HAL
open science

Enregistrement des cycles Tidaux en accretion 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

Bernadette Tessier

To cite this version:

Bernadette Tessier. Enregistrement des cycles Tidaux en accretion 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. Stratigraphie. Université de Caen, 1990. Français. NNT : . tel-00804950

HAL Id: tel-00804950

https://theses.hal.science/tel-00804950

Submitted on 26 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TESSIER (B.)

UNIVERSITE DE CAEN

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
050 033240 8

BERNADETTE TESSIER

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42
3 OCT. 1990

ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE

DANS UN MILIEU ACTUEL (LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL) ET DANS UNE FORMATION ANCIENNE (LA MOLASSE MARINE MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE)

Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
25 AOUT 2003

CAEN 1990

LABORATOIRES DE GEOLOGIE MARINE ET DE GEOLOGIE STRUCTURALE

UNIVERSITE DE CAEN

U.F.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMENAGEMENT REGIONAL

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE

25 OCT. 1990

PRESENTEE A L' UNIVERSITE DE CAEN

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L' UNIVERSITE DE CAEN
option sédimentologie

par

BERNADETTE TESSIER

ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS UN MILIEU ACTUEL (LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL) ET DANS UNE FORMATION ANCIENNE (LA MOLASSE MARINE MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE)

Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements

Soutenue le 2 février 1990 devant la commission d'examen :

MM.	C. LARSONNEUR	Professeur à l'Université de Caen	Président
	P. HOMEWOOD	Géologue à Elf-Aquitaine	Rapporteur
	M. LANTEAUME	Professeur à l'Université de Caen	Rapporteur
	C. BECK	Professeur à l'Université de Chambéry	Rapporteur
	J. TERWINDT	Professeur à l'Université d'Utrecht	Examinateur
	J. DURAND	Géologue à Elf-Aquitaine	Examinateur
	P. GIGOT	Maître de conférence à l'Université de Caen	Examinateur

LABORATOIRES DE GEOLOGIE MARINE ET DE GEOLOGIE STRUCTURALE

10151751

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, il m'est très agréable de remercier :

Monsieur C. Larsonneur pour m'avoir fait confiance et accueillie dès mon année de D.E.A. dans son laboratoire. En me proposant un sujet dans la Baie du Mont-Saint-Michel, il m'a initiée à la Sédimentologie et mise sur le chemin d'une thèse passionnante. Tout au long de ce travail, son aide et ses conseils permanents ont été des plus précieux. Je lui exprime toute ma reconnaissance.

Patrick Gigot, sans qui cette thèse n'aurait certainement jamais vu le jour ! Il a su me faire profiter de sa très grande connaissance du Bassin de Digne en me livrant tous les secrets de ses innombrables observations. J'ai bénéficié de sa rigueur et de son sens aigu de la pédagogie. Nos discussions ont souvent été houleuses mais toujours très fructueuses et c'est peu de chose de lui dire aujourd'hui que je lui dois beaucoup. Qu'il soit assuré de toute ma gratitude et de mon amitié.

Monsieur M. Lanteaume qui m'a toujours conseillée avec beaucoup de gentillesse. Bien que n'appartenant pas à son laboratoire, il n'a jamais hésité à m'aider et a bien voulu "m'héberger" dans ses bureaux. Je le remercie très vivement d'avoir jugé ce travail et contribué ainsi à son amélioration.

Monsieur P. Homewood qui malgré ses multiples occupations a accepté de juger ce mémoire et c'est un grand honneur qu'il me fait en participant à ce jury.

Monsieur C. Beck qui avec beaucoup de bienveillance, s'est intéressé à mon travail. Je le remercie sincèrement d'avoir bien voulu être rapporteur.

Monsieur J.H.J Terwindt qui me fait un grand honneur en acceptant de participer à ce jury. C'est une immense chance pour moi de pouvoir bénéficier des remarques de l'un des plus éminents spécialistes de la sédimentation tidale. Je lui exprime ma gratitude.

Jacques Durand qui est sans aucun doute le premier à m'avoir donné goût aux structures sédimentaires, en me montrant lors d'une excursion de l'A.S.F. tous les secrets du Grés armoricain. Pendant nos missions de terrain communes dans le Bassin de Digne, j'ai apprécié tous ses conseils et beaucoup appris à son contact. Je lui suis très reconnaissante et le remercie d'avoir jugé ce travail.

La Société Nationale Elf-Aquitaine dont l'aide financière m'a permis en partie de réaliser cette thèse. Il m'est particulièrement agréable de remercier Alain Ledluz.

Yves Monfort, pour avoir créé les programmes informatiques m'ayant servi à traiter toutes mes données de terrains. Qu'il soit assuré de ma profonde gratitude pour sa constante disponibilité et son extrême amabilité.

Madame A. Poignant et Messieurs P.A. Dupeuble et P. Carbonel qui n'ont pas hésité à consacrer une partie de leur temps pour déterminer la microfaune de la molasse marine et m'apporter ainsi de très précieux renseignements.

Les enseignants et chercheurs du Laboratoire de Géologie. Tous m'ont prodigué de nombreux conseils et ont su m'encourager. J'exprime ainsi toute ma reconnaissance à Messieurs F. Doré, P. Juignet, M. Rioult, L. Dupret, G. Fily, J.-P. Auffret, J. Avoine, J. Le Gall, E. Laville, M. Weyant, J. Poncet et G. Royant ainsi qu'à Madame Poupinet.

Le personnel du Laboratoire pour sa bonne humeur et son aide, avec Mesdames L. Aubourg, A. Auffret, et Messieurs G. Boisard et F. Lambert.

Sophie Violette à qui Patrick Gigot avait proposé en 1987 de faire la reconstitution des paléocourants dans le Bassin de Digne, pour son mémoire de Maîtrise. Elle m'a ainsi accompagnée sur le terrain pendant près d'un mois et a fourni un travail très sérieux. Son analyse m'a apporté des informations fiables et indispensables. Je la remercie vivement et lui souhaite bonne chance.

Olivier Dugué, camarade du Laboratoire, qui n'a jamais été avare de conseils et d'aides précieuses, bien que très occupé lui-même à terminer son "monument" de thèse. Qu'il soit assuré de toute mon amitié.

MM. Amielh à Barles, MM. Desgranges dans la Baie du Mont-Saint-Michel, et la Maison de la Géologie de Digne en la personne de Guy Martini, qui ont contribué à rendre mes missions de terrain très agréables.

Mes amis de Caen, Lionel, Catherine et Jacques qui m'ont supportée avec patience et ceux qui sont malheureusement plus loin, Anne-Marie et Thierry, Nadine et Pierre.

Enfin, ce travail ne serait rien si derrière, il n'y avait pas eu l'amour de mes proches, ma mère, mon frère et Béatrice.

A la mémoire de mon Père,
A ma Mère.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE I 5
LA MAREE : SES CAUSES, SES DIFFERENTES CARACTERISTIQUES ET SA SIGNATURE DANS LES SEDIMENTS

INTRODUCTION
A-CAUSES ET CARACTERISTIQUES DE LA MAREE
B-SIGNATURE DE LA MAREE DANS LES SEDIMENTS : HISTORIQUE DES RECHERCHES
CONCLUSION

CHAPITRE II 15
ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LES DEPOTS DE LA HAUTE SLIKKE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

INTRODUCTION
A-PRESENTATION GENERALE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL
B-MISE EN EVIDENCE DE L'ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX DANS LES DEPOTS DE LA HAUTE SLIKKE
CONCLUSION
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

CHAPITRE III 39
ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA MOLASSE MARINE MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE

INTRODUCTION
A-PRESENTATION GENERALE DU BASSIN DE DIGNE
B-ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE LA MOLASSE MARINE
C-ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA MOLASSE MARINE
CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DES DEPOTS DE LA MOLASSE MARINE
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

CHAPITRE IV 101
APPORT DE L'ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA RECONNAISSANCE DE LA DYNAMIQUE TIDALE EN FORAGE (CAROTTES ET DIAGRAPHIES)

INTRODUCTION
A-LES OBJETS DE LA DYNAMIQUE TIDALE
B-IDENTIFICATION DES CYCLES TIDAUX EN CAROTTES
C-IMAGE DIAGRAPHIQUE DES CYCLES TIDAUX
D-APPORT DE L'IDENTIFICATION DES CYCLES TIDAUX VERTICAUX EN FORAGE
CONCLUSION

CONCLUSION GENERALE 109

25 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

La marée, cette oscillation quotidienne du niveau de la mer, constitue un phénomène connu de tous, tant par le scientifique qui l'étudie que par le simple promeneur foulant les plages affectées par ce balancement permanent.

Son rôle essentiel dans le façonnement de nombreux environnements marins est admis depuis très longtemps. Les courants tidaux, le flot et le jusant, qui accompagnent la marée, engendrent tout un ensemble de processus sédimentaires qui sont autant de paramètres à l'identité d'un milieu. Ces courants ne sont bien évidemment pas les seuls agents de transport opérant dans le domaine marin, et notamment sur le littoral, zone la plus aisément observable par les sédimentologistes. Les houles, par exemple, peuvent jouer un rôle fondamental sur certaines côtes. Cependant, les environnements soumis à l'influence prédominante de la dynamique tidale sont activement étudiés aujourd'hui. Les différentes recherches, basées sur des analyses souvent très détaillées et descriptives, sont menées en tous points du globe, dans des milieux actuels et au sein de formations anciennes.

Les diverses et nombreuses observations dans les environnements actuels permettent de comprendre les processus sédimentaires induits par les courants de marées. Une liste de critères de reconnaissance de la dynamique tidale a ainsi pu être établie, critères autorisant son identification dans les terrains anciens. Cette reconnaissance passe essentiellement par la description précise de structures et faciès sédimentaires typiques. Depuis quelques années seulement, les sédimentologistes se sont efforcés d'entreprendre des études plus qualitatives de cette dynamique tidale, en tenant compte de son aspect fondamental, sa périodicité. Ces nouvelles recherches, initiées principalement par les travaux de Visser (1980) sur des corps tidaux progradants, démontrent que l'évolution cyclique de l'énergie tidale peut se matérialiser occasionnellement au sein des dépôts, par une organisation tout à fait particulière du litage.

Le présent travail se propose de présenter l'un des aspects que revêt l'enregistrement de la périodicité tidale dans les sédiments. La plupart des études récentes se sont attachées à identifier et interpréter cet enregistrement dans les corps progradants, c'est-à-dire construits par accrétion latérale. Cette analyse a pour but de le caractériser au sein de dépôts résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation.

Pour mener à bien cette recherche, deux terrains d'observation ont été choisis :

- un milieu macrotidal actuel, la baie du Mont-Saint-Michel, située dans le fond du golfe normand-breton entre Normandie et Bretagne,
- une formation ancienne, la molasse marine miocène du bassin de Digne au coeur de la Haute Provence, dans les chaînes subalpines méridionales.

L'étude des dépôts tidaux dans ces domaines fondamentalement différents de par leur âge, leur contexte géologique et leur évolution, implique deux types d'approches.

Dans l'environnement actuel, la baie du Mont-Saint-Michel, la dynamique tidale est déjà connue et amplement caractérisée grâce aux nombreux travaux dont elle a fait l'objet. C'est un avantage initial particulièrement appréciable. Les processus sédimentaires liés à cette dynamique sont bien définis et, surtout, observables à l'échelle humaine. Il est par conséquent relativement aisé d'en reconnaître les effets dans les sédiments.

Dans le golfe miocène de Digne, lieu de dépôt de la molasse marine, la dynamique sédimentaire est *a priori* inconnue. Avant d'entreprendre l'analyse de l'enregistrement de la périodicité tidale au sein de cette formation ancienne, son étude sédimentologique a donc été nécessaire. Elle a permis de situer nos résultats dans un contexte environnemental précis permettant d'éventuelles comparaisons avec la baie du Mont-Saint-Michel.

Le présent mémoire comprend deux parties principales. L'une concernant le milieu actuel, l'autre, la formation miocène. La première a pour but de cerner le problème de l'enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale. Elle est conçue également pour mettre en place les grands traits caractéristiques d'un environnement tidal. Les figures et structures sédimentaires susceptibles d'être rencontrées les plus couramment dans ce type de milieu y sont brièvement décrites. Le chapitre suivant est consacré à l'interprétation des dépôts de la molasse marine miocène remaniés sous l'influence des courants de marée. Après avoir exposé l'étude sédimentologique de cette formation, nous tenterons d'analyser les différents aspects de l'enregistrement des cycles tidaux, en présentant plusieurs exemples.

A la suite de ces deux parties principales, un essai de caractérisation en forage des enregistrements verticaux est proposé dans un bref chapitre. Mais avant d'aborder ces divers résultats, les causes de la marée sont exposées. Cette présentation rapide permet d'expliquer le caractère cyclique fondamental de ce phénomène et de comprendre ainsi les modalités de sa signature au sein des sédiments.

Notre mémoire se découpe donc de la manière suivante:

- Chap. I : La marée : ses causes, ses différentes caractéristiques et sa signature dans les sédiments
- Chap. II : Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans la baie du Mont-Saint-Michel
- Chap. III : Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans la molasse marine miocène
- Chap. IV : Apport des enregistrements verticaux dans la reconnaissance de la dynamique tidale en forage.

CHAPITRE I

LA MAREE : SES CAUSES, SES DIFFERENTES CARACTERISTIQUES ET SA SIGNATURE DANS LES SEDIMENTS

CHAPITRE I

LA MAREE : SES CAUSES, SES DIFFERENTES CARACTERISTIQUES ET SA SIGNATURE DANS LES SEDIMENTS

INTRODUCTION

Dans les environnements soumis à la dynamique tidale tels la baie du Mont-Saint-Michel et, comme nous le verrons, le golfe miocène de Digne, les processus sédimentaires qui les façonnent sont contrôlés par l'énergie des marées. Cette énergie varie cycliquement à diverses échelles au cours de l'année en réponse aux positions relatives entre la Terre, la Lune et le Soleil.

Depuis plusieurs décennies les sédiments tidaux font l'objet de nombreuses analyses. Cependant ce n'est qu'au début des années 1970 et surtout à partir de 1980 que se sont développées les études concernant l'enregistrement de l'évolution cyclique des marées dans les dépôts. Avant de présenter l'historique de ces principaux travaux, les causes et les caractéristiques essentielles de la marée sont brièvement exposées afin de comprendre les différents aspects de sa signature dans les sédiments actuels et anciens.

A-CAUSES ET CARACTERISTIQUES DE LA MAREE

1-Les causes de la marée et les différents cycles tidaux

La marée désigne le mouvement oscillatoire de baisse et de montée du niveau de la mer répondant aux forces gravitationnelles qui existent au sein du système solaire. Seuls le Soleil et la Lune exercent une attraction notable sur la Terre, les autres astres étant trop petits ou trop éloignés.

Cette attraction est donnée par la formule M / D^2 dans laquelle M représente la masse de l'astre qui attire et D, la distance qui le sépare de la Terre. L'effet de la distance est par conséquent prépondérant sur celui de la masse. Pour cette raison, l'attraction due au Soleil est 2,25 fois moins importante que celle provoquée par la Lune.

Les forces attractives solaire et lunaire qui s'exercent sur les masses océaniques de la Terre sont maximum en un point donné lorsque la Lune et/ou le Soleil sont au zénith (face au point) ou au nadir (à l'opposé du point) **(Fig. 1)**.

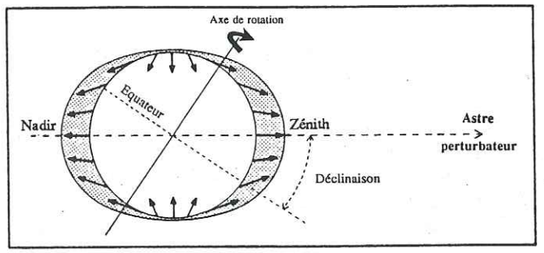


Fig. 1 - Les forces génératrices des marées

Compte-tenu des vitesses relatives de rotation de la Lune autour de la Terre d'une part, et de la Terre autour du Soleil d'autre part, ces attractions varient et déterminent plusieurs cycles (Rouch, 1957 ; Gibrat *et al.*, 1971 ; Lacombe, 1971 ; Friedman et Sanders, 1978 ; Guilcher, 1979 ; Pond et Pickard, 1983 ; Pethick, 1984 ; Nio et Yang, 1989).

-<u>Le cycle de base : le cycle de pleine mer/basse mer</u>

Ce cycle est lié à la rotation de la Terre sur elle-même par rapport à l'attraction lunaire. Cette rotation durant 24 h, un point donné de la Terre se trouve face à la Lune et 12 h après, à l'opposé. Il y a donc en ce point deux pleines mers (attraction maximum) et deux basses mers (attraction minimum) par jour **(Fig. 2)**. Le couple pleine mer/basse mer constitue le cycle de base et se déroule sur une période de 12 h 25 mn exactement. Il s'agit du cycle semi-diurne.

Quand la Lune s'inscrit dans le plan de l'équateur terrestre, les deux pleines mers successives d'une même journée, ainsi que les deux basses mers, ont une amplitude sensiblement identique **(Fig. 2a)**. En revanche, lorsque la Lune n'est plus dans le plan équatorial du fait de sa déclinaison, les deux pleines mers et/ou les deux basses mers ont une amplitude différente **(Fig. 2b)**. Dans ce cas, parallèlement au cycle semi-diurne, il existe une périodicité diurne de 24 h 50 mn. Parfois la plus petite des deux marées devient négligeable et cette période diurne devient alors prépondérante. On n'observe plus qu'une seule pleine mer et une seule basse mer par jour. Le cycle de base est alors de 24 h 50 mn. L'inégalité diurne est optimale quand la déclinaison lunaire est maximum (28°). Il s'agit des marées tropicales. Quand la déclinaison est nulle, on parle de marées équatoriales.

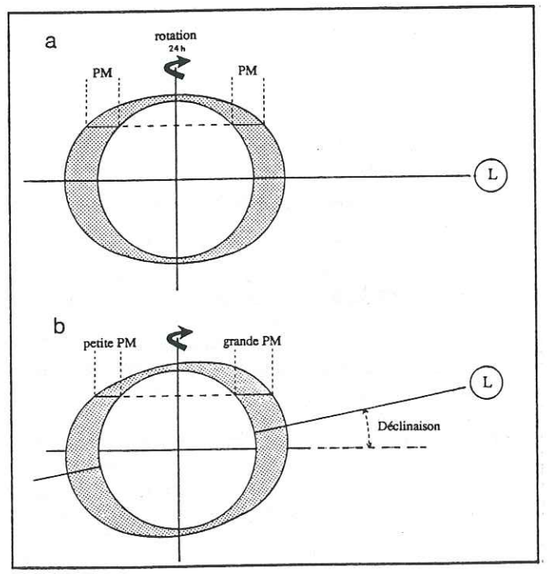


Fig. 2 - Explication du cycle de pleine mer/basse mer et de l'inégalité diurne. (a), la lune est dans le plan équatorial terrestre, les deux marées d'une même journée sont d'amplitude identique. (b), la lune n'est pas dans le plan équatorial, les deux marées d'une même journée sont d'amplitude différente. PM, pleine mer

Ces divers types de marée déterminent ainsi trois régimes tidaux **(Fig. 3)** :

Le régime tidal semi-diurne. Il comporte deux pleines mers et deux basses mers par jour d'amplitudes quasiment similaires et se rencontre sur la plupart des côtes atlantiques et notamment en France.

Le régime tidal diurne. Il ne présente qu'une pleine mer et une basse mer par jour. C'est le cas entre autres des golfes du Mexique et de Finlande, des mers indochinoises, de la Terre Adélie, des mers du Berring et d'Okhotsk.

Le régime tidal mixte. Il correspond aux marées à inégalité diurne qui peuvent appartenir soit à un régime à prédominance semi-diurne, soit à un régime à prédominance diurne. Ce troisième type, aussi répandu que le premier, se rencontre principalement sur les côtes de l'Océan Pacifique et, en Europe, dans les mers adriatique et Egée.

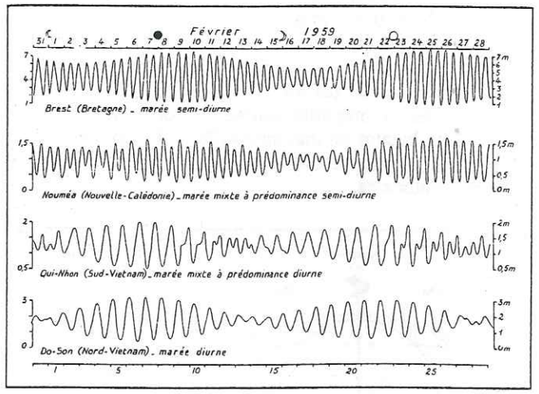


Fig. 3 - Les différents types de régimes tidaux (d'après Guilcher, 1979)

-Le cycle semi-lunaire : le cycle de morte-eau/vive-eau

Ce cycle résulte de l'interaction du Soleil et de la Lune sur la Terre. La Lune tourne autour de la Terre en 28 jours environ. Lorsqu'elle se trouve en conjonction (nouvelle lune) ou en opposition (pleine lune) avec le Soleil par rapport à la Terre (syzygies), les deux forces d'attraction lunaire et solaire s'ajoutent. L'amplitude des marées est alors maximum. Il s'agit des vives-eaux ("springs"). Quand la Lune, au contraire, forme un angle de 90° avec le Soleil par rapport à la Terre (premier et dernier quartiers ou quadratures), les forces se retranchent et l'amplitude des marées devient minimum. On parle alors des mortes-eaux ("neaps"). Entre une morte-eau et une vive-eau, 7 jours s'écoulent et le cycle semi-lunaire qui va d'une vive-eau à l'autre (ou d'une morte-eau à l'autre) se déroule sur une période de 14 jours **(Fig. 4)**.

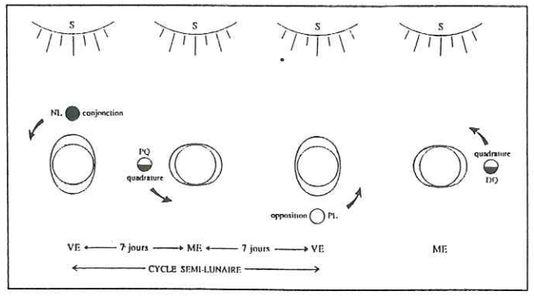


Fig. 4 - Explication du cycle semi-lunaire (morte-eau/vive-eau)
NL, nouvelle lune ; PL, pleine lune ; VE, vive-eau ; ME : morte-eau

-Le cycle lunaire : le cycle de grande vive-eau/petite vive-eau

Lors de son orbite autour de la Terre, la lune est plus proche de celle-ci en période de périgée et plus éloignée en période d'apogée. Pendant une moitié de l'année les périgées correspondent aux pleines lunes, les apogées aux nouvelles lunes, et, inversement, pendant l'autre moitié **(Fig. 5)**. Il en résulte une alternance de grande vive-eau et de petite vive-eau correspondant au couple pleine lune/nouvelle lune (ou nouvelle lune/pleine lune). Ce cycle dure environ 28 jours. Dans nos régions, le contraste d'amplitude entre les vives-eaux successives est maximum pendant les solstices (été ou hiver) et les grandes vives-eaux coïncident l'été avec les nouvelles lunes et l'hiver, avec les pleines lunes.

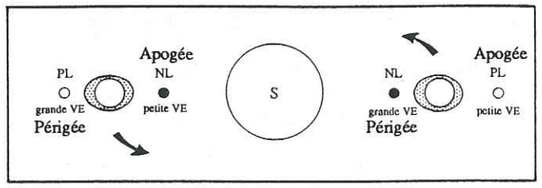


Fig. 5 - Explication du cycle lunaire (grande vive-eau/petite vive-eau)
NL, nouvelle lune ; PL, pleine lune ; VE, vive-eau

-Le cycle semi-annuel : le cycle solstice/équinoxe

La Terre accomplit le tour du Soleil en une année et cette rotation décrit une trajectoire elliptique. C'est au printemps et en automne (périodes d'équinoxe) qu'elle s'en rapproche le plus tandis qu'en été et en hiver (périodes de solstice) elle s'en éloigne **(Fig. 6)**. Cette rotation se traduit tous les six mois par une succession d'amplitudes de marée **(Fig. 7)** globalement fortes (équinoxe) et faibles (solstice).

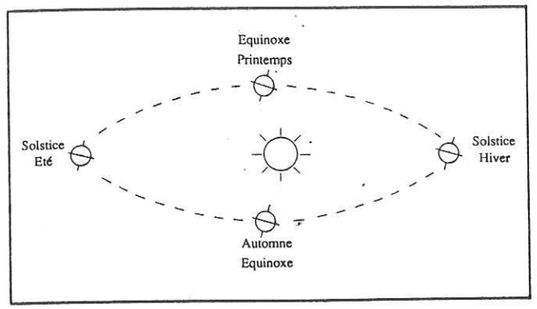


Fig. 6 - Explication du cycle semi-annuel (solstice/équinoxe)

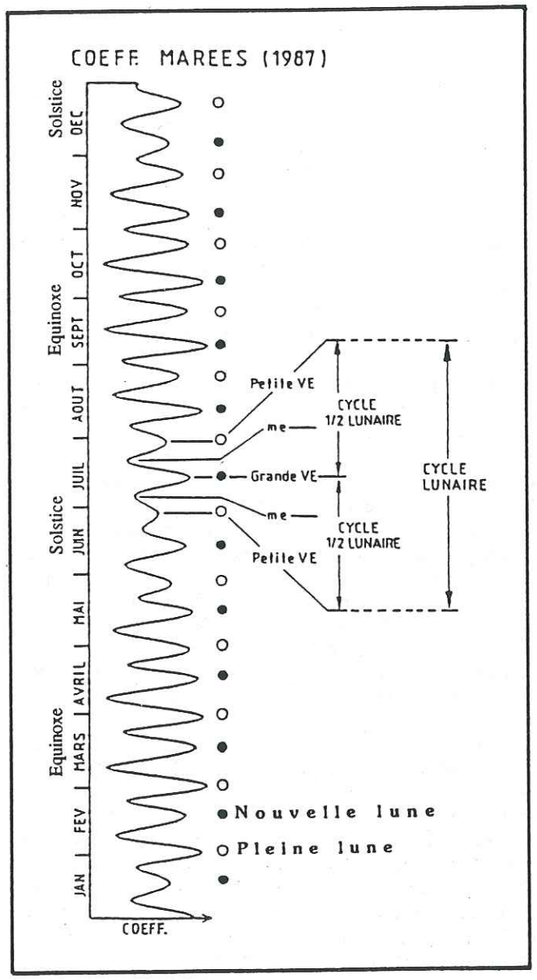


Fig. 7 - L'annuaire des marées à Brest pour l'année 1987
VE, vive-eau ; me, morte-eau

2-L'amplitude de la marée : le marnage

Les cycles tidaux semi-diurne, diurne, semi-lunaire, lunaire et semi-annuel répondent à une oscillation du niveau de la mer de part et d'autre d'un niveau moyen qui équivaut au zéro du relief terrestre **(Fig. 8)**. Cette oscillation, plus ou moins importante, représente l'amplitude de la marée ou marnage ("tidal range") exprimé communément en coefficient de marée. Ce coefficient ne tient pas compte de la hauteur réelle de la dénivellation. Il ne reflète qu'une variation relative et reste donc le même pour des lieux où l'amplitude des marées est très différente.

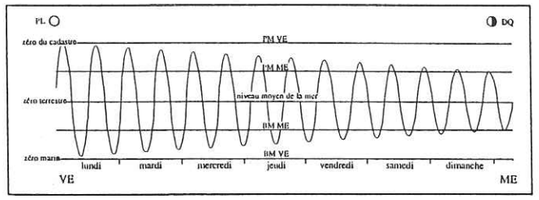


Fig. 8 - Représentation de l'oscillation tidale pendant une semaine, d'une vive-eau à une morte-eau
PM, pleine mer ; BM, basse mer ; DQ, dernier quartier

Le marnage est mesuré entre le niveau de la basse mer et celui de la pleine mer, le marnage maximum ayant lieu en vives-eaux d'équinoxe. Sur le globe, ce marnage maximum fluctue énormément d'une côte à l'autre ou d'un bassin à l'autre, en fonction notamment de la morphologie du littoral. Les marnages nuls n'existent pas. Cependant, en Mer noire ou en Mer baltique, ils n'excèdent pas 10 cm. En fonction de l'importance du marnage, trois types d'environnements tidaux sont distingués :

Le type microtidal
- le marnage est inférieur à 2 m

Le type mésotidal
- le marnage est compris entre 2 m et 4 m

Le type macrotidal
- le marnage est supérieur à 4 m

Les milieux microtidaux se rencontrent essentiellement dans les mers fermées telles que la Méditerranée. Les environnements méso- et macrotidaux sont localisés en général sur des rivages bordant une large plate-forme continentale ou dans les détroits. Dans le Monde, le marnage le plus important s'observe en Baie de Fundy (Canada) où il dépasse 18 mètres. En France, c'est la Baie du Mont-Saint-Michel qui détient ce record avec plus de 15 mètres.

Le phénomène oscillatoire de la marée conduit à une zonation de la côte, définie de la façon suivante **(Fig. 9)** :

Le domaine subtidal (ou infratidal) situé sous la limite des basses mers de vive-eau.

Le domaine intertidal (ou zone de balancement des marées) qui s'étend entre le niveau des basses mers et le niveau des pleines mers de vive-eau.

Le domaine supratidal localisé au-dessus du niveau des pleines mers de vive-eau et inondé seulement par les grandes marées d'équinoxe.

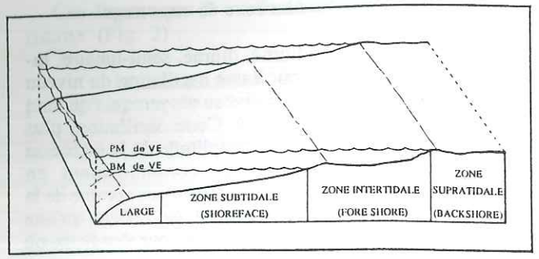


Fig. 9 - Zonation d'un littoral soumis à l'action des marées
PL, pleine mer ; BM, basse mer ; VE, vive-eau ; ME, morte-au

Sur une même côte le marnage peut subir de profondes variations mais en général, le régime tidal, semi-diurne, diurne ou mixte, ne change pas sur de longues distances. Cependant, dans certaines régions, le régime est à prédominance semi-diurne et devient diurne pour une très courte période pendant les mortes-eaux (Pond et Pickard, 1983). Ces modifications de régimes interviennent le plus souvent sur des côtes très découpées.

3- Les courants de marée

Le phénomène dynamique de base de la marée, c'est-à-dire la montée et la baisse successives du niveau marin s'accompagne obligatoirement d'un mouvement horizontal de l'eau. Ce mouvement engendre des courants appelés respectivement le flot et le jusant ("flood" et "ebb"). Lorsque les directions du flot et du jusant sont opposées, on parle alors de courants alternatifs. Par contre, ces courants sont dits giratoires quand leur direction varie progressivement en même temps que leur vitesse.

Les courants de marée ne sont pas les courants océaniques les plus répandus mais ils peuvent atteindre des vitesses extrêmement importantes, acquérant ainsi de très fortes compétences.

En règle générale, la vitesse du flot ou du jusant est maximum à la moitié de la montée ou de la baisse du niveau (**Fig. 10**). Mais ce schéma peut montrer de nombreuses variations en fonction de la morphologie côtière. La période pendant laquelle les courants s'inversent et leur vitesse s'annule, correspond à l'étale ("slack water").

La vitesse du flot et du jusant est liée à l'amplitude de la marée. Ainsi, en période de vives-eaux les courants sont plus forts qu'en période de mortes-eaux (Salomon et Allen, 1983). Il est important de signaler également que le flot et le jusant ont très fréquemment des durées et des vitesses différentes. Salomon et Allen (1983) expliquent que dans les estuaires, par exemple, la durée du flot est en général inférieure à celle du jusant. Pour un même volume d'eau mis en jeu, le débit du flot, donc sa vitesse, est par conséquent très supérieur à celui du jusant. Les marées qui se caractérisent ainsi par des vitesses de flot et de jusant différentes, sont dites asymétriques et sont les plus fréquentes. Elles comportent un courant dominant et un courant subordonné. Cette dominance de l'un ou de l'autre des deux courants répond à de nombreux facteurs et ce n'est pas toujours le flot qui est le plus actif.

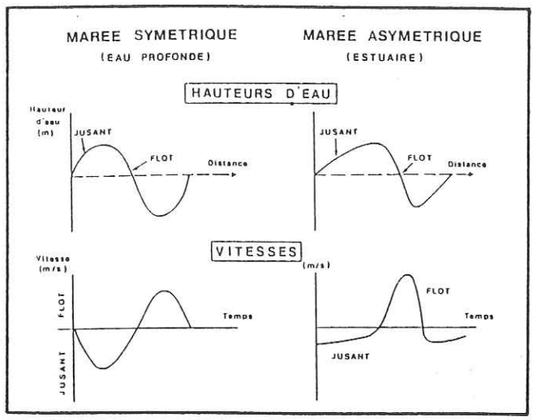


Fig. 10 - Allures du flot et du jusant (hauteur d'eau et vitesse) dans le cas de marées symétrique (eau profonde) et asymétrique (estuaire). (Salomon et Allen, 1983)

Au milieu des océans, les courants de marée ne sont jamais très importants. Ce n'est qu'à proximité des côtes, sur le plateau continental que leurs vitesses sont considérablement amplifiées. Entre l'Espagne et la Manche, par exemple, au fur et à mesure que le plateau s'élargit, l'amplitude de la marée s'amplifie et, de ce fait, les courants subissent une forte accélération (Salomon et Allen, 1983). Ils jouent alors un rôle déterminant et contrôlent en partie ou totalement la dynamique sédimentaire.

B- LA SIGNATURE DE LA MAREE DANS LES SEDIMENTS : HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les environnements dominés par la dynamique tidale constituent depuis fort longtemps un grand pôle d'intérêt pour les sédimentologues. La reconstitution de ces milieux dans les formations anciennes passe par une parfaite connaissance des environnements actuels qui font l'objet d'études approfondies un peu partout sur le globe.

Les analyses les moins récentes d'identification de la dynamique tidale sont essentiellement descriptives. Elles se basent notamment sur l'observation et l'inventaire des structures sédimentaires caractéristiques des différents domaines soumis à l'action des marées. On citera par exemple les travaux de Bajard (1966), Klein (1970a, 1977), Wunderlich (1970), Ginsburg (1975)... Ces diverses études n'accordent pas encore de place à l'aspect cyclique de l'énergie tidale.

En 1969, Boersma est l'un des premiers auteurs à introduire une notion plus qualitative. En décrivant la structure interne de mégarides dans l'estuaire du Westerschelde (Pays-Bas), il définit le faisceau tidal ("tidal bundle"). Dans ces corps sédimentaires construits par accrétion latérale sous l'action des courants de marée, le faisceau tidal désigne un ensemble de lamines, concordantes entre elles, et déposé par le courant dominant d'une marée asymétrique, flot ou jusant (**Fig. 11**). Une mégaride est donc constituée par une succession de faisceaux tidaux progradants. Les faisceaux sont limités entre eux par une surface de discontinuité qui résulte d'un arrêt de sédimentation au cours de l'étale ou d'une érosion et d'un remaniement provoqués par le courant subordonné. Cette limite est appelée surface de réactivation

ou "pause plane" (Terwindt, 1981 ; Mowbray et Visser, 1984). Le faisceau tidal représente par conséquent le dépôt d'une marée. Cette première description du faisceau tidal par Boersma (1969) suscita dès lors de très nombreuses études sur les corps progradants en milieux tidaux. Les auteurs s'attachent à décrire leur aspect de surface et leur structuration interne en fonction de l'énergie cyclique tidale (Klein, 1970b ; Terwindt, 1971 ; Dalrymple *et al.* 1978). De Raaf et Boersma (1971), puis Boersma et Terwindt (1981a, 1981b), Terwindt (1981) attribuent l'organisation interne particulière de mégarides au cycle semi-lunaire. En 1976, Allen et Friend analysent l'évolution d'un champ de mégarides au cours de deux cycles de morte-eau/vive-eau successifs afin d'établir une relation entre leur mécanisme de progradation et l'énergie tidale. Dalrymple (1984), Terwindt *et al.* (1986) effectuent le même type d'étude.

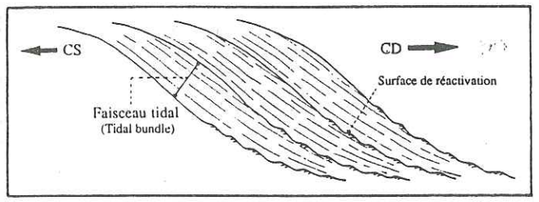


Fig. 11 - Schématisation du faisceau tidal
CD, courant dominant ; CS, courant subordonné

Ce n'est qu'en 1980 que Visser, dans l'estuaire du Oosterschelde (Pays-Bas) corrèle les variations d'épaisseur des faisceaux tidaux dans une mégaride subtidale avec l'amplitude des marées. Pendant un cycle de morte-eau/vive-eau, les faisceaux tidaux successifs qui se déposent, se dilatent et s'amincissent progressivement. En vive-eau, les faisceaux sont épais tandis qu'en morte-eau, ils sont beaucoup plus minces (**Fig. 12**). Entre deux zones d'amincissements, le nombre de faisceaux tidaux varie de 28 à 30. Cette valeur confirme ainsi que cette évolution des épaisseurs reflète bien l'enregistrement du cycle semi-lunaire en domaine subtidal sous un régime de marées semi-diurne. Visser (1980) observe également la présence entre deux faisceaux tidaux d'un doublet argileux ("mud-layer couplet"). Les faisceaux sont parfois séparés les uns des autres au niveau de leur base ("bottom set") par un lit argileux déposé pendant l'étale du courant dominant et par un mince couple lit sableux/lit argileux mis en place par le courant subordonné et son étale. Chaque faisceau est donc moulé par un doublet argileux dont l'existence, selon Visser (1980), atteste d'un milieu de dépôt subtidal, l'étale de basse mer n'existant pas en milieu intertidal.

Visser et de Boer (1982), de Boer *et al.* (1989) décrivent dans le même type de corps, l'enregistrement éventuel de la période diurne. Cette période qui correspond à l'inégalité d'énergie existant parfois entre les deux marées successives d'une même journée (régime tidal à inégalité diurne) se traduit par une alternance de faisceaux tidaux épais et minces.

En 1984, Allen et Homewood suggèrent que l'alternance de grande vive-eau et de petite vive-eau qu'ils constatent sur un enregistrement au sein d'une mégaride de la molasse marine miocène de Suisse, reflète le cycle lunaire de pleine lune/nouvelle lune.

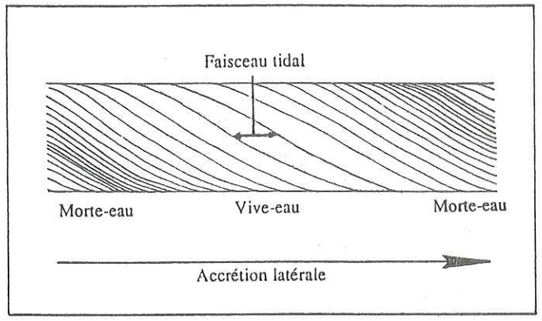


Fig. 12 - Représentation schématique d'un cycle de morte-eau/vive-eau dans un corps progradant (d'après Yang et Nio, 1985)

Depuis les travaux de Visser (1980), de très nombreux exemples d'enregistrement du cycle de morte-eau/vive-eau ont été reconnus dans des corps progradants appartenant aussi bien à des milieux actuels qu'à des formations anciennes. La liste de ces principales études est donnée dans le tableau I et l'un de ces exemples est illustré par la figure 13 (Yang et Nio, 1985).

Kohsiek et Terwindt (1981) approfondissent la description du faisceau tidal. Dans certains corps, les faisceaux se composent de plusieurs types de lamines dont la forme est directement liée à l'évolution de la vitesse du courant dominant au cours d'une marée. Les lamines sont successivement angulaires, tangentielles, concaves puis sigmoïdales (**Fig. 14**). Les deux premières se mettent en place en phase d'accélération du courant tandis que les deux autres marquent la chute de sa vitesse. Le profil de ces lamines confèrent au faisceau tidal une forme générale dite en sigmoïde. Le litage généré par la progradation de ces faisceaux est appelé litage oblique plan sigmoïdal et il constitue l'un des critères de reconnaissance les plus fiables de la dynamique tidale (Mutti *et al.*, 1984, 1985 ; Kreisa et Moiola, 1986 ; Crumeyrolle et Marianne, 1988 ; Tastet *et al.*, 1988).

Bien que les environnements tidaux soient étudiés depuis fort longtemps, il n'y a qu'une dizaine d'années que l'enregistrement des cycles tidaux, et notamment du cycle semi-lunaire, est par conséquent identifié. De plus, la mise en évidence de cet enregistrement concerne à l'heure actuelle principalement les corps sédimentaires progradants tels que les mégarides ou les vagues de sable. Curieusement, dans les dépôts résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation, ces mêmes évolutions n'ont fait l'objet que de rares analyses.

Dans les milieux soumis à l'action des marées, les dépôts résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation sont représentés, entre autres, par des alternances de lits gréseux et de lits silteux ou silto-argileux. Il s'agit du litage tidal ou "tidal bedding" (Reineck et Wunderlich, 1968) qui peut être composé par des lits plans ou des petites rides de courant. Le couple lit gréseux (ou sableux)/lit argileux matérialise l'action d'un courant et d'une décantation en période d'étale (Reineck et Wunderlich *in* Klein, 1977).

CYCLES TIDAUX EN ACCRETION LATERALE	CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE
QUATERNAIRE Visser (1980) - Estuaire du Oosterschelde, Holocène (SW Pays-Bas) Siegenthaler (1982) - Estuaire du Oosterschelde, Holocène (SW Pays-Bas) Makino *et al.* (1989) - Groupe de Shimosa, Pléistocène (Centre Japon) TERTIAIRE Homewood et Allen (1981) - Molasse marine, Burdigalien (Suisse) Lesueur *et al.* (1989) - Molasse marine durancienne, Burdigalien (SE France) Kolb et Schmidt (1989) - Miocène moyen-supérieur (S Amérique centrale) Yang et Nio (1985) - Grés de Roda, Eocène (N Espagne) Crumeyrolle et Marianne (1988) - Eocène des Corbières (S France) Santisteban et Taberner (1988) - Eocène de Bassin catalan (N Espagne) Houthuys et Gullentops (1988a) - Grés de Vlierzele, Eocène sup. (Belgique) (1988b) - Grés de Brussels, Eocène moy. (Belgique) SECONDAIRE Lapido (1988)- Bassin d'Anambra, Crétacé sup. (SE Nigéria) Allen (1981)- Formation de Folkestone, Crétacé inf. (Angleterre) Teyssen (1984)- Minette Iron Formation, Jurassique (Luxembourg) Fily (1988)- Bathonien de Normandie (NW France) Uhlir *et al.* (1988)- Sundance Formation, Jurassique sup. (Wyoming, U.S.A.) PRIMAIRE Hamberg (1989)-Hardeberga Formation, Cambrien inf. (S Suède et Danemark)	ACTUEL Dalrymple et Makino (1989)- Baie de Cobequid, Baie de Fundy (SE Canada) Tessier *et al.* (1989)- Baie du Mont-Saint-Michel (NW France) TERTIAIRE Tessier *et al.* (1989)- Molasse marine, Miocène (SE France) Leithold *et al.* (1989)- Formation d'Elkon, Eocène (Orégon, U.S.A.) PRIMAIRE Kvale et Archer (1989)- Formation de Brazil, Carbonifère (Indiana, U.S.A.) PRECAMBRIEN Sonett *et al.* (1988) et Williams (1989a, 1989b)- Grés d'Elatina, Précambrien sup. (S Australie)

Tableau I - Les principales études sur l'enregistrement des cycles tidaux dans les corps progradants et dans les dépôts résultant d'une accrétion verticale

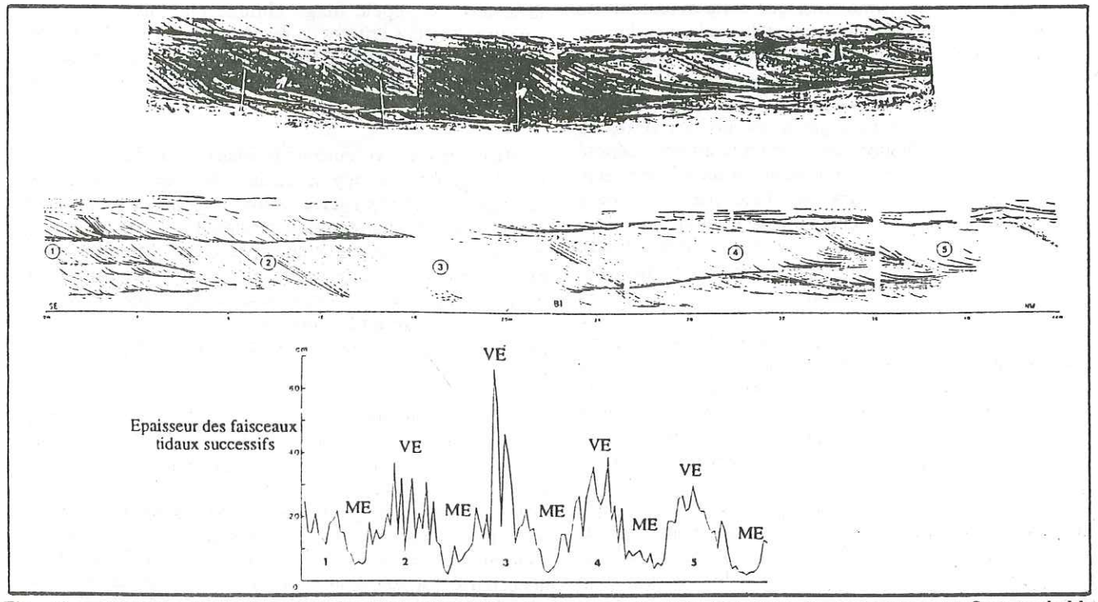


Fig. 13 - Exemple de cycles semi-lunaires identifiés dans une mégaride holocène de l'estuaire du Oosterschelde (d'après Yang et Nio, 1985)

Dans les milieux à marées asymétriques, ce doublet représente le dépôt d'une marée, équivalant ainsi au faisceau tidal des corps progradants. Le litage tidal s'observe principalement dans les sédiments silico-clastiques mais il peut éventuellement se rencontrer dans des dépôts carbonatés (Ashton, 1981).

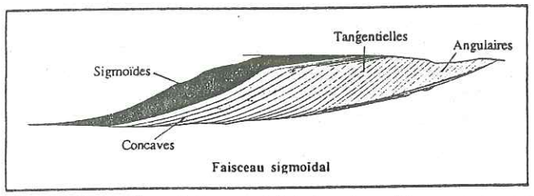


Fig. 14 - Le faisceau tidal sigmoïde avec ses différentes formes de lamines
(Kohsiek et Terwindt, 1981)

En 1970, Wunderlich analyse du litage tidal dans une formation dévonienne près de Koblens et dénombre 26 couples grés/argile sur un affleurement épais de 3,5 m. Il en déduit qu'il se sont déposés en 13 jours sous un régime tidal semi-diurne. Terwindt (1971 puis 1981) décrit des microséquences constituées par du litage de rides de courant et attribue l'évolution verticale d'une forme de rides à l'autre ainsi que la variation de l'épaisseur des lits successifs, aux changements d'énergie qui caractérisent un cycle de morte-eau/vive-eau. En 1988, Rahmani suggère la même origine pour des séquences un peu analogues. Mutti *et al.* (1985) étudient le passage latéral entre des faisceaux tidaux d'un corps sigmoïdal et des alternances gréso-silteuses. Ils constatent dans ces dernières des phénomènes de dilatation et d'amincissement progressifs des lits et les interprètent comme reflétant les cycles semi-lunaires, les lits épais s'étant déposés en vives-eaux et les plus minces, en mortes-eaux (**Fig. 15**). Kreisa et Moiola (1986) introduisent la notion de "vertically accreted tidal bundle" : le faisceau tidal d'accrétion verticale.

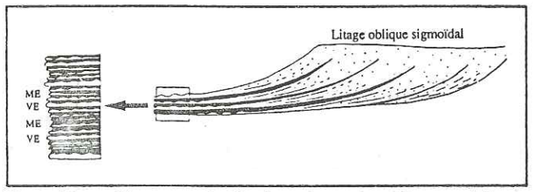


Fig. 15 - Passage latéral entre du litage oblique sigmoïdal et des alternances gréso-silteuses montrant vraisemblablement des cycles semi-lunaires (Mutti *et al.*, 1985)

La dynamique tidale est donc parfaitement reconnue dans ce type de dépôts. Mais contrairement aux corps progradants dans lesquels les faisceaux sont depuis longtemps mesurés pour mettre en évidence le caractère cyclique de leur évolution, dans ces alternances, les essais de comptage et de relevés d'épaisseurs sont encore très rares. Les seuls exemples connus actuellement ont été présentés pour la plupart au dernier congrès international sur les dépôts tidaux à Calgary (Canada, août 1989).

Parmi ces exemples, citons avant tout celui de Williams (1989a, 1989b). En 1981, celui-ci (Williams, 1981) découvre en Australie, dans une formation précambrienne, une superposition de 10 m d'épaisseur de fines lamines planes gréso-silteuses millimétriques. Ces lamines sont groupées en petites séquences de 9 à 14, séparées les unes des autres par un horizon plus noir (**Fig. 16**). Dans chaque séquence, les lits successifs se dilatent puis s'amincissent progressivement. Dans un premier temps, Williams interprète ces lamines comme étant des varves (Williams, 1981, 1985 ; Anderson et Dean, 1988) et il attribue aux séquences une origine liée à l'intensité des taches solaires. Mais depuis, Sonett *et al.* (1988) et Williams (1989a, 1989b) remettent en question cette interprétation et optent pour une origine tidale. Chaque séquence représenterait ainsi un cycle semi-lunaire. L'analyse très fine de ces lamines a permis entre autres à Williams (1989a) de tirer des informations sur la durée du mois lunaire et le nombre de jours dans l'année au Précambrien.

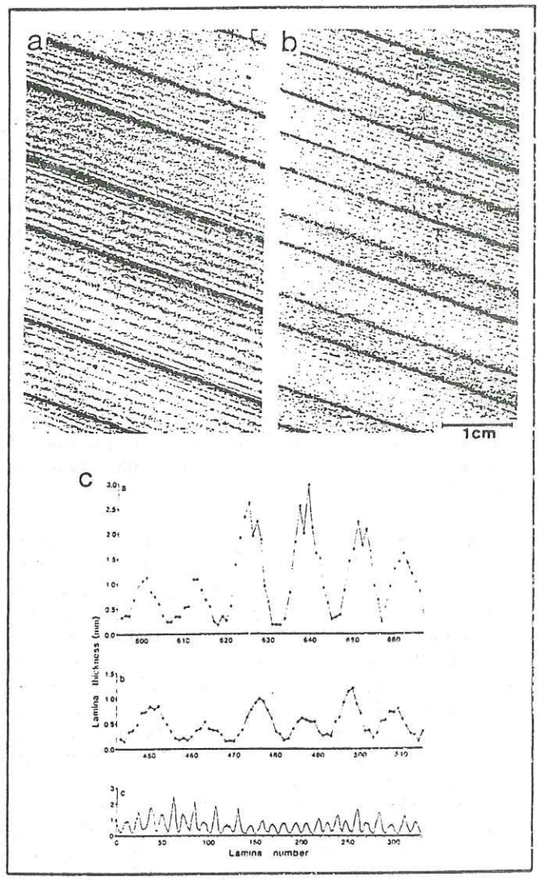


Fig. 16 - Les cycles semi-lunaires (a et b) dans les fines lamines précambriennes de la formation d'Elatina (Williams, 1989a). L'évolution verticale des épaisseurs des lamines (c) montre très clairement les différents cycles tidaux semi-lunaire (a et b), lunaire (b) et semi-annuel (c).

