cours de la pédogenèse). Elles sont exprimées en échelle microscopique par le développement des fabriques des minéraux argileux brillants ("sepic plasmic fabric" Brewer, 1976). Ce sont des minéraux argileux orientés à forte biréfringence.

On distingue plusieurs types de microfabriques (Retallack, 1990) :

- "insepic plasmic fabric" quand les minéraux argileux brillants sont isolés sous la forme d'îlots ;
- "mosepic plasmic fabric" quand les minéraux argileux brillants se touchent entre eux et forment une agrégation en mosaïque ;
- "vosepic plasmic fabric" quand les minéraux argileux brillants entourent des cavités du sol ;
- "skelsepic plasmic fabric" quand les grains des minéraux détritiques (squelette) sont entourés de minéraux argileux brillants et réorientés ;
- "masepic plasmic fabric" quand les minéraux argileux brillants sont orientés suivant deux directions sécantes ;
- "omnisepic plasmic fabric" quand toute la masse pélitique est réorienté en sa totalité.

Les fabriques les plus fréquentes dans les lames minces des échantillons recoltés sont de type "mosepic", "masepic", "skelsepic" et "omnisepic". L'orientation des minéraux argileux des microfabriques "masepic" se fait suivant deux directions sécantes en angle droit (lattisepic plasmic fabric), mais cette dernière micrifabrique peut être le résultat de la diagenèse.

Des encroutements opaques sont produites par les oxydes et hydroxydes de fer (fig. 51 A B).

Les paléosols de la Formation des Schistes de Chooz alternent avec des dépôts d'une plaine alluviale d'inondation. Le matériel sédimentaire de cette plaine alluviale aurait servi de matière première pour les processus de pédogenèse. Ceux-ci auraient eu lieu dans un milieu oxydant (présence des oxydes et hydroxydes de fer) sous un climat à alternances de périodes sèches (présence de calcrétisation) et humides (présence des rhizoconcrétions). Les sols seraient plus au moins bien drainés (présence de rhizomes et de pédotubules verticaux). Des micromilieus réducteurs auraient permis la formation des marbrures.

V - STRUCTURES PARTICULIERES

Dans ce groupe de faciès sont classés ceux qui n'ont pas été encore décrits jusqu'à maintenant. Ce sont :

- A - les brioches ou "sandstone mounds" ;
- B - les concentrations locales de fossiles ;
- C - le faciès du cortège transgressif.

A - LES BRIOCHES OU "SANDSTONE MOUNDS"

Ce sont des surfaces d'érosion sommitale de strates de grès dans la Formation des Grès de Vireux. Cette surface est irrégulière et incisée par des gouttières d'érosion qui forment des microsillons de dimension centimétrique à décimétrique (fig. 32 A). Ces figures d'érosion mettent en relief des zones qui ne sont pas érodées, et sont appelées *brioches* (Durand, 1985) ("sandstone mounds" ; Bradshaw, 1963).

Les bords des gouttières sont tranchés. Cela implique que le matériel non érodé avait déjà acquis une forte cohésion locale. Les parois des gouttières montrent le litage et la stratification interne des strates affectées par cette érosion. Les brioques représenteraient ainsi une zone indurée qui a résisté à l'érosion. Plus tard, les gouttières sont remplies de matériel pélitique qui constitue les interstrates superposées.

Le mode de formation des microsillons et des brioques serait le même que celui de sillons d'érosion (furrows) du terme inférieur pélitique des séquences THF de la Formation des Grès de Vireux (strates lenticulaires fig. 26). Leur formation serait due à l'activité des vagues stables qui développent des vortex hélicoïdaux longitudinaux (Dyer, 1982 ; Flood, 1983). C'est cet écoulement secondaire qui aurait pu éroder le fond de la mer et, donc, le sommet de la strate en cours de formation.

B - LES CONCENTRATIONS DE FOSSILES

On appelle une concentration de squelettes (fossile) *chaque accumulation de restes biologiques, indépendamment de leur composition taxonomique, et du degré de préservation ou de modification posthume* (Kidwell et al., 1986). Fagerstrom (1964) a défini un assemblage fossile comme *"un groupe de fossiles représenté dans un intervalle stratigraphique et dans une localité géographique convenablement limités"*. Une telle concentration est observée dans la deuxième séquence HF (fig. 54) de la formation des Grès de Vireux (planche IV E).

Il s'agit d'un assemblage de fossiles parautochtones, c'est-à-dire constitué d'espèces autochtones qui ont été remaniées à un certain degré mais qui n'ont pas été transportées loin de leur milieu de vie. Cet assemblage est constitué de débris de coquilles (*Oligopterorhynchus daleidensis* (Schnur), *Arduspirifer ? sp.*, *Brachyspirifer sp.*, *Subcuspidella subcuspidata* (Schnur), *Retzia* ou *Rhenorensseleeria* ; déterminations de D. Brice). La composition taxonomique est donc de type polytypique.

La biofabrique des fossiles est concordante. Les fossiles sont plus au moins parallèles à la stratification générale. Ils sont empilés et en contact les uns sur les autres formant ainsi un réseau de support (*bioclast-supported*) de la strate. Les débris de fossiles sont mal classés. A l'intérieur de la concentration, il y a peu de matériel détritique.

Géométriquement les concentrations des fossiles représentent des strates lenticulaires de 5 à 10 cm d'épaisseur et de quelques mètres d'extension latérale. Elles ont une structure interne simple (homogène).

Ce sont des concentrations d'origine hydrodynamique, mises en place par accumulation graduelle de coquilles pendant une période de sédimentation détritique à faible vitesse, et remaniées par des événements de forte énergie lors des tempêtes.

Stratigraphiquement, ce faciès se situe au dessus des strates épaisses de grès de plage et désignent des faciès de tempêtes proximales.

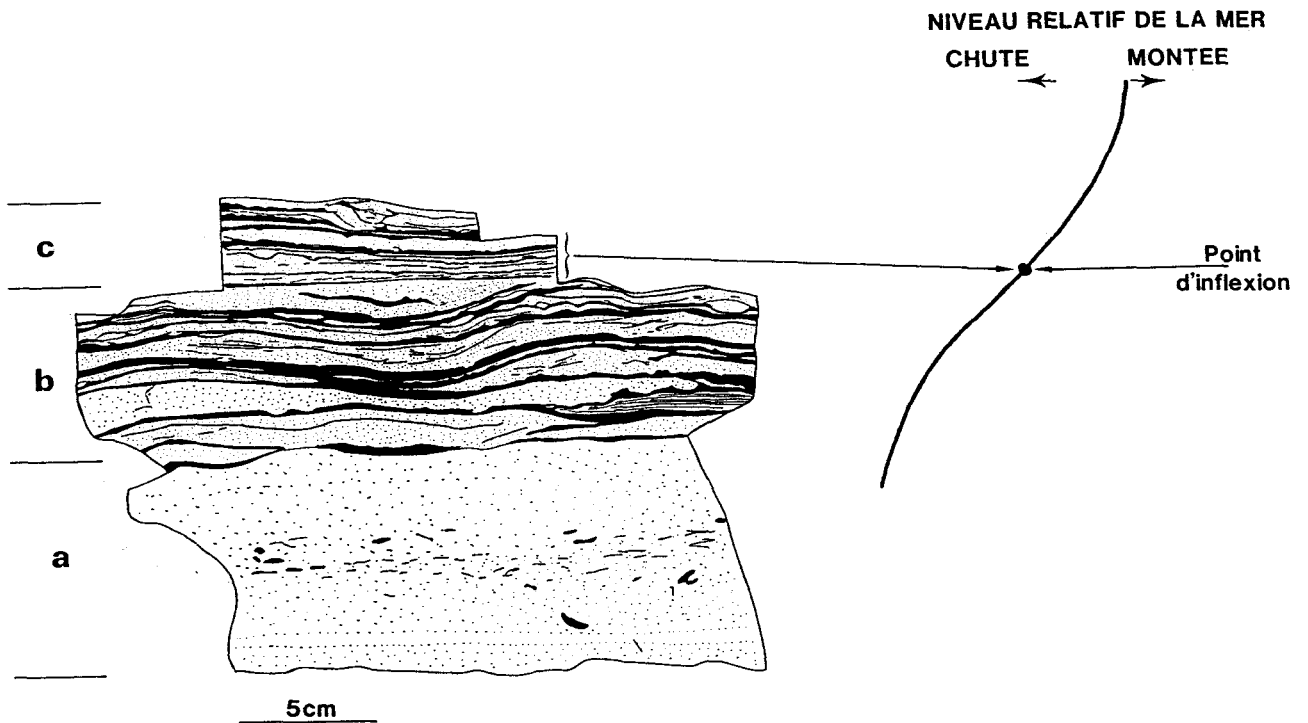


Fig. 53 - Faciès de cortège transgressif (voir planche VI D, E, F). L'épaisseur des strates et la granulométrie moyenne des grains diminuent progressivement vers le haut. Ces changements sont dus à l'augmentation progressive de l'accommodation induite par la remontée du niveau relatif de la mer. L'accommodation maximale est réalisée au point d'inflexion de la courbe pendant la période de montée.

C - LE FACIÈS DU CORTEGE TRANSGRESSIF

Ce faciès est constitué de grès à grain grossier à stratification des rides. Stratigraphiquement, il surmonte les faciès à indice d'émergence (deuxième séquence HF, fig. 54) ou les faciès de strates épaisses de grès de plage (neuvième séquence HF, fig. 54). Il est surmonté par des faciès silteux de tempêtes de l'offshore.

Les strates sont de nature lenticulaire (fig. 53, planche VI D, E, F). Verticalement, leur épaisseur diminue progressivement. De bas en haut, on distingue trois zones :

a - une strate épaisse (entre 5 et 10 cm) à litage des rides en aggradation verticale (planche VI D). La structure interne est massive à litage plutôt diffus. On peut y observer des petits galets intraformationnels ;

b - des strates peu épaisses (entre 0,5 et 1 cm) à litage de rides (planche VI E). Ces strates sont de nature lenticulaire. Elles représentent des rides symétriques de vagues en aggradation verticale. La structure interne de ces rides est constituée de litage progradant des rides de courants. Les strates alternent avec des interstrates de pélite d'épaisseur millimétrique ;

c - des strates minces d'épaisseur millimétrique. Ce sont des strates à litage de rides de courant. Elles alternent avec des interstrates pélitiques d'épaisseur également millimétrique.

Les strates seraient mises en place par des événements de courte durée (tempêtes). Les interstrates représentent la période de calme entre deux événements. Ceci est confirmé par la richesse en terriers et en bioturbation dans les interstrates. La nature lithologique et la stratification de ce faciès sont conditionnées par les fluctuations de l'espace disponible (accommodation). Quand l'accommodation augmente, le volume de sédiment délivré par unité de volume de l'espace disponible diminue. Ceci induit un déficit de sédiments ("sediment starvation") ; la diminution de l'épaisseur des strates en serait le résultat.








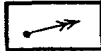





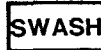





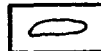
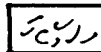
Le volume de l'espace disponible est géré par les mouvements relatif du niveau de la mer. En période de montée du niveau de la mer, l'accommodation augmente. Elle atteint son maximum en période de vitesse maximale de transgression (vitesse maximale de montée) (Cross, 1988). Ceci correspond au point d'inflexion de la courbe des mouvements du niveau de la mer en période de montée (fig. 10 ; fig. 53) (Posamentier *et al.*, 1988 ; Cross, 1988).

Cet agencement de faciès représente une période de remontée de niveau de la mer à son stade de vitesse maximale et représente donc un cortège transgressif de sédiments (transgressive systems tract) (Posamentier *et al.*, 1988).

Fig. 54 - Coupe lithologique de la Formation des Grès de Vireux au Mont Vireux avec l'inventaire des figures sédimentaires et les directions de paléocourants.

Fig. 55 - Coupe lithologique de la Formation des Schistes de Chooz au Mont Vireux avec l'inventaire des figures sédimentaires et les directions de paléocourants.

L E G E N D E

	Stratification ondulée		Chenaux
	Stratification madrée		Mégarides
	Rides de vagues		Sillons
	Rides de courants		Direction de courants
	Stratification oblique		Stratification oblique mamelonée
	Litage plan horizontal		Strates gradées de tempêtes
	Stratification lenticulaire		Stratification oblique à angle faible
	Gouttières		Rhizomes
	Fentes de dessiccation		Nodules de calcrète
	Bioturbation		Marbrures
	Coquilles remaniées		

SEQUENCES HF

FIGURES SEDIMENTAIRES

BIOTURBATIONS

PELITES SILTS GRES
fins | moy |

DIRECTIONS DES COURANTS

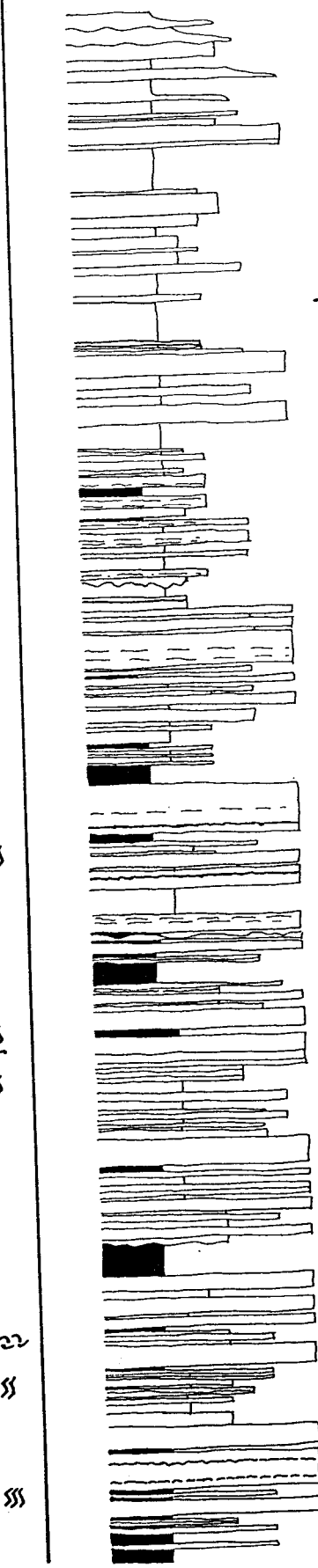
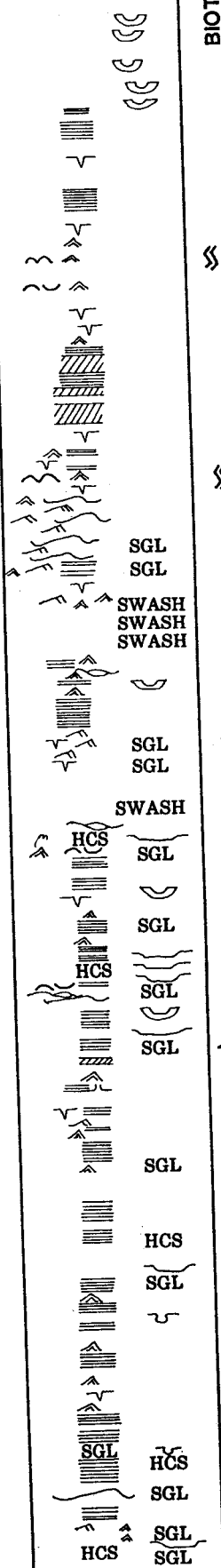
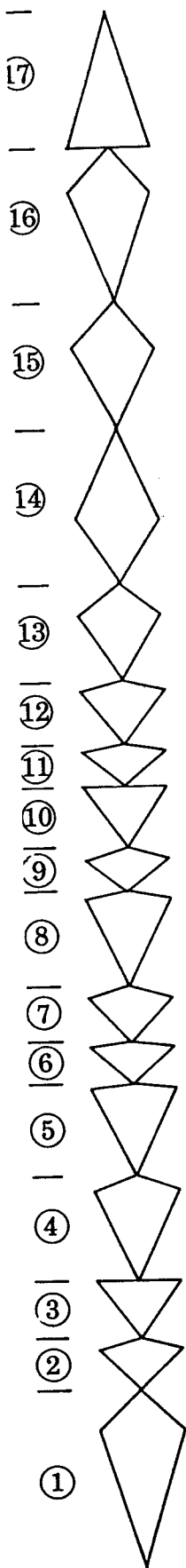
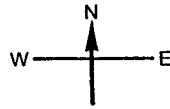


Fig.44

Fig.31,PI.II E,PI.H.T. B

Limite Godefroid et Stainier (1988)

Fig.37

Fig.49

Fig.42,PI.VA

PI.VI C

Fig.43

Fig.30 A,PI.II C

Fig.30 B,PI.IV A,B

Fig.35

Fig.39 B,PI.IV F

Fig.47,48,PI.VC,D

Fig.28 B,PI.III C,D,E

Fig.25 A,PI.II B,PI.H.T.A

Fig.27,PI.II D

Fig.38,PI.IV G,H

Fig.25 B,PI.IV C,D

Fig.39 A

PI.IV E

Fig.53,PI. VI D,E,F

PI.VB,E

PI.II A

Fig.40,PI.II F

Fig.28,A,PI.III G,F

10m

SEQUENCES
H.F.

FIGURES
SEDIMENTAIRES

BIOTURBATION

PELITES / SILTS / GRES
fins | moyl

DIRECTIONS
DES COURANTS

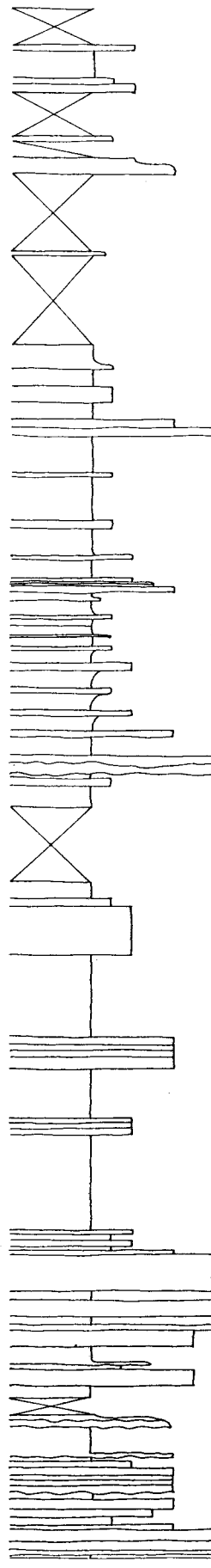
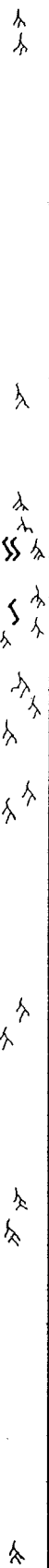
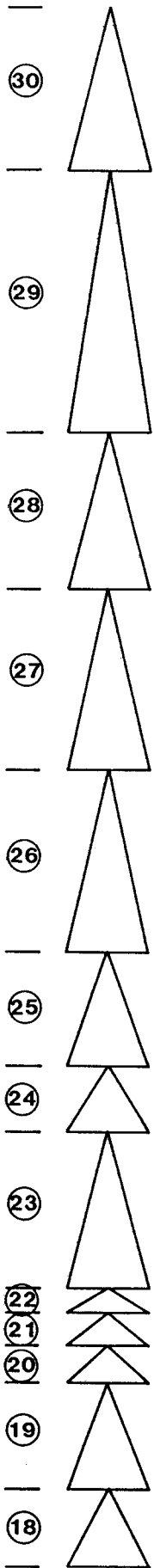


Fig.52.A, Fig.51.A

Fig.50.C

PI.VI A
Fig.51.B
Fig.50 B
Fig.46.B
Fig.52.B

Fig.46.A

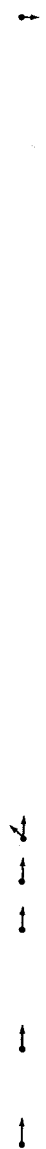
Fig.45.B PI.VI B

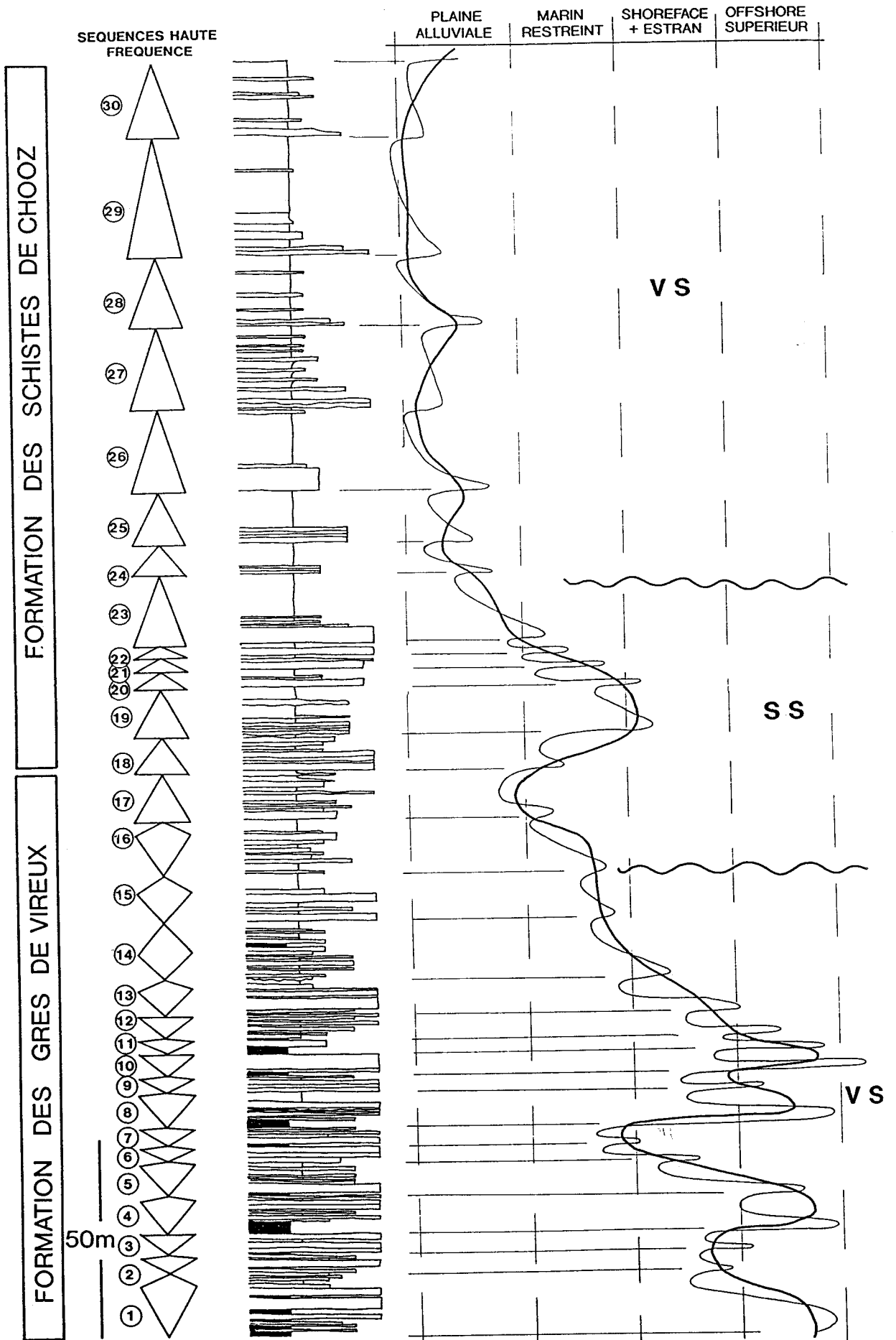
Fig.45.A

PI.VI H
Fig.50.A

PI.VI G

10m





FORMATION DES SCHISTES DE CHOOZ

FORMATION DES GRES DE VIREUX

SEQUENCES HAUTE FREQUENCE

- 30
- 29
- 28
- 27
- 26
- 25
- 24
- 23
- 22
- 21
- 20
- 19
- 18
- 17
- 16
- 15
- 14
- 13
- 12
- 11
- 10
- 9
- 8
- 7
- 6
- 5
- 4
- 3
- 2
- 1

50m

PLAINE ALLUVIALE MARIN RESTREINT SHOREFACE + ESTRAN OFFSHORE SUPERIEUR

VS

SS

VS

VI - DIRECTIONS DES PALEOCOURANTS

L'inventaire des figures sédimentaires présentées auparavant a permis, entre autres, d'établir les directions d'orientation de leurs lamines et de leurs litages. Sur les figures 54 et 55, sont présentés deux logs correspondant aux Formations des Grès de Vireux et des Schistes des Chooz. Sur ces deux logs sont reportées les structures sédimentaires, et la position des figures illustrées dans ce chapitre ainsi que les directions sédimentaires mesurées sur le terrain ou sur les surfaces polies des échantillons.

Les rides symétriques d'oscillation présentent deux sens opposés d'orientation de lamines et donnent seulement une direction. Avec les figures de courants, le litage faiblement oblique ("swash cross-stratification") et le litage oblique sigmoïdal (faisceaux progradants), on peut connaître le sens du mouvement du matériel et le sens dominant de paléocourants : *l'orientation des structures sédimentaires indique presque toujours le Nord.*

Cela signifie que la ligne de rivage se situerait au Sud et le bassin de sédimentation se situerait vers le Nord et ce notamment d'après l'orientation du litage faiblement oblique et du litage oblique sigmoïdal. Cette conclusion est en contradiction totale avec l'image paléogéographique classique du bassin sédimentaire ardennais pendant le Dévonien inférieur, voire pendant tout le Paléozoïque. En effet, dans les reconstitutions paléogéographiques présentées par de nombreux auteurs, le bassin se trouvait vers le Sud et le continent se trouvait vers le Nord.

Pour expliquer cette contradiction, je rejoins l'interprétation proposée par Meilliez (1989) sur la structuration synsédimentaire de la marge ardennaise. Cette marge serait constituée de différents blocs basculés formant un paysage en touches de piano (fig. 5). La coupe étudiée se situerait sur un de ces blocs basculés dont la crête située plus au sud limiterait un sous-bassin sédimentaire intégré dans le grand bassin de la marge. Les dimensions de ce sous-bassin seraient assez importantes pour permettre d'atteindre des profondeurs et distances telles que celles de l'offshore supérieur (enregistré dans la coupe étudiée).

VII - COURBE DE VARIATION DE LA PROFONDEUR

La courbe de profondeur d'accumulation de dépôt est fondée sur l'enchaînement vertical des faciès sédimentaires, c'est-à-dire les faciès de tempête pour la Formation des Grès de Vireux et les faciès de plaine alluviale et paléosols pour la Formation des Schistes de Chooz.

Fig. 56 - Variations verticales de profondeur pour l'intégralité de la coupe étudiée (Formation des Grès de Vireux, séquence moyenne fréquence, Formation des Schistes de Chooz, séquence moyenne fréquence). VS - empilement vertical des séquences HF ("vertical stacking") en période de haut et bas niveau relatif ; SS - migration des faciès vers le bassin ("seaward stepping") en période de régression.

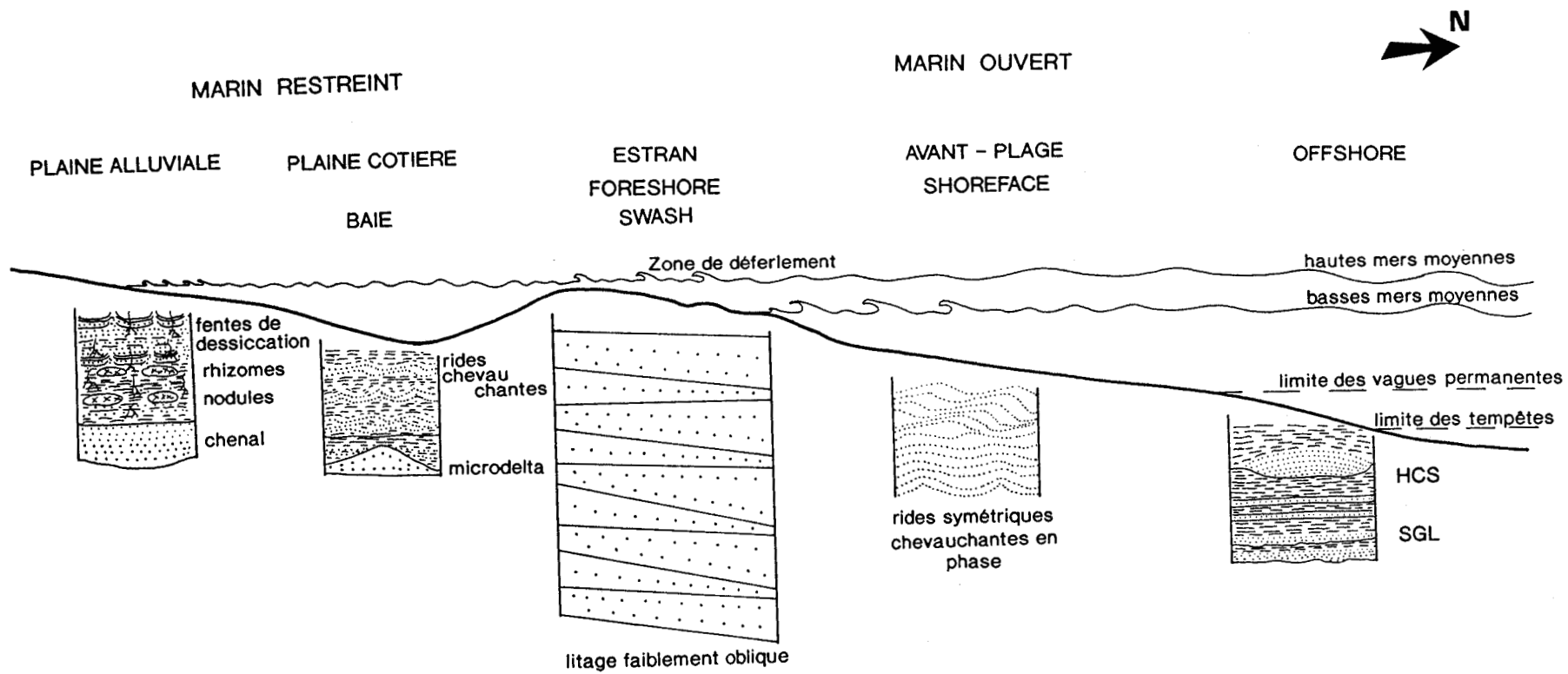


Fig. 57 - Schéma paléogéographique des milieux de sédimentation des Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz.

Les deux Formations sont en continuité. De ce fait, la courbe de profondeur est construite pour l'intégralité de la coupe (fig. 56). Le trait fin représente les fluctuations de profondeur des séquences haute fréquence (HF à 100 Ka). Le trait épais est le résultat du lissage de la courbe précédente.

La profondeur d'accumulation des sédiments est la plus grande à la base de la série étudiée (base de la Formation des Grès de Vireux). La profondeur diminue progressivement vers le sommet (Formation des Schistes de Chooz). Les deux Formations sont inscrites au sein d'une séquence à basse fréquence, mais la base de cette séquence n'affleure pas dans la coupe étudiée. Son sommet correspond au sommet de la séquence de Chooz (à laquelle succède brutalement la Grauwacke de Hierges, nettement marine).

Une variation de la profondeur d'accumulation des sédiments existe également au sein même de chaque Formation (Grès de Vireux et Schistes de Chooz). A la base des formations, la profondeur est importante ; elle diminue vers le sommet.

Une des caractéristiques importantes de la Formation des Grès de Vireux est l'épaisseur très réduite des dépôts d'avant-plage (shoreface). Le passage des dépôts d'offshore supérieur (terme inférieur à dominante péltique des séquences THF à strates gradées) à ceux d'estran ou foreshore (strates sableuses épaisses à litage faiblement oblique "swash cross-stratification" du terme supérieur sableux des séquences THF) se fait soit par l'intermédiaire d'une très faible épaisseur de dépôts de shoreface, soit par l'intermédiaire d'une surface d'érosion.

Le pendage de la plate-forme au niveau du shoreface serait très faible et l'espace disponible (accommodation) resterait constant d'où un faible taux d'accumulation de sédiments. De faibles changements de la profondeur d'eau dans le milieu de sédimentation induiraient le passage rapide du milieu d'offshore au milieu de foreshore. Ce type de côte est appelée "côte à faible énergie" (Howard & Reineck, 1972, 1981 ; Reineck & Singh, 1980).

Dans la figure 57, est montré un schéma simplifié de la paléogéographie de l'époque déduit de l'analyse faciologique présentée ci-dessus. Les structures de tempêtes de profondeur sont enregistrées dans l'offshore supérieur. Dans le shoreface, on trouve des figures de courants en strates peu épaisses de grès et de silt. L'estran est représenté par des dépôts épais de grès à litage incliné d'angle faible. En position plus interne, de petites rivières débordent dans un milieu plus ou moins protégé en construisant des microdeltas et des barres. Tout à fait à l'amont, les dépôts de la plaine alluviale montrent des chenaux, des dépôts de débordement et des paléosols.

Tableau 5. Récapitulation des structures sédimentaires rencontrées dans les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz

I. Faciès dominés par les vagues	A. litage des strates gradées	
	B. litage des strates gréseuses lenticulaires	
	C. litage entrecroisé de rides symétriques	1. litage de rides symétriques chevauchantes en phase 2. litage entrecroisé de rides de vague
	D. litage plan et litage incliné	1. litage parallèle plan horizontal 2. litage faiblement oblique ("swash cross-stratification") 3. litage oblique sigmoïdal
II. Faciès dominés par les courants	A. strates à lamines planes et rides de courant	
	B. litage de rides et mégarides de courant	1. litage entrecroisé amalgamé 2. litage composé 3. litage de rides chevauchantes 4. litage amalgamé de courant et de vague
III. Faciès à chenaux	A. chenaux	
	B. dépôts de débordement ("crevasse splays")	
IV. Faciès d'émerision	A. faciès à fentes de dessiccation	1. fentes de dessiccation 2. empreintes de gouttes de pluie 3. nodules évaporitiques et ferrugineux
	B. faciès à paléosols	1. traces de racines a. rhizomes b. rhizoconcrétions c. marbrures 2. niveaux de sols 3. structure des sols a. peds b. cutanes c. glébules d. cristaux e. pédotubules f. microfabriques
V. Structures particulières	A. "brioches" "sandstone mounds"	
	B. concentrations de fossiles	
	C. faciès du cortège transgressif	

CONCLUSIONS

L'analyse sédimentologique des faciès rencontrés a permis leur classement en fonction de l'hydrodynamisme du milieu de sédimentation. On distingue quatre grands types de faciès : les faciès dominés par les vagues, les faciès dominés par les courants, les faciès à chenaux et les faciès d'émersion.

Les faciès à dynamique de vagues sont représentés par les strates centimétriques silteuses gradées, les strates gréseuses lenticulaires à litage de rides symétriques chevauchantes, le litage entrecroisé de rides symétriques et par le litage incliné d'angle faible.

Les faciès à dynamique de courants sont représentés par des strates isolées à lamines planes et à litage de rides et mégarides de courants.

Quelques faciès amalgamés présentent des caractéristiques de vagues et de courants.

Les faciès à chenaux sont composés de chenaux construits sur une plaine alluviale et de dépôts de débordement.

Les faciès d'émersion montrent des fentes de dessiccation, des empreintes de gouttes de pluie et des paléosols.

Le milieu marin ouvert est représenté par des faciès d'offshore, d'avant-plage (shoreface) très réduit et d'estran (foreshore). Le passage entre l'offshore et le foreshore est très brutal. Cela caractérise une côte à faible énergie. Le milieu marin restreint est représenté par des baies et par la plaine alluviale.

La direction des paléocourants renforce l'idée d'une marge ardennaise à structuration synsédimentaire et constituée de blocs basculés.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE II

A - Terme inférieur à dominante pélitique d'une séquence THF de la Formation des Grès de Vireux, constitué de strates silteuses gradées de tempêtes séparées de surfaces d'érosion. Le niveau pélitique représente la période d'inondation maximale (niveau condensé). (Photographie négative de "peel-section")

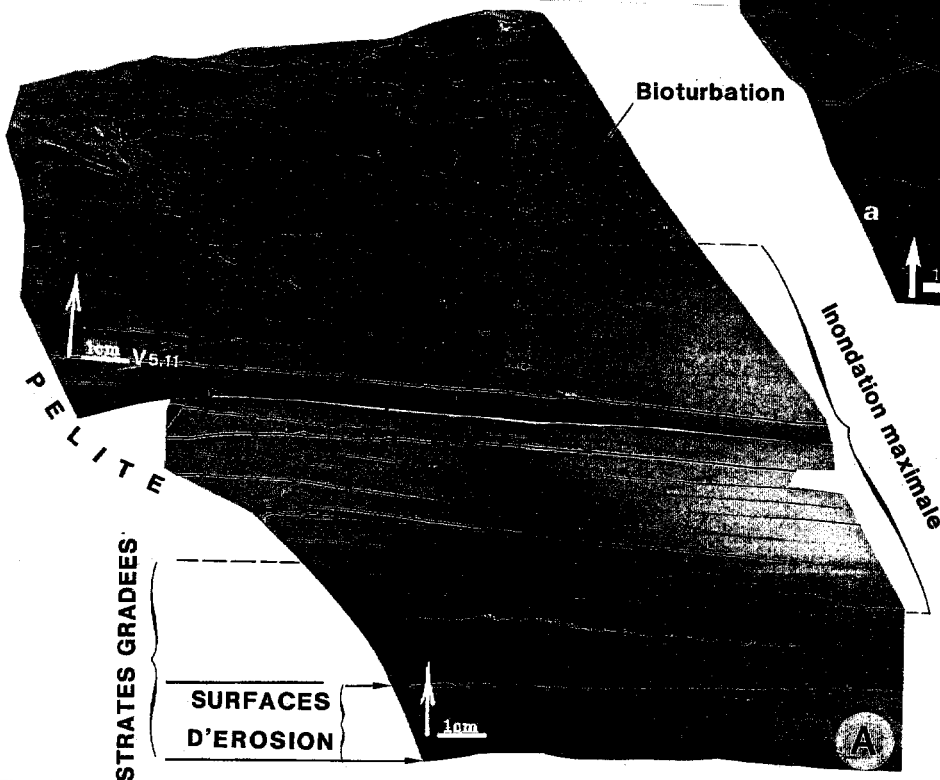
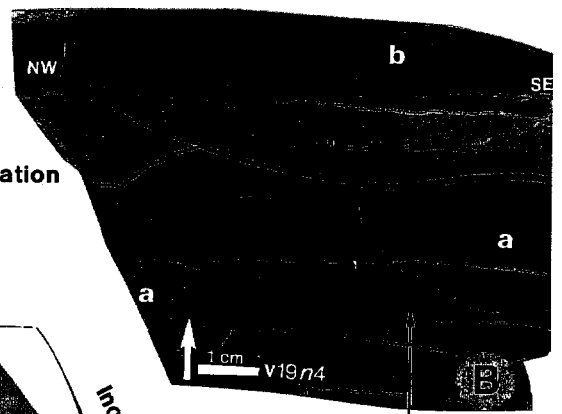
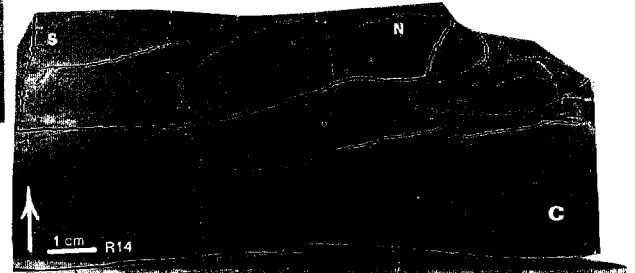
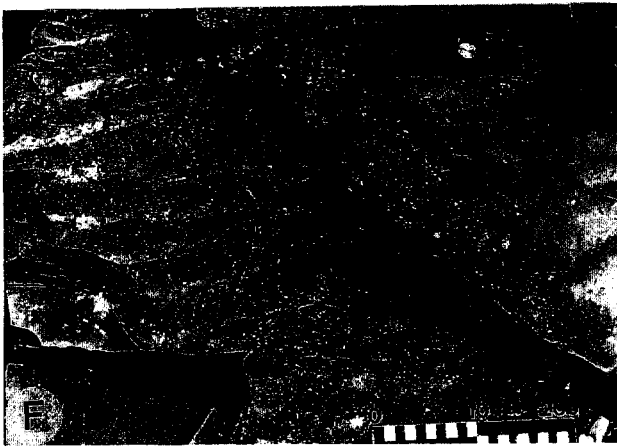
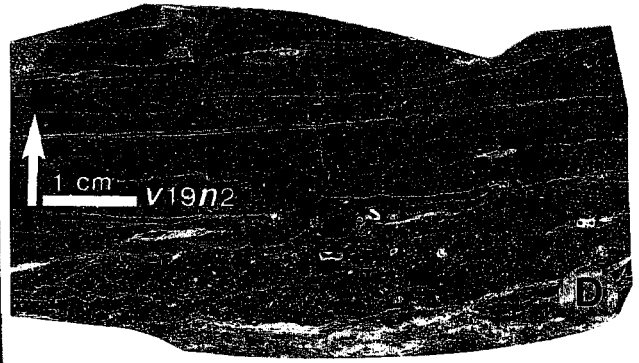
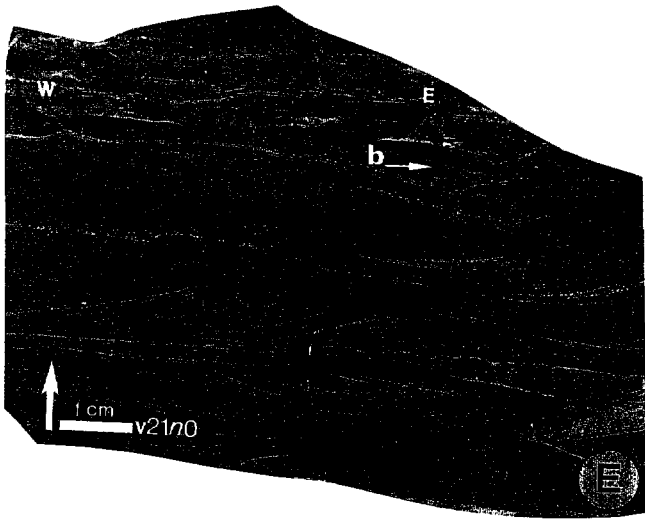
B - Strates silteuses gradées de tempêtes (storm graded layers) (a), à bases érosives incisées par des microgouttières et strate peu épaisse silteuse (silt layer) (b). (Photographie négative de "peel-section") (Voir fig. 25 A)

C - Strate peu épaisse silteuse (a), à litage entrecroisé de rides de vagues (b) et litage oblique de rides de courant (c). (Photographie négative de "peel-section")

D - Structure interne des strates gréseuses lenticulaires métriques d'épaisseur centimétrique. (Voir fig. 27 A1) (Photographie négative de "peel-section")

E - Litage entrecroisé de rides symétriques. L'interstrate pélitique est riche en bioturbation (b). (Photographie négative de "peel-section")

F - Rides symétriques linéaires à crêtes aiguës ("trochoïdales"), d'orientation Est-Ouest.



micro gouttières d'érosion

U.L.L.C.

PLANCHE III

A - Vue générale de la carrière du Mont Vireux.

B - Litage de rides symétriques, chevauchantes en phase, subcritiques de type A (a), surmonté par des rides symétriques subcritiques de type S (s). (Photographie négative de "peel-section")

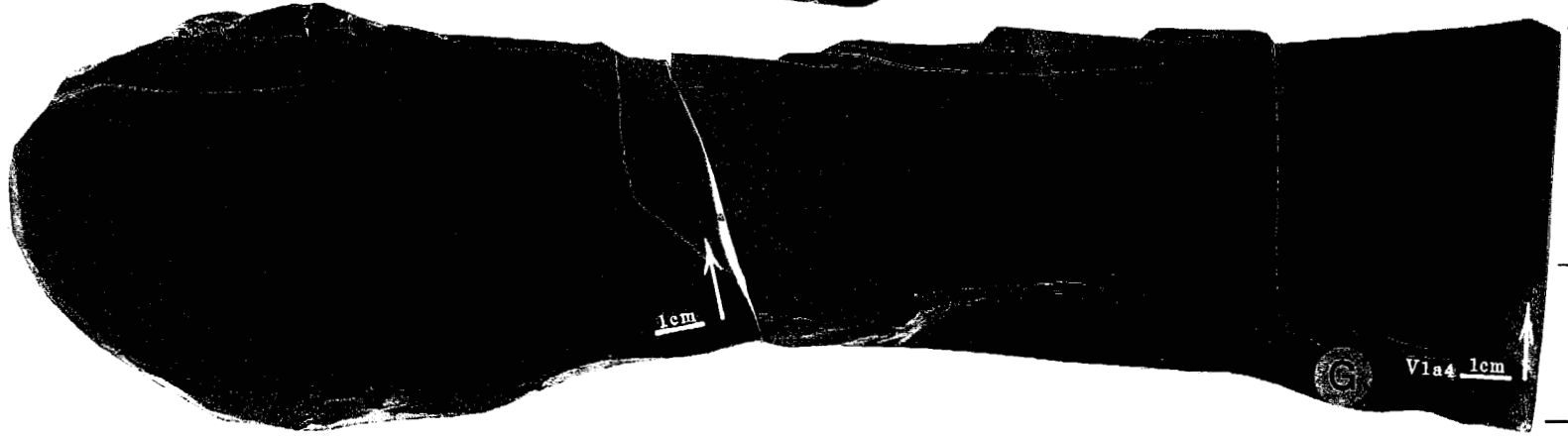
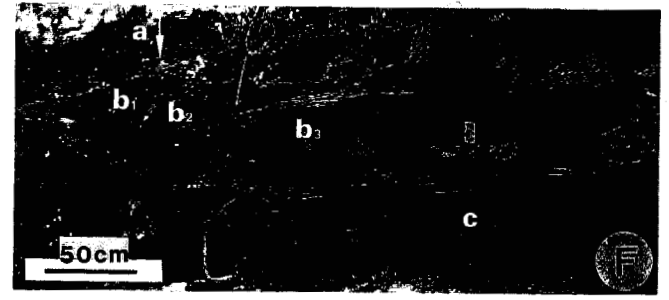
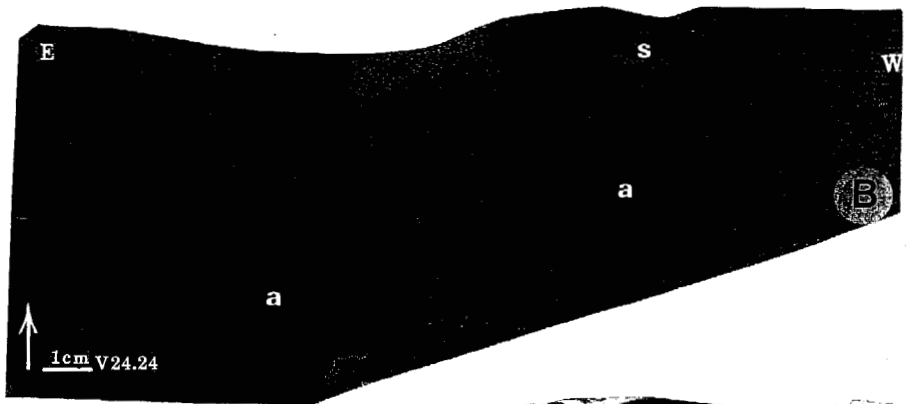
C - Strate gréseuse lenticulaire centimétrique enroulée en structure de type "ball-and-pillow".

D - Structure interne de strate gréseuse lenticulaire centimétrique déformée en structures de type "ball-and-pillow". (Voir fig. 28 B) Photographie négative de "peel-section")

E - Structure interne de strate gréseuse lenticulaire centimétrique. La base de la strate constitue un microsillon d'érosion tandis que le litage constitue un microdôme.

F - Surface d'érosion irrégulière (a) divisant le terme inférieur à dominante pélitique du terme supérieur gréseux de la séquence THF (voir fig. 24 A). Strates gréseuses lenticulaires métriques (b1, b2, b3) (voir fig. 26 B1, B2, B3). Strate de grès à litage parallèle plan horizontal (c).