Un autre exemple d'enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale est dû à Kvale et Archer (1989). Leur étude concerne des lamines planes millimétriques à centimétriques appartenant à une formation carbonifère des Etats-Unis (Baird *et al.*, 1985). Les mesures ont été effectuées sur des carottes de 6 m de longueur montrant en apparente continuité 2000 lamines superposées. Les relevés d'épaisseurs mettent en évidence une succession très nette de dilatations et d'amincissements des lits reflétant les cycles de morte-eau/vive-eau. L'inégalité diurne est également détectée ainsi qu'une périodicité annuelle.

Leithold *et al.* (1989) fournissent un troisième exemple dans des rythmites tidales éocènes. Les variations d'épaisseurs qu'ils observent au sein de ces alternances gréso-silteuses leur suggèrent un enregistrement des périodes tidales diurne et semi-lunaire.

Enfin, Dalrymple *et al.* (1989) ont mis très récemment en évidence dans les dépôts actuels de la Baie de Fundy des évolutions d'épaisseurs et de structures dues aux cycles diurne et semi-lunaire dans des alternances sablo-argileuses à litage de rides ou à lamines planes.

CONCLUSION

Grâce à toutes les études effectuées dans les environnements tidaux récents, l'identification de la dynamique des marées dans les formations anciennes est devenue relativement aisée. Ses critères de reconnaissance sont nombreux et souvent faciles à observer. La découverte de l'enregistrement des cycles tidaux dans les mégarides ou les vagues de sable par Visser (1980) et Boersma et Terwindt (1981a) a, de plus, aidé considérablement les sédimentologues dans cette tâche.

L'interprétation de ces cycles tidaux est bien entendu fondée sur des données actuelles. Un cycle semi-lunaire idéal, déposé dans le domaine subtidal, comporte idéalement 28 événements sous un régime semi-diurne (deux marées par jour) ou 14 sous un régime diurne (une marée par jour). On conçoit dés lors que ces données actuelles sont difficilement extrapolables à des terrains très anciens.

Dans un environnement fossile il est impossible de savoir *a priori* quel était le régime tidal, semi-diurne, diurne ou mixte. C'est une première difficulté. Trouver par exemple, dans une mégaride, un cycle semi-lunaire comportant moins de 28 faisceaux tidaux, peut signifier plusieurs choses : soit que le régime tidal n'est pas semi-diurne, soit que la vitesse des courants de marée lors des morteseaux est trop faible et il n'y a pas de dépôt, soit, enfin, que le milieu de sédimentation n'est pas subtidal mais plutôt intertidal, expliquant ainsi que le point considéré n'est pas recouvert par la mer 14 jours sur 14.

La seconde difficulté émane du fait que la vitesse de rotation de la Terre s'est modifiée au cours des temps géologiques. Le nombre de jours par année n'était donc pas le même au Paléozoïque qu'aujourd'hui (Pannella et Mc Clintock, 1968 ; Berry et Barcker, 1968 ; Legrand, 1983). Au Dévonien moyen ce nombre est estimé à 400 et au Crétacé terminal, à 371. Bien évidemment, la durée du mois lunaire a subi des variations. Par conséquent, un cycle semi-lunaire idéal déposé au Cambrien par exemple, doit comporter plus de 28 événements. L'exemple des cycles précambriens de Williams (1989a , 1989b) reflètent particulièrement bien ce problème.

En ce qui concerne les dépôts que nous étudierons dans la molasse marine miocène du bassin de Digne, l'extrapolation aux données actuelles est possible, la durée du mois lunaire étant pratiquement la même (Pannella et Mc Clintock, 1968). Quant à la détermination du régime tidal régnant à l'époque dans ce bassin, elle est plus délicate. Cependant, on sait qu'au Miocène, le bassin de Digne constituait une dépendance de la Téthys, alors largement ouverte sur l'océan atlantique (Allen *et al.*, 1985). Il est donc raisonnable d'envisager que le régime tidal était plutôt semi-diurne.

CHAPITRE II

ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LES DEPOTS DE LA HAUTE SLIKKE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

CHAPITRE II

ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LES DEPOTS DE LA HAUTE SLIKKE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

INTRODUCTION

La baie du Mont-Saint-Michel, connue de tous pour la majestueuse abbaye qui s'y dresse, est considérée par de nombreux géologues comme l'un des plus beaux modèles de sédimentation macrotidale du Monde.

Depuis plusieurs décennies, elle constitue un terrain d'études privilégié sur lequel divers scientifiques ont décrit, analysé, interprété, les phénomènes hydrodynamiques, biologiques et sédimentaires qui contribuent à son façonnement.

Bien que la baie du Mont-Saint-Michel soit un environnement particulier où des facteurs d'origine purement locale sont des paramètres déterminants à son identité, elle représente néanmoins un milieu actuel rendant compte de la complexité d'un environnement sédimentaire tel ceux que les géologues sont amenés à reconstituer dans les séries anciennes. La grande mouvance de ce milieu soumis à des marées d'amplitude exceptionnelle permet l'observation, à notre échelle humaine, de phénomènes géologiques et notamment, de processus sédimentaires liés à la dynamique tidale.

Avant d'aborder l'étude des cycles tidaux dans les dépôts du domaine intertidal supérieur, une présentation des grands traits caractéristiques de la baie est proposée afin de situer le cadre précis de nos différentes observations. Elles pourront être ainsi replacées à leur juste valeur pour une éventuelle comparaison avec la formation miocène de Digne.

A-PRESENTATION GENERALE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

1-Situation géographique et contexte géologique

La baie du Mont-Saint-Michel occupe le fond du golfe normand-breton, dans l'angle formé par la Bretagne et la presqu'île du Cotentin. Elle se présente comme une vaste dépression de 500 km^2 plongeant régulièrement vers le NW et largement ouverte sur le Manche occidentale entre les pointes du Grouin de Cancale et de Champeaux distantes d'environ 20 km (**Fig. 17**).

Son pourtour, au relief doucement ondulé, est façonné dans les schistes et phyllades briovériens qui constituent son substratum. Localement ces formations précambriennes sont traversées par des batholites cadomiens dominant l'ensemble du relief (**Fig. 17**). Il s'agit du massif de gneiss et micaschistes de Saint-Malo à l'Ouest, des massifs granitiques de Saint-Broladre au Sud, d'Avranches à l'Est et de Carolles-Vire au Nord, auxquels il convient d'ajouter les petits pointements du Mont-Dol, de Tombelaine et du Mont-Saint-Michel (Larsonneur et Doré, 1975 ; Larsonneur, 1982a, 1989b).

Morphologiquement, la côte offre des caractères très variés. Les massifs cristallins donnent naissance à de hautes falaises au niveau de la pointe de Champeaux, et à un littoral plus bas, également abrupt et découpé, dans la région de Cancale où se succèdent de nombreuses petites anses sableuses. Entre Saint-Jean-le-Thomas et le Bec d'Andaine, la côte se caractérise par un long cordon de dunes alors que vers le Sud, en avant du socle briovérien et des digues protégeant les zones poldérisées, situés respectivement à l'Est et à l'Ouest du Mont-Saint-Michel, s'étendent de vastes herbus (schorres).

2-Caractères hydrodynamiques

Les paramètres hydrodynamiques qui contrôlent le façonnement sédimentaire de la baie sont essentiellement, le réseau hydrologique, le régime tidal et l'action des houles.

-Trois rivières principales débouchent dans la baie du Mont-Saint-Michel (**Fig. 17**) : le Couesnon au pied du Mont-Saint-Michel et, à l'Est, La Sée et la Sélune qui se rejoignent dans un chenal commun divagant entre la Roche-Torin et le Grouin de Sud. Le débit moyen de la Sée n'est que de 8 m^3/s et celui du Couesnon et de la Sélune n'excède pas 20 m^3/s (Larsonneur, 1988, 1989b). Malgré leur faible débit, ces rivières ont un rôle déterminant dans la baie par l'intermédiaire des divagations incessantes de leurs chenaux, souvent anastomosés, qui contribuent à l'individualisation de zones de dépôt et d'érosion.

-La marée, quant à elle, qui a rendu la baie célèbre par son amplitude exceptionnelle pouvant atteindre plus de 15 m en période de vives-eaux d'équinoxe, est de type semi-diurne. Cette amplitude macrotidale est due à la presqu'île du Cotentin qui fait obstacle à l'onde de marée atlantique. L'onde devient stationnaire et son amplitude atteint le double de l'onde progressive (S.H.M., 1953 ; Larsonneur et Doré, 1975). A l'entrée de la baie, les courants de marée ont une vitesse moyenne d'environ 1 m/s. Ces vitesses chutent très vite lorsque l'onde de marée pénètre vers l'intérieur et envahit les grèves. Elles varient alors de 0,3 à 0,7 m/s. Cependant les courants chenalisés dans le lit des rivières locales peuvent atteindre des vitesses de 2,5 m/s (Larsonneur, 1988).

Deux types de régimes de courants de marée peuvent être distingués (**Fig.18**) : des courants alternatifs de flot et de jusant dans la zone axiale de la baie et notamment dans le secteur oriental ; des courants giratoires dans la partie occidentale (Phlipponneau, 1956 ; Nikodic, 1981 ; Larsonneur, 1988). En général, la vitesse du flot est supérieure à celle du jusant, mais certains chenaux sont empruntés préférentiellement par ce dernier et il devient alors dominant.

-La baie est peu affectée par les houles océaniques sachant qu'elles pénètrent difficilement dans le golfe normand-breton. Seules les houles provoquées par des vents locaux de secteurs N à NW exercent une action notable, toutefois limitée aux zones les plus externes telles que la côte sableuse septentrionale comprise entre Saint-Jean-le-Thomas et le Bec d'Andaine. En pénétrant vers l'intérieur de la baie, ces houles perdent rapidement leur compétence et n'ont plus qu'un rôle subordonné par rapport aux courants de marée.

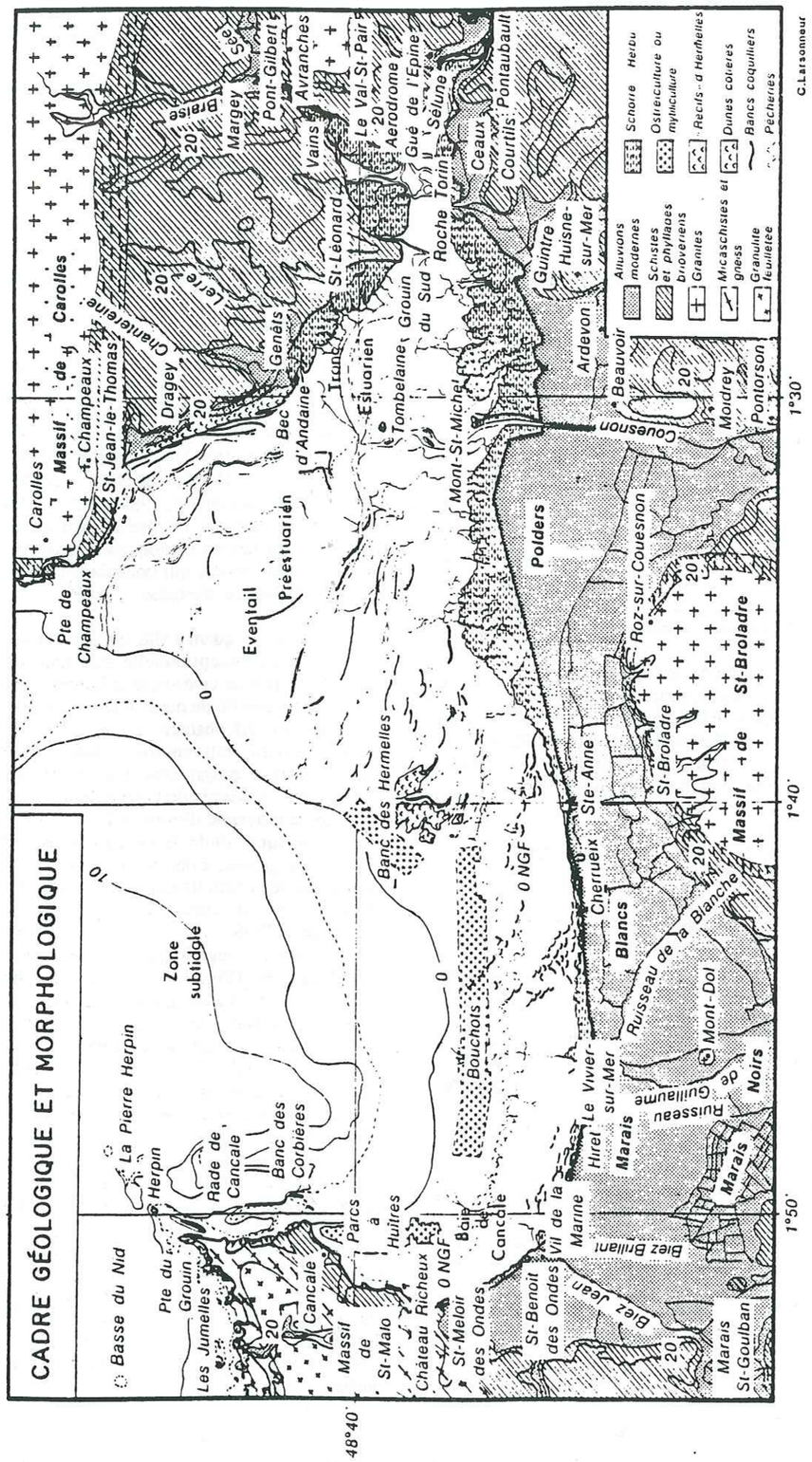


Fig. 17 - Le cadre géologique et morphologique de la baie (Larsonneur, 1982a)

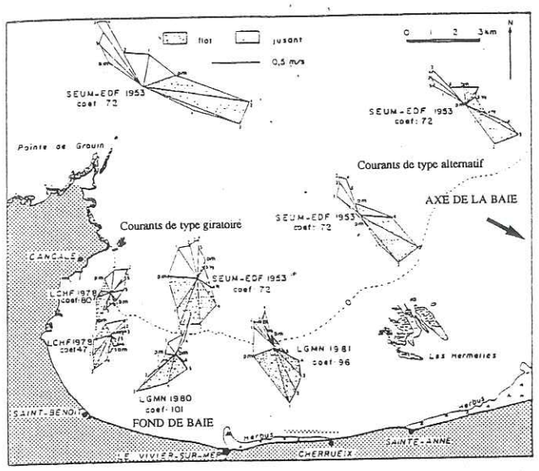


Fig. 18 - Les courants de type alternatif dans l'axe de la baie et de type giratoire dans le fond de baie (Nikodic, 1981)

3-Histoire de la baie depuis la transgression flandrienne jusqu'à l'intervention de l'homme

Avant de s'attacher à décrire les principaux caractères sédimentologiques de la baie du Mont-Saint-Michel, un bref exposé de son évolution holocène est proposé afin d'en comprendre son modelé actuel (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Klingebiel et Larsonneur, 1980 ; Larsonneur, 1982a, 1982b, 1988, 1989b).

La baie du Mont-Saint-Michel s'est établie depuis 10 000 ans par l'accumulation d'un prisme sédimentaire **(Fig. 19)** de 15 à 20 m d'épaisseur sur le socle briovérien recouvert avant la transgression flandrienne par des dépôts fluviatiles weichséliens.

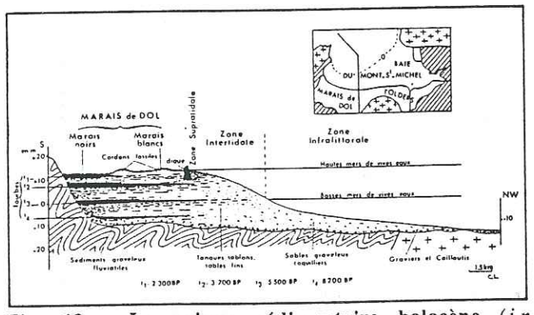


Fig. 19 - Le prisme sédimentaire holocène (*in* Larsonneur, 1988)

Vers 10 000 B.P., la transgression débute et dessine peu à peu les limites de la future baie **(Fig. 21)**. Les premières influences marines atteignent les marais de Dol vers 8 200 B.P.. Après avoir déposé des sédiments intertidaux dans le secteur occidental, la transgression ralentit aux alentours de 6 500 B.P. La baie commence alors à se colmater. A partir de cette époque, les oscillations du niveau de la mer au sein de l'évolution transgressive générale, conduisent à une alternance de dépôts de tourbes et de sédiments marins. Au-dessus du premier épisode tourbeux de 8 200 B.P., trois autres niveaux ont été reconnus et datés de 5 500 B.P., 3 700 B.P. et 2 300 B.P. **(Fig. 19)**. Ce quatrième niveau marque le sommet des dépôts correspondant à l'ultime pulsation de la transgression ; des sédiments marins sont abandonnés une dernière fois au Sud, dans la région aujourd'hui appelée Marais blancs de Dol, l'intérieur du pays étant alors protégé des ingressions franchement marines par un cordon littoral. Des tourbes s'y mettent en place ; c'est la zone des Marais noirs de Dol.

Le cordon littoral actuel résulte d'une nouvelle progression de la mer au début de notre ère. Depuis le Moyen-âge, la morphologie de la baie a été modifiée par de très nombreuses interventions humaines réalisées pour conquérir de nouvelles terres et les protéger **(Fig. 20)**.

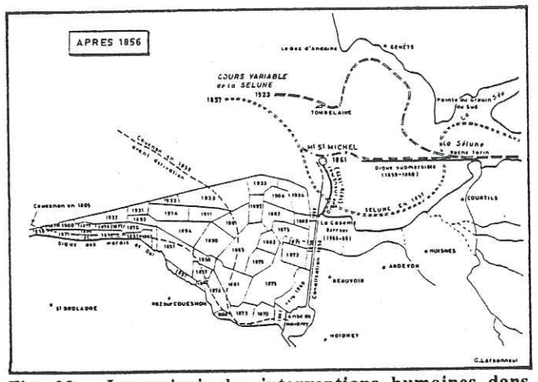


Fig. 20 - Les principales interventions humaines dans la partie orientale de la baie (Larsonneur, 1988)

Dès le XIème siècle, le cordon fut renforcé et une digue construite afin de sauvegarder les Marais de Dol alors en cours de poldérisation. Quant à la poldérisation des terres aux abords du Mont-Saint-Michel, après quelques vaines tentatives par la population locale pendant la deuxième moitié du XVIIIème et le début du XIXème siècle, elle fut accomplie par une compagnie étrangère à partir de 1856 jusqu'en 1934. En 1858, été achevée la canalisation du Couesnon empêchant ainsi ses divagations dévastatrices. En 1859, pour favoriser la poldérisation de la partie orientale, la compagnie entreprit la construction de la digue submersible de la Roche Torin. L'ouvrage ne put jamais arriver à son terme en raison de l'instabilité des fonds. Enfin, en 1879, le Mont-Saint-Michel fut relié à la terre ferme par une digue-route. Beaucoup plus tard, en 1969, l'aménagement d'un barrage à flot sur le Couesnon permit d'augmenter les surfaces des terrains gagnés sur la mer. Au total, 2 800 hectares de polders ont pu être conquis (Larsonneur, 1988).

Parmi toutes ces constructions, certaines sont mises en cause actuellement dans le phénomène d'ensablement du Mont-Saint-Michel dont l'insularité est depuis longtemps menacée. Pour tenter de ralentir la progression des herbus à l'Est du Mont, la digue de la Roche-Torin fut arasée en 1984 laissant ainsi libre cours aux divagations du chenal Sée-Sélune. Les érosions alors provoquées devaient faire reculer le schorre mais les résultats n'ont malheureusement pas été très probants. Actuellement, des travaux d'aménagement du Couesnon sont prévus pour établir des

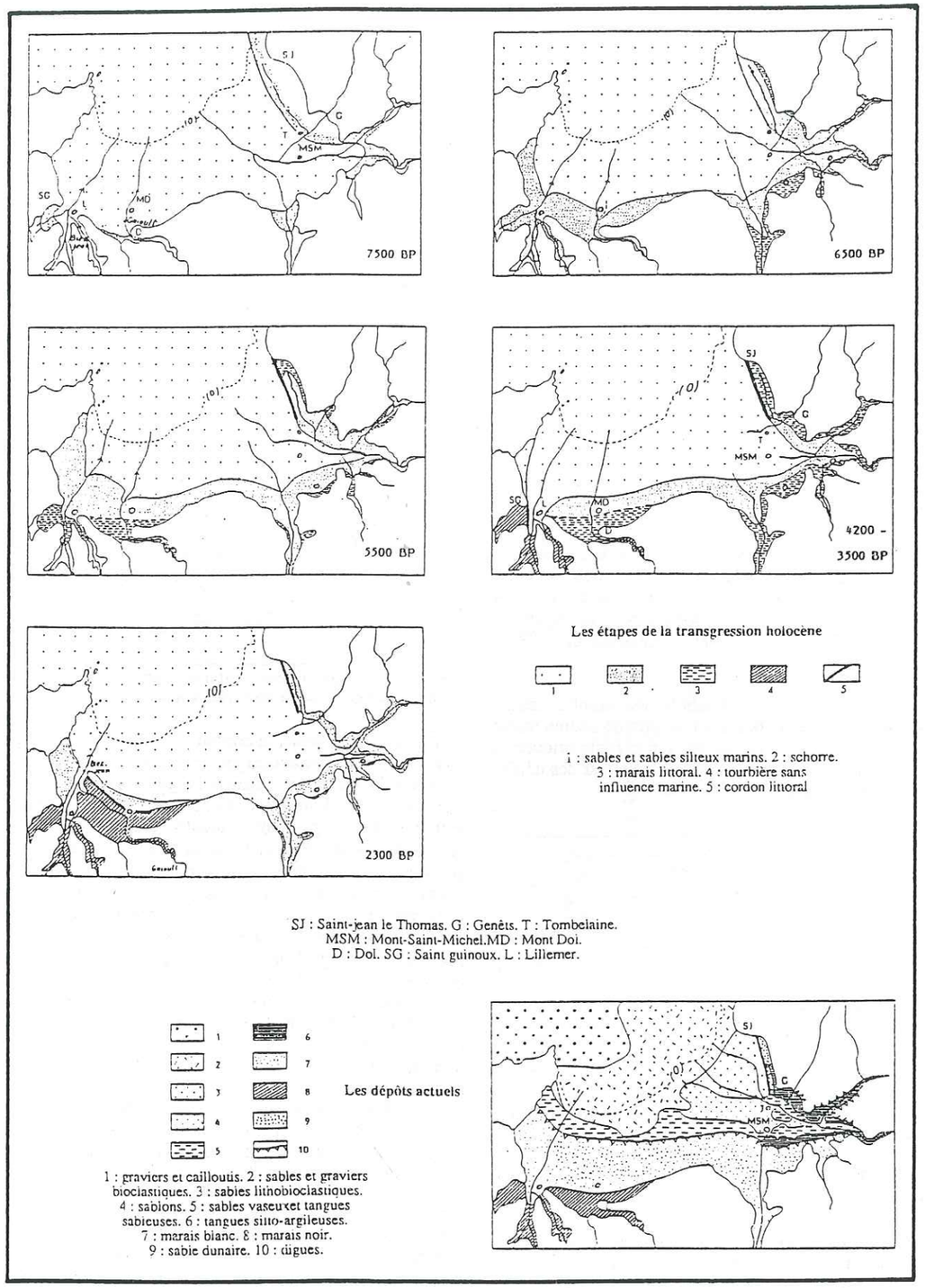


Fig. 21 - Les principales étapes de la transgression holocène (d'après Morzadec-Kerfourn *in* Larsonneur, 1989b)

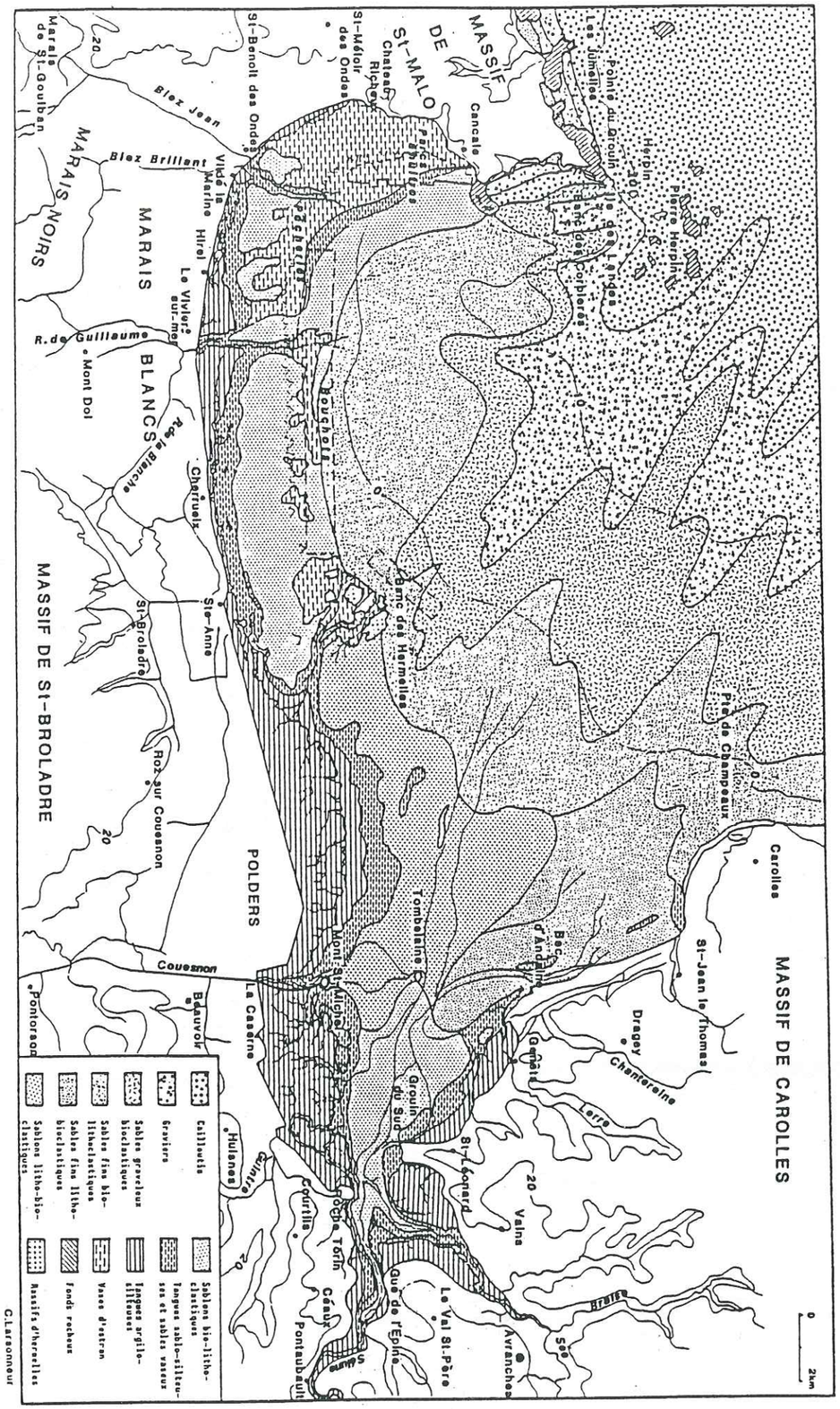


Fig. 22 - Répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel (Larsonneur, 1988, 1989b)

chasses aux abords du Mont. Enfin, la digue-route soulève la controverse ; certains pensent que sa suppression ralentirait l'ensablement, qui semble, de toutes façons, irrémédiable à long terme.

4-Les différents environnements sédimentaires

4-1-Répartition des sédiments

En 1960, Bourcart et Boillot écrivaient : "Il existe bien des dépôts littoraux grossiers aux deux extrémités de la baie. Mais généralement au lieu d'avoir une diminution des apports terrigènes de la côte et de l'embouchure des fleuves vers la haute mer, on trouve exactement l'inverse." Cette phrase résume ce qui caractérise la répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel. En effet, la vitesse des courants s'affaiblissant vers l'intérieur de la baie, il en résulte une décroissance granulométrique du matériel sédimentaire au fur et à mesure que l'on se rapproche du rivage (**Fig. 22**).

Les dépôts les plus grossiers, des cailloutis, se rencontrent au large du Grouin de Cancale. Ils passent ensuite graduellement à des sables graveleux, à des sables puis à des sablons s'enrichissant en silts en progressant vers l'intérieur de la baie. Ces dépôts sablo-silteux aboutissent enfin aux tangues, sédiment fin et carbonaté très particulier au golfe normand-breton et sur lequel nous reviendrons. Les sédiments les plus fins sont représentés par des vases localisées principalement dans le secteur occidental, très abrité au Sud de Cancale (Larsonneur, 1979, 1982a, 1989b ; Klingebiel et Larsonneur, 1980 ; Caline *et al.*, 1982).

Ces gradients granulométriques conduisent à définir une séquence horizontale type montrant l'enchaînement régulier des différentes classes de sédiments, depuis la zone subtidale caractérisée par les cailloutis, graviers et sables biogènes, la zone intertidale où se déposent les sablons et jusqu'à la zone supratidale, domaine privilégié de dépôt des tangues. Outre ses caractères granulométriques, ses structures, chaque zone s'individualise par un contenu faunistique et floristique propre (**Fig.23**, Larsonneur, 1975).

4-2-Les grands ensembles morphosédimentaires

La séquence horizontale type définie ci-dessus, ne constitue en fait qu'une vue très générale des environnements sédimentaires successifs de la baie du Mont-Saint-Michel. En outre, l'action variable des différents agents hydrodynamiques en fonction de sa morphologie conduit à considérer deux grands ensembles morphosédimentaires (Caline *et al.*, 1982) : à l'Ouest, le fond de baie et à l'Est, la baie estuarienne (**Fig. 17**).

4-2-1-Le fond de baie

Abrité des influences franchement marines par la pointe du Grouin, ce domaine s'étend de la baie de Cancale à l'Ouest, au banc des Hermelles (*) et à la Chapelle Sainte-Anne à l'Est. L'énergie des courants de marée, de type giratoire, y est faible et les houles, quasiment inexistantes sauf en régime de forts vents de secteur N à NE. Il en résulte une sédimentation fine qui montre néanmoins un gradient granulométrique croissant d'Ouest en Est : à la baie de Cancale, siège de dépôts de vases (estran vaseux ou mud-

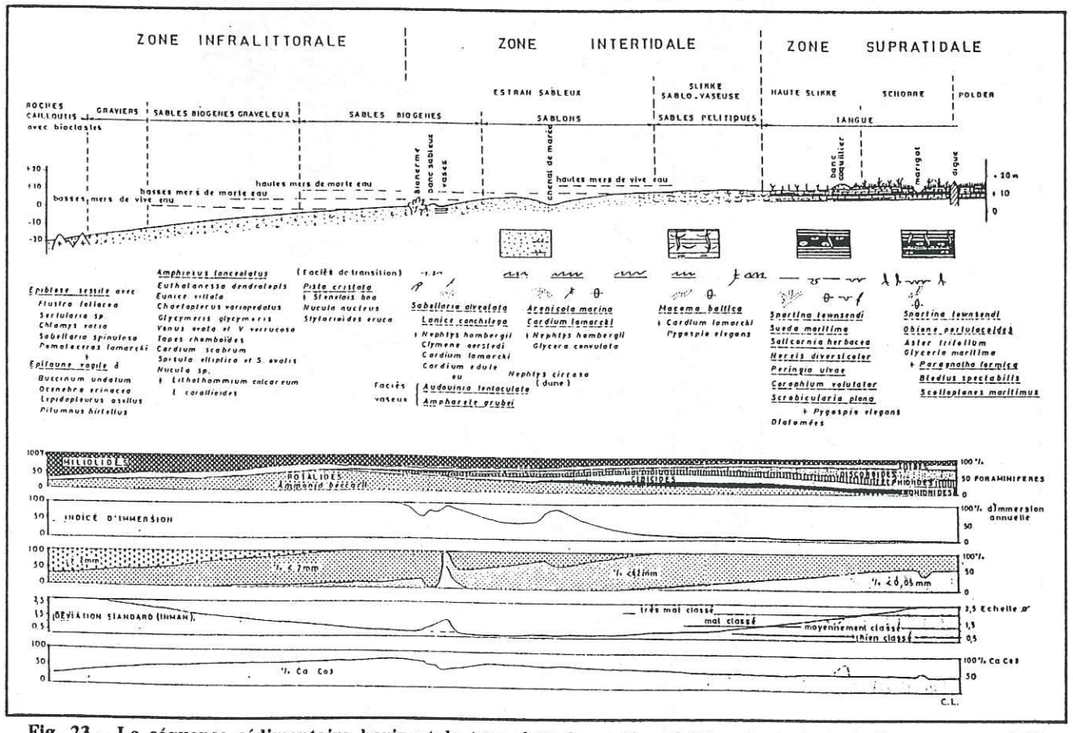


Fig. 23 - La séquence sédimentaire horizontale type dans la partie méridionale de la baie (Larsonneur, 1975)

* Le banc des Hermelles est un bioherme construit par des annélides polychètes, Sabellaria alveolata

flat) succède, vers l'Est, un domaine à sédimentation de plus en plus sableuse (estran sableux ou sand-flat) (Nikodic, 1981 ; Caline, 1982 ; Caline *et al.*, 1982 ; Larsonneur, 1988). Ce domaine voit l'édification sur l'estran supérieur de bancs coquilliers migrant régulièrement en direction des herbus. L'étude de ces bancs a montré que l'accumulation et le déplacement progressif du matériel bioclastique résultent de l'action des houles qui affectent exceptionnellement ce domaine (Larsonneur, 1988, 1989b).

Dans cette partie abritée sont exploités des parcs ostréicoles et mytilicoles comptant parmi les plus importants en France. Ces installations, étendues sur plusieurs centaines d'hectares, modifient la dynamique naturelle du milieu et contribuent au piégeage des sédiments vaseux (Nikodic, 1981).

4-2-2-La baie estuarienne

Localisée à l'Est d'une ligne joignant le banc des Hermelles à la pointe de Champeaux, la baie estuarienne constitue l'ensemble morphosédimentaire le plus vaste et sans aucun doute le plus intéressant d'un point de vue sédimentologique (**Fig. 24**). Contrairement au fond de baie, les courants de marée, ici de type alternatif, peuvent être très énergétiques tandis que les vents de secteur NW engendrent parfois de fortes houles surtout sensibles sur le littoral septentrional.

La baie estuarienne est communément subdivisée en deux parties principales : le secteur pré-estuarien et le secteur estuarien (Caline *et al.*, 1982).

- Le secteur pré-estuarien

C'est le domaine le plus externe de la baie estuarienne. L'estran inférieur se caractérise par de vastes grèves sableuses sillonnées par de nombreux chenaux de marée au bord desquels se mettent en place des mégarides. L'estran supérieur, quant à lui, montre divers aspects. Au Sud, il est en continuité avec l'estran sableux de la région de la Chapelle Sainte-Anne. Au Nord les processus d'érosion dus aux houles dominent et induisent un transit de matériel par dérive littorale vers le Sud qui provoque un recul spectaculaire de la ligne de rivage sur la plage de Saint-Jean-le-Thomas et qui conduit à l'édification de grands cordons sableux au niveau du Bec d'Andaine (Larsonneur, 1988 ; Compain *et al.*, 1988 : **Fig. 25**).

- Le secteur estuarien

Situé à l'Est de la ligne Bec d'Andaine/Chapelle Sainte-Anne, ce domaine correspond à l'embouchure des trois rivières principales de la baie, le Couesnon, la Sée et la Sélune. Tandis que l'estran inférieur prolonge le domaine sableux pré-estuarien par de grandes étendues sablonneuses entaillées par un dense réseau de chenaux, l'estran supérieur se caractérise par les dépôts de tangues qui s'affinent vers l'intérieur. Comme nous le verrons, les tangues constituent un matériel particulièrement favorable à la formation de nombreuses figures sédimentaires et à leur observation.

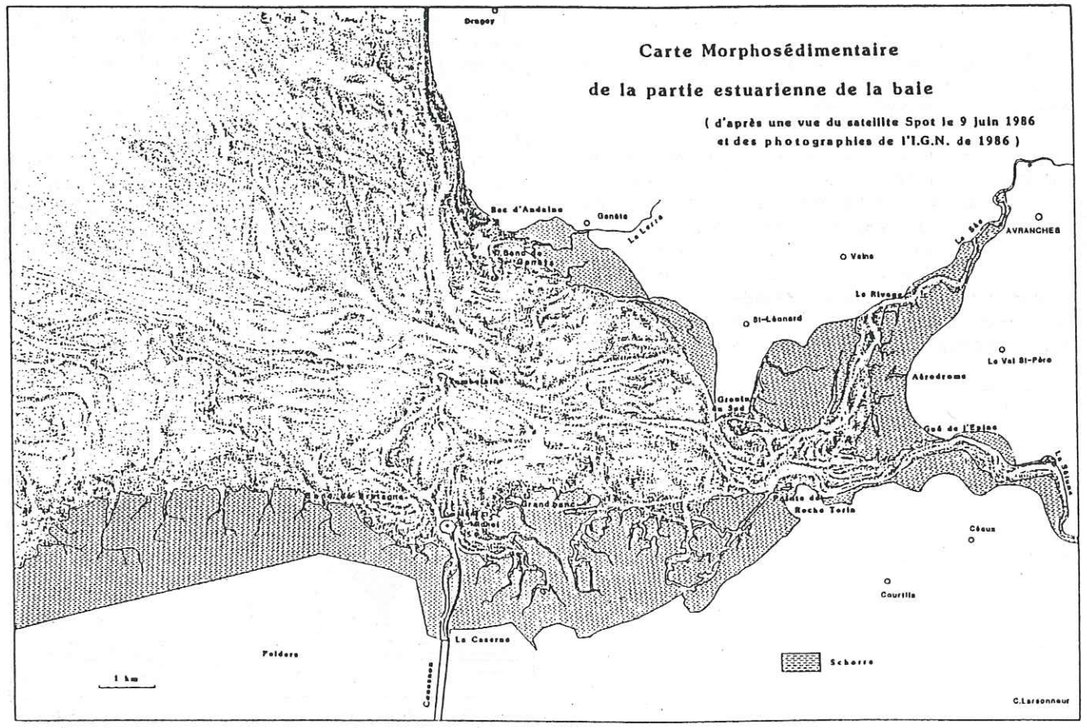


Fig. 24 - Carte morphosédimentaire de la partie estuarienne de la baie
d'après une vue satellite Spot du 9 juin 1986 et des photographies de l'I.G.N. de 1986 (Larsonneur, 1988)

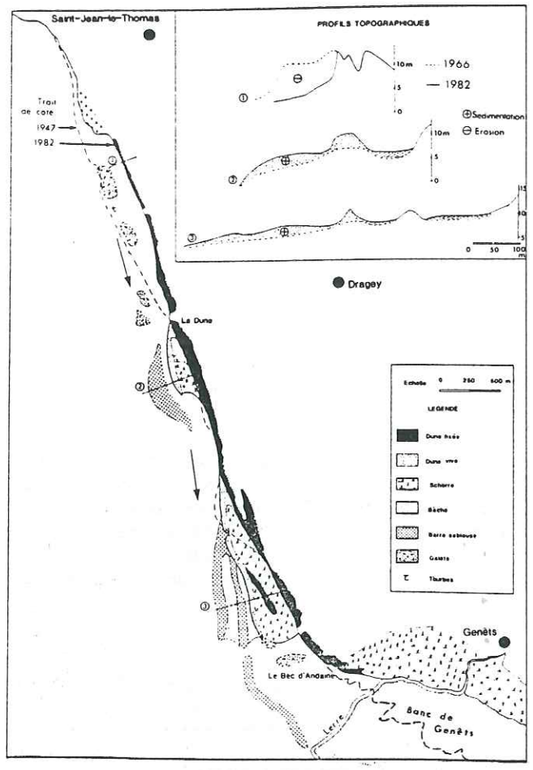


Fig. 25 - Effets de la dérive littorale dans le secteur pré-estuarien entre Saint Jean le Thomas et le Bec d'Andaine (Compain *et al.*, 1988)

Globalement, le domaine estuarien de la baie du Mont-Saint-Michel représente une aire de dépôt particulièrement active. Les apports, très importants, colmatent peu à peu le système. Ce comblement progressif a pour effet de repousser vers le large et notamment vers le Nord, les chenaux principaux dont le rôle est déterminant dans les processus sédimentaires de la baie. La dynamique estuarienne se trouve ainsi acculée dans un domaine devenant de plus en plus externe tandis que l'intérieur du système tend à se figer.

B-MISE EN EVIDENCE DE L'ENREGISTREMENT DE CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LES DEPOTS DE LA HAUTE SLIKKE

1-Caractères généraux du domaine d'étude

Afin de mettre en évidence un enregistrement de la dynamique tidale et de sa rythmicité dans les dépôts de la baie du Mont-Saint-Michel, nous avons concentré nos observations dans le secteur estuarien et notamment sur la haute slikke appartenant à l'estran supérieur.

Cette subdivision de l'estran, utilisée le plus souvent pour les milieux estuariens, fut créée par Jacquet (1949). A l'origine, seules étaient distinguées la slikke, partie inférieure inondée à chaque marée et le schorre, recouvert uniquement en périodes de vive-eau d'équinoxe, ces deux secteurs étant séparés par une microfalaise. Le terme de haute slikke désigne la partie supérieure de la slikke non envahie par la mer en morte-eau, montrant déjà quelques plantes pionnières (spartine, salicorne) et qui constitue une zone intermédiaire avant d'atteindre le schorre **(Fig. 23)**.

Trois sites ont principalement retenu notre attention : le Gué de l'Epine **(Pl.Ia)**, secteur le plus interne du tronc estuarien, situé entre les embouchures de la Sée et la Sélune; le Grouin du Sud **(Pl.Ib)**, au Nord ; la pointe de Roche-Torin, au Sud. Entre ces deux pointes de terrains briovériens se localise l'endroit le plus étroit de l'estuaire sans cesse balayé par les divagations du chenal commun Sée-Sélune **(Fig. 17 et 24)**.

Ces différents sites, d'accès facile aux grèves de la haute slikke, constituent par leurs caractères hydrodynamiques et sédimentologiques des terrains d'études privilégiés des processus tidaux. Les très nombreux chenaux de marée qui parcourent ce domaine ont un rôle essentiel. En effet, c'est par le jeu de leurs divagations que vont s'individualiser les aires de dépôt et d'érosion. Ces divagations sont en général progressives mais peuvent être occasionnées brutalement à la suite d'une forte marée, d'une tempête ou d'une crue. A partir des chenaux principaux s'organise tout un réseau de chenaux secondaires qui sillonnent la haute slikke. Leur forme, méandriforme, présente une berge abrupte en érosion et une berge en pente plus douce lieu d'une sédimentation parfois très active **(Fig. 26)**. Lorsque la migration est brutale, l'ancien chenal se trouve abandonné et devient inactif. Il s'y produit alors un colmatage extrêmement rapide.

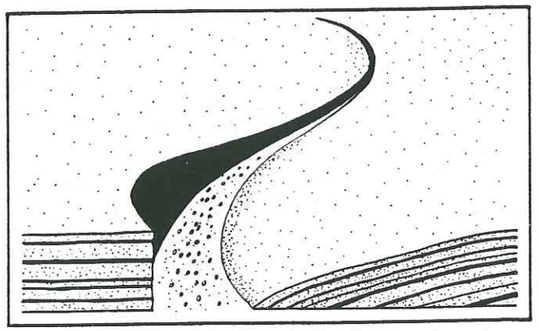


Fig. 26 - Représentation de la berge abrupte en érosion et de la berge en sédimentation d'un chenal méandriforme (d'après Reineck et Singh, 1980)

Le rôle des chenaux, particulièrement apparent au Gué de l'Epine, constitue donc un paramètre primordial de la dynamique sédimentaire de la haute slikke. Par leur nombre et leur mobilité constante, ils permettent l'observation de processus de dépôt rapides se produisant notamment à l'échelle d'une marée, voire de cycles plus longs.

2-Le matériel sédimentaire : la tangue

La tangue est le dépôt caractéristique de la région étudiée **(Fig. 22 et 23)**. Particulier au golfe normand-breton, il s'agit d'un sédiment détritique, sablo-silto-argileux, dont les grains ont un diamètre moyen compris entre 9 et 3 µm (Bourcart et Charlier, 1959 ; Larsonneur et Doré, 1975 ; Larsonneur, 1988).

La singularité de la tangue est sa teneur très importante en carbonates qui peut atteindre 60%. Cette fraction carbonatée est exclusivement de nature bioclastique. Elle est représentée par de fins débris d'organismes dont Jacquet (1949) a dressé une liste exhaustive (mollusques, foraminifères, ostracodes, spicules d'éponges calcaires, coccolithes, diatomées, bryozoaires...). Cette poudre bioclastique provient de la fragmentation des tests ou coquilles par l'action, entre autres, d'organismes perforants, des vagues et des courants. Ces derniers ramènent ensuite la mouture carbonatée du large vers la côte (Jacquet, 1949 ; Phlipponneau, 1956 ; Bourcart et Boillot, 1960 ; Dolet *et al.*, 1965 ; Lang *et al.*, 1973).

La fraction minérale est constituée essentiellement de grains de quartz, de paillettes de mica et de quelques minéraux lourds. Son origine probable est à rechercher au large et correspond à un remaniement des sédiments du fond de la Manche (Jacquet, 1949 ; Dolet *et al.*, 1965 ; Larsonneur, 1988).

La richesse en carbonates et la faible teneur en argile de la tangue lui confèrent des propriétés physiques particulières. C'est un sédiment cohésif mais aussi perméable. Les eaux y circulant, peuvent s'évacuer facilement, favorisant un tassement rapide et efficace. La tangue est alors résistante à l'érosion. Néanmoins, gorgée d'eau, elle se liquéfie et devient thixotropique donnant naissance aux fameux sables mouvants de la baie du Mont-Saint-Michel. Dans ce cas, sa remise en suspension par les courants est aisée (L.C.H.F., 1971 et 1977). Toutes ces propriétés font de la tangue un sédiment mobile qui répond bien à la dynamique du milieu. De nombreuses figures mécaniques de surface s'y forment et se fossilisent grâce à sa cohésion et son tassement.

Signalons enfin que des quantités énormes de tangue furent extraites autrefois par les cultivateurs pour amender les terres acides de la région. Atteignant jusqu'à 600 000 m^3/an dans la zone estuarienne au siècle dernier, ces prélèvements ont cessé après la dernière guerre. Compte tenu de l'importance relative de ces extractions par rapport au bilan sédimentaire de la baie évalué à 1,5 millions de m^3 d'apports annuels (L.C.H.F., 1971 et 1977 ; Larsonneur, 1979, 1982a, 1988, 1989b), leur cessation a sans doute contribué au colmatage progressif du domaine estuarien.

3-Les figures et structures sédimentaires typiques de la tangue

Depuis que la tangue est étudiée, les auteurs ont toujours été frappés par l'une de ses caractéristiques constante, son aspect lité, conduisant certains à la qualifier de varvée (Bourcart et Charlier, 1959). Ce litage, souvent décrit simplement comme une alternance de lits sableux et de lits silto-argileux, résulte en fait de la superposition parfois complexe de figures sédimentaires très variées.

Avant d'aborder l'organisation et l'évolution verticale de ce litage, il est nécessaire de faire un tour d'horizon des différentes figures pouvant se former à la surface de la tangue. La plupart d'entre-elles ont déjà fait l'objet d'une description précise dans le secteur estuarien par Bajard, (1966), dans le fond de baie par Mathieu (1966) et plus généralement par Lang *et al.* (1973).

Il est difficile d'établir une liste exhaustive de toutes les figures et structures sédimentaires observées tant leur nombre est important. Nous nous attacherons plutôt aux formes les plus communes et surtout les plus représentatives de la dynamique tidale

3-1-Les figures sédimentaires

En surface, la tangue présente divers types de figures sédimentaires qui sont soit d'origine biologique, soit d'origine mécanique (figures de courant). Dans cet exposé, nous nous intéresserons essentiellement à ces dernières.

De très nombreuses études ont été consacrées à la description des figures sédimentaires en environnements côtiers et notamment tidaux. Les auteurs ont été amenés à établir des classifications souvent complexes rendant compte de l'aspect surtout descriptif des analyses effectuées (Pettijohn et Potter, 1964 ; Gubler *et al.*, 1966 ; Pettijohn *et al.*, 1972 ; Klein, 1977 ; Reineck et Singh, 1980 ; Harms *et al.*, 1982 ; Allen, 1984). Par souci de simplification, nous reprendrons la classification utilisée par Bajard (1964, 1966) qui distingue les formes arythmiques et les formes rythmiques (toutes ces figures sont résumées dans le **Tableau II**).

3-1-1-Les formes arythmiques

Les formes arythmiques regroupent principalement toutes les marques et empreintes d'objets traînés sur le fond par les courants mais aussi les fentes de rétraction, qu'elles soient de gel ou de dessiccation. Ces dernières extrêmement fréquentes sur la haute slikke, s'organisent en vastes réseaux polygonaux et attestent des longues périodes d'émersion en mortes-eaux. Les fentes de gel, communes en hiver, se présentent en réseaux beaucoup plus denses qui morcellent les lits argileux. Elles constituent de très bons niveaux repères pour suivre l'évolution de la sédimentation et sa vitesse (Bajard, 1964, 1966 ; Larsonneur, 1979).

3-1-2-Les formes rythmiques

Les formes rythmiques désignent tous les types de rides ("ripple marks") et la haute slikke en recèle une grande variété.

* Les plus fréquentes sont **les rides asymétriques de courant** que l'on subdivise, en fonction de leur taille, en mégarides et rides de petite taille ou rides s.s.

FORMES ARYTHMIQUES	**-Marques d'objets divers trainés sur le fond par les courants** **-Fentes de rétraction** - de gel (réseaux polygonaux plurimillimétriques) - de dessiccation (réseaux polygonaux décimétriques)
FORMES RYTHMIQUES	**-Rides de courant asymétriques** -rides s.s. droite, sinueuse,lingoïde H=1-5cm ; L=5-20cm *(H ≤ 6cm ; L=4-60cm)* -mégarides droite, sinueuse, lingoïde H=30-50cm ; L=2-4m *(H=0,06-1,5m ; L=0,6-30m)* **-Rides de vagues** -symétriques droite, bifurquée *(H=0,3-22,5 cm ; L=0,5-200 cm)* H=1 à 3 cm ; L=2 à 5 cm -dissymétriques droite, bifurquée *(H=0,3-19,5 cm ; L=1,5 à 105 cm)*

Tableau II - Les principales figures sédimentaires de la tangue selon la classification de Bajard (1966). H, hauteur ; L, longueur d'onde. Les valeurs en italique sont les moyennes données par Reineck et Singh (1980)

-Les mégarides ("megaripples")

Elles ne se rencontrent que dans le secteur pré-estuarien au niveau du bec d'Andaine et plus au large. Leur amplitude atteint environ 50 cm et leur longueur d'onde quelques mètres. Leur crête peut être rectiligne ou, le plus souvent, sinueuse.

-Les rides de petite taille ("small-scale ripples")

Ce sont les formes les plus courantes. Elles s'observent sur l'ensemble de la slikke et de la haute slikke de la baie estuarienne. Leur longueur d'onde peut varier de quelques centimètres à quelques décimètres, leur crête est rectiligne, sinueuse ou encore lingoïde .