G - Structure interne de strate gréseuse lenticulaire métrique à rides chevauchantes en phase de type S ou de rides 3D constituées de dômes superposés.



FAISCEAU
A RIDES
CHEVAUCHANTES
DE TYPE S

FAISCEAU A
LITAGE PLAN
HORIZONTAL

PLANCHE IV

A B - Litage entrecroisé de rides symétriques chevauchantes en phase (voir fig. 30 B), surmontant des argiles à fentes de dessiccation par l'intermédiaire d'une surface d'érosion (s).

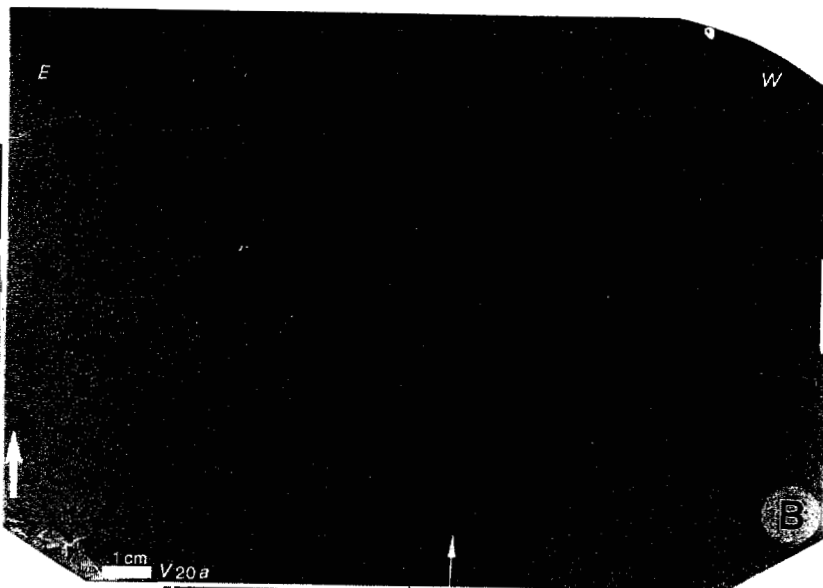
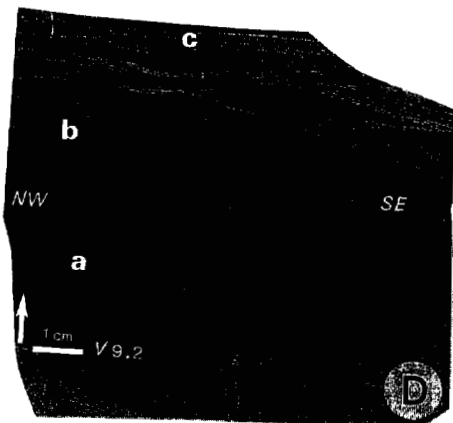
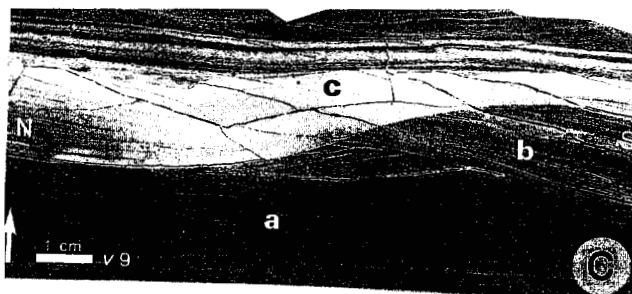
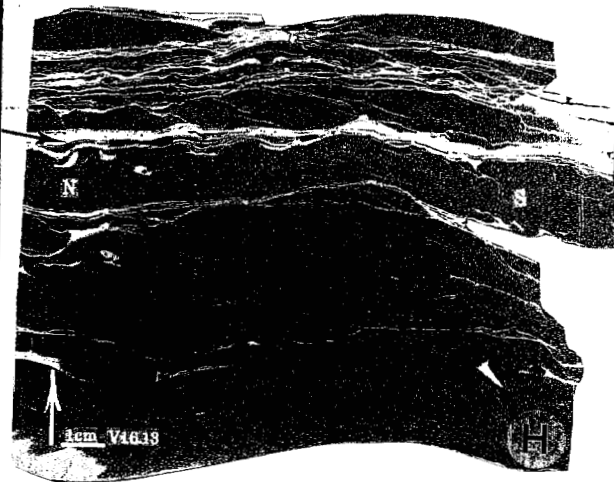
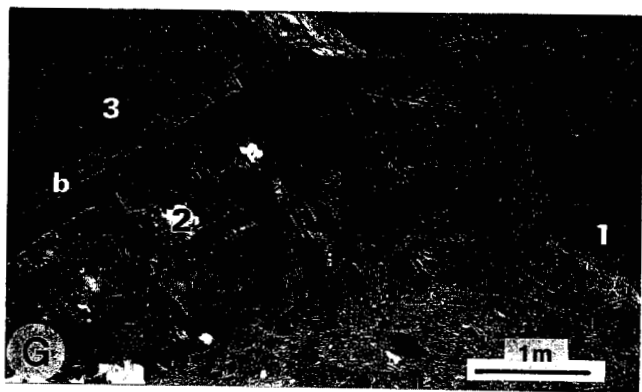
C D - Strates isolées à lamines planes (a) et à litage de rides de courant (b). Les strates sont surmontées par un litage parallèle plan horizontal (c).

E - Niveau à concentration de fossiles.

F - Strate isolée à lamines planes et à litage de rides de courants, surmontée par une strate silteuse gradée (a) (voir fig. 39).

G - Litage de prismes de progradation associés aux vagues de déferlement (voir fig. 38). 1 - Strate à litage faiblement incliné, a - Faisceau à strates en biseau. Latéralement, on observe un épaissement de ces strates vers le Nord, 2 - Strate à litage oblique en progradation vers le Nord. Les faisceaux progradants sont enrichis en coquilles remaniées, b - Paquet de strates à litage de rides en aggradation verticale (voir planche IV H), 3 - Strate à litage parallèle plan horizontal.

H - Détail de la photographie G b. Paquet de strates à litage des rides en aggradation verticale (voir planche IV G, fig. 38 B). Les strates de base sont épaisses de 5 cm à 10 cm. Vers le sommet, l'épaisseur diminue et varie de 0,5 cm à 1 cm et elles deviennent lenticulaires. Le pourcentage et l'épaisseur des interstrates péliques augmentent dans ce même sens. L'épaisseur du paquet est constante latéralement.



concentration de fossiles

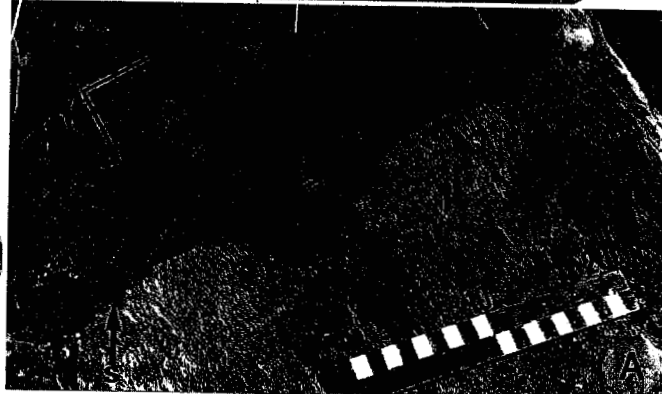
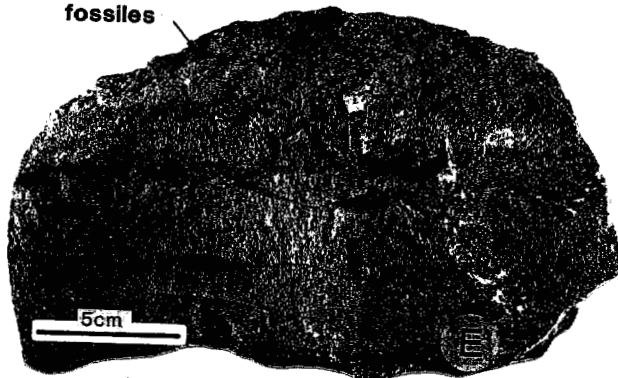


PLANCHE V

A - Litage amalgamé de courant et de vague (description et explication dans le texte).

B - Fentes de dessiccation en empreinte négative sur le plan de stratification.

C - Fentes de dessiccation en coupe (voir fig. 47) (Photographie négative de "peel-section").

D - Détail des alternances lamine-interlamine constituant les fentes de dessiccation (voir fig. 48)

(Photographie négative de lame mince)

E - Empreintes de gouttes de pluie sur le plan de stratification.



LILLE

PLANCHE VI

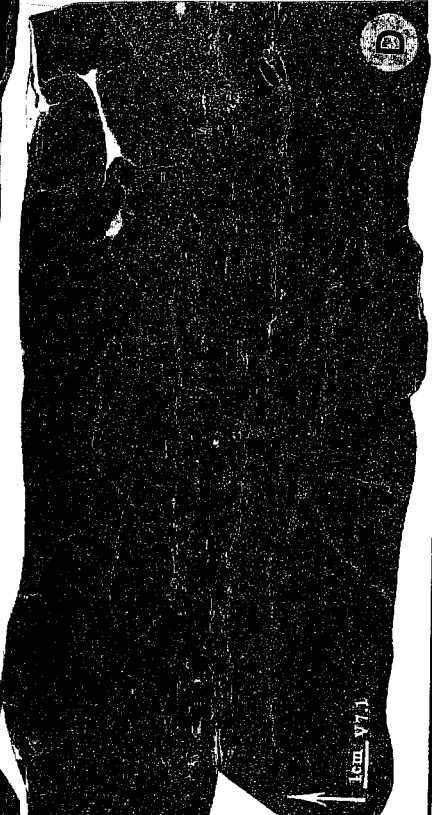
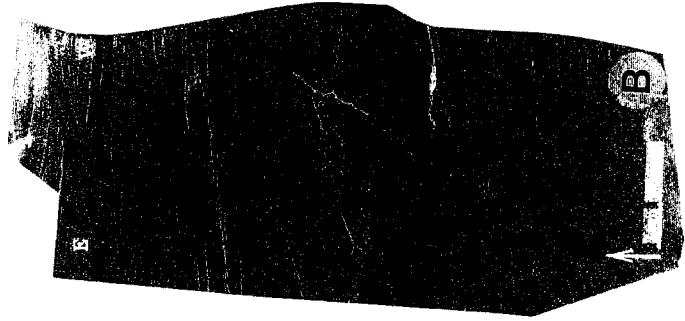
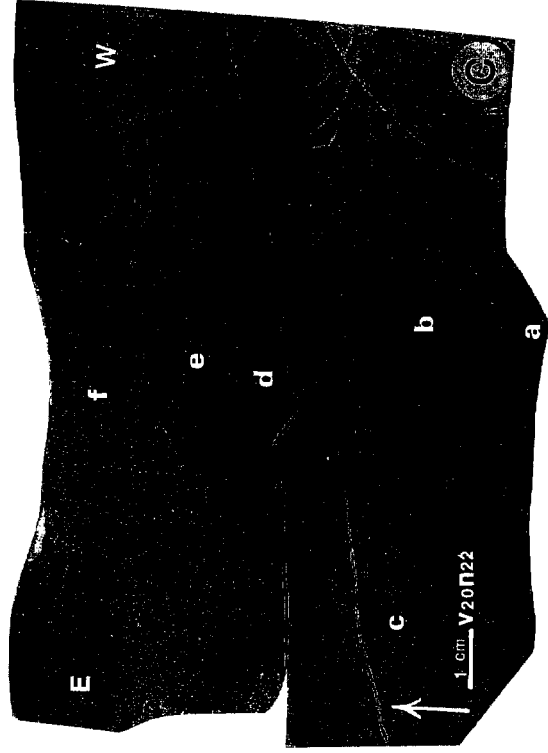
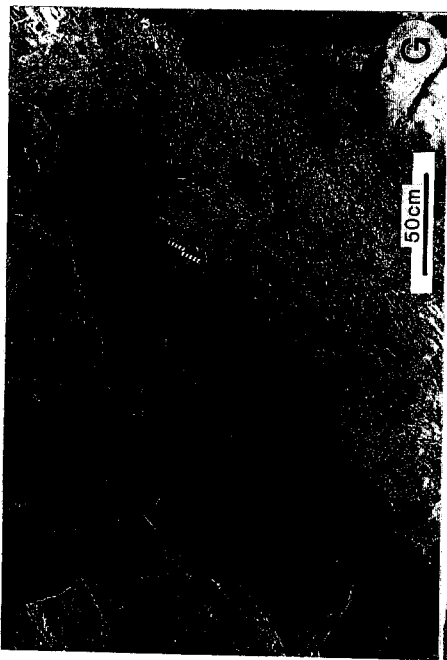
A - Litage plan parallèle de dépôts de débordement ("crevasse splays").

B - Structure interne des strates de chenaux à litage entrecroisé de rides de courant associé à des surfaces d'érosion.

C - Litage composé organisé en couplets (a-b, c-d, e-f). Dans chaque couplet, le faisceau inférieur est constitué de lamines à pendage plus accentué et de grains plus grossiers que dans le faisceau supérieur.

D E F - Faciès de cortège transgressif (Voir fig. 53).

G H - Chenaux de la plaine alluviale. Leur base est érosive. Ils sont constitués de strates de grès à litage plan parallèle (H) ou à litage entrecroisé de rides de courant (G).



LILLE

CHAPITRE VI

LES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION : LA FORMATION DES GRES DE VIREUX

INTRODUCTION

Les séquences à haute résolution de la Formation des Grès de Vireux sont bien exprimées sur le terrain. En général, elles sont marquées par un enrichissement vertical en matériau gréseux.

Deux ordres de séquences emboîtées sont distingués :

- séquences à très haute fréquence (THF) ;
- séquences à haute fréquence (HF).

Le propos de ce chapitre est :

- de distinguer les séquences de différents ordres ;
- de définir leurs caractéristiques sédimentologiques et séquentielles ;
- d'étudier leur agencement ;
- d'essayer d'expliquer le mode de formation des séquences.

I - LES SEQUENCES A TRES HAUTE FREQUENCE

Trois à cinq séquences à très haute fréquence (THF, 20 Ka) à caractère séquentiel identique (même polarité, même logique de succession verticale de faciès) constituent les séquences à haute fréquence (HF, 100 Ka).

A - LA SEQUENCE ELEMENTAIRE TYPE

Les séquences à très haute fréquence (THF) sont constituées par deux termes lithologiques : un terme inférieur à dominante pélitique et un terme supérieur gréseux (fig. 58). Les deux termes sont organisés selon une séquence négative granocroissante. Leur épaisseur varie entre 0,5 et 5 m ; le plus souvent, elle est comprise entre 0,5 et 2 m (fig. 58).

1 - Le terme inférieur

Le terme inférieur à dominante pélitique est constitué d'interstrates et de paquets composés de strates. Il comprend des pélites et des pélites silteuses noires organisées en strates gradées de tempêtes d'offshore supérieur, coiffées à leur sommet par des surfaces d'érosion (fig. 25 A ; planche II A, B ; planche hors texte A). Souvent dans ce terme, on observe des sillons en forme de gouttières remplies par les strates lenticulaires gréseuses (fig. 27 ; 28 ; 24 B, C ; planche III D, E, F, G). Les sillons ont des dimensions variables.

Leur profondeur est généralement de l'ordre de plusieurs centimètres. Elle ne dépasse que rarement 30 cm, tandis que leur extension latérale peut atteindre des dimensions pluricentimétriques à plurimétriques (fig. 26).

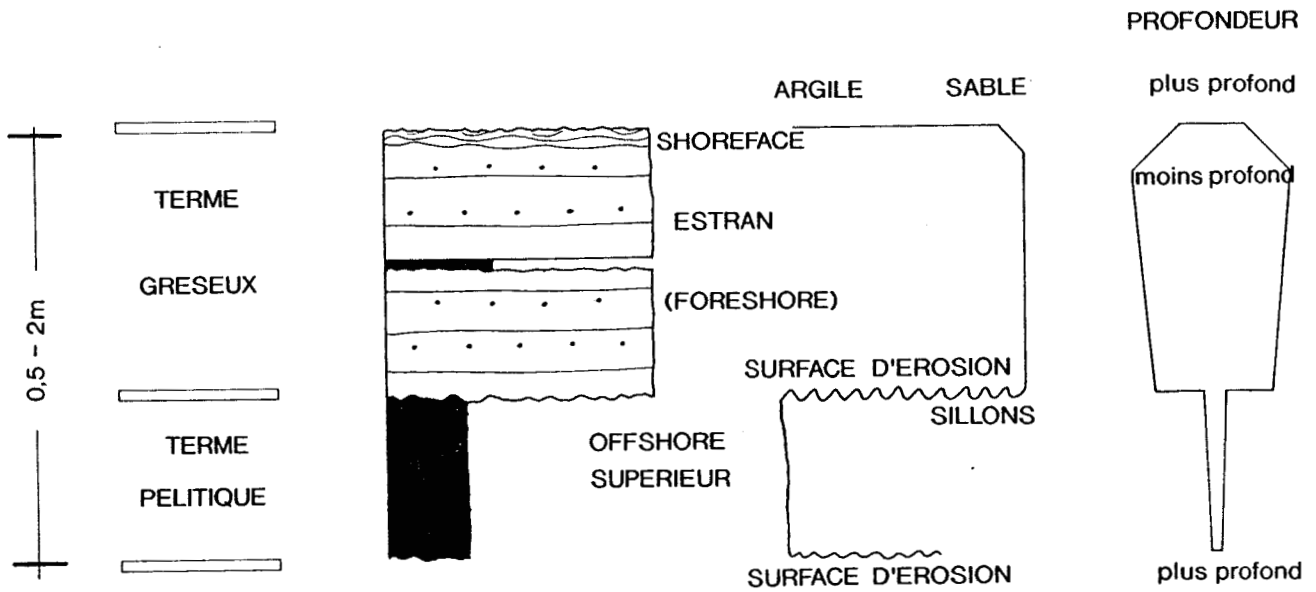


Fig. 58 - Séquence verticale-élémentaire THF constituée d'un terme inférieur à dominante pélitique et d'un terme supérieur gréseux. Les deux termes sont séparés par une surface d'érosion soulignée par des sillons ("furrows"). Le terme pélitique représente des faciès sédimentaires plus profonds que le terme gréseux.

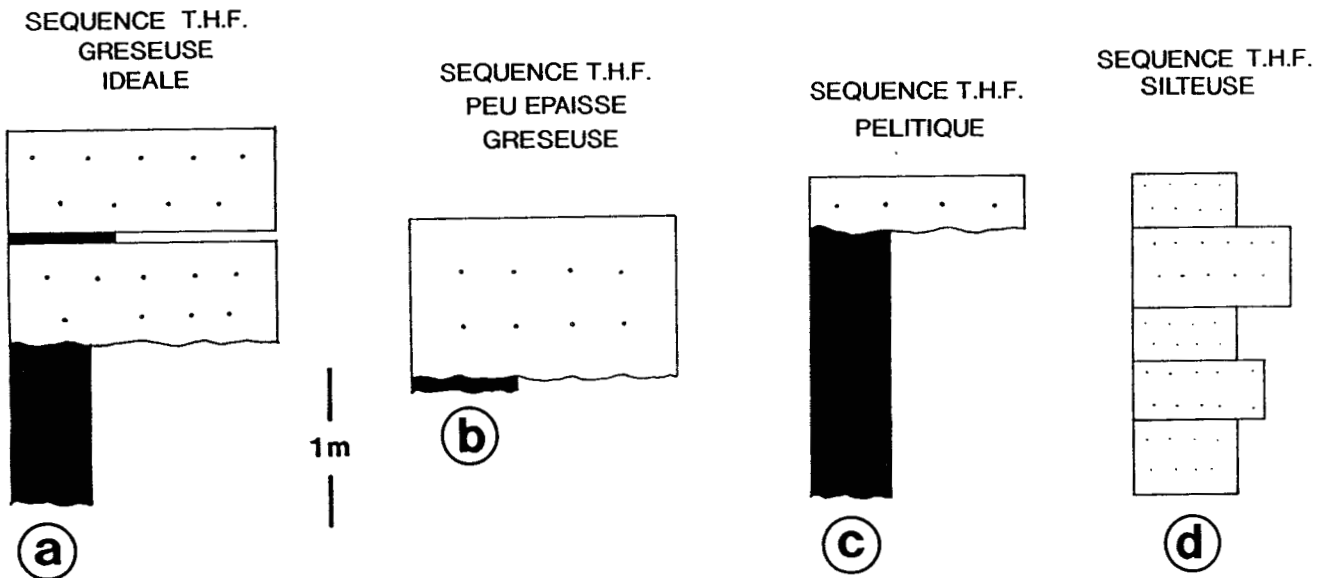


Fig. 59 - Les différentes variations (lithologie, épaisseur) de la séquence THF.

2 - Le terme supérieur

Le terme supérieur, gréseux, comprend un, deux, ou trois paquets de strates séparés par une mince interstrate d'argile de quelques millimètres à un ou deux centimètres d'épaisseur. Il est dominé par des grès

moyens à litage parallèle ou pseudoparallèle ou à litage faiblement oblique ("swash cross-stratification") (fig. 35). Ce terme matérialise des faciès de tempête de plate-forme proximale (estran ou foreshore et shoreface).

3 - Variation des proportions entre les deux termes

Le passage entre les deux termes est généralement net et bien tranché, souvent souligné par une surface d'érosion irrégulière accompagnée de micro sillons ("furrows") larges de 10 à 30 cm et profonds de 15 à 20 cm (fig. 24 A).

Le terme gréseux présente des structures sédimentaires caractéristiques des milieux proximaux tandis que les structures sédimentaires du terme pélitique caractérisent des milieux distaux. Le terme gréseux se serait déposé sous une profondeur d'eau plus faible que le terme à dominante pélitique (fig. 58). La succession verticale des faciès a donc la signification d'une évolution paléogéographique.

Le passage tranché par l'intermédiaire d'une surface d'érosion entre le terme inférieur à dominante pélitique et le terme supérieur gréseux attesterait d'un passage paléogéographique latéral relativement rapide et brusque de faciès pélitique d'offshore supérieur à un faciès gréseux d'estran (foreshore). La sédimentation en shoreface (avant-plage) est très peu développée. Ce shoreface posséderait une très faible énergie et servirait de zone de transit sédimentaire. Un phénomène semblable est observé dans une série pléistocène et un bassin sédimentaire actuel sur la côte de Californie du Nord (Leithold, 1989 ; Leithold & Bourgeois, 1989). Le passage du faciès sableux au faciès pélitique est brusque et est observé entre 50 et 60 m de profondeur d'eau. Il correspond au passage shoreface-offshore.

4 - Variations de la séquence-type THF

La séquence verticale THF type décrite ci-dessus peut cependant présenter des variantes (fig. 59).

a . La séquence gréseuse idéale (fig. 59 a) peut être plus réduite en épaisseur, et n'être représentée que par un seul paquet de strates gréseuses, avec le terme pélitique réduit à une interlamine de quelques centimètres. Ceci correspond à une séquence THF peu épaisse de type gréseuse (fig. 59 b).

b . Parfois la séquence verticale HF commence avec une séquence THF à dominante pélitique. Le terme gréseux est réduit à un paquet peu épais à texture massive à litage parallèle (planche III F c). Le terme inférieur pélitique est épais et présente des structures de tempête de l'offshore supérieur. Il s'agit d'une séquence THF de type pélitique (fig. 59 c).

c . Souvent, au sommet des séquences HF, on rencontre des séquences THF silteuses (fig. 59 d). Elles sont séquentiellement mal exprimées et difficiles à décrypter sur le terrain. Une telle séquence comprend des grès fins, des siltstones et des pélites finement litées affectés par des fentes de dessiccation (fig. 47 ; planche V B, C). A différents niveaux, on observe de petits nodules de 2 à 10 cm de diamètre d'oxydes de fer et de la pyrite (fig. 47).

Les proportions relatives entre les deux termes, inférieur et supérieur, aident à déterminer la proximalité de mise en place de la séquence THF. Ainsi une séquence dominée par le terme inférieur pélitique (avec un terme supérieur gréseux moins épais) se serait sédimentée en position plus distale, qu'une séquence dominée par le terme supérieur gréseux (à terme inférieur pélitique moins épais).

II - LES SEQUENCES A HAUTE FREQUENCE

Les séquences à haute fréquence (HF, 100 Ka) sont constituées de cinq (rarement de trois) séquences très haute fréquence (THF, 20 Ka). Leur épaisseur varie de 2 à 15 m, le plus souvent entre 2 et 10 m.

A - LA SEQUENCE-TYPE A HAUTE FREQUENCE

La séquence HF représente le motif séquentiel de base de la Formation des Grès de Vireux. Elle est matérialisée sur le terrain et sur le log par la variation en verticalité du rapport sable/argile et par l'évolution verticale des faciès sédimentaires (fig. 60).

Les séquences THF qui la constituent sont, à quelques exceptions près, toutes des séquences terrigènes. Le rapport sable/argile est faible à la base de la séquence. Il devient plus important vers la partie supérieure, donnant ainsi une séquence négative granocroissante.

B - SUCCESSION VERTICALE DES SEQUENCES A TRES HAUTE FREQUENCE

1 - La séquence THF de base, à dominante pélitique

La séquence verticale THF de base est à dominante pélitique (fig. 60). Dans cette séquence le terme gréseux est moins épais que le terme pélitique. Elle correspond à des faciès sédimentaires de plate-forme profonde (offshore supérieur).

2 - La séquence THF gréseuse

Les trois séquences THF suivantes sont très gréseuses (fig. 60). Le terme gréseux y domine ; le terme pélitique est souvent réduit à une interlamine de quelques centimètres d'épaisseur. Ces séquences correspondent à des faciès sédimentaires déposés en plate-forme peu profonde (foreshore-shoreface).

3 - La séquence THF sommitale

La dernière séquence THF est moins épaisse que les quatre premières et moins gréseuse que les trois précédentes. Son terme inférieur à dominante pélitique est constitué de paquets de lamines et d'interlamines peu épaisses, à structures de petites rides. Le terme supérieur représente un paquet peu épais. La séquence présente des structures sédimentaires de shoreface.

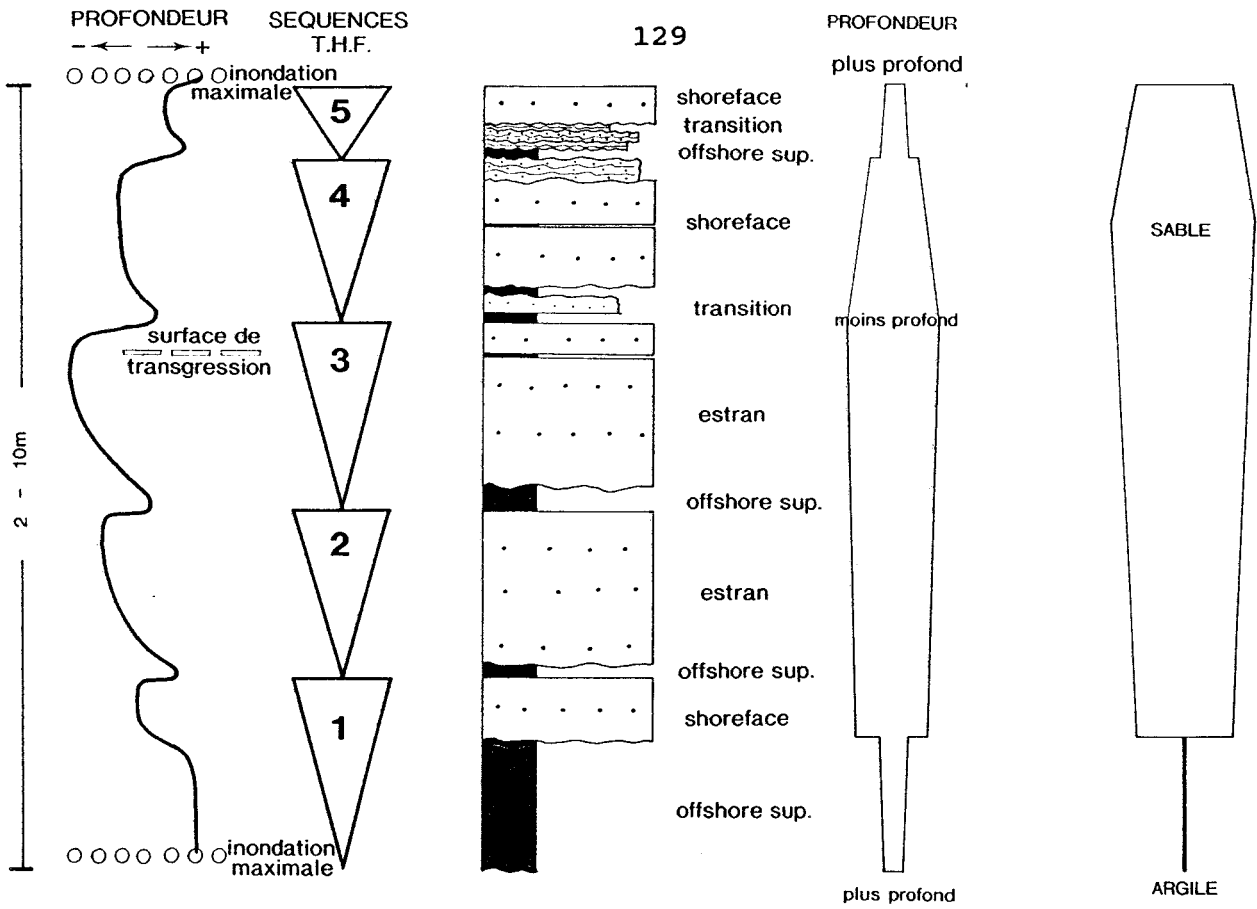


Fig. 60 - Séquence verticale-type HF. Elle est constituée de trois ou cinq séquences THF.

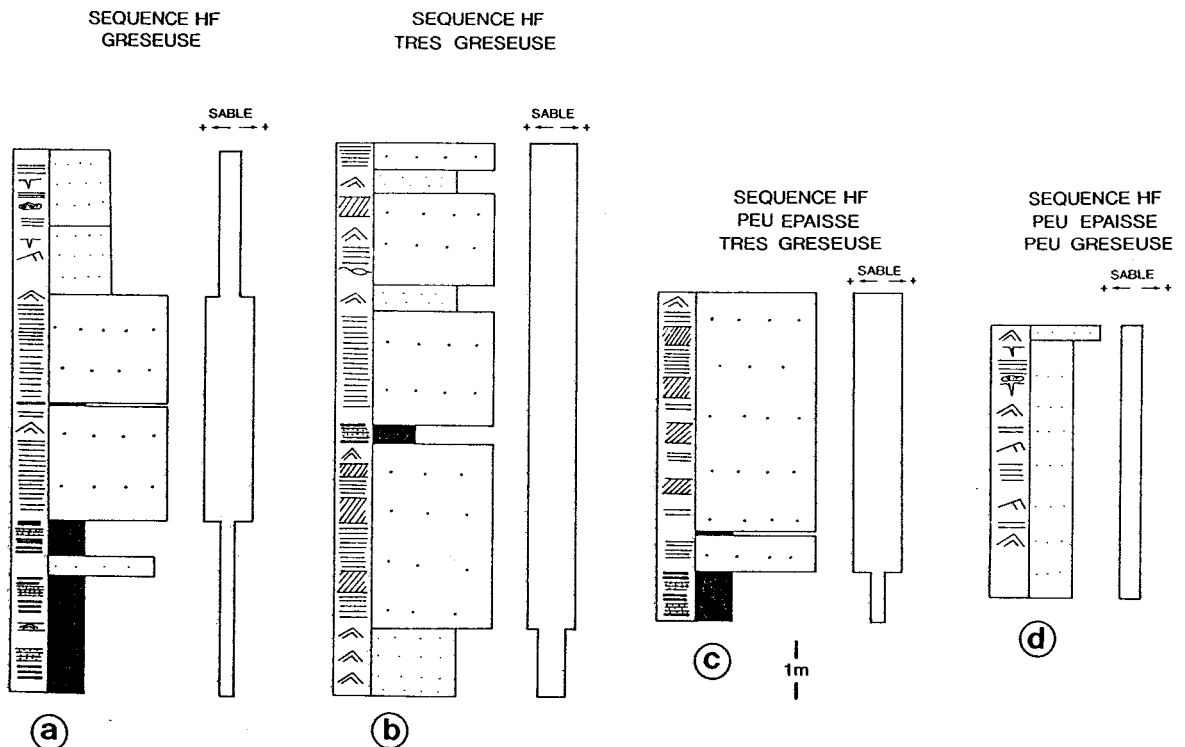


Fig. 61 - Les différentes expressions (évolution lithologique, épaisseurs relatives des séquences THF) des séquences HF.

La séquence HF se caractérise ainsi par des variations verticales de faciès sédimentaires et d'épaisseur des strates qui résultent de variations, au cours du temps, de l'espace disponible (accommodation) en fonction des fluctuations périodiques du niveau relatif de la mer. La partie basale de la séquence HF à caractère plus pélitique correspondrait à des faciès plus profonds que la partie médiane plus gréseuse (fig. 60).

4 - Variations de la séquence-type HF

La séquence HF type décrite ci-dessus présente des variations suivant les épaisseurs relatives des strates gréseuses et pélitiques et les rapports sable/argile (fig. 61).

a . Dans la séquence HF (fig.61 a), on rencontre souvent une ou deux séquences sommitales THF de type silteux. Ces séquences montrent des fentes de dessiccation et des nodules d'oxydes de fer et de pyrite qui témoignent d'émersions temporaires (chap. IV).

b . La séquence HF de type très gréseux (fig. 61 b) est comparable à la séquence-type (fig. 60), mais le terme inférieur pélitique des séquences THF est soit très réduit (à quelques centimètres d'épaisseur), soit représenté par des paquets composés de silts et de pélites.

c . La séquence très gréseuse peut aussi avoir une épaisseur réduite (fig. 61 c). Dans ce cas elle comprend toujours un terme inférieur pélitique et un terme supérieur gréseux. Le terme inférieur pélitique est peu épais. Le terme supérieur gréseux est constitué de plusieurs paquets de strates souvent séparés par des surfaces érosives. Les séquences correspondantes THF ne sont pas bien exprimées et sont généralement au nombre de trois et amalgamées. La séquence HF est de type très gréseux peu épais.

d . On rencontre aussi une séquence HF peu gréseuse mal exprimée sur le terrain. Elle est représentée par des paquets de silt ou de grès fins, sombres, où il est très difficile de distinguer la stratification. Dans une séquence de ce type (e.g. séquence HF n° 11, fig. 54) il a été possible de mettre en évidence des strates gréseuses lenticulaires (fig. 39 B ; planche IV F) entrecoupées de surfaces érosives (faciès d'offshore supérieur) à la base de la séquence et à fentes de dessiccation au sommet (fig. 47 ; planche V C), ce qui correspond à des faciès de très faible profondeur voire à tendance d'émersion. La séquence HF est de type peu épais et peu gréseux (fig. 61 d). Le passage des faciès d'offshore supérieur aux faciès d'émersion est assez brutal et peut être expliqué par un passage rapide d'un milieu de sédimentation à l'autre avec une période de transit courte dans les milieux intermédiaires.

III - ETUDE DE TROIS SEQUENCES HAUTE FREQUENCE

Les exemples qui vont suivre sont choisis pour différentes raisons. Ils représentent les séquences HF les plus complètes, qui affleurent le mieux et qui sont situées à la base, au milieu et au sommet de la Formation des Grès de Vireux. Il s'agit des séquences HF n° 2, 8 et 17 (fig. 54).

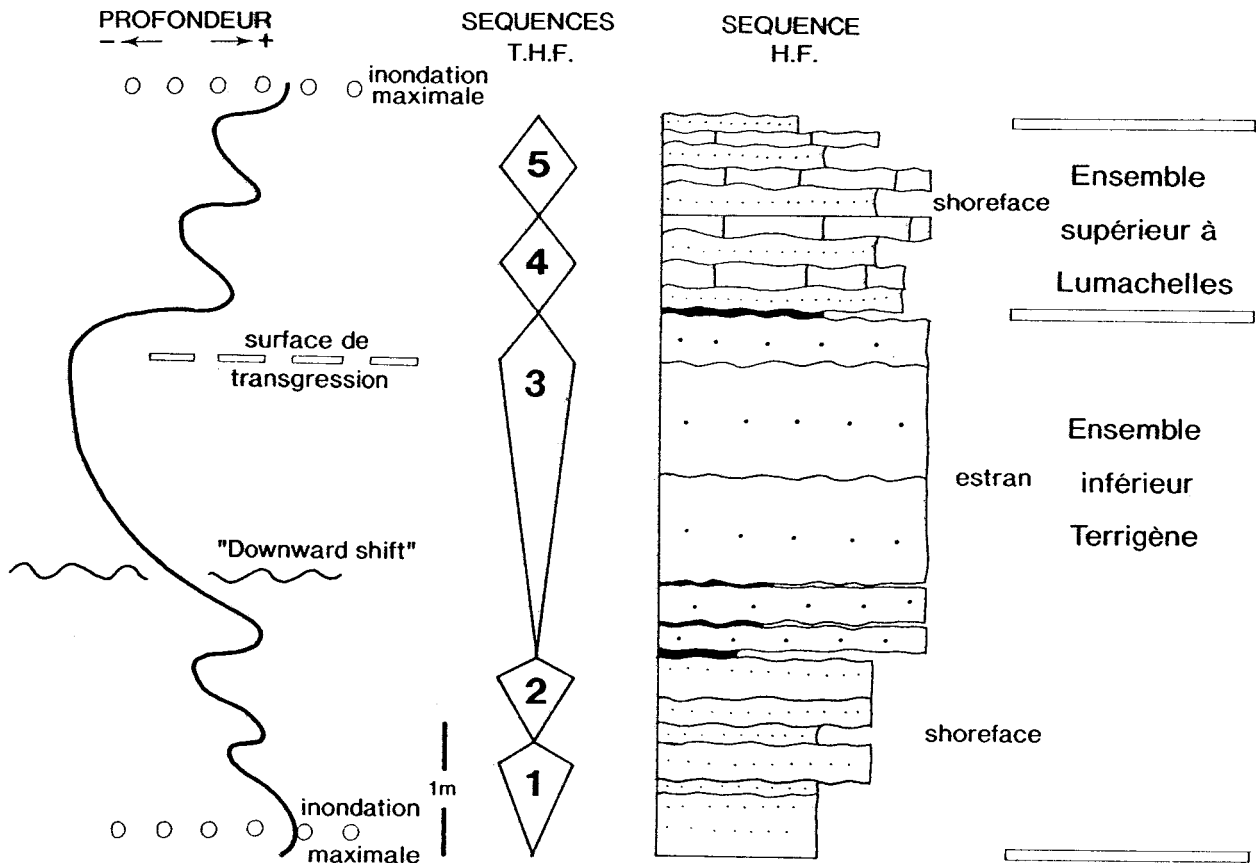


Fig. 62 - Exemple d'une séquence HF (séquence n° 2 fig. 54). Cinq séquences THF sont distinguées : trois inférieures terrigènes et deux supérieures à lumachelles.

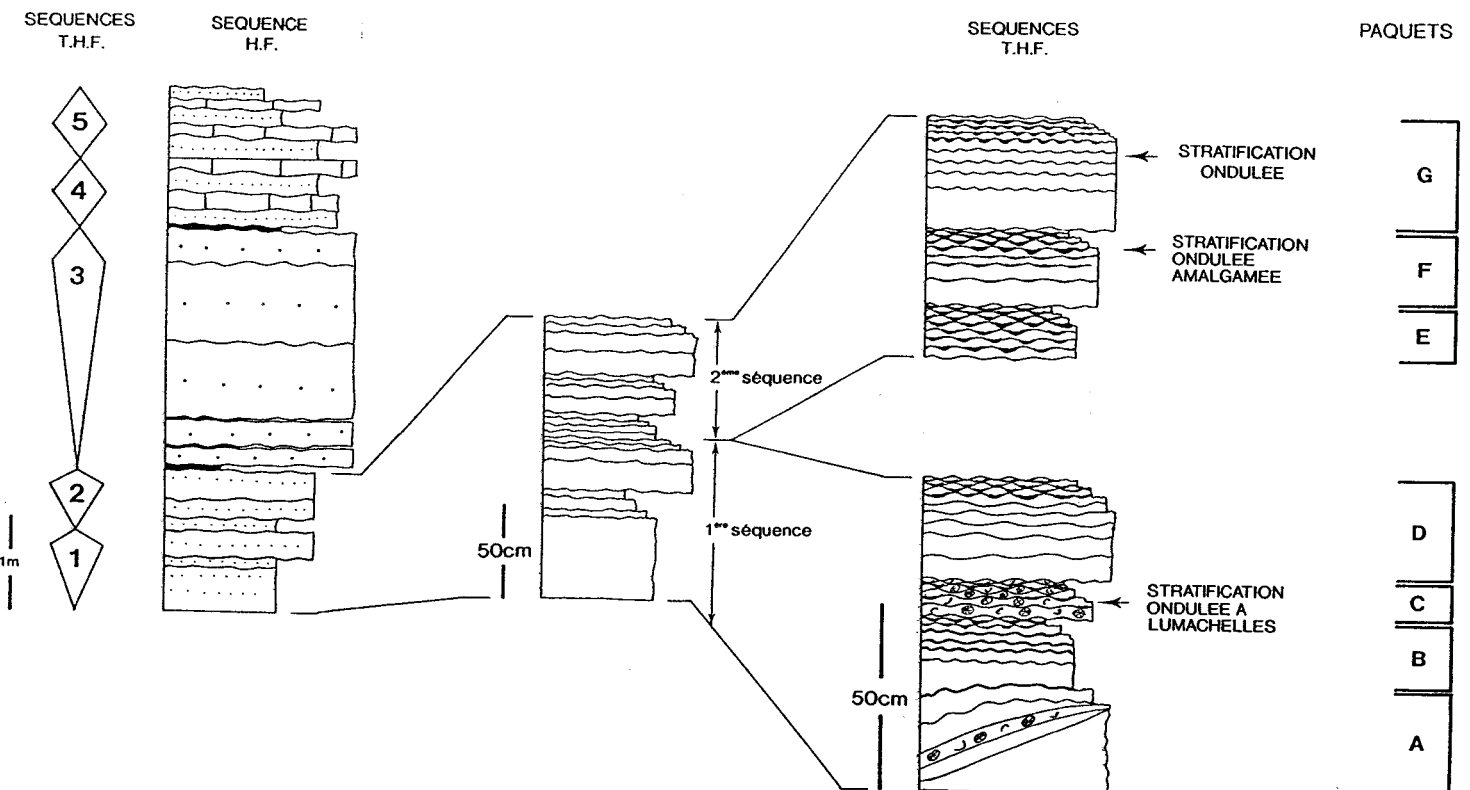


Fig 63 - Les séquences inférieures terrigènes THF (séquence HF n° 2) constituées de stratifications ondulées qui s'amincissent et s'amalgament vers le sommet.

A - EXEMPLE DE LA SEQUENCE HAUTE FREQUENCE n° 2

La séquence HF n° 2 a une épaisseur de 5,6 m (fig. 62). Deux ensembles peuvent être distingués : un ensemble inférieur terrigène et un ensemble supérieur à lumachelles. L'ensemble inférieur comprend trois séquences THF dont les deux premières (1, 2) sont relativement peu gréseuses, et peu épaisses et la troisième, très gréseuse et très épaisse. L'ensemble supérieur comprend deux séquences (4 et 5) peu gréseuses, peu épaisses et à lumachelles. Les lumachelles sont constituées de débris de coquilles (planche IV E).

1 . L'ensemble inférieur terrigène**a . La première séquence THF**

La première séquence (1) THF (fig. 63) est épaisse de 85 cm. Elle est constituée de quatre paquets composés de grès et de silts, à stratifications madrées et ondulées avec quelques fossiles.

- Le premier paquet (A) comprend une strate de grès à mégarides. Ces mégarides ont une longueur d'onde (L) de 1 m et une amplitude (H) de 30 cm. Au-dessus de celle-ci repose un niveau à fossiles comblant l'espace entre deux rides. Latéralement, le niveau à fossiles passe à une mince couche à petites rides amalgamées.

- Le deuxième paquet (B) est représenté par des grès fins et des silts à stratification en petites rides. A la base du paquet, les lamines ont une épaisseur de 3 à 4 cm. Vers le sommet, l'épaisseur des lamines diminue tandis qu'elles alternent avec des flasers. Cette alternance devient de plus en plus fréquente en donnant au sommet un amalgame de très minces lamines, à stratification lenticulaire ou ondulée.

- Le troisième paquet (C) est constitué de grès fins et de silts à lamination de petites rides, riches en fossiles. Les rides sont de type linguoïde de longueur d'onde (L) de 6 cm et d'amplitude (H) de 2 cm.

- Le quatrième paquet (D) est représenté par des grès à stratification de petites rides en aggradation verticale. Vers le sommet, elles s'amalgament en stratifications madrées et ondulées.

Les structures observées dans la première séquence suggèrent que la succession des paquets A, B, C et D traduit un abaissement du niveau marin relatif tandis que le sommet du paquet D exprime une remontée du niveau marin.

b . La deuxième séquence THF

La deuxième séquence (2) THF (fig. 63) est épaisse de 60 cm. Elle comprend trois paquets (E, F, G) de grès fins et de silts. Les paquets sont constitués de fines lamines gréseuses de 3-4 cm d'épaisseur, en stratification de petites rides en aggradation. Chaque lamine est moulée par un mince liseré de silt fin et de

pélite qui forme des flasers. Vers le sommet du paquet, l'épaisseur des lamines diminue progressivement en donnant des stratifications ondulées amalgamées.

La succession des paquets traduit ici une baisse de niveau marin relatif. Par rapport à la séquence précédente cette séquence est dépourvue de fossiles et se situerait en position plus proximale.

c . La troisième séquence THF

La troisième séquence (3) THF (fig. 62) est la plus épaisse (2,5 m) de la séquence HF. Son terme inférieur pélitique est très mince (quelques centimètres). Le terme supérieur gréseux est très épais. Il est constitué à la base de deux paquets de grès massifs de 20 à 30 cm d'épaisseur séparés par un petit liseré d'argile. Ensuite viennent deux paquets épais de grès massifs à litage plan parallèle. Leur épaisseur est de 80 cm. Un dernier paquet de 35 à 40 cm termine la séquence. Ce paquet est riche en stratifications de rides qui s'amalgament vers le sommet.

Les faciès sédimentaires observés dans cette séquence représenteraient des conditions de sédimentation de plate-forme proximale de foreshore (estran) et donc une diminution rapide de la tranche d'eau ("downward shift"). La diminution de l'épaisseur des strates et l'augmentation du taux d'amalgame au sommet traduisent une remontée relative du niveau de la mer.

2 . L'ensemble supérieur à lumachelles

L'ensemble supérieur à lumachelles comprend deux séquences THF (fig. 62 - 4, 5). Dans la figure 64 est présentée une de ces séquences. Un paquet est constitué d'un couple terrigène-lumachelle. La strate terrigène se situe à la base, et est coiffée au sommet par la lumachelle. La strate terrigène représente des

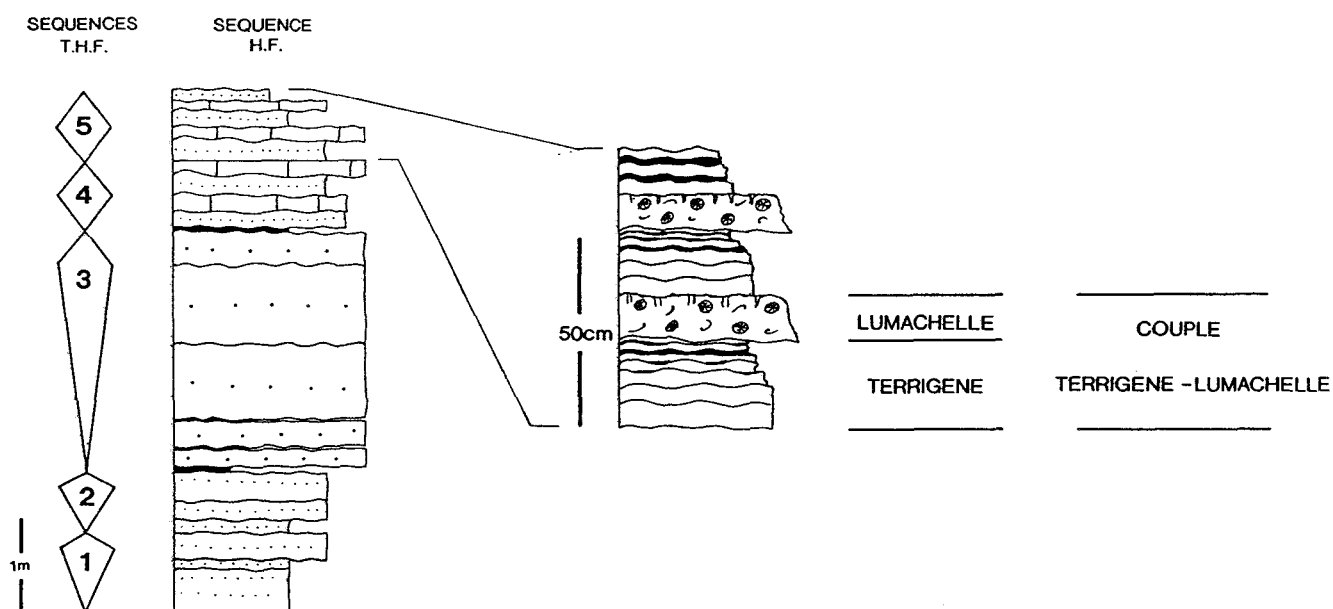


Fig 64 - Séquence THF à lumachelles. Le paquet terrigène représente des petites rides dont l'épaisseur s'amincit vers le sommet. Ce paquet est coiffé au sommet par un paquet de lumachelles.

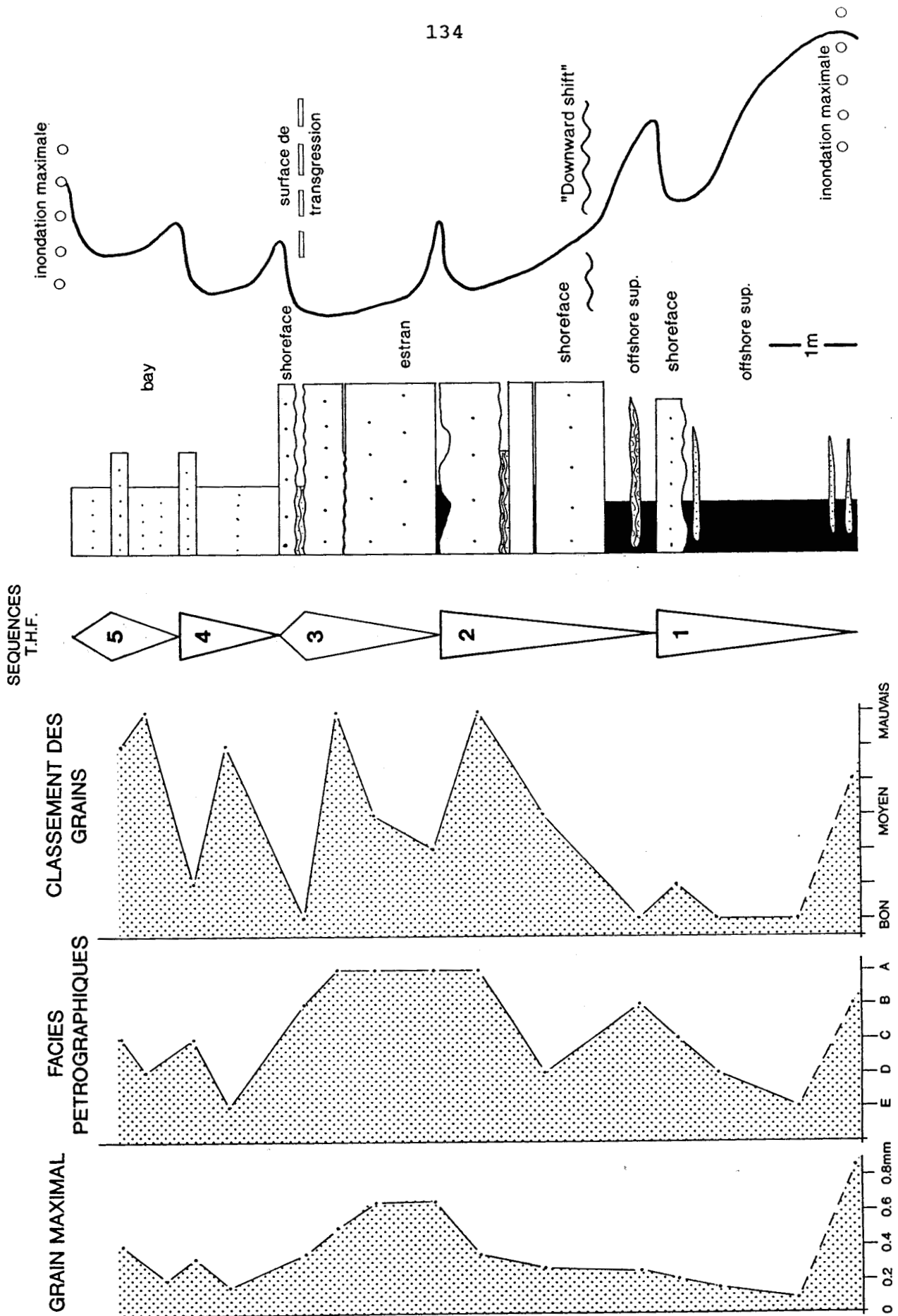


Fig. 65 - Séquence HF n°8 (fig. 54). L'étude pétrographique montre des variations au sein de la séquence. Elle commence par une séquence THF pélitique, suivie de deux séquences gréseuses et se termine par deux séquences silteuses.

stratifications de rides en aggradation avec des stratifications ondulées et madrées. Sur les surfaces de stratification se distinguent des petites rides trochoïdales (à crête aiguë) linéaires, dont la longueur d'onde (L) est de 4 à 5 cm et l'amplitude (H) de 0,5 cm. L'épaisseur des strates terrigènes est de l'ordre de 20 à 30 cm et celle des strates à lumachelle, de 10 à 15 cm. La lumachelle est constituée de fossiles et de coquilles mal conservés, mélangés à très peu de sable (planche IV E).

Les lumachelles sont des concentrations de fossiles de type parautochtone (chap.V) mises en place par les tempêtes. Le pourcentage du matériel détritique est faible. Les séquences seraient déposées en milieu proximal en shoreface et tradiraient une remontée générale du niveau relatif de la mer.

B - EXEMPLE DE LA SEQUENCE HAUTE FREQUENCE n° 8

La séquence HF n° 8 (fig. 54) est épaisse de 9 m (fig. 65). Elle comprend cinq séquences THF terrigènes. La première séquence (1) est à dominante pélitique. Les deux suivantes (2 et 3) sont gréseuses et les deux dernières (4 et 5) sont des séquences silteuses.

1 . Etude pétrographique

Un échantillonnage serré a permis l'étude pétrographique détaillée des séquences. Le grain maximal est plus petit dans la séquence à dominante pélitique et dans les séquences silteuses que dans les séquences intermédiaires gréseuses. Ce résultat est confirmé aussi par les faciès pétrographiques (chap. III). Ainsi la séquence à dominante pélitique (1) comprend des faciès pétrographiques de classes C, D et E ; les séquences silteuses (4 et 5) sont dominées par les faciès de classes C et D ; les séquences gréseuses (2 et 3) sont constituées de faciès A et B (chap. III). Les grains sont relativement mieux classés à la base des séquences THF qu'à leur sommet sauf pour la séquence 1 où l'on observe l'inverse, l'extrême base étant mal classée tandis que la partie sommitale présente le meilleur classement granulométrique parmi les cinq séquences analysées.

2 . La première séquence THF

La séquence THF de base (fig. 65, 1 ; fig. 66) est à dominante pélitique. Elle est épaisse de 2,3 m. La séquence est divisée en deux termes : un terme inférieur pélitique (2 m d'épaisseur) et un terme supérieur gréseux (30 cm d'épaisseur). Le passage entre les deux termes est net et marqué par une surface d'érosion. Cette surface est marquée par des micro sillons ("furrows") larges de 30 à 40 cm et profonds de 10 à 15 cm (fig.24 A).

a . Le terme inférieur pélitique

Sur le terrain le terme inférieur pélitique revêt un aspect massif et uniforme, de couleur très sombre où il est très difficile de distinguer un quelconque litage (fig. 67). Au laboratoire, sur échantillons de grande taille traités avec des films d'acétate, on peut distinguer la structure interne. On observe ainsi des lamines de silt

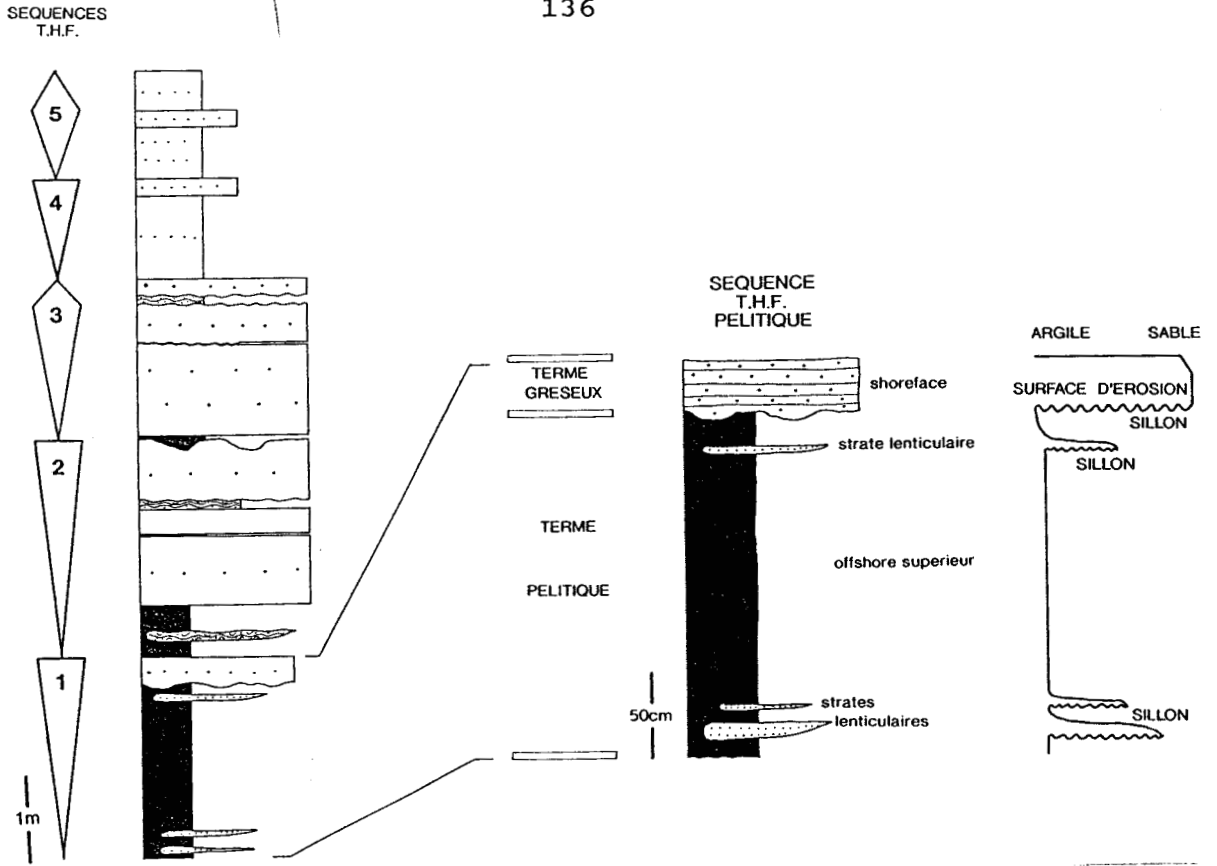


Fig. 66 - Séquence THF pélitique. Le terme gréseux est séparé du terme pélitique par une surface érosive irrégulière. Dans le terme pélitique, on observe plusieurs sillons d'érosion remplis par le grès.

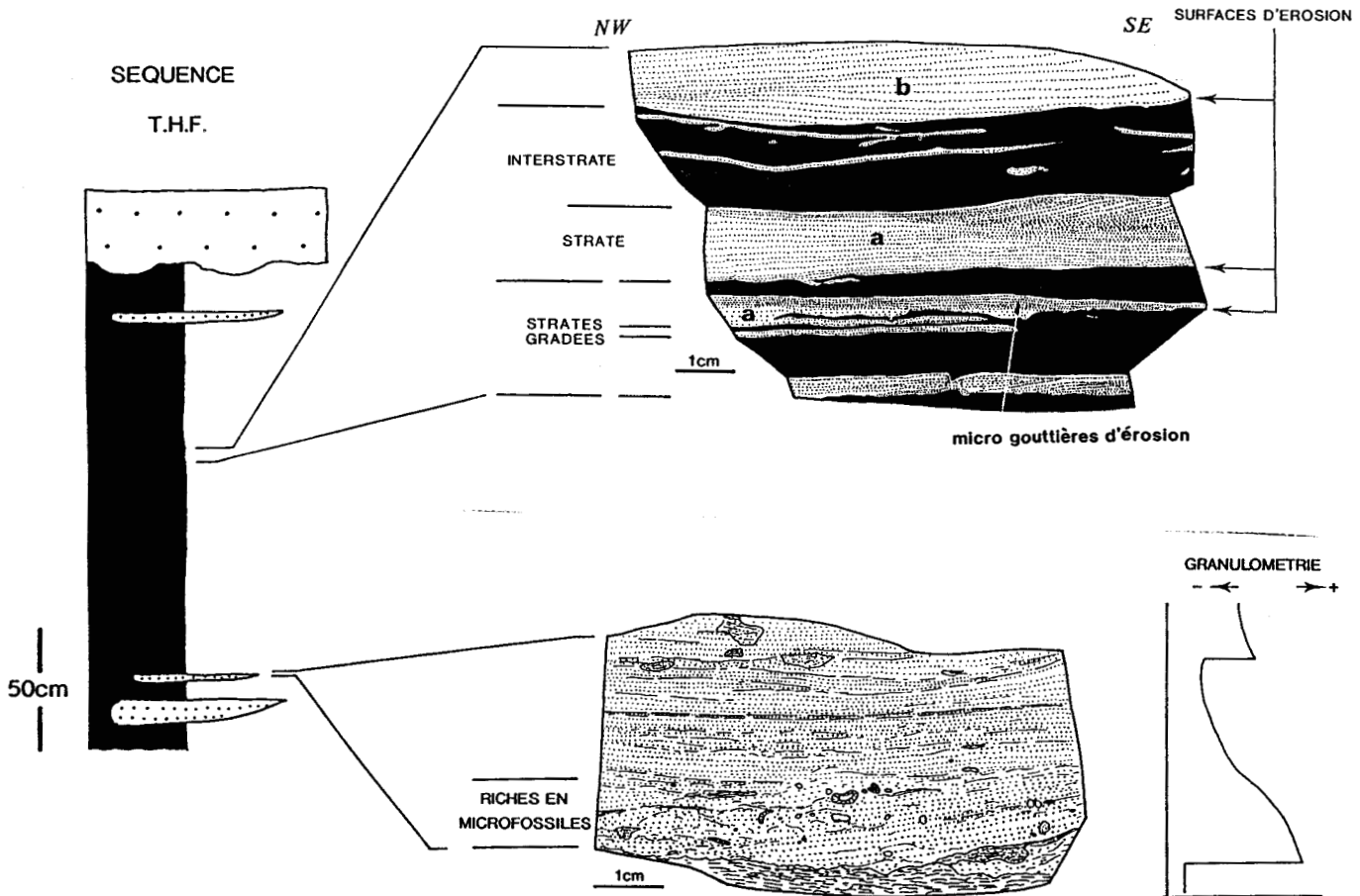


Fig. 67 - Séquence THF pélitique. Le terme gréseux représente une structure massive. Le terme pélitique est constitué par des faciès de tempêtes d'offshore supérieur.

très fines à litage parallèle et pseudoparallèle surmontées par des interlamines de pélite. Le passage lamine-interlamine se fait graduellement avec une granulométrie qui diminue progressivement vers le haut, donnant ainsi une strate gradée de tempête. A son sommet, l'interlamine est coiffée par une surface érosive irrégulière, riche en microsillons et microgouttières d'érosion. De ce fait, le passage d'une strate gradée à l'autre est brusque. En outre, les interlamines sont riches en petites lentilles silteuses de dimension millimétrique, résultant de la bioturbation.

A la base du terme inférieur pélitique (fig. 66), on rencontre des sillons d'érosion (fig. 67). Leur largeur varie de 0,5 à 4 m et leur épaisseur est comprise entre 2 et 10 cm. La surface de base est tranchée. Ces sillons sont remplis de matériel gréseux à litage pseudoparallèle assimilé au litage oblique en creux (SCS). L'exemple de la figure 67 montre la présence de laminations parallèles granodécroissantes. La base du sillon est riche en microfossiles.

b . Le terme supérieur gréseux

Il est réduit à un seul banc peu épais et constitué de grès moyen à litage parallèle (fig. 66).

La séquence THF est dominée par les structures sédimentaires de l'offshore supérieur. Elle témoignerait d'un haut niveau marin et par conséquent d'une période d'inondation maximale.

3 . La deuxième séquence THF

La séquence THF suivante (2) (fig. 65) est plus gréseuse que la première. Elle comprend un terme inférieur pélitique peu épais (d'environ 60 cm) et un terme supérieur gréseux plus important (de 2 m d'épaisseur).

a . Le terme inférieur pélitique

Ce terme est représenté par des silts fins et des pélites sombres, avec de petites rides en aggradation et des "microhummockies". On y distingue aussi la présence d'un sillon d'érosion d'une extension latérale de plusieurs mètres et d'une épaisseur de 10 cm rempli de grès à litage pseudoparallèle.

b . Le terme supérieur gréseux

Le terme supérieur est constitué de deux paquets de grès divisés par un interpaquet composé. Le premier paquet (1,1 m) est constitué par deux strates massives à litage parallèle. L'interpaquet (épais de 10 cm) est représenté par des petites rides en aggradation, amalgamées. Le deuxième paquet est représenté par des laminations parallèles. Sa surface sommitale est érosive et présente des sillons et des "brioches" ("sandstone mounds") (Durand, 1984) (fig. 32 A ; fig. 68).

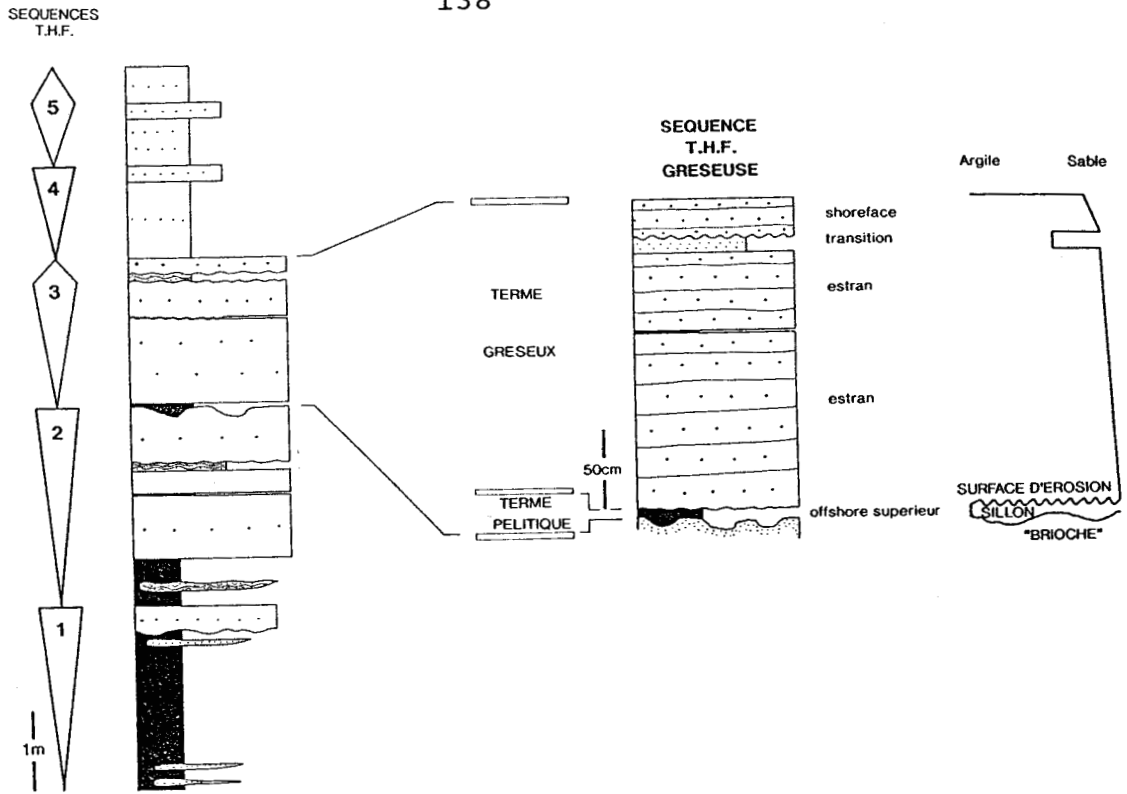


Fig. 68 - Séquence THF gréseuse . Le terme gréseux domine la séquence tandis que le terme pélitique est réduit à quelques centimètres. Les deux termes sont séparés par une surface d'érosion. Le terme pélitique repose sur une surface d'érosion sommitale à sillons et à "brioches".

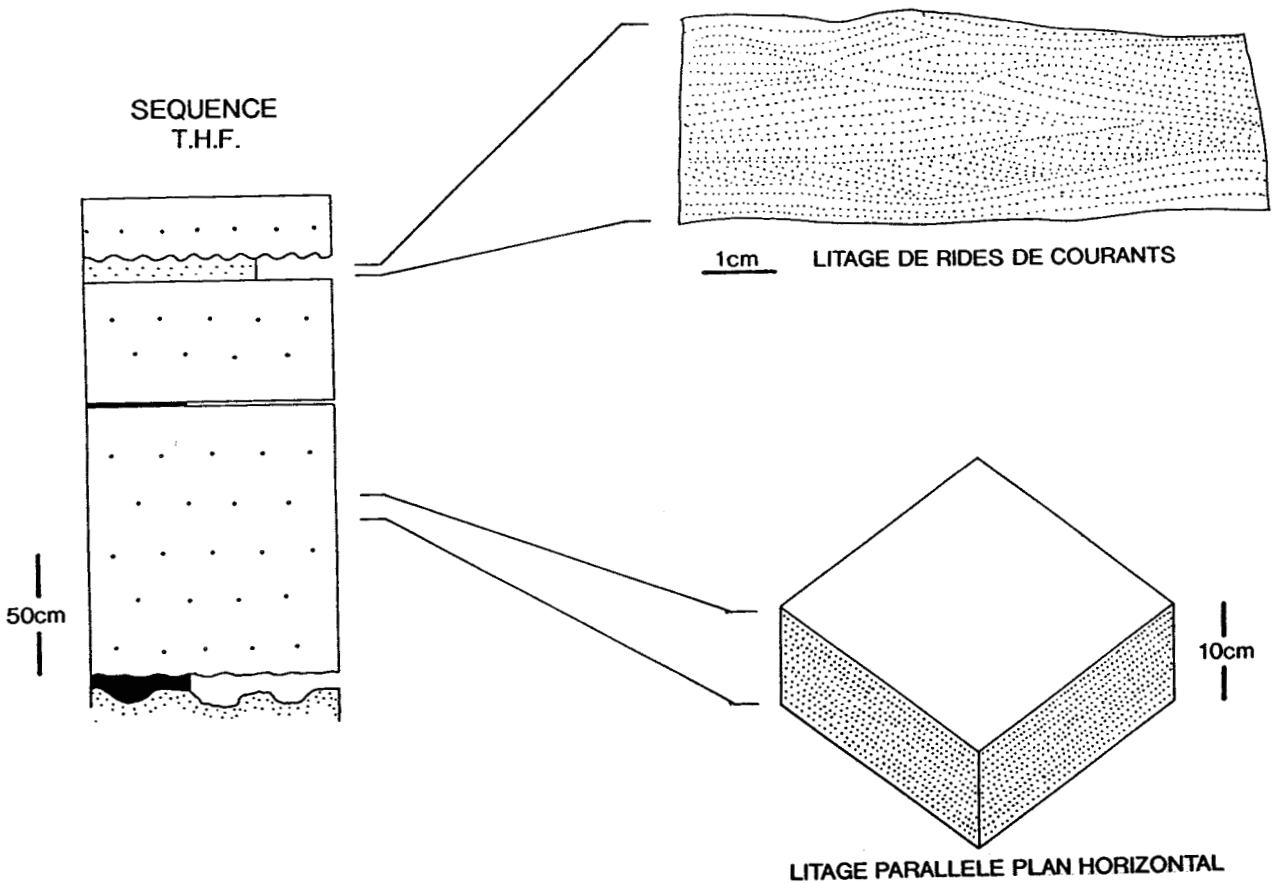


Fig. 69 - Structure de la séquence THF gréseuse. Les grès massifs sont constitués de litage parallèle. Dans les grès fins les laminations des petites rides sont distinguées.

Le pourcentage du terme supérieur gréseux augmente dans cette séquence THF par rapport à la précédente ce qui signifie une évolution vers les milieux plus proximaux (shoreface, foreshore).

4 . La troisième séquence THF

Cette séquence est très gréseuse (fig. 65 - 3). Son terme inférieur pélitique (fig. 68) est réduit à une interlamine de 5 à 10 cm. Le terme gréseux a une épaisseur de 1,8 m et est constitué de grès massifs à litage parallèle plan horizontal (fig. 69) en trois paquets. Entre les deux premiers paquets existe un petit liseré d'argile de moins d'un centimètre d'épaisseur. Le deuxième paquet est surmonté par un petit paquet silteux à petites rides linéaires (fig. 69). Le dernier paquet expose à nouveau un litage parallèle.

La séquence est constituée de faciès de plate-forme proximale en foreshore (estran). Elle représente le bas niveau marin relatif.

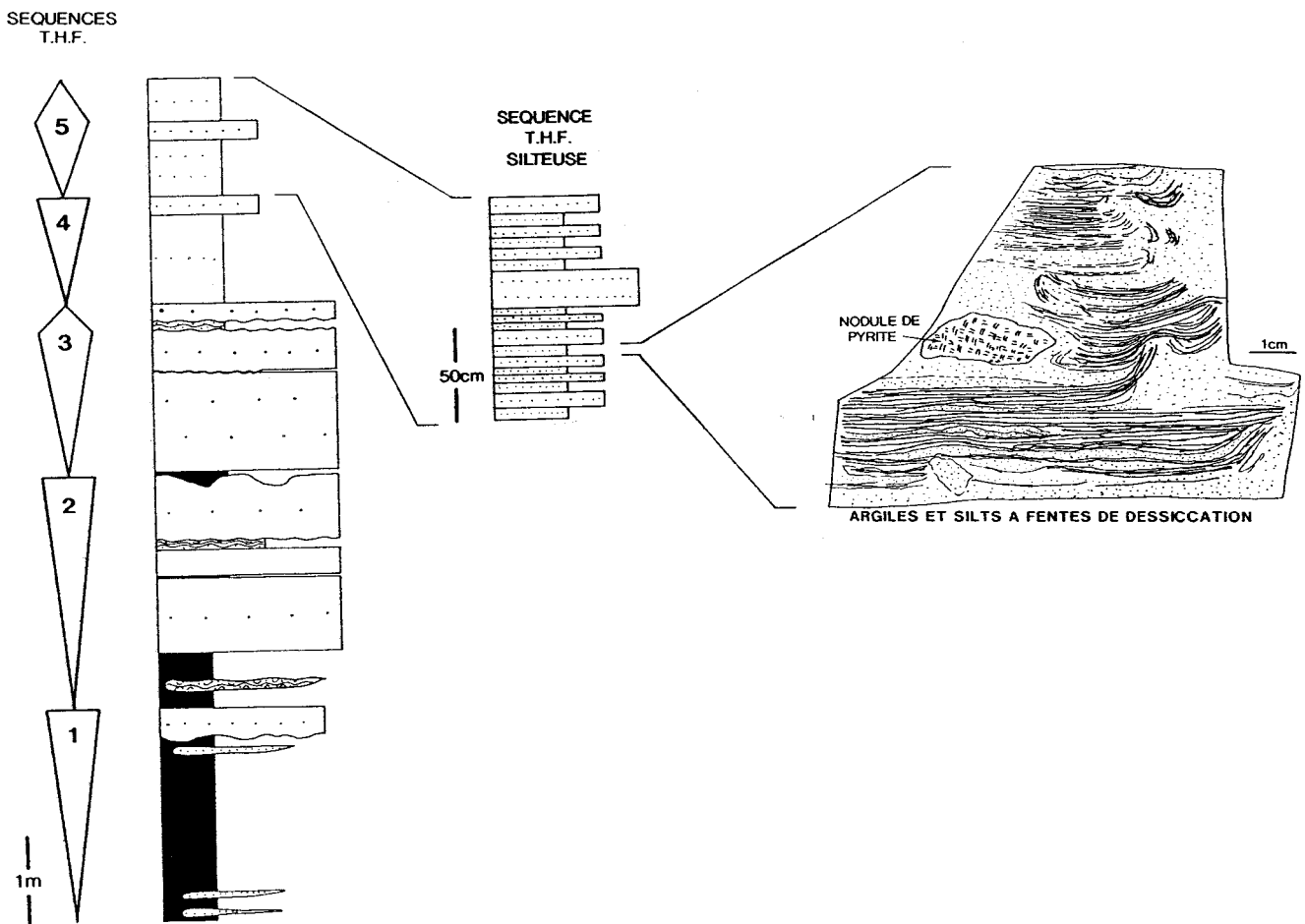


Fig. 70 - Séquence THF silteuse. Son caractère séquentiel est mal exprimé. On observe une alternance de lamines de pélite et de silt déformées par les fentes de dessiccation, et des nodules de pyrite et d'oxydes de fer.

5 . Les 2 séquences THF silteuses sommitales

Les deux dernières séquences THF (4 et 5 fig. 70) sont à silteuses. Sur le terrain, elles sont mal exprimées et se présentent sous forme de strates de grès fins de 10 à 20 cm d'épaisseur alternant avec des interstrates silteuses et silto-péltiques de 10 à 15 cm d'épaisseur.

Les strates de grès sont moins épaisses à la base et au sommet de la séquence THF et plus épaisses en sa partie médiane. Elles présentent un litage parallèle. Les interstrates sont caractérisées par une alternance de silts et de péltites finement laminés. Les lamines de péltite sont affectées de fentes de dessiccation. En outre, dans ces alternances, on observe souvent des nodules d'oxydes de fer et de la pyrite mélangés avec du matériel détritique.

C - EXEMPLE DE LA SEQUENCE HAUTE FREQUENCE n° 17

La séquence HF n° 17 (fig. 54) a une épaisseur de 13 m (fig. 71). Cinq séquences THF sont distinguées.

1 - La première séquence THF

La séquence est constituée de deux termes : un terme inférieur gréseux et un terme supérieur péltique (fig. 71 - 1).

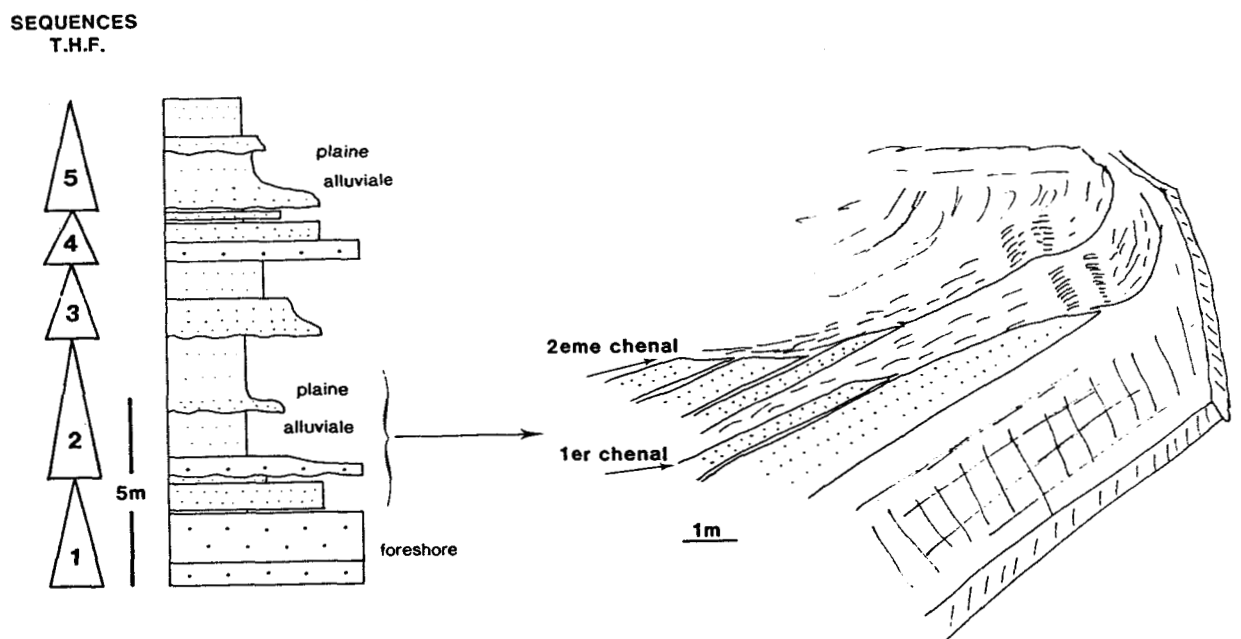


Fig. 71 - Séquence HF n° 17 (fig. 55) de la Formation des Grès de Vireux. Les chenaux coiffent les strates de grès et sont recouverts par des alternances silto-péltiques affectées par des fentes de dessiccation.

- Le terme inférieur gréseux comprend deux paquets de strates épais respectivement de 2 m et 0,7 m, à litage parallèle plan horizontal.

- Le terme supérieur est réduit à un interpaquet de 20 cm coiffé à son sommet par un chenal appartenant à la base de la séquence suivante.

2 - La deuxième séquence THF

Elle est constituée de deux chenaux superposés de largeur métrique comme le montre le détail de la figure 71. En leur centre, les chenaux sont comblés d'un mélange gréseux sans stratification ordonnée. Latéralement, les levées des chenaux sont représentées par des strates de grès à litage parallèle.

3 - La troisième séquence THF

La troisième séquence THF commence par un chenal de largeur décamétrique. Elle se poursuit par un paquet de grès fin d'environ un mètre d'épaisseur, à litage parallèle.

4 - La quatrième séquence THF

La quatrième séquence THF est réduite. Elle est constituée d'un terme inférieur gréseux et d'un terme supérieur silto-pélitique.

- Le terme inférieur gréseux comprend deux paquets de grès de 50 cm d'épaisseur, à litage parallèle.

- Le terme supérieur silto-pélitique comprend un interpaquet de 10 cm d'épaisseur, un paquet composé de silt de 10 cm d'épaisseur et un interpaquet de silt et de pélite de 5 à 10 cm d'épaisseur.

5 - La cinquième séquence THF

La cinquième séquence THF commence à sa base par un chenal de largeur décamétrique et d'une épaisseur d'un mètre. Le remplissage du chenal est une masse homogène. Ce chenal est recouvert par deux chenaux superposés (fig. 44). Les chenaux superposés sont remplis par des strates horizontales de grès, d'épaisseur de 10 à 15 cm, en alternance avec des interstrates de même épaisseur.

6 - Milieu de sédimentation de la séquence HF n° 17

La séquence HF n°17 marque un milieu particulier de sédimentation. Les paquets de grès à litage parallèle sont issus de la sédimentation sur une plate-forme continentale (estran ou foreshore). La présence de chenaux annonce le passage à des conditions supratidales et à une sédimentation en domaine de plaine alluviale avec chenaux et paléosols tels que ceux représentés dans la Formation des Schistes de Chooz. Ce passage est graduel, et répond aux fluctuations de niveau relatif de la mer.

IV - PROXIMALITE RELATIVE DES SEQUENCES THF

L'étude sur le terrain montre une évolution verticale des séquences THF. Cette évolution est la traduction verticale de leur évolution latérale selon la loi de Walther (Middleton, 1973). Les fluctuations du niveau de la mer induisent des changements de l'espace disponible et reflètent des mouvements latéraux de la ligne du rivage. Ainsi, pendant la chute du niveau de la mer, un point donné se trouverait en position proximale tandis que pendant la remontée du niveau de la mer le même point dans le bassin sédimentaire se trouverait en position distale.

EXEMPLES ETUDIES

L'étude de la lithologie, des structures et des faciès sédimentaires a permis le classement des séquences d'après leur proximalité (fig. 72). Les exemples étudiés préalablement (fig. 62 à 71) sont utilisés pour illustrer ce classement.

1 . La séquence THF distale

La séquence THF péltique est constituée d'un terme péltique très épais, à faciès d'offshore. Le terme gréseux est peu épais. La lithologie et les faciès déterminent la position distale de la séquence (fig. 72 a).

2 . La séquence THF proximale

La séquence THF très gréseuse comprend un terme inférieur péltique très réduit et un terme supérieur gréseux très développé, correspondant à une position proximale en estran (foreshore, fig. 72 d). La séquence THF silteuse renferme des fentes de dessiccation et des nodules de fer ; elle représente une position très proximale, presque à l'émersion (baie, fig. 72 e). La séquence THF à lumachelles, représente une position proximale également (fig. 72 c).

3 . La séquence THF intermédiaire

La séquence THF à stratifications ondulées est interprétée comme représentant une position intermédiaire en shoreface (fig. 72 b).

V - SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION : EFFET DE VARIATION DU NIVEAU RELATIF DE LA MER

Il est possible de dénombrer les strates individuelles identifiables sur le terrain. Chaque strate représente un événement de tempête. En supposant une fréquence constante des événements au cours du temps, on peut tenter de mesurer la vitesse d'accumulation des sédiments.

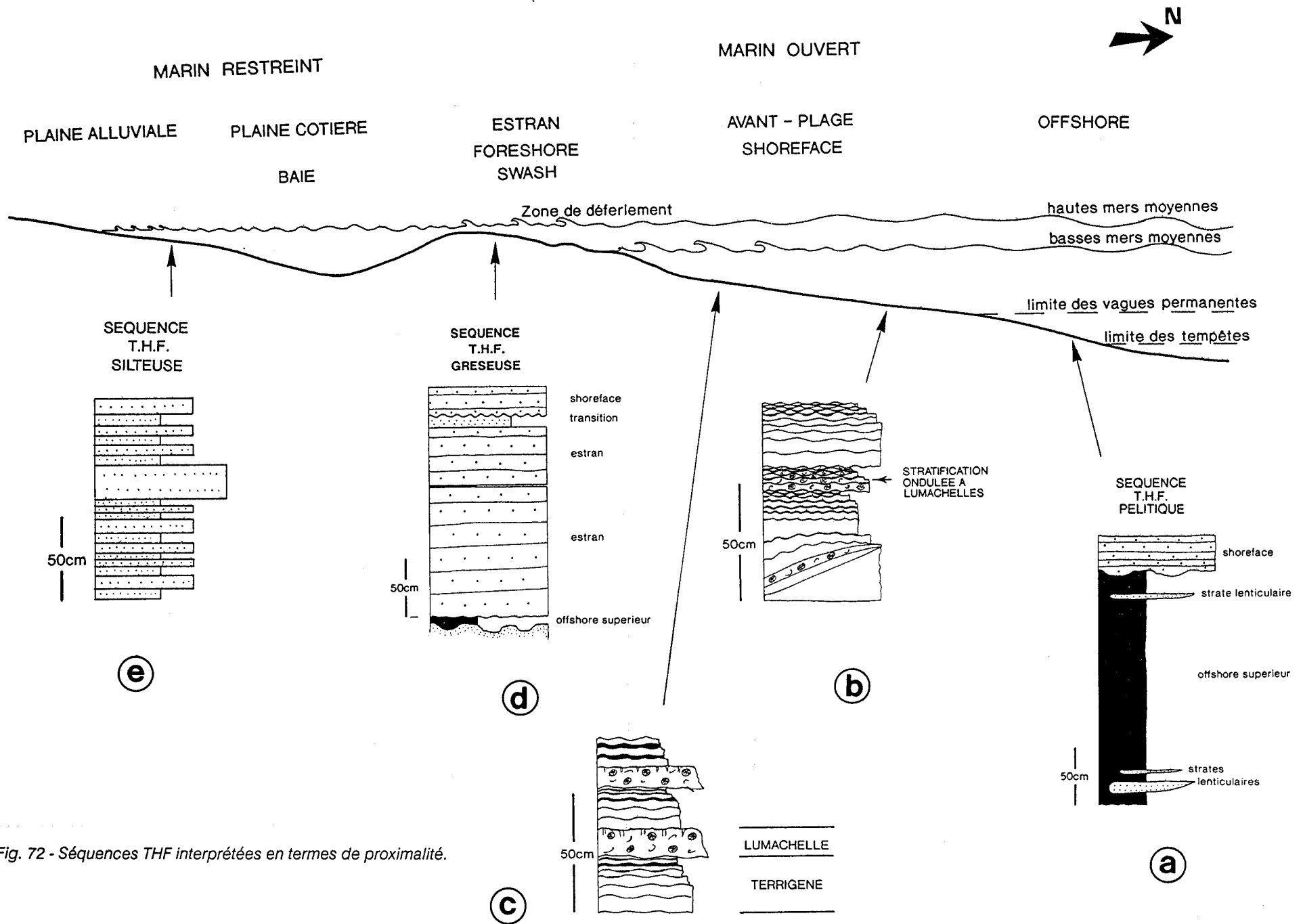


Fig. 72 - Séquences THF interprétées en termes de proximalité.

A - VITESSE D'ACCUMULATION DES SEDIMENTS : EXEMPLE D'UNE SEQUENCE A TRES HAUTE FREQUENCE

Prenons, par exemple, la deuxième séquence THF de la figure 63 (fig. 73). Le paquet de base (1) est constitué de litage de rides, chaque événement étant enregistré lithologiquement par des strates de quelques centimètres d'épaisseur. Je considérerai, dans la démonstration suivante, que ce premier paquet à rapport sable/argile moyen exprime une vitesse d'accumulation normale et matérialise la position la plus distale dans la mise en place de la séquence.

Dans le deuxième paquet, les événements enregistrés ont produit des strates plus épaisses à la base et de plus en plus minces et amalgamées vers le sommet. Les dépôts de chaque événement érodent et remanient les précédents. Par rapport au premier paquet le deuxième paquet enregistre un enrichissement en sable à sa base tout en préservant la vitesse d'accumulation normale. Ce n'est que vers le sommet du paquet qu'il y a un enrichissement en matériel pélitique coïncidant avec l'amincissement des strates et le passage à une stratification lenticulaire et ondulée amalgamée résultant d'une diminution de la vitesse d'accumulation des sédiments.

Les événements du troisième paquet sont enregistrés par des strates globalement plus épaisses que celles des deux premiers paquets. Cependant vers le sommet elles s'amincissent et s'amalgament. On retrouve dès la base du paquet une vitesse élevée d'accumulation qui est la traduction de l'augmentation du volume du grès et de l'augmentation de l'épaisseur de chaque strate. Toutefois, le paquet se termine par des événements amalgamés traduisant à nouveau une diminution de la vitesse d'accumulation avec phase de condensation dans la partie tout à fait sommitale, représentant ainsi un cortège transgressif (fig. 53).

A l'échelle géologique, les événements de tempêtes responsables des laminations à rides ont théoriquement une fréquence constante au cours du temps. Or, ici, le résultat n'est pas constant. A la base des paquets, les enregistrements lithologiques des événements sont plus épais qu'à leur sommet. La vitesse d'accumulation est plus élevée là où les strates sont plus épaisses et moins élevée pour les strates amalgamées.

Si le premier paquet reflète une vitesse normale (ceci est complètement arbitraire ; il sert seulement comme référentiel pour estimer la vitesse des autres paquets), le sommet du deuxième paquet serait caractérisé par une vitesse faible, la partie inférieure du troisième paquet, par une vitesse élevée qui diminue rapidement au sommet.

Les variations de la vitesse d'accumulation sont la réponse directe à des changements de l'espace disponible. Quand l'espace disponible est maintenu constant, la vitesse d'accumulation est plus élevée. Quand l'espace disponible se crée, l'espace à combler est augmenté et l'enregistrement lithologique des événements est plus dilaté ; d'où une vitesse d'accumulation plus réduite. Quand l'espace disponible se réduit le volume des sédiments déposés ne peut pas dépasser les limites de cet espace. Le matériel sédimentaire est amené vers le large et la vitesse d'accumulation est faible.

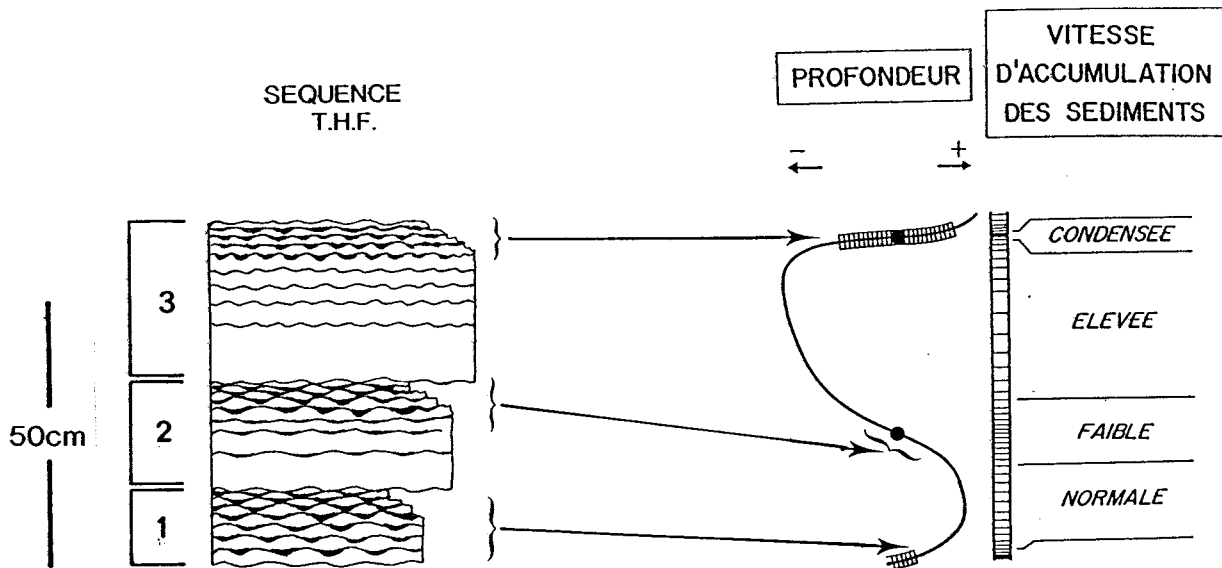


Fig. 73 - Relations entre les différents stades de la construction d'une séquence THF et le modèle stratigraphique de Cross (1988). Exemple de la figure 63.