Les rides asymétriques résultent d'avalanches successives **(Fig.27)** sur leur face abrupte ("lee-side") de particules sableuses entraînées sur le fond par traction et saltation sous l'effet de courants unidirectionnels (Allen, 1968 ; Reineck et Singh, 1980).

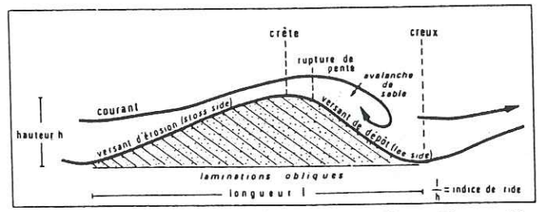


Fig. 27 - Mode de formation et caractères d'une ride asymétrique de courant (Chamley, 1987)

La forme de leur crête répond à l'énergie du milieu **(Fig. 28)**. Le passage de crêtes rectilignes à des crêtes lingoïdes correspond à une augmentation des vitesses de courants et à une diminution de la tranche d'eau (Bajard, 1964 ; Allen, 1968).

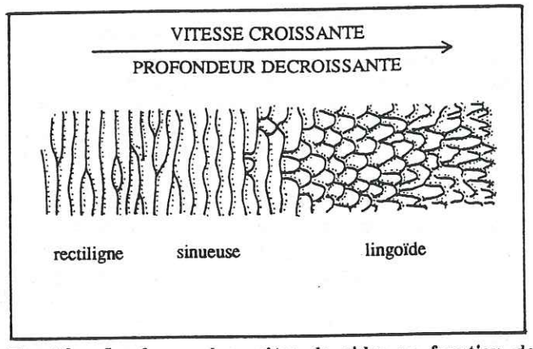


Fig. 28 - La forme des crêtes de rides en fonction de la vitesse des courants et de la profondeur d'eau (Allen, 1968)

* **Les rides de vagues** sont plus rares et se forment principalement sur le littoral exposé aux vents de secteur NW. Leur profil est typiquement symétrique et leur crête, droite, montre de nombreuses bifurcations. Les formes asymétriques existent également. Sur la haute slikke, l'action de la houle, le plus souvent subordonnée à celle des courants de marée, n'engendre pas toujours des rides de vagues. Dans la plupart des cas, elle ne produit qu'un remaniement des rides de courant dont les crêtes se trouvent alors déformées (Bajard, 1966).

Les rides symétriques naissent par les mouvements oscillants des vagues d'où leur appellation de rides d'oscillation. Les avalanches successives se produisent alternativement sur les deux faces de la ride, donnant une structure interne en chevrons. Dans ce cas, il y a seulement une accrétion verticale. Quand les vagues n'ont pas un mouvement oscillatoire symétrique, les rides qu'elles engendrent deviennent alors dissymétriques et il y a accrétion latérale (Reineck et Singh, 1980 ; Chamley, 1987).

3-2-Les structures sédimentaires : le litage

Grâce à la cohésion et au tassement rapide de la tangue, les figures mécaniques de surface qui s'y forment sont très souvent préservées après enfouissement et participent ainsi au litage. Deux types de litages principaux peuvent être observés : le litage plan et le litage de rides.

3-2-1-Le litage plan

En fonction du régime énergétique des courants, deux types de litage plan sont distingués :

Lorsque les agents dynamiques sont trop faibles pour tracter sur le fond le matériel sédimentaire, les particules en suspension se déposent sans transport et donnent lieu au litage plan de basse énergie : lits plats sans mouvement de particules, (Chamley, 1987) ou "lower plane beds" (Reineck et Singh, 1980 ; Harms *et al.*, 1982 ; Allen, 1984).

A ces lits plans de basse énergie, s'opposent les lits plans de haute énergie (lits plats avec mouvement de particules ou "upper plane beds") qui naissent pour des vitesses de courants supérieures à celles nécessaires à la formation des rides **(Fig. 29)**.

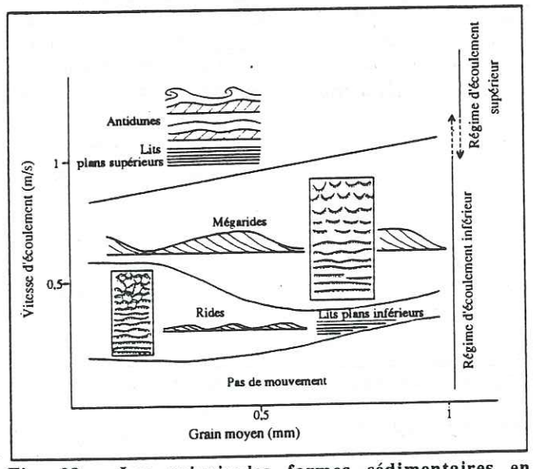


Fig. 29 - Les principales formes sédimentaires en fonction de la vitesse des courants (d'après Reineck et Singh, 1980 et Chamley, 1987)

Il n'est pas toujours aisé de distinguer ces deux litages plans. Ceux de haute énergie sont préservés principalement dans les faciès de chenaux fluviatiles, de plages et plus

généralement dans des environnements côtiers soumis à l'action de fortes houles (Harms *et al.*, 1982). Terwindt (1988) signale que ce type de litage peut éventuellement se former dans un milieu macrotidal, sous l'effet de courants de marée très rapides. Quant au litage plan de basse énergie, le plus fréquent, il se rencontre dans des milieux extrêmement variés.

Dans la Baie du Mont-Saint-Michel, le litage plan est sans aucun doute le plus caractéristique de la tangue. Il consiste en une alternance de lits plans sableux et de lits plans silto-argileux millimétriques à centimétriques. En général, le lit sableux montre un granoclassement positif aboutissant au lit silto-argileux (Dolet *et al.*, 1965 ; Larsonneur, 1989b). Compte-tenu des vitesses de courants sur la haute slikke, il s'agit de lits plans de basse énergie.

3-2-2-Le litage de rides

Le litage de rides montre une grande diversité de formes. Reineck et Singh (1980) en distinguent trois classes principales :

-le litage oblique de rides ("ripple bedding")

-le litage de rides chevauchantes ("climbing ripple lamination" ou "ripple-drift bedding")

-les litages madré, ondulé et lenticulaire ("flaser-, wavy-, lenticular-bedding").

* Le terme général de *litage oblique* ("cross-bedding") désigne tous les types de stratification inclinée par rapport à la surface principale de dépôt (Pettijohn et Potter, 1964 ; Gubler *et al.*, 1966) et s'applique à toutes sortes de corps sédimentaires : rides, plages, chenaux, microdeltas... (Reineck et Singh, 1980). Les classifications de ce litage sont basées pour l'essentiel sur la forme des lamines, leur taille et la nature de leurs limites. Allen (1963) en dénombre ainsi une quinzaine de genres. Plus simplement, il est d'usage d'utiliser la classification originelle de Mc Kee et Weir (1953) qui discernent le litage oblique plan : L.O.P. ("planar cross-bedding") et le litage oblique arqué : L.O.A. ("trough cross-bedding"), cette terminologie étant exclusivement descriptive (Reineck et Singh, 1980) **(Fig. 30)**.

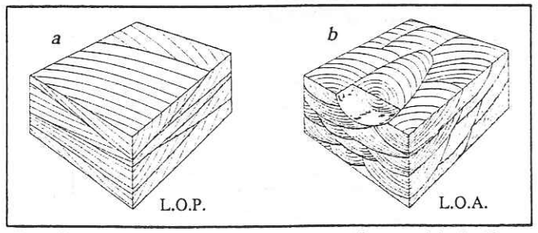


Fig. 30 - Les deux types de litage oblique : (a), le litage oblique plan (L.O.P.) ; (b), le litage oblique arqué (L.O.A.) (*in* Reineck et Singh, 1980)

Le litage oblique de rides résulte de la migration et de la superposition de rides de petite taille ou de mégarides. Bien qu'il puisse revêtir des aspects très différents, ce litage est défini le plus fréquemment par la classification de Mc Kee et Weir (1953). L.O.P. et L.O.A. peuvent alors avoir une signification quant à la genèse et s'appliquent respectivement à des rides à crêtes rectilignes et à des rides à crêtes sinueuses ou lingoïdes (Allen, 1963, 1968 ; Harms *et al.*, 1982) **(Fig. 31)**.

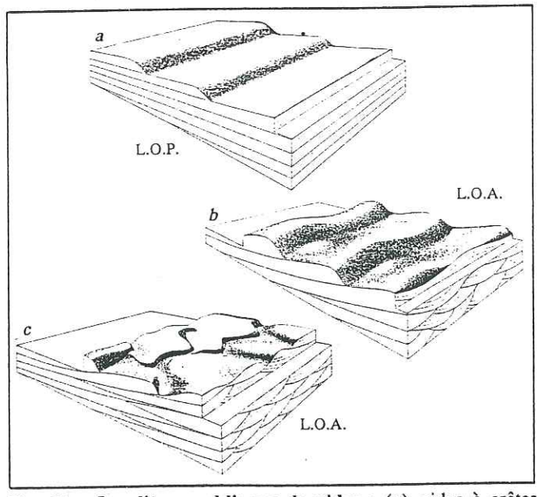


Fig. 31 - Les litages obliques de rides : (a), rides à crêtes droites (litage oblique plan) ; (b), rides à crêtes sinueuses (litage oblique arqué) ; (c), rides à crêtes lingoïdes (litage oblique arqué) (Reineck et Singh, 1980)

En baie du Mont-Saint-Michel le litage oblique de rides est peu fréquent dans les dépôts de la haute slikke. Il apparaît surtout dans les sédiments sableux de la slikke et notamment dans le secteur à mégarides du bec d'Andaine.

* En revanche, il est fréquent d'observer dans la tangue du litage de rides chevauchantes en signalant toutefois que dans ce cas précis ce terme n'a qu'une valeur descriptive sans aucune connotation génétique.

Ce que la plupart des auteurs désignent sous ce terme, concerne une structure résultant de la migration rapide et de l'ascension simultanée de rides de courant (voire de vagues). Le sédiment disponible doit être très abondant. La ride est alors rapidement recouverte, se trouvant ainsi préservée (Walker, 1963 ; Allen, 1973, 1984 ; Stanley, 1974 ; Reineck et Singh, 1980 ; Ashley *et al.*, 1982 ; Rubin et Hunter, 1982). En fonction de l'angle de chevauchement des rides, trois types sont distingués : les types A, B et S **(Fig. 32)**. Le passage de A à B puis à S se traduit par une augmentation de l'angle et indique une diminution d'énergie. D'autre part, des simulations en laboratoire (Ashley *et al.*, 1982) ont montré que des séquences de litage de rides chevauchantes comportant tous ces stades d'évolution pouvaient se déposer en quelques heures seulement (10 cm en moins de 10 heures).

De tels processus de genèse dans la baie du Mont-Saint-Michel sont difficilement envisageables d'autant que Reineck et Singh (1980) signalent que ce litage est rare en milieu tidal. L'aspect chevauchant du litage que nous observons résulte en fait de la migration de rides de courant, souvent lingoïdes, de longueur d'onde parfois pluridécimétrique et qui prennent comme point de départ le creux des rides sous-jacentes **(voir Fig. 40 et 41)**. Chaque train de rides est moulé par un drapage silto-argileux indiquant une phase de décantation. La disposition du litage peut varier

verticalement de façon à montrer apparemment les types A, B et S mais sans qu'il y ait pour autant d'implications quant aux conditions d'énergie. Toutefois, un chevauchement régulier, dont l'angle varie progressivement, laisse supposer une évolution également régulière de l'énergie.

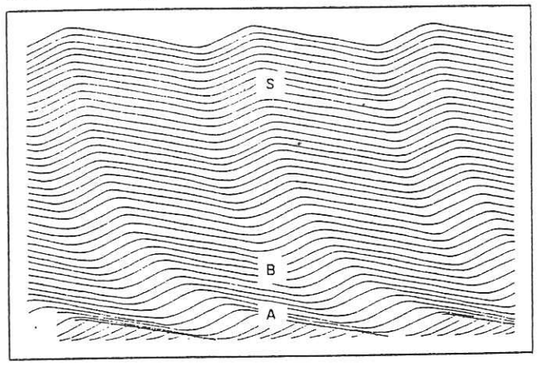


Fig. 32 - Schématisation du litage de rides chevauchantes montrant les types A, B et S par augmentation de l'angle de chevauchement (Allen, 1973)

L'existence dans les dépôts de la haute slikke, de litage de rides chevauchantes au sens génétique du terme, ne doit cependant pas être entièrement exclue. Il est probable qu'en bordure de chenal actif, par exemple, où les courants sont parfois très rapides, les énergies et la turbidité des eaux soient suffisantes pour générer ce type de litage.

* Dans le litage madré, ondulé et lenticulaire, contrairement au litage oblique, les rides sont entièrement ou en partie préservées par un lit argileux (Reineck et Singh, 1980). Ce litage de rides est de loin le plus fréquent dans la tangue et résulte, comme pour le litage plan, d'une alternance de dépôts sableux et de dépôts silto-argileux. La classification courante est celle de Reineck et Wunderlich (1968) :

Dans le litage madré ("flaser-bedding") les rides ne sont moulées que partiellement par un drapage silto-argileux ou argileux qui se localise essentiellement dans les creux.

Le litage ondulé ("wavy-bedding") montre un recouvrement total des rides par l'épisode fin formant alors un lit continu.

Enfin, dans le litage lenticulaire ("lenticular-bedding") les rides sableuses d'un même train sont déconnectées et se trouvent isolées dans un matrice silto-argileuse.

Toutes les formes intermédiaires sont possibles **(Fig. 33)**.

Ce type de litage a tout d'abord été considéré comme caractéristique de l'environnement tidal (Reineck et Wunderlich, 1968 ; Klein, 1970a) mais son occurrence en milieux lacustre et fluviatile (*in* Mc Cave, 1971 ; Terwindt et Breusers, 1972, 1982 ; Hawley, 1981) a remis en cause cette origine exclusive. Dans tous les cas, il résulte d'une alternance d'énergies suffisantes au dépôt de sable sous forme de rides et d'énergies plus faibles permettant la décantation de fines particules. Dans les environnements tidaux, il reflète par conséquent les alternances de phases de courant, de flot ou de jusant, et d'étales, répondant ainsi au rythme même des marées. Toutefois, dans ces environnements, certains auteurs refusent de considérer uniquement l'action des marées comme génératrice de ce litage. Hawley (1981) pense que la turbidité en temps normal n'est pas assez importante pour que se dépose en un seul étale un lit argileux plurimillimétrique. Il suggère donc, comme Mc Cave (1970, 1971), l'action de tempêtes successives. Non seulement une décantation conséquente peut se produire parce que la turbidité des eaux est suffisante mais, de plus, le lit argileux a le temps de se consolider par compaction jusqu'à la tempête suivante et d'être ainsi préservé totalement ou en partie de l'érosion.

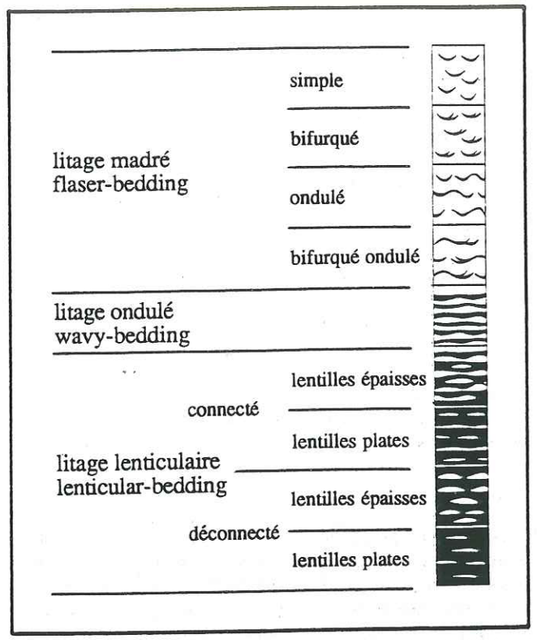


Fig. 33 - Les litages de rides madré, ondulé et lenticulaire (Flaser-, wavy- et lenticular-bedding) (Reineck et Wunderlich, 1968)

Il est admis actuellement qu'en milieu tidal ce litage est dû au rythme des marées (Reineck et Singh, 1980 ; Terwindt et Breusers, 1982) et non à un rythme saisonnier. Cependant, les vagues et les tempêtes jouent très certainement un rôle important dans la variation des formes et les proportions en sable et en argile ainsi que dans la quantité de matériel disponible.

La formation des litages madré, ondulé et lenticulaire dépend avant tout des quantités de matériel fin déposées et de leur préservation. Par conséquent la genèse de ces différents litages est liée à l'énergie des courants. Dans le litage madré les phénomènes d'érosion sont de toute évidence plus importants que dans le litage ondulé et, *a fortiori*, lenticulaire. Ceci implique que les vitesses nécessaires à la formation du litage madré sont supérieures à celles des courants engendrant les litages ondulé et lenticulaire (Terwindt et Breusers, 1972, 1982 ; Reineck et Singh, 1980). Le passage d'une forme à l'autre reflètera donc les variations des conditions énergétiques.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

25 AOUT 2003

4-Evolution verticale du litage : l'empreinte du rythme des marées

La tangue de la haute slikke estuarienne se caractérise comme nous venons de le voir par un litage plan ou un litage de rides madré, ondulé et lenticulaire ou encore un litage de rides chevauchantes.

Dans les sédiments, le litage désigne toute disposition en lamines, la lamine étant la plus petite unité mégascopique d'une formation sédimentaire (Campbell, 1967). Le lit, ou le faisceau, désigne, quant à lui, un ensemble de lamines ne montrant pas de surface d'érosion entre elles (Guillocheau, 1983). Ces définitions du litage conduisent à une notion essentielle en sédimentologie qui est celle de l'événement. Un faisceau, voire une lamine, correspondent dans le temps à un événement. Dés lors, le litage représente une somme d'événements superposés. Avant de décrire et d'interpréter quelques aspects de son évolution verticale, il est donc nécessaire de définir parfaitement l'événement de base qui le compose.

4-1-L'événement de base de la tangue : le cycle de marée

Le litage de la tangue, qu'il soit plan ou de rides, est toujours constitué par une alternance de lits sableux et de lits silto-argileux reflétant par conséquent une succession d'énergies fortes et d'énergies faibles.

Les courants de marée sont les seuls agents dynamiques qui contrôlent la sédimentation sur la haute slikke, l'action des houles n'étant que subordonnée. Il est donc important d'observer ce qui se passe au cours d'un cycle de marée complet :

- au moment du flot, des eaux très turbides pénètrent dans le secteur estuarien, débordent des chenaux et envahissent les grèves. Sur la haute slikke les courants de marée deviennent rapidement faibles et les sables fins se déposent sous forme de lits plans ou, lorsque l'énergie est suffisante, sous forme de trains de rides. A l'étale, l'agitation des eaux est minimum et la décantation des particules les plus fines peut s'effectuer. Au jusant, les eaux s'abaissent doucement, abandonnant sur la haute slikke une partie de leur charge par adhérence (Dolet *et al.*, 1965 ; Larsonneur, 1988). Par conséquent, le dépôt de chaque marée se matérialise par un couplet consistant en un lit sableux millimétrique à centimétrique déposé par le flot, moulé par un lit silto-argileux millimétrique à centimétrique décanté pendant l'étale **(Fig. 34a, Pl.Ic, Pl.Ie)**. Ce couplet constitue l'événement de base du litage de la tangue. C'est le cycle de marée.

A plusieurs reprises, nous avons constaté une structuration un peu plus complexe du cycle de marée ; celui-ci est alors moulé par un second couplet très mince, n'excédant jamais un ou deux millimètres **(Fig. 34b, Pl.Id, Pl.If)**. Il faut donc envisager qu'au moment du jusant un léger remaniement intervient, engendrant une fine pellicule sableuse qui est à son tour recouverte par un mince feuillet silto-argileux abandonné par adhérence. Ce deuxième couplet est présent dans le litage plan mais peut parfois s'observer au sein du litage de rides. Dans ce cas précis, il est le plus souvent localisé sur le versant de dépôt de la ride ("lee side"). Ce deuxième couplet est toutefois rare. Néanmoins son existence occasionnelle dans des dépôts de l'intertidal supérieur remet en cause la thèse de Visser (1980) qui considère la présence du doublet argileux ("mud layer couplet") comme critère d'un dépôt en milieu subtidal.

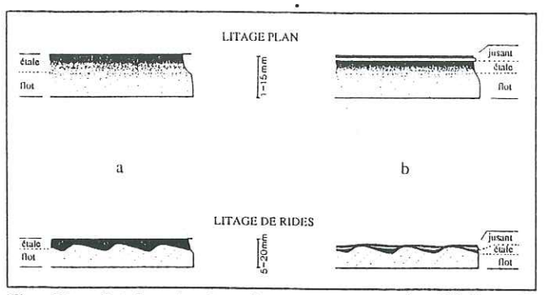


Fig. 34 - Schématisation du cycle de marée (CM) dans le litage plan et le litage de rides : (a), CM simples, sans le dépôt de jusant ; (b), CM composés avec le dépôt du jusant

Le cycle de marée est donc représenté dans la plupart des cas, par deux lits ; un lit sableux à la base et un lit silto-argileux au sommet. Dans le litage plan, le passage entre ces deux lits est le plus souvent graduel et le cycle de marée montre alors un granoclassement positif attestant d'un mode de sédimentation s'effectuant principalement par décantation. Dans le litage de rides, au contraire, ce passage est net. La ride sableuse est moulée brutalement par le drapage silto-argileux. Cette rupture reflète le changement de régime de dépôt au cours du cycle de marée. Comme l'expliquent Reineck et Singh (1980), un cycle tidal flot/étale (ou jusant/étale) comprend plusieurs phases :

-une première phase, de courant et de turbulence pendant laquelle sont transportées les particules sableuses qui peuvent alors former des rides.

-une deuxième phase, également de courant et de turbulence mais qui ne se caractérise par aucun mouvement de particules sableuses, tandis que les silts et les argiles restent en suspension.

-une ultime phase où courant et turbulence ont cessé, ce qui permet la décantation.

Les dépôts des particules sableuses et des particules silto-argileuses sont donc séparés par une période de non-dépôt expliquant, par conséquent, le passage net entre les deux lits.

4-2-Evolution verticale des cycles de marée : le cycle de morte-eau/vive-eau

L'aspect lité de la tangue a toujours été attribué à son mode de dépôt, tous les auteurs s'accordant à dire que chaque lit représente l'apport d'une marée (Jacquet, 1949 ; Phlipponneau, 1956 ; Bourcart et Charlier, 1959 ; Dolet *et al.*, 1965 ; Larsonneur, 1979). Jacquet (1949) précise d'ailleurs cette idée en ajoutant que l'épaisseur de chaque lit mesure l'apport de la marée et en concluant qu'il serait alors possible de compter les lits successifs et compte-tenu du nombre de marées intéressant le point considéré, d'évaluer la quantité de tangue déposée sur chaque point.

La notion d'événement est donc depuis longtemps acquise mais malgré l'exactitude de ces observations, l'évolution verticale du cycle de marée ne retint jamais

l'attention des sédimentologues qui contribuèrent à l'étude de la tangue. Pourtant, la tangue révèle des variations progressives de l'épaisseur et de la forme des cycles de marée (Tessier, 1985, 1987).

Comme dans les corps progradants de type vagues de sable ou mégarides dans lesquels sont enregistrées des évolutions latérales de leurs faisceaux tidaux, ces variations du cycle de marée de la tangue reflètent directement les fluctuations périodiques de l'énergie au cours d'un cycle semi-lunaire.

Avant tout, il faut savoir que les secteurs de la haute slikke où nous avons effectué nos observations, ne sont recouverts en moyenne que 5 à 6 jours par période de vives-eaux soit 10 à 12 pleines mers, ce nombre variant quelque peu avec l'amplitude plus ou moins importante de la vive-eau, la pression atmosphérique et l'action des vents locaux, pouvant occasionnellement renforcer ou diminuer cette amplitude. Les mortes-eaux se marquent par une longue émersion pendant laquelle apparaissent de nombreuses fentes de dessiccation. Un film de diatomées peut éventuellement se former et contribue à la consolidation superficielle de la tangue qu'il tapisse (Dolet *et al.*, 1965).

Afin de suivre l'évolution de la sédimentation au cours de plusieurs vives-eaux successives, nous avons procédé à des marquages. Dans un environnement comme la baie où la divagation des chenaux peut être rapide et les érosions importantes, il n'est jamais facile d'avoir des marquages efficaces ; Fetter-Turtand (1981) en souligne toute la difficulté. Dans notre cas, le repérage de coupes par simples piquets s'est avéré le plus efficient. Parallèlement, un relevé graphique et photographique nous a permis la comparaison d'une morte-eau à l'autre pour un même point de dépôt.

Nos observations multiples ont mis en évidence plusieurs types d'évolutions verticales reflétant le cycle de morte-eau/vive-eau et ceci essentiellement en fonction des différents litages que présente la tangue. Nous nous intéresserons d'abord au litage plan puis aux litages madré, ondulé et lenticulaire pour terminer par le litage de "rides chevauchantes".

4-2-1-Le cycle de morte-eau/vive-eau dans le litage plan

C'est incontestablement dans ce litage que les cycles semi-lunaires sont les mieux exprimés. Les nombreuses coupes que nous avons effectuées au Gué de l'Epine et au Grouin du Sud, dans le meilleur des cas suivies pendant plusieurs mortes-eaux lorsque le marquage était retrouvé, montrent que les cycles de marée sont groupés en petites séquences d'environ une dizaine. Ces séquences s'individualisent les unes des autres par un lit silto-argileux dont la couleur gris-noir est beaucoup plus contrastée que les autres lits de même nature. Enfin, elles se caractérisent toujours de la base au sommet par une dilatation puis un amincissement progressifs des cycles de marée qui les composent **(Fig. 35, Pl.II)**.

Les repères précis permettent d'affirmer que ces séquences se sont déposées au cours d'une seule vive-eau, c'est-à-dire pendant les 5 à 6 jours de recouvrement de la haute slikke. Tous ces caractères prouvent indéniablement qu'elles correspondent à l'enregistrement du cycle semi-lunaire :

-le nombre moyen de cycles de marée dénombrés par séquence **(Fig. 36)** s'accorde parfaitement avec celui des pleines mers atteignant la haute slikke.

-l'évolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée successifs au sein d'une même séquence est à mettre en relation directe avec la variation d'énergie des courants de marée pendant une période de vive-eau ; les dilatations des cycles de marée correspondent à la croissance des coefficients et inversement, les amincissements, à leur décroissance **(Fig. 36)**. Ce que Jacquet (1949) avait remarqué en écrivant que l'épaisseur de chaque lit mesure l'apport d'une marée, est donc tout à fait confirmé par ces observations. L'énergie des courants croît au fur et à mesure que l'amplitude de la marée augmente. Le matériel sédimentaire remis en suspension est à chaque fois de plus en plus important et des cycles de marée de plus en plus épais se déposent. L'amincissement de ces cycles de marée reflète, quant à lui, le phénomène inverse.

-L'émersion de morte-eau semble être marquée par le lit silto-argileux plus noir. Après son enfouissement, ce lit a subi une réduction plus importante que les autres épisodes silto-argileux. Ce phénomène est sans doute lié à une teneur en matière organique supérieure à la normale. Cet enrichissement se produit vraisemblablement pendant l'émersion de morte-eau et il est probable que le film de diatomées qui se forme pendant cette période y participe.

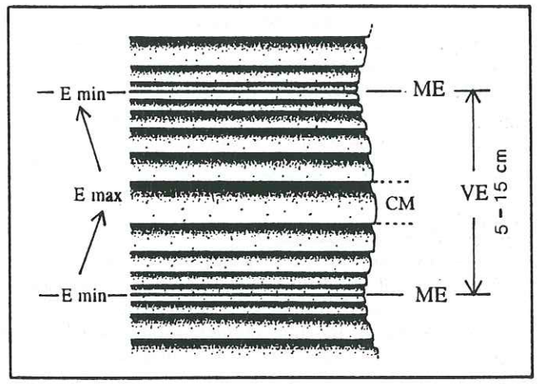


Fig. 35 - Schématisation d'un cycle semi-lunaire dans le litage plan. CM, cycle de marée ; ME, morte-eau ; VE, vive-eau ; E, énergie

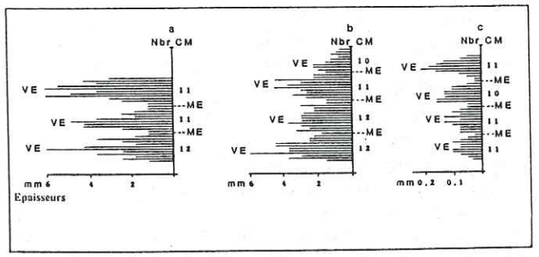


Fig. 36 - Evolution de l'épaisseur des cycles de marée : les cycles semi-lunaires dans le litage plan, à dominante sableuse (a), à dominante argileuse (b), à très fines laminations (c) ME, morte-eau ; VE, vive-eau ; CM, cycle de marée

Depuis nos premières observations, nous avons reconnu à maintes reprises ces cycles semi-lunaires et nous avons constaté qu'ils pouvaient s'exprimer dans différents types de litage plan (**Pl.II**). Les plus courants sont constitués par des cycles de marée plurimillimétriques à centimétriques à dominante sableuse et parfois par des cycles à dominante argileuse. Leur épaisseur est alors d'une dizaine de centimètres. Ils ont été également observés au sein de litage plan très fin dans lequel les cycles de marée n'excédent pas un millimètre d'épaisseur. Ceci suggère des conditions de dépôt et d'énergie variables lors de leur formation.

4-2-2-Le cycle de morte-eau/vive-eau dans le litage de rides madré, ondulé et lenticulaire

En multipliant le nombre de coupes au Grouin de Sud et au Gué de l'Epine, nous avons pu constater une organisation particulière du litage de rides reflétant le cycle de morte-eau/vive-eau.

Plus que les variations d'épaisseur des cycles de marée, c'est l'évolution verticale de leur forme qui est à mettre en relation directe avec l'augmentation et la diminution d'énergie au cours d'un cycle semi-lunaire.

Comme dans le litage plan, les cycles de marée qui constituent ces litages de rides s'organisent en séquences limitées par un lit plus noir que les autres. Cette limite représente l'un de nos critères le plus important et le plus fiable pour la reconnaissance de ces cycles puisqu'elle marque l'émersion de morte-eau. En général ces séquences ne sont pas exclusivement composées par du litage de rides mais débutent et se terminent par quelques cycles de marée de litage plan. Ainsi avons-nous pu définir une séquence d'évolution verticale complète des cycles de marée à partir de laquelle d'autres types de séquences moins bien développées ont été reconnues.

-La séquence complète **(Fig. 37, Pl.IIIa) :**

Elle débute toujours par 1 ou 2 cycles de marée plans qui passent rapidement à du litage ondulé. Ce passage est souvent érosif. Le litage ondulé évolue ensuite en litage madré reflétant alors une augmentation des processus d'érosion. Puis très rapidement il y a retour à du litage ondulé progressant lui même en sommet de séquence vers du litage à nouveau plan. Il existe donc une évolution très nette du litage, évolution qui marque dans un premier temps une augmentation d'énergie avec un maximum lorsque s'établit le litage madré puis, dans un deuxième temps, une diminution d'énergie avec le retour progressif au litage plan. Les surfaces d'érosion étant plus nombreuses que dans les cycles à litage plan, il n'est pas toujours facile de dénombrer les cycles de marée de ces séquences. Malgré tout, lorsque cela est possible, leur nombre est également de l'ordre d'une dizaine confirmant l'origine semi-lunaire.

Cette séquence idéale n'est pas la plus fréquente que nous ayons reconnue, mais, montrant tous les stades d'évolution du litage nous l'avons qualifiée de complète.

Plus souvent, nous avons observé des séquences qui peuvent être qualifiées de tronquées **(Fig. 38, Pl.IIIb,c,d)**. En effet, le premier épisode à cycles de marée plans peut être absent. La séquence débute alors directement par du litage de rides, ondulé ou madré, pour montrer ensuite l'évolution décrite précédemment **(Fig. 38a et 38b)**. En général, l'épisode terminal est toujours représenté par du litage plan. Néanmoins, il arrive que celui-ci soit substitué par du litage lenticulaire évoluant à partir du litage ondulé **(Fig. 38c)**. Nous avons constaté que l'épisode marquant la phase d'énergie maximum ne correspondait pas toujours à du litage madré mais pouvait se traduire également par un aplanissement important des rides de litage ondulé **(Fig. 38d)**.

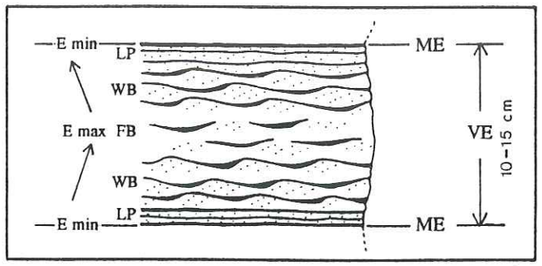


Fig. 37 - Schématisation d'un cycle semi-lunaire complet dans le litage de rides. ME, morte-eau ; VE, vive-eau, LP, litage plan ; WB, wavy-bedding ; FB, flaser-bedding ; E, énergie

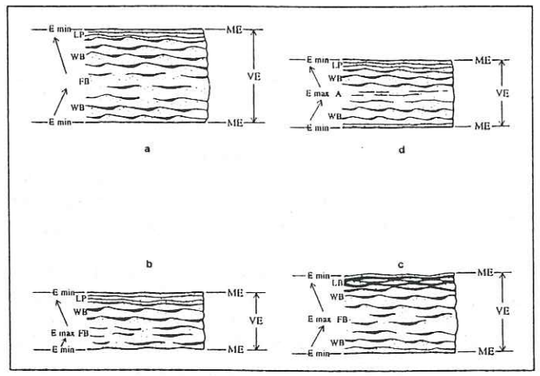


Fig. 38 - Les différents types de cycles semi-lunaires dans le litage de rides (cycles tronqués par rapport au cycle complet). Voir légende Fig. 37 et (a), (b), (c) et (d) dans le texte

Il ne s'agit là que d'exemples d'agencement et toutes les formes intermédiaires sont bien entendu possibles.

Une autre caractéristique des cycles semi-lunaires dans ces litages de rides consiste en leur fréquente dissymétrie **(Fig. 39)**. La première partie qui reflète l'énergie croissante, est souvent moins développée que la partie supérieure enregistrant la décroissance énergétique. En d'autres termes, le nombre de cycles de marée enregistrés en période de diminution des coefficients est plus important. Ceci résulte sans doute du fait que lorsque les énergies croissent, les phénomènes d'érosion se multiplient, pouvant effacer totalement quelques cycles de marée. Au contraire, lorsque l'énergie diminue, les érosions deviennent moins actives et chaque événement aura plus de chance d'être préservé. Ceci rejoint la remarque de Phlipponneau (1956) qui constate que la sédimentation est beaucoup plus active en période de coefficients décroissants.

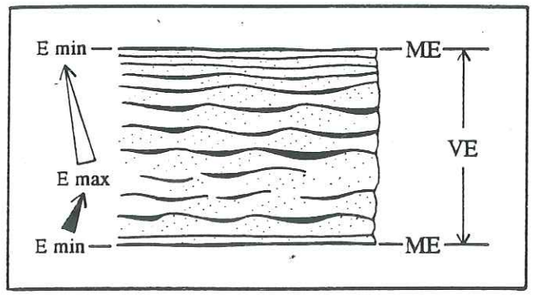


Fig. 39 - Schématisation de la dissymétrie d'un cycle semi-lunaire dans le litage de rides. Voir légende Fig. 37

4-2-3-Le cycle de morte-eau/vive-eau dans le litage de rides chevauchantes

Rappelons que le terme de rides chevauchantes ne revêt ici qu'une signification descriptive.

Dans ce type de litage, l'enregistrement des cycles semi-lunaires représente en quelque sorte un intermédiaire entre l'accrétion latérale telle qu'elle existe dans les corps progradants et l'accrétion verticale telle celle qui vient d'être décrite. En effet, par le chevauchement régulier des rides successives qui migrent, la structure d'ensemble se déplace latéralement tout en montrant une évolution ascensionnelle.

Deux genres de cycles semi-lunaires ont été reconnus :

-un premier (TYPE I), dans lequel chaque cycle de marée est très nettement représenté par un train de rides similaire à ceux qui constituent le litage de rides ondulé. Au cours de l'évolution verticale, les rides du cycle de marée qui suit, se déposent dans le creux des rides sous-jacentes de telle sorte que se crée l'aspect général chevauchant du litage. Il est alors probable que le chevauchement régulier des rides indique une augmentation graduelle de l'énergie. Au sommet du cycle, l'angle de chevauchement augmente et le litage, initialement de rides, passe progressivement à du litage plan annonçant la décroissance énergétique en fin de vive-eau **(Fig. 40, Pl.IIIe, f)**. Ce type de cycle semi-lunaire se rapproche beaucoup de ceux observés dans le litage de rides madré et ondulé.

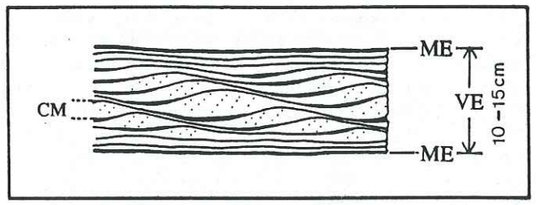


Fig. 40 - Schématisation d'un cycle semi-lunaire dans le litage de rides chevauchantes de type I. CM, cycle de marée

-le deuxième genre (TYPE II) de cycle semi-lunaire reconnu dans le litage de rides chevauchantes rappelle, quant à lui, les cycles de même origine étudiés dans les mégarides et les vagues de sable. Chaque ride chevauchante ne correspond pas ici à un cycle de marée mais constitue l'ensemble d'un cycle semi-lunaire **(Fig. 41, Pl.IIIg, h)**. Il s'agit de rides lingoïdes de longueur d'onde d'environ 15-20 cm. La structure interne de ces rides consiste en de fines lamines sableuses alternant avec des lamines plus silteuses. Au cœur de la ride, les drapages silto-argileux n'existent pas. L'évolution des lamines à l'intérieur de la ride est assez nette. A la base du train de rides, elles sont d'abord minces et quasiment planes, moulant la forme ridée sous-jacente. Puis au fur et à mesure que se construit la ride, leur inclinaison augmente et elles deviennent de plus en plus sableuses ; elles constituent alors les feuillets d'avalanche de la ride ("foreset laminae") et peuvent être assimilées à de véritables faisceaux tidaux. Vers le sommet du train de rides, l'inclinaison de ces lamines diminue rapidement et elles s'enrichissent en silt et en argile. En fin de cycle, elles sont redevenues plus ou moins planes et moulent parfaitement l'ensemble du train de rides. A la vive-eau suivante, la nouvelle ride qui se construit, prend naissance dans le creux de la ride sous-jacente donnant ainsi l'aspect chevauchant au litage général.

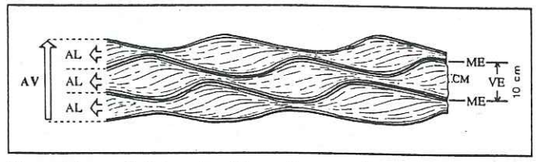


Fig. 41 - Schématisation des cycles semi-lunaires dans le litage de rides chevauchantes de type II. AL, accrétion latérale ; AV, accrétion verticale

Contrairement aux autres cycles semi-lunaires précédemment exposés, les cycles de marée sont ici très mal individualisés. Les surfaces d'érosion à l'intérieur de la ride sont nombreuses et l'épisode de décantation silto-argileux inexistant. Le dénombrement est donc rendu presque impossible et ne constitue plus un critère fiable de reconnaissance. Néanmoins, c'est un suivi de coupe pendant plusieurs mortes-eaux successives qui nous permet d'affirmer l'origine semi-lunaire de ces nouveaux cycles. Cette origine est d'autant plus confirmée que ces cycles sont toujours limités par l'épisode noir, témoin de l'émersion en morte-eau.

Pour résumer ce dernier exemple, nous pouvons donc dire qu'au cours d'une vive-eau, il y a accrétion latérale et le cycle semi-lunaire enregistré est, à une échelle beaucoup plus petite, similaire à ceux des mégarides. Mais la sédimentation de plusieurs vives-eaux successives résulte, quant à elle, d'une accrétion globalement verticale.

5-Conditions de formation et de préservation des cycles semi-lunaires : un caractère exceptionnel

Bien que la tangue présente des propriétés particulièrement propices à la formation et la conservation des figures sédimentaires, il convient toutefois de signaler que l'enregistrement des cycles de morte-eau/vive-eau demeure relativement rare, la superposition de plusieurs cycles étant exceptionnelle. Le caractère d'exception de ces cycles est d'ailleurs certainement l'une des raisons pour laquelle ils n'ont jamais retenu l'attention des sédimentologues ayant

étudié précédemment le litage de la tangue (Bajard, 1966 ; Fetter-Turtand, 1981).

Ces organisations verticales bien précises ne représentent en fait qu'un des multiples aspects que peut revêtir la tangue en coupe. Par conséquent, nous avons été amenés à nous questionner sur les conditions de formation et de préservation de ces enregistrements.

° La formation des cycles semi-lunaires répond à de nombreuses conditions.

Il faut avant tout que chaque marée se traduise par un dépôt notable constituant le cycle de marée et que l'évolution de l'énergie au cours de la vive-eau soit régulière afin de se marquer par une organisation nette du litage. L'action des vagues et des tempêtes au moment et sur le lieu même du dépôt est donc exclue.

L'amplitude de la marée n'est pas le seul paramètre qui intervient. La somme des observations effectuées a montré, à plusieurs reprises, que malgré des vives-eaux à forts coefficients, aucun dépôt n'était enregistré alors qu'au cours de vives-eaux d'amplitude plus faible, une sédimentation importante pouvait se produire accompagnée d'un enregistrement parfait du cycle. Parallèlement à ces observations, nous avons remarqué également que les dépôts sont toujours conséquents après, ou même pendant, une période d'agitation des eaux du large par les vents locaux. Une remise en suspension par les houles semble donc nécessaire afin que les eaux suffisamment turbides dans l'estuaire, déposent leur charge. Nikodic (1981) constate dans la partie occidentale de la baie que l'importance de la turbidité est plus liée à l'action des vents qu'à l'amplitude de la marée. Son étude montre que cette turbidité peut varier de 10 mg/l pour des vents quasiment nuls à plus de 400 mg/l en période de forts vents de secteur NW. Anderson et Mayer (1984) aboutissent aux mêmes conclusions dans un estuaire nord-américain. Le rôle des facteurs météorologiques est d'ailleurs confirmé par une sédimentation quasiment nulle en période estivale.

Le milieu de dépôt semble être également un paramètre essentiel. La plupart de nos observations fructueuses ont été faites en bordure de chenal abandonné caractérisé par un comblement rapide. Les cycles semi-lunaires, au bord de chenaux actifs, sont rares. Au moment du flot, après avoir été canalisées par les chenaux principaux, les eaux débordent sur la slikke puis haute slikke sans qu'il y ait de dépôts importants. Ce n'est qu'aux abords de la pleine mer que les berges des chenaux secondaires et abandonnés sont atteintes et que se produit alors une sédimentation importante. Lorsqu'ils existent, les cycles semi-lunaires occupent donc une position distale par rapport aux chenaux principaux, c'est-à-dire par rapport à l'énergie maximum du milieu. Cette conclusion rejoint une autre observation que nous avons faite ; les cycles semi-lunaires les plus spectaculaires sont dans la plupart des cas enregistrés dans la tangue à litage plan. Ceux exprimés au sein du litage de rides sont beaucoup moins fréquents et, de toute évidence, plus difficiles à identifier. Nous savons que l'énergie nécessaire à la genèse du litage plan est moindre par rapport à celle qui permet la formation des rides. Par conséquent, l'enregistrement parfait d'un cycle de morte-eau/vive-eau requiert des énergies particulièrement faibles.

°Pour que les cycles tidaux soient préservés, il faut bien entendu que les processus d'érosion soient minimum.

Quand un cycle de marée s'est déposé, le risque qu'il soit remobilisé au cours de la marée suivante est important. Les expériences montrent que, plus un lit silto-argileux est épais, plus sa compaction est rapide limitant ainsi les risques d'érosion totale du cycle de marée (Hawley, 1981 ; Terwindt et Breusers, 1982). Les conditions météorologiques et environnementales évoquées précédemment contribuent également à la conservation de chacun de ces cycles. En effet, le lit silto-argileux ne sera épais que si des eaux rendues suffisamment turbides par une agitation au large, pénètrent dans l'estuaire. Puis, une décantation importante se produira à condition que l'agitation sur le lieu même du dépôt soit faible à nulle, c'est-à-dire par temps calme et/ou en position distale par rapport au pôle le plus énergétique représenté par les chenaux actifs.

Les paramètres qui contribuent à la formation et à la préservation des cycles de marée et des cycles semi-lunaires ne sont constants ni dans le temps ni dans l'espace. Dès lors, on conçoit aisément que leurs variations ont une incidence sur l'aspect des enregistrements des cycles tidaux.

Par exemple, bien qu'observés parfois sur plusieurs dizaines de mètres horizontalement, les cycles semi-lunaires ont en général une continuité latérale très limitée démontrant leur étroite relation avec la morphologie du milieu de dépôt.

Par ailleurs, nous avons reconnu à maintes reprises des séquences séparées les unes des autres par le lit noir témoignant de l'émersion en morte-eau et qui correspondent sans aucun doute à l'apport d'une vive-eau. Mais l'aspect de leur litage interne est plus ou moins massif. Aucun cycle de marée typique n'est visible (**Pl.IVa, b**). Ils ont été érodés en partie ou totalement et leur superposition aboutit à une séquence à dominante sableuse ne montrant pas l'agencement vertical précis qui reflète les fluctuations énergétiques au cours de la vive-eau. Il s'agit de cycles semi-lunaires atypiques qui ont vraisemblablement enregistré des variations d'énergie arythmiques par rapport à l'évolution progressive banale. L'action aléatoire de vents pendant toute la durée d'une vive-eau donnera naissance à de tels cycles. Ces cycles, dits amalgamés, dans lesquels les cycles de marée sont très mal individualisés et se télescopent, caractérisent surtout les dépôts de la slikke, là où les énergies sont plus importantes et le matériel plus sableux.

Si la tangue montre exceptionnellement plusieurs cycles semi-lunaires superposés, elle ne révèle en général qu'une somme d'événements indénombrables sans organisation précise. Pour reconnaître un cycle de marée et dans le meilleur des cas, un cycle semi-lunaire, la condition *sine qua non* est l'existence et la préservation des deux classes granulométriques constituant le dépôt d'une marée. En l'absence de ce critère absolu, il n'est alors plus possible d'identifier l'événement de base qui compose le litage de la tangue et par conséquent d'en comprendre l'organisation verticale. L'érosion partielle ou le non enregistrement des cycles de marée et des cycles semi-lunaires éliminent toute possibilité d'utiliser l'échelle-temps verticale et donc d'apprécier les taux de sédimentation plus globaux.

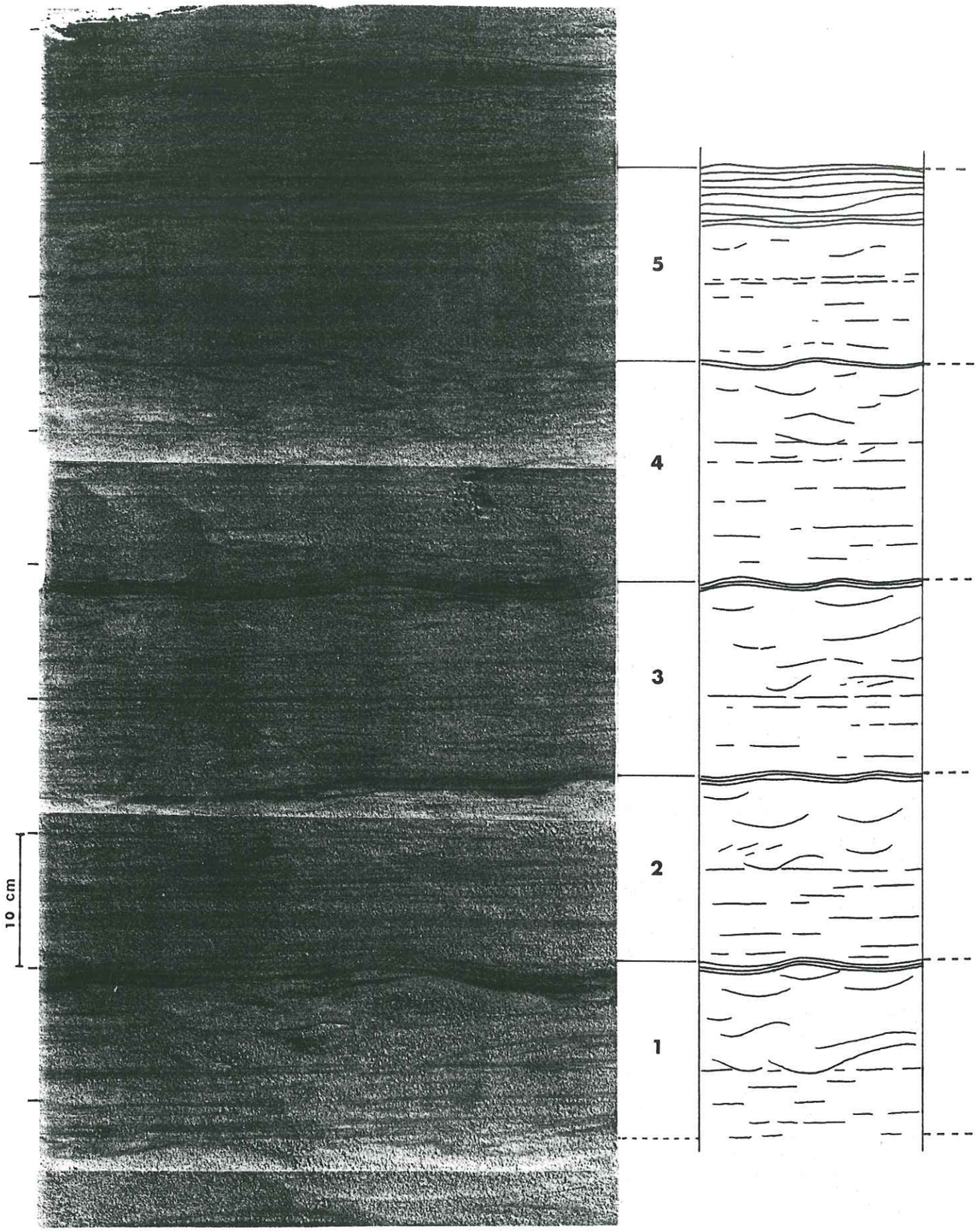


Fig. 42 - Superposition de 5 cycles d'origine annuelle (coupe au Grouin de Sud)

Si tous les cycles semi-lunaires étaient enregistrés et préservés, le système estuarien serait colmaté depuis beaucoup plus longtemps. Mais les érosions multiples, dues entre autre aux divagations des chenaux, rétablissent continuellement l'équilibre sédimentaire de la baie. Les cycles semi-lunaires ne représentent qu'un état temporaire de la tangue et ils ne seront conservés que rarement. En fait, le litage le plus commun que révèle la tangue, reflète un bilan sédimentaire de longue durée pendant laquelle alternent dépôts et érosions sans que nous puissions en définir la fréquence et l'importance. Néanmoins, nous avons observé au Grouin de Sud, une succession de 5 cycles d'épaisseur décimétrique et d'origine vraisemblablement annuelle (**Fig. 42, Pl.IVc**). Leur organisation verticale est la suivante :

-une partie inférieure pluricentimétrique à dominante sableuse et à litage plan

-une partie supérieure pluricentimétrique à dominante sableuse et à litage madré

-une partie sommitale plurimillimétrique moulante à dominante argileuse

Le passage entre la partie inférieure et la partie supérieure est érosif et le passage entre la partie supérieure et l'épisode argileux est progressif.

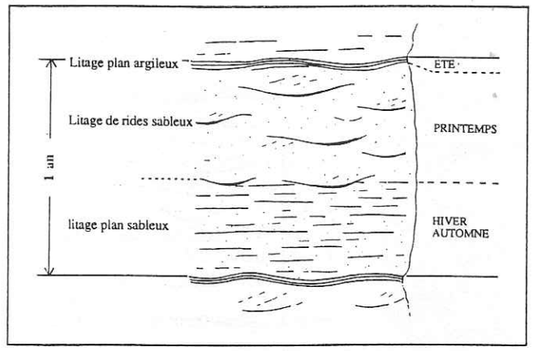


Fig. 43 - Schématisation du cycle d'origine annuelle et son interprétation.

Ces cycles correspondent à l'enregistrement d'innombrables événements dont l'agencement vertical est difficilement explicable par la rythmicité tidale. Des cycles analogues ont déjà été reconnus dans l'estuaire du Oosterschelde (Pays-Bas) par Van Den Berg (1981) qui leur a attribué une origine annuelle. Dans notre cas, cette hypothèse d'une origine annuelle est supportée par l'examen de photographies aériennes ayant permis de suivre l'évolution du secteur considéré au cours des dernières décennies ainsi que par des données de datations aux radionucléïdes (Tessier, 1985). L'organisation verticale s'interprète de la façon suivante (**Fig. 43**) : la partie inférieure correspond à la sédimentation globale d'automne-hiver. Les énergies sont dans l'ensemble assez fortes pour que les dépôts soient sableux mais le litage plan reflète la rareté des houles et des tempêtes. La partie supérieure à litage de rides enregistre quant à elle, les conditions énergétiques globalement plus vigoureuses du printemps. Enfin, les faibles énergies de l'été se marquent par quelques lits argileux qui moulent le sommet du cycle. Le passage érosif de la partie inférieure à la partie supérieure traduit l'évolution croissante des énergies alors que le passage progressif aux lits sommitaux argileux indique un retour aux conditions clémentes estivales.

Les dépôts de la haute slikke nous ont également révélé un autre type de cycle dont l'origine n'est pas directement liée à la périodicité de la dynamique tidale. Ces cycles, d'une épaisseur variant de 20 à 30 cm environ, sont constitués par une partie à dominante sableuse surmontée par un épisode à dominante argileuse affecté par de nombreuses fentes de dessiccation (**Tab. III E, Pl.IVd**). Ils ont été observés sur le site du Gué de l'Epine sillonné par de très nombreux chenaux dont la migration incessante conditionne en grande partie la dynamique sédimentaire. Nous rattachons la formation de ces cycles à des migrations de chenaux ; la partie sableuse correspond à la sédimentation en position proximale par rapport au chenal tandis que l'épisode argileux représente la situation distale du point de dépôt, longtemps et fréquemment exondé.

Ces deux sortes de cycles, d'origine annuelle et de migration de chenaux, bien qu'observés en de rares occasions seulement, démontrent que la tangue n'enregistre pas tous les événements de la dynamique tidale et, qu'en général, son litage, souvent complexe, résume en fait les phases de dépôt et d'érosion qui contribuent au long façonnement sédimentaire de la baie.

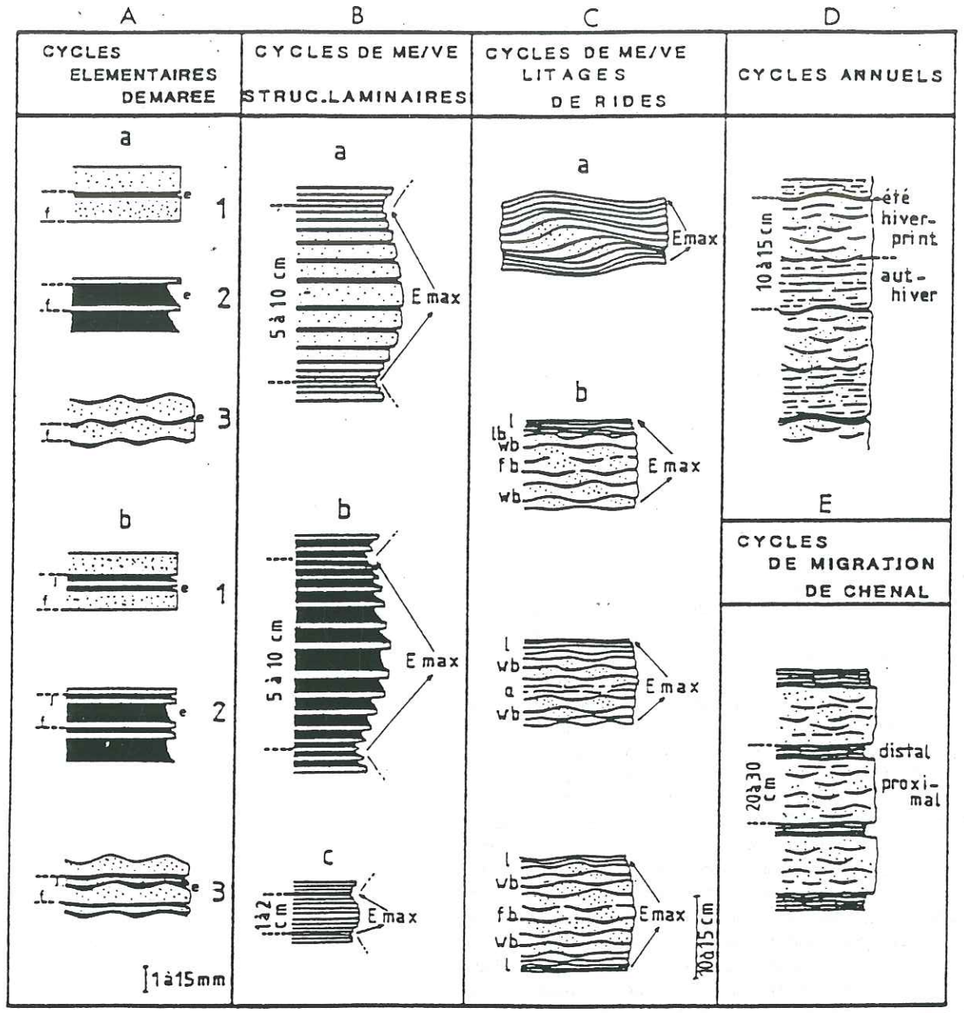


Tableau III - Les différents types de cycles observables dans la tangue de la haute slikke en zone estuarienne

A - Les cycles élémentaires de marée. (a) : doublets sable-silt/argile dans le litage plan à dominante sableuse (1), silto-argileuse (2) et dans le litage de rides (3)

(b) : doublets sable-silt/argile avec le remaniement dû au jusant, dans le litage plan à dominante sableuse (1), silto-argileuse (2) et dans le litage de rides (3).

B - Les cycles de ME/VE dans le litage plan à dominante sableuse (a), silto-argileuse (b), à très fines laminations (c).

C - Les cycles de ME/VE dans les litages de rides, (a) chevauchantes, (b) du type flaser-, wavy-, lenticular-bedding. Dans ce cas, seuls trois cycles sont illustrés mais de nombreuses formes de transition sont possibles.

D - Les cycles annuels avec un épisode basal à dominante sableuse et à litage plan (automne - hiver), et un épisode supérieur à dominante sableuse et à litage de rides (hiver - printemps) moulé par de minces lits argileux (été).

E - Les cycles de migration de chenal avec un épisode inférieur à dominante sableuse (chenal proximal) et un épisode supérieur à dominante argileuse oxydé et affecté par des fentes de dessiccation (chenal distal).

l : litage plan, lb : lenticular bedding, wb : wavy bedding, fb : flaser bedding, a : aplanissement des rides, f: flot, j : jusant, e : étale, ME : morte-eau, VE : vive-eau, E ↗ : énergie croissante, E ↖ : énergie décroissante

CONCLUSION

La haute slikke du domaine estuarien de la baie du Mont-Saint-Michel apparaît comme un milieu de sédimentation privilégié pour l'enregistrement de la dynamique cyclique des marées.

Cette dynamique périodique, quand elle n'est pas perturbée directement par des processus d'origine non tidale, se traduit dans les dépôts résultant d'une accrétion verticale, par une organisation tout à fait particulière du litage. Ainsi ces sédiments à litage plan ou à litage de rides de type flaser-, wavy- ou lenticular-bedding, peuvent-ils enregistrer chaque cycle de marée et le cycle de morte-eau/vive-eau. Cet enregistrement nous permet d'évaluer des taux de sédimentation instantanée d'environ 10 à 30 cm par mois.

En revanche, dans les dépôts qui s'opèrent par accrétion latérale telles par exemple les mégarides du domaine pré-estuarien, nous n'avons jamais observé d'agencement précis lié à l'évolution de l'énergie au cours d'un cycle semi-lunaire.

En définitive, seule la tangue nous a livré ces enregistrements. Par conséquent, il semble que les propriétés bien spécifiques de ce matériel soient favorables à ce phénomène sédimentaire.

Nos observations sur la haute slikke ont démontré, somme toute, que les cycles semi-lunaires parfaitement enregistrés demeurent assez rares. Les conditions nécessaires au dépôt et à la préservation de chaque cycle de marée sont nombreuses et difficiles à réunir pendant une longue période. Ces conditions répondent à des paramètres d'ordre météorologique, morphologique et environnemental dont la constance dans le temps et dans l'espace ne peut être qu'exceptionnelle. Il en résulte que l'organisation du litage de la tangue reflète l'enregistrement d'une somme d'événements restant, dans la plupart des cas, indéfinissables. Malgré leur relative rareté, les cycles semi-lunaires constituent cependant l'un des traits caractéristiques de la dynamique sédimentaire sur la haute slikke. Grâce à nos multiples observations, nous avons tenté de cerner du mieux que possible ces divers paramètres qui conditionnent leur existence. Bien que très ponctuels, ces premiers résultats dans un environnement macrotidal actuel sont riches d'enseignement et nous permettent d'envisager d'éventuelles comparaisons pour l'interprétation de dépôts similaires dans la molasse marine miocène du bassin de Digne.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

La baie du Mont-Saint-Michel

a La haute slikke au Gué de l'Epine

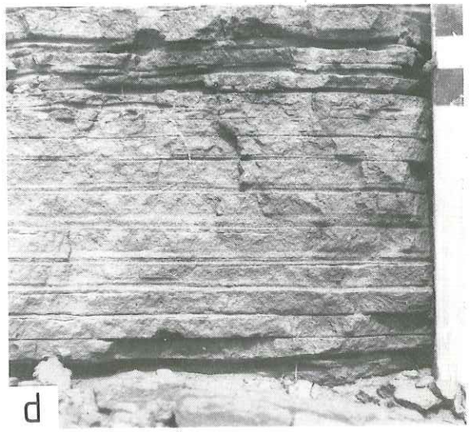
b La haute slikke au Grouin du Sud

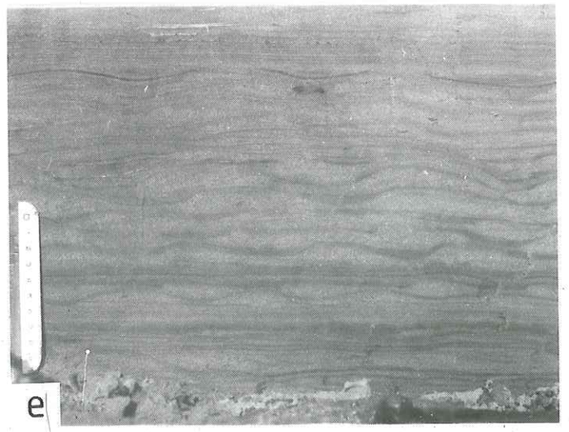
c Litage plan : cycles de marée simples

d Litage plan : cycles de marée complexes

e Litage de rides : cycles de marée simples (au centre de la photographie)

f Litage de rides : cycles de marée complexes (à la base)





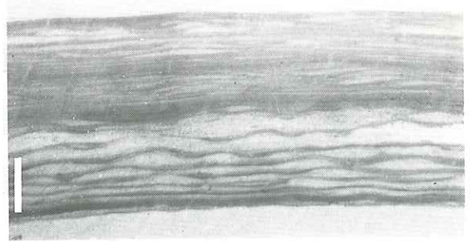


PLANCHE II

La baie du Mont-Saint-Michel

Quelques exemples de cycles de morte-eau/vive-eau dans le litage plan

(les flèches indiquent les mortes-eaux)

a et b Cycles de morte-eau/vive-eau dans du litage à dominante sableuse

c Cycle de morte-eau/vive-eau dans du litage à dominante silto-argileuse et à cycles de marée complexes

d Cycles de morte-eau/vive-eau à cycles de marée millimétriques (la barre blanche mesure 10 cm)

e, f et g Cycles de morte-eau/vive-eau à cycles de marée sablo-silto-argileux

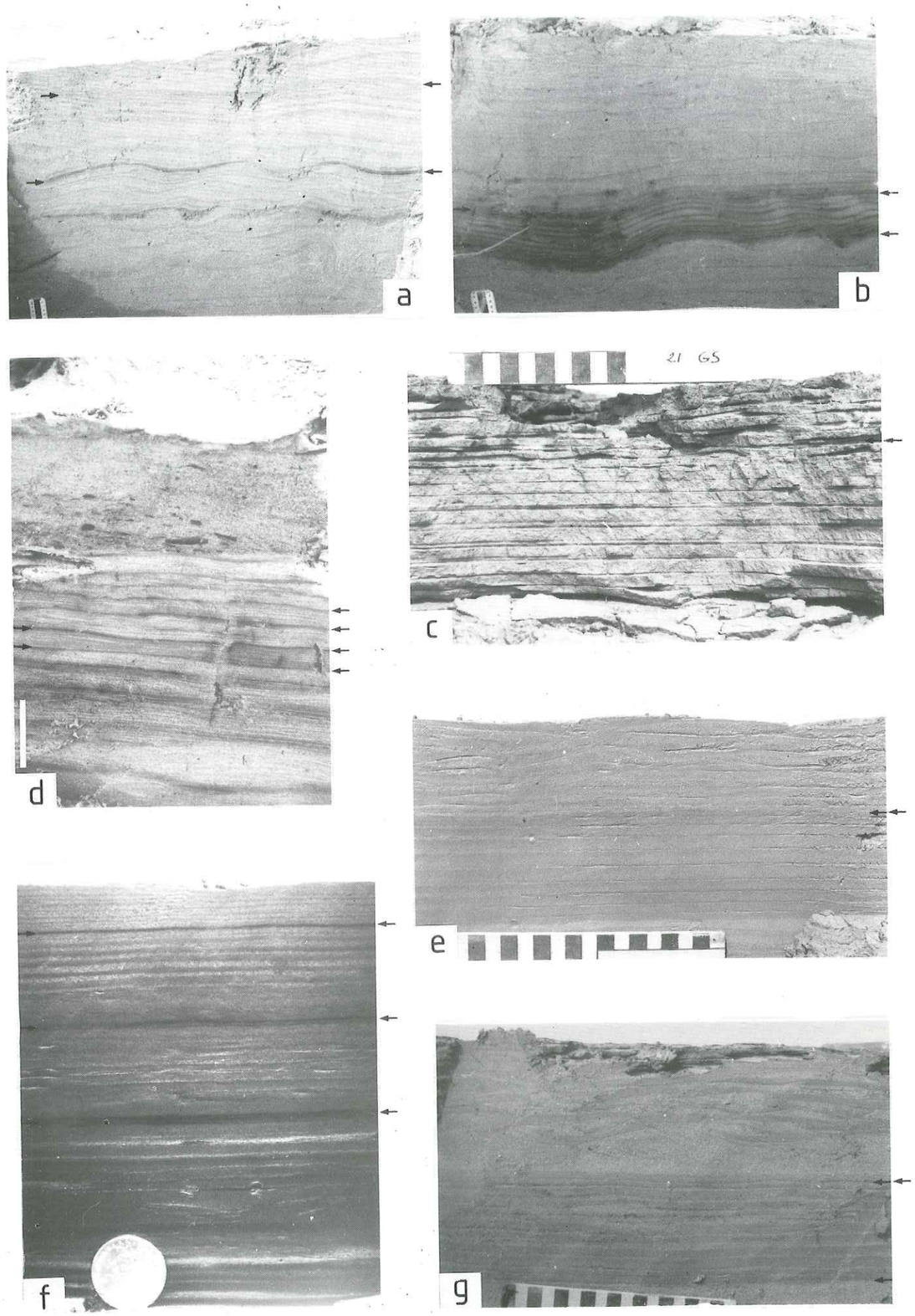


PLANCHE III

La baie du Mont-Saint-Michel

Quelques exemples de cycles de morte-eau/vive-eau dans du litage de rides de type flaser-, wavy- et lenticular-bedding

(les flèches indiquent les mortes-eaux)

a Cycles de morte-eau/vive-eau complets. L'énergie maximum se matérialise par du litage de type flaser-bedding tandis que le litage plan ou le wavy-bedding reflètent des énergie plus faibles (la barre blanche mesure 5 cm)

b Cycles de morte-eau/vive-eau dans lesquels l'énergie maximum se traduit par un aplanissement des rides

c Cycle de morte-eau/vive-eau se terminant par du lenticular-bedding (la barre blanche mesure 5 cm)

d Cycles de morte-eau/vive-eau débutant directement par du wavy- ou du flaser-bedding

Quelques exemples de cycles de morte-eau/vive-eau dans du litage de rides chevauchantes

(les flèches indiquent les mortes-eaux)

e et f Cycles de morte-eau/vive-eau dans du litage de rides chevauchantes de type I

g Cycles de morte-eau/vive-eau dans du litage de rides chevauchantes de type II (la barre blanche mesure 4 cm)

h Cycles de morte-eau/vive-eau dans du litage de rides chevauchantes de type intermédiaire entre I et II

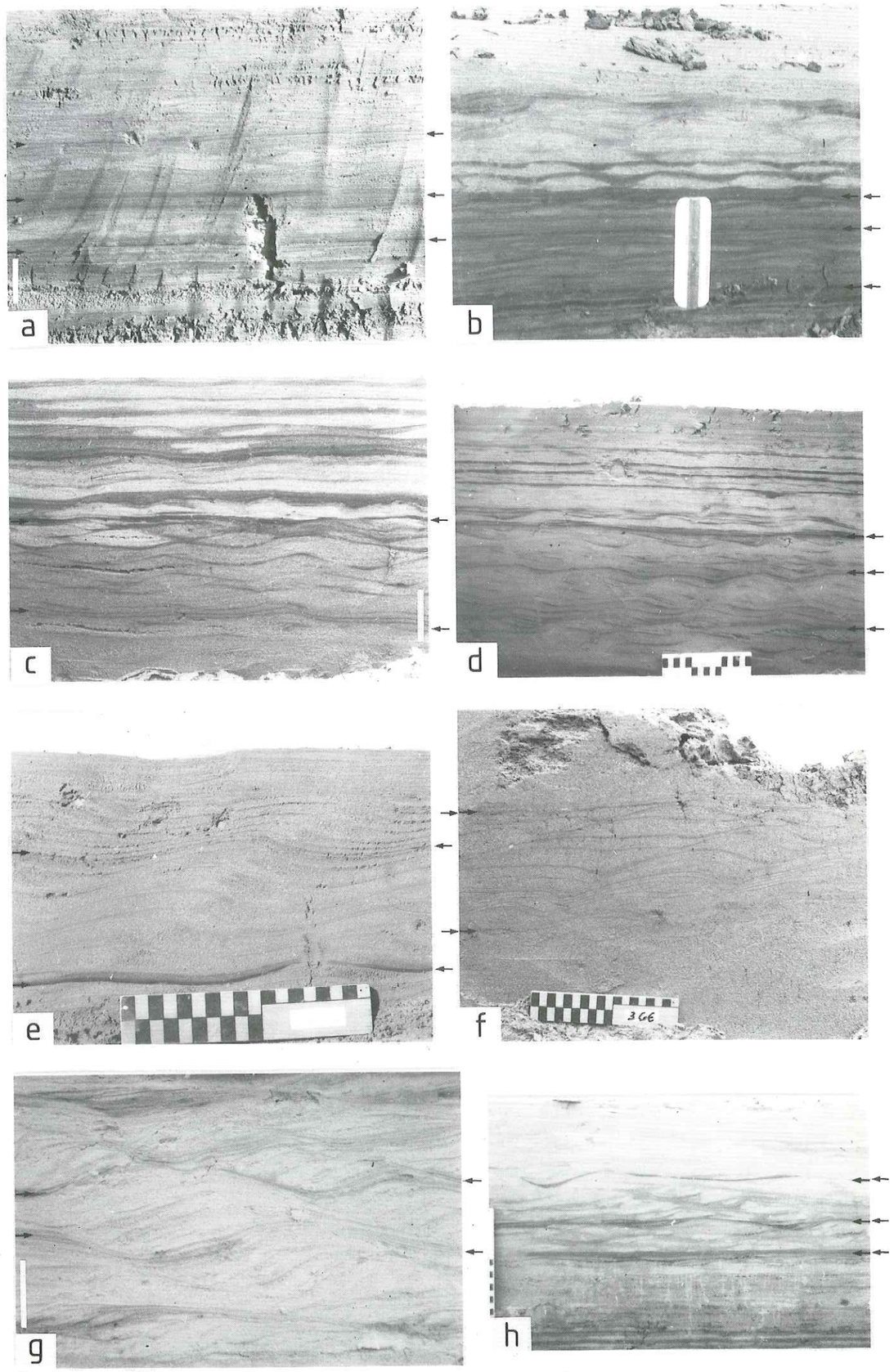


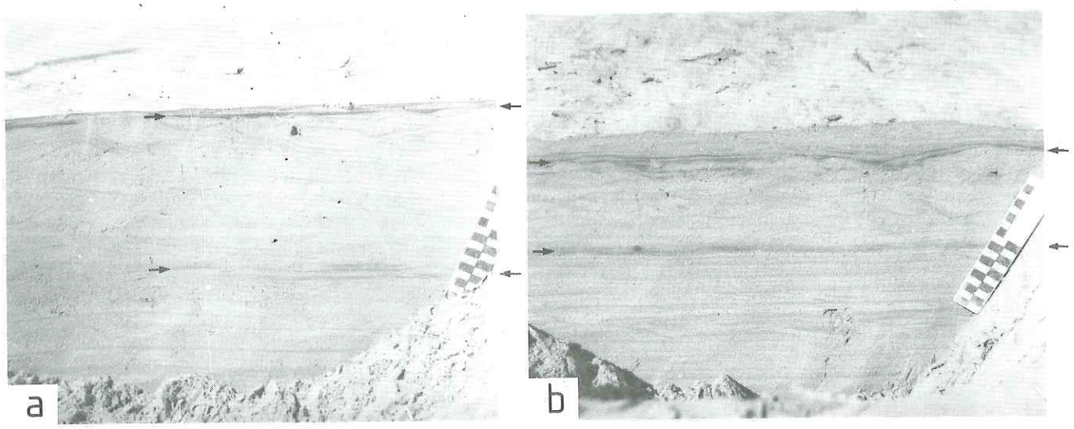
PLANCHE IV

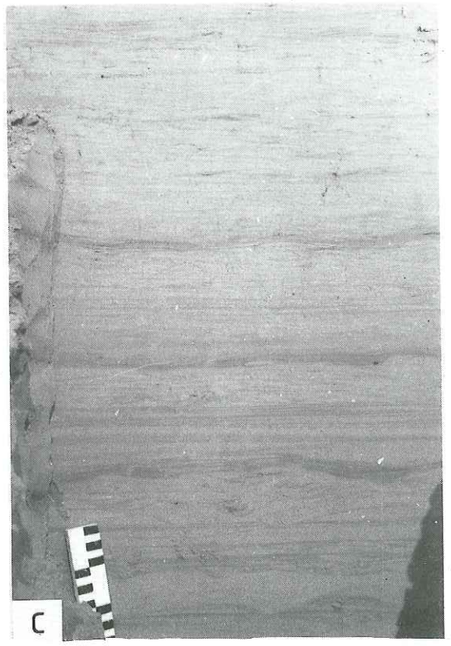
La baie du Mont-Saint-Michel

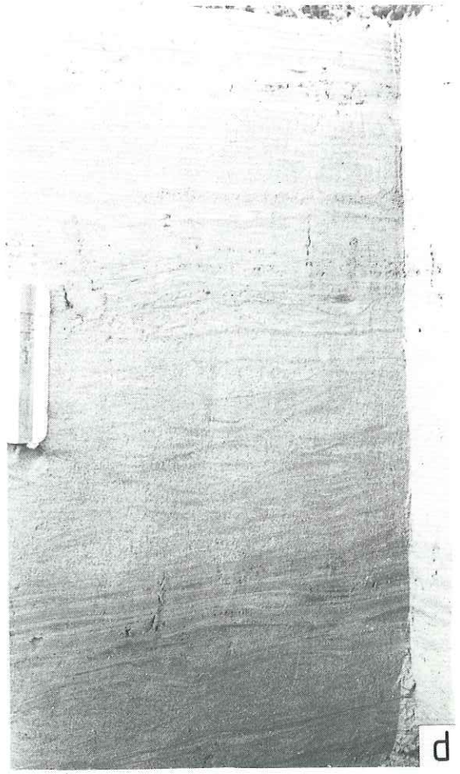
a et b Exemples de cycles de morte-eau/vive-eau dits amalgamés

c Cycles d'origine présumée annuelle

d Cycles reflétant la migration des chenaux de marée sur la haute slikke







CHAPITRE III

ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA MOLASSE MARINE MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE

CHAPITRE III

ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA MOLASSE MARINE MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE

INTRODUCTION

Après avoir identifié l'enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans un milieu actuel, la baie du Mont-Saint-Michel, nous allons aborder ce même examen dans un environnement ancien, le bassin subalpin miocène de Digne, au cœur de la Haute Provence.

Le cadre de cette analyse se limite à la bordure septentrionale du bassin, soumise à une subsidence très active, et qui a vu pendant une dizaine de millions d'années le dépôt d'une puissante formation, la molasse marine, dont le caractère tidal est depuis longtemps reconnu.

Avant d'entreprendre la description des cycles tidaux dans la molasse marine, son étude sédimentologique a été effectuée. Bien qu'encore incomplète, elle permet d'acquérir une bonne connaissance de l'environnement et de cerner avec plus de précisions les milieux de dépôt privilégiés des enregistrements verticaux. Cette étude s'appuie notamment sur la reconnaissance des principaux faciès et des structures sédimentaires, nos diverses observations dans un milieu actuel s'avérant alors fort utiles pour certaines conclusions.

Une brève présentation du bassin de Digne est proposée en premier lieu afin de le situer dans son contexte géologique et structural, fondamentalement différent de celui de la baie du Mont-Saint-Michel.

A-PRESENTATION GENERALE DU BASSIN MIOCENE DE DIGNE

Le bassin miocène de Digne appartient à l'ensemble des bassins cénozoïques des chaînes subalpines méridionales (**Fig. 44**). Ces dernières s'étendent du Dévoluy au Nord, à l'Arc de Nice au Sud-Est, les chaînons de Provence constituant leur limite sud (Debelmas, 1974 ; Beaudoin *et al.*, 1975).

Le bassin miocène de Digne, dont nous avons étudié exclusivement la bordure septentrionale, s'inscrit dans un domaine plus vaste : le bassin mio-pliocène de Digne-Valensole. Ce bassin se trouve circonscrit entre les unités chevauchantes de l'arc de Digne au Nord et à l'Est, par les chaînons provençaux au Sud et, à l'Ouest, par un accident majeur, l'accident durancien qui le sépare du bassin oligo-miocène de Manosque-Forcalquier (Gigot *et al.*, 1977), (**Fig. 44 & 45**).

Les terrains tertiaires subalpins (**Fig. 46**) s'intègrent dans le système des bassins d'avant-pays ("foreland basins") de la chaîne subalpine (Elliot *et al.*, 1985 ; Allen *et al*, 1986). Leur âge (**Fig. 47**) varie de l'Eocène (Grès d'Annot) au Pliocène (Conglomérats de Valensole). Leur histoire structurale et sédimentaire est intimement liée à l'évolution de la chaîne et à la progression de l'orogène alpin.

1- Evolution structurale

A partir du Crétacé et jusqu'à l'Eocène moyen, la phase compressive pyrénéo-provençale affecte la Provence et engendre une série de chevauchements tels celui de la Sainte Beaume, à vergence nord, ou celui de la Sainte Victoire, à vergence sud (Goguel, 1963 ; Lemoine, 1972 ; Beaudoin *et al.*, 1975 ; Gigot *et al.*, 1975). Cette déformation se répercute dans la région du Dévoluy où elle génère des plis éocènes d'axe E-W. Conjointement à cette phase pyrénéo-provençale, la déformation alpine débute et se traduit déjà, à l'Est, par la mise en place des Grés d'Annot. Dès l'Eocène supérieur, les premières déformations plicatives qui annoncent la naissance des Arcs de Digne, Castellane et Nice, affectent la couverture.

A l'Oligocène, le front orogénique compressif alpin migre vers le Sud-Est comme en témoigne le synclinal de Barrême, à l'Est de Digne (Gigot *et al.*, 1975 ; Elliot *et al.*, 1985). Contemporaine de cette déformation plicative, une tectonique en extension E-W se développe plus vers l'Ouest et conduit notamment à la structuration en horsts et grabens du bassin de Manosque-Forcalquier (**Fig. 48**). Ces fossés font partie du système des rifts périalpins comme ceux de la Bresse, de la Limagne et du Rhin dont la formation est liée pour certains à l'ouverture de l'Atlantique (Gigot *et al.*, 1975; Demarcq, 1984a ; Boillot *et al.*, 1984), et pour d'autres, plus directement à la collision alpine (Bergerat, 1982 ; Villeger et Andrieux, 1987).

A partir du Miocène, la distension E-W cesse. La compression alpine persiste et atteint la région de Digne-Valensole. Elle se marque alors par une série de plis d'axe E-W affectant toute la bordure nord du bassin et contribuant ainsi à sa surrection (Gigot *et al.*, 1975). La bordure orientale se trouve quant à elle sous le contrôle d'une zone décrochevauchante dextre correspondant à la future nappe de Digne (**Fig.45**). La déformation se poursuit pendant tout le Pliocène. A partir du Pliocène supérieur, l'essentiel de la structuration du bassin est acquise et la mise en place épiglyptique de la nappe de Digne s'achève. Cet achèvement marque la fin de la phase alpine dans cette région (Gigot *et al.*, 1975). Le front de la nappe se marque dans la partie nord-orientale du bassin, par un grand complexe olistostromique connu sous le nom de "bassin résiduel".

Un bassin d'avant-pays tel celui de Digne-Valensole est défini comme un bassin sédimentaire situé entre une chaîne de montagne et une zone stable ou craton (Beaumont, 1981 ; Souquet, 1981 ; Miall, 1985 ; Allen *et al.*, 1986 ; Mitchell et Reading, 1986 : **Fig. 49**). Deux types sont distingués : les bassins d'avant-pays rétro-arc localisés en arrière de la chaîne et les bassins d'avant-pays périphériques occupant la limite entre la plaque plongeante et la chaîne plissée issue de la subduction. Tous ces bassins se caractérisent par une très forte subsidence et un profil largement dissymétrique, la subsidence étant maximum le long de la bordure orogénique, où l'activité tectonique synsédimentaire est permanente. En fonction de l'avancée de la subduction, les dépôts des bassins périphériques, qui peuvent atteindre 5000 m d'épaisseur, sont soit de nature turbiditique, soit de nature deltaïque et fluviatile. Ils sont alors respectivement désignés par les termes de flyschs et de

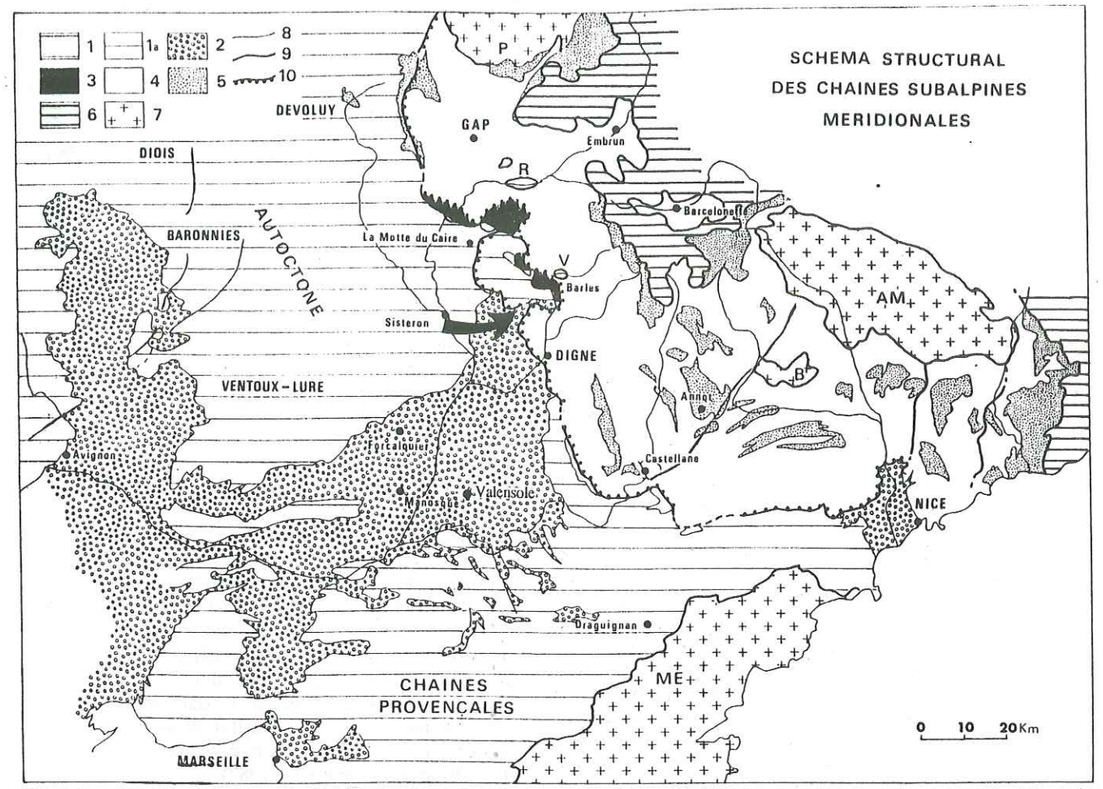


Fig. 44 - Situation du bassin de Digne dans les chaînes subalpines méridionales. (1), autochtone; (1a), Lobe de Mélan-Clamensanne ; (2), Tertiaire de l'autochtone (Eocène continental, Oligocène continental, Miocène marin, Pliocène) ; (3), Nappe du Turriers ; (4), Nappe de Digne ; (5), Tertiaire de la Nappe de Digne ; (6), Nappes de l'Ubaye Embrunais et des Alpes maritimes ; (7), massifs cristallins et leur tégument (MC, Massif central ; ME, Maure Estérel ; AM, Argentera Mercantour ; P, Pelvoux ; R, Remollon ; V, Verdaches ; B, Barrot ; (8), failles ou décrochements; (9), trace du contact de la couverture décollée sur les massifs cristallins ; (10), contact anormal des Arcs de Digne, Castelanne et Nice (Beaudoin *et al.*, 1975)

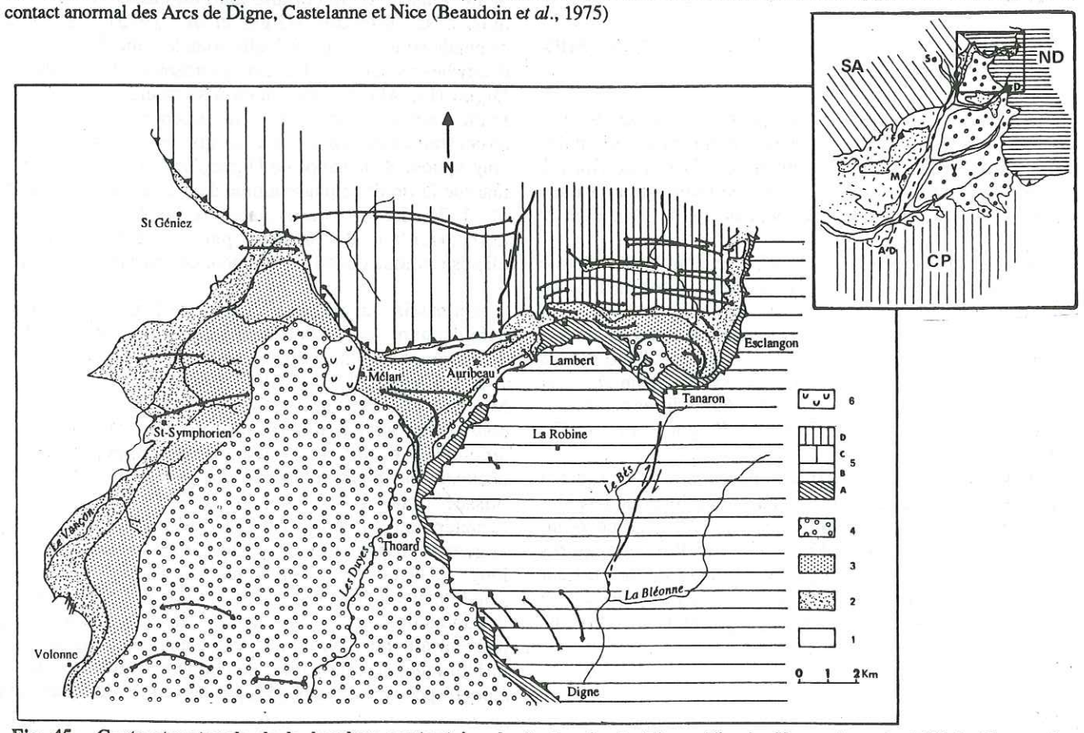


Fig. 45 - Carte structurale de la bordure septentrionale du bassin de Digne (d'après Haccard *et al.*, 1989a). (Cartouche : ND, nappe de Digne ; SA, Secondaire autochtone ; CP, Chaînons de provence ; D, Digne ; S, Sisteron ; F, Forcalquier; M, Manosque ; V, valensole ; AD, accident durancien). (1), Secondaire autochtone ; (2), Molasse rouge oligocène ; (3), Molasse marine miocène ; (4), Conglomérats de Valensole mio-pliocènes, (5), complexe de l'Arc chevauchant de Digne : A, olistostrome de la Nappe de Digne ou "bassin résiduel" ; B, Nappe de Digne ; C, Unité de Mélan-Clamensanne ; D, Unité d'Esclangon-Grande Cloche ; (6), glissement de Mélan. ; , anticlinaux ; , synclinaux ; , contact chevauchant.

molasses (Allen *et al.*, 1986 ; Homewood et Lateltin, 1988).

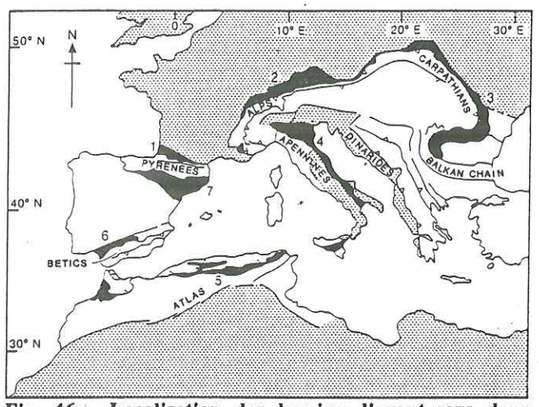


Fig. 46 - Localisation des bassins d'avant-pays dans l'Europe alpine et les régions voisines (Allen *et al.*, 1986). (1),bassin aquitain ; (2), bassin molassique Nord alpin ; (3), bassin des Carpathes ; (4), bassins des Apennins et du Pô ; (5), bassins atlasiques (Tello-Rifain) ; (6), bassin Nord bétique ; (7), bassin Sud Pyrénéen et bassin de l'Ebre

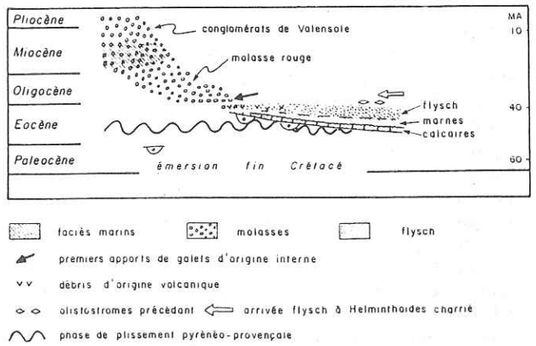


Fig. 47 - Schéma de la disposition relative des dépôts paléogènes et néogènes de la zone externe méridionale (Boillot *et al.*, 1984).

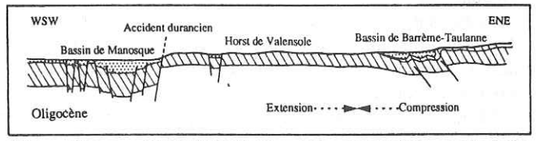


Fig. 48 - Structuration du domaine subalpin méridional pendant l'Oligocène (d'après Gigot *et al.*, 1975)

Le bassin de Digne-Valensole (**Fig. 50**) appartient à l'ensemble des bassins d'avant-pays périphériques périalpins dont le plus étudié est sans aucun doute celui de la molasse suisse : **Fig. 46**, (Homewood *et al.*, 1986 ; Schoepfer, 1987 ; Homewood et Lateltin, 1988). Dans le cas du bassin de Digne, grâce à une forte subsidence le long de la bordure nord, active, 3000 m de sédiments mio-pliocènes ont pu s'accumuler. Cette épaisseur se réduit progressivement vers le Sud conférant ainsi au bassin un profil dissymétrique typique (Dubois et Curnelle, 1978 ; Mercier, 1978 ; Kartawidjaja, 1980 ; Bertrand *et al.*, 1986). Pendant tout le

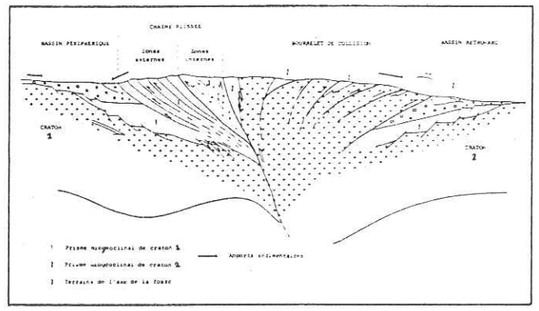


Fig. 49 - Localisation des bassins d'avant-pays périphérique et rétro-arc dans une chaîne de montagne issue d'une collision (Souquet, 1981)

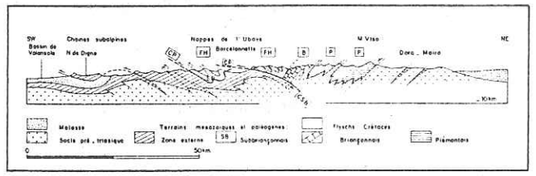


Fig. 50 - Coupe simplifiée des Alpes occidentales selon la transversale Barcelonnette-Digne (Boillot *et al.*, 1984) montrant notamment la position du bassin d'avant-pays molassique de Digne-Valensole. CP, chevauchement pennique ; FH, nappes de flyschs à Helminthoïdes ; SB, Subbriançonnais ; B, Briançonnais ; P, Piémontais ; CSB, "cicatrice" subbriançonnaise

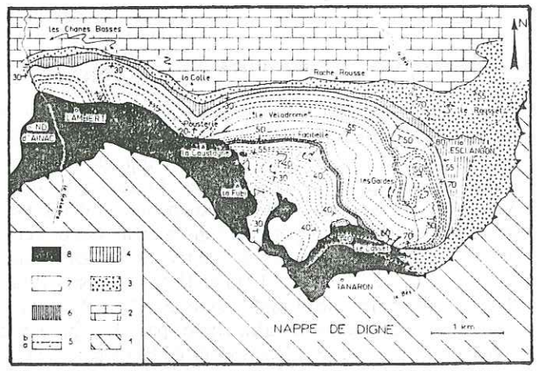


Fig. 51 - Carte simplifiée de la bordure nord du bassin de Digne entre Esclangon et Lambert (Gigot *et al.*, 1974). (1), Nappe de Digne ; (2), substratum mésozoïque de la demi-fenêtre de Barles ; (3), Molasse rouge oligocène ; (4), Molasse intermédiaire ; (5), Molasse marine miocène (a, membre 1, et b, membre 2) ; (6 & 7), Molasse jaune mio-pliocène ; (8), "bassin résiduel"

Mio-Pliocène, la déformation de cette bordure contrôle en grande partie le remplissage du bassin et sa géométrie. Ce caractère syntectonique de la sédimentation se traduit au sein de la série notamment par la genèse de biseaux progressifs particulièrement bien représentés à Esclangon. Dans cette région d'Esclangon, limite orientale d'affleurement du bassin, l'activité bordière a abouti à la formation d'un synclinal couché d'axe E-W surnommé le "Vélodrome" (**Fig. 51 & 52**, Gigot *et al.*, 1975). Ce pli, dont la forme complexe a longtemps posé des problèmes d'interprétation (Beaudoin *et*

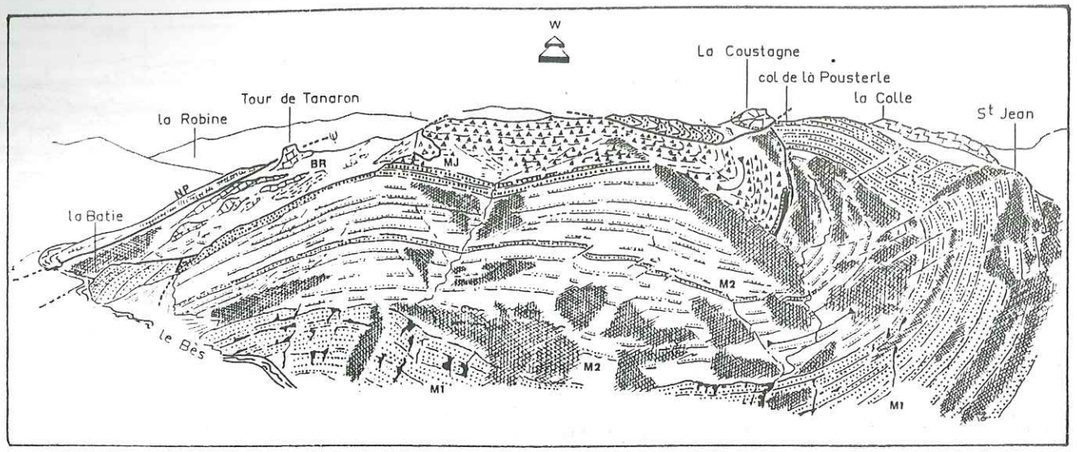


Fig. 52 - Figuration du synclinal du "Vélodrome" d'Esclangon (d'après Gigot *in* Haccard *et al.*, 1989b). M1 et M2, molasse marine miocène ; MJ, Molasse jaune mio-pliocène ; BR, "bassin résiduel" ; NP, Nappe de Digne.

al., 1966), révèle une structure d'ensemble en éventail avec des discordances internes atteignant un angle de 30°. De plus, son dispositif géométrique ne peut s'expliquer qu'en considérant la base de la série marine déjà déformée lors des premiers dépôts de la série continentale qui lui fait suite (Gigot *et al.*, 1974).

2-Evolution sédimentaire

A l'Oligocène, la sédimentation est continentale. C'est le dépôt de la Molasse rouge (Beaudoin *et al.*, 1975). A l'Est du bassin distensif de Manosque-Forcalquier, l'accident durancien joue en flexure à regard ouest. Le bassin de Digne-Valensole se comporte alors à cette époque en demi-horst qui n'enregistre aucun dépôt tandis qu'en contrebas de celui-ci, se mettent en place des mégabrèches et des klippes sédimentaires (Gigot *et al.*, 1975 et 1977 ; Rousset, 1981). Seule la bordure nord du bassin est le siège d'une sédimentation fluviatile alimentée par des piémonts subalpins qui témoignent de l'avancée de la compression. A la fin de l'Oligocène, dans l'ensemble des bassins de la Molasse rouge, à l'exception de ce domaine septentrional, une surface d'altération se généralise, soulignée localement par le développement de colonies de microcodiums (Beaudoin *et al.*, 1975).

Dés l'Aquitanien, la transgression téthysienne s'amorce mais ne dépasse pas la région de Marseille (Anglada, 1971 ; Demarcq, 1984b ; Lesueur *et al.*, 1989). Ce n'est qu'au Burdigalien qu'elle envahit tout le domaine rhodanien (**Fig. 53**). La mer occupe alors au front de la chaîne subalpine un long sillon étroit, le bassin molassique périalpin (Debelmas, 1974 ; Allen *et al.*, 1985). Ce bras de mer téthysien rejoint la paratéthys au Nord, par la Savoie et la Suisse (**Fig. 54**). En Haute-Provence, dans le domaine durancien, la mer burdigalienne dessine un golfe qui communique avec la vallée du Rhône par le Nord et Sud Lubéron. c'est le "Golfe de Digne" (Beaudoin *et al.*, 1975 ; Mercier, 1979). Alimenté par sa bordure septentrionale et orientale en voie de surrection, le bassin de Digne se comble. Sa subsidence active permet le dépôt de la puissante formation de la molasse marine caractéristique d'un environnement de fond de baie. Cette sédimentation littorale est relayée vers le Sud, à la hauteur de Chateauredon, par des dépôts fluvio-lacustres tandis qu'à l'Ouest, vers le domaine rhodanien, les faciès témoignent d'un milieu marin plus ouvert (**Fig. 55**, Gigot *et al.*, 1975).

Au cours du Miocène, la déformation plicative alpine affecte peu à peu l'ensemble du bassin qui se resserre. Il est admis qu'au Tortonien la mer s'est entièrement retirée de tout le domaine périalpin (Demarcq, 1984; Lesueur *et al.*, 1989). A la fin du Miocène, l'accident durancien rejoue et cette fois-ci en flexure à regard est (Gigot *et al.*, 1975 ; Rousset, 1981). Dés lors, le bassin se trouve confiné entre ce nouveau horst à l'Ouest, le long duquel se trouve canalisé le delta d'une paléo-Durance amenant des conglomérats d'origine lointaine, et la bordure subalpine au Nord et à l'Est dont le démantèlement alimente les brèches de piémont de la Molasse jaune (**Fig. 56**). Pendant tout le Miocène supérieur et le Pliocène, ces deux sources d'apports, durancienne et subalpine, vont fonctionner, conduisant au comblement du bassin par l'épaisse formation continentale des Conglomérats de Valensole étudiée par Mercier (1978).

3-Age de la molasse marine et ses relations avec les terrains sous et sus-jacents.