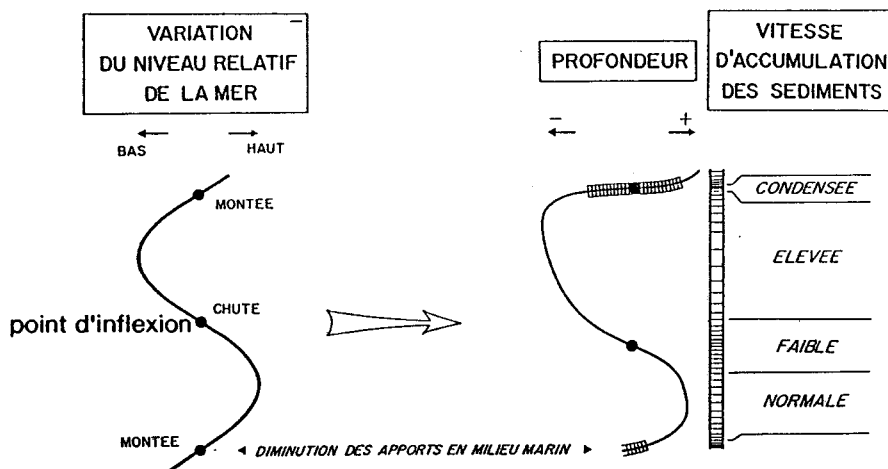


Fig. 74 - Effet d'une variation cyclique du niveau relatif de la mer sur les variations de profondeur et de vitesse d'accumulation de sédiments (Cross, 1988; in Guillocheau, 1990).

B - VARIATIONS DU NIVEAU RELATIF DE LA MER

Plusieurs modèles quantitatifs ont été développés dans la littérature. Ils prennent en compte les mouvements relatifs du niveau de la mer et conduisent à des conséquences stratigraphiques quant au mode de formation des dépôts. Notamment deux modèles sont les plus sophistiqués. Il s'agit d'une part du modèle de Jervey (1988) et d'autre part de celui de Cross (1988). Le modèle de Jervey a été conçu pour les séquences de dépôt d'échelle sismique. Le modèle de Cross est mieux adapté aux séquences à haute

résolution. Il a été récemment (re)développé et appliqué aux bassins de la plate-forme dévonienne du massif Armoricaïn (Guillocheau, 1990).

Tous les modèles développés sont fondés sur trois conditions de départ qui sont une simplification de la sédimentation en milieu naturel :

- enfoncement constant et régulier du bassin au cours du temps, qui se traduit par un taux de subsidence constant ;
- oscillations périodiques du niveau relatif de la mer ;
- apports de sédiments constants au cours du temps.

Le modèle stratigraphique de Cross (1988)

Dans le modèle de Cross (1988) appliqué ici, les oscillations sinusoïdales du niveau relatif de la mer (fig. 74) sont superposées à un taux constant de la subsidence tectonique (fig. 8). Le résultat de ce processus est un événement progradant avec une succession "shallowing-upwards" des faciès sédimentaires superposés (séquence négative en milieu de plate-forme) (fig. 12). Pour expliquer la succession asymétrique des faciès, on n'a nul besoin d'évoquer des pulsations brusques d'une des conditions prises en compte. Le signal cyclique et continu des mouvements relatifs de la mer se traduit par une réponse rythmique discontinue dans les dépôts successifs (fig. 73).

Quatre périodes sont distinguées au cours d'un cycle complet du niveau relatif de la mer (Cross, 1988; Guillocheau, 1990) :

1 - En période de chute du niveau relatif de la mer (point d'inflexion) (fig. 74), l'espace disponible est minimal. Le volume des sédiments est en équilibre avec l'espace disponible de telle sorte que le volume des sédiments piégés sur place ne peut pas dépasser le volume de l'espace disponible. Celui-ci est vite comblé par le sédiment qui par la suite est livré au large. La progradation est alors maximale.

2 - En période de montée du niveau relatif de la mer (point d'inflexion), l'espace disponible est maximal. Le volume des sédiments fournis est cependant inférieur par rapport à l'espace disponible et n'est pas suffisant pour combler cet espace. L'aggradation verticale est maximale.

3 - Durant la montée du niveau relatif de la mer (transgression), le littoral est détruit en permanence. Les sédiments nouvellement fournis contribuent à reconstruire le littoral. Sur la plate-forme, les apports sont très réduits. Le point d'inflexion marque la vitesse maximale de transgression ; l'espace disponible est le plus élevé à cette époque. La conséquence principale de ce processus est une période de condensation des sédiments.

4 - Durant la baisse du niveau relatif de la mer (régression), le littoral est rapidement abandonné, et l'espace disponible diminue progressivement. Le point d'inflexion marque la vitesse maximale de régression,

l'espace disponible est le plus réduit à cette époque. Sur le littoral et sur la plate-forme, l'accumulation des sédiments est réduite et les dépôts sont faibles.

C - COMPARAISON D'ACCUMULATION D'UNE SEQUENCE A TRES HAUTE FREQUENCE AVEC LE MODELE DE CROSS (1988)

Dans les séquences étudiées, on retrouve l'aspect lithologique rythmique discontinu, qui, d'après le modèle de Cross (1988), est la réponse de la variation cyclique continue du niveau relatif de la mer, traduit en terme de variation de l'espace disponible et de la vitesse d'accumulation.

1 - L'exemple de la séquence THF étudiée

L'analyse de la séquence THF (fig. 73) a montré que la vitesse d'accumulation des sédiments n'est pas constante.

Le premier paquet (1) à une vitesse normale d'accumulation correspond à la période de haut niveau relatif (maximum de transgression).

Le sommet du deuxième paquet (2), à faible vitesse d'accumulation, correspond à la chute du niveau relatif (régression). La période à vitesse maximale de régression (point d'inflexion) est enregistrée par des strates de plus en plus minces et de plus en plus amalgamés.

Le troisième paquet (3), à vitesse élevée d'accumulation, correspond à la période de bas niveau relatif (maximum de régression).

Le sommet du troisième paquet, à très faible vitesse d'accumulation, correspond à la montée du niveau relatif (cortège transgressif, fig. 53). La période à vitesse maximale de transgression (point d'inflexion) est enregistrée par les strates amalgamés dans des faciès distaux.

2 - La séquence THF type

La même histoire peut être reconstituée pour la séquence THF type décrite au début du chapitre (fig. 75). Le terme inférieur à dominante pélitique est déposé en période de haut niveau marin. La surface d'érosion est le résultat de la montée du niveau relatif pendant la période de vitesse maximum limitant la base de la séquence (point d'inflexion). La vitesse d'accumulation est normale.

La vitesse maximale de la chute du niveau relatif (point d'inflexion) se traduit par la surface d'érosion entre le terme inférieur pélitique et le terme supérieur gréseux.

Le terme supérieur gréseux est mis en place pendant la période de bas niveau relatif. La vitesse d'accumulation des sédiments est élevée.

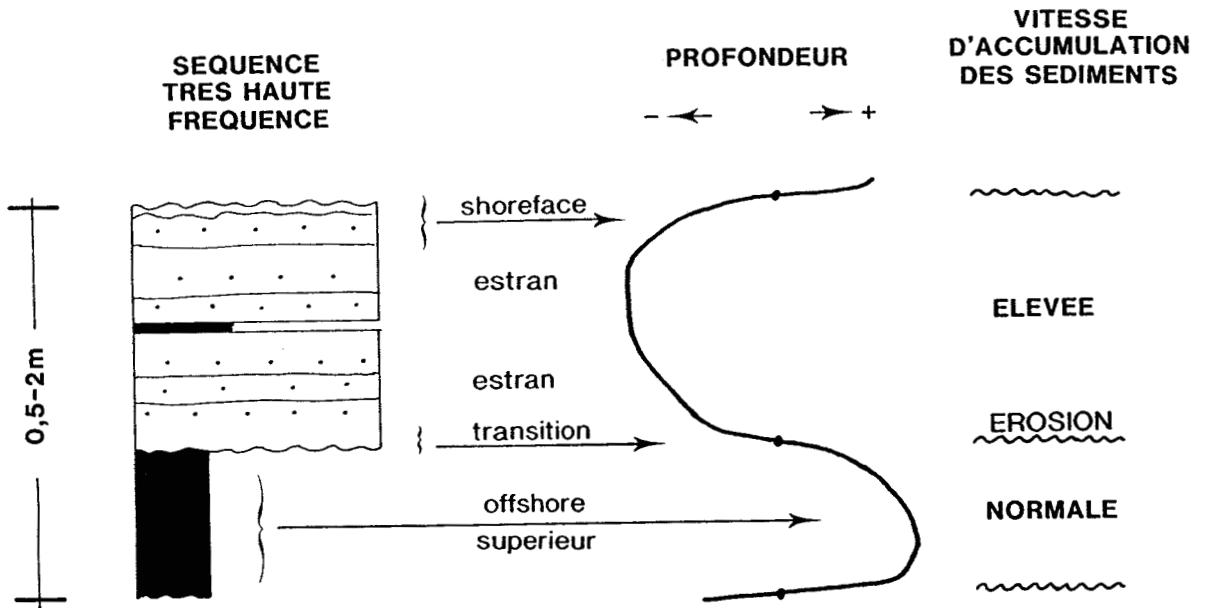


Fig. 75 - Séquence théorique THF : variation du niveau relatif de la mer (modèle stratigraphique de Cross, 1988).

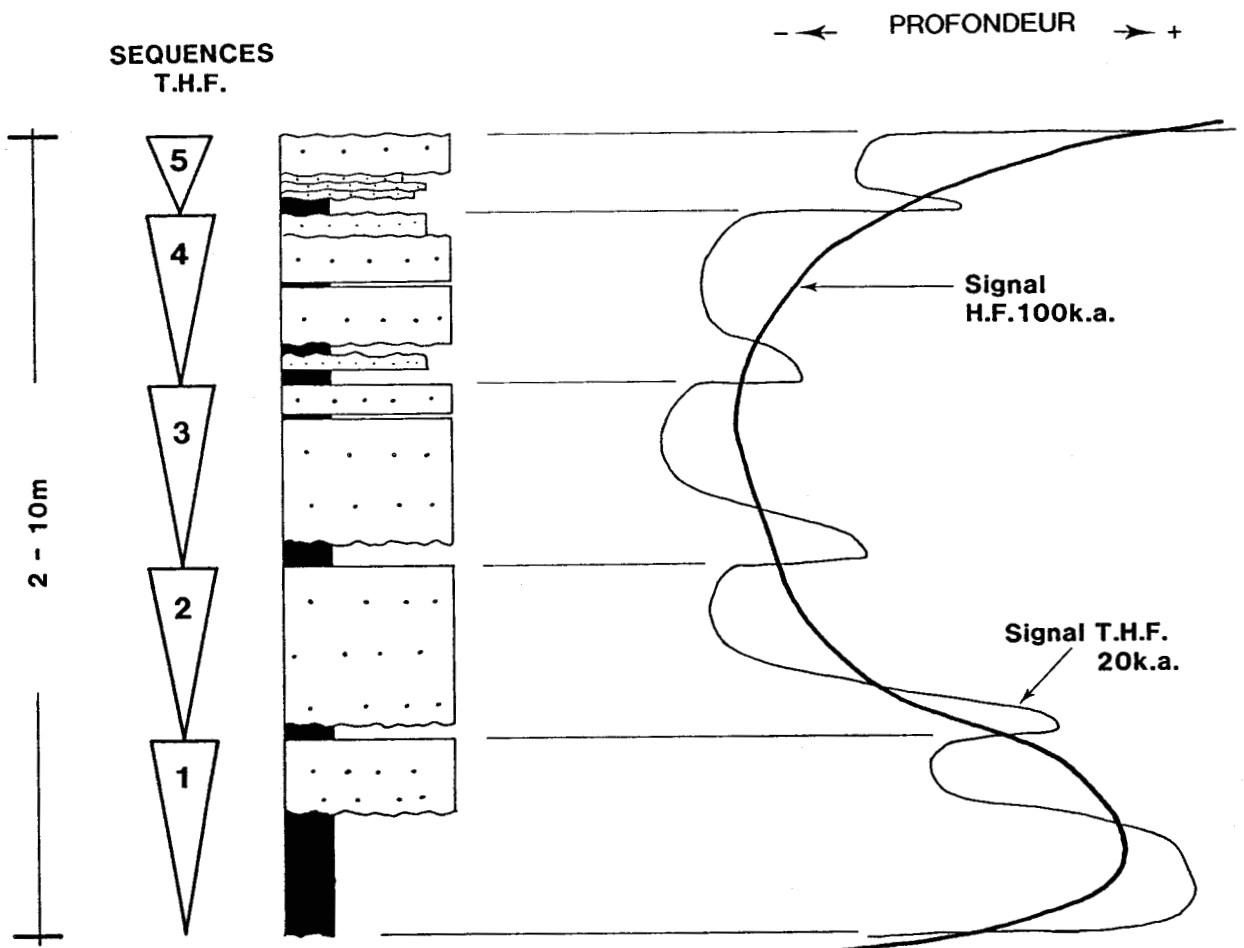


Fig. 76 - Séquence théorique HF : variation du niveau relatif de la mer; superposition de deux cycles à 20 Ka et à 100 Ka (modèle stratigraphique de Cross, 1988).

La surface d'érosion sommitale est le résultat de la montée du niveau relatif pendant la période à plus grande vitesse (point d'inflexion).

Les quatre périodes successives dans la construction d'une séquence THF telles que celles prédites par le modèle de Cross (1988) et confirmées par le modèle de Guillocheau (1990) ne se présentent pas ici de la même manière.

1 - D'après Cross (1988) et Guillocheau (1990) la période de vitesse maximale de chute (point d'inflexion) devrait être enregistrée par des sédiments à faible vitesse d'accumulation. Ces sédiments à faible vitesse d'accumulation ici se trouvent remplacés par une simple surface d'érosion.

2 - En période de vitesse maximale de montée (point d'inflexion), on devrait avoir un niveau condensé (vitesse d'accumulation très faible). Ici, cette étape est également exprimée par une surface d'érosion.

3 - Durant la phase du haut niveau relatif (transgression), la vitesse d'accumulation des sédiments est normale.

4 - Durant la phase du bas niveau relatif (régression), la vitesse d'accumulation des sédiments est élevée.

D - VITESSE D'ACCUMULATION DES SEDIMENTS : EXEMPLE D'UNE SEQUENCE A HAUTE FREQUENCE

L'agencement vertical des séquences THF au sein d'une séquence HF est le suivant (fig. 76) :

- à la base, la première séquence THF (1) est à dominante pélitique ;
- la deuxième et la troisième séquences THF (2, 3) sont des séquences de type gréseux ;
- la quatrième et la cinquième séquences THF (4, 5) sont soit de type gréseux, soit de type silteux (à fentes de dessiccation).

A partir de cette séquence HF type, on peut estimer la vitesse d'accumulation des sédiments et la variation de la profondeur du bas en haut de la coupe.

1 - Variation de la profondeur des faciès sédimentaires

Dans les faciès gréseux, des structures de tempêtes restent inchangées. Tout au moins peut-on parler de proximalité des faciès.

La première séquence THF à dominante pélitique est constituée par des faciès de tempête de l'offshore supérieur. Elle se serait déposée en position distale.

Les deux séquences THF suivantes, de type gréseux, seraient déposées en position proximale (estran ou foreshore et shoreface).

La quatrième et la cinquième séquence THF de type gréseux ou à caractère silteux se seraient déposées sous une très faible profondeur d'eau. Vers le sommet, une tendance à l'approfondissement (shoreface) est à remarquer.

2 - Variation de la vitesse d'accumulation des sédiments

La vitesse d'accumulation des sédiments peut être estimée à partir de l'épaisseur des séquences THF. Nous avons estimé leur fréquence de 20 Ka. Leur épaisseur traduit directement la vitesse d'accumulation des sédiments. Le pourcentage du terme gréseux et du terme pélitique dans la séquence THF est important dans cette estimation.

La vitesse d'accumulation des sédiments dans la quatrième et la cinquième séquence THF est faible. La vitesse d'accumulation des sédiments dans la troisième séquence est plus importante que dans la première et la deuxième séquence THF.

Le terme inférieur à dominante pélitique de la deuxième séquence THF est beaucoup moins épais que le terme gréseux. La vitesse d'accumulation des sédiments pour le terme inférieur pélitique est donc réduite par rapport au terme supérieur gréseux.

L'histoire de la séquence HF (100 Ka) type décrite ci-dessus serait en gros la suivante :

- de 0 à 20 Ka, la profondeur est maximale, la vitesse d'accumulation des sédiments est normale;
- de 20 à 40 Ka, la profondeur diminue ainsi que la vitesse d'accumulation des sédiments ;
- de 40 à 60 Ka, la profondeur est faible, la vitesse d'accumulation des sédiments est maximale ;
- de 60 à 80 Ka, la profondeur est faible ; il y a une légère tendance à l'approfondissement, la vitesse d'accumulation des sédiments étant réduite ;
- de 80 à 100 Ka, la profondeur augmente progressivement, la vitesse d'accumulation des sédiments est réduite.

E - COMPARAISON DE LA SEQUENCE A HAUTE FREQUENCE AVEC LE MODELE THEORIQUE DE CROSS (1988)

La séquence HF (100 Ka) représente une évolution verticale qui peut être interprétée en termes de variation de niveau relatif de la mer prédit par le modèle théorique de Cross (1988).

La première séquence THF correspond au haut niveau relatif (vitesse d'accumulation normale). La deuxième séquence THF, et plus précisément son terme inférieur à dominante pélitique, correspond à la vitesse maximale de chute du niveau relatif (point d'inflexion). La vitesse d'accumulation est faible. Le terme supérieur de la deuxième séquence et de la troisième séquence THF correspond au bas niveau relatif (vitesse d'accumulation des sédiments élevée). Les deux dernières séquences THF correspondent à la montée du niveau relatif (vitesse d'accumulation des sédiments réduite).

V - CAUSES POSSIBLES DES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION

Les séquences à haute résolution constituent une hiérarchie de séquences emboîtées. La séquence HF (100 Ka) représente le motif de base. Elle-même est divisée en cinq motifs élémentaires, que sont les séquences THF (20 Ka). Ces motifs ne sont pas aléatoires et se répètent régulièrement tous les 20 Ka. Cette répétitivité serait induit par des facteurs de nature cyclique à fréquence régulière. L'étude par l'analyse séquentielle de la série sédimentaire de l'Ardenne commence seulement avec cette étude. Mais on peut déduire de travaux moins étroitement spécialisés (Meilliez, 1989) que les séquences de différents ordres ont au moins une extension latérale à l'échelle du bassin. Ils sont donc le résultat de variations du niveau relatif de la mer et le moteur de ces motifs répétitifs réguliers serait d'origine allocyclique.

Jusqu'à nos jours, on connaît seulement des facteurs astronomiques capables d'induire des changements du niveau relatif de la mer avec des fréquences de plusieurs milliers d'années. Les cycles de précession de l'orbite terrestre ont une fréquence de 20 Ka et les cycles d'excentricité de l'orbite terrestre, une fréquence de 100 Ka. Ces cycles sont connus sous le nom de cycles de MILANKOVITCH (Berger, 1984). Les causes géodynamiques ont une fréquence au delà du million d'années et semblent donc exclues.

CONCLUSIONS

La Formation des Grès de Vireux est constituée de séquences à haute résolution, formées de séquences de plusieurs ordres emboîtées :

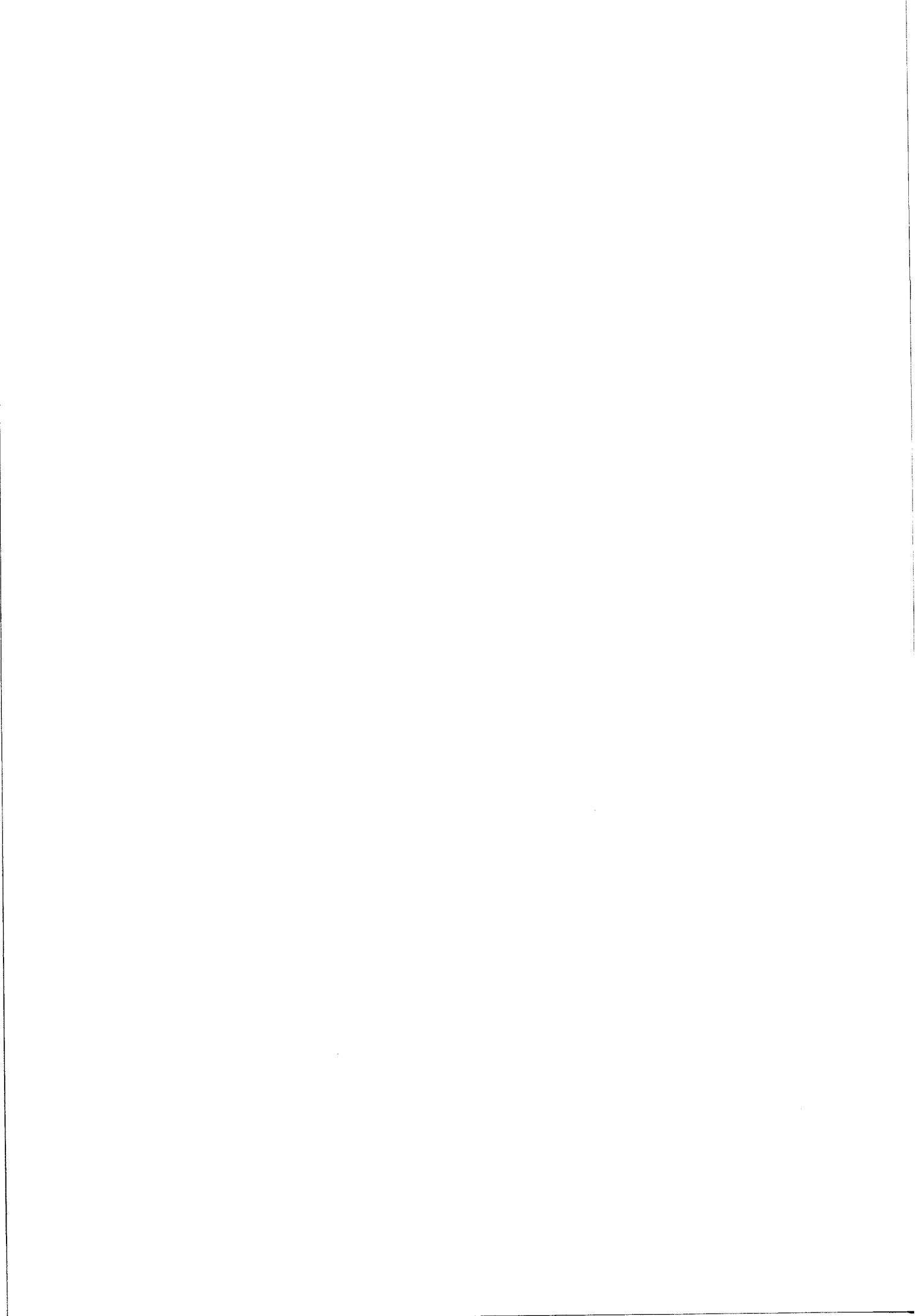
- séquences à très haute fréquence (THF) de durée supposée de 20 Ka ;
- séquences à haute fréquence (HF) de durée supposée de 100 Ka.

La séquence THF est constituée d'un terme inférieur à dominante pélitique et d'un terme supérieur gréseux. Le rapport entre les deux termes est le moyen retenu pour déterminer la proximalité de la séquence.

La séquence HF comprend cinq ou trois séquences THF.

Les facteurs qui gouvernent la formation des séquences sont les mouvements du niveau relatif de la mer. Les mouvements cycliques du niveau de la mer ont une réponse asymétrique sur la sédimentation. Un cycle complet est divisé en quatre périodes à vitesse d'accumulation différentes des sédiments : la première à vitesse normale, la deuxième à vitesse faible, la troisième à vitesse élevée et la dernière, à vitesse réduite.

Les causes de ces facteurs sont d'origine astronomique. Elles sont connues sous le nom de Cycles de MILANKOVITCH.



CHAPITRE VII

LES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION : LA FORMATION DES SCHISTES DE CHOOZ

INTRODUCTION

Les séquences à haute résolution de la Formation des Schistes de Chooz sont plus ou moins bien exprimées sur le terrain. Chacune est caractérisée par un enrichissement vers le haut en matériel pélitique souvent affecté par l'altération subactuelle et la couverture végétale, circonstance qui rend assez difficile l'étude sur le terrain en raison des lacunes d'observation. Toutes les séquences à haute résolution de la Formation des Schistes de Chooz sont des séquences terrigènes.

Deux ordres de séquences, emboîtées, sont distingués :

- séquences à haute fréquence (HF), de durée 100 Ka ;
- séquences à très haute fréquence (THF), de durée 20 Ka.

1 - LES SEQUENCES A TRES HAUTE FREQUENCE

Quatre ou cinq séquences à très haute fréquence (THF, 20 Ka) de nature séquentielle identique constituent les séquences à haute fréquence (HF, 100 Ka). Cette distinction est possible dans le cas des séquences HF bien développées et d'épaisseur supérieure à 5 m (fig. 77). Dans les séquences HF couvertes par la végétation il est impossible de distinguer des séquences d'ordre inférieur.

A - LA SEQUENCE ELEMENTAIRE

Les séquences THF sont constituées de deux termes :

- un terme inférieur gréseux ;
- un terme supérieur à dominante pélitique.

Les deux termes sont organisés selon une séquence positive granodécroissante (fig. 77). Leur épaisseur varie entre 0,5 et 3 m.

1 - Le terme inférieur gréseux

Le terme inférieur gréseux est constitué par un, deux ou trois paquets de strates souvent séparées par de fins liserés de pélite rouge. Les strates gréseuses sont constituées de grès moyen grossier à litage parallèle plan horizontal. Les strates constituent souvent des chenaux d'extension latérale métrique à décamétrique dont la base présente des galets de pélites rouges (conglomérats intraformationnels).

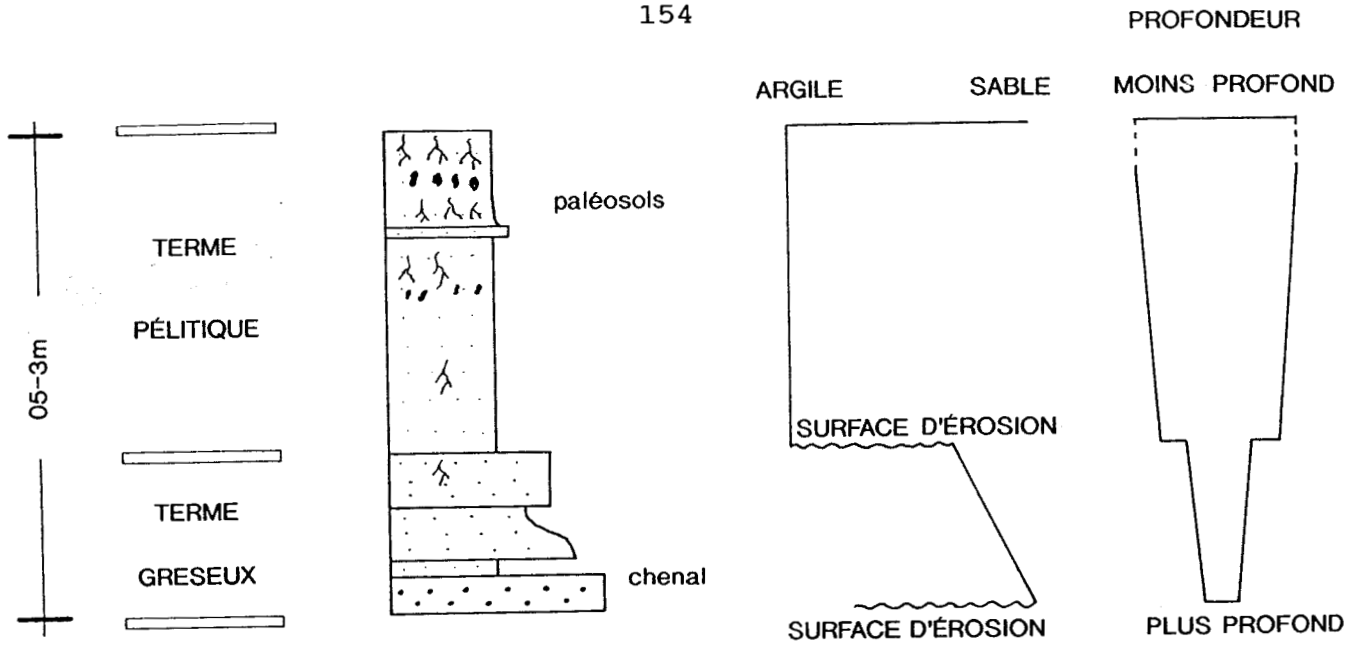


Fig. 77 - Séquence élémentaire THF de la Formation des Schistes de Chooz constituée de deux termes. Le terme inférieur est à dominante gréseuse, le terme supérieur est à dominante pélitique.

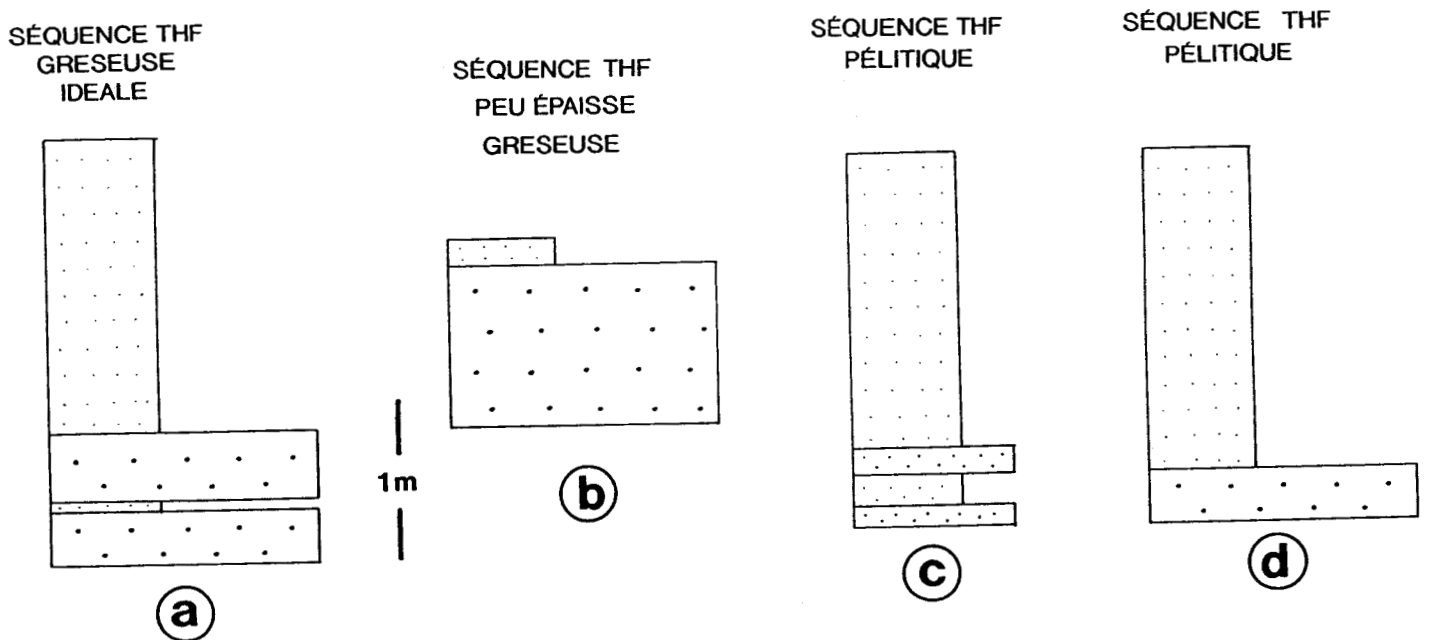


Fig. 78 - Les diverses variantes (lithologie, épaisseur) de la séquence THF de la Formation des Schistes de Chooz.

Ces grès correspondent à des dépôts de chenaux, de levée et de débordement de crue en domaine de plaine alluviale .

2 - Le terme supérieur pélitique

Le terme supérieur, à dominante pélitique, est constitué d'alternances fines de pélite et de silts de couleur rouge. Sur le terrain, on ne peut apparemment distinguer qu'une masse homogène pélitique assez friable. Au laboratoire, sur échantillons polis, apparaissent des alternances silteuses et pélitiques d'épaisseur de 0,5 cm à quelques centimètres soit à litage plan parallèle, soit à litage de rides, souvent affectées par des surfaces d'érosion. On observe aussi des traces de rhizomes, généralement en abondance croissante vers le sommet du terme. Il existe également des concentrations et des nodules de calcrète.

Ces pélites et silts rouges représentent des dépôts de plaine d'inondation et des paléosols.

3 - Relations entre le terme gréseux et le terme pélitique

La limite entre les deux termes est nette et bien tranchée bien que parfois difficile à distinguer sur le terrain en raison de la schistosité affectant les pélites.

Le terme inférieur gréseux serait déposé en position proximale. Le terme supérieur à dominante pélitique montre une tendance plus distale.

4 - Variations de la séquence élémentaire

La séquence THF type décrite ci-dessus s'observe fréquemment mais elle présente des variantes en fonction soit de l'épaisseur des termes, soit de la lithologie (fig. 78).

a . Une séquence THF peut être réduite en épaisseur, avec le terme inférieur gréseux représenté par un seul paquet de strates et le terme supérieur pélitique très réduit, représenté par quelques centimètres de pélites rouges seulement. Il s'agit, dans ce cas, d'une séquence THF peu épaisse, de type gréseux (fig. 78 b).

b . Le terme inférieur gréseux peut présenter des variations lithologiques et être constitué d'un paquet composé de silts et d'interlamines de pélite. La séquence THF reste à dominante pélitique (fig. 78 c).

c . Le terme inférieur gréseux peut également être réduit à un seul paquet de grès peu épais. Le terme supérieur pélitique domine dans la séquence. La séquence THF est de type pélitique (fig. 78 d).

II - LES SEQUENCES A HAUTE FREQUENCE

Les séquences HF sont constituées de cinq ou quatre séquences THF. Leur épaisseur varie entre 5 et 20 m.

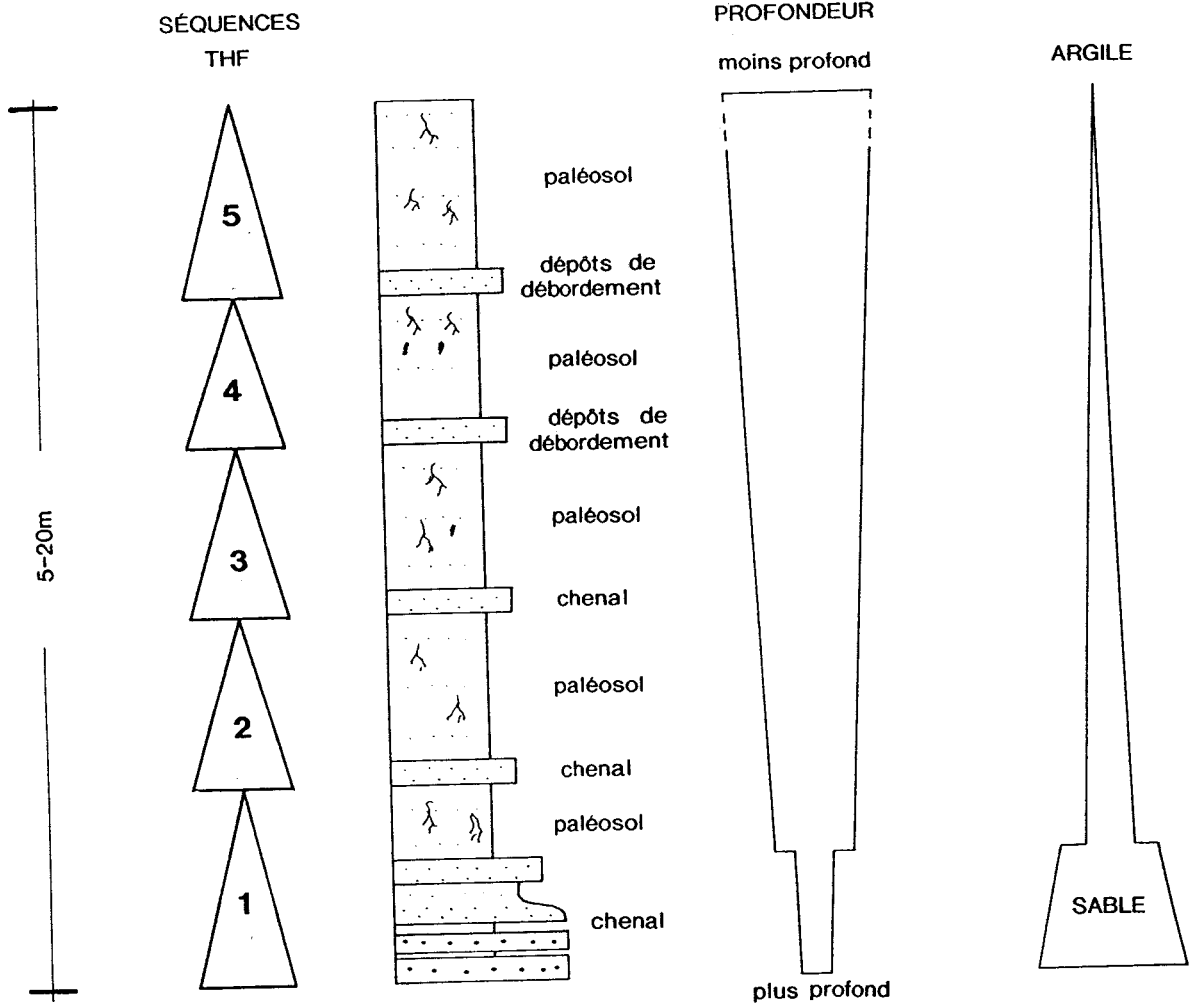
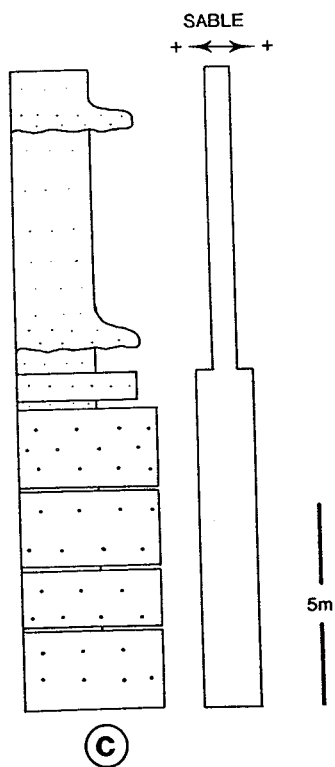
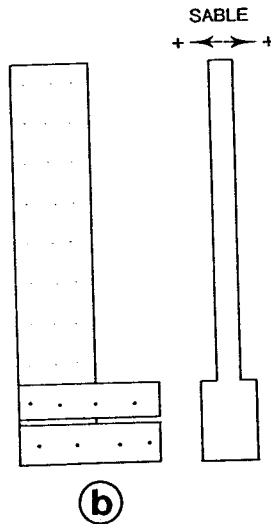


Fig. 79 - Séquence-type HF de la Formation des Schistes de Chooz constituée de quatre ou cinq séquences THF.

SÉQUENCE HF
TYPE TRÈS GRESEUSE



SÉQUENCE HF
TYPE PEU ÉPAISSE
PÉLITIQUE



SEQUENCE HF
TYPE PÉLITIQUE

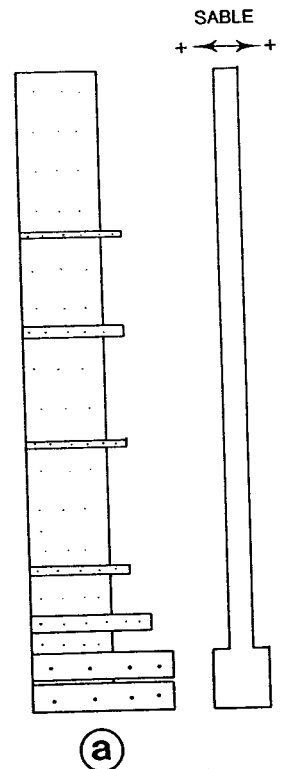


Fig. 80 - Les différentes expressions (lithologie, épaisseur) des séquences HF de la Formation des Schistes de Chooz.

A - LA SEQUENCE A HAUTE FREQUENCE TYPE

La séquence HF (100 Ka) représente le motif séquentiel de base de la Formation des Schistes de Chooz. Elle comprend cinq ou quatre séquences THF terrigènes. Le rapport sable/argile n'est pas constant. Il est plus élevé à la base de la séquence HF et plus faible vers son sommet, donnant ainsi une séquence globalement positive.

B - SUCCESSION VERTICALE DES SEQUENCES A TRES HAUTE FREQUENCE

Les séquences THF qui constituent la séquence HF ne sont ni d'égales épaisseurs, ni de compositions lithologiques identiques (fig. 79).

1 - La séquence THF de la base

La séquence THF de la base (1) de la séquence HF est essentiellement constituée d'un terme inférieur gréseux important et bien développé et d'un terme supérieur à dominante pélitique peu épais, et dominé par du matériel silteux rouge.

2 - Les séquences THF pélitiques

Les séquences THF suivantes sont de moins en moins gréseuses et de plus en plus pélitiques avec, en parallèle, une augmentation des calcrètes et des rhizomes.

Ainsi, la séquence verticale HF inclut des variations verticales qui sont exprimées par le caractère lithologique des séquences THF.

3 - Variations de la séquence HF type

La séquence HF type décrite ci-dessus présente des variations en fonction de l'épaisseur des termes et du rapport sable/argile (fig. 80).

a . La séquence HF type pélitique (fig. 80 a) peut être épaisse (entre 15 et 20 m), ou présenter des réductions d'épaisseur. Les séquences HF d'épaisseur réduite sont alors formées d'un ensemble inférieur gréseux et d'un ensemble supérieur pélitique où il est difficile de distinguer des séquences d'ordre inférieur. La tendance séquentielle globale est positive. Il s'agit de séquences HF, peu épaisses et pélitiques (fig. 80 b).

b . La séquence HF peut être constituée de deux ensembles : un ensemble inférieur très gréseux et un ensemble supérieur silteux. L'ensemble inférieur gréseux comporte des paquets de grès d'épaisseur métrique à litage parallèle ou subparallèle, divisés par des liserés centimétriques d'argile. L'ensemble supérieur est constitué de paquets et interpaquets de silt et de pélite. On observe dans cette partie de la séquence des

chenaux d'une extension latérale de quelques mètres et d'une épaisseur décimétrique à métrique. La tendance séquentielle globale est positive. La séquence HF est de type très gréseux (fig. 80 c).

C - EXEMPLE DE LA VINGT SEPTIEME SEQUENCE A HAUTE FREQUENCE

Cette séquence HF est épaisse de 22,5 m (fig. 55). Elle est constituée de cinq séquences THF terrigènes ; celle de la base est gréseuse et les quatre suivantes sont à dominante pélitique (fig. 80). On va étudier en détail la première et la quatrième séquence THF.

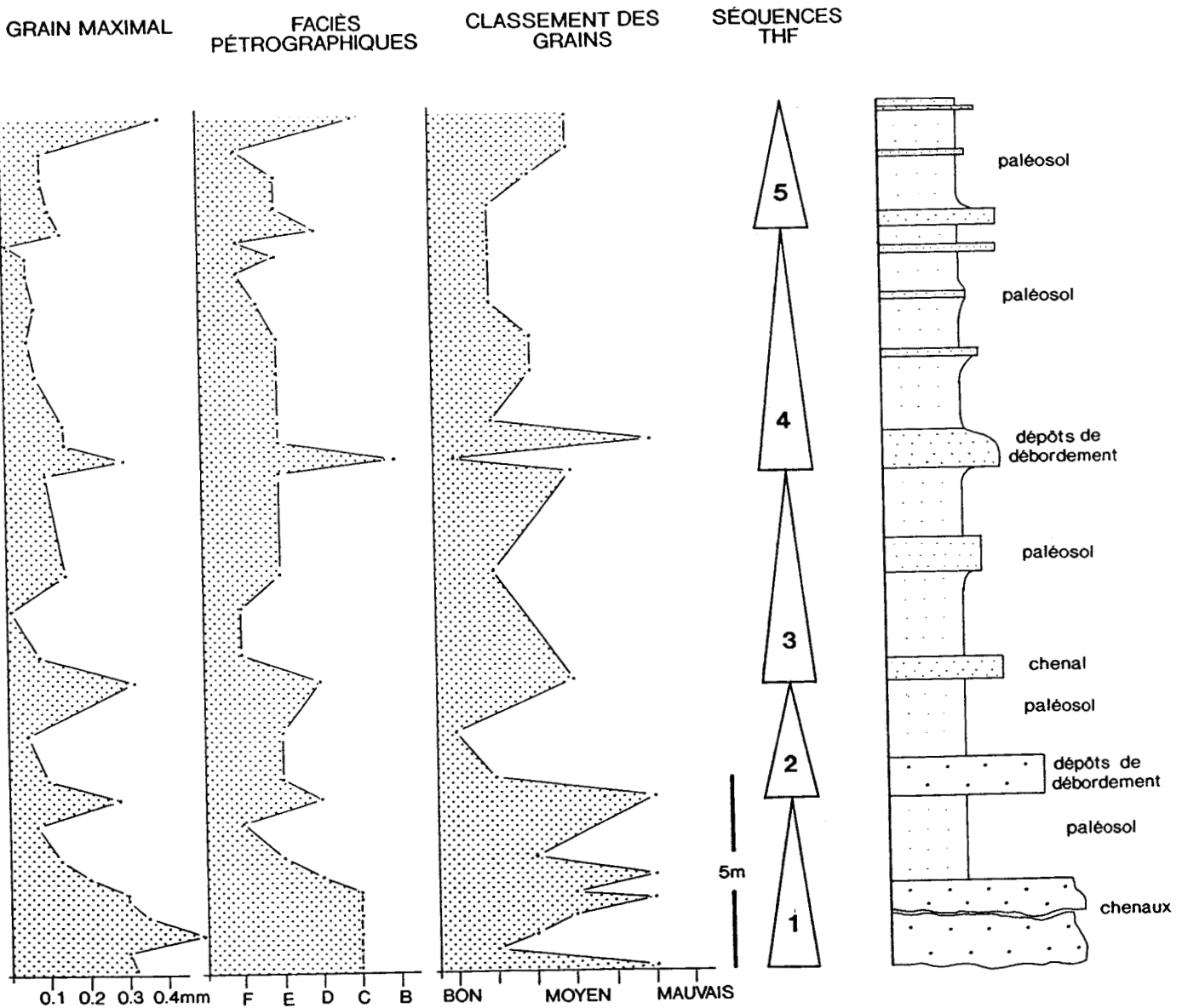


Fig. 81 - Exemple d'une séquence HF dans la Formation des Schistes de Chooz (séquence n° 27 fig. 55). Cinq séquences THF sont distinguées : une à la base à dominante gréseuse et quatre à dominante pélitique.

1 . Etude pétrographique

L'étude en lames minces a conduit à individualiser les faciès pétrographiques le long de la séquence.

a . La courbe du grain maximal a une tendance décroissante vers le haut. Cette tendance s'inscrit aussi au niveau de chaque séquence THF avec le grain maximal plus grossier à la base de la séquence et diminuant jusqu'au sommet.

b . Ce caractère est confirmé par l'enchaînement vertical des faciès pétrographiques. A la base de la séquence HF dominant les faciès C et D tandis qu'au sommet dominant les faciès D, E et F. Les séquences THF sont également marquées par une telle tendance d'évolution avec des faciès pétrographiques de plus en plus fins vers le sommet de chaque séquence.

c . Le classement qualitatif des grains montre une tendance oscillante interne.

2 . La première séquence THF

La première séquence THF (fig. 82) comporte un terme inférieur gréseux d'environ 2 m d'épaisseur et un terme supérieur à dominante pélitique d'épaisseur identique. Le passage entre les deux termes est plus ou moins graduel sans surface d'érosion.

a . Le terme inférieur gréseux

Le terme inférieur gréseux est constitué par deux chenaux superposés (fig. 83). Le premier chenal repose sur une surface d'érosion. Son extension latérale, qui dépasse les dimensions de l'affleurement, est d'ordre décimétrique. On observe des galets mous intraformationnels à sa base. Lithologiquement, il comprend des grès moyens à grossiers, de couleur rouge à litage parallèle. Le chenal supérieur a une extension latérale de deux à trois mètres. Latéralement, il passe à des dépôts de levées. Une surface d'érosion sépare les deux chenaux, compensée par un mince liseré d'argile rouge. Au sommet du deuxième chenal apparaissent des traces de rhizomes en position verticale.

b . Le terme supérieur à dominante pélitique

Le terme supérieur, à dominante pélitique de couleur rouge, est constitué par de fines alternances de silt et de pélite (fig. 83). Sur le terrain, il revêt un aspect massif homogène sans stratification. La structure interne de ces argiles rouges est révélée grâce aux "peel sections". Des strates de silt très fin alternent avec des niveaux pélitiques divisés par des surfaces d'érosion.

Les traces de rhizomes s'observent dans tous les niveaux. Elles se présentent comme des traces de terriers mais sont plus longues et beaucoup plus étroites avec des dichotomies de plus en plus nombreuses vers le bas. La matière organique originelle est complètement remplacée par des sesquioxides.

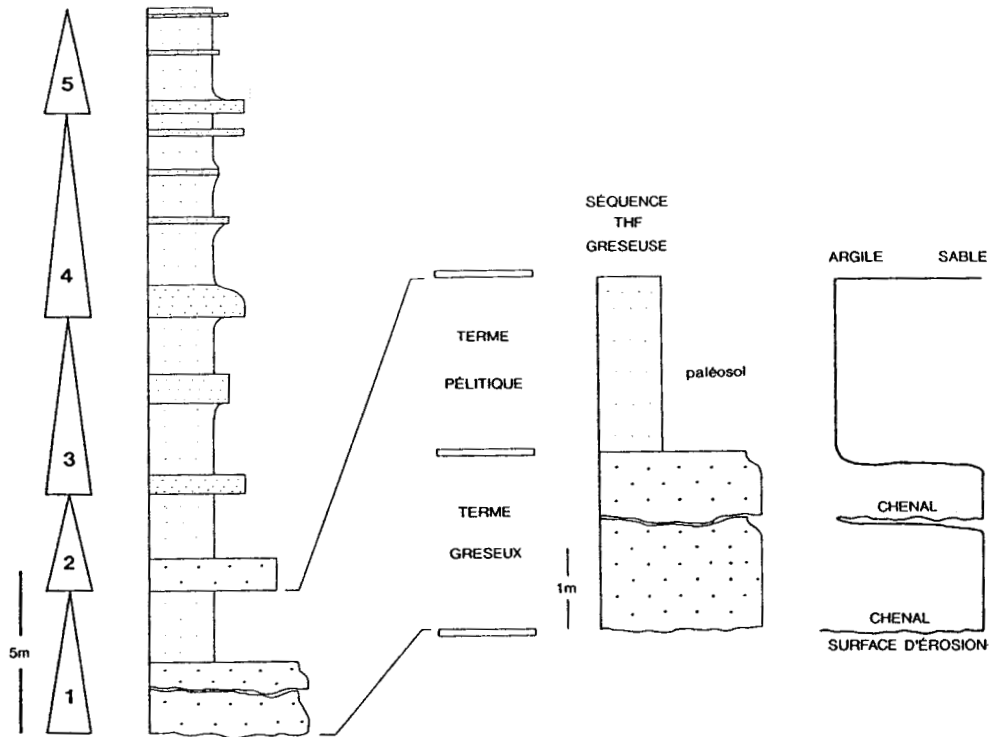


Fig. 82 - Séquence THF à dominante gréseuse (première séquence THF de la fig. 81). Le terme inférieur gréseux constitue deux chenaux superposés, le terme supérieur à dominante pélitique constitue des niveaux de silts et de pélite à rhizomes.

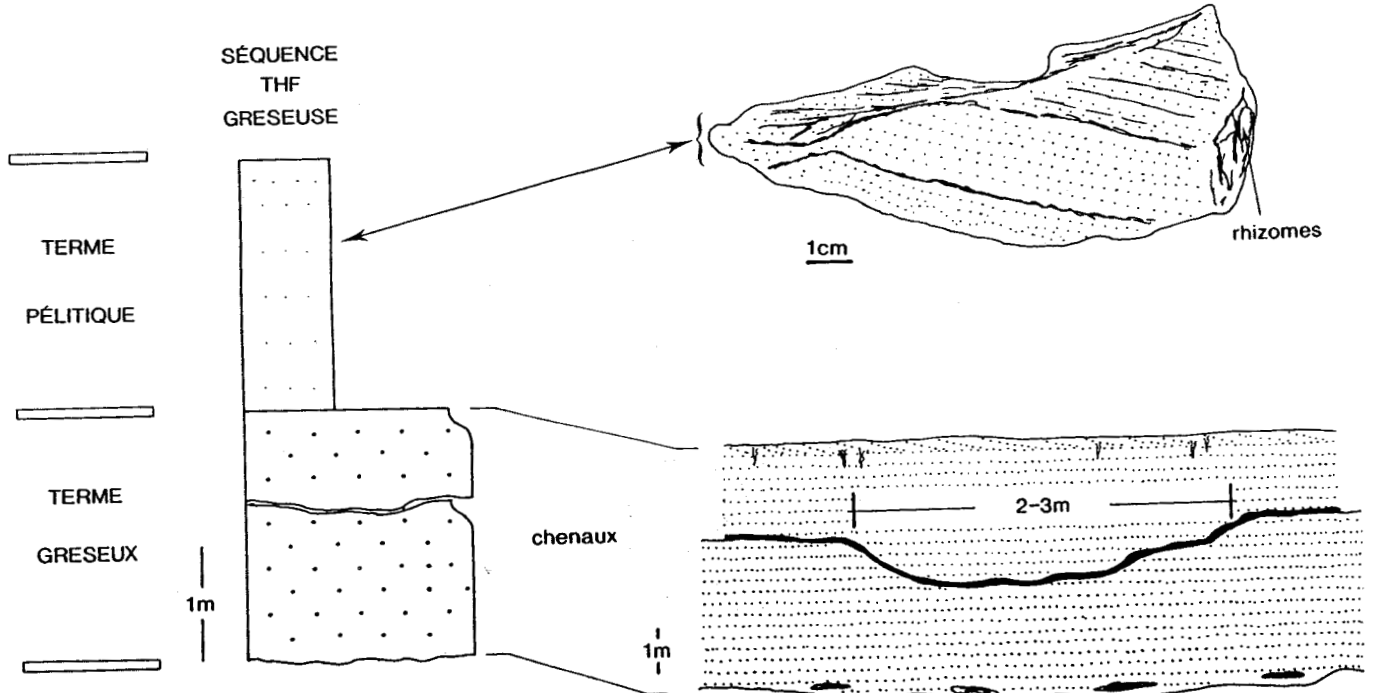


Fig. 83 - Structure interne de la séquence THF à dominante gréseuse. Le terme inférieur est constitué de deux chenaux superposés divisés par un petit liseré de pélites. Le chenal inférieur repose sur une surface d'érosion ; à sa base on observe des galets intraformationnels. Le terme supérieur est constitué d'alternances silto - pélitiques avec de fines traces de rhizomes.

3 . La quatrième séquence THF

La quatrième séquence THF (fig. 84) est à dominante pélitique et constituée de deux termes : un terme inférieur gréseux de 1 m d'épaisseur et un terme supérieur pélitique à intercalations silteuses (d'environ 5 m d'épaisseur). Le passage entre les deux termes est tranché.

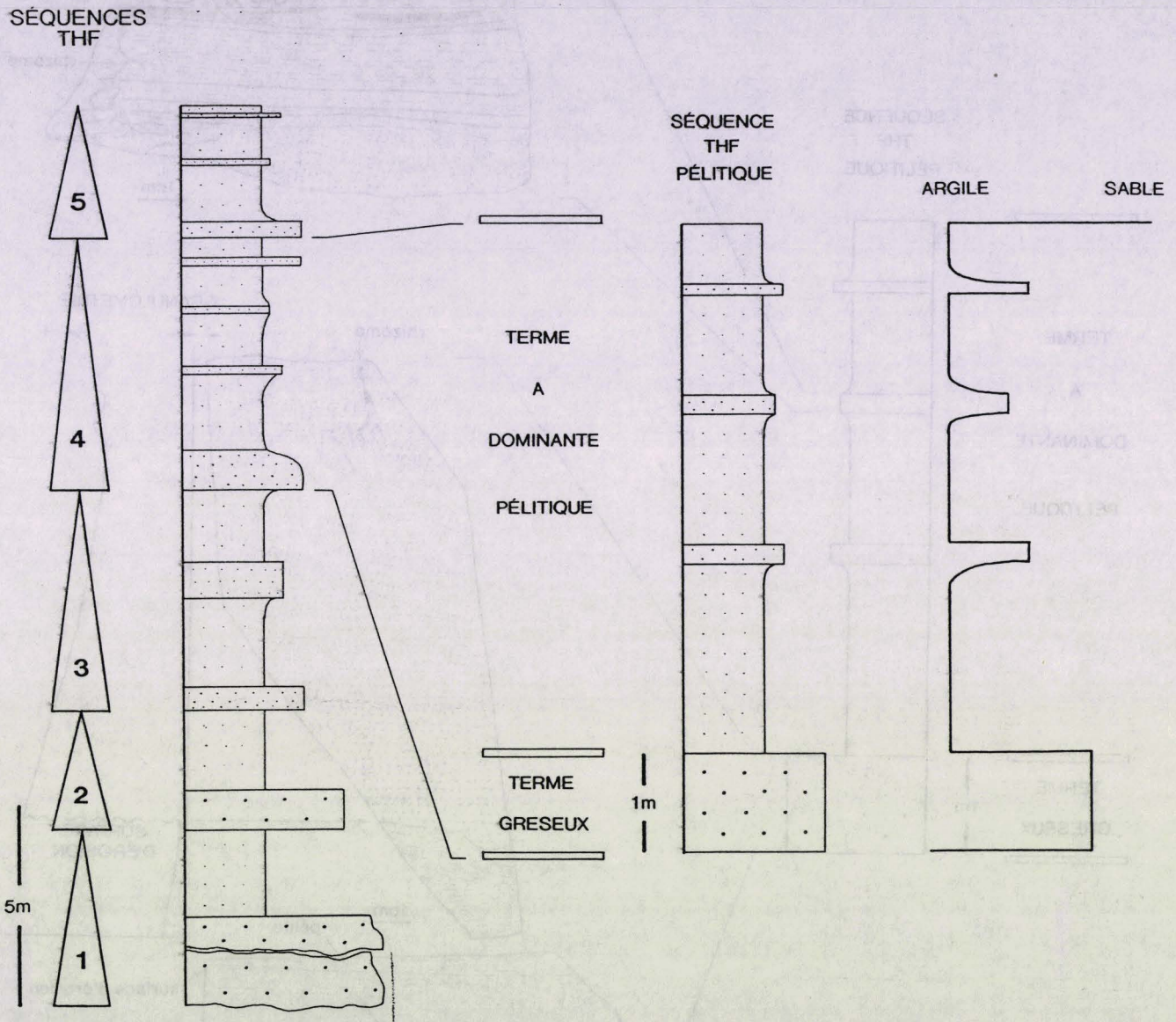


Fig. 84 - Séquence THF à dominante pélitique (troisième séquence THF de la fig. 81). Le terme inférieur gréseux est un paquet de 1 m d'épaisseur. Le terme supérieur à dominante pélitique est plus important et représente des alternances silto-pélitiques. Les traces de rhizomes sont omniprésentes dans tous les niveaux, plus abondantes dans le terme supérieur pélitique.

a . Le terme inférieur gréseux

Il se présente sur le terrain comme un paquet de grès rouge à stratifications entrecroisées (fig. 85). Les échantillons récoltés révèlent la structure interne de ce paquet avec à la base, une strate de silt fin à rides chevauchantes où se distingue une trace de rhizome vertical. La strate est surmontée par une interstrate plus

au moins pélitique par l'intermédiaire d'une surface d'érosion. L'interstrate est à son tour coiffée par une nouvelle surface d'érosion et est surmontée par une strate de grès à granoclassement légèrement positif. Au sommet, la strate porte des traces de rhizome.

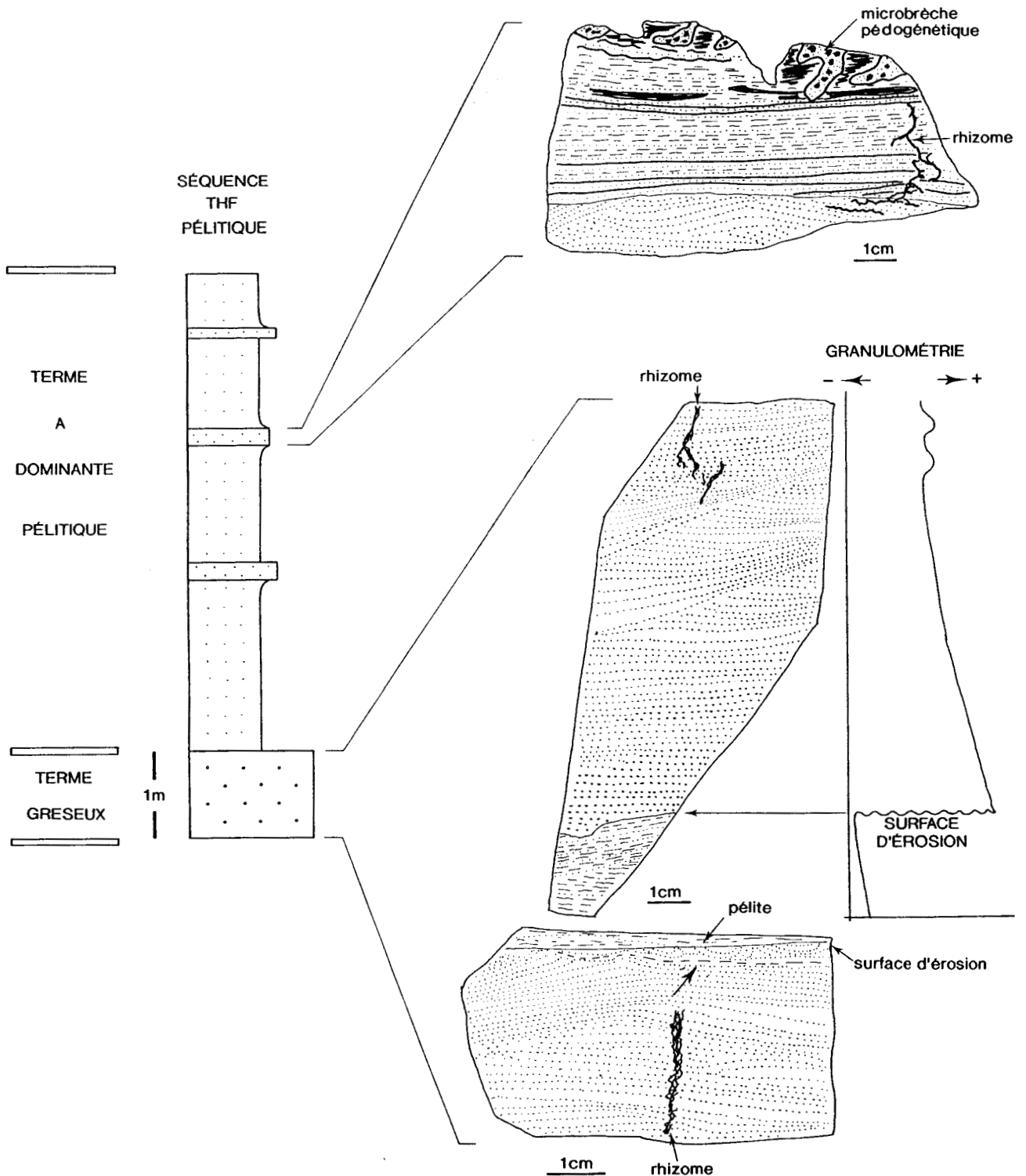


Fig. 85 - Structure de détail de la séquence THF à dominante pélitique. Le terme inférieur gréseux est constitué de plusieurs strates de granulométrie différente séparées par des surfaces d'érosion. Le terme supérieur à dominante pélitique comprend des strates de silt fin et des interstrates pélitiques souvent séparées par des surfaces érosives. On y distingue des pédofaciès avec des nodules de calcrète et des microbrèches.

b . Le terme supérieur à dominante pélitique

Le terme supérieur à dominante pélitique de couleur rouge (fig. 85) est constitué de pélites séparées localement par des petits paquets de sable fin. Dans les pélites se distingue une structure finement laminée perturbée de temps en temps par des surfaces d'érosion, des traces de rhizomes et des microbrèches pédogénétiques.

Dans l'exemple illustré par la figure 85, on rencontre à la base des silts fins à structure de rides, qui représentent un dépôt de débordement, surmontées par des pélites à litage plan parallèle. Le passage entre les deux lithologies est tranché. Au sommet, la stratification parallèle des pélites est perturbée par des microbrèches intraformationnelles issues de l'activité pédogénétique. Les traces de rhizomes sont également présentes. La matière organique est remplacée par de la matière minérale. Les niveaux pélitiques portent des nodules de calcrète.

III - INTERPRETATION DES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION : EFFET DES FLUCTUATIONS DU NIVEAU DE BASE

A - LA SEQUENCE A TRES HAUTE FREQUENCE

Elle est constituée de deux termes : un terme inférieur gréseux et un terme supérieur à dominante pélitique.

1 . Vitesse d'accumulation des sédiments

a . Le terme inférieur comprend des paquets de grès déposés en domaine de plaine alluviale et dont l'accumulation semble être continue dans le temps malgré la présence épisodique de surfaces d'érosion. La vitesse d'accumulation des sédiments est considérée normale.

b . Le terme supérieur comprend des alternances de silt et de pélite finement laminées. Ces laminations sont interrompues par de nombreuses surfaces d'érosion. On observe les traces de rhizomes et des nodules de calcrète en nombre croissant vers le haut. Ce sont des dépôts d'inondation. La vitesse d'accumulation des sédiments semble faible. Les périodes de sédimentation alternent avec des périodes d'équilibre sans sédimentation ni érosion favorisant la formation des rhizomes et des nodules de calcrète, et plus généralement la formation des paléosols. La sédimentation semble s'effectuer par pulsations, chaque pulsation se termine par une phase d'érosion.

2 . Développement de la séquence THF

Le processus d'accumulation de la séquence THF serait le suivant (fig. 86) :

a . le rapport sable/argile est élevé et la vitesse d'accumulation est considérée normale par convention ;

b . le rapport sable/argile diminue ; la sédimentation devient ensuite épisodique et le matériel détritique plus fin ; la vitesse d'accumulation diminue ;

c . une période d'équilibre prend le relais sans accumulation sédimentaire ; cette phase est caractérisée par la présence de rhizomes et de calcrètes (processus de pédogenèse) ;

d . une période d'émersion favorise une érosion dont l'enregistrement limite la séquence THF à la base et à son sommet.

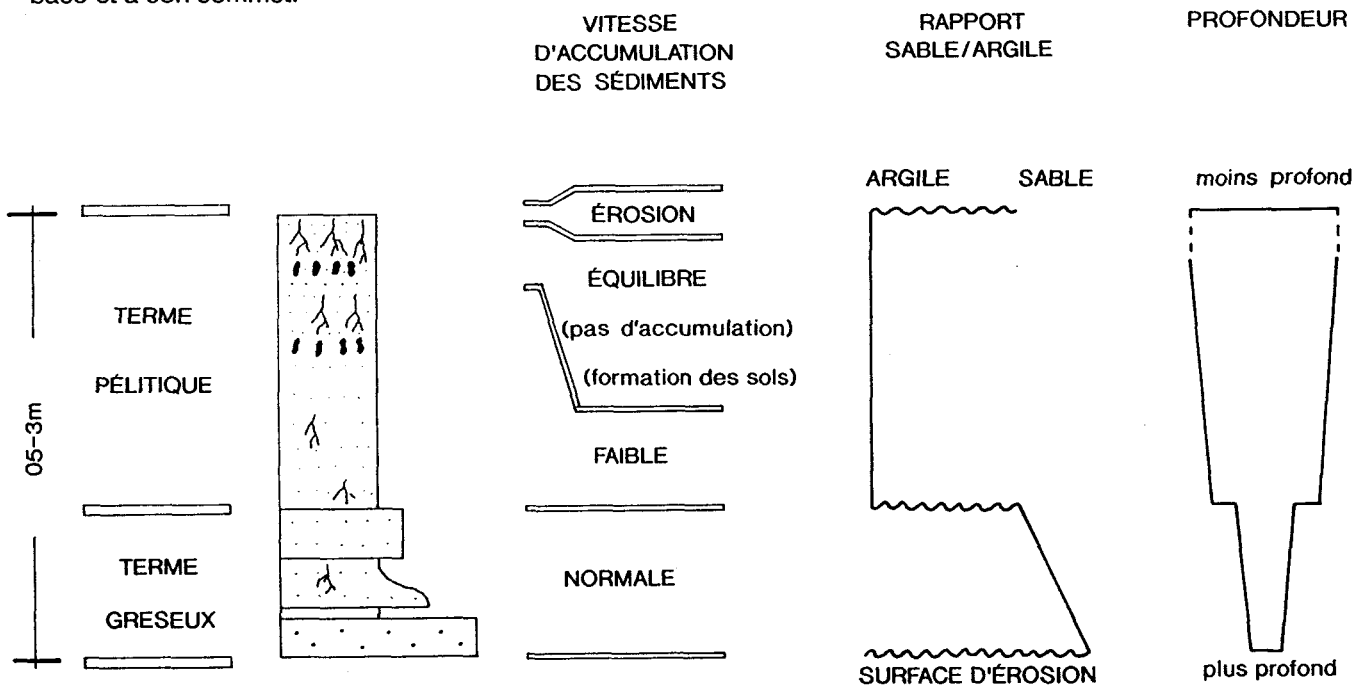


Fig. 86 - Variations de la vitesse d'accumulation des sédiments, du rapport sable/argile, et de la profondeur dans les séquences THF.

B - FLUCTUATIONS DU NIVEAU DE BASE : DEUX MODELES THEORIQUES

Dans le chapitre concernant la Formation des Grès de Vireux, nous avons déjà discuté du modèle stratigraphique de Cross (1988), qui explique la distribution des sédiments dans un bassin en réponse à une variation cyclique du niveau relatif de la mer. Ce modèle est également valable pour expliquer l'agencement des séquences à haute résolution dans la Formation des Schistes de Chooz.

1 - Le modèle stratigraphique de Cross (1988)

La Formation des Schistes de Chooz s'est déposée en domaine de plaine alluviale. Selon les modèles stratigraphiques appliqués ici (Cross, 1988 ; Jervy, 1988), le volume du sédiment accumulé dépend du volume de l'espace disponible qui, à son tour, dépend des fluctuations du niveau de base (Wheeler, 1964). Le

modèle de Cross (1988) propose des oscillations périodiques du niveau de base sur un fond de subsidence continue et constante.

2 - Le modèle de Kraus & Bown (1986)

Un autre modèle, proposé par Kraus & Bown (1986), explique également les modalités de la mise en place des sédiments sur une plaine alluviale, mais il n'en explique cependant pas les causes. Il fait la part entre facteurs autocycliques et facteurs allocycliques au cours de la sédimentation (fig. 87, fig. 88).

a . Les périodes de sédimentation

Selon le modèle de Kraus & Bown (1986), la sédimentation sur une plaine alluviale est caractérisée par :

- des longues périodes d'équilibre (stasis) (sans accumulation, ni érosion) ;
- ponctuée par de brefs intervalles d'accumulation et/ou d'érosion.

b . Les faciès de sédimentation

Deux faciès principaux sont distingués :

- un faciès grossier (sable et graviers), accumulé dans des chenaux,
- un faciès fin (sables fins, silts et pélites), accumulés sur une plaine d'inondation.

Dans les systèmes en régime d'aggradation (accumulation de sédiments), la plaine alluviale est inondée en moyenne une fois par an ou une fois tous les deux ans (Kraus & Bown, 1986). L'épaisseur du sédiment accumulé dépendra :

- de la proximité du site d'observation par rapport à un chenal principal ;
- du volume de sédiment délivré par l'inondation ;
- de la nature des sédiments mis en place ;
- du type de végétation dans la plaine alluviale.

c . Les processus sédimentaires

- Une grande partie de l'année est dominée par une période d'équilibre sédimentaire. Pendant cette période, il n'y a ni sédimentation, ni érosion. Le niveau de base se confond avec la surface physique de la terre. Le processus dominant est la pédogenèse (fig.87, colonne B 2).

- La sédimentation épisodique occupe une petite partie du temps (fig. 87, colonne B 1).

- Dans les systèmes en régime de dégradation, le niveau de base baisse au-dessous de la surface physique. Le processus dominant, pendant cette période, est l'érosion.

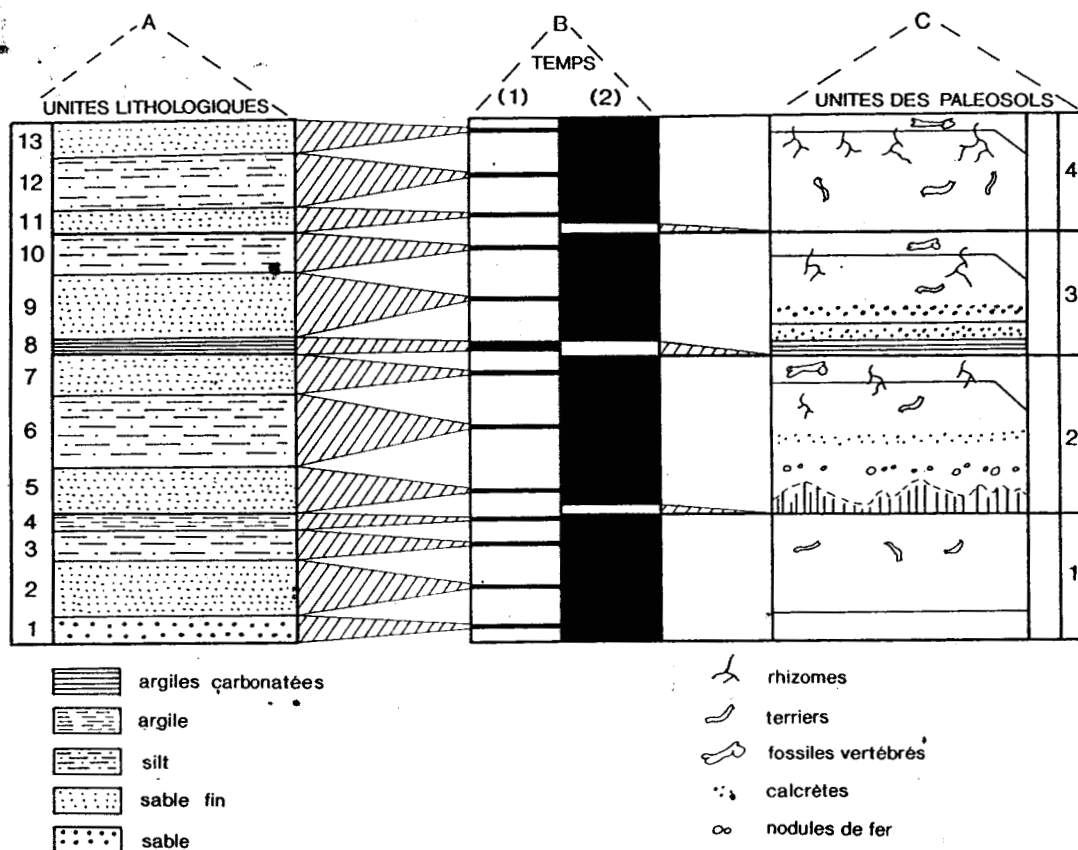


Fig. 87 - Diagramme montrant des unités lithologiques fluviales modélisées 1 - 13 (colonne A) et les unités des paléosols 1 - 4 qui en résultent (colonne C), ainsi que le temps occupé par la période de sédimentation (les intervalles soulignés de la colonne B1) et la période de formation des sols (les intervalles soulignés de la colonne B2) (d'après Kraus & Bown, 1986).

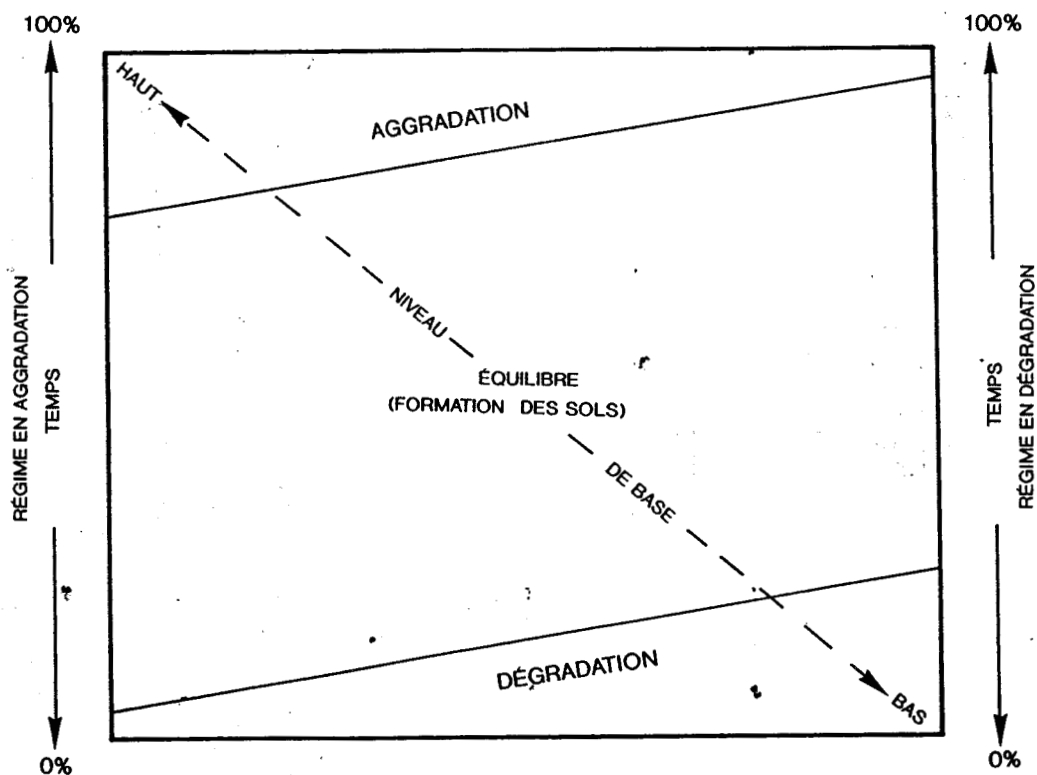


Fig. 88 - Diagramme montrant les proportions relatives de temps occupé par l'aggradation, la dégradation et la période de stabilité (formation des sols) et leurs relation avec la notion du niveau de base de Wheeler dans le régime aggradant (à gauche) comme dans le régime dégradant (à droite) (d'après Kraus & Bown, 1986).

d . Histoire d'une séquence

La reconstitution de l'histoire d'une séquence dans une plaine alluviale serait la suivante (fig. 88):

(1) . dans un premier temps, il y a l'accumulation. Le niveau de base est en position haute, l'accommodation est positive ;

(2) . une période d'équilibre (sans accumulation, ni érosion) occupe une grande partie du temps. Le niveau de base se confond avec la surface physique de la Terre. L'accommodation est nulle. La pédogenèse domine durant cette période ;

(3) . une brève période d'érosion réajuste la surface de la plaine alluviale qui servira de surface de base pour l'épisode sédimentaire suivant. Le niveau de base est en position basse, l'accommodation est négative.

e . Les facteurs autocycliques et allocycliques

Les facteurs qui contrôlent la sédimentation des séquences en milieu alluvial pris en compte dans ce modèle sont autocycliques et allocycliques.

- La migration latérale des chenaux (l'avulsion) peuvent influencer localement sur l'épaisseur d'accumulation des sédiments de la plaine d'inondation (facteur autocyclique).

- Sur des longues périodes de temps, géologiquement parlant, les facteurs allocycliques, comme le climat, orientent le système alluvial vers un régime de dégradation ou un régime d'aggradation.

Cette histoire de formation d'une séquence sédimentaire de plaine alluviale telle qu'elle est expliquée par le modèle de Kraus & Bown (1986) peut être intégrée dans le modèle stratigraphique de Cross (1988). Nous en proposons ci-après une combinaison (fig. 89).

3 . Modèle intégré de Kraus & Bown (1986) et Cross (1988)

En période de haut et bas niveau de base, la vitesse de création de l'espace disponible est nulle. Le niveau de base s'approche de la surface physique de la Terre et se confond avec elle. Le processus dominant est l'équilibre (pas de sédimentation, ni érosion) qui favorise la formation des sols.

En période de vitesse maximale de chute du niveau de base (point d'inflexion), la vitesse de création de l'espace disponible est négative. On assiste à une destruction maximale de l'espace disponible. Cette période est dominée par le processus d'érosion (dégradation).

En période de vitesse maximale de montée du niveau de base (point d'inflexion), l'espace disponible est le plus important. Le maximum de l'accommodation se situe entre le point d'inflexion de montée et le haut niveau. Cette période est dominée par l'aggradation (sédimentation).

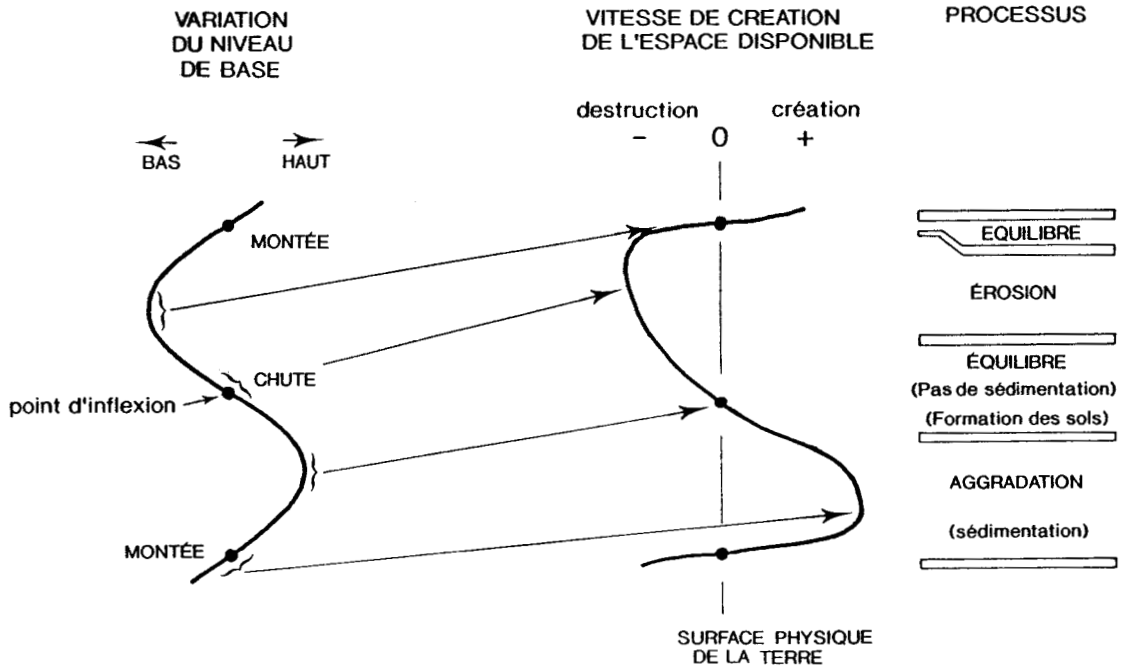


Fig. 89 - Effet d'une variation cyclique du niveau de base sur la vitesse de création de l'espace disponible (accommodation) et la réponse des processus sédimentaires (Cross, 1988 ; Kraus & Bown, 1986).

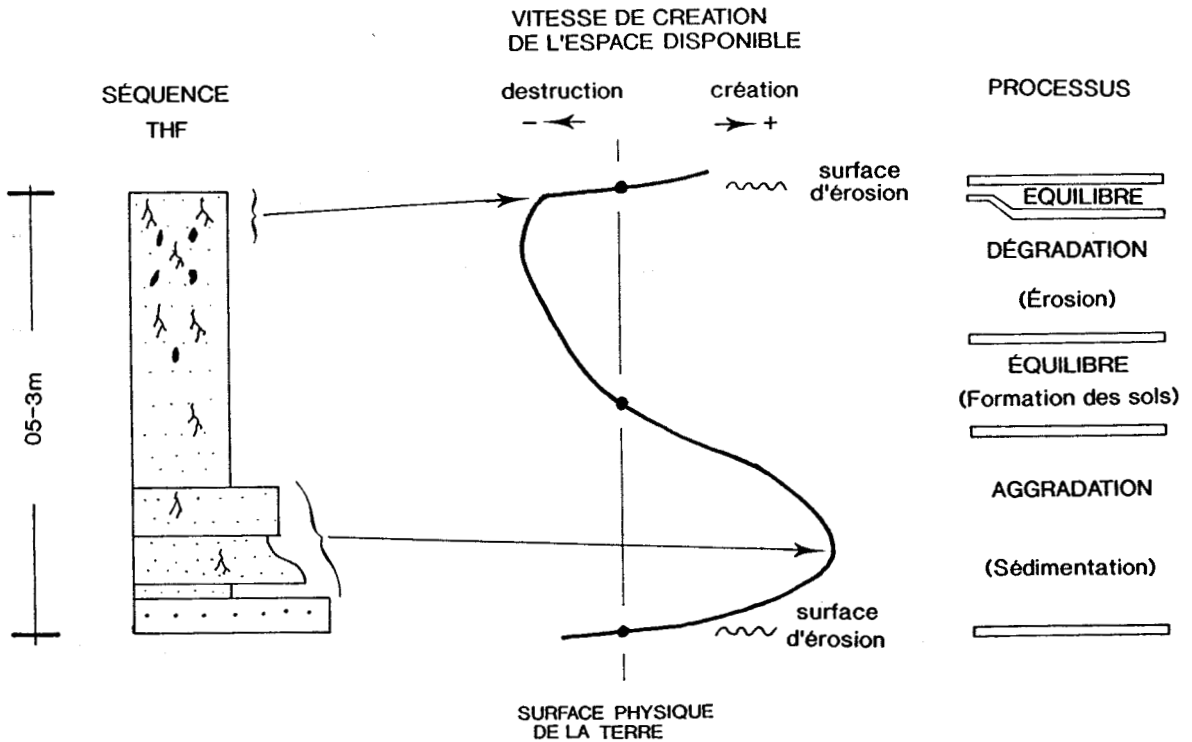


Fig. 90 - Différents stades de la construction d'une séquence THF sur une plaine alluviale (modèle théorique de Kraus & Bown, 1986) et la réponse théorique des mouvements du niveau de base (modèle stratigraphique de Cross, 1988)

C - APPLICATION DU MODELE INTEGRE A LA SEQUENCE A TRES HAUTE FREQUENCE

Le modèle intégré rend compte à la fois des variations du rapport sable/argile, du volume de l'espace disponible, des mouvements du niveau de base et des processus sédimentaires de la séquence THF (fig. 90).

- Directement au-dessus d'une cicatrice d'érosion marquant la base de la séquence, le terme inférieur gréseux correspond à la période de montée de niveau de base. L'accommodation devient optimale (positive). Le système alluvial est en régime d'aggradation.

- Le terme supérieur à dominante péltique correspond à la période de diminution de l'accommodation. Une bonne partie du terme est sédimentée en période d'aggradation de la plaine d'inondation. La sédimentation est épisodique.

- Pendant la période de haut niveau de base, la vitesse de création de l'accommodation est nulle. Le niveau de base se confond avec la surface physique de la Terre. Cette période est dominée par le régime d'équilibre sédimentaire. Il n'y a ni sédimentation, ni érosion.

- Pendant la période de chute du niveau de base, la vitesse de création de l'accommodation est négative. Le niveau de base passe au-dessous de la surface physique de la Terre. Le système est en régime de dégradation (érosion).

En période de bas niveau de base, la vitesse de création de l'accommodation est nulle. Le niveau de base se confond avec la surface physique de la Terre. Cette période est dominée par le régime d'équilibre sédimentaire. Il n'y a ni sédimentation, ni érosion.

D - LES SEQUENCES A HAUTE FREQUENCE

Les séquences HF constituées de cinq ou quatre séquences THF répondent à un modèle similaire d'évolution verticale. La durée des séquences HF est évaluée à 100 Ka, avec des séquences THF de 20 Ka.

Histoire des séquences HF

La séquence HF, limitée par des surfaces d'érosion, se matérialise par une variation verticale du rapport sable/argile, du pourcentage relatif des rhizomes et des nodules de calcrète, (fig. 91). Ces variations ne sont pas linéaires. Elles sont conditionnées par des variations au sein des séquences THF, dont nous avons donné une explication possible, mais aussi par l'enchaînement vertical des séquences THF.

L'histoire de la séquence HF serait la suivante (fig. 91) :

- La première séquence THF est de type gréseux. Le rapport sable/argile est élevé. Le pourcentage des rhizomes est faible. Les calcrètes sont absents.

- Les quatre autres séquences THF sont à dominante péltique. Le rapport sable/argile diminue vers le haut. Les quantités des rhizomes et de calcrètes augmentent de manière concourante vers le haut.

La première séquence THF, de type gréseux, correspond à un comblement de chenaux ou de levées.

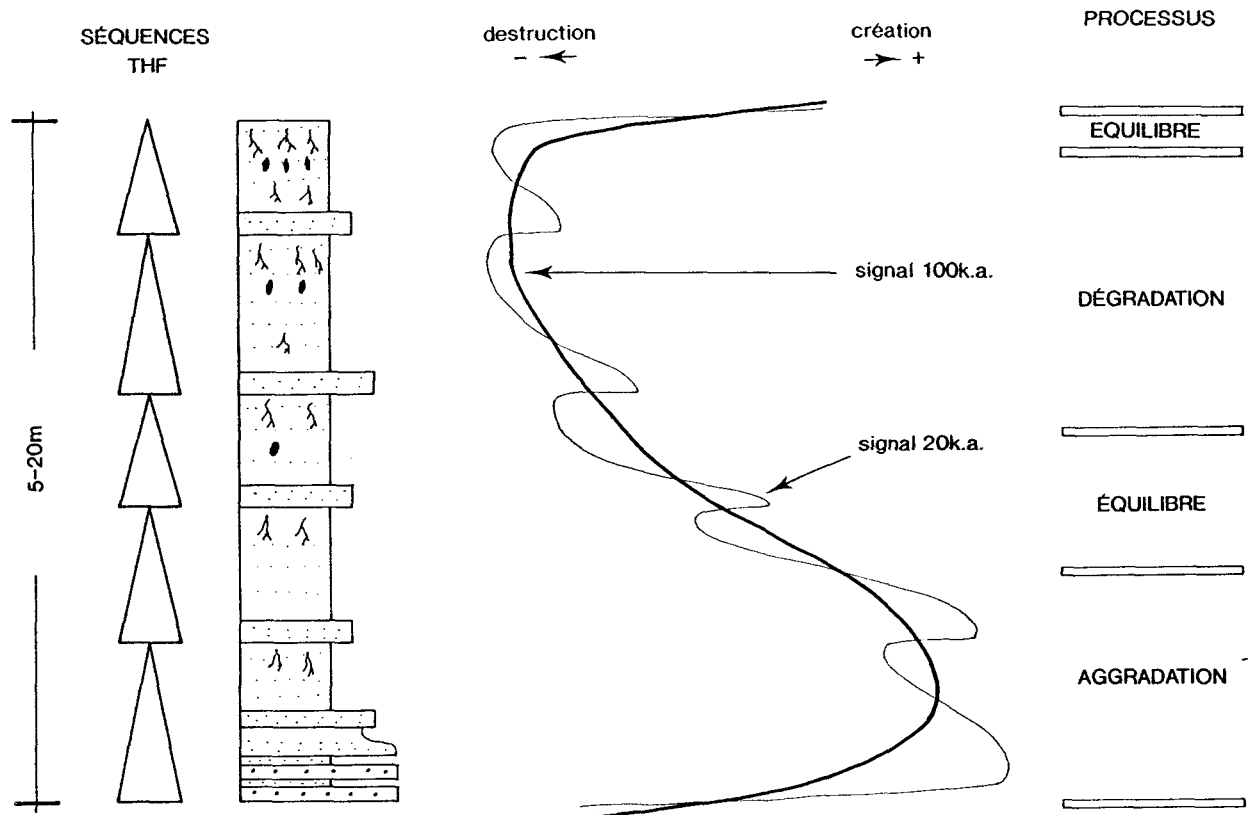


Fig. 91 - Les différents stades de la construction d'une séquence HF sur une plaine alluviale (modèle théorique de Kraus & Bown, 1986) et la réponse théorique des mouvements du niveau de base (modèle stratigraphique de Cross, 1988). Superposition des signaux à 20 Ka et à 100 Ka.

Les séquences à dominante pélitique représentent une sédimentation de plaine d'inondation. L'épaisseur et la granulométrie des sédiments diminuent avec la distance au chenal principal (Bridge & Leeder, 1979). Quand les eaux d'inondation débordent des chenaux, leur énergie diminue rapidement avec la distance. La charge sédimentaire transportée en suspension ou en traction se dépose rapidement au fur et à mesure de la diminution de l'énergie.

En terme de processus dominant, la séquence THF basale est déposée en régime d'aggradation. Les séquences THF supérieures sont dominées en partie par le régime d'aggradation et en partie par le régime d'équilibre.

E - COMPARAISON DE L'HISTOIRE DE LA SEQUENCE A HAUTE FREQUENCE AVEC LE MODELE INTEGRE (KRAUS & BOWN, 1986 ; CROSS, 1988)

La séquence HF (100 Ka) représente une évolution verticale qui pourrait être expliquée par le modèle intégré de Kraus & Bown (1986) et Cross (1988).

La première séquence THF correspond à l'accommodation maximale. Le régime sédimentaire est en aggradation. En montant dans la séquence, l'accommodation diminue et le système passe progressivement

en régime d'équilibre. Quand l'accommodation devient négative le système passe en régime de dégradation (érosion). Une période d'équilibre marque le passage du régime de dégradation au régime d'aggradation de la séquence suivante.

IV - LES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION : CAUSES POSSIBLES

Les séquences à haute résolution constituent une hiérarchie de séquences emboîtées. La séquence HF (100 Ka) représente le motif séquentiel de base. Elle est divisée en cinq périodes par les séquences THF (20 Ka). Ces motifs sont cycliques et répétitifs. Ils sont le résultat des variations du niveau de base. Dans le chapitre concernant la Formation des Grès de Vireux, nous avons proposé une origine allocyclique de ces motifs, induits par des facteurs astronomiques (cycles de MILANKOVITCH).

A l'échelle des séquences à haute résolution, la variation du niveau de base est un processus complexe qui résulterait de la superposition de deux signaux (fig. 92) :

- un signal à fréquence 20 Ka ;
- un signal à fréquence 100 Ka.