3-1-Age de la molasse marine

La plupart des datations effectuées sur la molasse marine portent sur des gisements de micromammifères localisés dans des dépôts immédiatement sous et sus-jacents à la formation. Depuis peu, une nouvelle méthode de datation basée sur les tendances évolutives graduelles de certaines lignées de foraminifères planctoniques (grade-datations)

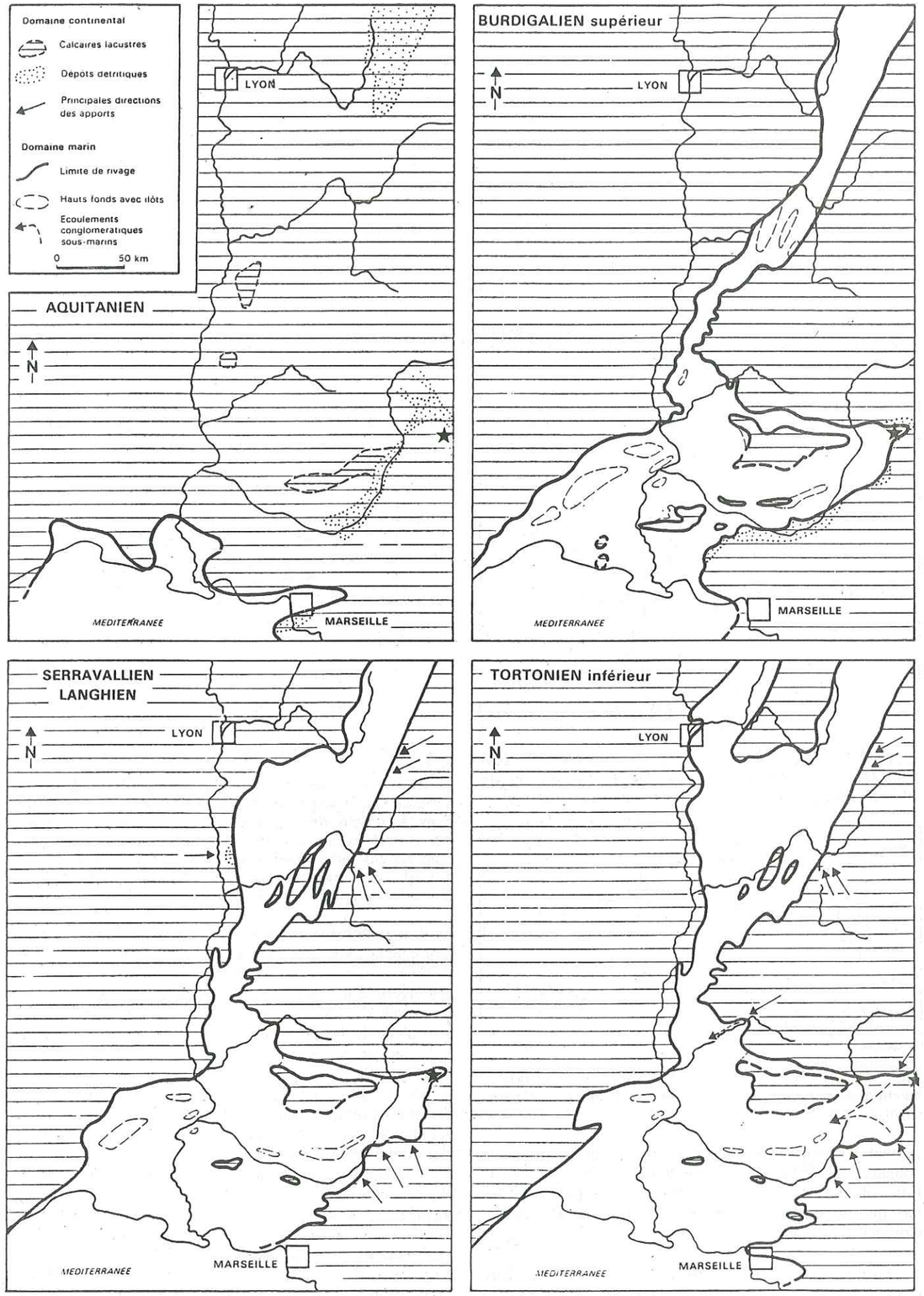


Fig. 53 - Paléogéographie du SE de la France pendant le Miocène (Demarcq, 1984).
L'astérisque localise le bassin de Digne.

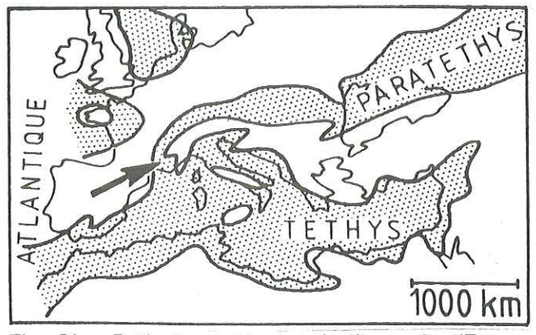


Fig. 54 - Paléogéographie burdigalienne de l'Europe (d'après Diem *in* Allen *et al.*, 1985). La flèche indique le domaine durancien auquel appartient le bassin de Digne

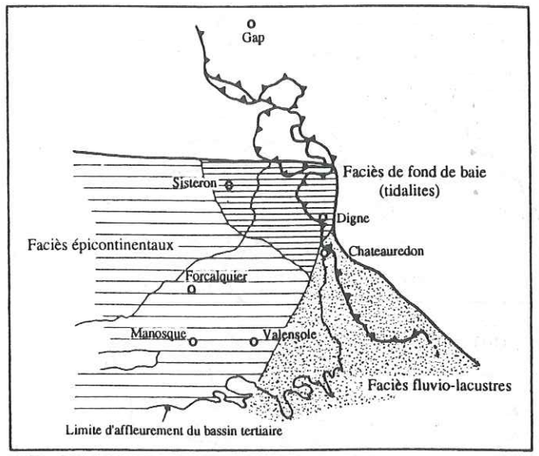


Fig. 55 - Les différents types de faciès du bassin miocène subalpin. (d'après Gigot *et al.*, 1975)

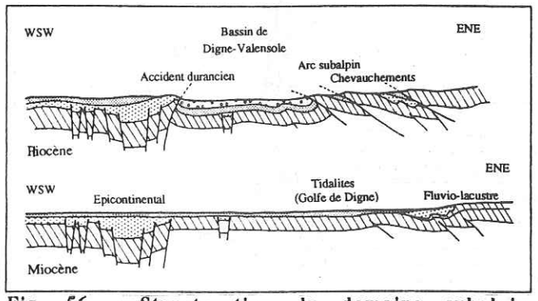


Fig. 56 - Structuration du domaine subalpin méridional pendant le Miocène et le Pliocène. (d'après Gigot *et al.*, 1975)

permet d'obtenir des âges plus précis mais, à notre connaissance, le bassin miocène de Digne n'en a pas encore fait l'objet. Ces études concernent principalement les bassins miocènes rhodaniens (Wallez *et al.*, 1986 ; Gourinard et Magné, 1987)

-La transgression burdigalienne est encadrée par deux gisements de micromammifères ; l'un, près de Lambert, à 2,5 km à l'Ouest du "vélodrome", situé immédiatement sous la molasse marine, et l'autre, à Esclangon, localisé dans les premiers mètres de la série. Ces deux gisements sont attribués à l'Aquitanien supérieur (Gigot et Mein, 1973).

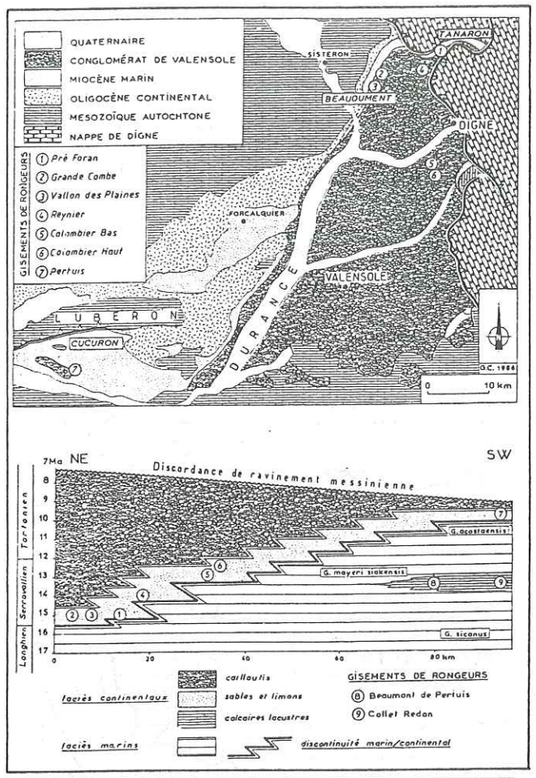


Fig. 57 - Mise en évidence du diachronisme de 5 Ma au mur des Conglomérats de Valensole (Mio-Pliocène) dans le bassin de Digne-Valensole. (a), localisation des gisements de micromammifères ayant permis les datations ; (b), coupe schématique du bassin montrant le diachronisme entre le site de Pré Foran (Serravalien inférieur,15 Ma B.P.) et celui du Pertuis (Tortonien moyen, 10 Ma B.P.) (Clauzon *et al.*, 1987)

-Les principaux travaux de datation sur la limite supérieure de la formation sont dus à Clauzon *et al.* (1987). Ces travaux concernent de nombreux gisements de rongeurs découverts à la base des Conglomérats de Valensole dans l'ensemble du bassin. Ils sont répartis de Pré Forant, secteur central de la bordure nord, au Pertuis situé au Sud du Lubéron. Avant ces travaux, un âge habituellement tortonien était attribué au sommet de la molasse marine grâce à la présence d'un gisement de Cérithes (*Terebralia bidentata*) à Tannaron, près d'Esclangon, et à Beaudument, dans la région occidentale (Beaudoin *et al.*, 1966). Or, les rongeurs identifiés à Préforant sont datés du Serravalien basal. Le toit de la molasse marine, immédiatement sous-jacent, est donc plus ancien. Clauzon *et al.* (1987) l'attribuent au Langhien supérieur-Serravalien basal. Ces travaux de datation de Clauzon *et al.* (1987) sur l'ensemble du bassin de Digne-Valensole mettent également en évidence une différence d'âge de 5 Ma entre le site du Pertuis, le plus en aval du bassin et le plus récent, et celui de Pré Forant, le plus en

amont. Il existe donc un diachronisme évident au mur de la formation des Conglomérats de Valensole (**Fig. 57**). Ces auteurs en déduisent que l'avancée de la ligne de rivage n'est pas subite et attribuable à une régression eustatique mais résulte d'une progradation sédimentaire.

Dans la région de Digne, la molasse marine s'est donc déposée du Burdigalien inférieur (22-21 Ma B.P.) au Langhien supérieur-Serravalien basal (13-12 Ma B.P.), soit pendant une durée d'environ 9 Ma

3-2-Relations de la molasse marine avec les terrains sous et sus-jacents

Le Miocène repose en discontinuité sur les bassins distensifs oligocènes comme celui de Manosque-Forcalquier, débutant localement par un conglomérat transgressif. Sur la bordure nord du bassin de Digne, la Molasse rouge passe au contraire en continuité à la molasse marine. Cette relation démontre que dans le secteur septentrional du bassin, affecté dès la fin de l'Eocène par la compression alpine, la sédimentation est alimentée en permanence par le front orogénique qui produit une source d'apports constante.

A Esclangon, la molasse marine repose en apparente continuité sur la Molasse grise, dite intermédiaire, correspondant au dernier terme de la Molasse rouge à l'Est du bassin. A l'Ouest, vers Volonne, le sommet de l'Oligocène est représenté par les dépôts rouges des Conglomérats de Volonne sur lesquels reposent en concordance la molasse marine.Localement, la molasse marine est directement discordante sur les terrains secondaires plissés subalpins. Cette disposition s'explique par le mode de dépôt de la Molasse rouge qui s'est mise en place dans des dépressions préexistantes du substratum plissé mésozoïque. Ce contact s'observe notamment à la hauteur d'Auribeau, dans le secteur central de la bordure nord.

Au sommet, la molasse marine passe à la formation continentale des Conglomérats de Valensole. A Esclangon, ces dépôts sont représentés par les dépôts de piémonts subalpins de la Molasse jaune. Le passage entre ces deux formations est extrêmement rapide. Sous la Pousterle, dans la terminaison ouest du "Vélodrome", et au col d'Ainac, non loin de Lambert, le contact devient discordant et témoigne de l'activité tectonique synsédimentaire de cette bordure (**Fig. 58**, Gigot *et al.*, 1974, 1975 ; Beaudoin *et al.*, 1975).

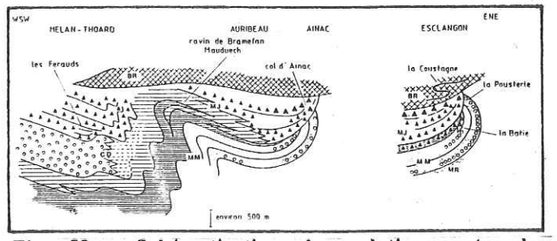


Fig. 58 - Schématisation des relations entre la molasse marine et les terrains sous- et sus-jacents (d'après Gigot *in* Haccard *et al.*, 1989b). Remarquer les discordances entre la molasse marine et la Molasse jaune au niveau de la Pousterle et du col d'Ainac. MR, Molasse rouge ; MM, molasse marine ; MJ, Molasse jaune ; BR, "bassin résiduel" ; CD, Conglomérats de Valensole d'origine durancienne

Au niveau du ravin du Mauduech, près d'Auribeau, le passage à la Molasse jaune est beaucoup plus progressif et se fait par récurrences. A l'Ouest enfin, la molasse marine passe également de façon très progressive aux conglomérats deltaïques duranciens d'origine alpine interne.

4-Bref aperçu des connaissances sédimentologiques sur la molasse marine

Bien qu'appartenant à une région largement étudiée par de nombreux géologues, la molasse marine de la bordure nord du bassin de Digne n'a pas fait l'objet, jusqu'à maintenant, d'une étude sédimentologique vraiment détaillée, contrairement à certains bassins rhodaniens (Demarcq, 1959; Perriaux *et al.*, 1984 ; Lesueur *et al.*, 1989) et, surtout, au bassin molassique suisse (Homewood, 1978, 1981 ; Homewood et Allen, 1981 ; Homewood *et al.*, 1986).

Les travaux les plus récents réalisés jusqu'à maintenant sur la molasse marine de Digne sont dus à Beaudoin et Gigot (1970), Beaudoin *et al.* (1970, 1975), Mercier (1978), Kartawidjaja (1980), Elliot *et al.* (1985) et Davis (1985).

L'essentiel des informations sédimentologiques recueillies par Beaudoin et Gigot (1970) sur la molasse marine provient de l'étude de plusieurs coupes dont la plus représentative est celle du ravin de Bramefan-Mauduech. Cette coupe continue de 1500 m d'épaisseur a permis une analyse séquentielle de la série et sa différenciation, de la base au sommet, en quatre membres environnementaux (**Fig. 59**). La détermination de ces quatre membres est basée sur les caractères lithologiques et paléontologiques de la molasse marine ainsi que sur l'étude des nombreuses structures sédimentaires qu'elle révèle.

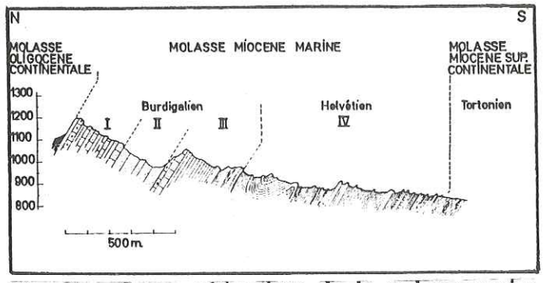


Fig. 59 - Coupe schématique de la molasse marine dans le ravin de Bramefan et son découpage en quatre membres (I, II, III, IV) . (Beaudoin et Gigot, 1970)

Il s'agit d'une formation à dominante gréso-marneuse. Le matériel détritique se compose de quartz, de felspaths et de nombreux débris lithiques d'origine subalpine issus des séries secondaires (Jurassique, Crétacé) et de la molasse rouge oligocène, et d'origine interne avec, entre autres, du Flysch à helmintoïdes, des roches éruptives et des radiolarites. La matrice, généralement abondante, est argilo-carbonatée. La macrofaune (Pectinidés, huitres, balanes, crabes, gastropodes, échinodermes...) indique un environnement littoral. La base de la série est marquée par la présence d'empreintes de pattes d'oiseaux. La microfaune, assez peu abondante et généralement chétive, est représentée principalement par des foraminifères (Rotalidés, Anomalinidés, Globigérinidés, Miliolidés, Elphidiidés). Elle caractérise un milieu soumis à de fréquentes dessalures. L'analyse

des structures sédimentaires, et plus particulièrement des figures mécaniques à la base et au toit des bancs (Beaudoin et Gigot, 1970 ; Beaudoin *et al.*, 1970), met en évidence l'action d'agents de transport de type alternatif, interprétés comme des courants de marée. Ces principaux caractères confèrent à la molasse marine un faciès dit de tidalites. Elle s'est déposée sous l'influence de courants de marée dans un environnement de fond de golfe et sous une tranche d'eau constamment très faible, ce qui la distingue des dépôts épicontinentaux du domaine rhodanien et des faciès fluvio-lacustres de Chateauredon.

Comme l'a décrit Davis (1985) et comme nous le verrons également, la dynamique tidale a effectivement joué un rôle très important dans la sédimentation de la molasse marine. Ce rôle des courants de marée a d'ailleurs été déterminant au cours de la mise en place de toutes les molasses miocènes du sillon périalpin (Homewood et Allen, 1981 ; Guillocheau *et al.*, 1987 ; Lejay, 1988; Lesueur *et al.*, 1989). Mais nous constaterons aussi que le dépôt de cette formation, tout comme celui de la molasse suisse (Homewood *et al.*, 1989), a été en partie contrôlé par une dynamique de vagues et de tempêtes.

B-ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE LA MOLASSE MARINE

L'étude sédimentologique de la molasse marine a été ménée tout le long de la bordure septentrionale du bassin de Digne et notamment à partir de trois coupes situées à l'Ouest, au centre et à l'Est. L'analyse des différents faciès et de leur association, des structures sédimentaires et des paléocourants permet de cerner les conditions de dépôts précises de cette formation et d'en comprendre l'évolution au cours du temps et dans l'espace.

Les trois coupes principales sur lesquelles s'appuie cette analyse sont les suivantes **(Fig. 60)** :

- la coupe du ravin de Saint-Symphorien à l'Ouest,
- la coupe du ravin de Bramefan-Mauduech au centre,
- la coupe de la vallée du Bès et du "vélodrome" (Esclangon) à l'Est.

La molasse marine affleure en continu au niveau de ces coupes qui offrent des qualités d'exposition tout à fait remarquables.

dans ce secteur occidental du bassin, d'un distributaire principal de type deltaïque qui conditionne en grande partie la nature et la géométrie des apports détritiques dans le reste du bassin. Il nous paraît par conséquent logique de décrire en premier lieu cette coupe du ravin de Saint-Symphorien. Nous aborderons ensuite celle du ravin de Bramefan-Mauduech pour terminer par la coupe d'Esclangon.

A l'exception de la coupe du ravin de Bramefan-Mauduech pour laquelle nous nous sommes contentés de reprendre les descriptions existant déjà (Beaudoin et Gigot, 1970) et complétées par nos récentes observations, pour les autres, tous les faciès reconnus sont analysés un à un dans l'ordre de leur apparition au sein des coupes. L'interprétation la plus plausible quant à la dynamique et au milieu de dépôt correspondants, est proposée à la suite de chaque description. Puis, après avoir étudié les différentes associations de faciès, nous présenterons une reconstitution paléogéographique.

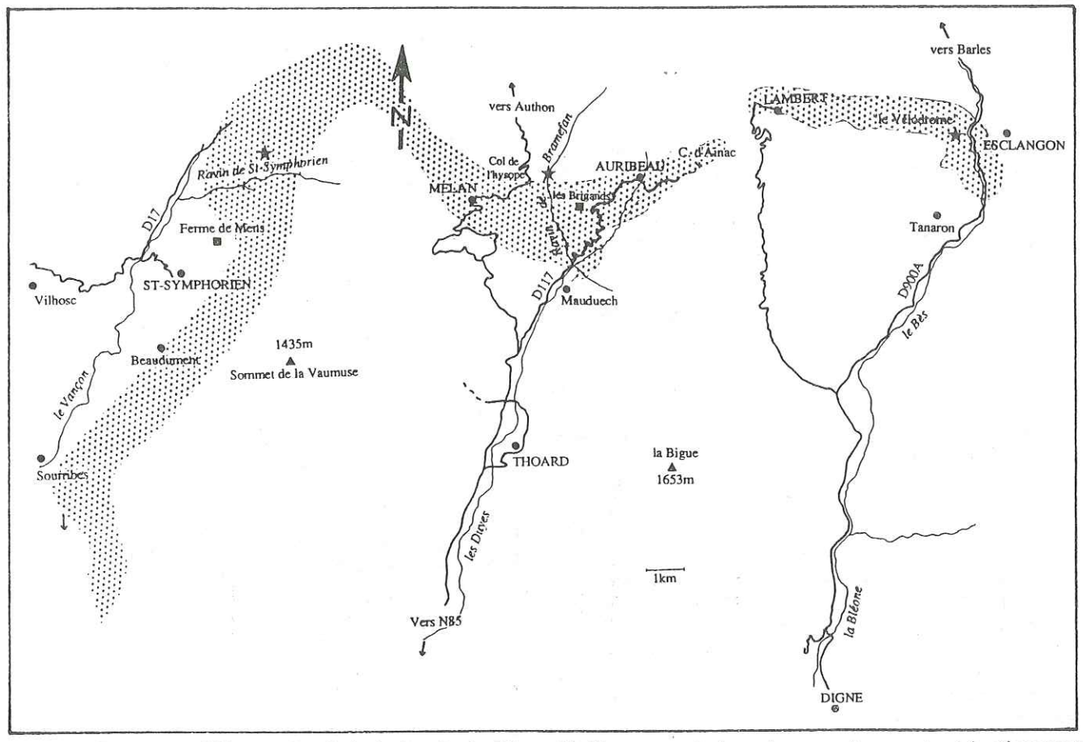


Fig. 60 - Carte des différentes localités du bassin de Digne. L'affleurement de la molasse marine y est schématiquement représenté. Les astérisques localisent les trois principales coupes étudiées.

Dans le ravin de Bramefan-Mauduech, la molasse marine atteint son épaisseur maximum de 1500 m. A Esclangon, la puissance de la série est réduite à environ 600 m. Dans le ravin de Saint-Symphorien, son épaisseur est de 1200 m. Comme nous le montrerons, la succession des différents facies le long de cette dernière coupe atteste de la présence,

Il convient de signaler que la nomenclature employée pour qualifier les divers faciès est celle qui a été utilisée sur le terrain. Elle se veut avant tout descriptive et nous l'avons conservée ici, dans le but d'une reconnaissance ultérieure pratique à l'affleurement.

Avant d'aborder l'analyse des coupes, un bref exposé des principales figures et structures sédimentaires que révèle la molasse marine est présenté.

1-Les principales figures et structures sédimentaires de la molasse marine

La molasse marine dévoile un très large éventail de figures et structures sédimentaires.

Telle que la tangue dans la baie du Mont-Saint-Michel, une grande partie des dépôts de cette formation miocène se sont mis en place sous l'action presque exclusive des marées. Elle montre par conséquent la plupart des figures et structures déjà décrites dans l'environnement tidal actuel.

Les figures sédimentaires dues à cette dynamique sont essentiellement représentées par :

- des formes arythmiques avec les fentes de dessiccation, les traces d'objets trainés sur le fond par les courants et, occasionnellement, des empreintes de gouttes de pluie.
- des formes rythmiques avec les rides de courant (vagues de sable, mégarides et rides de petite taille)

Les rides de courant, particulièrement abondantes dans toute la série, donnent lieu à des litages variés :

- le litage oblique plan ou arqué de grande taille (LO.P. et L.O.A.) généré par la migration de mégarides ou de vagues de sable.
- le litage de rides chevauchantes, qui est assez rare.
- le litage de rides de type flaser-, wavy- et lenticular-bedding.

A ces litage obliques, il convient d'ajouter le litage plan résultant d'une alternance de lits gréseux et de lits silteux ou argileux.

La molasse marine montre également toute une panoplie de figures et structures sédimentaires associées à une dynamique de vagues et de tempêtes.

Les figures sont représentées par les rides de vagues symétriques et asymétriques.

Quant aux litages qui se rattachent à cette dynamique, deux types peuvent être distingués :

- le litage de rides de vagues. Occasionnellement, ce litage peut revêtir la forme flaser-bedding mais, en général, il s'agit d'un faciès sableux montrant une structuration classique en chevrons.
- le litage oblique en mamelons ou "hummocky cross-stratification" (H.C.S.). Ce terme, introduit pour la première fois dans la littérature par Harms *et al.* (1975), désigne une structure sédimentaire générée sous l'action de tempêtes. Cette structure tri-dimentionnelle se caractérise par des faisceaux de lamines en dôme et en creux et à base érosive. Les lamines, toujours faiblement inclinées (< 5°), sont parallèles à la surface érosive et subissent des variations latérales d'épaisseur (**Fig. 61**). Leurs directions de plongement sont multiples et on n'observe jamais de lamines frontales, c'est-à-dire progradantes. La longueur d'onde de ces structures est en général située entre 1et 5 m tandis que l'épaisseur des faisceaux oscille de quelques centimètres à parfois près d'un mètre. Depuis la première description de Harms *et al.* (1975), le litage oblique en mamelons a été observé à maintes reprises dans diverses formations (Bourgeois, 1980 ; Dott et Bourgeois, 1982 ; Hunter et Clifton, 1982 ; Guillocheau, 1983 ; Durand, 1985a ; Greenwood et Sherman, 1986 ; Crumeyrolle, 1987...).

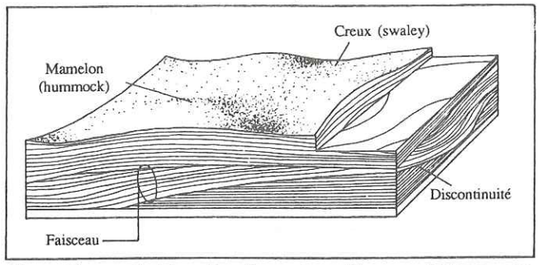


Fig. 61 - Schématisation du litage oblique en mamelons (hummocky cross-stratification). (d'après Harms *et al.*, 1975)

Les processus hydrodynamiques responsables du litage oblique en mamelons sont aujourd'hui encore discutés. Certains évoquent l'action d'un écoulement oscillatoire pur (Hunter et Clifton, 1982) tandis que d'autres font intervenir un courant de turbidité (Hamblin et Walker, 1979). A l'heure actuelle, l'hypothèse la plus souvent retenue est celle d'une composante oscillatoire combinée à un courant unidirectionnel (Swift et, 1983 ; Greenwood et Sherman, 1986).

Le milieu de formation du litage oblique en mamelons est localisé entre la limite d'action des vagues de beau temps et celle d'action des vagues de tempêtes, ce qui correspond à une profondeur pouvant varier de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres (Dott et Bourgeois, 1982).

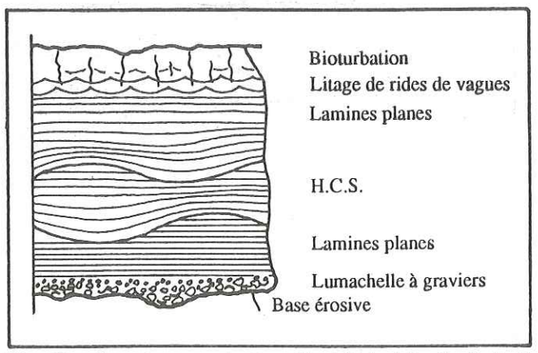


Fig. 62 - La séquence de tempête idéale (d'après Dott et Bourgeois, 1982)

Les dépôts de tempête engendrent des séquences dont la plus complète comprend (**Fig. 62**) un terme inférieur, à base très érosive et à éléments grossiers montrant un granoclassement positif, surmonté par un épisode à litage plan de haute énergie passant lui-même à du litage oblique en mamelons. La séquence se termine par du litage plan de faible énergie coiffé par du litage de rides de vagues et des sédiments fins bioturbés. Cette séquence élémentaire représente pour Swift *et al.* (1983) le dépôt au cours d'une tempête, enregistrant son effet érosif puis la décroissance progressive de l'énergie lorsqu'elle s'atténue. Pour Dott et

Bourgeois (1982), c'est le faisceau de lamines qui correspond à une tempête, voire plusieurs jours de tempêtes successifs, la lamine étant le résultat d'une vague ou d'un train de vagues.

La séquence élémentaire peut subir de nombreuses variations en fonction du développement plus ou moins important de l'un ou l'autre de ses termes et, en particulier, de celui à litage oblique en mamelons (Dott et Bourgeois, 1982). Quand ce dernier domine et parvient à tronquer la partie sommitale de la séquence sous-jacente, on parle alors de séquence amalgamée. Le taux d'amalgamation des couches à litage oblique en mamelons traduit le caractère distal ou proximal du dépôt par rapport à la source d'apports (**Fig. 63**). C'est ainsi que ce taux diminue progressivement vers le large où dominent les sédiments fins bioturbés et dans lesquels s'intercalent seulement quelques bancs peu épais à litage oblique en mamelons (Crumeyrolle, 1987 ; Guillocheau, 1987).

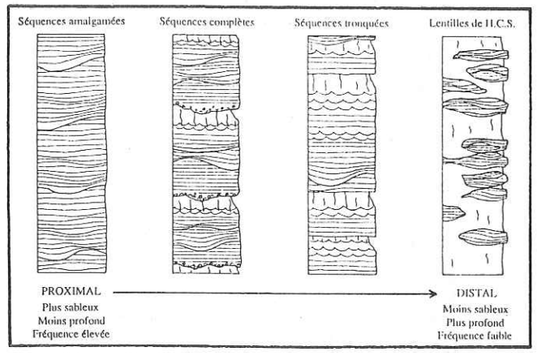


Fig. 63 - Evolution du taux d'amalgamation des séquences de tempête en fonction du caractère distal ou proximal des dépôts par rapport à l'énergie (d'après Dott et Bourgeois, 1982 ; Guillocheau, 1983)

Le litage oblique en mamelons présent dans la molasse marine est en général de longueur d'onde métrique et d'épaisseur décimétrique à métrique. Aucune séquence élémentaire complète n'a été observée et le taux d'amalgamation est plutôt important.

Au litage de rides de vagues et litage oblique en mamelons induits par l'action de vagues et de tempêtes, il faut ajouter le litage plan ou faiblement incliné attribuable à une dynamique de haute énergie.

2-Description et analyse des différentes coupes

2-1- A l'Ouest, la coupe du Ravin de Saint-Symphorien (Fig.64 et Fig. 64bis)

Le ravin de Saint-Symphorien est accessible à partir de la route départementale 17, à l'Est de Vilhosc (carte IGN de Sisteron à 1/25 000). Situé en rive gauche de la rivière du Vançon, ce ravin offre une large échancrure dans les formations molassiques oligo-mio-pliocènes (**Pl.VIIa**). De la base au sommet, il traverse la partie supérieure de la Molasse rouge oligocène, désignée par les Conglomérats de Volonne sur la feuille de Digne à 1/80 000, la totalité de la molasse marine miocène et la série fluviatile mio-pliocène des Conglomérats de Valensole.

Le contact entre la molasse marine et la molasse rouge est localisé à environ 400 m à l'Est du confluent avec le Vançon. La molasse marine affleure en continuité sur une distance de 2,5 km et ses derniers dépôts se trouvent à la hauteur du point coté 974 m. Le pendage des couches varie de 50°E à la base de la coupe, à 30°-35°E au sommet.

2-1-1-Les principaux faciès et leur interprétation (Fig. 64 et Fig. 64bis)

Au total, dix faciès principaux ont été reconnus dans la molasse marine du ravin de Saint-Symphorien :

Les calcarénites et les lumachelles :

Elles constituent des barres d'épaisseur pluridécimétrique à métrique de matériel grossier à microconglomératique. La fréquence en quartz et débris lithiques est assez faible. Le matériel dont le tri est plutôt moyen, est représenté pour l'essentiel par des bioclastes de pectinidés et de balanes. Dans les lumachelles, les coquilles de pectens sont très souvent disposées à plat, concavité vers le bas (**Pl.VIf**). La base des barres est nette, parfois érosive. Les structures sédimentaires internes sont quasiment inexistantes à l'exception de rares litages obliques de type arqué. En général, toutes ces barres montrent une granodécroissance vers le haut corrélativement avec un appauvrissement en matériel bioclastique.

La présence de balanes et de pectinidés atteste d'un remaniement en milieu ouvert à proximité, ou sur, un platier intertidal. L'orientation des coquilles et la taille importante du matériel suggèrent une énergie de dépôt élevée (Kreisa et Bambach, 1982). L'affinement vers le sommet rend compte de l'affaiblissement progressif de cette énergie. Il est très vraisemblable que ces barres calcarénitiques et lumachelliques correspondent à des remaniements de matériel sous l'influence de fortes énergies. Certaines d'entre elles rassemblent tous les critères des épandages coquilliers ("shell-lags") mis en place brutalement par l'action de fortes tempêtes tels ceux décrits par de nombreux auteurs (Brenner et Davis, 1973 ; Vos, 1977 ; Kreisa et Bambach, 1982 ; Bourgeois et Leithold, 1984 ; Aigner, 1985)

Les grés feuilletés :

Il s'agit de grés fins à moyens montrant essentiellement du litage de rides de vagues et localement du litage oblique en mamelons. Quelques passées se caractérisent par du litage de rides de courant ou des lamines gréso-silteuses planes. Ces grés présentent parfois des empreintes de pattes d'oiseaux ; la bioturbation y est en général assez peu développée.

Ces grés se sont mis en place sous l'infuence prédominante de vagues et de tempêtes. Néanmoins, comme l'atteste la présence des rides de courants et d'alternances planes gréso-silteuses, l'action de courants de marée est probable. Leur milieu de dépôt est attribué principalement au domaine intertidal, voire subtidal supérieur.

Les grés marneux à marnes gréseuses bioturbés :

C'est un matériel fin à moyen parfois bioclastique (pectens, balanes) constituant de grandes passées plurimétriques qui se particularisent par une absence totale de litage compte-tenu de l'intensité de la bioturbation. Les organismes fouisseurs, de type *Myas*, participant à cette bioturbation se trouvent

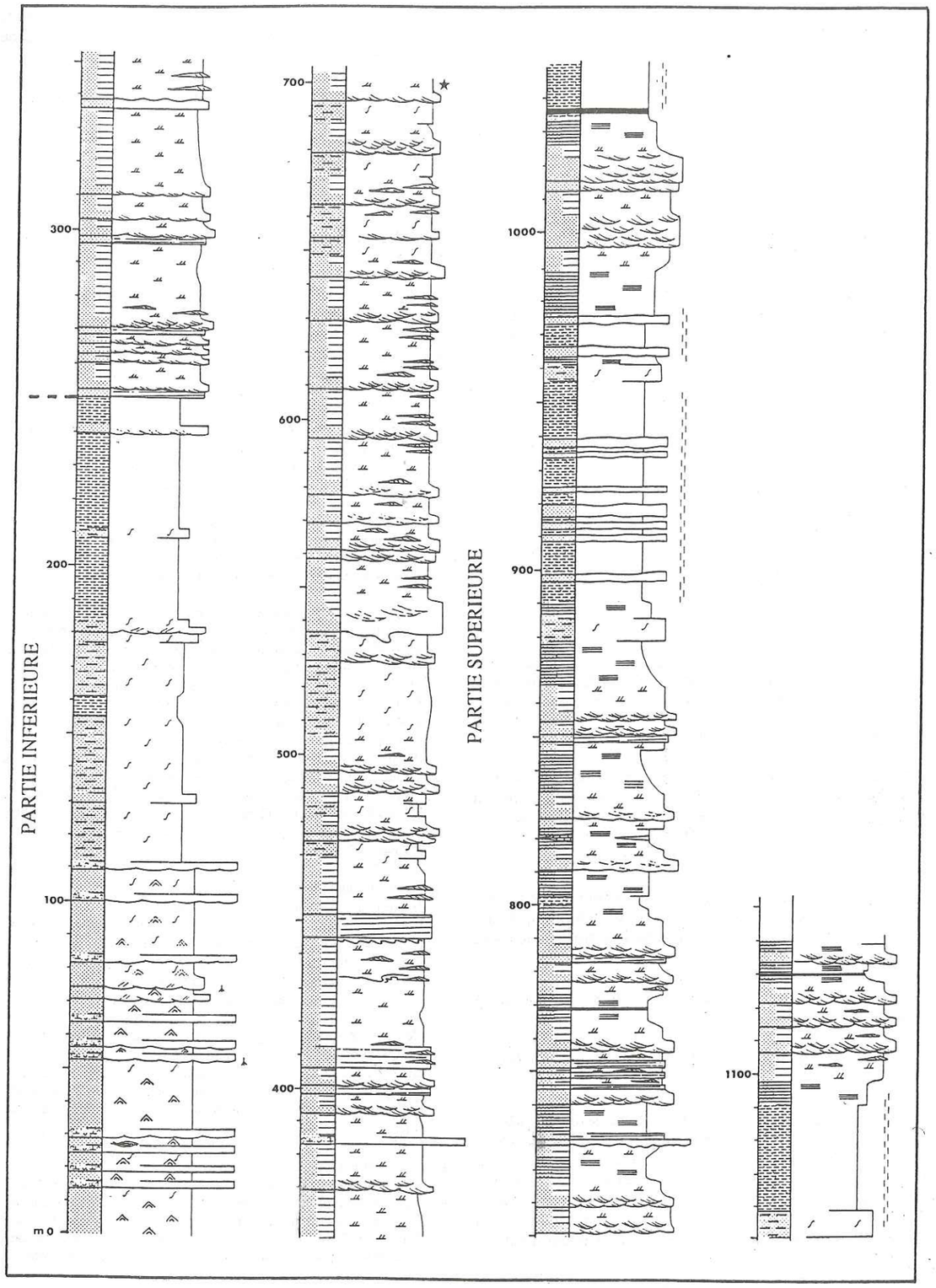


Fig. 64 - Coupe de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien. Voir légende Fig. 64bis. L'astérisque localise les dépôts analysés dans le paragraphe suivant et montrant un enregistrement des cycles tidaux

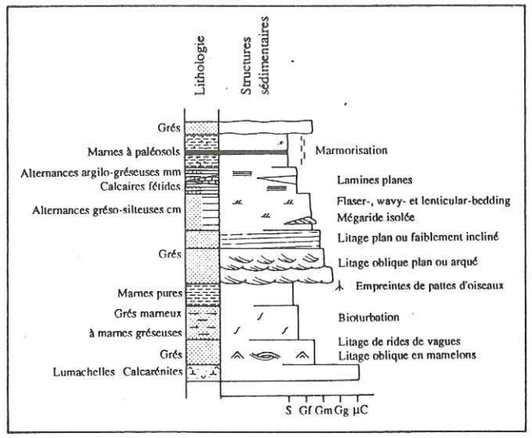


Fig. 64bis - Légende de la coupe du ravin de Saint-Symphorien

fréquemment en position de vie. Localement, la bioturbation est représentée par l'ichnoespèce *Diplocraterion parallelum*.

Le contenu faunistique de ces faciès suggére un milieu ouvert subtidal à intertidal inférieur. L'intensité de l'activité biologique indique une faible énergie de dépôt. Cependant, la présence de *Diplocraterion* révèle des processus de sédimentation discontinue probablement liés à l'action des vagues (**Fig. 65,** Ekdale *et al.*, 1984 ; Durand, 1985b).

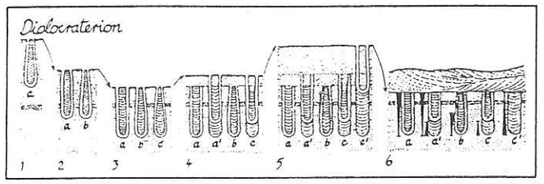


Fig. 65- L'ichnofaciès Diplocraterion parallelum. Ses différentes formes (6) répondent à une alternances de périodes de dépôt épisodique (4 &5) et d'érosion périodique (2 & 3) (Ekdale *et al.*, 1984)

Les marnes pures brunâtres :

Ce sont des marnes fines, très peu sableuses, de couleur brunâtre et ne montrant aucune structure sédimentaire. Elles présentent par endroit des passées très riches en fins bioclastes de petits lamellibranches. Ces marnes se caractérisent surtout par une microfaune abondante de foraminifères et d'ostracodes et par la présence d'écailles de poissons.

Dans une première approche, les caractères macroscopiques de ce faciès (couleur et macrofaune chétive) peuvent suggèrer un milieu de dépôt confiné de type lagunaire. Cependant, l'examen de la microfaune démontre que ces marnes appartiennent au contraire à un milieu plutôt ouvert. Les ornementations encore fréquentes sur les ostracodes, prouvent que les tests ont été très peu remaniés. L'association des foraminifères (*Lenticulina* sp.-dominant-, *Florilus* sp.-constant-, *Ammonia beccarii*-assez rare-, *Spiroplectammina* sp.-rare- et *Miliolidae*-rare-) indique un milieu peu profond de plateforme (com. écrite de A. Poignant et de P.-A. Dupeuble). L'association des ostracodes (*Cytheridea*, *Loxoconcha*, *Carinoralia*) apporte quant à elle plus d'indications et caractérise un milieu marin franc côtier avec une bathymétrie certainement voisine de 30-40m. Cette association est néanmoins très peu diversifiée et suggère une forte thermocline et/ou halocline conférant à ce faciès son aspect confiné (com. écrite de P. Carbonel). Allen *et al.* (1979) signalent une microfaune d'ostracodes également peu diversifiée par effet probable de la thermocline dans les vases actuelles du prodelta supérieur de Mahakam (Bornéo).

Les grés à litage oblique de grande taille

Il s'agit de grés moyens à grossiers, parfois bioclastiques (pectens, balanes) constituant de grandes barres d'épaisseur plurimétrique à pluridécamétrique à base souvent érosive et parfois chenalisante (**Pl.VIIb,c**). Le tri du matériel est généralement moyen et la matrice plus ou moins abondante. Ces barres sont construites par la superposition de corps progradants de taille métrique à plurimétrique qui génèrent du litage oblique plan ou arqué. Entre les faisceaux progradants qui peuvent avoir une forme sigmoïdale, s'intercalent des drapages argileux ou des passées à litage de rides de courant de type flaser bedding ou wavy-bedding. La surface supérieure de ces faisceaux montre localement un remaniement par de petites rides de courant progradant dans le sens inverse.

Comme l'indiquent la nature et la taille des litages obliques, ces barres gréseuses résultent de la migration de mégarides ou de vagues de sables (sand waves). La forme des faisceaux et l'existence de drapages argileux, de flaser bedding et de surfaces de remaniement comparables à des surfaces de réactivation sont très vraisemblablement liés à une origine tidale. Nous n'avons jamais observé de variations progressives de l'épaisseur des faisceaux progradants reflétant l'enregistrement du cycle semi-lunaire. Signalons cependant que Davis (1985) en décrit dans cette coupe. Compte-tenu de l'absence de critères d'une sédimentation en milieu intertidal tels ceux cités par Clifton (1983), comme les traces d'émersion ou, par exemple, des rides de vidange (**Fig. 66**) identiques à celles décrites par Homewood (1981) dans la molasse marine miocène suisse, nous attribuons le dépôt de ces grés à mégarides au domaine subtidal voire intertidal inférieur.

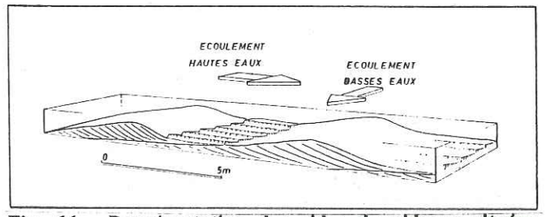


Fig. 66 - Représentation des rides de vidange situées entre les crêtes de mégarides. Ces rides de vidange se forment lors de l'écoulement en basse mer et indiquent un milieu intertidal (Homewood, 1981)

Les grés à litage plan ou très faiblement incliné

Ce sont des grés fins se caractérisant par un très bon tri du matériel et une matrice peu abondante. Ils se présentent en bancs décimétriques à pluridécimétriques et montrent de fines laminations planes ou très légèrement pentées. La base des bancs est nette mais n'est pas toujours érosive.

Les lamines planes ou peu inclinées ainsi que le bon tri du matériel suggérent une énergie de dépôt importante. Nous interprétons ces grés comme des épandages sableux de plage tels ceux décrits par exemple par Walker, 1979 ; Harms *et al.*, 1982 ; Reading, 1986 ; Hein, 1987.

Les alternances gréso-silteuses centimétriques

C'est un faciès essentiellement constitué par du litage de rides de courant de type flaser-, wavy- et lenticular-bedding **(Pl.VIId)**. L'étude des paléocourants au sein de ces alternances met en évidence leur caractère bidirectionnel.

En général, ce type de faciès est attribué à une dynamique tidale (Reineck et Wunderlich, 1968, Klein, 1970a). Comme nous le verrons, c'est dans ces alternances que l'enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale a été analysé. Elles font par conséquent l'objet d'une étude plus détaillée dans le paragraphe suivant. Nous les attribuons à une sédimentation en domaine subtidal supérieur à intertidal.

Les alternances argilo-gréseuses millimétriques

Il s'agit de dépôts à dominante argileuse montrant de minces lits gréseux plans **(Pl.VIIe)**. Ce faciès présente parfois un début de marmorisation.

Ces nouvelles alternances révèlent également un enregistrement des cycles tidaux que nous exposerons ultérieurement. Nous les interprétons comme des faciès de domaine intertidal moyen à supérieur.

Les marnes couleur lie-de-vin

Ce sont des marnes fines et marmorisées contenant localement une faune à hélix et hydrobies ainsi que des passées bioclastiques avec notamment des turritelles chétives. Ces marnes sont en général exemptes de litages. Cependant quelques lamines gréseuses très fines, analogues à celles décrites précedemment dans les alternances millimétriques, sont encore présentes, donnant lieu à toute une gamme de faciès intermédiaires entre ces dernières et les marnes rouges.

La faune et la couleur de ces marnes reflètent des conditions de dépôt en milieu confiné. Les passées bioclastiques suggèrent un environnement de vasière supratidale. Ces faciès sont attribués à une sédimentation de schorre.

Les grés jaunes

Ces grés, fins à moyens, se présentent en bancs pluridécimétriques à métriques. Les litages obliques y sont extrêmement rares. Ils montrent des teintes de marmorisation parfois bien développées ; ils sont totalement azoïques.

Ces barres gréseuses n'ont aucun caractère commun avec les grés à mégarides ou les grés à litage plan. La marmorisation et l'absence totale de faune tendent à prouver qu'il s'agit de dépôts continentaux. Nous les interprétons comme des grés de plaine alluviale.

A côté de ces dix faciès principaux, deux faciès accessoires ont été reconnus. Il s'agit de paléosols et de passées de calcaires fétides localisés au sein des alternances millimétriques ou des marnes couleur lie-de-vin..

2-1-2-Associations de faciès et interprétation paléogéographique

Ces différents faciès de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien s'associent de façon bien spécifique en formant des séquences de nature et d'épaisseur variables. L'évolution des faciès et de leurs associations le long de la coupe, permet de subdiviser la formation en deux parties : une partie inférieure de 0 à +250 m et une partie supérieure de +250 m à +1150 m.

a-La partie inférieure de la molasse marine

Les principaux faciès représentés dans cette première partie sont les calcarénites et les lumachelles, les grés feuilletés à rides de vagues et litage oblique en mamelons, les grés marneux et marnes gréseuses bioturbés, et les marnes brunâtres.

A la base, de 0 à +110 m, les calcarénites et lumachelles s'associent avec les grés feuilletés en définissant des séquences plurimétriques à décamétriques granodécroissantes. Fréquemment, les barres bioclastiques reposent sur des grés marneux au sein desquels les organismes fouisseurs peuvent être trouvés en position de vie **(Fig. 67)**. A partir de +110 m, les calcarénites et lumachelles disparaissent et l'activité biologique s'intensifie progressivement. Les marnes gréseuses bioturbées deviennent alors très vite dominantes. Quelques passées de grés bioturbés et bioclastiques s'y intercalent encore. A +180 m, le matériel détritique s'affine considérablement et les marnes brunâtres marquent le sommet de cette partie inférieure.

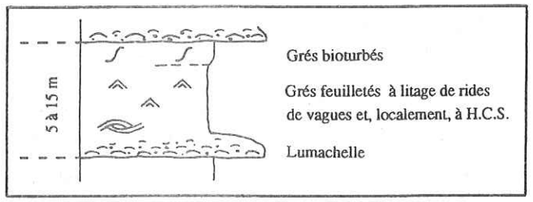


Fig. 67 - Schématisation des séquences granodécroissantes de la partie inférieure de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien

Les séquences granodécroissantes qui s'individualisent dans cette première partie de la coupe traduisent des arrivées brutales de matériel grossier et bioclastique sous l'influence de fortes tempêtes sur un substratum sableux soumis à une dynamique dominante de vagues, et de tempêtes occasionnelles. Ce type d'alternance de grés bioclastiques et de marnes bioturbées est bien documenté dans la littérature (Kreisa, 1981 ; Tunbridge, 1983 ; Ghibaudo, 1984 ; Seilacher, 1985 ; Faulkner, 1988). Les arrivées soudaines provoquent sans aucun doute une mortalité importante de la faune ambiante et expliquent la présence de nombreux organismes encore en position de vie à la base des séquences. Ce phénomène est évoqué par Seilacher (1982). Au fur et à mesure que l'on monte dans la série, l'appauvrissement en matériel bioclastique et l'intensification progressive de la bioturbation reflètent la perte d'énergie des agents de transport, les marnes brunâtres correspondant probablement à des conditions d'énergie minimum. Nous corrélons cette chute d'énergie à un approfondissement du milieu de dépôt **(Fig. 68)**.

A environ un kilomètre au Sud du ravin de Saint-Symphorien, à la ferme de Mens, une autre coupe de la molasse marine peut être analysée. La partie inférieure de la formation affleure dans de très bonnes conditions et l'enchaînement des faciès tel qu'il vient d'être décrit, apparaît parfaitement (Fig. 69). La bioturbation se développe très

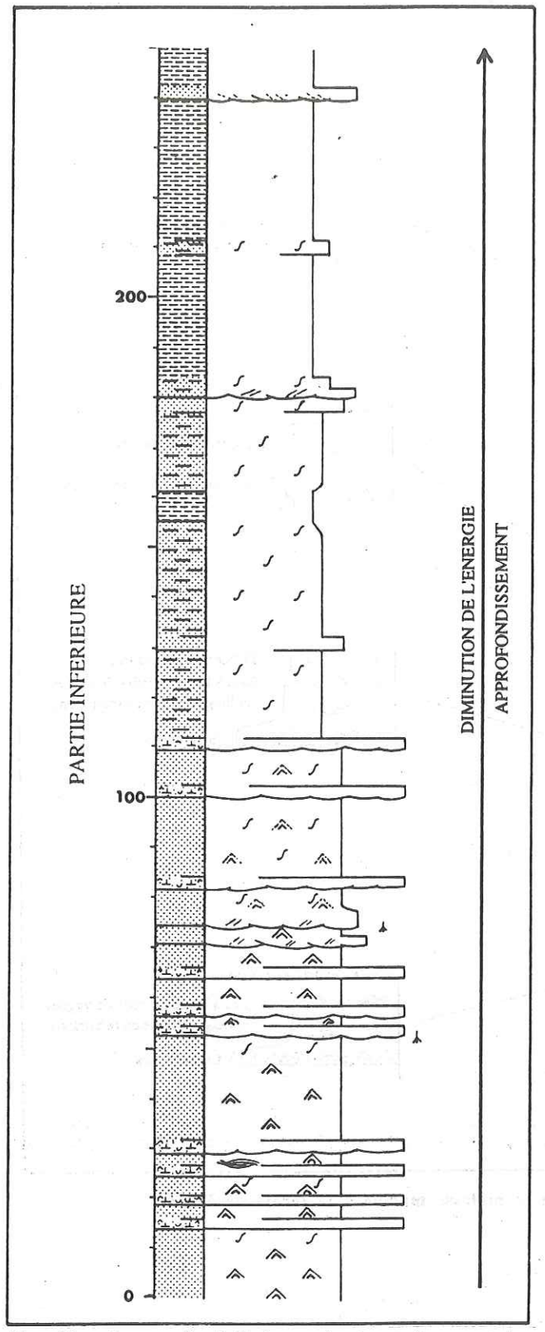


Fig. 68 - La partie inférieure de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien. L'évolution verticale des faciès (diminution du matériel bioclastique, apparition progressive de la bioturbation, affinement général du matériel détritique) reflète un approfondissement du milieu. Il s'agit d'une séquence transgressive (Voir légende Fig. 64bis)

progressivement et le matériel, qui s'appauvrit en bioclastes, s'affine peu à peu. A la base les épandages coquilliers sont particulièrement bien représentés. Les coquilles sont entières et toujours tournées concavité vers le bas. Kreisa et Bambach (1982) écrivent que lors des tempêtes, les coquilles sont peu transportées et que leur enfouissement rapide permet leur conservation. Ceci explique pourquoi elles sont souvent trouvées entières.