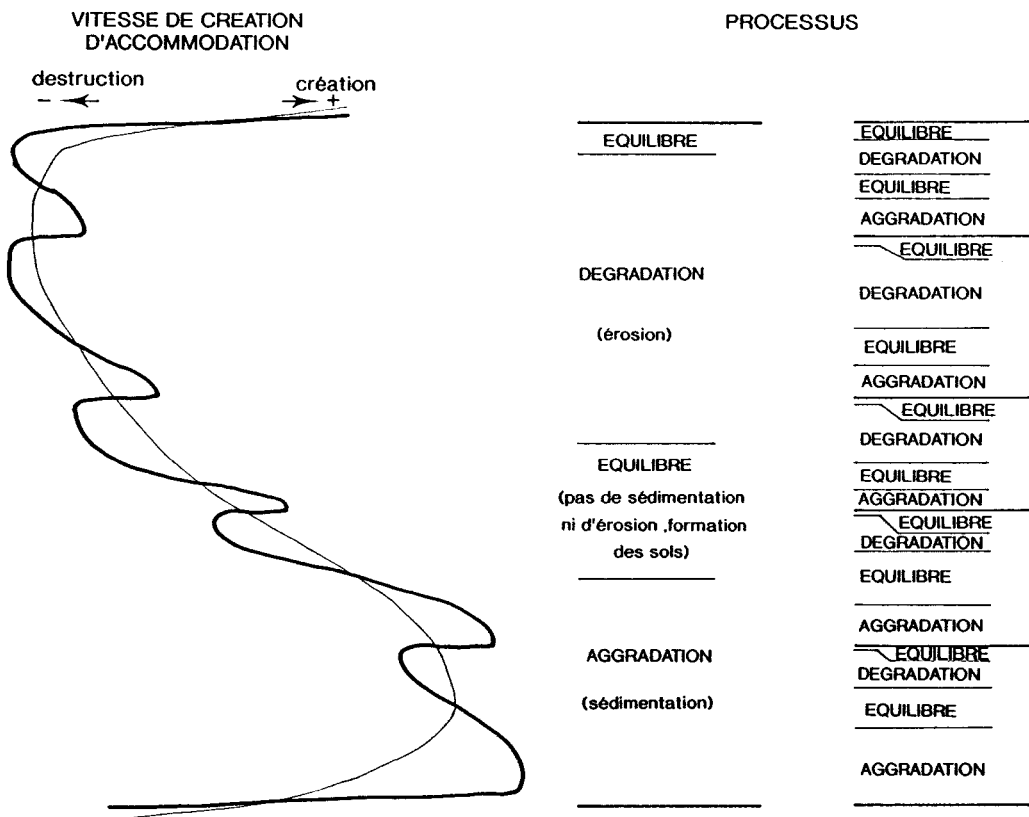


Fig. 92 - Vitesse de création de l'espace disponible (accommodation) et sa réponse sur les processus sédimentaires induits par la superposition de deux signaux cycliques de variation du niveau de base à 20 et 100 Ka.

Chaque signal est divisé en quatre périodes :

- une période en régime aggradant ;
- une période en régime d'équilibre (pas de sédimentation, ni érosion, formation des sols) ;
- une période en régime érosif ;
- une période en régime d'équilibre.

Dans le signal à fréquence 20 Ka, qui correspond à la période d'aggradation du signal à fréquence 100 Ka (premier signal), le régime en aggradation est proportionnellement plus important que les autres régimes. Dans le signal à fréquence 20 Ka, qui correspond à la période d'érosion dans la courbe du signal à fréquence 100 Ka, le régime en érosion domine sur les autres régimes. Dans le signal intermédiaire, le régime dominant est le régime en équilibre avec formation des sols.

V - UN EXEMPLE DECRIT DANS LA LITTERATURE

LA SEQUENCE DU CONTINENT DES VIEUX GRES ROUGES INFERIEURS (SILURO-DEVONIEN) DU PAYS DE GALLES (ALLEN & WILLIAMS, 1978)

La série du Continent des Vieux Grès Rouges inférieur est une succession de sédiments rouges d'environ 2,5 Km d'épaisseur. Plusieurs formations y sont distinguées. L'exemple présenté dans la figure 93a été choisi dans la Formation Gelliswick d'âge Pragien supérieur-Emsien.

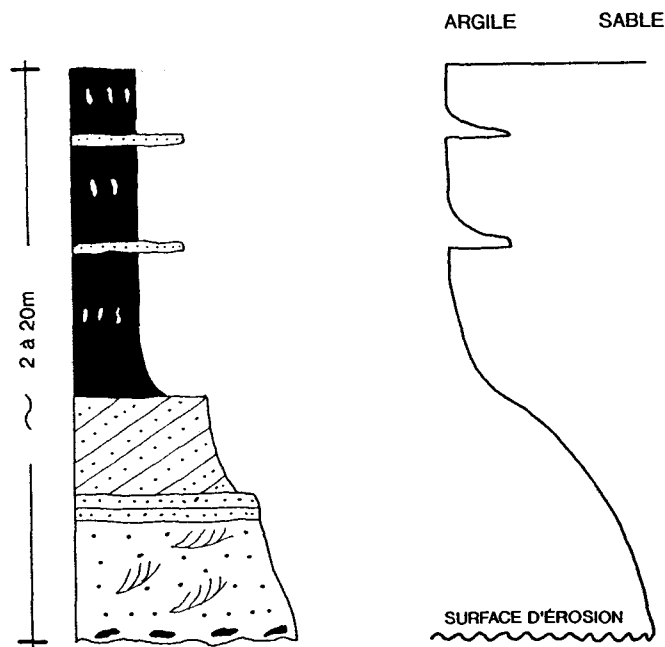


Fig. 93 - Cyclothème à granoclassement positif (séquence de quatrième ordre au sens de VAIL et al., 1977) du Continent des Vieux Grès Rouges (Conçu d'après les descriptions d'Allen & Williams, 1978).

Cette formation est caractérisée par la présence de cyclothèmes positifs d'épaisseur comprise entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres. Chaque cyclothème comprend de la base au sommet :

- une surface d'érosion basale ;
- un terme inférieur gréseux qui passe graduellement à
- un terme supérieur pélitique à intercalations épisodiques de sable fin et de calcrètes.

Le terme inférieur gréseux correspond à des dépôts de remplissage de chenaux tandis que le terme supérieur pélitique représente une plaine d'inondation avec des paléosols.

Les causes envisagées pour expliquer cette architecture sont autocycliques (les translations latérales des rivières et l'avulsion) et allocycliques (les changements climatiques, les fluctuations du niveau de base, l'activité tectonique) (Allen 1986).

CONCLUSIONS

La Formation des Schistes de Chooz est constituée de séquences à haute résolution de plusieurs ordres, emboîtées avec :

- des séquences à très haute fréquence (THF, 20 Ka) ;
- des séquences à haute fréquence (HF, 100 Ka).

Une séquence THF est constituée de deux termes :

- un terme inférieur gréseux ;
- un terme supérieur pélitique.

Une séquence HF est constituée de cinq ou quatre séquences THF, dont la première, à la base, est de type gréseux et les autres, de type pélitique.

Ces séquences seraient engendrées par les fluctuations du niveau de base. A une variation cyclique du niveau de base correspond une réponse asymétrique dans les sédiments. Un cycle complet est ainsi divisé en quatre périodes : la première en régime d'aggradation, la deuxième en régime d'équilibre, la troisième en régime de dégradation et la quatrième en régime d'équilibre.

Les causes des fluctuations du niveau de base seraient d'origine astronomique et correspondraient aux Cycles de MILANKOVITCH, comme pour la Formation des Grès de Vireux.



CHAPITRE VIII

LES SEQUENCES D'ECHELLE SISMIQUE : PARASEQUENCES (600 - 800 Ka), SEQUENCES MOYENNE FREQUENCE (1 - 3 Ma), SEQUENCE BASSE FREQUENCE

INTRODUCTION

Ce travail a abouti à un découpage de la série en séquences à haute fréquence (100 Ka) et à très haute fréquence (20 Ka), et a conduit à la construction de la courbe de variations de la profondeur (fig. 94).

A partir de ces données, on peut reconstituer les différents stades de construction des séquences de troisième ordre (séquences de moyenne fréquence, 1 - 3 Ma) et deuxième ordre (séquence de basse fréquence) en se basant sur les variations de la vitesse d'accumulation des sédiments (*cf.* épaisseur des sédiments) et la variation de la profondeur d'accumulation.

I - LA FORMATION DES GRES DE VIREUX

La Formation des Grès de Vireux correspond à une séquence à moyenne fréquence (1 - 3 Ma) et donc à une séquence de troisième ordre. Elle est constituée de 17 séquences HF (100 Ka) (chapitre IV).

A - VARIATION DE LA PROFONDEUR

La profondeur semble varier selon plusieurs ordres (fig. 95) :

- selon les séquences à très haute fréquence (20 Ka) et haute fréquence (100 Ka) déjà discutées dans le chapitre VI ;
- selon des cycles entre 700 Ka et 900 Ka ;
- selon la séquence à moyenne fréquence (1 - 3 Ma) (Formation des Grès de Vireux).

La profondeur est maximale à la base (0 à 400 Ka), elle diminue rapidement (entre 500 Ka et 700 Ka). Entre 700 Ka et 1 Ma, elle augmente avec une surface d'inondation maximale à 1 Ma, puis elle diminue progressivement jusqu'à 1,7 Ma, au sommet de la Formation des Grès de Vireux, pour augmenter au passage à la Formation des Schistes de Chooz.

B - VARIATION DE L'ÉPAISSEUR DES SEDIMENTS ACCUMULES

L'épaisseur varie selon les séquences HF (fig. 94) :

- la première séquence HF a une épaisseur normale ;
- la deuxième et la troisième séquences HF ont une épaisseur réduite ;
- la quatrième et la cinquième séquences HF ont une épaisseur normale ;
- la sixième et septième séquences HF ont une épaisseur réduite ;
- la huitième séquence HF est normale ;

SEQUENCE DE BASSE FREQUENCE

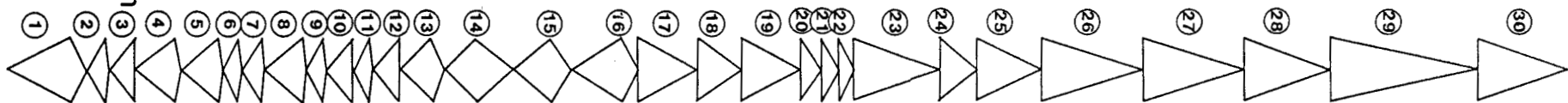
SEQUENCE DE MOYENNE FREQUENCE

SEQUENCE DE MOYENNE FREQUENCE

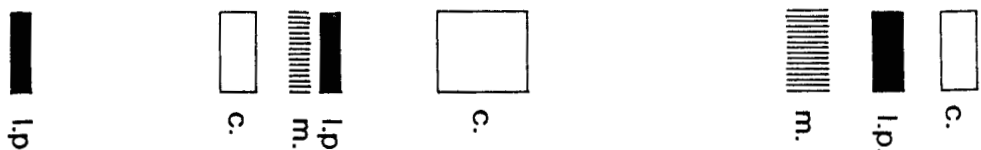
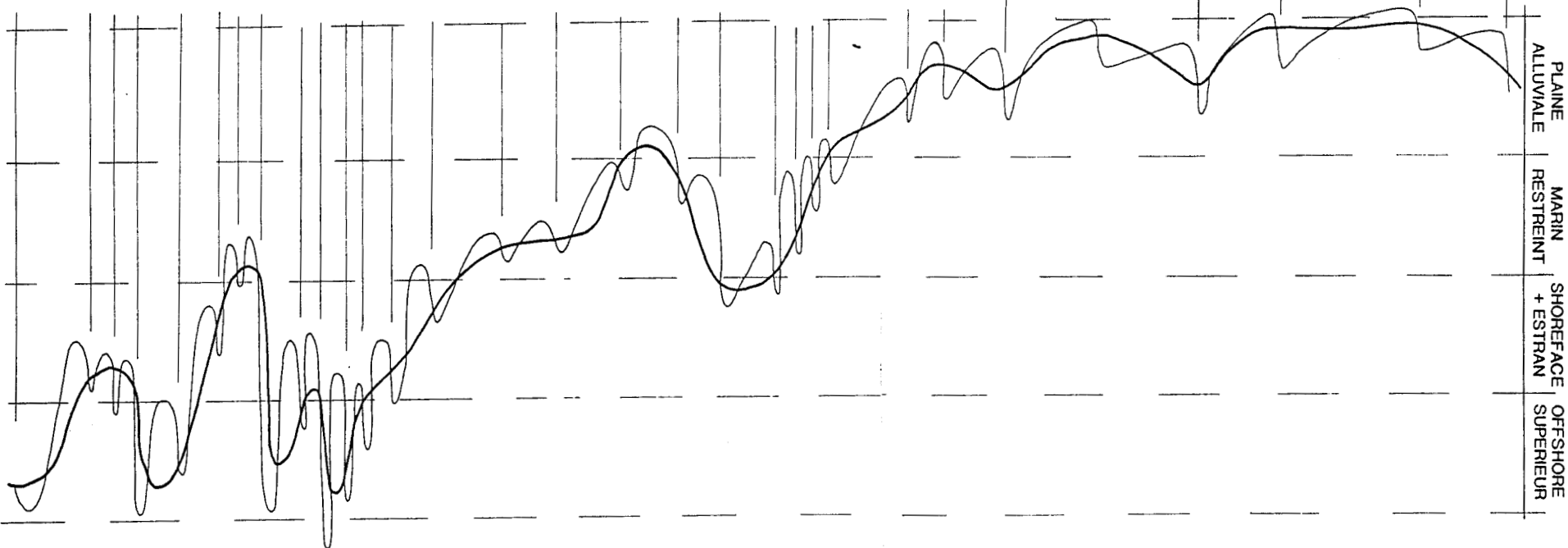
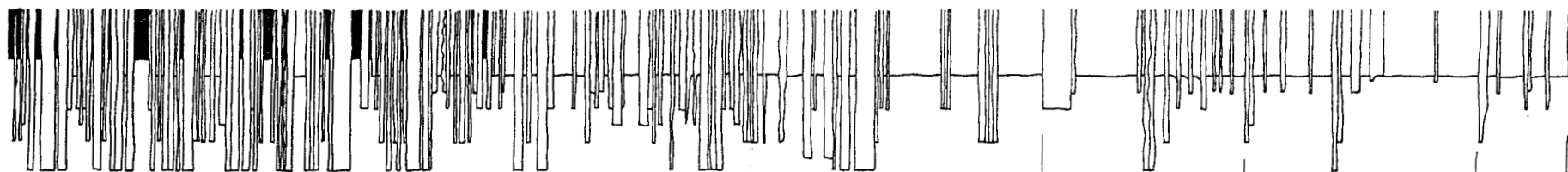
FORMATION DES GRES DE VIREUX

FORMATION DES SCHISTES DE CHOOZ

50m



SEQUENCES HAUTE FREQUENCE



m.

Fig. 94 - Variations de la profondeur dans l'intégralité de la coupe (séquence de moyenne fréquence Formation des Grès de Vireux, séquence de moyenne fréquence Formation des Schistes de Chooz, séquence de basse fréquence). l.p. : limite de paraséquences (surface d'inondation maximale), m : montée du niveau relatif (transgression), c : chute du niveau relatif (régression).

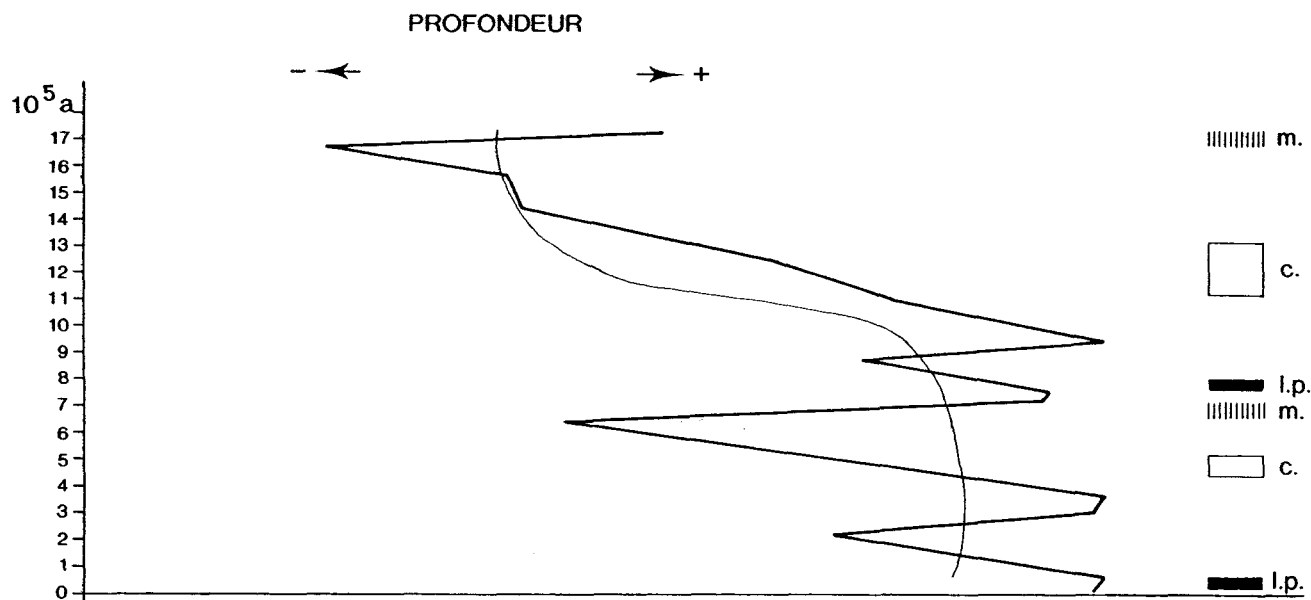


Fig. 95 - Variations de profondeur dans la séquence de moyenne fréquence de Vireux. Trait fin : courbe lissée, l.p. : limites des paraséquences (surface d'inondation maximale), m : montée du niveau relatif (transgression), c : chute du niveau relatif (régression). Increments de temps égales.

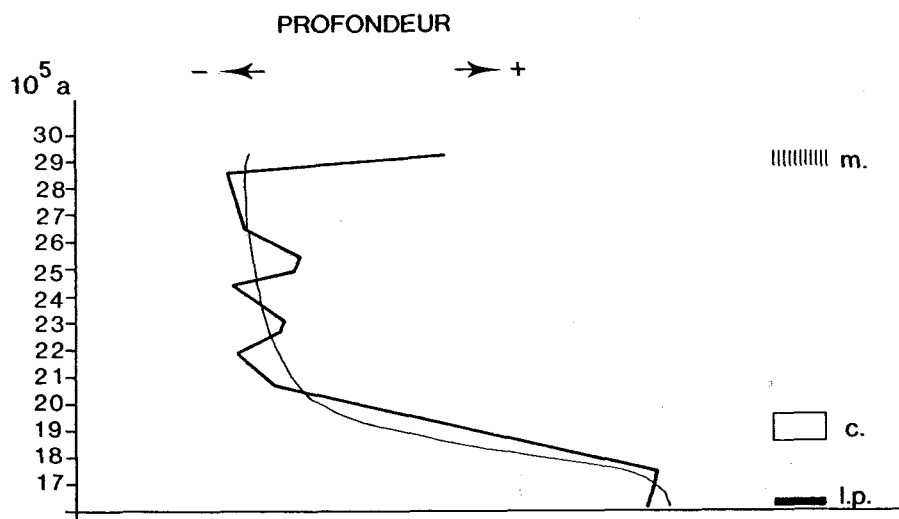


Fig. 96 - Variations de la profondeur de la séquence de moyenne fréquence Formation des Schistes de Chooz. Trait fin : courbe lissée, l.p. : limites des paraséquences (surface d'inondation maximale), m : montée du niveau relatif (transgression), c : chute du niveau relatif (régression). Increments de temps égales.

- la neuvième, dixième, onzième et douzième séquences HF ont une épaisseur réduite ;
- les séquences HF 13 à 17 sont normales.

La Formation des Grès de Vireux peut être divisée en deux ensembles : un ensemble inférieur à épaisseurs de séquences HF alternantes normales et réduites et un ensemble supérieur à épaisseur de séquences HF élevée.

L'étude est limitée à une seule coupe ; on ne peut donc pas parler de la forme tridimensionnelle des séquences HF.

II - LA FORMATION DES SCHISTES DE CHOOZ

La Formation des Schistes de Chooz correspond également à une séquence de troisième ordre à moyenne fréquence.

A - VARIATION DE LA PROFONDEUR

Etant donné l'accumulation des sédiments sur une plaine alluviale, les variations de l'espace disponible sont faibles et donc difficiles à mettre en évidence. Elles sont repérées à plusieurs niveaux (fig. 96) :

- au niveau des séquences HF (100 Ka) et THF (20 Ka), déjà discutée dans le chapitre VII ;
- au niveau de la séquence de moyenne fréquence (1 - 3 Ma).

A la base de la séquence moyenne fréquence la profondeur est maximale. Elle diminue rapidement pour arriver à un niveau minimal de stabilité pour la plus grande période de la séquence moyenne fréquence. On y distingue deux petites fluctuations de faible amplitude qui sont assez difficiles à repérer.

B - VARIATION DE L'ÉPAISSEUR DES SÉDIMENTS ACCUMULÉS

L'épaisseur varie selon les séquences HF (fig.94) :

- la dix-huitième et dix-neuvième séquences HF ont une épaisseur normale ;
- la vingtième, vingt et unième et vingt-deuxième séquences HF sont réduites ;
- les séquences HF 23 à 30 sont normales.

Par l'analyse de la variation de la profondeur, un autre ordre de variation entre 700 Ka et 900 Ka est mis en évidence. Cet ordre n'a pas été repéré lithologiquement sur le terrain. Cette variation est bien visible dans la Formation des Grès de Vireux, et peut seulement être suspectée dans la Formation des Schistes de Chooz.

III - LES PARASEQUENCES : DES SEQUENCE DE FREQUENCE 700 - 900 Ka

Ce sont des cycles constitués des séquences HF de bathymétrie variable. La profondeur est maximale à la base, elle diminue vers le sommet. Un exemple permet d'illustrer l'histoire d'un cycle.

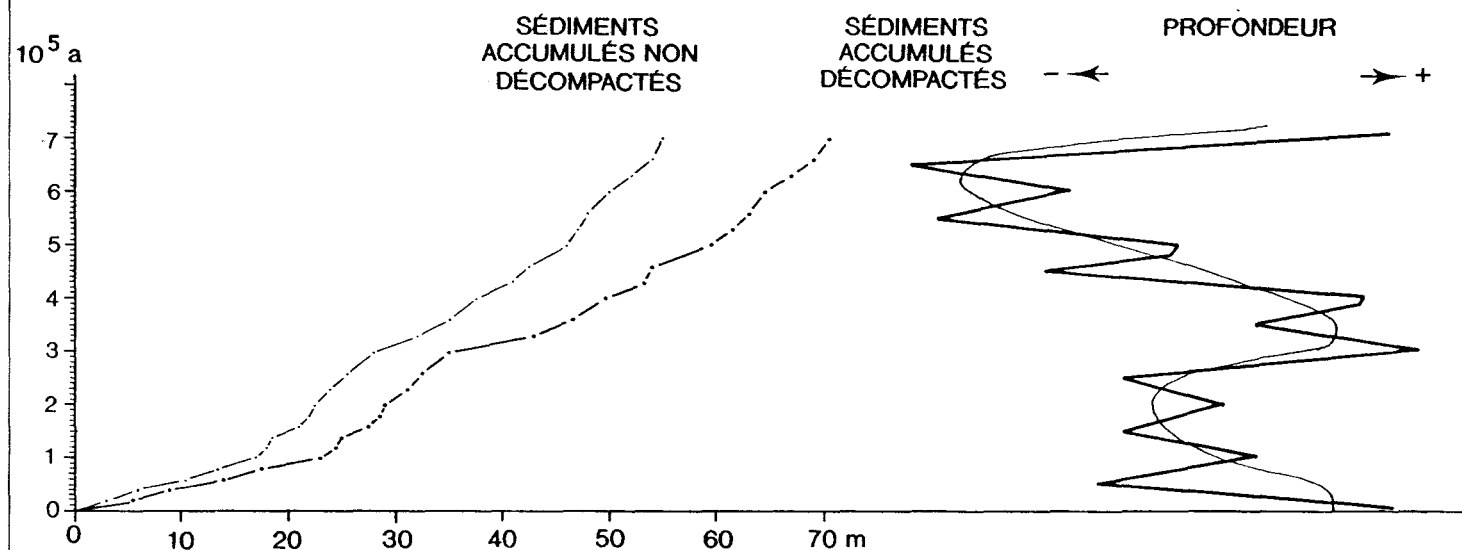


Fig. 97 - Variation de la profondeur et de l'épaisseur accumulée de sédiments de la première paraséquence (700 Ka) de la Formation des Grès de Vireux. Increments de temps égales. Trait fin : courbe lissée.

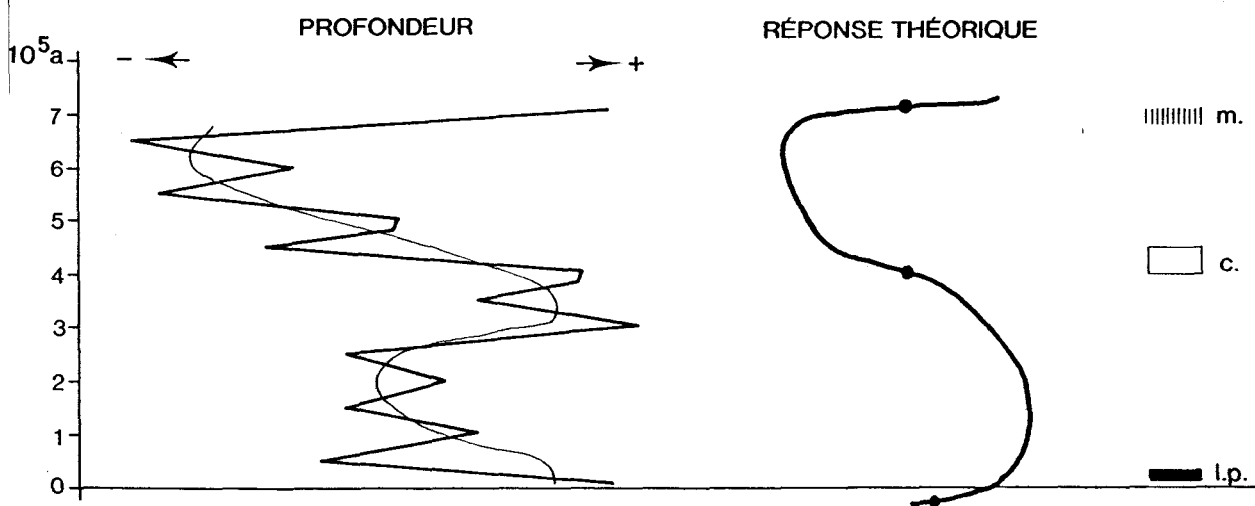


Fig. 98 - Variation de la profondeur de la première paraséquence (700 Ka) de la séquence de Vireux et sa confrontation avec le modèle de Cross (1988). l.p. : limite de paraséquence (surface d'inondation maximale), m : montée du niveau relatif (transgression), c : chute du niveau relatif (régression). Increments de temps égales.

A - PREMIER CYCLE 700 KA DE LA FORMATION DES GRES DE VIREUX

1 - Variation de la profondeur de dépôt

Le signal de variation de la profondeur est constitué par le lissage des données des cycles à HF (100 Ka) (fig. 97). Il peut être décomposé en quatre périodes :

- un niveau haut, avec une légère tendance à la diminution de profondeur ;
- une période de chute ;
- un niveau bas ;
- une période de montée.

2 - Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés

La variation de l'épaisseur peut être déduite de la courbe cumulative des sédiments décompactés. Ceci a été effectué pour un seul exemple. On distingue quatre segments différents dont l'épaisseur varie :

- épaisseur importante (durée 100 Ka) ;
- épaisseur faible (durée entre 100 Ka et 300 Ka) ;
- épaisseur élevée (durée entre 300 Ka et 500 ka) ;
- épaisseur réduite (durée entre 500 Ka et 700 Ka).

3 - Variation de la vitesse d'accumulation des sédiments

La variation verticale de l'épaisseur peut apporter des indications sur la variation de vitesse d'accumulation des sédiments. Ainsi distingue-t-on quatre périodes à vitesse différentes :

- une période à vitesse normale (100 Ka) ;
- une période à vitesse réduite (entre 100 Ka et 300 Ka) ;
- une période à vitesse élevée (entre 300 et 500 Ka) ;
- une période à vitesse réduite (entre 500 Ka et 700 Ka).

L'histoire de l'accumulation de la séquence serait la suivante :

- une période de haut niveau marin. La profondeur reste stable ou diminue légèrement ;
- une période de chute de niveau marin, la vitesse d'accumulation des sédiments est réduite ;
- une période de bas niveau marin, la vitesse d'accumulation des sédiments est élevée ;
- une période de montée de niveau marin.

Cette histoire montre que le mode de formation de la paraséquence s'intègre bien dans le modèle stratigraphique de Cross (1988) (fig. 98). Il reste tout de même quelques points qui ne sont pas en accord avec le modèle :

- le petit cycle pendant le haut niveau marin (séquences haute fréquence 2 et 3) ;
- la montée du niveau marin pendant la période de chute (séquence haute fréquence 4).

B - CAUSES DES PARASEQUENCES

Le modèle stratigraphique de Cross (1988) s'applique bien dans le cas des séquences d'ordre 700 - 900 Ka (paraséquences). Il est donc possible d'interpréter leur formation par les mouvements relatifs du niveau de la mer. La vitesse et la profondeur de dépôt sont prédites par le modèle de Cross (1988) et par conséquent, induites par les mouvements du niveau relatif de la mer. Cependant il est difficile de négliger les effets de la subsidence. En effet le modèle de Cross (1988) prend en compte les deux facteurs.

1 - Calcul de l'eustatisme et de la subsidence

Dans la figure 99 sont illustrés les rapports entre les différents paramètres à un endroit donné pour le temps 1 et pour le temps 2 (Cant 1989). Le sédiment accumulé est représenté par $\Delta \text{ Sed} = S2 - S1$, le changement de la profondeur par $\Delta D = D2 - D1$. $\Delta \text{ Sub}$ représente les mouvements de la subsidence et ΔE représente les mouvements eustatiques. Si on additionne les deltas on obtient l'équation suivante :

$$\Delta \text{ Sub} + S1 + D1 + \Delta E = S2 + D2$$

$$\Delta \text{ Sub} + \Delta E - (S2 - S1) = D2 - D1$$

$$\Delta \text{ Sub} + \Delta E - \Delta \text{ Sed} = \Delta D \quad (1)$$

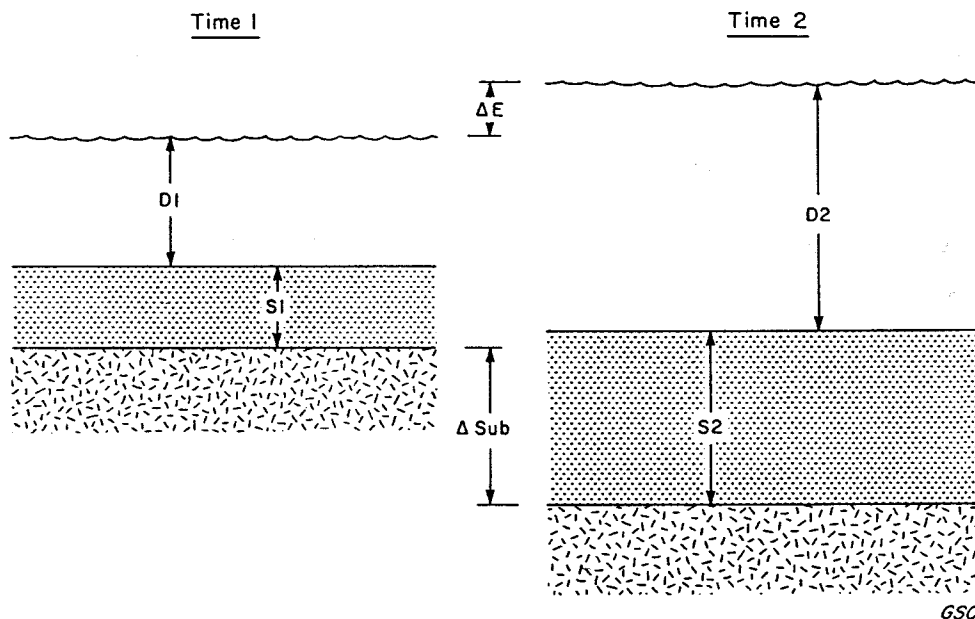


Fig. 99 - Diagramme montrant les relations entre l'épaisseur des sédiments accumulés, l'eustatisme et la subsidence en un point donné pour le temps 1 et le temps 2. (d'après Cant, 1989)

Dans la figure 97, on peut considérer que la paraséquence est limitée par deux surfaces équivalentes en profondeur (séquence HF 1 et séquence HF 8), donc $D2 = D1$ et par conséquent ΔD est égal à zéro. Ainsi l'équation (1) devient :

$$\Delta \text{ Sub} + \Delta E - \Delta \text{ Sed} = 0$$

$$\Delta \text{ Sub} + \Delta E = \Delta \text{ Sed} \quad (2)$$

L'épaisseur des sédiments accumulés décompactés donne la valeur absolue du $\Delta \text{ Sed}$ pour le temps ΔT considéré. Pour la paraséquence de la figure 97 ΔT est 700 Ka, $\Delta \text{ Sed}$ est 70 m, c'est-à-dire $\Delta \text{ Sed}$ est 100 m/Ma.

$$\Delta \text{ Sub} + \Delta \text{ E} = 100 \text{ m/Ma} \quad (3)$$

2 - Quelques exemples de la littérature

Cette valeur de l'effet cumulé de l'eustatisme et de la subsidence est comparable avec celles avancées dans la littérature pour différentes régions et différents âges.

Dans la Formation de Spirit River de l'Albien inférieur de l'Alberta au Canada, la vitesse de fluctuation du niveau de la mer est estimée à 100 m/Ma, dont seulement 20 m sont considérés d'origine eustatique. De ce fait, la formation des paraséquences est contrôlée en partie seulement par les mouvements eustatiques de niveau de la mer (Cant, 1989).

Des paraséquences d'ordre 600 - 800 Ka ont été suspectées dans la plate-forme dévonienne armoricaine (Guillocheau, 1990) dont la variation du niveau relatif de la mer est estimée entre 10 et 40 m. Cette variation est de nature cyclique. Elle est interprétée comme ayant une origine globale, et donc eustatique.

IV - LES SEQUENCES MOYENNE FREQUENCE (1 - 2 Ma) : DES SEQUENCES DE TROISIEME ORDRE

Dans les séquences à moyenne fréquence, l'effet conjugué des trois facteurs qui influencent la sédimentation est responsable de l'évolution lithologique de la séquence.

A - LA FORMATION DES GRES DE VIREUX

1 - Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés

On peut diviser la Formation des Grès de Vireux en deux grands ensembles : un ensemble inférieur à épaisseur réduite (environs 1 Ma) et un ensemble supérieur à épaisseur élevée (environs 700 Ka) (fig. 94).

Pendant la période de sédimentation du premier ensemble à épaisseur réduite, la profondeur de dépôt reste plus au moins constante par rapport au haut niveau marin. L'épaisseur des sédiments accumulée est compensée par l'effet conjugué de l'eustatisme et de la subsidence. Par l'équation (3) $\Delta \text{ Sed}$ de l'ensemble est d'environ 100 m/Ma, dont 20 à 40 m seraient compensés par l'eustatisme et 60 à 80 m seraient compensés par la subsidence d'origine tectonique. Les valeurs de l'eustatisme sont de même ordre de grandeur que celles publiées dans la littérature (Cant, 1989 ; Guillocheau, 1990).

Le deuxième ensemble représente une épaisseur importante de l'ordre de 120 - 130 m/Ma. La profondeur du milieu de sédimentation diminue progressivement. L'épaisseur des sédiments accumulés serait compensée plus par la tectonique que par l'eustatisme.

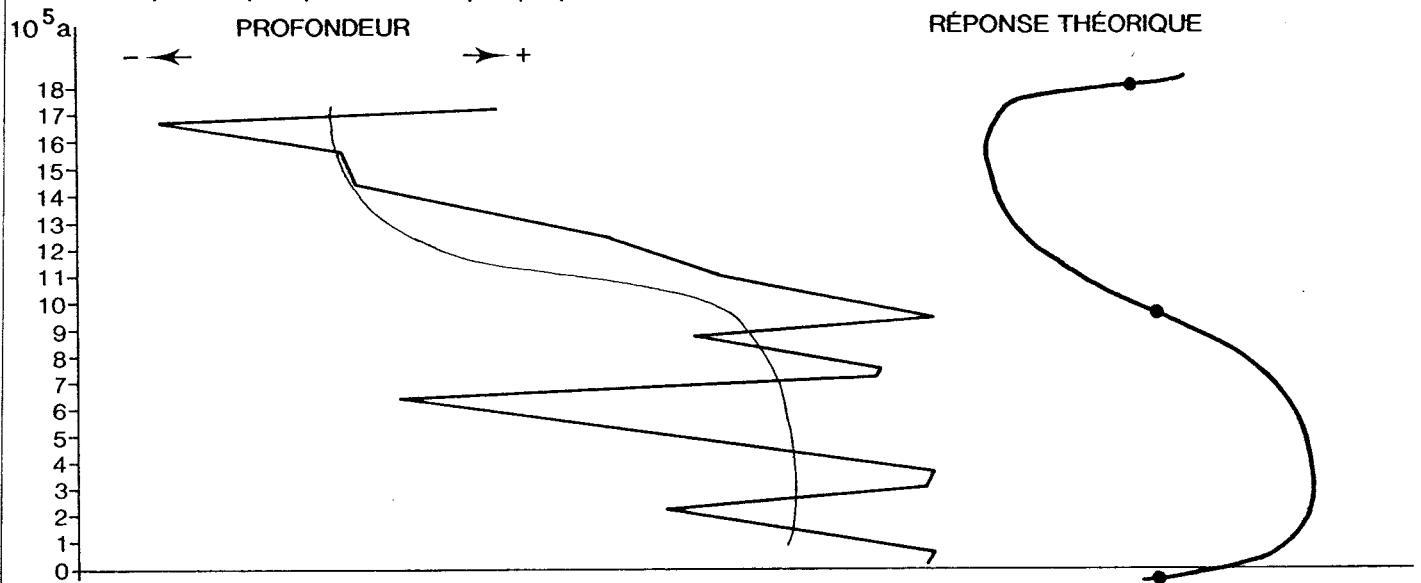


Fig. 100 - Variations de la profondeur de la séquence de moyenne fréquence Formation des Grès de Vireux et confrontation avec le modèle stratigraphique de Cross (1988). Increments de temps égaux.

2 - Variation de la profondeur

La variation de la profondeur pour l'ensemble de la séquence a une forme complexe. On peut assimiler cette courbe à une variation cyclique du niveau de la mer (fig. 100). Encore une fois, le modèle stratigraphique de Cross (1988) trouve son application. Les causes des mouvements du niveau relatif de la mer ne devraient pas influencer la forme de la courbe. Elles seraient plus d'origine interne (déformations ductiles de la croûte continentale) (Cloetingh, 1988 ; Cloetingh & Kooi 1989 a, b) que d'origine externe (climatique).

B - LA FORMATION DES SCHISTES DE CHOOZ

1 - Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés

L'épaisseur des séquences HF de la Formation des Schistes de Chooz est plus importante que celle de la Formation des Grès de Vireux (fig. 94). Cependant les séquences HF n° 20, 21, et 22 ont une épaisseur réduite, d'où une vitesse d'accumulation réduite (environs 30 - 40 m/Ma). Ces séquences correspondent à une période de chute de niveau de base. Le reste de la Formation des Schistes de Chooz représente une vitesse élevée d'accumulation des sédiments (plus de 200 m/Ma).

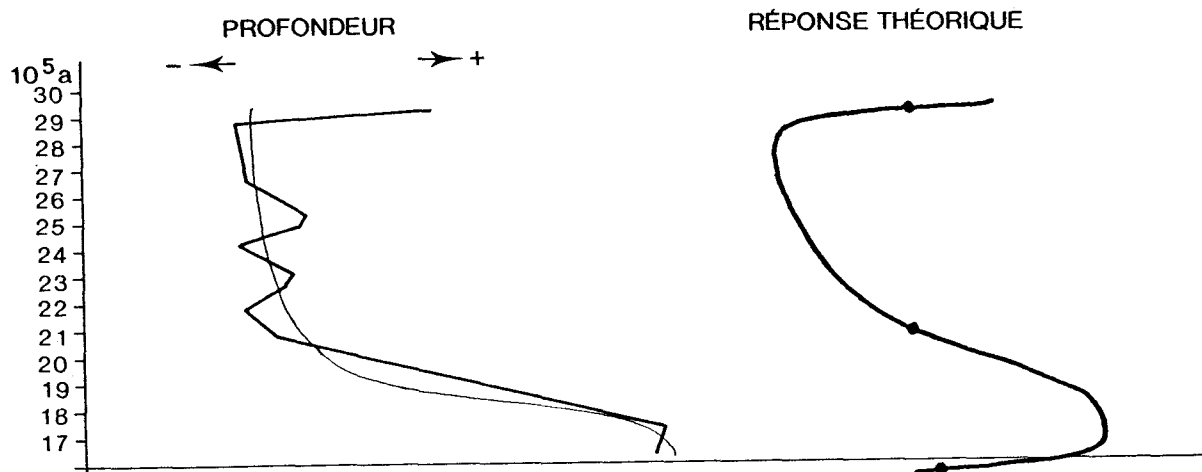


Fig. 101 - Variations de la profondeur de la séquence de moyenne fréquence Formation des Schistes de Chooz confrontées avec le modèle stratigraphique de Cross (1988). Increments de temps égales.

2 - Variation de la profondeur

La base de la Formation des Schistes de Chooz représente un haut niveau de base (séquences HF n° 18, 19) (fig. 96). Les séquences HF n° 20, 21 et 22 représentent la période de chute de niveau de base. Le reste de la séquence représente un niveau de base à son niveau minimal.

La forme de la courbe de la profondeur est simple. Elle représente une variation de profondeur maximale vers une profondeur minimale (fig. 101). Elle pourrait être assimilée à la courbe de variation cyclique du modèle théorique de Cross (1988).

V - LA SEQUENCE BASSE FREQUENCE : SEQUENCE DE DEUXIEME ORDRE

Les séquences de moyenne fréquence des Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz sont en continuité stratigraphique. Elles constituent une séquence de basse fréquence (fig. 94).

A - VARIATION DE L'ÉPAISSEUR DES SEDIMENTS ACCUMULES

A la base de la séquence de basse fréquence, l'épaisseur des sédiments est réduite (base de la séquence de moyenne fréquence de Vireux, séquences HF n° 1 à 12). La vitesse d'accumulation des sédiments est de l'ordre de 100 m/Ma. Une période à épaisseur normale suit (séquences HF n° 13 à 18) avec vitesse d'accumulation des sédiments de l'ordre de 120 - 130 m/Ma. Une courte période (environ 300 Ka) à épaisseur réduite est caractérisée par une vitesse réduite d'accumulation des sédiments (30 - 40 m/Ma). Le sommet de la séquence basse fréquence est représenté par une épaisseur élevée des sédiments d'où une vitesse élevée d'accumulation des sédiments (plus de 200 m/Ma).

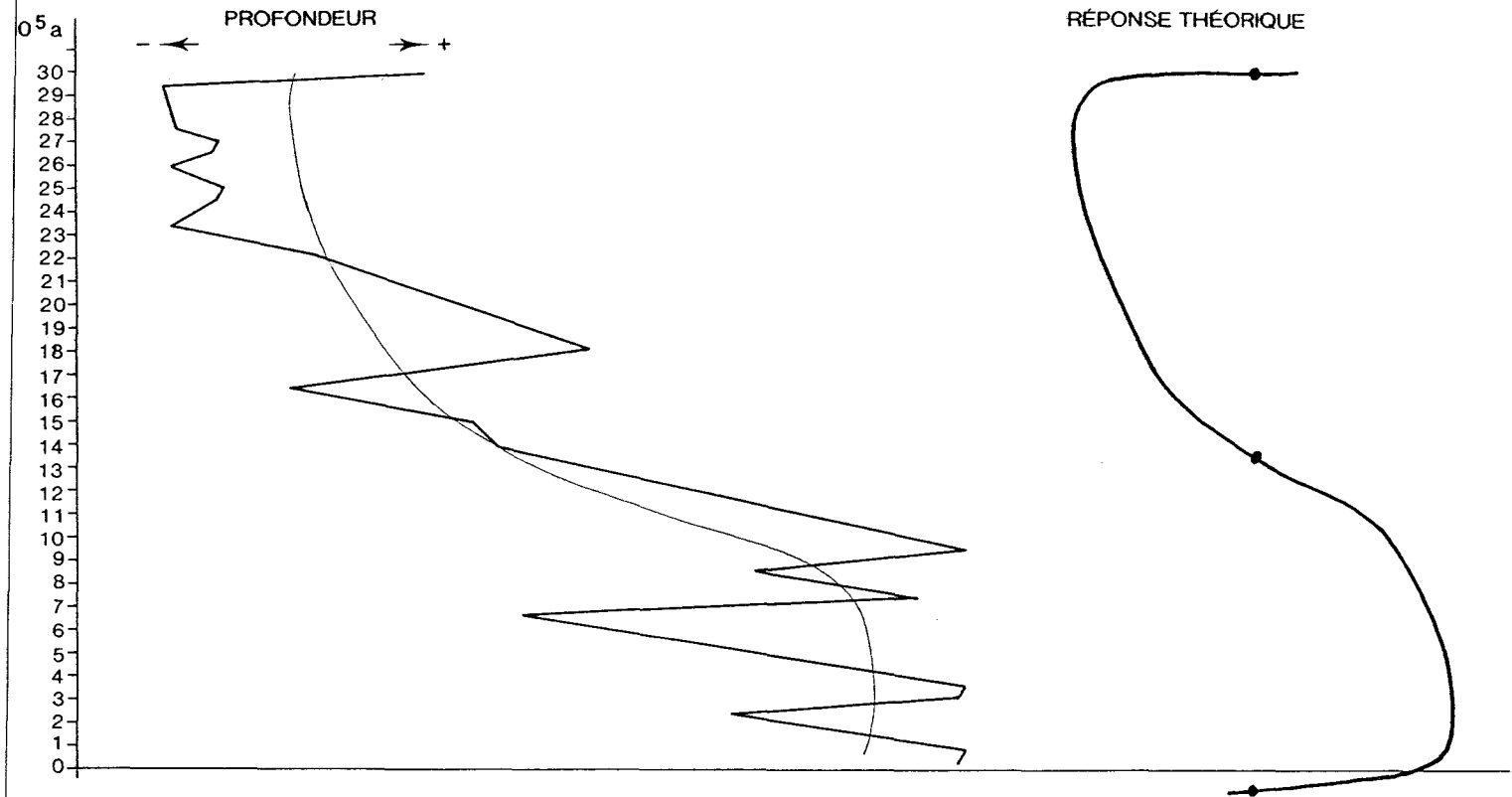


Fig. 102 - Variations de profondeur de la séquence basse fréquence (séquence à moyenne fréquence Formation des Grès de Vireux et séquence à moyenne fréquence Formation des Schistes de Chooz). Comparaison avec le modèle stratigraphique de Cross (1988). Trait fin : courbe lissée. Incréments de temps égaux.

B - VARIATION DE LA PROFONDEUR

A la base de la séquence de basse fréquence, la profondeur est maximale (première moitié de la Formation des Grès de Vireux). Elle diminue progressivement de manière discontinue pour arriver à un minimum vers le sommet de la séquence (Formation des Schistes de Chooz).

Cette courbe, de forme plus ou moins compliquée, pourrait être assimilée à une courbe de forme cyclique (fig. 102). Le modèle de Cross (1988) trouve de nouveau son application à cette échelle. Cependant la vitesse d'accumulation des sédiments ne répond pas à la prédiction du modèle.

VI - CAUSES DES SEQUENCES DE DEPOTS s.l.

Plusieurs facteurs peuvent être envisagés (Guillocheau, 1990) (fig. 103) :

- causes externes au système terrestre, variations des paramètres orbitaux du globe terrestre ;
- causes internes au système terrestre, conséquences du mouvement des plaques.

CAUSES EXTERNES

- VARIATIONS DES PARAMÈTRES ORBITAUX DE LA TERRE -

CONSÉQUENCES CLIMATIQUES

→ (Variation de l'ensoleillement)

• directe :

- modification du bilan de l'érosion continentale (type de sols, apports...)
- variation de la productivité biologique
- stratification de l'océan mondial (variation du potentiel d'oxydo-réduction, du taux de dissolution des carbonates...)

• indirecte :

- eustatisme

CONSÉQUENCES GÉODYNAMIQUES

→ (Variation de la vitesse de rotation de la terre)

- perturbation du champ de gravité de la terre (déformation du géoïde)
- perturbation du champ magnétique terrestre

20 - 400 Ka

CAUSES INTERNES

- MOUVEMENTS DES PLAQUES -

DÉFORMATION

→ (Changement du régime des contraintes intraplaques)

- fragile "immédiate" (mouvement épigénétique)
- ductile "longue durée"

TECTONO - EUSTATISME

> 1 Ma

Fig. 103 - Causes globales externes (paramètres orbitaux) et internes (mouvements des plaques), et leurs conséquences géodynamiques et climatiques (Guillocheau, 1990).

A - VARIATIONS DES PARAMÈTRES ORBITAUX DE LA TERRE

Les variations des paramètres orbitaux de la terre ont deux conséquences principales :

- une conséquence climatique ;
- une conséquence géodynamique.

Les conséquences climatiques directes résultent en la modification du bilan de l'érosion continentale et la variation de la productivité biologique. Ces conséquences climatiques se répercutent indirectement sur les variations eustatiques.

Les conséquences géodynamiques sont la déformation du géoïde et la perturbation du champ magnétique terrestre.

Les causes externes sont connues sous le nom de cycles de MILANKOVITCH. Ils ont une fréquence qui varie entre 20 Ka et 400 Ka. Les mouvements eustatiques induits par ces facteurs sont d'ordre de quelques mètres à une dizaine de mètres (Guillocheau, 1990).

Les séquences de moyenne fréquence (séquences de troisième ordre, d'une durée de 1 - 2 Ma) et de basse fréquence (deuxième ordre, supérieure à 3 Ma) ont une fréquence qui dépasse largement le spectre des fréquences des cycles de Milankovitch (maximum 400 Ka).

B - CHANGEMENT DU REGIME DE CONTRAINTES INTRAPLAQUES

Une réorganisation des contraintes intra-plaques induit (fig. 101; *in* Guillocheau, 1990) :

- une variation du niveau de la mer par eustatisme ;
- une déformation "immédiate" de la couche fragile de la croûte continentale (mouvements épirogéniques) ;
- une déformation "longue" des couches ductiles de la lithosphère.

Le Dévonien inférieur de la marge ardennaise est caractérisé par une période de distension régionale (Meilliez, 1989 ; Goffette, travaux en cours). Pendant cette époque, est apparue une différenciation en blocs de l'Allochtone ardennais.

Deux cycles tectonosédimentaires ont été proposés pendant le Dévonien inférieur à l'échelle de la marge Ardennaise en termes de haut et bas niveau marin relatif, en assimilant les palynozones (Steevens, 1986) aux paraséquences (Meilliez, 1989).

- Le premier cycle commence avec la Formation de Fépin (Lochkovien) qui représente le début de la phase de transgression et l'évolution vers un milieu marin franc (Formation de Mondrepuis). Il s'exprime par un onlap des palynozones. La Formation d'Oignies, constituée de faciès de comblement, marquerait la dernière étape du cycle.

- Le deuxième cycle est moins bien précisé. Une discordance sédimentaire, avec érosion vers le continent, est marquée par une condensation des palynozones. Les Grauwackes de Montigny marqueraient le maximum de transgression. Il est probable que le cortège transgressif soit peu épais. Les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz représenteraient la dernière étape du cycle, c'est-à-dire un prisme progradant. La Formation des Grès de Vireux s'inscrit dans un cadre générale en aggradation-progradation, tandis que la formation des Shistes de Chooz montre une évolution générale en aggradation.

Le même phénomène a été observé dans l'Eifel où l'Emsien supérieur est séparé de l'Emsien inférieur par une discordance régionale nette (Meyer & Stetz, 1980, *in* Meilliez, 1989).

La marge ardennaise semble donc avoir enregistré, dans son message sédimentaire un événement géodynamique important pendant l'Emsien (Meilliez, 1989).

Tous ces facteurs pourraient suggérer une origine tectonique des séquences à moyenne fréquence (de troisième ordre) et à basse fréquence (deuxième ordre), sans que ceci soit formellement étayé (Cloetingh, 1988 ; Cloetingh & Kooi 1989 a, b).

CONCLUSIONS

Les séquences d'échelle sismique représentent une architecture particulière organisée en différents ordres.

- Les paraséquences sont des cycles de 700 à 900 Ka constitués de quatre périodes : un haut niveau, une période de chute, un bas niveau et une période de montée. La cause des paraséquences serait l'effet conjugué de l'eustatisme et de la subsidence tectonique.

- Les séquences de moyenne fréquence, les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz, sont des séquences de troisième ordre. Elles sont mises en évidence par la variation dans le temps de la profondeur et de l'épaisseur des sédiments.

- La séquence de basse fréquence, (*séquence de deuxième ordre*) intègre toute la coupe et représente une séquence de deuxième ordre.

L'activité tectonique serait à l'origine des séquences de troisième et de deuxième ordre.

CONCLUSIONS GENERALES

L'analyse sédimentologique des Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz a permis de proposer une reconstitution de l'architecture des dépôts. Ces résultats permettent de mieux connaître l'évolution géodynamique de la marge ardennaise pendant l'Emsien inférieur et moyen. Cette analyse a été menée selon plusieurs approches :

- *l'analyse séquentielle* : elle permet un découpage de la série en séquences de différents ordres (unités stratigraphiques de plus en plus fines), et propose une mesure locale des durées ;
- *l'analyse sédimentologique des faciès*, qui autorise l'estimation des paléop profondeurs ;
- *l'interprétation génétique* possible pour cette architecture ;
- *l'étude des conséquences géodynamiques* à l'échelle du bassin.

ANALYSE SEQUENTIELLE

L'analyse séquentielle, réalisée principalement sur le terrain, a été faite selon les méthodes de Cross (1988), Galloway (1989 a, b), récemment reprises et affinées par Guillocheau (1990) et ses collaborateurs.

Cinq ordres de séquences emboîtées ont été mis en évidence : deux ordres de séquences à haute résolution, un ordre intermédiaire, et deux ordres de séquences d'échelle sismique.

Les séquences à haute résolution sont les séquences d'épaisseur métrique dites à très haute fréquence (THF), dont la durée est estimée à 20000 ans. En général, cinq de ces "séquences THF" composent une séquence d'épaisseur décamétrique, dite à haute fréquence (HF), de durée estimée à 100000 ans.

Ces durées, 20000 et 100000 ans, ont été calculées en divisant une durée probable de cette partie de l'Emsien par le nombre de séquences, et peuvent être assimilées à certaines des durées connues pour les cycles de Milankovitch.

La séquence à haute fréquence (HF) constitue le motif séquentiel de base, car c'est le rythme le plus évident sur le terrain. La répétition de ce motif est le résultat d'un processus cyclique, probablement la variation eustatique. Dans les Grès de Vireux cette variation serait la première cause des mouvements du niveau relatif de la mer, alors que dans les Schistes de Chooz c'est une variation de même période qui affecte le niveau de base (là, outre les influences eustatiques, des facteurs climatiques cycliques peuvent aussi intervenir).

La séquence HF englobe cinq séquences à très haute fréquence (THF). La séquence THF résulte également d'une variation cyclique du niveau relatif de la mer pour les Grès de Vireux, et du niveau de base pour les Schistes de Chooz. Rappelons qu'on associe la durée de 100000 ans au cycle d'excentricité de l'orbite terrestre, celle de 20000 ans étant liée au cycle de précession de l'orbite terrestre.

Un ordre séquentiel supérieur aux précédents, difficile à déceler sur le terrain, est mis en évidence par la courbe des variations de la profondeur. Il correspond à des paraséquences à cycle de 700000 à 900000 ans. Elles sont interprétées comme d'origine tectono-eustatique.

Au-dessus viennent les séquences d'échelle dite sismique (*i.e.* décelables par les méthodes géophysiques) d'épaisseur hectométrique, qui sont les séquences à Moyenne Fréquence dont la durée serait comprise entre 1 et 2 Ma, puis la séquence à Basse Fréquence (durée estimée à plus de 3 Ma). Deux séquences MF sont observées, l'une correspondant à la Formation des Grès de Vireux et l'autre à la Formation des Schistes de Chooz. Les séquences MF sont délimitées d'après la variation du rapport sable/argile et la variation de la profondeur. Elles seraient induites par des mouvements tectoniques. La séquence BF comprend les deux séquences MF, c'est-à-dire la totalité de la coupe étudiée. Elle est marquée par une tendance générale à la diminution du rapport sable/argile et à la diminution de la profondeur. Elle pourrait par exemple être induite par les mouvements tectoniques.

SEDIMENTOLOGIE DES FACIES

A côté d'une étude en plaques minces, il a fallu recourir le plus souvent aux "peel-sections" pour pouvoir observer la structure fine des sédiments, qui est peu lisible à l'affleurement.

La sédimentologie des faciès est un outil d'estimation du milieu de sédimentation et de la paléoprosfondeur. La Formation des Grès de Vireux est dominée par les faciès de tempête de plate-forme, tandis que la Formation des Schistes de Chooz est dominée par des dépôts de plaine alluviale avec pédogenèse.

Quatre types principaux de structures sédimentaires sont distingués :

- *structures à dynamique de vagues* (dans les Grès de Vireux principalement) ;
- *structures à dynamique de courants* ; les rides permettent d'apprécier l'hydrodynamisme des milieux dans les deux formations ;
- *structures de chenaux* ; on les trouve en général en base de séquences HF dans les Schistes de Chooz ;
- *structures à indices d'émersion* ; les fentes de dessiccation s'observent surtout dans les Grès de Vireux alors que les paléosols sont caractéristiques des Schistes de Chooz.

Les structures sédimentaires permettent de reconstituer le profil paléogéographique selon le principe classique de Walther. Ce profil commence en domaine marin ouvert par l'offshore supérieur. Après un passage en shoreface (avant-plage) il continue avec le foreshore (estran). En domaine marin restreint viennent ensuite les dépôts de baie et on arrive en domaine continental avec les dépôts de plaine alluviale. L'épaisseur des dépôts de shoreface dans la Formation des Grès de Vireux est faible, ce qui caractérise les côtes à faible énergie.

CONSEQUENCES GEODYNAMIQUES A L'ECHELLE DE LA MARGE

Les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz s'inscrivent dans l'évolution géodynamique du bassin ardennais pendant le Dévonien inférieur, marquée par deux cycles tectonosédimentaires. Le premier cycle couvre le Lochkovien. Le deuxième cycle (Praguien-Emsien) était moins bien connu avant cette étude. On peut au moins dire que les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz représenteraient la dernière étape régressive de ce deuxième cycle ; les Grès de Vireux évoluent en aggradation-progradation, les Schistes de Chooz ont une évolution générale en aggradation.

Fait important et nouveau par rapport au modèles classique paléogéographiques antérieurs, les paléocourants montrent des directions générales vers le Nord. Ceci indique une marge à structuration synsédimentaire plus complexe qu'on ne l'imaginait, où il devient nécessaire d'invoquer l'existence de grands blocs crustaux basculés vers le Nord.

PERSPECTIVES

Cette étude limitée à un point peut-être un cas spécifique sur la marge ardennaise au Dévonien. Une extension latérale de l'étude sédimentologique de la série ne pourrait qu'améliorer la compréhension de l'évolution paléogéographique et géodynamique de la marge durant l'Emsien et le Dévonien inférieur.

De même il faut étendre à tout le Dévonien une étude sédimentologique. Cela devrait devenir un intérêt majeur de la géologie de l'Ardenne.



BIBLIOGRAPHIE

AIGNER T. (1985). - Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. Lecture Notes in Earth Sciences, v. 3, G.M. Friedman et al., eds., Springer-Verlag Berlin.

AIGNER T. & REINECK H.E. (1982). - Proximality Trends in Modern Storm Sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their Implications for Basin Analysis. *Senckenbergiana marit.*, v. 14, n° 5/6, p. 183-215.

ALLEN J.R.L. (1979). - Old Red Sandstone facies in external basins, with particular reference to southern Britain. In "Devonian System", Spec. Pap; in *Paleontology* 23, p. 65-80.

ALLEN J.R.L. (1980). - Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments. *Sedimentology*, v. 27, p. 317-323.

ALLEN J.R.L. (1984). - Sedimentary structures. Their character and physical basis. Developments in sedimentology, 30, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, unabridged one-volume edition.

ALLEN J.R.L. (1985). - Loose-Boundary hydraulics and fluid mechanics : selected advances since 1961. *Sedimentology*, p. 7-28.

ALLEN J.R.L. (1986). - Pedogenic calcretes in the Old Red Sandstone facies (Late Silurian-Early Carboniferous) of the Anglo-Welsh area, southern Britain. In "Paleosols, their recognition and interpretation", V.P. Wright, ed., Black. Scient. Pub., Oxford, p. 58-86.

ALLEN J.R.L. & CROWLEY S.F. (1983). - Lower Old Red Sandstone fluvial dispersal systems in the British Isles. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh : Earth Sciences*, v. 74, p. 61-68.

ALLEN J.R.L. & WILLIAMS B.P.J. (1978) . - The sequence of the earlier Old Red Sandstone (Siluro-Devonian), north of Milford Haven, southwest Dyfed (Wales). *Geol. Jour.*, v. 13, p. 113-136.

ALLEN J.R.L. & WILLIAMS B.P.J. (1979). - Interfluvial drainage on Siluro-Devonian alluvial plains in Wales and the Welsh Borders. *Jour. Geol. Soc.*, v. 136, p.361-366.

ALLEN P.A. (1981). - Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology*, v. 28, p. 369-379.

ALLEN P.A. & UNDERHILL J.R. (1989). - Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Jour. Geol. Soc.*, v. 146, p. 241-252.

ANDERSON E.J., GOODWIN P.W. & GOODMAN P.T. (1986). - Reconstruction of patterns of differential subsidence using an episodic stratigraphic model. In "Foreland basins", P. Allen & P. Homewood, eds., Spec. Pubs. int. Ass. Sedimentologists n° 8, p. 437-443.

ANDERSON R.S. & HUMPHREY (1990). - Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 349-361.

ANDRE L., BLIECK A. & MEILLIEZ F. (1988). - L'Ardenne : un élément de la frange nord de l'Armorica ?. 12ème R.S.T., Lille, Soc. géol. Fr. éd., Paris, p. 4.

ARNOTT R.W. & SOUTHARD J.B. (1990). - Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Jour. Sed. Petrology*, Vol. 60, p. 211-219.

- ASHLEY G.M., SOUTHARD J.B. & BOOTHROYD J.C.(1982). - Deposition of climbing-ripple beds : a flume simulation. *Sedimentology*, v. 29, p. 67-79.
- ASHLEY G.M., SYMPOSIUM CHAIRPERSON (1990). - Classification of large-scale subaqueous bedforms : A new look at an old problem. *Jour. Sed. Petrology*, Vol. 60, p. 160-172.
- ASSELBERGHS E. (1936). - Le Dévonien du bord Nord du Bassin de Namur. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. X, p. 231-323.
- ASSELBERGHS E. (1938). - La faille de Vireux (Ardenne française). *Bull. Soc. belge Géol., Bruxelles*, t. 48, p. 210-217.
- ASSELBERGHS E. (1940). - Découverte de traits tectoniques dans la région anticlinale de l'Ardenne. *Mem. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 13, p. 4-40.
- ASSELBERGHS E. (1946). - L'éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 24, 598p.
- BARRET P.J. (1980). - The shape of rock particles, a critical review. *Sedimentology*, v. 27, p. 291-303.
- BECQ-GIRAUDON J.F. (1985). - Le bassin du Nord et du Pas-de-Calais dans le contexte hercynien de l'Europe occidentale. *Ind. Min., Mines et Carrières*, p. 369-376.
- BELPERIO A.P., GOSTIN V.A., CANN J.H. & MURRAY-WALLACE C.V. (1988). - Sediment-organism zonation and the evolution of holocene tidal sequences in southern Australia. In "Tide-influenced Sedimentary Environments and Faciès", P.L. de Boer, A. van Gelder & S.D. Nio, eds., p. 475-497.
- BERGER A. (1984). - Accuracy and frequency stability of the earth's orbital elements during the Quaternary. In "Milankovitch and climate", Berger A. et al., eds., D. Reidel Publ. Co., Amsterdam, p. 3-39
- BEUGNIES A. (1963). - Le Massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n°270, 155 p.
- BEUGNIES A. (1981). - Méditations ardennaises. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège*, t. 104, p. 217-222.
- BEUGNIES A. (1986). - Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Hercynica*, Rennes, 2, 1, p. 17-33.
- BEUGNIES A. (1988). - Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, CVII, p. 117-125.
- BEUGNIES A., BONTE A., DUMONT P., PARENT J. & WATERLOT G. (1970). - La faille de Vireux à l'Est de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. Nord, Lille*, t. 90, p. 9-14.
- BEUGNIES A., BONTE A., DELATTRE C. & WATERLOT G. (1970 a). - Carte géol. à 1:50000 : Givet (XXX-07). B.R.G.M., Orléans.
- BEUGNIES A., BONTE A., DELATTRE CH. & WATERLOT G. (1970 b). - Notice explicative de la carte géologique de la France 1:50000, Feuille Givet (XXX-7). B.R.G.M., Orléans.
- BEUGNIES A. & WATERLOT G. (1965). - Carte géol. à 1:50000 : Fumay (XXX-08). B.R.G.M, Orléans.
- BITZER K. & PFLUG R. (1990). - Depo3D : a three-dimensional model for simulating clastic sedimentation and isostatic compensation in sedimentary basins. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 335-348.
- BLANC J.J. (1971). - "Slumpings" et figures sédimentaires dans le Crétacé supérieur du bassin du Beausset. *Sedimentary Geology*, p. 47-64.

- BLESS M.J.M., BOUCKAERT J. & PAPROTH E. (1981). - Visé-Puth : stimulaire for further exploration ?. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, v. 104, p. 251-256..
- BLESS M.J.M., BOUCKAERT J. & PAPROTH E. (1983 a). - Recent exploration in Pre-Permian rocks around the Brabant Massif in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Geofiles geol. inform.*, Tervuren, 63 p..
- BLESS M.J.M., BOUCKAERT J. & PAPROTH E. (1983 b) . - Recent exploration in Pre-Permian rocks around the Brabant Massif in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. In Kaasschieter J.P.H. et Reijers T.J.A., *Petroleum Geology of the SE North Sea and the adjacent onshore areas*. (The Hague, 1982), *Geologie en Mijnbouw (Spec. J)* 62 (1), p. 51-62.
- BLIECK A. (1982 a). - Les Hétérostracées (vertébrés, agnathes) du Dévonien inférieur du Nord de la France et du Sud de la Belgique (Artois, Ardenne). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 105, p. 9-23.
- BLIECK A. (1982 b). - Données nouvelles sur les hétérostracés (vertébrés, agnathes) du gisement d'Ombret, Dévonien inférieur de l'Ardenne belge. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 105, p. 235-240.
- BLIECK A., BRICE D., FEIST R., GUILLOT F., MAJESTE-MENJOULAS C. & MEILLIEZ F. (1988). - The Devonian of France and Belgium. 2nd Inter. Symp., Devonian System, Calgary, aug. 1987. *Can. Soc. Petrol. Geologists, Mém.* 14, v. I, p. 359 - 400.
- BOERSMA J.R. (1970). - Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Unpublished Ph.D. thesis, University of Utrecht, 65 pp.
- BOIS C. *et al.* (1984). - Deep seismic profiling of the crust in Northern France : the ECORS project. I.F.P. *Geologie* n° 26564, Project n° A 41/84002.
- BOUCKAERT J., DELMER A. & GRAULICH J.M (1977). - La structure varisque de l'Ardenne : essai d'interprétation. *Med. Rijks geol. Dienst, N.S.* 28, p. 133-135.
- BOUQUILLON A. (1984). - Stratigraphie, paléoenvironnement et diagenèse dans le primaire sédimentaire des forages profonds du Nord de la France. *Mém. DEA, Univ. Lille*, inédit, 51 p.
- BOUQUILLON A., CHAMLEY H., DEBRABANT P. & PIQUE A. (1984). - Etude minéralogique et géochimique des forages de Jeumont et Epinoy (Paléozoïque du Nord de la France). *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, t. 104, p. 167-179.
- BOURGEOIS J. (1980). - A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification : the cape Sebastian sandstone (Upper Cretaceous) southwestern Oregon. *Jour. Sed. Petrology*, v. 50, p. 681-702.
- BOUROZ A. (1986). - Géodynamique du bord nord de la chaîne varisque dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique : subduction à vergence sud au Stéphaniens, coulissements dextres au Tertiaire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 303, série 2, p. 1019-1024.
- BOWN T.M. & KRAUS M.J. (1981). - Lower Eocene alluvial paleosols (Willwood Formation, Northwest Wyoming, U.S.A.) and their significance for paleoecology, paleoclimatology, and basin analysis. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 34, p. 1-30.
- BOWN T.M. & KRAUS M.J. (1987). - Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Jour. Sed. Petrology*, v.57, p. 587-601.
- BOYD R., FORBES D.L. & HEFFLER D.E. (1988). - Time-sequence observations of wave-formed sand ripples on an ocean shoreface. *Sedimentology*, v. 35, p. 449-464.
- BRADSHAW J.D. (1963). - The Lower Paleozoic and Lowest Devonian rocks of the Crozon peninsula (Finistère). Unpublished Ph.D. thesis, University of London, 234 p.

- BRANDT D.S. (1986). - Preservation of Event Beds through Time. *Palaios*, v. 1, p. 92-96.
- BRENCHLEY P.J. (1985). - Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, v. 9, p. 369-396.
- BRENCHLEY P.J. (1989). - Storm sedimentation. *Geology*, p. 133-137.
- BRENCHLEY P.J. & NEWALL G. (1982). - Storm-influenced inner-shelf sand Lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *Jour. Sed. Petrology*, v. 52, p. 1257-1269.
- BRENCHLEY P.J., ROMANO M. & GUTOERREZ-MARCO J.C. (1986). - Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide ordovician shelf in Iberia. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, mem. II, p. 241-255.
- BRENNER R.L., SWIFT D.J.P. & GAYNOR G.C. (1985). - Re-evaluation of coquinoid sandstone depositional model, Upper Jurassic of central Wyoming and south-central Montana. *Sedimentology*, v. 32, p. 363-372.
- BREWER R. (1976). - Fabric and mineral analysis of soils. 2nd ed., New York, Krieger.
- BRIART A. & CORNET J. (1863). - Communications relative à la Grande Faille qui limite au sud le bassin houiller belge. *Pub. Soc. Anciens Elèves Ec. Mines Hainaut, Mons*, t. 11. réed. par J. Cornet in *Bull. Soc. Belge. Géol. Bruxelles* 1898, 12, pp. 268-299.
- BRIDGE J.S. (1981). - Bed shear stress over subaqueous dunes, and the transition to upper-stage plane beds. *Sedimentology*, v. 28, p. 33-36.
- BRIDGE J.S. (1982). - Reply: Bed shear stress over subaqueous dunes, the transition to upper-stage plane bed. *Sedimentology*, v. 29, p. 744-747.
- BRIDGE J.S. (1983). - Flow and sedimentary processes in river bends : comparison of field observations and theory. *Proceedings of the Conference Rivers '83, Waterway, Port, Coastal and Ocean Division, ASCE/New Orleans*.
- BRIDGE J.S. & BEST J.L. (1988). - Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds : implication for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, v. 35, p. 753-763.
- BRIDGE J.S. & BEST J.L. (1990). - Reply: Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds : implication for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, v. 37, p. 551-553.
- BRIDGE J.S. & LEEDER M.R. (1979). - A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, v. 26, p. 617-644.
- BRIDGE J.S., SMITH N.D., TRENT F., GABEL S.L. & BERNSTEIN P. (1986). - Sedimentology and morphology of a low-sinuosity river : Calamus River, Nebraska Sand Hills. *Sedimentology*, v. 33, p. 851-870.
- BRIDGES P.H. (1972). - The significance of toolmarks on a Silurian erosional furrow. *Geol. Mag.*, v. 109 (5), p. 405-410.
- BUSCH R.M. & WEST R.R. (1987). - Hierarchal genetic stratigraphy : a framework for paleoceanography. *Paleoceanography*, v. 2, n° 2, p. 141-164.
- BUTCHER S.W. (1989). - The nickpoint concept and its implications regarding onlap to the stratigraphic record. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 375-385.
- CANT D.J. (1989). - Simple equations of sedimentation : applications to sequence stratigraphy. *Basin research*, v. 2, p. 73-81.

CARLING P.A. (1990). - Particle overpassing on depth-limited gravel bars. *Sedimentology*, v. 37, p. 345-355.

CAZES M., BOIS C., TORREILLES G., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., PHAM CAZES M., BOIS C., TOREILLES G., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., PHAM VAN NGOC & RAOULT J.F. (1985). - Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), t. 1, n° 6, p. 925-941.

CAZES M. *et al.* (1986). - Large variscan overthrusts beneath the Paris Basin. *Nature*, London, v. 323, n° 6084, p. 144-147.

CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL (1974). - Méthodes modernes de Géologie de Terrain. 1 - Principes d'analyses sédimentologiques. .

CHAMLEY H. (coord.) (1984). - Programme G.P.F., Thème 1, : Chevauchement nord-varisques. Doc. B.R.G.M. n° 81-1,

CHAMLEY H. (coord.) (1985). - Programme G.P.F., Thème 1, : Chevauchement nord-varisques. Doc. B.R.G.M. n° 95-1,

CHAMLEY H. (1988). - Les milieux de sédimentation. Tec. & Doc., Paris, 173 p.

CHAN M.A. & DOTT R.H. JR. (1986). - Depositional facies and progradational sequences in Eocene wave-dominated deltaic complexes, southern Oregon. *American Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, v. 70, p. 415-429.

CHANG K.H. (1975). - Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 86, p. 1544-1552.

CHEEL R.J. (1990 a). - Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime conditions. *Sedimentology*, v. 37, p. 517-529.

CHEEL R.J. (1990 b). - Discussion: Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implication for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, v. 37, p.549-551.

CHEEL R.J. & LECKIE D.A. (1990). - A tidal-inlet complex in the Cretaceous epeiric sea of North America: Virgelle Member, Milk River Formation, south Alberta, Canada. *Sedimentology*, v. 37, p. 67-81.

CLIFTON H.E. (1988). - Sedimentologic Approaches to Paleobathymetry with Applications to the Merced Formation of Central California. *Palaios*, v. 3, n° 5, p. 507-522.

CLOETINGH S. (1988). - Intraplate stresses : A tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level. In "Sea-level changes - An integrated approach", C. Wilgus *et al.*, eds., SEPM Spec. Pub. n° 42, p. 20-29.

CLOETINGH S. & KOOI H. (1989). - Tectonic subsidence and sea-level changes : a reappraisal. In "Correlation in hydrocarbon exploration" Norwegian Petroleum Soc., Graham & Trotman, p. 3-11.

CLOETINGH S. & KOOI H. (1990). - Intraplate stresses : A new perspective on QDS and Vail's Third-order cycles. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice -Hall, p. 127-148.

CLOYD K.C., DEMICCO R.V. & SPENCER R.J. (1990). - Tidal channel, levee, and crevasse-splay deposits from a Cambrian tidal channel system: A new mechanism to produce shallowing-upward sequences. *Jour. Sedim. Petrology*, Vol. 60, p. 73-83 .

- COSTELLO W.R. & SOUTHARD J.B. (1981). - Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. *Jour. Sedim. Petrology*, v. 51, p. 849-864.
- COWIE J.W. & BASSETT M.G. (1989). - 1989 Global Stratigraphic Chart (with geochronometric and magnetostratigraphic calibration). *Bur. Int. Comm. Strat. : Int. Union Geol. Sci., Episodes* v. 12.
- CRAFT J.H. & BRIDGE J.S. (1987). - Shallow-marine sedimentary processes in the Late Devonian Catskill sea, New York state. *Geol. Soc America Bull.*, v. 98, p. 338-355.
- CROSS T.A. (1988). - Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A. In "Sea-level changes - An integrated approach", C. Wilgus et al., eds., *SEPM Spec. Pub. n° 42*, p. 371-380.
- CROSS T.A. (ed.) (1990). - Quantitative dynamic stratigraphy, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 625 p.
- CROSS T.A. & HARBAUGH J.W. (1990). - Quantitative dynamic stratigraphy : a workshop, a philosophy, a methodology. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 3-20.
- CROSS T.A. & LESSENGER M.A. (1988). - Seismic stratigraphy. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16 p. 319-354.
- DANDOIS P. (1981). - Diagenèse et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges). *Bull. Soc. belge Géol., Bruxelles*, t. 90, f. 4, p. 299-316.
- DAVIES A.G. (1985). - Field observation of the threshold of sediment motion by wave action. *Sedimentology*, v. 32, p. 685-704.
- DAVIES T.R.H. (1982). - Discussion: Bed shear stress over subaqueous dunes, and the transition to upper-stage plane beds. *Sedimentology*, v. 29, p. 743-744.
- DAVIS R.A. JR & CLIFTON H.E. (1987 a). - Sea-level change and the preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. In "Sea-level fluctuations and coastal evolution", D. Nummedal et al., eds., *S.E.P.M. Spec. Pub. n° 41*, p. 168-178.
- DAVIS R.A. JR & ANDRONACO M. (1987 b). - Hurricane effects and post-storm recovery, Pinellas county, Florida (1985-1986). *Coastal Sedim.* 87, p. 1023-1035.
- DE BOER P.L. (1979). - Convolute lamination in modern sands of the estuary of the Oosterchelde, the Netherlands, formed as the result of entrapped air. *Sedimentology*, v. 26, p. 283-294.
- DE RAAF J.F., BOERSMA J.R., & VAN GELDER A. (1977). - Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, v. 24, p. 451-483.
- DIEM B. (1985). - Analytical method for estimating palaeowave climate and water depth from wave ripple marks. *Sedimentology*, v. 32, p. 705-720.
- DIEMER J.A. & BRIDGE J.S. (1988). - Transition from alluvial plain to tide-dominated coastal deposits associated with the Tournaisian marine transgression in southwest Ireland. In "Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies", P.L. de Boer et al., eds., Riedel Pub. Comp., p. 359-388.
- DOTT R.H. Jr. (1964). - Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification?. *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, p. 625-632.

- DOTT R.H. Jr. (1983). - Episodic sedimentation - How normal is average ? How rare is rare ? Does it matter ? *Jour. Sed. Petrology*, v. 53, p. 5-23.
- DOTT R.H. Jr. & BOURGEOIS J. (1982). - Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. America Bull.* v. 93, p. 663-680.
- DOTT R.H. Jr. & BOURGEOIS J. (1983). - Philosophy of models. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 94, p. 1249-1251.
- DUKE W.L. (1983). - The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems : A discussion. *Journal of Geology*, v. 93, p. 88-90.
- DUKE W.L. (1985). - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, v. 32, p. 167-194.
- DUKE W.L. (1987). - Reply - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, v. 34, p.344-359.
- DUKE W.L. (1990) - Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents ? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *Jour. Sed. Petrology*, v. 60, p. 870-883.
- DUMONT A. (1836). - Rapport sur l'état des travaux de la carte géologique de la Belgique. *Bull. Acad. Roy. Sci., Let., Beaux-Arts Belgique*, 3 (10) p. 330-337.
- DURAND J. (1985). - Le grès armoricain, sédimentologie - traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. Doc. Centr. Arm. Et. Struct. Socl.*, Rennes, 3 : 150 p.
- DURAND J. & NOBLET C. (1986). - Paléocourants dans la Formation du Grès armoricain : persistance des mécanismes de transport en domaine cratonique. *Rev. Géol. Dyn. Géol. Phys.*, v. 27, f. 1, p. 13-24.
- DYER K.R. (1982). - The initiation of sedimentary furrows by standing internal waves. *Sedimentology*, v. 29, p. 885-889.
- ELLIOT T. (1983). - Facies, sequences and sand-bodies of the principal clastic depositional environments. In "Sediment Diagenesis", A. Parker & B.W. Sellwood, eds., D. Reidel Pub. Comp., p. 1-56.
- EMBRY A.F. (1990). - A tectonic origin for the third-order depositional sequences in extensional basins - implications for basin modeling. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross,ed., Prentice-Hall, p. 491-501.
- EYLES N. & CLARK B.M. (1988). - Storm-influenced deltas and ice scouring in a late Pleistocene glacial lake. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 100, p. 793-809.
- FAGERSTROM J.A. (1964). - Fossil communities in paleoecology : their recognition and significance. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 75, p. 1197-1216.
- FLOOD R.D. (1981). - Distribution, morphology, and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, Southampton Water. *Sedimentology*, v. 28, p. 511-529.
- FLOOD R.D. (1983). - Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 94, p. 630-639.
- FREY R.W. & PEMBERTON S.G. (1984). - Trace Fossil Facies Models. In "Facies Models", Walker R.G.,ed., 2nd ed., Geoscience Canada.



- FREY R.W. & PEMBERTON S.G. (1985). - Biogenic structures in outcrops and cores. I. Approaches to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 33, n° 1, p. 72-115.
- FRUIT D.J. & ELMORE R.D. (1988). - Tide and Storm-Dominated Sand Ridges on a Muddy Shelf : Cottage Grove Sandstone (Upper Pennsylvanian), Northwestern Oklahoma. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 72, p. 1200-1211.
- FRYBERGER S.G., KRYSTINIK L.F. & SCHENK CH. J. (1990). - Tidally flooded back-barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico. *Sedimentology*, v. 37, p. 23-43.
- GADOW S. & REINECK H.E. (1969). - Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten. *Senckenbergiana Marit.*, 1, p. 63-78.
- GALLOWAY W.E. (1989 a) . - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 73, p. 125-142.
- GALLOWAY W.E. (1989 b). - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II : Application to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 73, p. 143-154.
- GALLOWAY W.E. (1990). - Clastic facies models, depositional systems, sequences and correlation : A sedimentologist's view of the dimensional and temporal resolution of lithostratigraphy. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 459-477.
- GERRIENNE P. (1983). - Les plantes emsiennes de Marchin (vallée du Hoyoux, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 106, f. 1, p. 19-36.
- GODEFROID J. (1979). - Les schistes et grès coquillers de Peche ou Formation de Peche (Dévonien Inférieur) à l'étang de Pernelle (Couvin, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 101: 305-319.
- GODEFROID J. (1980). - Le genre *Brachyspirifer* WEDEKIND, R., 1926 dans le Siegenien, l'Emsien et le Couvinien du bord meridional du synclinorium de Dinant. . *Bull. Inst. Royal.Scienc. Nat. Belgique*, 52 *Scienc. Terre*,1.
- GODEFROID J. (1982). - Gedinnian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. Historical subdivisions and Brachiopod biosratigraphy. a synopsis. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt*, v. 55, p. 97-134.
- GODEFROID J. & STAINIER P. (1982). - Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Belgian Siegenian on the South and South-East borders of the Dinant synclinorium. In "On Devonian stratigraphy and palaeontology of the Ardenne. Rhenish Mountains and related Devonian matters", W. Ziegler & R. Werner, eds., *Cour. Forsch. Inst. S.*, 55, p. 139-164.
- GODEFROID J. & STAINIER P. (1988). - Les Formations de Vireux et de Chooz (Emsien inférieur et moyen) au bord sud du synclinorium de Dinant entre les villages d'Olloy sur Viroin (Belgique) à l'ouest et de Chooz (France) à l'est. *Bull. Inst. Roy. Scienc. Nat. Belgique*. 58 *Scienc. Terre* : 95 - 173, 1988.
- GODEFROID J., STAINIER P. & STEEMANS P. (1982). - Gedinnian and Siegenian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. In "Field Meeting on Lower and Lower Middle Devonian Stages in the Ardenne-Rhenish type area", Guidebook, G. Plodowski et al., eds., IUGS/SDS publ., p. 3-79.
- GOFFETTE O. (1986). - Filons magmatiques du Massif de Rocroi (Ardenne française) : relations structurales avec l'encaissant, pétrologie structurale, pétrologie, géochimie. *Mem. D.E.A.*, inédit, Univ. Nancy I, 79 p.
- GOFFETTE O. (1986). - Le magmatisme du Massif de Rocroi (Ardennes). 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, *Soc. géol. Fr. éd.*, Paris, p. 80.

- GOFFETTE O. & MEILLIEZ F. (1988). - Nouvelles données sur le magmatisme bimodal du Massif de Rocroi (Ardenne, France). *Géologie de la France*, sous presse.
- GOFFETTE O., SANTALLIER D., PIBOULE M., ANDRE L. & MEILLIEZ F. (1988). - Nouvelles données sur les tholéiites siluriennes de l'Ardenne. 12ème R.S.T., Lille, Soc. géol. Fr. éd., Paris, p. 67.
- GOLDSTEIN R.H. (1988). - Paleosols of Late Pennsylvanian cyclic strata, New Mexico. *Sedimentology*, v. 35, p. 777-803.
- GORDON E.A. & BRIDGE J.S. (1987). - Evolution of Catskill (Upper Devonian) river systems : intra- and extrabasinal controls. *Jour. Sed. Petrology*, v. 57, p. 234-249.
- GOSSELET J. (1864). - Coupe géologique de la vallée de la Meuse, de Mézières à Givet. *Bull. Soc. Géol. France*, 2eme série, 21 p. 304-309.
- GOSSELET J. (1868). - Sur le terrain nommé Système Ahrien par André Dumont. *Bull. Acad. Roy. Sci., Let., Beaux-Arts Belgique*, 2eme série, 26 (9&10), p. 289-293.
- GOSSELET J. (1880). - Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. 1er fascicule : terrains primaires. *Soc. géol. Nord éd., Lille*, 167 p.
- GOSSELET J. (1888). - L'Ardenne. *Mém. Carte géol. Fr., Baudry éd., Paris*, 881 p.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P. & D'IORIO M.A. (1990). - Time in quantitative stratigraphy. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., *Prantice-Hall*, p. 519-542.
- GRAULICH J.M. (1961 a). - Le sondage de Wépion. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, Bruxelles*, n° 2, 102 p.
- GRAULICH J.M. (1961 b). - Les résultats du sondage de Wépion. *Ann. Mines de Belgique*, 1, p. 156-160.
- GREENWOOD B. & SHERMAND.J. (1986). - Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, v. 33, p. 33-45.
- GUILLOCHEAU F. (1983). - Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'Ordovicien moyen ouest - Armoricaïn. Thèse 3° cycle, Univ. de Bretagne Occidentale.
- GUILLOCHEAU F. (1990). - Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricaïn. Thèse Doc. ès Scien. Nat., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.
- GUILLOCHEAU F. & HOFFERT M. (1988). - Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plate-formes nord-gondwanienne et armoricaïne à l'Ordovicien et au Devonien. *C.R. Acad. Sci. t. 307, Série II*, p. 1909-1916.
- GUTHRIE R.L. & WITTY J.E. (1982). - New designation for soil horizons and the new Soil Survey Manual. *Jour. Soil Sci. Soc. America*, v. 46, p. 443-444.
- HAILS J.R. & HOYT J.H. (1968). - Barrier development on submerged coasts : Problems of sea-level changes from a study of the Atlantic coastal plain of Georgia, USA, and parts of the east Australian coast, *Z. Geomorphol.*, 7, p. 24-55.
- HAND B.M. & BARTBERGER C. (1988). - Leaside sediment fallout patterns and the stability of angular bedforms. *Jour. Sed. Petrology*, v. 58, p. 33-43.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, v. 235, p. 1156-1167.

- HARMS J.C. (1975). - Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In "Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences", Harms J.C., Southard J.B., Soering D.R. & Walker R.G., eds., S.E.P.M. Short course n° 2, p. 81-102.
- HARMS J.C. & FAHNESTOCK R.K. (1965). - Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). S.E.P.M., Spec. Pub. n° 12, p. 84-110.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. & WALKER R.G. (1982). - Structures and sequences in clastic rocks. SEPM Short course n° 9.
- HARRIS C.W. & ERIKSON K.A. (1990). - Allogenic controls on the evolution of storm to tidal shelf sequences in the Early Proterozoic Uncompahgre Group, southwest Colorado, USA. *Sedimentology*, v. 37, p. 189-213.
- HAWLEY N. (1981). - Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology*, v. 28, p. 699-712.
- HAWLEY N. (1982). - Reply: Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology*, v. 29, p. 906-907.
- HAY W.W., WOLD C.N. & SHAW C.A. (1990). - Mass-balanced paleogeographic maps : background and input requirements. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 261-275.
- HEDBERG D.H. (1976). - International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. John Wiley & Sons, Inc..
- HERITIER F. & VILLEMEN J. (1971). - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. B.R.G.M., Orléans, sect. 1, (2), 2*, pp. 11-30.
- HOMEWOOD P., ALLEN P.A. & WILLIAMS G.D. (1986). - Dynamics of the Molasse of western Switzerland. In "Foreland basins", P.A. Allen & P. Homewood, eds., I.A.S. Spec. Pub. n° 8, p. 199-217.
- HOOGENDOORN E.L. & DALRYMPLE R.W. (1986). - Morphology, lateral migration, and internal structures of shoreface-connected ridges, sable Island bar, Nova Scotia, Canada. *Geology*, v. 14, p. 400-403.
- HOUSE M.R. (1986). - Towards more precise time scales for geological events. In : "Geology in the real world - the Kingsley Dunham Volume", Nesbit R.W. & Nichol I., eds., p. 197-206.
- HOWARD J.D. & REINECK H.E. (1972). - Georgia coastal region, Sapelo Island. USA : Sedimentology and biology. IV. Physical and biogenic sedimentary structures of the nearshore shelf. *Senckenbergiana marit.* v. 4, p. 81-123.
- HOWARD J.D. & REINECK H.E. (1981). - Depositional Facies of High-Energy Beach-to-Offshore Sequence : Comparison with Low-Energy Sequence. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 65, p. 807-830.
- HSü K.J. (1983). - Actualistic Catastrophism. Address of the retiring President of the IAS. *Sedimentology*, v. 30, p. 3-9.
- HSü K.J. (1989). - Catastrophic extinctions and the inevitability of the improbable. *Jour. Geol. Soc.*, v. 146, p. 749-754.
- HUGHES D.A. & LEWIN J. (1982). - A small-scale flood plain. *Sedimentology*, v. 29, p. 891-895.
- HUNTER R.E. (1977). - Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Jour. Sed. Petrology*, v. 47, p. 697-708.

- HUNTER R.E. (1981). - Stratification styles in eolian sandstones : some Pennsylvanian to Jurassic examples. *SEPM Spec. Publ.* n° 31, p. 315-329.
- HUNTER R.E. (1985). - A kinematic model for the structure of lee-side deposits. *Sedimentology*, v. 32, p. 409-422.
- HUNTER R.E. & CLIFTON H.E. (1982). - Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southern Oregon. *Jour. Sed. Petrology*, v. 52, p. 127-143.
- JERVEY M.T. (1988). - Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In "Sea-level changes - An integrated approach", C. Wilgus et al., eds., *SEPM Spec. Pub.*, n° 42, p. 47-69.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G. & SANDBERG C.A. (1985). - Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 96, p. 567-587.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G. & SANBERG C.A. (1986). - Late Devonian eustatic cycles around margin of Old Red Continent. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 109, p. 141-147.
- JOHNSON M.A., STRIDE A.H. BELDERSON R.H. & KENYON N.H. (1981). - Predicted sand-wave formation and decay on a large offshore tidal-current sand-shet. In "Holocene marine sedimentation in the North Sea basin", S.D. Nio et al., eds., *I.A.S. Spec. Pub.* n° 5, p. 247-256.
- JORDAN T.E. & FLEMING P.B. (1990). - From geodynamic models to basin fill - A stratigraphic perspective. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 149-163.
- KAISIN F. (1936). - Le problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 11 pp. 1-327.
- KAUFFMAN E.G. (1988). - Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 16, p. 605-654.
- KENDALL C.G.St & LERCHE I. (1988). - The rise and fall of eustasy. In "Sea-level changes - An integrated approach", C. Wilgus et al., eds., *SEPM Spec. Pub.*, n° 42, p. 4-17.
- KIDWELL S.M. (1985). - Palaeobiological and sedimentological implications of fossil concentrations. *Nature*, v. 318, p. 457-460.
- KIDWELL S.M. (1986). - Models for fossil concentrations : paleobiologic implications. *Paleobiology*, v. 12, p. 6-24.
- KIDWELL S. (1989). - Stratigraphic condensation of marine transgressive records : origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. *Jour. Geol.*, v. 97, p. 1-24.
- KIDWELL S., FURSICH F.T. & AIGNER T. (1986). - Conceptual Framework for the Analysis and Classification of Fossil Concentrations. *Palaios*, v. 1, p. 228-238.
- KLEIN G.V. & MARSAGLIA K.M. (1987). - Discussion - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, v. 34, p. 333-337.
- KOMAR P.D. (1976). - Beach processes and sedimentation. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 426p.
- KOMAR P.D., NEUDECK R.H. & KULM L.D. (1972). - Observations and significance of deep-water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. In "Shelf sediment transport", Swift D.J.P. & Pilkey O., eds., p. 601-619.
- KRAUS M.J. (1984). - Sedimentology and tectonic setting of early Tertiary quartzite conglomerates, Northwest Wyoming. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, mem. 10, p. 203-216.

- KRAUS M.J. (1986). - Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. *Jour. Sed. Petrology*, v. 57, p. 602-612.
- KRAUS M.J. & BOWN T.M. (1986). - Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. In "Paleosols, their recognition and interpretation", Wright V.P., ed., Black. Sci. Pub. Oxford, p. 180-207.
- KRAUS M.J. & MIDDLETON L.T. (1987). - Contrasting architecture of two alluvial suites in different structural settings. *SEPM*.
- KREISA R.D. (1981). - Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *Jour. Sed. Petrology*, v. 51, p. 823-848.
- KUMAR N. & SANDERS J.E. (1976). - Characteristics of shoreface storm deposits : modern and ancient examples. *Jour. Sed. Petrology*, v. 46, p. 145-162.
- KUMAR N. & SANDERS J.E. (1978). - Storm deposits. In : "The encyclopedia of sedimentology", Fairbridge R.W. & Bourgeois J., eds., p. 767-770.
- LANGFORD R.P. (1989). - Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, v. 36, p. 1023-1035.
- LANGFORD R.P. & CHAN M.A. (1989). - Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, v. 36, p. 1037-1051.
- LARUE D.K. & MARTINEZ P.A. (1989). - Use of bed-form climb models to analyze geometry and preservation potential of clastic facies and erosional surfaces. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 73, p. 40-53.
- LECKIE D. (1986 a). - Rates, controls, and sand-body geometries of transgressive-regressive cycles : Cretaceous Moosebar and Gates Formations, British Columbia. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 70, p. 516-535.
- LECKIE D. (1986 b). - Tidally influenced, transgressive shelf sediments in the Viking Formation, Caroline, Alberta. *Bull. Canadian Petrol. Geol.*, v. 34, n° 1, p. 111-125.
- LECKIE D. (1988). - Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *Jour. Sed. Petrology*, v. 58, p. 607-622.
- LECKIE D.A. & CHEEL R.J. (1986). - Tidal channel facies of the Virgelle Member (Cretaceous Milk River Formation), Southern Alberta. *Geol. Surv. Canada, Paper 86-1B*, p. 637-645.
- LECKIE D.A. & FOSCOLOS A.E. (1986). - Paleosols and Late Albian sea level fluctuations : preliminary observations from the Northeastern British Columbia foothills. In "Current Research, Part B", Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 429-441.
- LECKIE D.A. & KRISTINIK L.F. (1989). - Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? *Jour. Sed. Petrology*, Vol. 59, p. 862-870.
- LECKIE D. & POTOCKI D. (1988). - Sandstone dikes and an estimate of their depth of injection in the Colorado shales (Cretaceous), Alberta. *Can. Soc. Petrol. Geol. mem.* 15, p. 325-330.
- LECKIE D.A. & WALKER R.G. (1982). - Storm and tide - dominated shorelines in Cretaceous Moosebar lower Gates interval. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 66, p. 138-157.
- LECOMPTE M. (1968). - Le Dévonien de la Belgique et du Nord de la France. In : International Symposium on the Devonian System, Calgary, v. I, p. 15-52.