L'environnement sédimentaire de cette partie inférieure de la molasse marine est assimilé à une côte sableuse soumise esssentiellement à une dynamique de vagues et de tempêtes. Le milieu est d'abord intertidal (foreshore) puis évolue très rapidement vers le domaine subtidal (shoreface). Les marnes brunâtres se sont peut-être déposées au large (offshore supérieur) où les houles n'ont certainement plus grande incidence.

La base de la molasse marine constitue donc une grande séquence granodécroissante de 250 m d'épaisseur qui enregistre une élévation relative du niveau marin. Il s'agit par conséquent d'une séquence transgressive. Mais il est difficile de savoir, pour le moment, si l'origine de ce recul de la ligne de rivage est purement eustatique et correspond à la transgression majeure burdigalienne.

b-La partie supérieure de la molasse marine

Cette seconde partie de la formation marine est largement dominée par la présence des grés à grands litages obliques, des alternances gréso-silteuses centimétriques et argilo-gréseuses millimétriques. Les différentes formes d'enchaînement vertical de ces faciès le long de la coupe, définissent plusieurs types de séquences **(Fig. 70)**.

De +250 m à +470 m, se superposent des séquences granodécroissantes décamétriques à pluridécamétriques qui débutent par une barre gréseuse à mégarides passant vers le sommet aux alternances gréso-silteuses. Les alternances dominent largement par rapport aux faciès gréseux et montrent en général un affinement progressif avant que ne commence la séquence suivante. Les grés à litage plan ou faiblement incliné sont également représentés et se localisent souvent à la base des séquences ou bien au sein des faciès à alternances.

A partir de +470 m et jusqu'à +700 m, les mêmes séquences se succèdent mais les grés à grands litages obliques se développent aux dépens des alternances gréso-silteuses. Au sommet de ces séquences qui excèdent rarement 10 m, les alternances passent parfois à des passées de grés marneux bioturbés.

De +700 m à 890 m, les alternances argilo-gréseuses millimétriques apparaissent et occupent la partie sommitale des séquences granodécroissantes décrites précédemment. Il y a donc passage des grés à litages obliques aux alternances centimétriques puis aux alternances millimétriques, le terme ultime de cette évolution pouvant se marquer par la présence d'un paléosol ou, plus fréquemment, par des marnes couleur lie-de-vin attribuées à un dépôt de schorre. La puissance de ces séquences varie de 15 à 30 m. A de nombreuses reprises, une fois le stade du paléosol ou des marnes rouges atteint, on assiste à un retour progressif aux alternances millimétriques puis centimé-

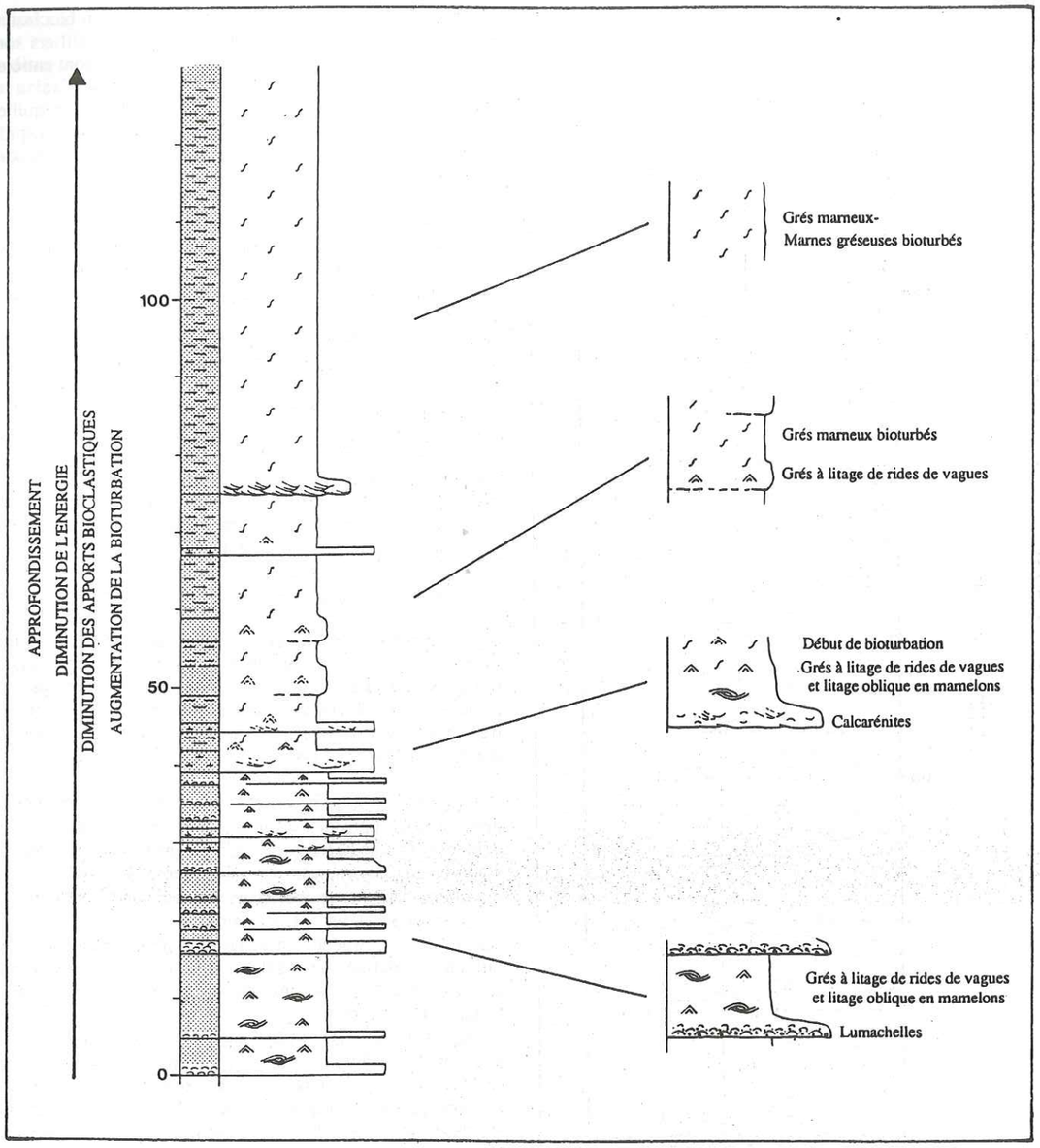


Fig. 69 - Coupe de la partie inférieure de la molasse marine à la ferme de Mens

triques passant à leur tour aux barres gréseuses. Il ne s'agit donc pas de séquences mais plutôt de cycles.

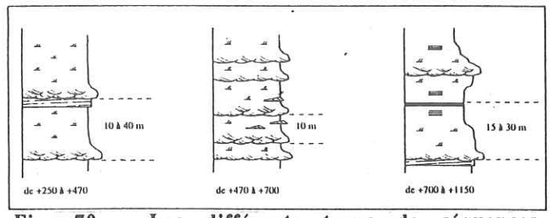


Fig. 70 - Les différents types de séquences granodécroissantes composant la partie supérieure de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien (voir légende Fig.64bis)

Entre +870 m et +980 m, les faciès franchement marins ont disparu et font place aux marnes marmorisées au sein desquelles s'intercalent les bancs de grés jaunes.

Enfin, le reste de la série, jusqu'à +1150 m, voit le retour des séquences granodécroissantes décrites entre +700 m et +870 m. A +1135 m, prend place la dernière barre gréseuse à litages obliques qui évolue très rapidement aux faciès de marnes lie-de-vin. Au-dessus de cette ultime séquence, il n'existe plus aucune manifestation marine et, avant l'arrivée massive des Conglomérats de Valensole, se succèdent 400 m de grés fluviatiles et d'argiles rouges à paléosols de plaine d'inondation marquant la continentalisation définitive du bassin.

Alors que la partie inférieure de la molasse marine est largement dominée par une dynamique de houles et de tempêtes, dans cette seconde partie, le matériel est exclusivement remanié par des courants de marée. Cette nouvelle dynamique de dépôt se traduit par une succession de séquences granodécroissantes montrant une nette évolution au cours de la série.

Dans un premier temps, elles débutent par des grés attribués à une sédimentation en domaine subtidal puis passent aux alternances gréso-silteuses appartenant en grande partie au milieu intertidal inférieur à moyen.

Dans un deuxième temps, au-dessus de +700 m, ces séquences évoluent jusqu'aux alternances millimétriques du domaine intertidal supérieur et, pour les plus complètes, jusqu'aux dépôts de schorre.

Nous interprétons ces séquences comme étant le résultat de migrations de chenaux tidaux de type estuarien dans un environnement deltaïque venant prograder sur des sédiments fins représentés par les marnes brunâtres. Les grés à grands litages obliques correspondent aux dépôts à l'intérieur ou à proximité des chenaux (sand flat) tandis que les alternances gréso-silteuses se rapportent à la sédimentation des estrans interchenaux subtidaux supérieurs à intertidaux moyens. Les alternances millimétriques et les marnes rouges représentent quant à elles la partie intertidale supérieure et supratidale de ces estrans. Ces séquences granodécroissantes correspondent à la progradation d'une côte soumise à une dynamique tidale. Elles ont été largement analysées dans les environnements actuels et anciens (Klein, 1970a ; Johnson, 1975 ; Rizzini, 1975 ; Thompson, 1975 ; Moore, 1979 ; Eriksson, 1977 ; Nio *et al.*, 1980 ; Plint, 1983 ; Mutti *et al.*, 1985 ; Féniès *et al.*, 1986 ; Gayet *et al.*, 1986 ; Terwindt, 1988 ; Rahmani, 1988 ; Clifton *et al.*, 1989 ; Dalrymple et Zaitlin, 1989). Les séquences les plus complètes attestent donc que le milieu de dépôt évolue jusqu'au domaine supratidal voire continental, alors que les premières traduisent une évolution qui ne dépasse pas le domaine intertidal moyen. Nous en déduisons qu'au cours de cette seconde partie de la molasse marine, l'environnement passe d'une milieu deltaïque externe à un milieu deltaïque interne dont le comblement progressif conduit à la progradation des Conglomérats fluviatiles de Valensole (**Fig. 71**).

La paléogéographie envisagée pour cette partie supérieure de la molasse marine est donc celle d'un delta sillonné par de nombreux chenaux de marée qui migrent constamment et qui engendrent une succession de séquences tidales de comblement. Peu à peu le système deltaïque se comble et aboutit à un environnement de plaine d'inondation. Cette seconde partie, qui correspond globalement à une grande séquence granodécroissante, enregistre par conséquent une chute relative du niveau marin. Il s'agit d'une séquence régressive.

c-Analyse des paléocourants

Menée par Sophie Violette dans le cadre d'un mémoire de maitrise de l'université de Caen, l'analyse des paléocourants tout le long de la série apporte de très précieuses indications et corrobore tout à fait nos premières interprétations paléogéographiques.

Les mesures ont été effectuées principalement sur les litages obliques de grandes tailles dans les barres gréseuses et, lorsqu'ils existaient, dans les calcarénites. Le procédé utilisé pour la reconstitution des paléocourants à partir de ces structures sédimentaires est inspiré de la méthode de Durand et Noblet (1986) et il est explicité dans la **figure 72**. Dans le litage oblique plan, après une remise à l'horizontal du plan de stratification générale, les pendages des faisceaux progradants indiquent directement le sens de transport. En revanche, dans le litage oblique arqué, les plans inclinés qui sont mesurés, convergent vers l'axe de la forme en auge. Dans ce cas, c'est cet axe et son pendage qui correspondent au sens des courants.

Bien que dans le détail, un large éventail de sens soit représenté, deux directions principales de courants se dégagent globalement de cette étude : NW-SE et NE-SW (**Fig. 73**). Cette dernière direction correspond à celle de la ligne de rivage présumée. La première, NW-SE, est quant à elle parallèle à l'axe du système deltaïque. Dans la partie inférieure de la molasse, dominée par les vagues et les tempêtes, la direction NE-SW domine. Les courants sont alors essentiellement parallèles à la côte. Par contre, dans la deuxième partie, sous influence exclusivement tidale, les deux directions sont représentées et révèlent des évolutions très intéressantes (**Fig. 74**). Au début, seuls les courants de sens NE, NW et SW sont exprimés. Puis en progressant dans la série, les courants de sens SE apparaissent et s'affirment. Les trois autres persistent. Dans les derniers 300 m, ces courants de sens SE deviennent largement dominants. Cette évolution traduit le passage du domaine externe, où agissent essentiellement le flot et les courants

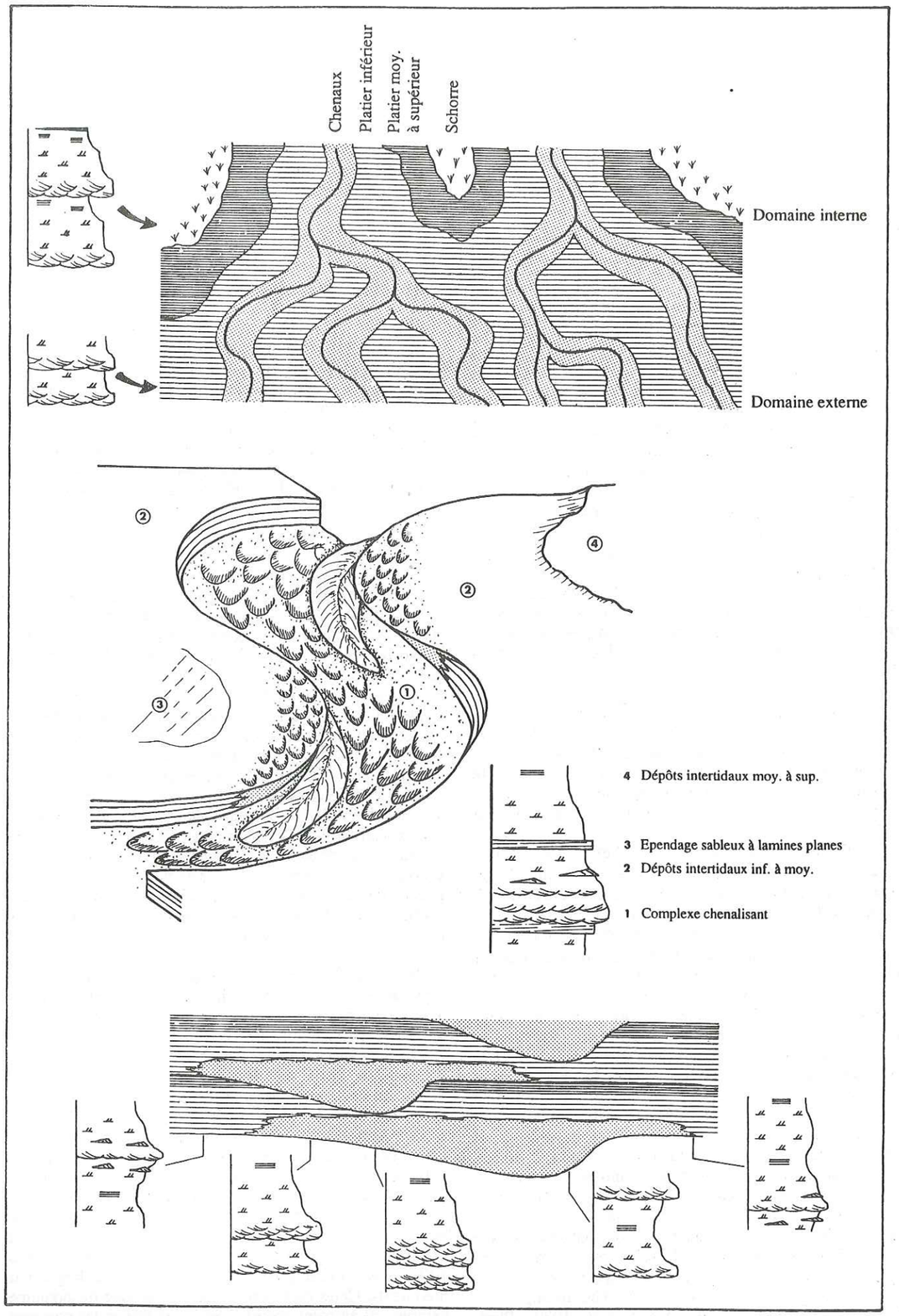
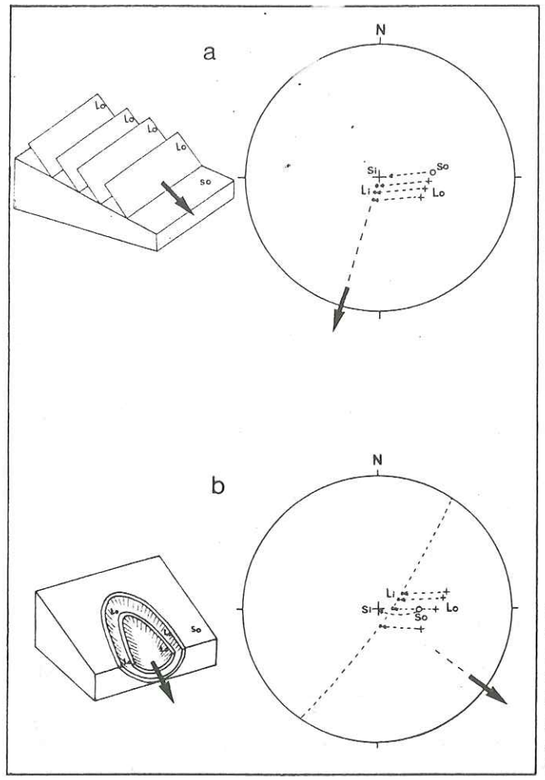


Fig. 71 - Interprétation et essai de positionnement dans un environnement deltaïque (de type estuarien) des différentes séquences de la partie supérieure de la molasse marine de Saint-Symphorien



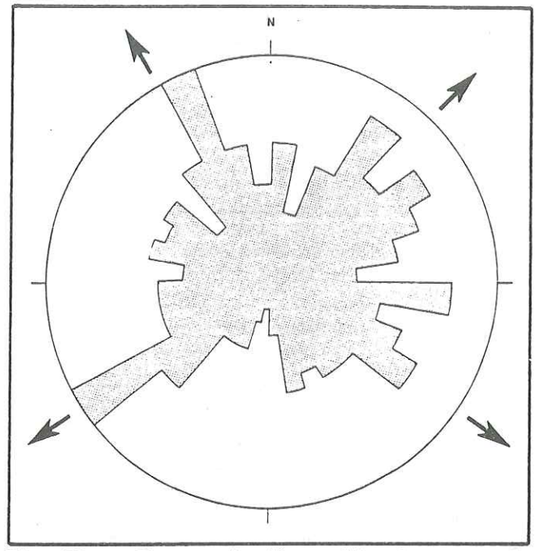


Fig. 73 - Rosace de l'ensemble des sens de paléocourants dans la molasse marine du ravin de Saint-Symphorien

Fig. 72 - Méthode utilisée pour la reconstitution des sens de paléocourants dans la molasse marine du ravin de Saint-Symphorien. (a), dans le litage oblique plan ; (b), dans le litage oblique arqué (d'après Durand et Noblet, 1986). La flèche indique le sens de transport. S0, plan de stratification générale mesuré ; L0, plan de litage oblique mesuré ; Si, plan de stratification générale initial ; Li, plan de litage oblique initial. (canevas de Wulff, hémisphère supérieur)

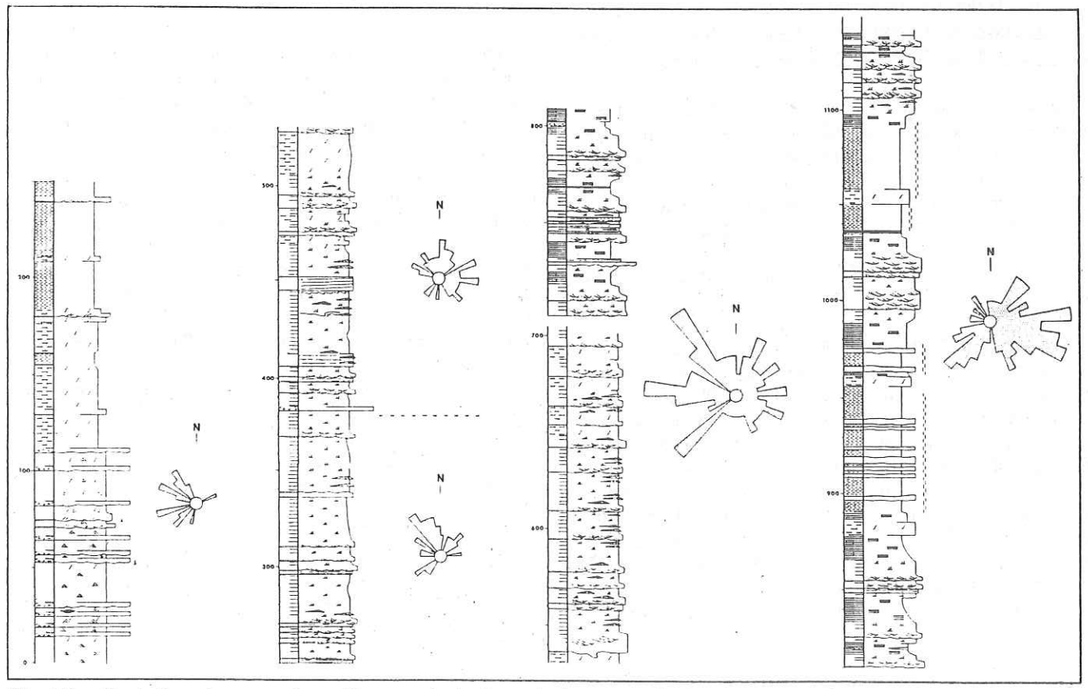


Fig. 74 - Evolution des sens de paléocourants le long de la coupe de la molasse marine dans le ravin de saint-Symphorien

littoraux parallèles à la côte, au domaine interne au niveau duquel le courant de jusant est renforcé par les premières influences fluviatiles, et domine.
Si cette vue d'ensemble des paléocourants traduit parfaitement l'évolution progradante d'un système deltaïque, dans le détail leur interprétation est beaucoup plus délicate. En effet, on s'est aperçu que les barres gréseuses à grands litages obliques ont été édifiées par des courants de sens très variables. Les quatre sens NW, NE, SW et SE sont possibles au sein d'une même barre sans logique apparente. Cette diversité traduit la complexité d'un environnement deltaïque, où les chenaux, au tracé souvent méandriforme et qui définissent une dynamique de type estuarienne, migrent en formant des barres d'accrétion latérale, des barres tidales parallèles à leur lit ou, éventuellement, des barres d'embouchure (Nio *et al.*, 1980; Mutti *et al.*, 1985 ; Féniès *et al.*, 1986).

2-1-3-Conclusion à l'étude de la coupe du ravin de Saint-Symphorien

L'étude sédimentologique de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien met en évidence deux étapes de dépôt :

-une première étape qui correspond à la sédimentation sur une côte sableuse dominée par un dynamique de vagues et de tempêtes. Cette étape voit le passage d'un domaine intertidal à un domaine subtidal voire au large, et enregistre une élévation relative du niveau marin. Il s'agit de la phase transgressive de la molasse marine.

-une deuxième étape dont la dynamique de dépôt est essentiellement dominée par les courants de marée. L'environnement est alors celui d'un grand système deltaïque qui se comble peu à peu et annonce la progradation d'un distributaire dont les Conglomérats de Valensole représentent la dernière phase du comblement fluviatile. Cette seconde étape qui aboutit à la continentalisation du bassin, constitue la phase régressive de la molasse marine.

Le passage entre ces deux étapes de dépôt de la molasse marine ne se traduit pas par une limite franche. Il n'y a pas de discontinuité apparente entre la partie inférieure et la partie supérieure. Néanmoins ce passage s'opère par un bouleversement radical de la dynamique sédimentaire que l'on essayera d'analyser dans la suite de notre exposé.

2-2- Au centre, la coupe du ravin de Bramefan-Mauduech

Dans le ravin de Bramefan-Mauduech, secteur central de la bordure nord du bassin, la molasse marine atteint sa puissance maximum qui est d'environ 1500 m. Les 700 premiers mètres de la série affleurent en position renversée dans le ravin de Bramefan tandis que le reste de la formation, après une série de replis à la base de ce même ravin, se poursuit en position normale dans celui du Mauduech. Ces deux ravins sont situés de part et d'autre de la route départementale 117, à quelques kilomètres au Nord de Thoard (carte I.G.N. de Thoard à 1/25 000). Dans le haut du ravin de Bramefan, l'Oligocène continental passe en continuité à la molasse marine. Le passage à la Molasse jaune, au sommet du ravin du Mauduech, est quant à lui progressif.

C'est à partir de cette coupe que Beaudoin et Gigot (1970) ont défini les principales caractéristiques sédimentologiques de la molasse marine et l'ont subdivisée en quatre membres environnementaux en fonction de ses principaux faciès et de sa morphologie. Nous nous limiterons pour cette coupe à reprendre les descriptions de ces auteurs, les complétant par nos observations personnelles.

2-2-1-Description des quatre membres et interprétation paléogéographique (Fig. 75)

La lithologie contrastée des différents membres marque la morphologie du paysage et permet ainsi de les distinguer aisément (carte I.G.N. de Thoard à 1/25 000). Le membre 1, d'aspect massif, débute au niveau de la ligne de crête joignant le col de l'Hysope à la Roche des Brigands et se termine à environ 100 m sous le point coté 987. Le membre 2 qui lui fait suite, accuse une morphologie beaucoup plus molle et s'étend jusqu'à la Barre, à l'Ouest des Brigands. Le membre 3, à nouveau massif, s'achève approximativement à l'Ouest du point coté 962. Enfin, le membre 4, affecté par de nombreux replis et cisaillements, occupe tout le reste du ravin de Bramefan et la partie inférieure du ravin de Mauduech. Témoignant de l'activité tectonique synsédimentaire permanente de cette bordure septentrionale du bassin de Digne, des variations latérales d'épaisseur importantes affectent ces quatre membres de la molasse marine aboutissant même, pour les deux derniers, à leur disparition totale (Gigot *et al.*, 1975 ; Gigot *in* Haccard *et al.*, 1989). Le membre 3 s'amincit très rapidement vers l'Est. Au col d'Ainac, il a disparu. Le membre 4 s'amenuise encore plus vite et n'existe déjà plus à la hauteur d'Auribeau, à 2 km à l'Est du ravin de Bramefan **(Fig. 76)**.

Membre 1 : Epais d'environ 250 m, ce premier membre de la molasse marine est dominé par la présence de calcarénites et de lumachelles insérées dans de grandes barres de grés moyens à grossiers montrant des passées conglomératiques. Des dépôts gréseux plus fins se caractérisent par du litage de rides de vagues et du litage oblique en mamelons. Le contenu bioclastique des calcarénites et lumachelles est essentiellement représenté par des pectinidés et des balanes. Les passées conglomératiques ne sont jamais massives et puissantes, et présentent toujours une extension latérale très limitée. Leur base ne montre pas de caractère érosif. Les galets sont arrondis, hétérométriques, d'origine subalpine (calcaires jurassiques et crétacés, Nummulitique) ou d'origine interne (Flysch à Helmintoïdes, radiolarites, roches éruptives). A la base de ce membre, quelques surfaces de bancs gréseux présentent des empreintes de pattes d'oiseaux. La bioturbation est dans l'ensemble peu développée. Enfin, de nombreux slumps s'observent au sein des grés à litage de rides de vagues ou à litage oblique en mamelons.

La fréquence des rides de vagues et du litage oblique en mamelons atteste d'une dynamique de dépôt dominée par les houles et les tempêtes dans un milieu très peu profond. L'environnement est *a priori* similaire à celui décrit dans la

première partie du ravin de Saint-Symphorien. Mais comme en témoignent les grés grossiers à passées conglomératiques, les apports détritiques apparaissent ici immédiatement plus importants. Du matériel grossier parvient épisodiquement dans le bassin et se trouve remanié dans un environnement hautement énergétique de houles et de tempêtes. Il faut envisager par conséquent la proximité d'une zone d'apports alimentant le bassin en matériel grossier. Ces apports ont deux origines ; une subalpine qui résulte du démantèlement de la bordure tectoniquement active, et une interne qui tend à supposer l'existence proximale d'appareils distributaires de type deltaïque provenant des zones alpines et aboutissant directement dans le golfe de Digne.

Membre 2 : Ce second membre, d'une puissance d'environ 150 m, est très largement dominé par des marnes plus ou moins sableuses et entièrement bioturbées. De nombreux organismes fouisseurs sont encore en position de vie. Aucune structure sédimentaire mécanique n'y est observable. Au sein de ces marnes, s'intercalent rythmiquement des barres pluridécimétriques à métriques de grés grossiers et très bioclastiques, voire lumachelliques, à pectens et balanes. Ces barres évoluent progressivement par granodécroissance à des grés marneux qui passent à leur tour aux marnes bioturbées. Le passage du membre 1 au membre 2 est assez rapide mais progressif.

L'intensité de l'activité biologique témoigne d'un affaiblissement de l'énergie par rapport au membre 1 lié probablement à un approfondissement du milieu. Les alternances de grés bioclastiques et de marnes bioturbées qui définissent des séquences granodécroissantes, rappellent fortement celles déjà observées dans la partie inférieure de la molasse marine à Saint-Symphorien. Nous attribuons ces dépôts à une sédimentation en domaine subtidal, de faible énergie, et dans lequel la persistance de quelques fortes tempêtes provoque des épandages de matériel coquillier.

Membre 3 : Les marnes bioturbées disparaissent et font place dans ce 3ème membre à 300 m de dépôts à dominante gréseuse. Ces dépôts s'organisent en barres gréseuses décamétriques à pluridécamétriques alternant avec des faciès gréso-silteux à litage de rides de courant (flaser-, wavy- et lenticular-bedding). Les barres, généralement à base érosive et parfois chenalisante, sont édifiées par des corps progradants de type mégarides ou vagues de sable. La bioturbation est peu développée. Le passage entre le membre 2 et ce membre 3 est rapide mais progressif.

Les différents faciès et les diverses structures sédimentaires que dévoile ce membre 3 mettent en évidence une dynamique de dépôt presque exclusivement tidale. Comme nous le détaillerons par la suite, les faciès gréso-silteux à litage de rides de courant révèlent de spectaculaires enregistrements des cycles tidaux. Aucune séquence de comblement tidale comme celles de Saint-Symphorien, ne se dégage vraiment dans ce 3ème membre. Néanmoins, on assiste à une alternance de dépôts gréseux à mégarides et de dépôts gréso-silteux à litage de rides de courant correspondant à des faciès de platier subtidal à intertidal sableux (tidal sand flat) et sablo-argileux (mixed tidal flat). Mais contrairement à la molasse tidale de Saint-Symphorien, les formes typiquement chenalisantes sont rares. D'autre part, l'analyse des paléocourants dans ces faciès révèle une direction unique E-W. Ces différentes caractéristiques laissent supposer qu'il n'existe pas, dans ce secteur central de la bordure du bassin, un grand distributaire deltaïque. La répartition du matériel détritique résulte essentiellement d'un remaniement en domaine subtidal à intertidal sous l'influence de courants parallèles à la côte.

Membre 4 : Ce dernier membre de la molasse marine, épais d'environ 800 m, se marque par un affinement très net du matériel. Les dépôts sont à dominante marneuse. Quelques barres gréseuses à mégarides et passées gréso-silteuses persistent néanmoins quasiment jusqu'à la fin. Les faciès marneux montrent fréquemment de très minces lits gréseux. Ces fines alternances sont tout à fait comparables aux alternances millimétriques décrites dans le ravin de Saint-Symphorien. Rapidement, des teintes lie-de-vin apparaissent et des calcaires fétides, des paléosols et du gypse s'observent au sein des marnes. Dans la partie supérieure du ravin du Mauduech, alors que la teinte rouge est générale et que les premiers chenaux conglomératiques de la Molasse jaune prennent place, deux barres gréseuses s'installent dans les marnes. Ces barres sont constituées par de grands faisceaux, progradant vers l'Est **(Pl.VIIf)**. A l'intérieur, l'essentiel des structures sédimentaires est représenté par de fines laminations planes ou peu inclinées, par des rides de vagues, rares, et par du litage concave et convexe faiblement penté évoquant du litage oblique en mamelons (?). La première barre repose directement sur les marnes rouges et passe progressivement à des alternances gréso-silteuses qui s'affinent rapidement et aboutissent à des dépôts marneux de schorre sur lesquels repose la deuxième barre. La base des deux barres se marque par la présence d'huitres disposées en nid.

L'ensemble de ces faciès du membre 4 témoigne du confinement de l'environnement. La continentalisation du bassin est annoncée dès la base par les dépôts marneux à alternances millimétriques qui enregistrent, comme nous le verrons, des cycles tidaux dont les caractéristiques témoignent d'une sédimentation en domaine intertidal supérieur à supratidal. L'apparition rapide du gypse, des calcaires fétides, des paléosols et des teintes rouges confirme cette tendance. La récurrence de passées gréseuses à mégarides indique néanmoins des manifestations encore franchement marines. Finalement, les marnes rouges au sommet du ravin du Mauduech sont interprétées comme des dépôts de plaine d'inondation. Les dernières ingressions marines se traduisent par l'installation des deux barres progradantes vers l'Est. Les structures sédimentaires qu'elles contiennent reflètent une énergie de mise en place importante. Il est possible qu'elles correspondent à des phénomènes de débordement (crevase splay ou washover ?) sous l'action d'ultimes tempêtes ou de crues.

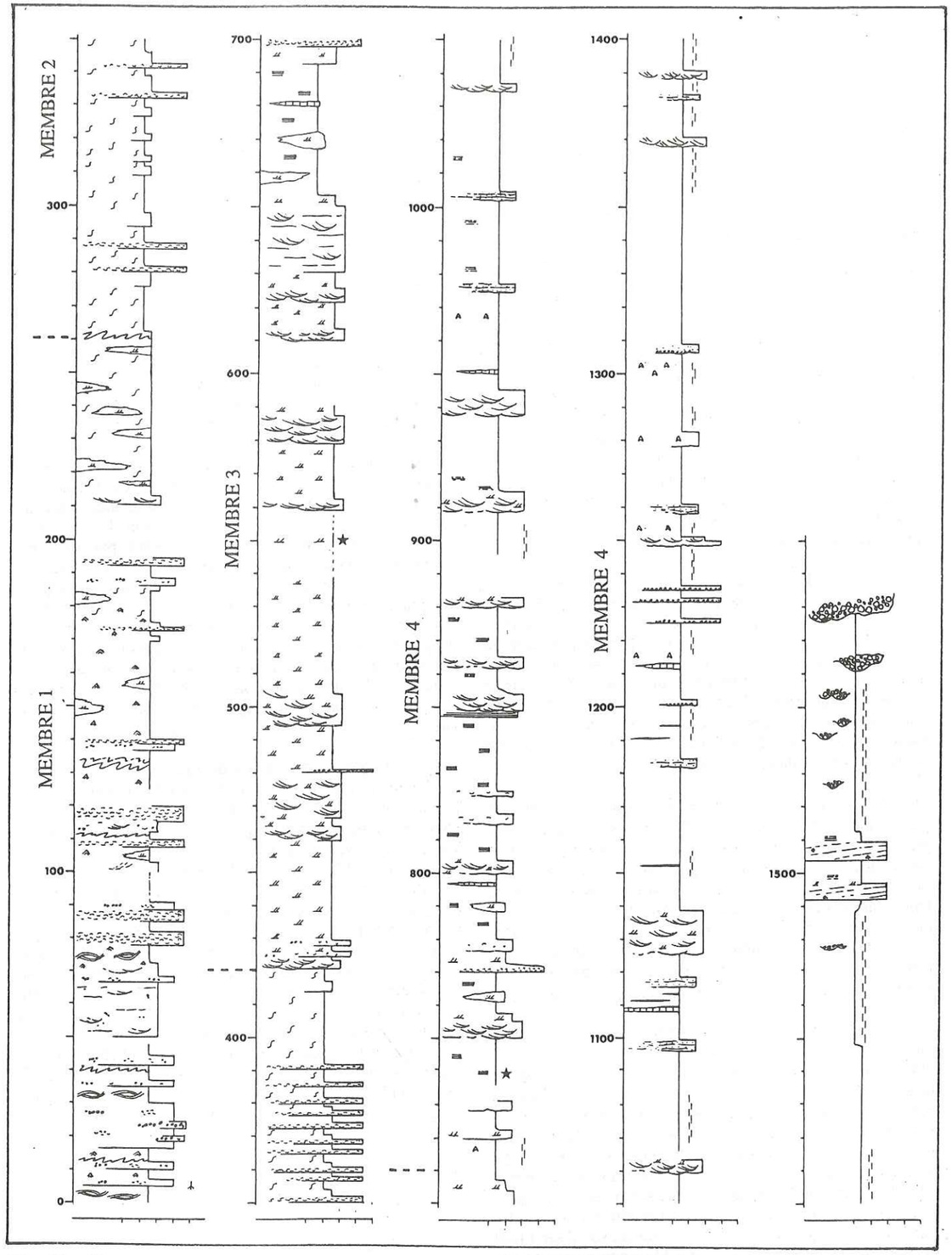


Fig. 75 - Coupe de la molasse marine dans le ravin de Bramefan-Mauduech. Voir légende Fig. 75bis. Les astérisques localisent les dépôts étudiés dans le paragraphe suivant et montrant un enregistrement des cycles tidaux.

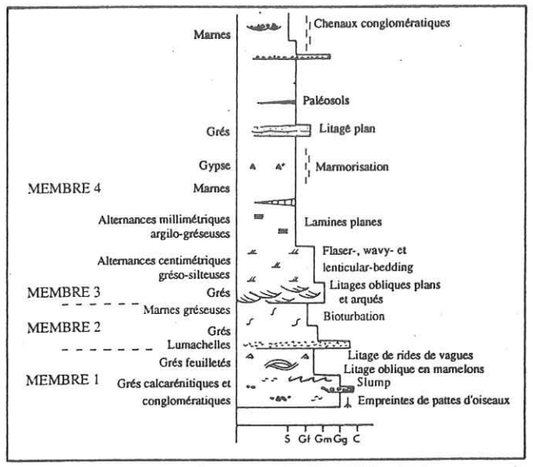


Fig. 75bis - Légende de la coupe du ravin de Bramefan-Mauduech

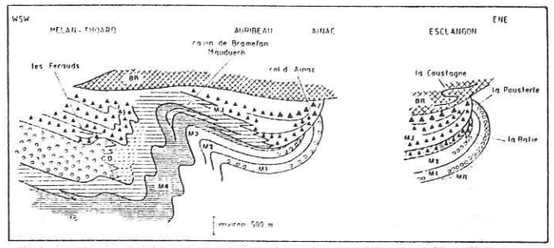


Fig. 76 - Schématisation des variations d'épaisseurs des différents membres de la molasse marine entre le ravin de Bramefan-Mauduech et Esclangon. Le membre 3 disparaît à la hauteur du col d'Ainac et le membre 4 n'existe plus au niveau d'Auribeau (d'après Gigot in Haccard et al., 1989b). MR, Molasse rouge ; M1, M2, M3, M4, les quatre membres de la molasse marine ; MJ, molasse jaune ; CD, conglomérats de Valensole d'origine durancienne ; BR, "bassin résiduel"

2-2-2-Conclusion à l'étude de la coupe du ravin de Bramefan-Mauduech

La molasse marine du ravin de Bramefan-Mauduech montre, comme dans le ravin de Saint-Symphorien, une évolution sédimentaire transgressive puis régressive. Les membres 1 et 2 qui se caractérisent par une dynamique de houles, se marquent par le passage du milieu intertidal au domaine subtidal voire au large. Ce passage se traduit par une diminution d'énergie des agents de transport et par l'intensification de l'activité biologique. Les membres 1 et 2 constituent la phase transgressive de la molasse marine. Les dépôts du membre 3 et de la base du membre 4 indiquent une dynamique dominée par les courants de marée. Leur enchaînement traduit une évolution du domaine subtidal au domaine supratidal, le sommet du membre 4 étant attribué à une sédimentation continentale. Il s'agit de la phase régressive de la molasse marine.

A nouveau, on assiste à un changement de dynamique entre l'étape transgressive dominée par les vagues et les tempêtes et l'étape régressive presque exclusivement tidale. Le membre 1, très riche en conglomérats d'origine interne, atteste de la proximité d'appareils deltaïques qui semblent ne plus avoir une grande incidence à l'Ouest du bassin. D'autre part, l'organisation des dépôts tidaux des membres 3 et 4 ne témoigne pas ici, contrairement à Saint-Symphorien, de la présence d'un distributaire deltaïque conditionnant la répartition des dépôts. Tout au long de la coupe, les paléocourants sont de direction principale E-W et indiquent des transits sédimentaires essentiellement parallèles à la côte.

2-3- A l'Est, la coupe d'Esclangon (**Fig. 77**)

La coupe d'Esclangon, située à une quinzaine de kilomètres au Nord de Digne (carte IGN de Thoard à 1/25 000), constitue l'affleurement le plus oriental de la molasse marine sur la bordure nord du bassin de Digne. La formation atteint ici une épaisseur d'environ 600 m et se subdivise en deux parties nettement distinctes dans la morphologie de par leur contraste lithologique (**Pl.Vb,c**) :

-une partie inférieure gréso-conglomératique de 300 m de puissance, exposée le long de la route départementale 900A en rive gauche du Bès. La molasse marine fait suite en continuité à la molasse dite intermédiaire, présumée oligocène, à 130 m au Sud du ravin du Vèze.

-une partie supérieure, d'épaisseur comparable, à dominante marneuse et qui occupe le coeur du "Vélodrome". Plusieurs coupes continues peuvent être effectuées dans cette seconde moitié de la molasse marine. La plus accessible part du ravin de l'Ubac des Gardes, rejoint le point coté 936 et se termine au point 1088 au niveau duquel apparaissent les premiers termes conglomératiques de la Molasse jaune.

Les faciès de ces deux parties étant très comparables à ceux des membres 1 et 2 de la molasse marine décrite dans le ravin de Bramefan, nous garderons cette terminologie.

2-3-1- Le membre 1: description des faciès et interprétation paléogéographique

a-Les principaux faciès et leur interprétation (**Fig. 77bis**)

Les grés feuilletés

Il s'agit de grés fins à moyens assez bien triés. Leur litage est essentiellement de rides de vagues (**Pl.VIe**) mais quelques passées isolées montrent des rides de courant. Ils se caractérisent par la présence de fentes de dessiccation et d'empreintes de pattes d'oiseaux (**Pl.VIa**) et de gouttes de pluie.

Ce faciès est attribué à une sédimentation sableuse dans un milieu intertidal supérieur soumis à l'action dominante des vagues.

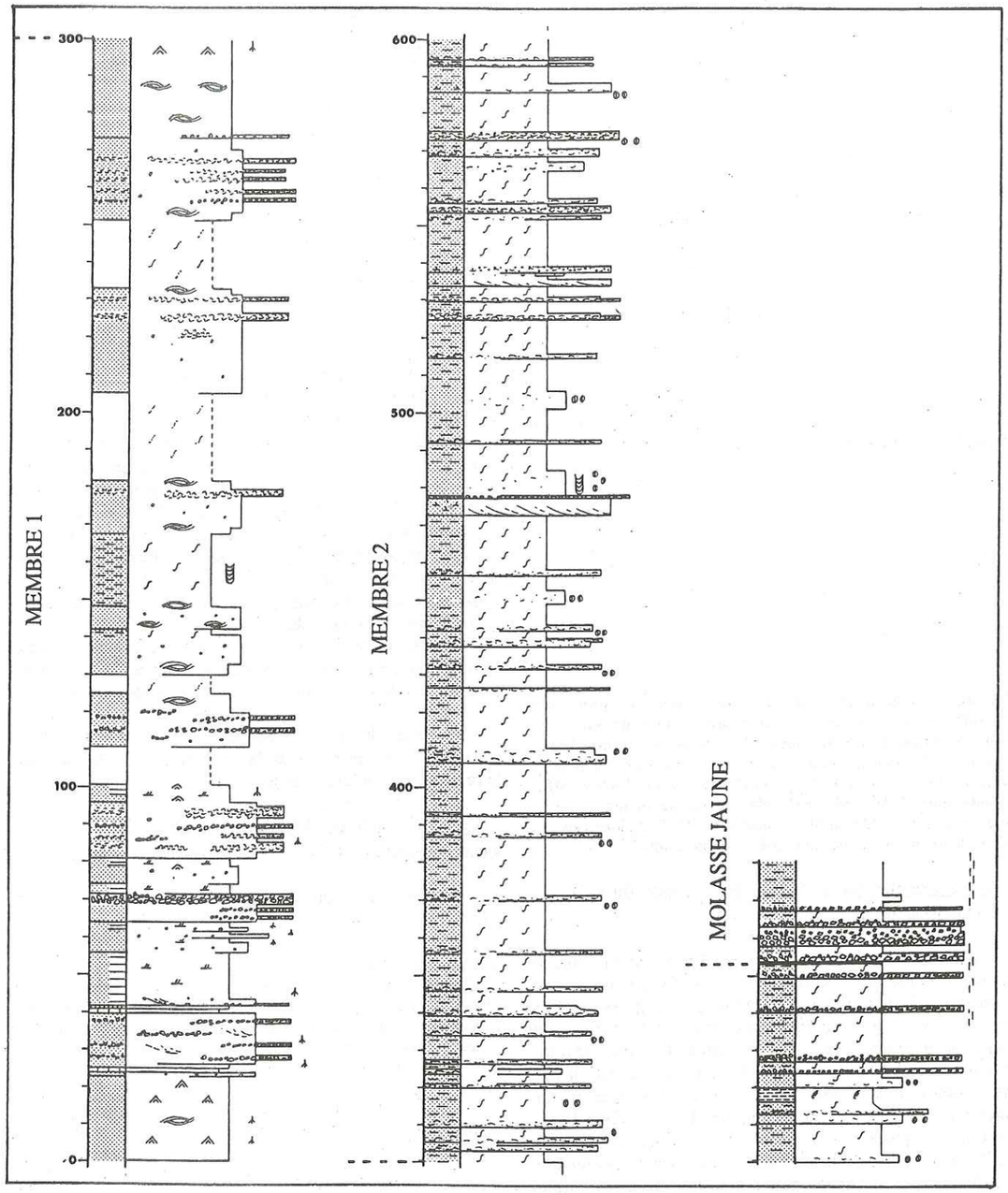


Fig. 77 - Coupe de la molasse marine à Esclangon (Vallée du Bès et "Vélodrome"). Voir légende Fig. 77bis

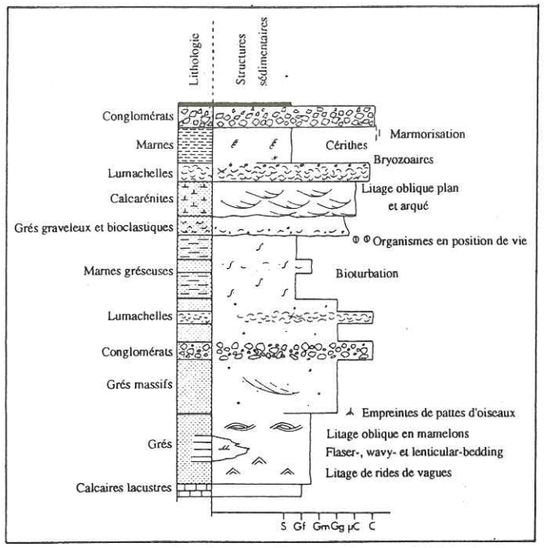


Fig. 77bis - Légende de la coupe d'Esclangon

Les grés à litage oblique en mamelons

Ce sont des grés fins à moyens bien triés qui présentent un litage interne concave et convexe peu incliné rappelant typiquement le litage oblique en mamelons (**Pl.VId**). Ces structures sont d'amplitude métrique à pluricentimétrique. Quelques surfaces de bancs montrent également des empreintes de pattes d'oiseaux. Parfois ce litage oblique est substitué par du litage plan. Localement, ces grés passent latéralement aux grés feuilletés à litage de rides de vagues.

Les litages obliques en mamelons indiquent que ces grés se sont mis en place sous l'action de tempêtes, dans un milieu, comme en témoignent les empreintes de pattes d'oiseaux, qui est demeuré intertidal supérieur.

Les grés massifs

Ces grés, moyens à grossiers, voire graveleux, constituent de grandes barres massives d'épaisseur plurimétrique à pluridécamétrique (**Pl.VIb**). Le tri du matériel est très moyen. Ces grés ne montrent en général aucun litage à l'exception de rares faisceaux arqués isolés et soulignés par des intraclastes argileux. Localement, des interbancs argileux au sein de ces barres moulent des empreintes de pattes d'oiseaux.

L'absence quasi totale de litage oblique, l'aspect massif et la granulométrie grossière du matériel suggèrent un mode de transport par écoulement gravitaire. Le dépôt se fait dans un milieu toujours très peu profond.

Les conglomérats

Ils constituent des passées peu épaisses, de quelques centimètres à 2 m, au sein des grés massifs. Leur base est bien définie mais jamais érosive et leur extension latérale est très limitée. Les galets, arrondis et hétérométriques, sont d'origine subalpine et surtout interne. Ils ne présentent aucune imbrication ou orientation préférentielle, ni granoclassement. Seul un litage grossièrement plan est parfois discernable. La matrice, gréseuse, est souvent abondante.
Ces conglomérats, sans structuration précise, s'insèrent dans les grés massifs et il est possible que leur mode de mise en place soit en partie comparable. Ils n'ont pas les caractères typiques des conglomérats de plages tels qu'une grande extension latérale ou une imbrication des galets (Bourgeois et Leithold, 1984, Crumeyrolle, 1987). Néanmoins, nous sommes tentés de les interpréter pour la plupart comme des cordons de galets vraisemblablement remaniés sous l'influence de tempêtes.

Les lumachelles

Elles se localisent également au sein des grés massifs. Leur contenu bioclastique est essentiellement constitué par des pectinidés et des balanes. Comme les conglomérats, leur extension latérale est limitée et leur base non érosive. Les coquilles n'ont pas d'organisation particulière.

Nous interprétons ces lumachelles comme des cordons coquilliers probablement mis en place sous l'action de forts courants (tempêtes ?). L'ubiquité des balanes atteste d'un environnement de platier intertidal ou, du moins, de sa proximité.

Les marnes gréseuses bioturbées

Il s'agit de marnes plus ou moins sableuses et grossières entièrement bioturbées. Aucun litage n'est préservé. L'ichnoespèce caractéristique de ce faciès est *Diplocraterion parallelum* (**Pl.VIc**).