- LEE YOUNG J.S. & SLEATH J.F.A. (1990). - Ripple formation in combined transdirectional steady and oscillatory flow. *Sedimentology*, v. 37, p. 509-516.
- LEITHOLD E.L. (1989). - Depositional processes on an ancient and modern muddy shelf, northern California. *Sedimentology*, v. 36, p. 179-202.
- LEITHOLD E. & BOURGEOIS J. (1989). - Sedimentation, sea-level change, and tectonics on an early Pleistocene continental shelf, northern California. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 101, p. 1209-1224.
- LERCHE I. (1990). - Philosophies and strategies of model building. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 21-44.
- LERICHE M. (1931). - Les relations du Dévonien continental et du Dévonien marin sur la bordure européenne du continent Nord-Atlantique. *C. R. Congr. nation Sci. (Bruxelles 29 juin - 2 juillet 1930)*, 8 p., Liège.
- LOMBARD A. (1972). - Séries sédimentaires. Genese - Evolution. Masson, Paris 1972.
- LOUTIT T.S., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). - Condensed sections : the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In "Sea-level changes - An integrated approach", C. Wilgus et al., eds., SEPM Spec. Pub. n° 42, p. 183-213.
- LOWE D.R. (1976). - Grain flow and grain flow deposits. *Jour. Sed. Petrology*, v. 46, p. 188-199.
- LOWE D.R. (1988). - Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, v. 35, p. 765-776.
- MACAR P. (1948). - Les pseudo-nodules du Famennien et leur origine. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège* t. 72, p. B 47-76.
- MAILLIEUX E. (1932). - Un aspect nouveau du Dévonien inférieur de l'Ardenne. *Bull. Mus. royal Hist. nat. Belg.*, 8 (17), 18 p.
- MARSAGLIA K.M. & KLEIN G.D. (1983). - The paleogeography of paleozoic and mesozoic storm depositional systems. *J. Geol.* v. 91, n° 2, p. 117-142.
- MARSAGLIA K.M. & KLEIN G.D. (1985). - The paleogeography of paleozoic and mesozoic storm depositional systems : a reply. *J. Geology*, v. 93, p. 91-94.
- McCRONE A.W. (1963). - Quick preparation of peel-prints for sedimentary petrography. *Jour. Sed. Petrology*, Vol. 33, p. 228-230.
- McCRORY V.L.C. & WALKER R.G. (1986). - A storm and tidally-influenced prograding shoreline-Upper Cretaceous Milk River Formation of Southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, v. 33, p. 47-60.
- McKEE E. (1965). - Experiments on ripple lamination. *S.E.P.M., spec. pub. n° 12*, p. 66-83.
- MEILLIEZ F. (1984 a). - La formation de Fépin (Gedinnien de l'Ardenne) : un marqueur lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, t. 103, p. 37-53.
- MEILLIEZ F. (1984 b). - Vers un paléoenvironnement de la formation de Fépin. *Bull. Soc. Hist. nat. Ardennes, Charleville-Mézières*, t. 74, p. 19-24.
- MEILLIEZ F. (coord.) (1987). - Programme G.P.F., Thème 1, : Chevauchement nord-varisques (Faille du Midi). *Doc. B.R.G.M., Orleans*, 139, 97 p.
- MEILLIEZ F. (1989). - Importance de l'événement Caledonien dans l'allochtone ardennais; Essai sur une cinématique Paleozoïque de l'Ardenne dans la chaîne Varisque. Thèse d'état, Univ. Maine .

- MEILLIEZ F. & MANSY J.L. (1990). - Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène: le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. Bull. Soc. géol. France, (8), t, VI, n° 1, pp. 177-188.
- MEILLIEZ F. & PELHATE A. (1986). - Du synclinorium de Dinant (Ardenne) à celui de Laval (Armorique). 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, Soc. géol. Fr. éd., Paris, p. 125.
- MEILLIEZ F. & RAOULT J.F. (1987). - Le chevauchement frontal nord-varisque : bilan et perspectives. In "Chevauchements nord-varisques (faille du Midi)", F. Meilliez coord., actes coll. nat. G.P.F., thème 1, 3ème phase d'investigation, doc. B.R.G.M., Orléans, n°137, p. 9-17.
- MIALL A.D. (1986). - Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy : A critique of the methodology with particular reference to the North sea Jurassic record. American Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 70, p. 131-137.
- MIALL A.D. (1990). - Can there be life after facies models? The development of a framework for the quantitative description of complex, three-dimensional facies architectures. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 601-615.
- MIDDLETON G.V. (1973). - Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies. Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 979-988.
- MILHAU B., BRICE D. & MEILLIEZ F. (1989). - Une coupe partielle de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne). Ann. Soc. géol. Nord, CVII, p. 271-280.
- MITCHELL A.H.G. & READING H.G. (1986). - Sedimentation and Tectonics. In "Sedimentary Environments and Facies", H.G. Reading ed., Blackwell Scientific Publications, Oxford, 2nd Edition, p.471-519.
- MITCHUM R.M. JR., VAIL P.R. & THOMPSON S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2 : The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In : "Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration", Payton C.E. ed., American Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 26, p. 53-62.
- MOLENAAR N. (1984). - Paleopedogenic features and their paleoclimatological significance for the Nèvreumont Formation (Lower Givetian), the Northern Ardennes, Belgium. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v.46, p. 325-344.
- MORTON R.A. (1978). - Large-scale rhomboid bed forms and sedimentary structures associated with hurricane washover. Sedimentology, 25, p. 183-204.
- MORTON R.A. (1979). - Subaerial storm deposits formed on barrier flats by wind-driven currents. Sedimentary Geology, 24, p. 105-122.
- MORTON R.A. (1981). - Formation of storm deposits by wind-forced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea. In "Holocene Marine sedimentation in the North Sea basin" S.D. Nio, et al., eds., I.A.S. Spec. Publ. n° 5, p. 385-396.
- MORTON R.A. (1988). - Nearshore responses to great storms. Geol. Soc. America, Spec. Paper 222, p. 7-22.
- NEMEC W. (1988). - Coal Correlations and Intrabasinal Subsidence : A New Analytical Perspective. In "New perspectives in basin analysis", K.L. Kleinspehn & C. Paola, eds., Springer, New York.
- NIEDORODA A.W., SWIFT D.J.P., HOPKINS T.S. & MACH.M. (1984). - Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. Marine Geology, v. 60, p. 331-354.

NUMMEDAL D. & SWIFT D.J.P. (1987). - Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities : some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In "Sea-level fluctuations and coastal evolution", D. Nummedal et al., eds., S.E.P.M. Spec. Pub. n° 41 p. 241-260.

O'BRIEN P.E. & WELLS A.T. (1986). - A small, alluvial crevasse splay. *Jour. Sed. Petrology*, v. 56, p. 876-879.

ODIN G.S. & ODIN C. (1990). - Echelle numérique des temps géologiques (mise à jour 1990). *Géochronique*, n° 35, p. 12-21.

OLSEN H. (1990). - Astronomical forcing of meandering river behaviour : Milankovitch cycles in Devonian of East Greenland. *Palaeogeog., Palaeoclim. Palaeoecol.*, v. 79, p. 99-115.

PAOLA C. (1990). - A simple basin-filling model for coarse-grained alluvial systems. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 363-374.

PAOLA CH., WIELE S.M. & REINHART M.A. (1989). - Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology*, v. 36, p. 47-59.

PAPROTH E., CONIL R., BLESS M.J.M., BOONEN P., BOUCKAERT J., CARPENTI R.N., COEN M., DELCAMBRE B., DEPRIJCK C., DEUZON S., DREESEN R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., HAHN G.R., HISLAIRE O., KASIG W., LALOUX M., LAUWERS A., LEES A., LYS M., OP DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., POTY E., RAMSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAINE M., VANSEENWINKEL M. & VIESLET J.L. (1983). - Bio - and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium. A review. *Ann. Soc. Géol. Belgique, Liège*, 106, p. 185-239.

PAPROTH E., DREESEN R. & THOREZ J. (1986). - Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège*, t. 109, p. 175-186.

PAYTON C.E. (ed.). 1977. - Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration. American Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 26.

PEDERSEN G.K. (1985). - Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence : an example from the Lower Jurassic in the Stenlille 1 well, Denmark. *J. Geol. Soc. London*, vol. 142, p. 357-374.

PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. & SIEVER R. (1972). - Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

PICARD M.D. & HIGH L.R. (1973). - Sedimentary structures of ephemeral streams. Elsevier, Amsterdam.

PICKERING K.T. & HISCOTT R.N. (1985). - Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, v. 32, p. 373-394.

PILLET J. & WATERLOT M. (1982). - Découverte d'une nouvelle espèce de Trilobite (Homalonotidae) dans les grès de Vireux (Ardennes, France). *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, t. 102, p. 183-185.

PLINT A.G. (1988). - Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the cardium formation of Alberta : their relationship to relative changes in sea level. In "Sea-level changes - An integrated approach" C. Wilgus et al., eds., SEPM Spec. Pub. n° 42, p. 357-370.

POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988). - Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. In "Sea-level changes - An integrated approach", C. Wilgus et al., eds., SEPM Spec. Pub. n° 42, p. 126-154.

POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988). - Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In "Sea-level changes - An integrated approach", C. Wilgus et al., eds., SEPM Spec. Pub. n° 42, p. 110-124.

POSTMA G. & NEMEC W. (1990). - Regressive and transgressive sequences in a raised Holocene gravelly beach, southwestern Crete. *Sedimentology*, v. 37, p. 907-920.

PRAVE A.R. & DUKE W.L. (1990). - Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification ? *Sedimentology*, v. 37, p. 531-539.

PRIOR D.B. & BORNHOLD B.D. (1989). - Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, v. 36, p. 1053-1076.

PROUST J.N. (1990). - Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Proterozoïque terminal au Mali occidental. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 165 p.

PROUST J.N., DEYNOUX M. & GUILLOCHEAU F. (1990). - Anatomie fonctionnelle d'une fermeture de bassin sédimentaire : Protérozoïque terminal, groupe glaciaire du Bakoye, Mali occidental, Afrique de l'Ouest. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, p. 255-261.

RAOULT J.F. (1986). - Le front varisque du Nord de la France d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, Paris, v. 27, f. 3-4, p. 347-368.

RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1985). - Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, t. 105, p. 97-109.

RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1987). - The variscan front and the Midi fault between the Channel and the Meuse River. *J. struct. Geol.*, Oxford, v. 9, n°4, p. 473-479.

READING H.G. (ed.) (1986). - *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 2nd edition, 615 p.

READING H.G. (1987). - Fashions and models in sedimentology: a personal perspective. *Sedimentology*, v. 34, p. 3-9.

REINECK H.E. & SINGH I.B. (1971). - Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, v. 18, p. 123-128.

REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980). - *Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics*. 2nd ed., Springer Verlag, Berlin, 549 p.

REINECK H.E., GUTMAN W.F. & HERTWECK G. (1967). - Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. *Senckenbergiana Letheica*, 48 (3-4), p. 219-275.

RETALLACK G.J. (1986 a). - Fossil soils as ground for interpreting long-term controls on ancient rivers. *Jour. Sed. Petrology*, v. 56, p. 1-18.

RETALLACK G.J. (1986 b). - The fossil record of soils. In "Paleosols : their recognition and interpretation", Wright V.P., ed., Black. Scient. Publ. Oxford, p. 1-57.

RETALLACK G.J. (1988). - Field recognition of paleosols. *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 216.

RETALLACK G.J. (1990). - *Soils of the past. An introduction to paleopedology*. Unwin Hyman, Boston, 520 p.

ROEP T.B. & REMMELZWAAL A. (1977). - A descriptive and "intuitive" thin-section analysis of Pleistocene of the Netherlands near Hattem. *Meded. Rij. Geol. Die. Nieuwe Serie*, v. 28, n° 6, p. 149-163.

ROSENTHAL L.R.P. & WALKER R.G. (1987). - Lateral and vertical facies sequences in the Upper Cretaceous Chungo Member, Wapiabi Formation, southern Alberta. *Can. J. Earth Sci.*, v. 24, p. 771-783.

ROSS A.C. & ROSS J.R.P. (1988). - Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In "Sea-level Changes - An integrated Approach", C. Wilgis et al., eds., SEPM Spec. Publ. n° 42, p. 227-247.

ROSS W.C. (1990). - Modeling base-level dynamics as a control on basin-fill geometries and facies distribution : a conceptual framework. In "Quantitative dynamic stratigraphy", T.A. Cross, ed., Prentice-Hall, p. 387-399.

RUBIN D.M. (1987 a). - Formation of scalloped cross-bedding without unsteady flows. *Jour. Sed. Petrology*, v. 57, p. 39-45.

RUBIN D.M. (1987 b). - Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents. *Concepts in sedimentology and paleontology*, SEPM v. 1.

RUBIN D.M. & HUNTER R.E. (1982). - Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, v. 29, p. 121-138.

RUBIN D.M. & HUNTER R.E. (1987). - Bedform Alignment in Directionally Varying Flows. *Science*, v. 237, p. 276-278.

RUST B.R. & NANSON G.C. (1989) . - Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. *Sedimentology*, v. 36, p. 291-306.

RYET T.A. (1984). - Transgressive-regressive cycles and the occurrence of coal in some Upper Cretaceous strata of Utah, USA. In "Sedimentology of Coal and Coal-Bearing sequences", R.A. Rahmani & R.M. Flores, eds., IAS. Spec. Publ. 7, p. 217-227.

SALVADOR A., CHAIRMAN (1987). - Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 98, p. 232-237.

SCHIEBER J. (1989). - Facies origin of shales from the mid-Proterozoic Newland Formation, Belt Basin, Montana, USA. *Sedimentology*, v. 36, p. 203-219.

SCRUTTON C.T. (1965). - Periodicity in Devonian coral growth. *Paleontology*, v. 7, p.552-558.

SEVRIN G. (1985). - Données pétrographiques et structurales sur les grès emsiens de Vireux, Ardenne. *Mém. D.E.A., inédit, Univ. Lille I*, 54 p.

SHERMAN D.J. & GREENWOOD B. (1984). - Boundary roughness and bedforms in the surf zone. *Marine Geology*, v. 60, p. 199-218.

SHERMAN D.J. & GREENWOOD B. (1989). - Hummocky cross-stratification and post-vortex ripples: length scales and hydraulic analysis. *Sedimentology*, v. 36, p. 981-986.

SLOSS L.L. (1988). - Forty years of sequence stratigraphy. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 100, p. 1661-1665.

SMITH R.D.A. & AINSWORTH R.B.(1989). - Short Paper : Hummocky cross-stratification in the Downton of the Welsh borderland. *J. Geol. Soc.*, London, v. 146, p. 897-900.

SMITH R.M. (1990). - Alluvial paleosols and pedofacies of the southwestern sequences in the Permian Lower Beaufort of the southwestern Karoo basin, South Africa. *Jour. Sed. Petrology.*, v. 60, p. 258-276.

SNEDDEN J.W., NUMMEDAL D. & AMOS A. (1988). - Storm- and fair-weather combined flow on the central Texas continental shelf. *Jour. Sed. Petrology*, v. 58, p. 580-595.

SOIL SURVEY STAFF (1975). - Soil taxonomy. Handbook, US Departement of Agriculture n° 36.

- SOUTHARD J.B. (1971). - Representation of bed configurations in depth-velocity-size diagrams. *Jour. Sed. Petrology*, v. 41, p. 903-915.
- SOUTHARD J.B. & BOGUCHWAL L.A. (1973). - Flume experiments on the transition from ripples to lower flat bed with increasing sand size. *Jour. Sed. Petrology*, v. 43, p. 1114-1121.
- SOUTHARD J.B., LAMBIE J.M., FEDERICO D.C., PILE H.T. & WEIDMAN CH.R. (1990). - Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification. *Jour. Sed. Petrology*, v. 60, p. 1-17.
- STEEMANS P. (1982). - Gedinnian and Siegenian spore stratigraphy in Belgium. In Ziegler W. et Werner R. édit., on Devonian stratigraphy and Palaeontology of the Ardenneo-Rhenish Mountains and related Devonian matters. *Com. Forsch. Inst. Senckenberg*, 55, p. 165-180.
- STEEMANS P. (1986). - Palynostratigraphie de l'Eodévoniën. Thèse Doct. Sci Géol. Minéral., Univ. Liège, 2 vol., 408 p.
- STEEMANS P. (1987). - Aperçus palynologique de l'Eodévoniën de l'Ardenne. *Excursion Ann. Gr. Fr. Paléoz.*, livret-guide, 16 p.
- STOW D.A.V. (1982). - Toward an anatomy of fine-grained sediments. *Episodes*, p. 3-4.
- STREEL M. (1988). - Biostratigraphie par spores du Dévoniën ardenno-rhénan. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, t. 105, p. 85-96.
- STREEL M., FAIRON-DEMARET M., OTAZO-BOZO N. & STEEMANS PH. (1981). - Etudes stratigraphiques des spores du "Dévoniën inférieur au bord sud du synclinorium de Dinant (Belgique) et leurs applications. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège*, t. 104, p. 173-192.
- STREEL M., HIGGS K., LOBOZIAK S., RIEGEL W. & STEEMANS P. (1987). - Spore stratigraphy and correlation with faunas and flores in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 50, p. 211-229.
- STRIDE A.H. (1989). - Modern deposits, quasi-deposits and some Holocene sequences in the Southern Bight, North Sea. In "Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea", J.P. Henriët & G. de Moor, eds.,
- SWANSON R.G. (1981). - Sample examination manual. American Ass. Petroleum Geologists, Methods in exploration series.
- SWIFT D.J.P., HAN G. & VINCENT C.E. (1986). - Fluid processes and sea-floor response on a modern storm-dominated shelf : Middle Atlantic shelf of North America. Part I : The storm-current regime. In "Shelf sands and sandstones", Knight R.J. & McLean J.R., eds., *Canad. Soc. Petr. Geol. Memoir* 11, p. 99-119.
- SWIFT D.J.P., HUDELSON P.M., BRENNER R.L. & THOMPSON P. (1987). - Shelf constructions in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology*, v. 34, p. 423-457.
- SWIFT D.J.P. & NUMMEDAL D. (1987). - Discussion - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, v. 34, p. 338-344.
- TERWINDT J.H.J. (1988). - Paloe-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments. In "Tide - influenced sedimentary environments and facies", P.L. de Boer et al., eds., D. Reisel Publishing Company, p. 233-263.
- TERWINDT J.H.J. & BREUSERS (1982). - Discussion: Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology*, v. 29, p. 903-906.

TESSIER B. (1990). - Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements. Thèse, Université de Caen.

THOREZ J. & DREESEN R. (1986). - A model of a regressive depositional system around the Old Red Continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "Psammites du Condroz" in Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 109, p. 285-323.

THOREZ J., GOEMAERE E. & DREESEN R. (1988). - Tide- and wave-influenced depositional environments in the Psammites du Condroz (Upper Famennian) in Belgium. In "Tide - Influenced Environments and Facies", P.L. de Boer et al., eds., D. Riedel Pub. Comp., p. 389-415.

THOREZ J., STREEL M., BOUCKAERT J. & BLESS M.J.M. (1977). - Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. *Med. Rijks Geol. Dienst, N.S.*, 28 (2), p. 17-32.

VAIL P.R., COLIN J.P., DU CHENE R.J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 7, pp. 1301-1321.

VAIL P.R., MITCHUM R.M.Jr., TODD R.G., WIDMERI J.W., THOMSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATELID W.G. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In : "Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration", Payton C.E. ed., American Assoc. Petroleum Geologists Mem. 26, p. 49-212.

VAN DEN BERG J.H. (1977). - Morphodynamic development and preservation of physical sedimentary structures in two prograding recent ridge and runnel beaches along the dutch coast. *Geol. Mijnbouw*, v. 56, p. 185-202.

VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. (1988). - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In "Sea-level changes - An integrated approach", C. Wilgus et al., eds., SEPM Sep. Pub., n° 42, p. 40-45.

VANGUESTAINE M. (1979). - Remaniements d'Acritarches dans le Siegenien et l'Emsien (Dévonien inférieur) du synclinorium de Dinant (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 101, p. 243-267.

WALKER R.G. (1984). - Shelf and shallow marine sands. In "Facies models" 2nd edition, Walker R.G. ed., Geoscience Canada, Reprint Ser. 1, p. 141-169.

WALKER R.G., DUKE W.L. & LECKIE D.A. (1983). - Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences : Discussion and Reply. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 94, p. 1245-1249.

WALTER R. (1980). - Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its Southern adjoining areas. *Med. Rijks. Geol. Dienst*, 32-2, p. 14-25.

WANLESS H.R., TEDESCO L.P. & TYRRELL K.M. (1988). - Production of subtidal tubular and surficial tempestites by hurricane Kate, Caicos platform, British West Indies. *Jour. Sed. Petrology*, v. 58, p. 739-750.

WATERLOT G. (1969). - Le Paléozoïque en Ardenne française. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, t. 89, p. 5-22.

WELLS J.W. (1963). - Coral growth and geochronometry. *Nature*, v. 197, p. 948-950.

WETZEL A. & AIGNER T. (1986) - Stratigraphic completeness : tiered trace fossils provide a measuring stick. *Geology*, v. 14, p. 234-237.

WHEELER H.E. (1964). - Baselevel, lithosphere surface, and time - stratigraphy. Geol. Soc. America Bull., v. 75, p. 599-610.

WILGUS C.K., ROSS C.A., POSAMENTIER H. & KENDALL C.G.St.C. (eds.) (1988). - Sea-level changes : An integrated approach. S.E.P.M. Spec. Pub. n° 42, 407 p.

WRIGHT V.P. & WILSON R.C.L. (1987). - A Terra Rossa-like paleosol complex from the Upper Jurassic of Portugal. Sedimentology, v. 34, p. 259-273.

WRIGHT V.P., PLATT N.H. & WIMBLEDON W.A. (1988). - Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols. Sedimentology, v. 35, p. 603-620.

YANG CH. SH. (1986). - On Bagnold's sediment transport equation in tidal marine environments and the practical definition of bedload. Sedimentology, v. 33, p. 465-486.

ZIEGLER W. & WERNER R. (1982). - On Devonian stratigraphy and palaeontology of the Ardenne-Rhenish Mountains and related Devonian matters. Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, v. 55, 498 p.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I : INTRODUCTION	7
I - Cadre géographique et géologique.....	8
II - Caractères généraux de la série dévono-carbonifère.....	11
III - Le Dévonien inférieur près de Vireux.....	13
IV - Définitions variées de la Formation des grès de Vireux.....	14
V - Définition de la Formation des Schistes de Chooz.....	16
VI - Les variations eustatiques.....	16
RESUME, PLAN DU MEMOIRE.....	17
CHAPITRE II : METHODOLOGIE.....	19
INTRODUCTION.....	19
I - Le concept de séquence de dépôt.....	19
A. Définition.....	19
B. La notion de niveau de base.....	21
C. Les séquences à haute résolution.....	22
II - Signification paléogéographique des faciès sédimentaires à l'intérieur des séquences.....	24
III - Moyens de réalisation de l'étude.....	25
A. Le travail de terrain.....	25
B. Le travail en laboratoire.....	26
CHAPITRE III : PETROGRAPHIE.....	27
INTRODUCTION.....	27
I - Caractérisation générale de la minéralogie.....	27
Minéralogie.....	27
1. Le quartz	27
2. Le chert	28
3. Les débris de roche.....	28
4. Le feldspath	28
5. Les micas	28
6. Les minéraux lourds.....	29
II - Définition de la texture pétrographique.....	29
A. La granulométrie.....	29
B. Emoussé (angularity) et sphéricité des grains.....	32
C. Texture et fabrique générale.....	32

D. Faciès pétrographiques.....	34
1. Faciès A.....	34
2. Faciès B.....	34
3. Faciès C.....	34
4. Faciès D.....	34
5. Faciès E.....	36
6. Faciès F.....	36
CONCLUSIONS.....	37
CHAPITRE IV : HIERARCHIE DES DIFFERENTS ORDRES D'ORGANISATION SEQUENTIELLE.....	41
INTRODUCTION.....	41
I - Les différents ordres de séquences emboîtées.....	41
A. La Formation des Grès de Vireux.....	41
1. La strate.....	41
2. La séquence d'épaisseur pluridécimétrique à métrique.....	43
3. La séquence d'épaisseur métrique à plurimétrique.....	43
4. La séquence d'épaisseur pluridécamétrique.....	43
4. Ordre des séquences.....	43
B. La Formation des Schistes de Chooz.....	45
1. La strate, le paquet de strates et les interstrates.....	45
2. La séquence d'épaisseur pluridécimétrique à métrique.....	45
3. La séquence d'épaisseur métrique à plurimétrique.....	46
4. La séquence d'épaisseur pluridécamétrique.....	46
5. Fréquence des séquences.....	47
II - Relations entre la Formation des Grès de Vireux et la Formation des Schistes de Chooz.....	49
A. Séquences haute fréquence : caractère spécifique.....	49
B. Séquences à haute fréquence : caractères communs, causes.....	49
CONCLUSIONS.....	50
CHAPITRE V : SEDIMENTOLOGIE DES FACIES.....	51
INTRODUCTION.....	51
I - Les faciès à dynamique de vagues.....	54
A. Les strates centimétriques silteuses gradées.....	54
B. Le litage de strates gréseuses lenticulaires.....	56
1. Les strates lenticulaires d'extesion latérale métrique et d'épaisseur centimétrique.....	57
2. Les trates lenticulaires métriques.....	59
3. Les strates lenticulaires décimétriques.....	59
C. Le litage entrecroisé de rides symétriques.....	57
1. Le litage de rides symétriques chevauchantes en phase.....	64
2. Le litage entrecroisé de rides de vague.....	64
D. Le litage plan et le litage incliné.....	67
1. Le litage parallèle plan horizontal.....	67
2. Le litage faiblement oblique.....	69

3. Le litage oblique sigmoïdal.....	70
a. Faisceau progradant à strates sigmoïdales.....	70
b. Faisceau de strates en biseaux et de strates continues.....	70
II - Les faciès dominés par les courants.....	72
A. Les strates isolées à lamines planes et litage de rides de courant.....	72
B. Le litage de rides et mégarides de courant.....	74
1. Le litage entrecroisé amalgamé.....	74
2. Le litage composé.....	74
3. Le litage de rides chevauchantes.....	75
4. Cas particulier : litage amalgamé de courant et de vague.....	76
a. Alternance de litages de natures différentes.....	76
b. Une série à barres littorales.....	77
III - Les faciès à chenaux.....	80
A. Les chenaux.....	80
B. Les dépôts de débordement.....	80
IV - Les faciès présentant des preuves d'émersion.....	82
A. Les faciès à fentes de dessiccation.....	82
1. Les fentes de dessiccation.....	84
2. Les empreintes de goutte de pluie.....	85
3. Les nodules.....	85
B. Les faciès à paléosols.....	86
1. Les traces de racines.....	87
a. Les rhizomes.....	87
b. Les rhizoconcrétions.....	87
c. Les marbrures.....	87
2. Les niveaux de sols.....	88
3. La structure des sols.....	88
a. Les peds.....	89
b. Les cutanes.....	90
c. Les glaebules.....	90
d. Les cristaux.....	91
e. Les pédotubules.....	91
f. Les microfabriques.....	91
V - Structures particulières.....	92
A. Les brioches "sandstone mounds".....	93
B. Les concentrations de fossiles.....	93
C. Les faciès du cortège transgressif.....	94
VI - Directions des paléocourants.....	99
VII - Courbe de variation de la profondeur.....	99
CONCLUSIONS.....	103

CHAPITRE VI : LES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION : FORMATION

DES GRES DE VIREUX.....	125
INTRODUCTION.....	125
I - Les séquences à très haute fréquence.....	125
A. La séquence élémentaire type.....	125
1. Le terme inférieur.....	125
2. Le terme supérieur.....	126

3. Variation des proportions entre les deux termes.....	127
4. Variations de la séquence-type THF.....	127
II - Les séquences à haute fréquence.....	128
A. La séquence-type à haute fréquence.....	128
B. Succession verticale des séquences à très haute fréquence.....	128
1. La séquence THF de base, à dominante pélitique.....	128
2. La séquence THF gréseuse.....	128
3. La séquence THF sommitale.....	128
4. Variations de la séquence type HF.....	130
III - Etude de trois séquences haute fréquence.....	130
A. Exemple de la séquence haute fréquence n° 2.....	132
1. L'ensemble inférieur terrigène.....	132
a. La première séquence THF.....	132
b. La deuxième séquence THF.....	132
c. La troisième séquence THF.....	133
2. L'ensemble supérieur à lumachelles.....	133
B. Exemple de la séquence haute fréquence n° 8.....	135
1. Etude pétrographique.....	135
2. La première séquence THF.....	135
a. Le terme inférieur pélitique.....	135
b. Le terme supérieur gréseux.....	137
3. La deuxième séquence THF.....	137
a. Le terme inférieur pélitique.....	137
b. Le terme supérieur gréseux.....	137
4. La troisième séquence THF.....	139
5. Les 2 séquences THF silteuses sommitales.....	140
C. Exemple de la séquence haute fréquence n° 17.....	140
1. La première séquence THF.....	140
2. La deuxième séquence THF.....	141
3. La troisième séquence THF.....	141
4. La quatrième séquence THF.....	141
5. La cinquième séquence THF.....	141
6. Milieu de sédimentation de la séquence HF n° 17.....	141
IV - Proximalité relative des séquences THF.....	142
Exemples étudiés.....	142
1. La séquence THF distale.....	142
2. La séquence THF proximale.....	142
3. La séquence THF intermédiaire.....	142
V - Séquences à haute résolution.....	142
A. Vitesse d'accumulation des sédiments.....	144
B. Variations du niveau relatif de la mer.....	145
C. Comparaison d'accumulation d'une séquence à très haute fréquence avec le modèle de Cross (1988).....	147
1. L'exemple de la séquence THF étudié.....	147
2. La séquence THF type.....	147
D. Vitesse d'accumulation des sédiments.....	149
1. Variation de la profondeur des faciès sédimentaires.....	149
2. Variation de la vitesse d'accumulation des sédiments.....	150

E. Comparaison de la séquence à haute fréquence avec le modèle théorique de Cross (1988).....	150
V - Causes possibles des séquences à haute résolution.....	151
CONCLUSIONS.....	151

CHAPITRE VII : LES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION : LA FORMATION DES SCHISTES DE CHOOZ.....

INTRODUCTION.....	153
I - Les séquences à très haute fréquence.....	153
A. La séquence élémentaire.....	153
1. Le terme inférieur gréseux.....	153
2. Le terme supérieur pélitique.....	155
3. Relations entre le terme gréseux et le terme pélitique.....	155
4. Variations de la séquence élémentaire.....	155
II - Les séquences à haute fréquence.....	155
A. La séquence à haute fréquence type.....	157
B. Succession verticale des séquences à très haute fréquence.....	157
1. La séquence THF de la base.....	157
2. Les séquences THF pélitique.....	157
3. Variations de la séquence HF type.....	157
C. Exemple de la vingt-septième séquence à haute fréquence.....	158
1. Etude pétrographique.....	159
2. La première séquence THF.....	159
a. Le terme inférieur gréseux.....	159
b. Le terme supérieur à dominante pélitique.....	159
3. La quatrième séquence THF.....	161
a. Le terme inférieur gréseux.....	161
b. Le terme supérieur à dominante pélitique.....	163
III - Interprétation des séquences à haute résolution : effet des fluctuations du niveau de base.....	163
A. La séquence à très haute fréquence.....	163
1. Vitesse d'accumulation des sédiments.....	163
2. Développement de la séquence THF.....	163
B. Fluctuations du niveau de base : deux modèles théoriques.....	164
1. Le modèle stratigraphique de Cross (1988).....	164
2. Le modèle de Kraus & Bown (1986).....	165
a. Les périodes de sédimentation.....	165
b. Les faciès de sédimentation.....	165
c. Les processus sédimentaires.....	165
d. Histoire d'une séquence.....	167
e. Les facteurs autocycliques et allocycliques.....	167
3. Modèle intégré de Kraus & Bown (1986) et Cross (1988).....	167
C. Application du modèle intégré à la séquence à très haute fréquence.....	169
D. Les séquences à haute fréquence.....	169
Histoire des séquences HF.....	169
E. Comparaison de l'histoire de la séquence à haute fréquence avec le modèle intégré.....	170
IV - Les séquences à haute résolution : causes possibles.....	171

V - Un exemple décrit dans la littérature.....	172
CONCLUSIONS.....	173
CHAPITRE VIII : LES SEQUENCES D'ECHELLE SISMIQUE.....	175
INTRODUCTION.....	175
I - La Formation des Grès de Vireux.....	175
A. Variation de la profondeur.....	175
B. Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés.....	175
II - La Formation des Schistes de Chooz.....	178
A. Variation de la profondeur.....	178
B. Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés.....	178
III - Les paraséquences.....	179
A. Premier cycle 700 Ka de la Formation des grès de Vireux.....	180
1. Variation de la profondeur de dépôt.....	180
2. Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés.....	180
3. Variation de la vitesse d'accumulation des sédiments.....	180
B. Causes des paraséquences.....	181
1. Calcul de l'eustatisme et de la subsidence.....	181
2. Quelques exemples de la littérature.....	182
IV - Les séquences de moyenne fréquence.....	182
A. La Formation des Grès de Vireux.....	182
1. Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés.....	182
2. Variation de la profondeur.....	183
B. La Formation des Schistes de Chooz.....	183
1. Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés.....	183
2. Variation de la profondeur.....	183
V - La séquence basse fréquence : séquence de deuxième ordre.....	183
A. Variation de l'épaisseur des sédiments accumulés.....	183
B. Variation de la profondeur.....	185
VI - Causes des séquences de dépôts s.l.....	185
A. Variations des paramètres orbitaux de la terre.....	186
B. Changement du régime de contraintes intraplaques.....	187
CONCLUSIONS.....	188
CONCLUSIONS GENERALES.....	189
BIBLIOGRAPHIE.....	193
TABLE DES MATIERES.....	213
LISTE DES FIGURES.....	221

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Unités physiographiques et structurales du Bloc Ardennais entre la Manche et le Rhin.
- Fig. 2 - Ecorché infra - mésozoïque montrant la structure générale du Paléozoïque de l'ensemble Ardenne-Brabant.
- Fig. 3 - Carte géologique simplifiée de l'Ardenne méridionale.
- Fig. 4 - Stratigraphie et structures le long de la vallée de la Meuse.
- Fig. 5 - Modèle de restitution de la marge ardennaise au Dévonien inférieur.
- Fig. 6 - Carte géologique des environs de Vireux.
- Fig. 7 - Courbe eustatique du Dévonien.
- Fig. 8 - Le niveau marin relatif induit par l'effet conjugué d'une courbe eustatique sinusoïdale et d'une courbe de subsidence tectonique constante.
- Fig. 9 - L'espace disponible, ("accommodation") créé ou détruit par le jeu de l'eustatisme et de la subsidence.
- Fig. 10 - Eléments d'une variation eustatique.
- Fig. 11 - Le niveau de base défini comme une surface imaginaire d'équilibre autour du globe.
- Fig. 12 - Réponse stratigraphique de deux ordres superposés de variations du niveau relatif de la mer.
- Fig. 13 - Définition de la séquence de dépôts limitée à sa base et à son sommet par les surfaces d'inondation maximale.
- Fig. 14 - Classification des grès.
- Fig. 15 - Faciès pétrographiques des grès dans les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz.
- Fig. 16 - Orientation préférentielle des grains détritiques parallèlement à la stratification.
- Fig. 17 - Différents types de texture dans l'association lamine - interlamine.
- Fig. 18 - Les différents ordres des séquences à haute résolution de la Formation des Grès de Vireux
- Fig. 19 - Strates et interstrates.
- Fig. 20 - Formation des Grès de Vireux avec ses séquences à haute fréquence (HF) et à très haute fréquence (THF) emboîtées.
- Fig. 21 - Trois ordres de séquences à haute résolution de la Formation des Schistes de Chooz.
- Fig. 22 - Emboitements des séquences à haute résolution de la Formation des Schistes de Chooz.
- Fig. 23 - Unités morphologiques d'un profil de plage sableuse.
- Fig. 24 - Les différentes types de surfaces de base de banc.
- Fig. 25 - Strates peu épaisses de grès fin et de silt.
- Fig. 26 - Morphologie des strates gréseuses lenticulaires.
- Fig. 27 - Structure interne des strates gréseuses lenticulaires métriques et d'épaisseur centimétrique.

- Fig. 28 - Structure interne des strates gréseuses lenticulaires décimétriques et centimétriques.
- Fig. 29 - Litage oblique en mamelons ("Hummocky cross-stratification", ou HCS).
- Fig. 30 - Le litage entrecroisé de rides symétriques.
- Fig. 31 - Le litage entrecroisé de rides symétriques.
- Fig. 32 - Surfaces sommitales de strates.
- Fig. 33 - Les caractéristiques du litage entrecroisé de rides de vagues.
- Fig. 34 - Le litage parallèle plan horizontal.
- Fig. 35 - Le litage faiblement oblique ("swash cross-stratification").
- Fig. 36 - Le litage faiblement oblique ("swash cross-stratification").
- Fig. 37 - Le litage de prismes de progradation associés aux vagues de déferlement.
- Fig. 38 - Le litage plan parallèle et le litage des strates en biseau.
- Fig. 39 - Strates isolées à lamination plane et litage des rides de courants.
- Fig. 40 - Litage entrecroisé amalgamé de rides de courants.
- Fig. 41 - Schéma simplifié du processus de la formation du litage entrecroisé composé.
- Fig. 42 - Litage de rides chevauchantes.
- Fig. 43 - Coupes détaillées d'une série à barres littorales ou microdeltas.
- Fig. 44 - Chenaux superposés.
- Fig. 45 - Structures internes des dépôts de débordement ("crevasse splays") (A) et de chenaux (B).
- Fig. 46 - Structure interne des dépôts de la plaine alluviale.
- Fig. 47 - Les fentes de dessiccation.
- Fig. 48 - Texture et structure microscopiques des strates et interstrates affectées par les fentes de dessiccation.
- Fig. 49 - Interlamines pélitiques affectées par des fentes de dessiccation.
- Fig. 50 - Dépôts d'une plaine alluviale d'inondation affectés par différents stades de pédogenèse.
- Fig. 51 - Caractéristiques microscopiques des paléosols.
- Fig. 52 - Structure interne de plaine alluviale d'inondation.
- Fig. 53 - Faciès de cortège transgressif.
- Fig. 54 - Coupe lithologique de la Formation des Grès de Vireux au Mont Vireux avec l'inventaire des figures sédimentaires et les directions de paléocourants.
- Fig. 55 - Coupe lithologique de la Formation des Schistes de Chooz au Mont Vireux avec l'inventaire des figures sédimentaires et les directions de paléocourants.

- Fig. 56 - Variations verticales de profondeur pour l'intégralité de la coupe (Formation des Grès de Vireux, séquence moyenne fréquence, Formation des Schistes de Chooz, séquence moyenne fréquence).
- Fig. 57 - Schéma paléogéographique des milieux de sédimentation des Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz.
- Fig. 58 - Séquence verticale-élémentaire THF constituée d'un terme inférieur à dominante pélitique et d'un terme supérieur gréseux.
- Fig. 59 - Les différentes variations (lithologie, épaisseur) de la séquence THF.
- Fig. 60 - Séquence verticale-type HF.
- Fig. 61 - Les différentes expressions (évolution lithologique, épaisseurs relatives des séquences THF) des séquences HF.
- Fig. 62 - Exemple d'une séquence HF.
- Fig. 63 - Les séquences inférieures terrigènes THF (séquence HF n° 2) constituées de stratifications ondulées qui s'amincissent et s'amalgament vers le sommet.
- Fig. 64 - Séquence THF à lumachelles.
- Fig. 65 - Séquence HF n° 8.
- Fig. 66 - Séquence THF pélitique.
- Fig. 67 - Séquence THF pélitique.
- Fig. 68 - Séquence THF gréseuse.
- Fig. 69 - Structure de la séquence THF gréseuse.
- Fig. 70 - Séquence THF silteuse.
- Fig. 71 - Séquence HF n° 17 (fig. 55) de la Formation des Grès de Vireux.
- Fig. 72 - Séquences THF interprétées en termes de proximalité.
- Fig. 73 - Relations entre les différents stades de la construction d'une séquence THF et le modèle stratigraphique de Cross (1988).
- Fig. 74 - Effet d'une variation cyclique du niveau relatif de la mer sur les variations de profondeur et de vitesse d'accumulation de sédiments.
- Fig. 75 - Séquence théorique THF : variation du niveau relatif de la mer (modèle stratigraphique de Cross, 1988).
- Fig. 76 - Séquence théorique HF : variation du niveau relatif de la mer; superposition de deux cycles à 20 Ka et à 100 Ka (modèle stratigraphique de Cross, 1988).
- Fig. 77 - Séquence élémentaire THF de la Formation des Schistes de Chooz constituée de deux termes.
- Fig. 78 - Les diverses variantes (lithologie, épaisseur) de la séquence THF de la Formation des Schistes de Chooz.
- Fig. 79 - Séquence-type HF de la Formation des Schistes de Chooz constituée de quatre ou cinq séquences THF.
- Fig. 80 - Les différentes expressions (lithologie, épaisseur) des séquences HF de la Formation des Schistes de Chooz.

- Fig. 81 - Exemple d'une séquence HF dans la Formation des Schistes de Chooz.
- Fig. 82 - Séquence THF à dominante gréseuse.
- Fig. 83 - Structure interne de la séquence THF à dominante gréseuse.
- Fig. 84 - Séquence THF à dominante pélitique.
- Fig. 85 - Structure de détail de la séquence THF à dominante pélitique.
- Fig. 86 - Variations de la vitesse d'accumulation des sédiments, du rapport sable/argile, et de la profondeur dans les séquences THF.
- Fig. 87 - Diagramme montrant des unités lithologiques fluviatiles modélisées.
- Fig. 88 - Diagramme montrant les proportions relatives de temps occupé par l'aggradation, la dégradation et la période de stabilité (formation des sols) et leurs relation avec la notion du niveau de base.
- Fig. 89 - Effet d'une variation cyclique du niveau de base sur la vitesse de création de l'espace disponible (accommodation) et la réponse des processus sédimentaires.
- Fig. 90 - Différents stades de la construction d'une séquence THF sur une plaine alluviale (modèle théorique de Kraus & Bown, 1986) et la réponse théorique des mouvements du niveau de base (modèle stratigraphique de Cross, 1988).
- Fig. 91 - Les différents stades de la construction d'une séquence HF sur une plaine alluviale.
- Fig. 92 - Vitesse de création de l'espace disponible (accommodation) et sa réponse sur les processus sédimentaires induits par la superposition de deux signaux cycliques de variation du niveau de base à 20 et 100 Ka.
- Fig. 93 - Cyclothème à granoclassement positif (séquence de quatrième ordre au sens de VAIL et al., 1977) du Continent des Vieux Grès Rouges.
- Fig. 94 - Variations de la profondeur dans l'intégralité de la coupe (séquence de moyenne fréquence Formation des Grès de Vireux, séquence de moyenne fréquence Formation des Schistes de Chooz, séquence de basse fréquence).
- Fig. 95 - Variations de profondeur dans la séquence de moyenne fréquence de Vireux.
- Fig. 96 - Variations de la profondeur de la séquence de moyenne fréquence Formation des Schistes de Chooz.
- Fig. 97 - Variation de la profondeur et de l'épaisseur accumulée de sédiments de la première paraséquence (700 Ka) de la Formation des Grès de Vireux.
- Fig. 98 - Variation de la profondeur de la première paraséquence (700 Ka) de la séquence de Vireux et sa confrontation avec le modèle de Cross (1988).
- Fig. 99 - Diagramme montrant les relations entre l'épaisseur des sédiments accumulés, l'eustatisme et la subsidence en un point donné pour le temps 1 et le temps 2. (d'après Cant, 1989)
- Fig. 100 - Variations de la profondeur de la séquence de moyenne fréquence Formation des Grès de Vireux et confrontation avec le modèle stratigraphique de Cross (1988).
- Fig. 101 - Variations de la profondeur de la séquence de moyenne fréquence Formation des Schistes de Chooz confrontées avec le modèle stratigraphique de Cross (1988).
- Fig. 102 - Variations de profondeur de la séquence basse fréquence (séquence à moyenne fréquence Formation des Grès de Vireux et séquence à moyenne fréquence Formation des Schistes de Chooz).

Fig. 103 - Causes globales externes (paramètres orbitaux) et internes mouvements des plaques), et leurs conséquences géodynamiques et climatiques.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Intervalles de classes des grès.

Tableau 2 - Maturité texturale des grès.

Tableau 3 - Récapitulation des faciès pétrographiques rencontrés dans les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz.

Tableau 4 - Caractéristiques des strates silteuses gradées et des "laminés silteuses".

Tableau 5 - Récapitulation des structures sédimentaires rencontrées dans les Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I - Photographies au microscope.

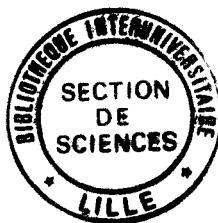
PLanche II

PLanche III

PLanche IV

PLanche V

PLanche VI



RESUME

L'analyse sédimentologique et séquentielle des Formations des Grès de Vireux et des Schistes de Chooz affleurant en Ardenne permet une reconstitution de l'architecture de dépôt.

La sédimentologie des faciès a abouti à une estimation de la profondeur relative de dépôt ; l'analyse séquentielle fournit un découpage de la série en unités lithologiques de plus en plus petites qui correspondent à des unités de temps de plus en plus courtes.

La caractérisation des différents milieux de sédimentation a été effectuée par une analyse sédimentologique fine des faciès. Le profil paléogéographique commence avec les faciès de tempête en domaine marin ouvert de type offshore supérieur. Il continue vers le continent avec l'avant-plage et l'estran (shoreface et foreshore). En domaine marin restreint viennent ensuite les dépôts de baie et on termine en domaine continental par des faciès de plaine alluviale. L'agencement et l'épaisseur des faciès de domaine marin ouvert caractérisent une côte à faible énergie.

Cinq ordres de séquences emboîtées ont été distingués. Ces séquences ont été regroupées en trois groupes : les séquences à haute résolution, les paraséquences et les séquences d'échelle sismique.

Les SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION comprennent deux types de séquences :

- les séquences à très haute fréquence (THF, 20 Ka) résultantes d'une variation cyclique du niveau de la mer, probablement de nature eustatique ;

- les séquences à haute fréquence (HF, 100 Ka) également résultantes d'une variation cyclique du niveau de la mer, probablement de nature eustatique.

On associe la durée de 100 Ka avec les cycles d'excentricité de l'orbite terrestre et la durée de 20 Ka avec les cycles de précession de l'orbite terrestre (cycles de Milankovitch).

Les PARASEQUENCES (durée 700 - 900 Ka) ne présentent qu'un type, elles résultent d'une variation du niveau de la mer d'origine tectono-eustatique.

Les SEQUENCES D'ECHELLE SISMIQUE (durée supérieure au million d'années) sont de deux types :

- les séquences à moyenne fréquence (MF, durée 1 - 2 Ma) ou de troisième ordre (au sens de Vail et al., 1977) résultent d'une variation du niveau de la mer induite par les mouvements tectoniques. Deux séquences MF ont été distinguées, l'une correspondant à la Formation des Grès de Vireux et l'autre correspondant à la Formation des Schistes de Chooz ;

- la séquence à basse fréquence (BF, durée supérieure à 3 Ma) ou de deuxième ordre (au sens de Vail et al., 1977). Elle résulte également de la variation du niveau de la mer induite par les mouvements tectoniques. Elle correspond à l'intégralité de la coupe étudiée.

Les Grès de Vireux ont une évolution en aggradation-progradation, les Schistes de Chooz évoluent en aggradation ; les deux formations sont situées dans un cadre régional en voie de structuration synsédimentaire.