Par rapport aux faciès précédemment décrits, l'activité biologique témoigne d'une chute d'énergie des agents de transport en corrélation probable avec un approfondissement du milieu. Néanmoins, *Diplocraterion parallelum* rend compte de processus d'érosion et de sédimentation encore actifs et vraisemblablement liés à la houle.

Calcaires

Ils constituent deux petites passées à la base de la coupe. Il s'agit de calcaires fins, riches en matière organique et contenant une faune de planorbes et d'hydrobies. L'une de ces passées est encadrée par de minces épisodes ligniteux dont le riche contenu en restes de micromammifères a permis la datation de la base de la molasse marine (Gigot et Mein, 1973).

Ces calcaires sont attribués à une sédimentation en milieu lacustre.

b-Associations de faciès et interprétation paléogéographique

L'ensemble de ce membre 1 de la molasse marine à Esclangon se caractérise notamment par l'existence d'empreintes de pattes d'oiseaux, de débris de balanes, de litages de rides de vagues et de litages obliques en mamelons. L'essentiel du matériel s'est par conséquent déposé dans un environnement littoral constamment très peu profond et soumis en quasi permanence à une dynamique de vagues et de tempêtes, à laquelle, comme nous le verrons, se surimpose localement une dynamique tidale.

Les différents faciès s'organisent le long de la coupe en grandes séquences d'épaisseur plurimétrique à pluridécamétrique (**Fig. 78**) :

De 0 à +100 m, les barres massives gréseuses à conglomérats et lumachelles s'intercalent dans les faciès de grés feuilletés. Le passage entre ces grés feuilletés et les

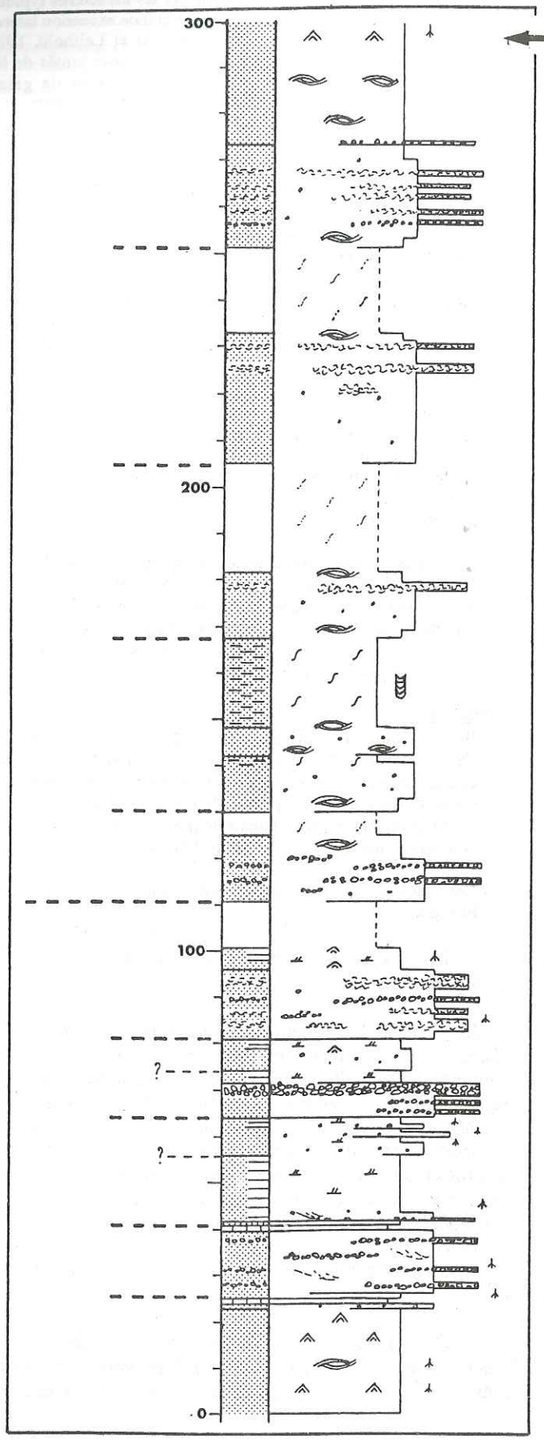


Fig. 78 - Coupe du Membre 1 de la Molasse marine à Esclangon avec la délimitation des différentes séquences qui le composent. On remarque, entre autres, que la plupart des empreintes de pattes d'oiseaux sont localisées au sein des premières séquences et attestent d'une tranche d'eau constamment très faible.

grés massifs est net mais rarement érosif. Au sommet des barres, ces grés feuilletés reposent directement sur les grés grossiers conglomératiques. A +22 m et +40 m, ces barres passent sans transition aux calcaires lacustres. Au sein même des grés massifs, on assiste souvent à un enrichissement vers le haut en matériel conglomératique conférant à ces séquences un caractère granocroissant (**Fig. 79**).

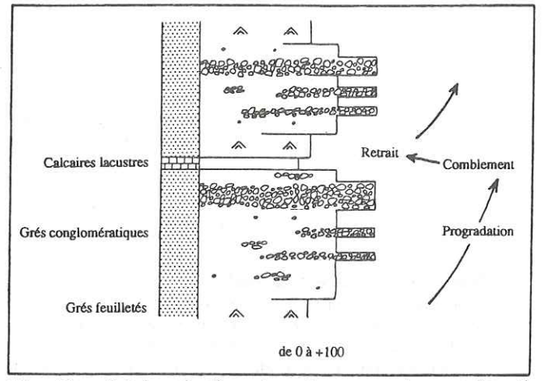


Fig. 79 - Schématisation des séquences du membre 1 de la molasse marine d'Esclangon entre 0 et +100 m

A partir de +100 m, les grés feuilletés disparaissent presque totalement. D'autre part, les apports en conglomérats sont moins importants tandis que la proportion en matériel bioclastique a considérablement augmenté. Les barres de grés grossiers sont encadrées par des grés à litages obliques en mamelons. Le passage entre ces deux faciès est toujours rapide mais progressif, sans érosion. Au sommet des séquences les mieux exprimées, les grés à litages en mamelons passent aux marnes bioturbées à *Diplocraterion* (**Fig. 80**).

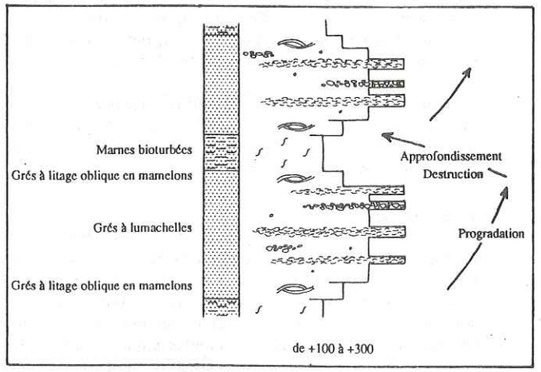


Fig. 80 - Schématisation des séquences du membre 1 de la molasse marine d'Esclangon entre +100 m et +300 m

Toutes ces séquences reflètent des arrivées successives de matériel grossier et conglomératique dans un milieu marin très peu profond, soumis essentiellement à une dynamique de haute énergie de vagues et de tempêtes. Ce processus a déjà été évoqué lors de l'étude du membre 1 du ravin de Bramefan, mais ici, à Esclangon, les apports semblent *a priori* plus importants. Pour expliquer la présence et l'abondance de ce matériel grossier d'origine subalpine et interne, il faut non seulement invoquer les apports issus du démantèlement de la bordure tectoniquement active mais, également, le fonctionnement de distributaires deltaïques qui proviennent des zones internes et qui alimentent le bassin en conglomérats alpins. Ces appareils, en aboutissant dans le bassin correspondent à des fan deltas (ou éventails deltaïques sous-aquatiques, *in* Chamley, 1988)

Les fan deltas (**Fig. 81**) sont habituellement définis comme des cône alluviaux qui progradent directement dans un bassin marin ou lacustre (Ethridge et Wescott, 1984 ; McPherson *et al.*, 1987 ; Chamley, 1988 ; Nemec et Steel, 1988). Ils sont généralement associés à un contexte tectonique actif, à la limite de plaques ou en bordure de bassins intracratoniques. Ils se rencontrent ainsi fréquemment dans les bassins de marges divergentes (grabens) et dans les bassins de marges convergentes. Dans ces derniers, ils caractérisent en grande partie la sédimentation des bassins d'avant-pays et participent au dépôt des molasses (Massari et Colella, 1988).

Un fan delta est en fait assimilable à un delta de matériel grossier et il s'organise en lobes, comprenant (**Fig. 81**) :

-une partie subaérienne où dominent la dynamique fluviatile et les écoulements en masse typiques des modes de transport dans les cônes alluviaux.

-une partie sous-aquatique (front du fan delta) soumise à la dynamique propre au bassin récepteur. Dans les bassins marins, cette dynamique est représentée par les houles et/ou les courants de marées.

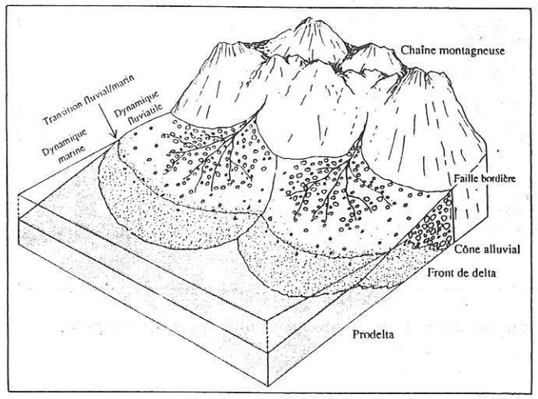


Fig. 81 - Représentation d'un fan-delta progradant dans un bassin marin. Une faille bordière n'existe pas toujours

La partie supérieure du front du fan delta constitue une zone de transition qui voit l'interaction entre les phénomènes fluviatiles et les processus marins. Au niveau de ce front, des barres d'embouchures de chenaux se forment et leur matériel, généralement très grossier, est en partie remanié par l'action des houles ou des courants de marée. Par conséquent, ces dépôts de barres d'embouchures présentent conjointement des faciès à caractères fluviatiles et des faciès de remaniement marin (Ethridge et Wescott, 1984 ; Nemec et Steel, 1984).

De nombreux exemples de dépôts de fan delta ont été décrits dans des milieux actuels (Ethridge et Wescott, 1984) et des formations anciennes (Wright et Walker, 1980 ; Wescott et Ethridge, 1983 ; Kleinspehn *et al.*, 1984 ; Anadon *et al.*, 1985 ; Crumeyrolle, 1987 ; Bonjour, 1988 ; Marzo et Anadon, 1988). Parmi ces travaux, ceux de Anadon *et al.* (1985) et de Marzo et Anadon (1988) sur le complexe éocène de Montserrat en Espagne ont retenu particulièrement notre attention. L'interprétation que nous donnons à ces séquences du membre 1 de la molasse marine est en partie inspirée du modèle qu'ils décrivent (**Fig. 82**).

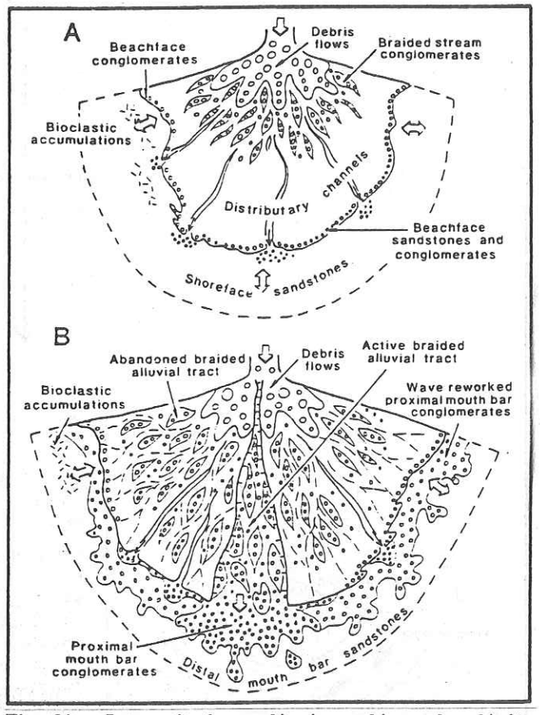


Fig. 82 - Interprétation paléogéographique des dépôts de fan deltas du complexe éocène de Montserrat en Espagne (Marzo et Anadon, 1988). (A), phase de retrait ou de progradation initiale du lobe fan deltaïque. L'environnement est dominé par une dynamique de houles. (B), phase de pleine progradation du lobe fan deltaïque. La construction des barres se fait à la fois sous influence d'une dynamique fluviatile et d'une dynamique marine dominée par les houles.

Nous attribuons ces séquences à une sédimentation de barres d'embouchures au front d'un fan delta. Les grés grossiers massifs et les conglomérats qui résultent d'écoulements en masse reflètent la dynamique propre au

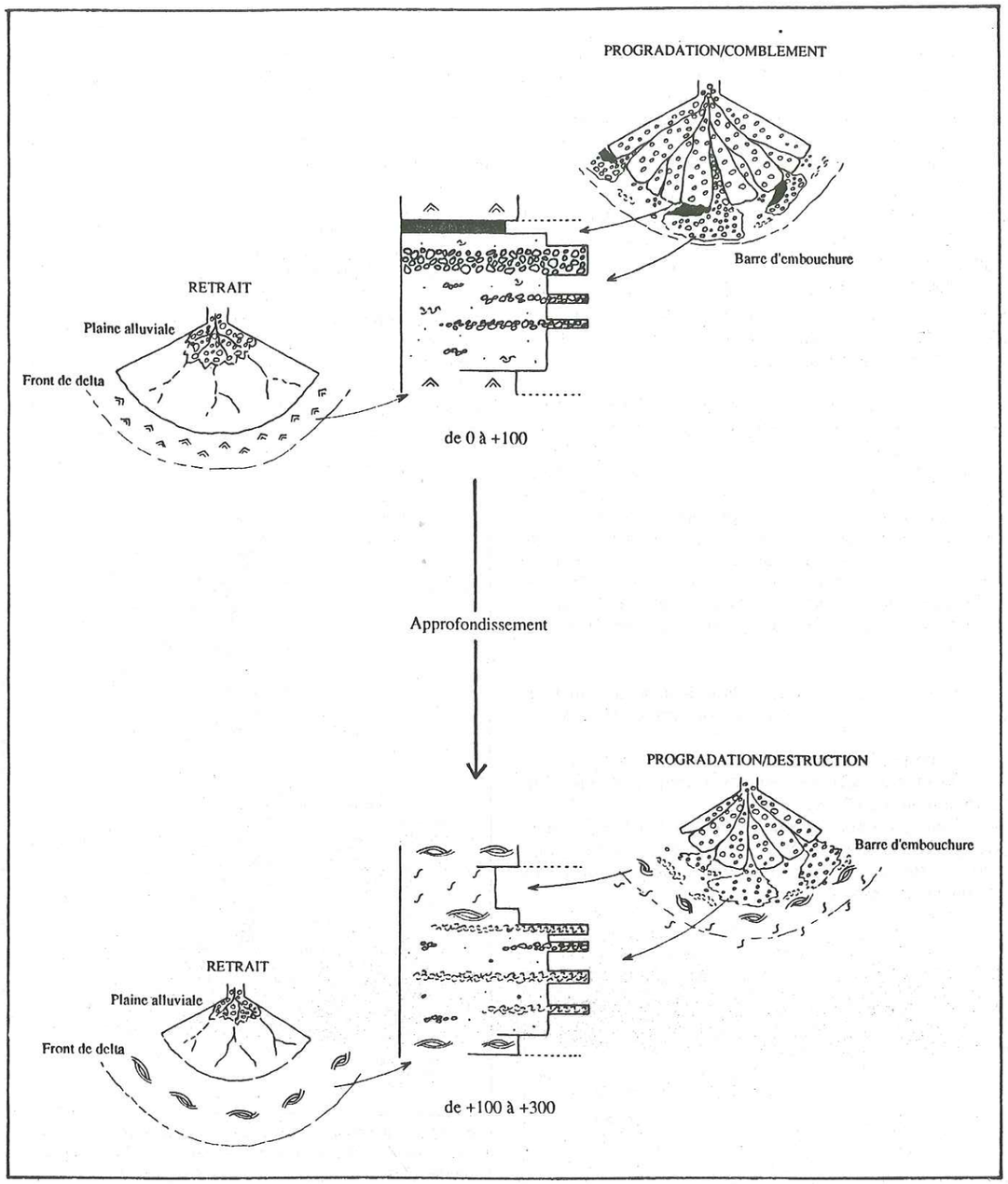


Fig. 83 - Interprétation des deux types de séquences du membre 1 de la molasse marine à Esclangon

cône alluvial. Une partie de ce matériel grossier est probablement remaniée sous l'influence de tempêtes et édifie des cordons. Quant aux sédiments les plus fins, ils subissent la dynamique franchement marine du bassin et, sous l'action prédominante des houles et des tempêtes, les sables à litages de rides de vagues et à litages obliques en mamelons se déposent.

Ces séquences traduisent par conséquent des progradations successives de lobes fan-deltaïques **(Fig. 83)** :

- dans un premier temps, de 0 à +100 m, la progradation du lobe conduit à la construction de barres d'embouchure en arrière desquelles le milieu se confine. Les énergies y sont faibles et des grés feuilletés ou, cas extrême, des calcaires lacustres s'y déposent. L'environnement demeure très peu profond et la séquence aboutit donc à une phase de comblement **(Fig. 83a)**.

- dans un deuxième temps, à partir de +100 m, alors que les apports grossiers sont moins importants, les barres d'embouchure continuent à se construire mais sont très vite détruites sous l'action de fortes vagues et de tempêtes. Il n'y a plus de phase de comblement et le milieu tend au contraire à s'approfondir. La bioturbation peut alors se développer **(Fig. 83b)**.

Le matériel conglomératique remanié dans ces séquences représente en fait le seul témoin de l'existence de cônes alluviaux parvenant dans ce secteur NE du bassin. Il n'y a pas d'affleurement plus en amont de celui d'Esclangon pouvant correspondre à l'appareil distributaire interne qui a alimenté ces cônes. Cependant, à environ 2,5 km à l'Ouest du "Vélodrome", il existe des conglomérats qui sont vraisemblablement les indices de ce distributaire. Ces conglomérats appartiennent à l'ensemble des lambeaux tectoniques de la Chapelle d'Ainac **(Fig. 84, Pl.Vf)**.

Ces lambeaux, allochtones, marquent le front de la nappe de Digne et appartiennent au bassin résiduel. Ils sont constitués par des terrains datés du Trias à l'Oligo-Miocène indifférencié. Conformément au sens de mouvement de la nappe de Digne, leur déplacement s'est effectué du NE vers le SW. Parmi ces lambeaux, plusieurs d'entre eux sont essentiellement conglomératiques. Les galets qu'ils contiennent sont arrondis et proviennent presque exclusivement de la zone interne. Très peu sont d'origine subalpine et aucun n'appartient à la molasse marine. Plusieurs hypothèses peuvent être émises quant à leur source :

-soit ils proviennent de la Molasse rouge conglomératique oligocène mais le cortège de galets n'est pas comparable.

-soit il s'agit de Conglomérats de Valensole. Le cortège de galets est analogue mais ces conglomérats ne sont pas connus au NE de cet affleurement, d'où sont normalement issus les lambeaux.

-soit, enfin, ils correspondent aux dépôts de la partie interne du distributaire qui a alimenté le secteur nord oriental du bassin de Digne au début du Miocène. Cette hypothèse semble être la plus plausible. Le cortège des lambeaux se rapproche beaucoup de celui des conglomérats du membre 1, et rappelons-le, il ne comprend jamais de galets de molasse marine. D'autre part, dans ces lambeaux, les galets présentent de nombreuses imbrications évoquant une dynamique fluviatile. De plus, ces conglomérats sont fréquemment associés à des faciès gréseux à litage de rides de type flaser-bedding. On peut alors imaginer que ces grés réflètent les premières ingressions marines burdigaliennes à l'intérieur du distributaire.

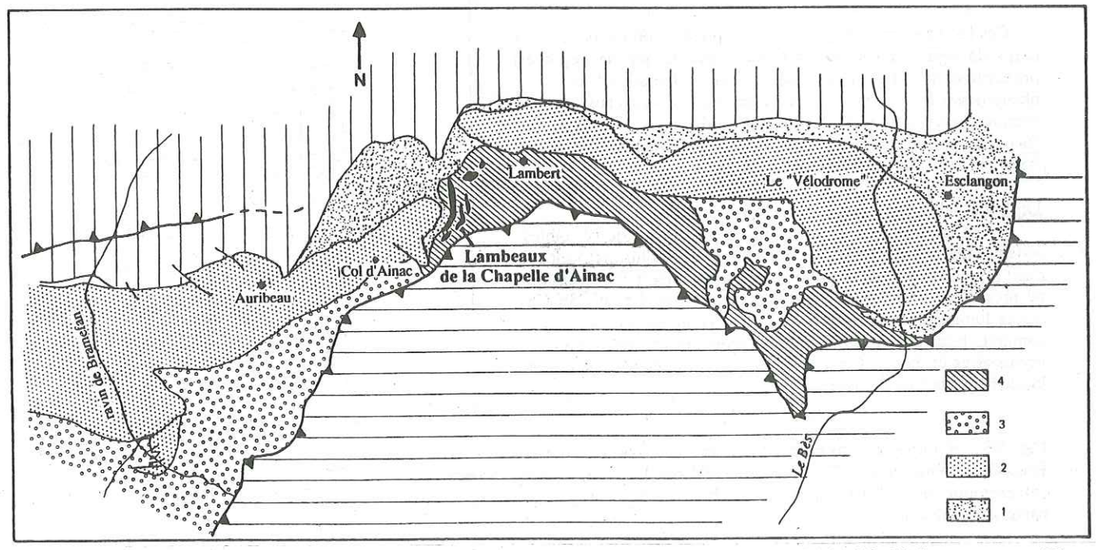


Fig. 84 - Localisation des lambeaux de la Chapelle d'Ainac (d'après Haccard et al., 1989a). (1), Molasse rouge ; (2), molasse marine ; (3), Molasse jaune ; (4), "bassin résiduel"

2-3-2-Le membre 2 : description des faciès et interprétation paléogéographique

a-Les principaux faciès et leur interprétation (Fig. 85)

Les marnes bioturbées

Ce sont des marnes plus ou moins sableuses entièrement bioturbées et ne montrant aucune structure sédimentaire mécanique. De fines laminations subsistent cependant dans des passées un peu plus gréseuses et évoquent des reliques de litage oblique en mamelons (?). Ces marnes sont parfois bioclastiques. Les organismes fouisseurs responsables de la bioturbation sont surtout représentés par les genres *Pholadomya*, *Lutraria*, *Thracia*, *Turritella*... Cette endofaune est fréquemment trouvée en position de vie.

La faune présente dans ces marnes est attribuée au domaine subtidal. Comme en témoigne l'intensité de l'activité biologique, l'énergie de dépôt est globalement faible mais l'existence probable de litage oblique en mamelons atteste de la persistance de tempêtes.

Les grés grossiers bioclastiques

Ils constituent des petites barres d'épaisseur décimétrique à métrique et de grande extension latérale. Leur base est souvent nette et parfois érosive. Le matériel clastique est grossier à graveleux et montre un très mauvais tri. Le contenu bioclastique est en général très important. Il est représenté essentiellement par des pectinidés et des balanes, et plus accessoirement par des huîtres, échinodermes et gastropodes. La glauconie abonde dans certaines de ces barres dont la plupart présentent un granodécroissance vers le haut.

Ces faciès analogues à ceux déjà décrits dans le membre 2 de Bramefan et à la base de Saint-Symphorien, sont interprétés également comme des épandages coquilliers ("shell lag") mis en place sous l'influence de fortes tempêtes.

Calcarénites

Elles forment des barres métriques à plurimétriques de matériel détritique essentiellement bioclastique. Ces barres ont la particularité de montrer une organisation interne en faisceaux progradants.

Ces barres calcarénitiques sont interprétées comme des grands corps de type vagues de sable. Leur dynamique de dépôt est probablement tidale mais nous n'avons jamais observé de phénomènes de variations d'épaisseur dans les faisceaux pouvant évoquer l'enregistrement des cycles semi-lunaires. Nous aurons l'occasion par la suite de préciser l'organisation interne d'un de ces corps qui a fait l'objet d'une étude détaillée.

Les lumachelles

Certaines barres bioclastiques constituent de véritables accumulations coquillières d'épaisseur parfois plurimétrique. Il s'agit principalement de coquilles entières d'huîtres et de pectens qui ne présentent en général aucune disposition préférentielle. Ces barres lumachelliques n'ont pas de base vraiment érosive et leur sommet, bien défini, est souvent recouvert par de nombreux bryozoaires en boule. Certaines formes ramifiées se rencontrent localement à la base des barres.

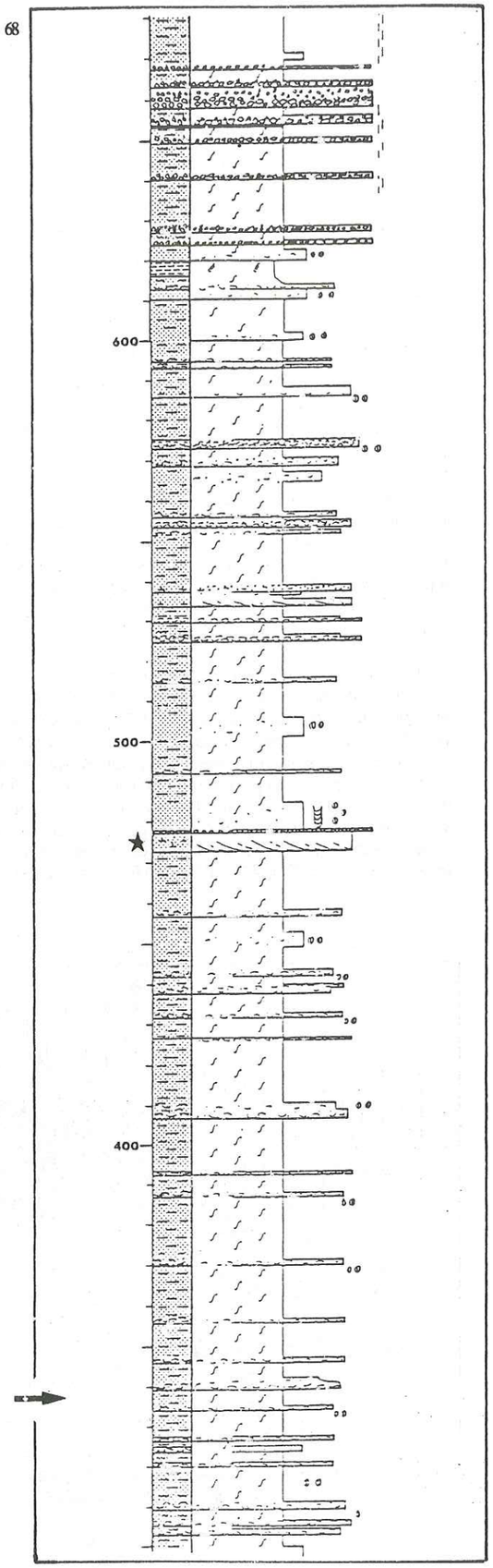


Fig. 85 - Coupe du membre 2 de la molasse marine à Esclangon (Voir légende Fig. 77bis) L'astérisque localise la barre calcarénique dont l'étude par la S.N.E.A.(p) fait l'objet du paragraphe suivant.

Ces lumachelles correspondent vraisemblablement à des cordons coquilliers mis en place sous l'influence de forts courants (tempêtes, marées ?) et les bryozoaires globuleux indiquent un milieu encore ouvert.

Les marnes à Cérithes

Il s'agit de marnes très peu sableuses qui constituent une passée de quelques mètres d'épaisseur au sommet de la série. Elles révèlent une faune de bivalves tels que *Callista*, *Cardium*, *Corbula* et, surtout de cérithes, dont *Terebralia bidentata*.

Ce gisement de *Terebralia bidentata* a permis d'attribuer le toit de la molasse marine au Tortonien. La détermination de cet âge, depuis précisé par les gisements de rongeurs (Clauzon *et al.*, 1987), est à l'origine de l'interprétation structurale du "Vélodrome" (Beaudoin *et al.*, 1966). Ces marnes, dont la faune caractérise un milieu saumâtre, sont considérées comme des dépôts lagunaires.

Les conglomérats

Ils forment des barres d'un à plusieurs mètres d'épaisseur, à base nette et parfois érosive. Les galets, très hétérométriques, sont subanguleux et d'origine presque exclusivement subalpine. La matrice, gréseuse, peut être très abondante. En général, ces conglomérats montrent un litage plan ainsi que des granoclassements positifs mais parfois aussi négatifs.

Ces conglomérats sont des brèches qui résultent très probablement d'écoulements gravitaires au front des piémonts subalpins.

b-Association de faciès et interprétation paléogéographique

Les faits marquants de ce membre 2 de la molasse marine à Esclangon sont l'affinement général du matériel détritique et l'intensification de l'activité biologique par rapport au premier membre dont les faciès gréso-conglomératiques ont très vite disparu. Ces différents caractères semblent indiquer que le milieu s'est rapidement approfondi, provoquant une chute brutale de l'énergie des divers agents de transport.

Le membre 2 de la molasse marine à Esclangon consiste principalement en une succession de séquences granodécroissantes en tous points analogues à celles observées dans le second membre du Ravin de Bramefan. Elles débutent par des grés grossiers bioclastiques qui passent progressivement à des marnes gréseuses bioturbées (Fig. 86).

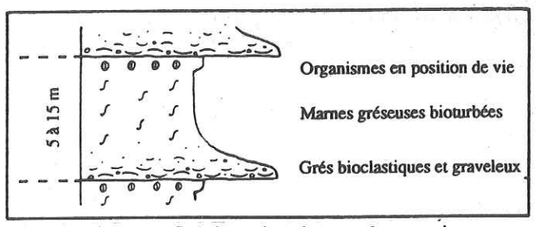


Fig. 86 - Schématisation des séquences granodécroissantes constituant le membre 2 de la molasse marine à Esclangon

Ces séquences résultent d'une alternance de période d'énergie faible, pendant laquelle peut se développer l'activité biologique, et de période de tempêtes conduisant à l'épandage de matériel grossier et bioclastique. A la base des séquences, la présence fréquente d'organismes fouisseurs en position de vie confirme ce mode brutal de mise en place sous l'effet de tempêtes. Ces faciès se sont déposés dans un milieu qui est resté peu profond, vraisemblablement en domaine subtidal. L'ubiquité des débris de balanes témoigne de toutes façons de la proximité d'un platier intertidal.

Ces alternances de passées bioclastiques et de marnes bioturbées se poursuivent ainsi, pratiquement jusqu'au sommet de la molasse marine. Contrairement à ce qui se produit dans les ravins de Bramefan et de Saint-Symphorien où des faciès annonçant la prochaîne continentalisation du bassin apparaissent très tôt dans la série, à Esclangon, de tels dépôts sont quasiment inexistants. Les marnes à Cérithes, localisées au toit de la molasse, sous les premières bréches de piémonts, constituent les seuls faciès à tendance franchement régressive de la série. Néanmoins, à partir de la moitié du membre 2, un changement semble s'opérer ; la première barre calcarénitique apparaît et, dès lors, le matériel bioclastique subit une nette augmentation avec l'installation des lumachelles et autres calcarénites. Les huîtres apparaissent et l'abondance de bryozaires laisse supposer des tendances périrécifales du milieu de dépôt. Il est alors possible que cette évolution de l'environnement soit liée à une tendance régressive. Cependant le milieu reste relativement ouvert et enregistre les influences de forts courants (de marée ou de tempête ?), responsables de la mise en place des corps calcarénitiques progradants et du remaniement en cordons d'une partie du stock bioclastique. Cette dynamique se poursuit jusqu'au sommet de la série dans l'environnement marno-sableux subtidal présent depuis la base du membre 2 et qui n'a pas évolué. Au-dessus des marnes à Cérithes, la première barre conglomératique à éléments anguleux subalpins apparaît. Mais le confinement, annoncé par cet épisode saumâtre, ne se généralise pas. Les conglomérats suivants s'établissent directement dans des dépôts bioturbés tout à fait similaires aux marnes sableuses subtidales. Il semble donc que les premiers piémonts subalpins de la molasse jaune, représentés par ces brèches, progradent brutalement dans un milieu qui est encore franchement marin. La continentalisation du bassin s'opère alors très vite. Les dernières passées marneuses acquièrent rapidement des teintes rouges et montrent des poupées calcaires tandis que les paléosols commencent à se développer.

c-Remarques sur la première barre calcarénitique du membre 2

Dans le cadre d'un projet de recherche sur la dynamique des dépôts, la Société Nationale Elf Aquitaine (Production) a choisi d'étudier un corps sédimentaire appartenant à la molasse marine. Cette étude, effectuée en étroite collaboration avec le département de géologie de Caen, a porté sur la première barre calcarénitique apparaissant au milieu du membre 2 de la série, au coeur du "vélodrome" d'Esclangon (Fig. 87).

Cette barre, qui repose directement sur les marnes bioturbées typiques du membre 2, a une extension latérale

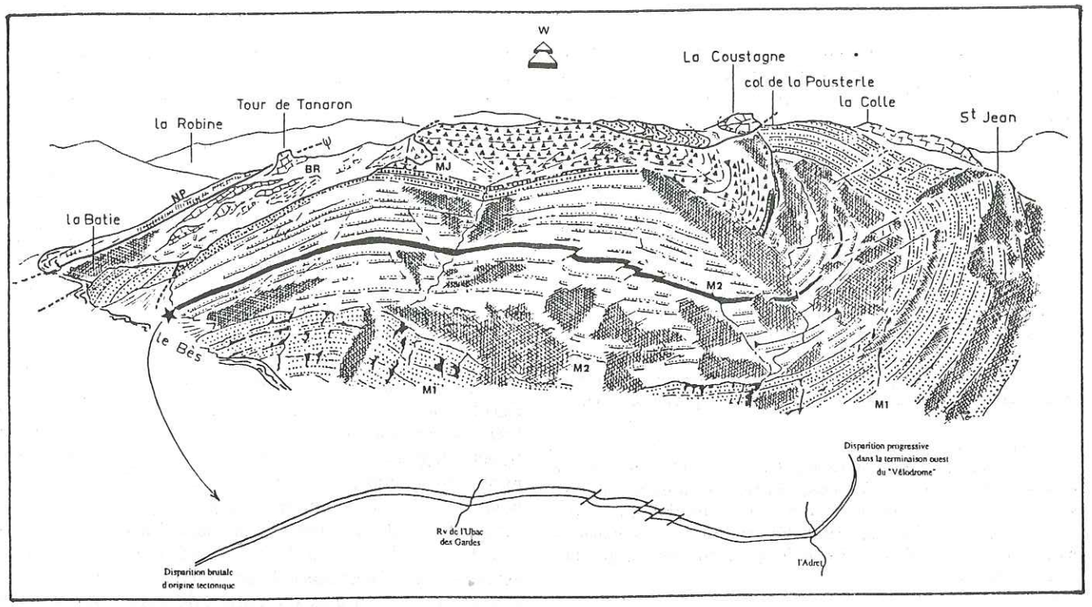


Fig. 87 - Localisation dans le "Vélodrome" de la barre calcarénitique (*) étudiée par la S.N.E.A. (p) (d'après Gigot *in* Haccard *et al.*, 1989b)

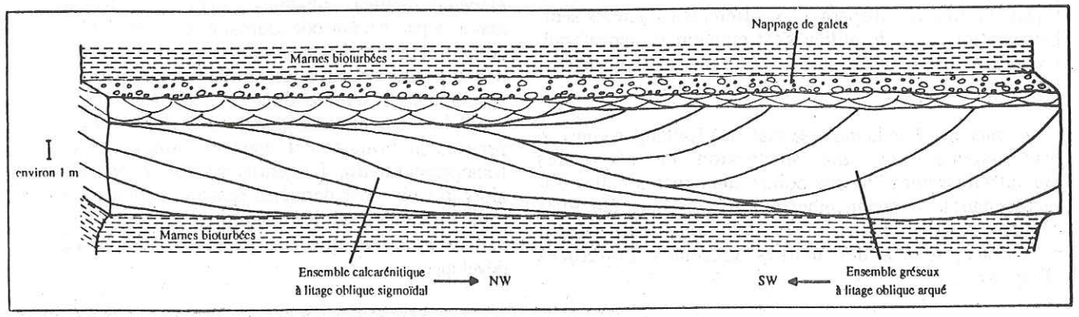


Fig. 88 - Schématisation de l'organisation de la barre calcarénitique étudiée par la S.N.E.A. (p)

d'environ 1,5 km et son épaisseur varie de 0 à 10 m. Vers la terminaison ouest du "vélodrome", elle se fond progressivement dans les faciès marneux encaissants pour disparaître complètement. En direction du Bès, cette disparition est au contraire brutale et attribuée à une origine tectonique.

Le but de l'étude dirigée par la S.N.E.A.(p) sur ce grand corps sédimentaire était principalement d'en définir son organisation interne afin d'appréhender son extension et sa géométrie précises dans l'espace. Pour mener à bien cette analyse, des coupes systématiques de la lithologie et des pendages internes ont été relevées tous les 5 ou 10 m sur toute la longueur de la barre.

A l'heure actuelle, les données recueillies à partir de ces coupes n'ont pas été entièrement exploitées et, si l'organisation d'ensemble de ce corps est partiellement connue, aucune reconstitution dans les trois dimensions n'est encore possible avec précision.

Les seules conclusions générales déduites à partir de nos premières observations sont les suivantes :

La barre est constituée par deux grands systèmes principaux progradants **(Fig. 88)** :

-un premier, composé par du litage oblique plan progradant vers le NW **(Pl.Ve)**,

-un deuxième, composé par du litage oblique arqué progradant globalement vers le SW **(Pl.Vd)**.

Le deuxième recoupe le premier dans la partie médiane de la barre. De plus, sa base est plutôt érosive sur les marnes sous-jacentes tandis que le système à litage oblique plan repose très souvent en continuité sur celles-ci.

L'ensemble de la barre est surmonté par un troisième système à litage oblique arqué de petite taille plus ou moins développé. Son sommet, toujours très bien défini, est marqué par un nappage de galets parfois pluridécimétriques, perforés par des lithophages, et sur lesquels reposent directement les marnes gréseuses bioturbées, présentant ici l'ichnoespèce *Diplocraterion parallelum*.

Compte-tenu du caractère bi-événementiel dominant de ce corps, les deux principaux systèmes à litage oblique ont été étudiés séparément :

- Le système à litage oblique plan, dont la puissance peut atteindre plus de 5 m, est constitué par du matériel essentiellement calcarénitique. Il s'organise en faisceaux de longueur généralement pluridécamétrique et de forme typiquement sigmoïdale. Leur progradation d'ensemble est dirigée vers le NW. Ces faisceaux ne montrent pas d'organisation particulière et leur litage interne est souvent masqué par des phénomènes de diagénèse. Nous n'y avons jamais observé par exemple de variations d'épaisseur rappelant l'enregistrement du cycle semi-lunaire. Néanmoins, la forme en sigmoïde de ces faisceaux et la présence fréquente de litage de rides de type flaser-bedding ou wavy-bedding au niveau de leur terminaison aval suggèrent une origine tidale pour ce premier système, interprété comme une vague de sable. Dans la molasse suisse, Homewood et Allen (1981) décrivent des corps progradants bioclastiques et leur attribuent également une origine tidale.

- Le système à litage oblique arqué, qui atteint jusqu'à 10 m d'épaisseur, est composé quant à lui par du matériel à dominante gréseuse et généralement peu bioclastique. Les grés sont moyens à grossiers, parfois graveleux voire microconglomératiques. Le litage est édifié par des auges de très grande taille décamétriques à pluridécamétriques. Leur progradation s'effectue globalement vers le SW. A l'intérieur des auges, les grés sont plutôt d'aspect massif et ne montrent en général pas de litage interne. Ils rappellent ainsi les grés grossiers du membre 1. Pour cette raison, nous attribuons ce second système à une sédimentation de barre d'embouchure au front d'un distributaire.

Comme nous l'avons signalé au début, la barre disparaît progressivement vers la terminaison ouest du "vélodrome". Ses faciès deviennent de plus en plus fins et elle se perd dans les marnes bioturbées. Son extension latérale est donc limitée et rend compte du caractère local à l'échelle du bassin de ce corps sédimentaire.

Ces différentes observations nous ont conduits à l'interprétation suivante :

la construction de cette barre s'est effectuée en deux temps ; en premier lieu, une vague de sable se met en place sous l'action probable de forts courants littoraux d'origine tidale dirigés vers le NW ; en second lieu, cette vague de sable est recoupée par un grand corps sableux issu d'un distributaire situé au NE.

Pour expliquer ce scénario, il faut envisager la progradation brutale d'un lobe fan deltaïque fournissant le matériel gréseux des grandes auges. Cette progradation implique par conséquent une régression alors que le milieu de dépôt sous et sus-jacent à la barre est en grande partie subtidal.

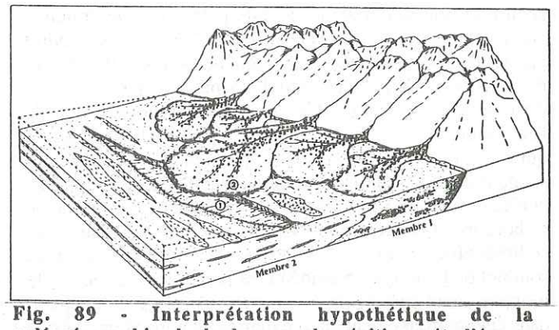


Fig. 89 - Interprétation hypothétique de la paléogéographie de la barre calcarénitique étudiée par la S.N.E.A. (p). (1), vague de sable (sand wave) générant l'ensemble à litage oblique plan de la barre ; (2), lobe fan deltaïque venant prograder dans le bassin et recouper la vague de sable. Il donne naissance à l'ensemble à litage oblique arqué de la barre

Ce phénomène régressif est donc tout à fait ponctuel et local. Ainsi a-t-il peut-être été induit conjointement par la construction de la vague de sable et par à une recrudescence de l'activité tectonique de la bordure et du fonctionnement des cônes alluviaux qui ont alimenté le bassin au cours du dépôt du membre 1 **(Fig. 89)**. Etant donné que cette progradation s'est produite en période de haut niveau marin, elle s'est rapidement arrêtée. Le niveau de galets lithophagés présent à la surface de la barre, et au-dessus duquel la

sédimentation marneuse à *Diplocraterion* puis à épandages coquilliers reprend progressivement, peut alors avoir valeur de niveau transgressif instantané.

2-3-3-Conclusion à l'étude de la coupe d'Esclangon

La molasse marine au NE du bassin de Digne comprend deux membres bien distincts dont la sédimentation est contrôlée par plusieurs facteurs.

Un membre 1, gréso-conglomératique, déposé dans un environnement marin très peu profond (intertidal) soumis à une dynamique de haute énergie de houles. Le matériel détritique impliqué dans cette dynamique est issu du démantèlement de la bordure subalpine et, surtout, de cônes alluviaux alimentés par les zones internes. Les séquences qui composent ce premier membre résultent des progradations successives des lobes de ces appareils fan-deltaïques. Au front de ces lobes, des barres d'embouchure se construisent et enregistrent les effets combinés de la dynamique propre au cône, et de la dynamique marine. A la base, les premières séquences aboutissent à une phase de comblement en arrière des barres tandis que les dernières rendent compte, au contraire, de la destruction de ces barres par l'action des houles et des tempêtes dans un milieu qui tend à s'approfondir. Cette évolution, qui témoigne d'une tendance sensiblement transgressive de la molasse marine, se fait conjointement avec une diminution des apports dont l'importance est directement contrôlée par l'activité tectonique bordière et par le fonctionnement des cônes.

Un membre 2, à dominante marneuse et marqué par un développement spectaculaire de la bioturbation. Cette intense activité biologique est rendue possible grâce à une chute de l'énergie que nous corrélons avec un approfondissement du milieu de dépôt par rapport au membre 1. La sédimentation s'effectue en grande partie dans le domaine subtidal. L'action persistante de fortes tempêtes se traduit par des épandages coquilliers au sein des marnes. Il convient de signaler que le passage entre le membre 1 et le membre 2 est extrêmement rapide. Cet approfondissement brutal de l'environnement est intimement lié à la quantité des apports qui est devenue très faible. Il est probable que le caractère soudain de ce défaut d'alimentation soit d'origine tectonique et réflète par conséquent un arrêt momentané de l'activité de la bordure et du fonctionnement des cônes alluviaux. La sédimentation marneuse subtidale se poursuit jusqu'au sommet de la molasse marine et les premières brèches de la molasse jaune continentale se mettent en place directement dans cet environnement encore marin. La régression, induite par la progradation subite de ces piémonts subalpins, s'opère dés lors très rapidement et s'explique par une reprise probable de l'activité tectonique de cette bordure NE du bassin.

3-conclusion générale à l'étude sédimentologique de la molasse marine

La molasse marine analysée à travers ces trois coupes de Saint-Symphorien, Bramefan-Mauduech et Esclangon, constitue un cycle sédimentaire complet transgressif et régressif. Le matériel détritique qui alimente le bassin est issu d'appareils deltaïques et fan-deltaïques ainsi que de la bordure subalpine en voie de démantèlement. Ce matériel est remanié dans un environnement marin constamment très peu profond. La phase transgressive se traduit par le passage du domaine intertidal au domaine subtidal voire au large tandis que l'étape régressive est marquée, soit par un retour progressif au domaine intertidal puis fluviatile, soit par la brutale progradation de brèches de piémonts.

Cette évolution peut être retracée tout le long de la bordure septentrionale du bassin, de Saint-Symphorien à Esclangon. Cependant, l'étude de chacune de ces coupes nous montre que cette évolution varie d'un secteur à l'autre en fonction, notamment, de la quantité des apports qui parviennent dans le golfe.

Afin d'appréhender les facteurs déterminants qui ont conditionné la sédimentation de la molasse marine, nous reprendrons brièvement les principales caractéristiques des dépôts de la phase transgressive et de la phase régressive :

Les dépôts de la phase transgressive (Fig. 90a)

A Esclangon : ces dépôts constituent la quasi totalité de la molasse marine épaisse d'environ 600 m et subdivisée ici en deux membres. Le membre 1, à dominante gréso-conglomératique, se particularise par des apports extrêmement importants, provenant de la bordure subalpine, et de fan deltas alimentés par les zones internes. Ces apports sont remaniés essentiellement par des vagues et des tempêtes. Leur quantité joue alors un rôle majeur par rapport à la vitesse de variation de niveau marin et/ou la subsidence, et le milieu demeure presque constamment en domaine intertidal. Le membre 2, à dominante marneuse, traduit un approfondissement assez soudain de l'environnement, sans aucun doute lié à une nette diminution des apports. La sédimentation est alors principalement attribuée au domaine subtidal.

Dans le ravin de Bramefan-Mauduech : les membres 1 et 2 correspondent aux 400 premiers mètres de la série qui en compte au total 1500. Comparativement à Esclangon, les faciès du membre 1 sont moins grossiers et massifs. Les conglomérats sont plus diffus. Les apports apparaissent donc moins importants, suggérant une position distale de ce secteur par rapport aux cônes alluviaux qui alimentent le NE du bassin. La quantité des apports étant plus faible, le milieu s'approfondit plus rapidement mais de façon progressive, les marnes bioturbées du membre 2 devenant peu à peu dominantes.

Dans le ravin de Saint-Symphorien : les dépôts transgressifs sont représentés par les 250 premiers mètres de la molasse qui atteint ici une épaisseur globale de 1150 m. Les faciès conglomératiques ont entièrement disparu et les dépôts, également mis en place par une dynamique dominante de vagues et de tempêtes, sont plus fins. La bioturbation, indicatrice de l'approfondissement du milieu, se développe et se généralise très vite. L'influence des fan deltas du secteur NE, encore sensible au niveau du Bramefan, n'existe plus à Saint-Symphorien. Les apports, faibles, sont alors vraisemblablement issus en majeur partie de la bordure.

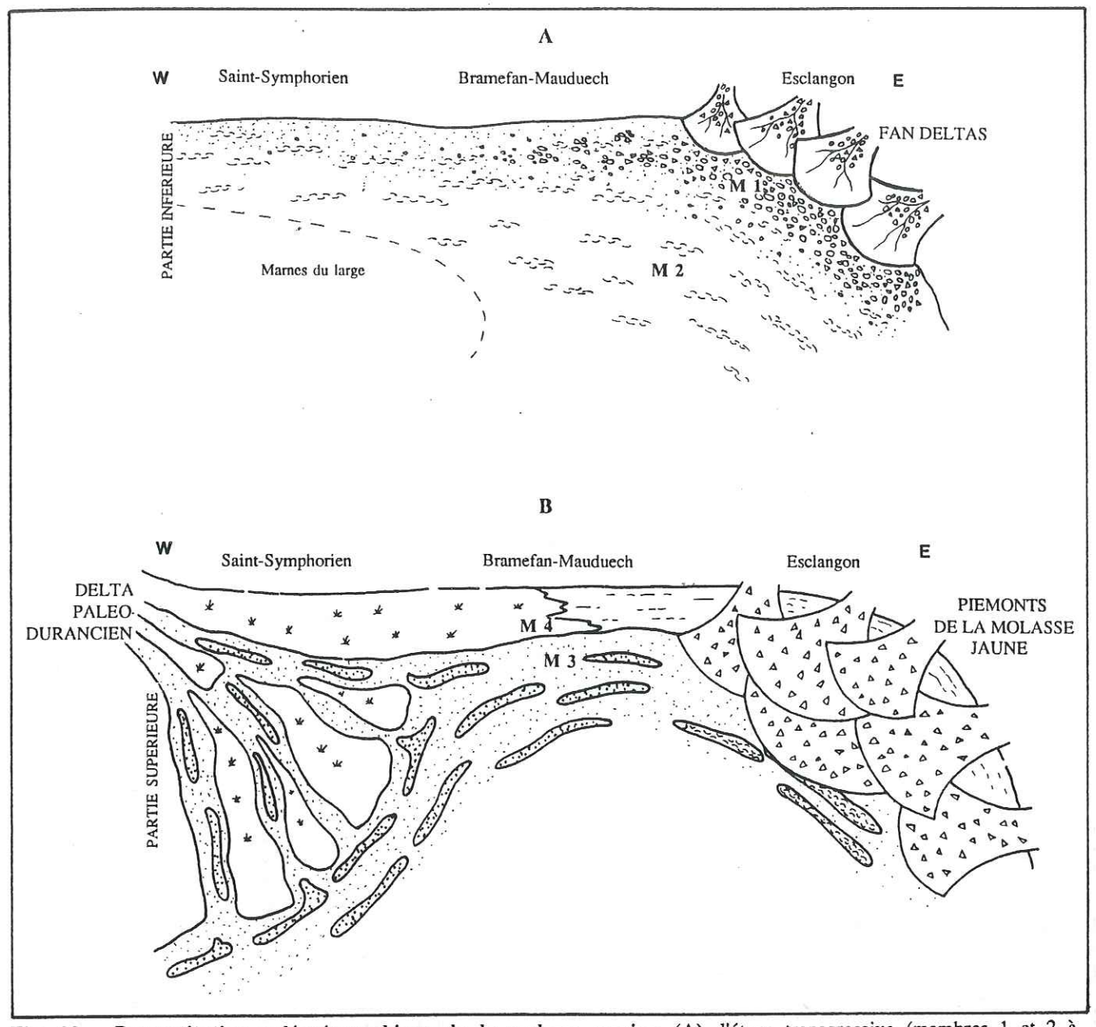


Fig. 90 - Reconstitution paléogéographique de la molasse marine. (A), l'étape transgressive (membres 1 et 2 à Esclangon et dans le ravin de Bramefan ; partie inférieure dans le ravin de Saint-Symphorien). La source principale d'apports est située à l'Est, où parvient dans le bassin du matériel conglomératique d'origines interne et externe. La dynamique marine est dominée par les vagues et les tempêtes ; (B), l'étape régressive. A l'Est les piémonts de la Molasse jaune commencent à envahir la bassin tandis qu'à l'Ouest, s'installe un système deltaïque (partie supérieure du ravin de Saint-Symphorien) dont les apports alimentent le reste du golfe (membre 3 du ravin de Bramefan). Sa progradation conduit au confinement progressif du bassin (membre 4 du ravin de Bramefan-Mauduech). La dynamique marine est essentiellement tidale.

Cette faiblesse relative de l'alimentation accentue sans aucun doute l'approfondissement du milieu à ce niveau du bassin, les marnes brunâtres observées au sommet des faciès transgressifs correspondant probablement aux dépôts les plus profonds le long de cette bordure septentrionale.

Les dépôts de la phase régressive (Fig. 90b)

A Esclangon : les faciès franchement régressifs sont extrêmement réduits dans la molasse marine d'Esclangon. La progradation des piémonts subalpins de la molasse jaune continentale semble être brutale et s'effectue dans un environnement encore marin, probablement subtidal. La continentalisation du bassin est alors très rapide. Seule une brève passée de marnes à *Terebralia bidentata* au toit de la formation indique un début de confinement. Cette progradation subite des piémonts subalpins témoigne d'une reprise de l'activité tectonique bordière et confirme l'hypothèse de

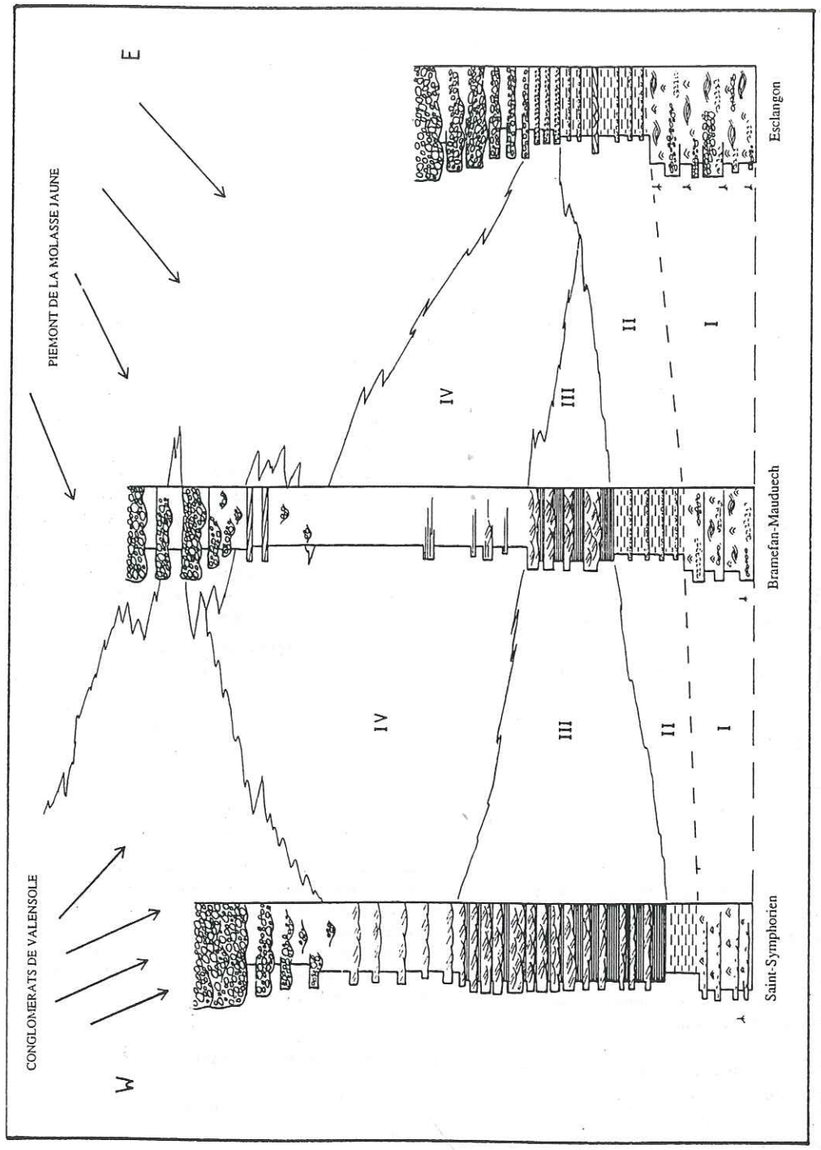


Fig. 91 - Passage latéral entre les différents faciès de la molasse marine entre le ravin de Saint-Symphorien à l'Ouest et Esclangon à l'Est.

Clauzon *et al.* (1987) qui réfutent une origine eustatique de la régression dans cette région.

Dans le ravin de Bramefan-Mauduech : les dépôts régressifs, puissants d'environ 1000 m, sont représentés par les membres 3 et 4, absents à Esclangon. Au-dessus des marnes bioturbées du membre 2, des dépôts à dominante gréso-silteuse se mettent en place sous une dynamique essentiellement tidale. Le milieu est alors subtidal à intertidal. Les paléocourants sont orientés E-W et indiquent un remaniement parallèle à la côte, sans influence estuarienne ou deltaïque. Le confinement du bassin se traduit à partir du membre 4, notamment par l'apparition de faciès supratidaux, de paléosols et de phénomènes de rubéfaction. Il aboutit au dépôt de marnes de plaine d'inondation dans lesquelles les premiers conglomérats de la molasse jaune prennent rapidement place. Au sein de ces faciès déjà continentaux, la récurrence de passées marines, témoigne d'ultimes ingressions de la mer. Ces récurrences sont interprétées par Clauzon *et al.* (1987) comme reflétant le haut niveau marin serravalien, expliquant ainsi la persistance épisodique de la dynamique marine dans un milieu devenu pourtant continental. Cette explication confirme à nouveau que la regression n'est pas d'origine eustatique mais résulte de la progradation des piémonts subalpins.

Dans le ravin de Saint-Symphorien : La phase régressive est également représentée par environ 1000 m de dépôts à dominante gréso-silteuse et d'origine exclusivement tidale. L'organisation de ces faciès subtidaux à intertidaux atteste de l'existence d'un grand système deltaïque qui alimente cette région occidentale de la bordure et qui fournit probablement la majorité du matériel détritique remanié à cette époque par des courants littoraux le long de la bordure. La série est alors constituée par une succession de séquences de migration de chenaux de marée. L'évolution de ces séquences au cours du dépôt de la molasse traduit le passage progressif d'un domaine deltaïque externe à un domaine deltaïque interne. La progradation progressive de ce système aboutit au comblement du bassin par l'épaisse formation fluviatile des Conglomérats de Valensole d'origine durancienne.

L'histoire sédimentologique de la molasse marine le long de la bordure septentrionale du bassin de Digne peut finalement être résumée de la façon suivante **(Fig. 91)** :

Au début de la transgression burdigalienne, la mer miocène envahit la haute Provence et dessine le golfe de Digne, limité au Nord par une bordure en voie de surrection. La source principale des apports est alors concentrée au NE où débouchent des cônes alluviaux alimentés par les zones internes soumises à une tectonique alpine active. La bordure qui commence à se démanteler participe également à l'alimentation du bassin. Les apports sont maximum au NE et 600 m de dépôts attribués à une sédimentation en milieu intertidal à subtidal s'y superposent. Ces apports s'affinent et diminuent progressivement vers l'Ouest. De 600 m à Esclangon, l'épaisseur des sédiments de la phase transgressive passe à 250 m à Saint-Symphorien. Ensuite, alors que les cônes du NE ne fonctionnent certainement plus, au NW, une nouvelle source d'apports se met en place. Il s'agit d'un système deltaïque qui fournit maintenant la plupart du matériel détritique. L'influence de cette source s'atténue vers l'Est pour disparaître totalement à la hauteur d'Esclangon où les piémonts subalpins de la Molasse jaune commencent probablement à envahir le bassin. Le delta prograde peu à peu et le milieu se confine rapidement dans la région centrale. La continentalisation du bassin s'opère alors simultanément par le NW et le NE, envahis respectivement par les conglomérats deltaïques de Valensole, et par les brèches subalpines de la Molasse jaune, ces dernières finissant, au cours du Pliocène, par repousser vers l'Ouest la source durancienne (Gigot *et al.*, 1975 ; Gigot *in* Haccard *et al.*, 1989b).

L'évolution d'un domaine subtidal à un domaine intertidal puis fluviatile et le déplacement d'Est en Ouest de la source principale d'apports, marquent le passage de la phase transgressive à la phase régressive de la molasse marine. Mais ce passage se traduit surtout par un changement radical de la dynamique de dépôt. En effet, initialement dominée par les houles et les tempêtes, elle devient essentiellement tidale. Ce changement peut être lié en partie aux caractères morphologiques du golfe. Au début du Miocène, sa bordure septentrionale n'est pas encore soumise à la déformation intense qui donnera naissance notamment au pli du "vélodrome". Le bassin doit alors avoir une morphologie largement ouverte favorisant les influences hautement énergétiques de vagues et tempêtes. Puis, au fur et à mesure que la compression alpine progresse et que la déformation de la bordure s'intensifie, le piège sédimentaire se referme et se rétrécit. Il est alors possible qu'en acquérant cette nouvelle morphologie plus resserrée, le golfe ne subisse que les effets dominants des courants de marée qui sont, comme nous allons le voir maintenant, particulièrement bien enregistrés et conservés.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
25 AOUT 2003

C-ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA MOLASSE MARINE

Introduction

L'analyse sédimentologique de la molasse marine miocène de Digne met en évidence deux types de dynamique ayant contrôlé son mode de dépôt :

- une dynamique dominée par les vagues et les tempêtes à la base de la série, lors de l'étape transgressive
- une dynamique tidale dans la partie supérieure au cours de la phase régressive

Les critères de reconnaissance de ces deux dynamiques sont principalement basés sur l'identification de structures sédimentaires caractéristiques.

Il s'agit **(Fig. 92)** :

- des rides de vagues, des litages obliques en mamelons et des épandages coquilliers, en ce qui concerne l'action des houles et des tempêtes.
- des faciès gréso-silteux à litage de rides de courant de type flaser-, wavy- et lenticular-bedding, des figures sédimentaires mécaniques bidirectionnelles et des corps progradants montrant des drapages argileux, des surfaces de réactivation et des variations d'épaisseur de leur faisceaux tidaux enregistrant les cycles semi-lunaires, pour l'action des courants de marée.

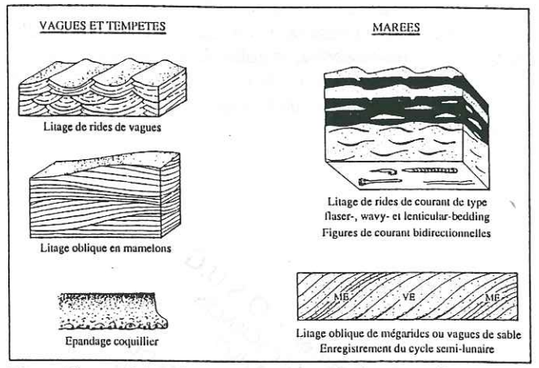


Fig. 92 - Récapitulatif des principales figures et structures sédimentaires de la molasse marine typiques d'une dynamique de vagues et tempêtes et d'une dynamique tidale

Bien que la différenciation entre ces deux dynamiques soit particulièrement claire dans la molasse marine, il arrive néanmoins qu'elles interfèrent. Notamment, dans les dépôts de la partie inférieure transgressive, pourtant largement dominés par l'influence des houles, l'action des courants de marée a été localement conservée.

Après avoir identifié ces différentes structures et faciès sur des critères purement descriptifs, nous avons entrepris une étude plus détaillée des dépôts tidaux. Leurs qualités remarquables d'affleurement et leur épaisseur souvent importante, ont permis une analyse plus qualitative de cette dynamique des courants de marée agissant au cours de la sédimentation de la molasse marine.

Les principaux faciès que nous avons étudiés sont les alternances gréso-silteuses à litage de rides de courant qui caractérisent une grande partie de la série dans le ravin de Saint-Symphorien, les membres 3 et 4 du ravin de Bramefan et, plus exceptionnellement, certaines passées à la base de la série à Esclangon. Il s'agit également des faciès à dominante argileuse et à fines lamines gréseuses du membre 4. Tous ces dépôts résultent d'une accrétion verticale de la sédimentation.

Se fondant sur nos observations en baie du Mont-Saint-Michel et sur les divers travaux effectués par de nombreux auteurs sur les corps progradants, le principe de notre analyse a consisté à mesurer l'épaisseur des lits successifs composant ces faciès, afin de mettre en évidence leurs éventuelles variations cycliques.

Parmi les cas observés, seuls les plus représentatifs seront exposés. Soit parce qu'ils montrent un enregistrement parfait des différents cycles tidaux, soit au contraire parce qu'ils sont d'interprétation beaucoup plus délicate et soulignent le caractère assez exceptionnel de ces enregistrements en accrétion verticale. Nous présenterons un exemple à Auribeau (près du ravin de Bramefan) appartenant au membre 3, deux dans le ravin de Bramefan au niveau des membres 3 et 4, un à Esclangon dans le membre 1 et un, enfin, à Saint-Symphorien.

Dans la haute-slikke de la baie du Mont-Saint-Michel, les dépôts étudiés ne sont jamais très épais. Au contraire, dans la molasse marine les alternances à cycles tidaux atteignent parfois presque 5 m d'épaisseur, représentant ainsi plusieurs centaines de lits successifs. Afin d'aboutir à des interprétations satisfaisantes à partir de ces données un traitement mathématique a été utilisé (*). Il est basé essentiellement sur une méthode déjà employée pour l'analyse des cycles tidaux dans les corps progradants (Yang et Nio, 1985). Dans ce paragraphe, nous en donnerons brièvement les principes de base, son aspect purement mathématique et les programmes informatiques qui nous ont permis de l'appliquer, étant regroupés en annexe.

1-La séquence élémentaire de dépôt: le cycle de marée

Les alternances centimétriques gréso-silteuses et millimétriques à dominante argileuse ont été attribuées à une sédimentation de platier subtidal supérieur à intertidal supérieur. Le point commun à ces faciès réside dans le fait qu'ils sont tous constitués par une superposition de lits gréseux et de lits silteux ou argileux. Le lit gréseux correspond soit à un train de rides de courant soit à un dépôt plan. Quant au lit silteux ou argileux, il moule toujours l'épisode gréseux. Ce doublet lit gréseux/lit silteux ou argileux constitue la séquence élémentaire de dépôt **(Fig. 93)**. Le litage de ces alternances varie donc du flaser-bedding à la structure laminaire en passant par du wavy-bedding. Parmi les exemples présentés, un seul concerne les

* Ce traitement mathématique a été mis au point par Yves Monfort (I.S.M.R.A., Université de Caen)

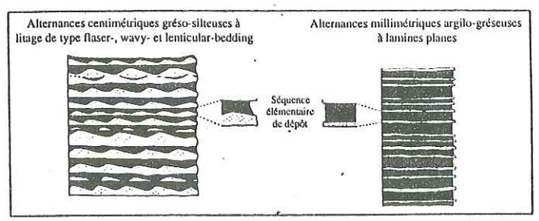


Fig. 93 - Les différents types d'alternances étudiées dans les faciès tidaux de la molasse marine. Toutes ces alternances sont constituées par une superposition de séquences élémentaires de dépôt variant de quelques millimètres à plusieurs centimètres d'épaisseur

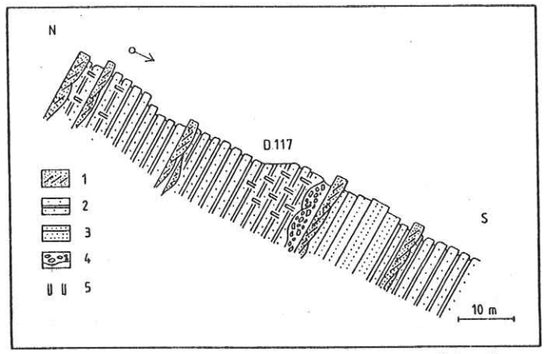


Fig. 94 - Schématisation de l'affleurement d'Auribeau. (1), Mégarides montrant localement un enregistrement du cycle semi-lunaire (voir Fig. 95) ; (2), Alternances gréso-silteuses à flaser-, wavy- et lenticular-bedding ; (3), bancs massifs gréseux à fines laminations planes ; (4), chenaux à remplissage de galets argileux ; (5), bioturbation

alternances millimétriques qui se caractérisent par un litage exclusivement à lamines planes. Tous les autres sont tirés d'alternances gréso-silteuses centimétriques à wavy-bedding dominant. La séquence élémentaire de dépôt sera donc définie dans ces derniers faciès. Pour se faire, nous avons choisi l'affleurement d'Auribeau où sont exposés 80 m de dépôts appartenant typiquement au membre3 de la molasse marine.

L'affleurement d'Auribeau, situé sur la route départementale 117, à l'Est du ravin de Bramefan (X=906,625 ; Y=217,937) montre en position renversée une succession de faciès à dominante sableuse **(Fig. 94)**. On y reconnaît des mégarides à cycles semi-lunaires **(Fig. 95)**, des passées gréseuses à fines laminations planes de plage, des chenaux à remplissage de galets mous et des alternances gréso-silteuses à litage de rides de courant. La bioturbation est en général peu développée, permettant une analyse précise des structures sédimentaires.

Les séquences élémentaires de dépôt qui composent les alternances à litage de rides de courant sont constituées par **(Fig. 96)** :

- un lit gréseux millimétrique à pluricentimétrique correspondant presque toujours à un train de rides et souvent affecté à sa base par des figures de charge. Seuls les lits millimétriques sont plans,
- un lit silteux millimétrique à pluricentimétrique moulant le lit gréseux.

Cette organisation est la plus simple et la plus courante **(Fig. 96a)**. Cependant, lorsque la séquence atteint plusieurs centimètres d'épaisseur, sa structuration peut être plus complexe. Au sein du lit silteux, un deuxième train de rides est alors observable **(Fig. 96b)**. Il est beaucoup plus discret que le premier et, fait important, exhibe toujours un

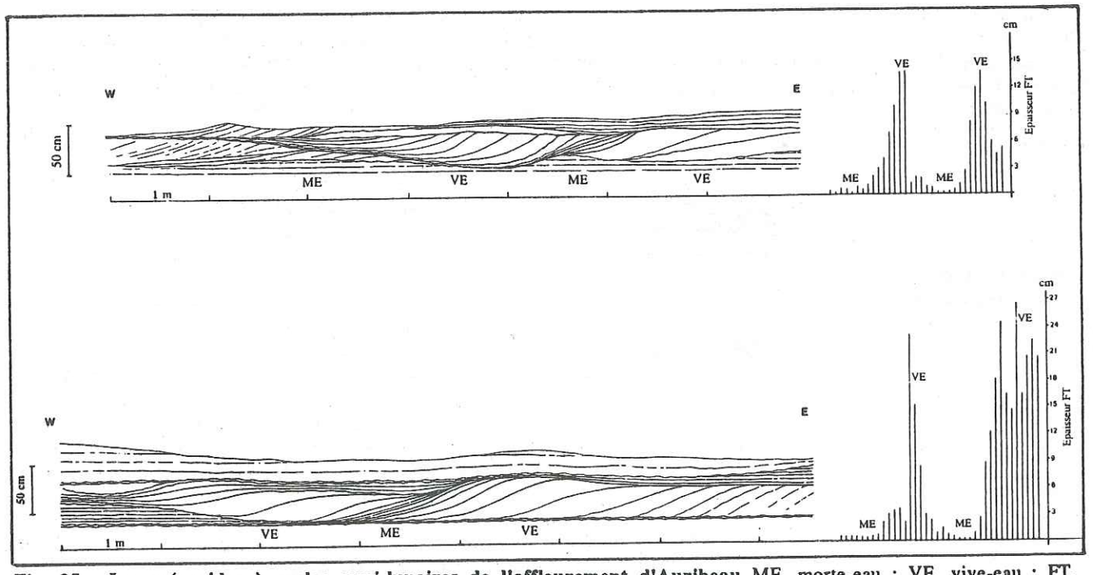


Fig. 95 - Les mégarides à cycles semi-lunaires de l'affleurement d'Auribeau ME, morte-eau ; VE, vive-eau ; FT, faisceaux tidaux

sens de progradation inverse par rapport aux rides sous-jacentes. Ce caractère bi-directionnel atteste incontestablement de l'action d'un courant dominant engendrant le premier train de rides et d'un courant subordonné mettant en place le second.

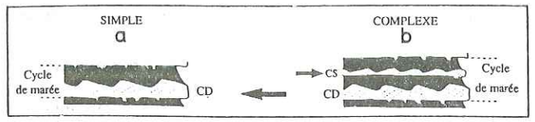


Fig. 96 - Schématisation du cycle de marée (CM) dans la molasse marine. Le CM simple (a) n'enregistre que l'effet du courant dominant (flot ou jusant). Le CM complexe (b) enregistre les effets du courant dominant (CD) et du courant subordonné (CS)

Chacune de ces séquences élémentaires, simple ou complexe, constitue le cycle de marée.

Le cycle de marée le plus complet est par conséquent représenté par deux lits gréseux déposés successivement par le courant dominant (flot ou jusant) et par le courant subordonné (jusant ou flot), et par deux lits silteux décantés pendant les périodes d'étales respectives. Ces deux lits silteux sont comparables au doublet argileux ("mud layer couplet") décrit dans les mégarides par Visser (1980).

La qualité exceptionnelle de cet affleurement d'Auribeau permet une analyse encore plus détaillée du cycle de marée. L'ensemble de l'affleurement montre des paléocourants orientés principalement E-W. Dans les cycles de marées, le courant dominant est dirigé soit vers l'Est soit vers l'Ouest. Ces deux cas de figures se traduisent dans les cycles de marée complets par une organisation différente. Deux types sont ainsi distingués **(Fig. 97)** :

Le type 1 : le courant dominant est dirigé vers l'Est et le premier lit silteux est plus épais que le deuxième **(Pl.VIIIa, b)**.

Le type 2 : le courant dominant est dirigé vers l'Ouest et le deuxième lit silteux est alors plus épais que le premier **(Pl.VIIIc, d)**.

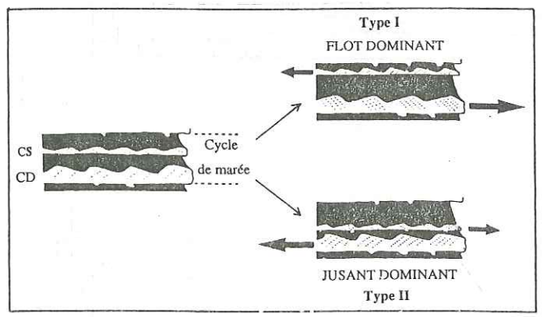


Fig. 97 - Les deux types de cycles de marée complexes

Nous déduisons de ces observations que le cycle de marée de type 1 s'est déposé sous l'action du flot dominant. Le premier lit silteux, le plus épais, correspond alors à l'étale de pleine mer lorsque la tranche d'eau turbide est maximum. Le cycle de marée de type 2 représente au contraire des conditions de jusant dominant, le premier lit silteux, le plus mince, s'étant décanté lors de l'étale de basse mer **(Fig. 98)**. Néanmoins, il convient de signaler que l'importance de la décantation dépend également de la longueur de l'étale. Sur de nombreuses côtes, les étales de pleine et de basse mer peuvent avoir des durées très différentes mais, en règle générale, l'étale de pleine mer demeure la plus longue. Par conséquent, la décantation la plus importante correspond bien, dans la plupart des cas, à cette dernière. Dans la région d'Auribeau, le flot est donc dirigé vers l'Est tandis que le jusant va vers l'Ouest. Cette configuration des paléocourants s'accorde parfaitement avec la situation de l'ouverture du golfe de Digne vers le WSW.

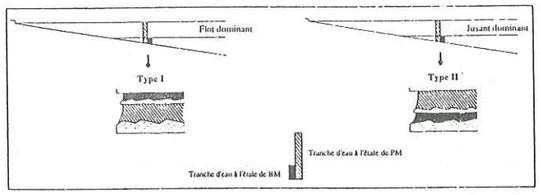


Fig. 98 - Explication des deux types de cycles de marée complexes

L'affleurement d'Auribeau est le seul à notre connaissance qui permette une analyse aussi complète du cycle de marée. Le plus souvent, les alternances étudiées ne montrent que des cycles de marée simples constitués par le couple de base lit gréseux/lit silteux ou argileux au sein duquel l'action du courant subordonné n'est pas observable.

Les cycles de marée décrits dans ces faciès à alternances résultent tous d'une accrétion globalement verticale de la sédimentation. Ils s'opposent ainsi aux faisceaux tidaux des corps progradants qui sont construits par accrétion latérale.

Le cycle de marée matérialise le dépôt au cours d'un cycle complet tidal de flot/jusant. Il équivaut par conséquent à un laps de temps d'environ 12 h si le régime tidal est semi-diurne ou de 24 h si ce régime est diurne. Comme nous le verrons, le régime tidal pendant le dépôt de la molasse marine est à prédominance semi-diurne. Un cycle de marée correspond donc à 12 h de sédimentation.

2-Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée : enregistrement des cycles diurne, semi-lunaire, lunaire et équinoxial.

Une fois le cycle de marée parfaitement défini, une analyse de ses variations d'épaisseur au sein des alternances peut être entreprise. Très souvent, le simple examen à l'affleurement de ces faciès, permet de discerner nettement des dilatations et des amincissements progressifs des cycles de marée successifs. Ce phénomène n'a pas été sans nous rappeler nos observations en baie du Mont-Saint-Michel et les évolutions cycliques de l'épaisseur des faisceaux tidaux au sein des corps progradants.

Afin d'illustrer l'enregistrement vertical des différents cycles tidaux, les exemples présentés sont pris sur toute la bordure nord du bassin, de Saint-Symphorien à l'Ouest, à Esclangon à l'Est, et à tous les niveaux de la molasse marine, de la base au sommet. Avant d'aborder l'étude de ces

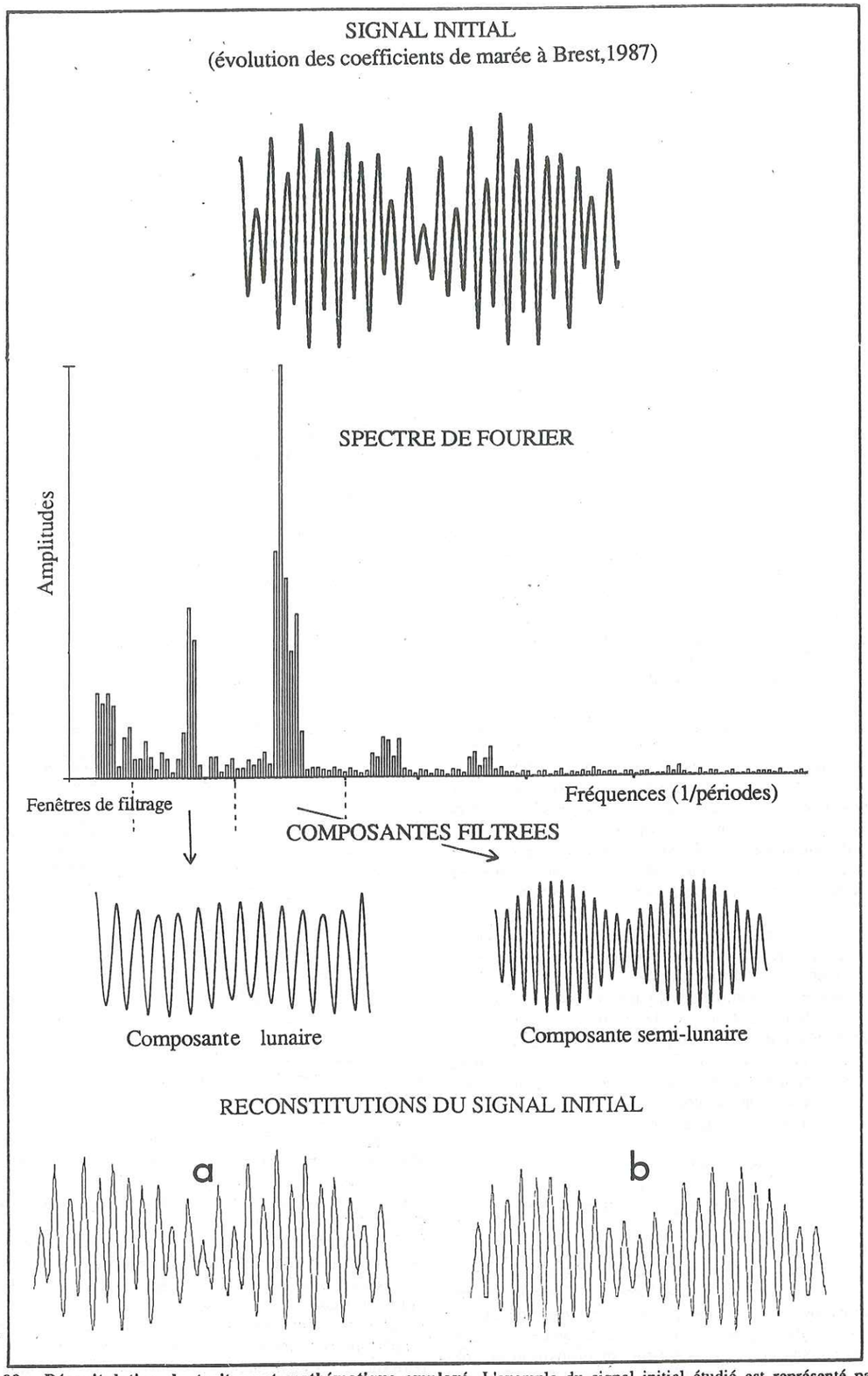


Fig. 99 - Récapitulation du traitement mathématique employé. L'exemple du signal initial étudié est représenté par les coefficients de marée à Brest pour 1987. Les différentes composantes périodiques qui constituent ce signal sont identifiées par transformée de Fourier. Ces périodes sont ensuite sélectionnées par filtrage permettant ainsi d'analyser leur influence séparément. Puis une reconstitution du signal initial est effectuée pour juger l'importance de la contribution de chaque composante périodique (a, reconstitution avec toutes les composantes filtrées ; b, reconstitution ne tenant pas compte de la composante lunaire. On remarque immédiatement que la reconstitution (b) n'est pas conforme avec le signal initial, ce qui montre l'importance de la contribution de cette composante lunaire)

divers sites, un bref exposé sur les principes du traitement mathématique utilisé est proposé.

2-1-Principes de base du traitement mathématique

Pour analyser l'enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale, les épaisseurs de plusieurs centaines de cycles de marée successifs ont parfois été relevés. Ces données, reportées sur un graphique, constituent un signal dont l'interprétation revient en somme à identifier les différentes composantes périodiques qui le composent. Dans la plupart des cas, ce signal des données de terrain suffit à lui seul pour identifier l'enregistrement des cycles. Mais certains exemples sont d'interprétation délicate et nécessitent un traitement mathématique afin d'aboutir à des conclusions satisfaisantes.

Ce traitement mathématique comprend trois phases : une transformée de Fourier, une série de filtrages numériques (**Fig. 99**) et un essai de reconstitution du signal.

La transformée de Fourier. Il s'agit d'une fonction qui permet de reconnaître dans un signal périodique ou non périodique les différentes composantes périodiques qui le constituent. Le résultat de cette transformée donne un spectre de fréquences f (inverses des périodes T) à chacune desquelles correspond un pic. L'amplitude de ce pic reflète directement la contribution relative de la fréquence considérée dans la composition du signal initial.

Le filtrage numérique. Cette deuxième opération complète l'analyse de Fourier. Elle consiste à sélectionner dans le signal initial une composante de fréquence déterminée. Cette fréquence est d'abord détectée dans le spectre de Fourier. Une fenêtre de filtrage est ensuite appliquée autour de celle-ci, éliminant en partie l'influence des autres composantes appartenant au signal. Une courbe filtrée du signal est ainsi obtenue permettant alors son analyse en ne considérant que la composante périodique de fréquence sélectionnée.

La reconstitution du signal initial. Pour confirmer les interprétations tirées à partir des deux méthodes précédentes, cette dernière opération a parfois été effectuée. Il s'agit de reconstituer le signal initial des données de terrain à partir de ses composantes filtrées. Cela permet d'évaluer leur contribution réelle. Par exemple, certaines périodes sont difficilement détectables dans le spectre de Fourier. Pourtant leur contribution est significative et seule la reconstitution peut le prouver. Comme nous le verrons, c'est le cas en particulier de la composante diurne.

2-2-Les différents exemples d'enregistrements

2-2-1-L'exemple d'Auribeau (**Pl.VIIIe, f, g**)

L'affleurement d'Auribeau présente à une vingtaine de mètres en contre-bas de la route, une passée à alternances gréso-silteuses à wavy-bedding dominant. Ces alternances sont constituées par la superposition de cycles de marée complets de type 2 (jusant dominant) et de cycles de marée simples. L'épaisseur totale de cette superposition qui ne montre apparemment aucun hiatus, est de 4,80 m. Sur une même verticale, les cycles de marée révèlent très nettement des dilatations et des amincissements progressifs tout à fait remarquables. Pour mener à bien l'analyse de cette évolution, les épaisseurs de tous les lits successifs gréseux et silteux ont été relevées séparément (**Fig. 100 a**). Dans les cycles de marée complets, pour des raisons de commodités, nous avons mesuré le lit gréseux du courant dominant et l'ensemble des deux lits silteux d'étale et du lit gréseux du courant subordonné (**Fig. 100 b**). Au total, 412 relevés ont été effectués représentant 206 cycles de marée.

Fig. 100 - Méthode de mesure de l'épaisseur du cycle de marée, simple (a) et complexe (b)

Résultats

Les données recueillies sont reportées sur un graphique figurant en abscisses l'épaisseur des cycles de marée (en mm) et en ordonnées leur nombre.

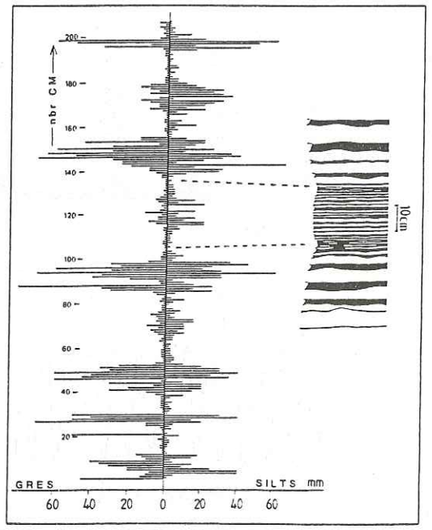


Fig. 101 - Exemple d'AURIBEAU. Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée

Conformément aux premières observations de terrain, il apparaît immédiatement que les cycles de marée successifs se dilatent et s'amincissent progressivement et de façon cyclique. Chaque cycle ainsi défini comporte entre 20 et 28 cycles de marée (**Fig. 101**). Ces valeurs s'accordent bien avec le nombre de 28 marées par cycle semi-lunaire actuel, pour un régime tidal semi-diurne. Il semble donc indéniable que cette évolution reflète l'enregistrement vertical de 9 cycles successifs de morte-eau/vive-eau. Les cycles de marée les plus épais correspondent aux périodes de vives-eaux et les plus minces, aux périodes de mortes-eaux. Une deuxième périodicité est également remarquable. Elle se traduit par l'alternance de grande vive-eau et de petite vive-eau. Il s'agit vraisemblablement du cycle lunaire.

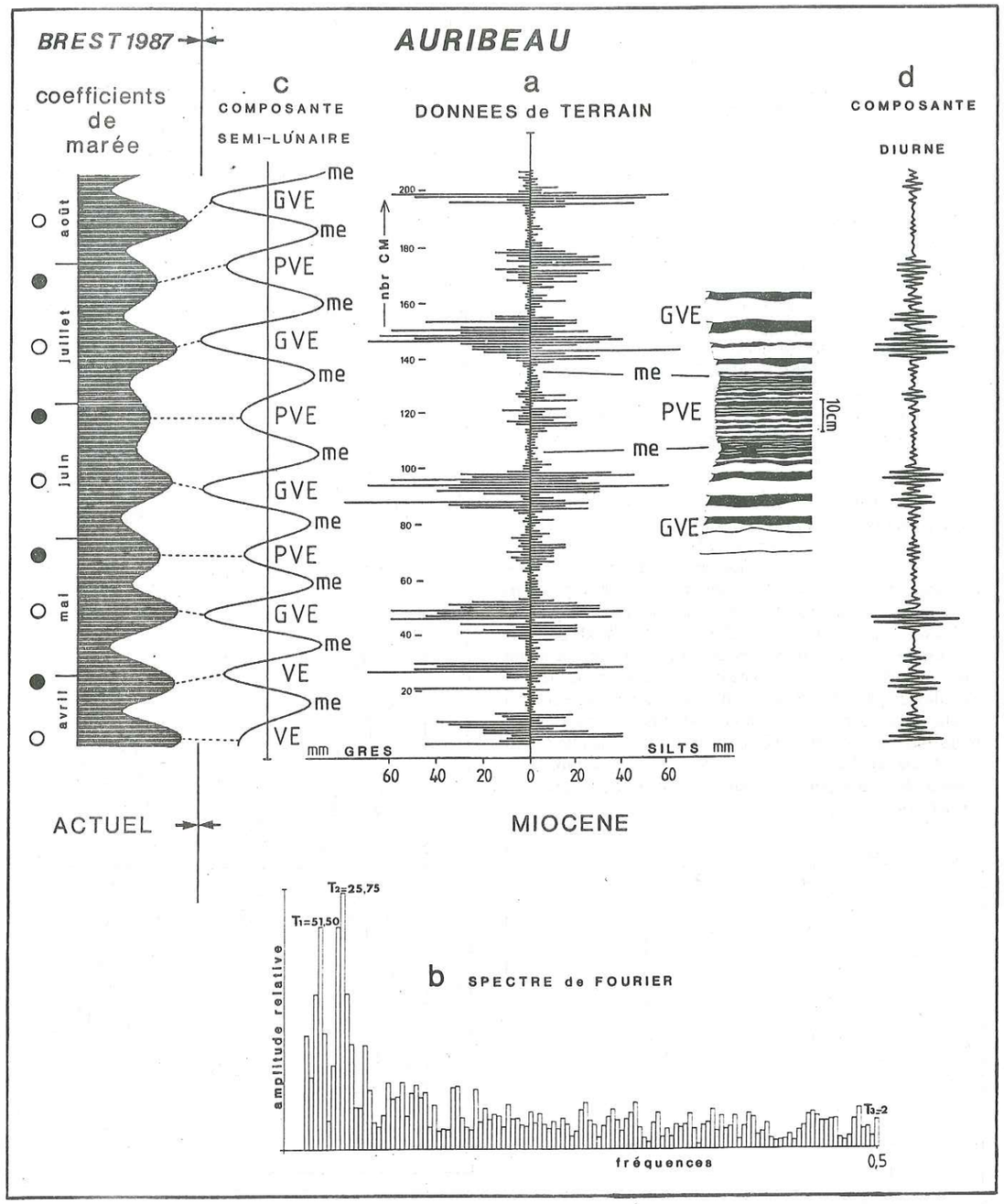


Fig. 102 - Interprétation de l'enregistrement d'Auribeau. PVE, petite vive-eau ; GVE, grande vive-eau ; me, morte-eau

Le traitement mathématique appliqué à ces données confirme pleinement ces premières conclusions (**Fig.102**).

Dans le spectre de Fourier (**b**), deux pics principaux se détachent aux périodes respectives de T1=51,50 et T2=25,75 soit 51,50 et 25,75 cycles de marée. La période T2=25,75 corrobore l'existence dans le signal initial de la composante semi-lunaire et la période T1=51,50, celle d'une composante de double durée, c'est-à-dire lunaire.

La courbe (**c**) obtenue en appliquant une fenêtre de filtrage autour de T2 fait apparaître clairement les 9 cycles successifs de morte-eau/vive-eau. La comparaison de cette courbe (**c**) avec celle des coefficients actuels de marée pris à Brest entre les mois d'avril et août 1987, dévoile une quasi parfaite corrélation. Cette comparaison nous confirme que l'alternance des petites vives-eaux et des grandes vives-eaux correspond au cycle lunaire de pleine lune/nouvelle lune. Cette étroite corrélation permet de situer le dépôt de ces alternances en période de solstices lorsque les contrastes d'amplitude entre les vives-eaux de pleine lune et les vives-eaux de nouvelle lune sont très importants. Nous sommes par conséquent en mesure d'appréhender ici le cycle équinoxial ou semi-annuel.

En appliquant une fenêtre de filtrage autour de l'ensemble des basses fréquences (grandes périodes), une simple courbe lissée du signal est obtenue (**Fig. 103**). Cette courbe révèle que les grandes vives-eaux, à l'exception de la dernière, montrent une discontinuité dans leur première partie qui se traduit par un amincissement systématique de 1 à 2 cycles de marée avant d'atteindre celui d'épaisseur maximum. Cette perturbation apparaît toujours au même niveau dans ces grandes vives-eaux. Elle pourrait bien sûr s'expliquer par des processus d'érosion sous l'action de la houle. Mais la régularité de ce phénomène rend très peu plausible une telle hypothèse. Il est probable qu'elle reflète plutôt une soudaine diminution de la charge sédimentaire disponible liée à une dispersion du nuage de matériel en suspension.

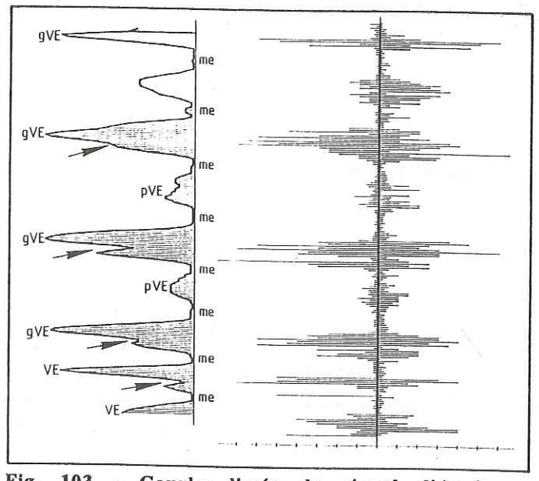


Fig. 103 - Courbe lissée du signal d'Auribeau montrant la discontinuité au début des grandes vives-eaux

Un phénomène identique d'afflaiblissement de la turbidité en début de vive-eau a déjà été décrit dans l'estuaire du Saint-Laurent par Anglejan et Ingram (1984) sans être toutefois attribué à une cause particulière.

Dans le cas d'Auribeau, cette perturbation a vraisemblablement une signification morphologique en relation directe avec le milieu de dépôt. En effet, on peut imaginer par exemple que le débordement d'un chenal provoque la dispersion du nuage turbide. Ce débordement n'ayant lieu qu'à partir d'un coefficient de marée minimum, la perturbation ainsi provoquée se produira toujours au même moment dans le cycle. Il faut envisager qu'au cours des marées suivantes, alors que les coefficients continuent à augmenter, la turbidité redevient stable et permet à nouveau l'enregistrement régulier des cycles de marée.

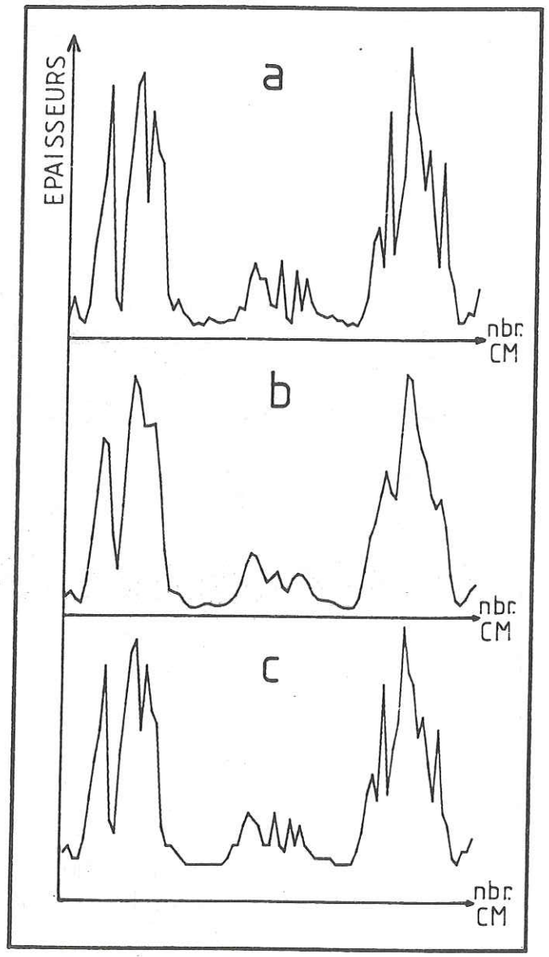


Fig. 104 - Essai de reconstitution du signal initial d'Auribeau à partir de ses composantes filtrées. (a), une partie du signal initial d'Auribeau -sont figurées les épaisseurs globales des cycles de marée, grés + silt- ; (b), reconstitution sans la composante diurne (T = 2) ; (c), reconstitution avec la composante diurne. La concordance entre (a) et (c) est meilleure que celle entre (a) et (b)

Le nombre moyen de 25,75 cycles de marée par cycle semi-lunaire indique un régime tidal semi-diurne ou du moins à prédominance semi-diurne. Chaque cycle de marée qui représente donc 12h de dépôt, correspond par conséquent à un cycle semi-diurne. L'existence d'une composante diurne dans le signal, reflétant une éventuelle inégalité d'énergie entre deux marées successives d'une même journée peut être détectée dans le spectre de Fourier..Il s'agit de la période T3=2 au niveau de laquelle une très légère augmentation d'amplitude du pic est notable (**Fig. 102b**). La courbe (**d**) de filtrage autour de cette nouvelle période nous enseigne qu'il existe effectivement une alternance régulière de lit plus épais et de lit moins épais par rapport à une épaisseur moyenne. Cela signifie que comparativement à une énergie moyenne, l'énergie de deux marées successives est légèrement plus forte et plus faible. Cette inégalité correspond au cycle diurne. Notons qu'elle s'exprime mieux en vives-eaux. En mortes-eaux, les cycles de marée sont trop minces pour montrer des contrastes d'épaisseur significatifs. La contribution réelle de cette composante diurne dans le signal initial peut être mise en doute par l'amplitude très limitée de son pic dans le spectre de Fourier. Pour s'en assurer, une reconstitution du signal avec ses composantes filtrées a été nécessaire (**Fig. 104**). La courbe (**a**) représente une partie du signal initial. La courbe(**b**) est une reconstitution du signal sans la composante diurne tandis que la courbe(**c**) additionne toutes les composantes y compris la diurne. Il est manifeste que cette courbe(**c**) concorde beaucoup mieux que la courbe(**b**) avec le signal initial. La période T3=2 est donc bien l'une des composantes significatives de ce signal.

Ce premier exemple d'Auribeau montre un enregistrement en accrétion verticale des cycles diurne, semi-lunaire, lunaire et équinoxial. Il s'agit incontestablement de l'un des enregistrements le plus spectaculaire et le plus complet que nous ayons analysé. A travers d'autres exemples, nous examinerons toutes les nuances que présente ce type d'enregistrements dans la molasse marine, permettant ainsi d'appréhender leurs différentes conditions de formation.

2-2-2-L'exemple de Saint-Symphorien (**Pl.IXa, b, c**)

Dans le ravin de Saint-Symphorien, à partir de 250 m au-dessus de la base, la molasse marine présente des faciès tidaux consistant pour l'essentiel en des grés à grands litages obliques et des passées d'alternances gréso-silteuses à litage de rides de courant. Ces dernières, souvent puissantes de plusieurs mètres, voire dizaine de mètres, montrent de fréquentes variations cycliques d'épaisseurs de leurs lits successifs. Mais, il est très rarement possible d'y effectuer des mesures sans rencontrer de hiatus dû à l'érosion ou à la bioturbation parfois active. Cependant, quelques relevés ont pu être faits sur une épaisseur suffisante pour qu'ils soient significatifs.

L'un d'entre eux, situé à +695 m de la coupe (Voir localisation Fig. 64 ; X=898,50 ; Y=218,062), révèle un enregistrement très intéressant. Il concerne des alternances placées sous une barre gréseuse à litage oblique et à base plus ou moins chenalisante. Contrairement à Auribeau, ces alternances ne sont composées que par des cycles de marée simples consistant en un lit gréseux et un lit silteux. Pour les plus épais, le lit gréseux correspond à un train de rides généralement affecté à sa base par de grosses figures de charge tandis que dans les plus minces, ce lit gréseux est plan. L'orientation de l'affleurement ne permet pas de distinguer le sens de progradation des rides. Aucun cycle complet avec le dépôt du courant subordonné n'a été observé. De plus, par rapport à Auribeau, la proportion en silt dans ces cycles de marée est beaucoup moins importante.

Nous avons relevé l'épaisseur de tous les lits gréseux et de tous les lits silteux représentant un total de 176 cycles de marée successifs, sur une puissance globale de 2 m.

Résultats

Ces cycles de marée présentent à nouveau de très remarquables dilatations et amincissement progressifs et cycliques (**Fig. 105**). Entre deux amincissements, le nombre de cycles de marée varie de 14 à 23. Contrairement à celles d'Auribeau, ces valeurs ne s'accordent pas parfaitement avec le nombre de 28 marées par cycles semi-lunaire en régime tidal semi-diurne. Elles se rapprochent plutôt de la valeur idéale de 14 en régime diurne. Il faut alors envisager que le régime tidal au moment du dépôt de ces alternances de Saint-Symphorien était à prédominance diurne. Ces considérations ne sont bien entendu valables que si le milieu de sédimentation est subtidal. Malgré le doute subsistant quant à la signification du nombre de cycles de marée et compte-tenu de l'aspect cyclique de cette nouvelle évolution, il s'agit là encore d'un enregistrement vertical de 10 cycles semi-lunaires successifs.

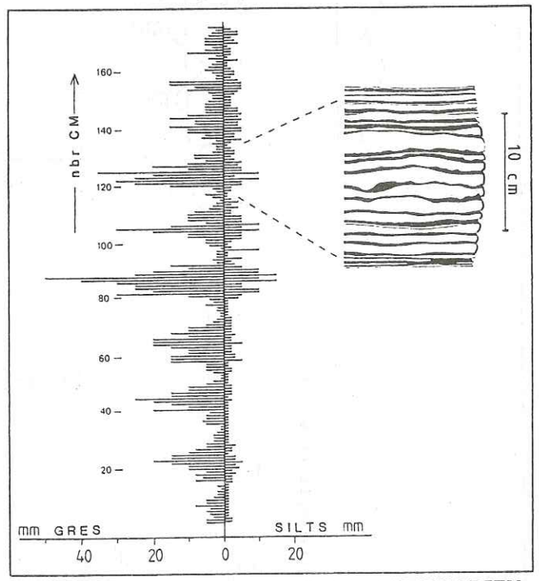


Fig. 105 - Exemple de SAINT-SYMPHORIEN. Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée

Dans le spectre de Fourier (**Fig. 106b**), le pic majeur est positionné à la période T2=20. Il confirme que la composante principale du signal est semi-lunaire. 20 est le nombre moyen de cycles de marée par cycle de morte-eau/vive-eau. La comparaison de cette valeur avec celle de

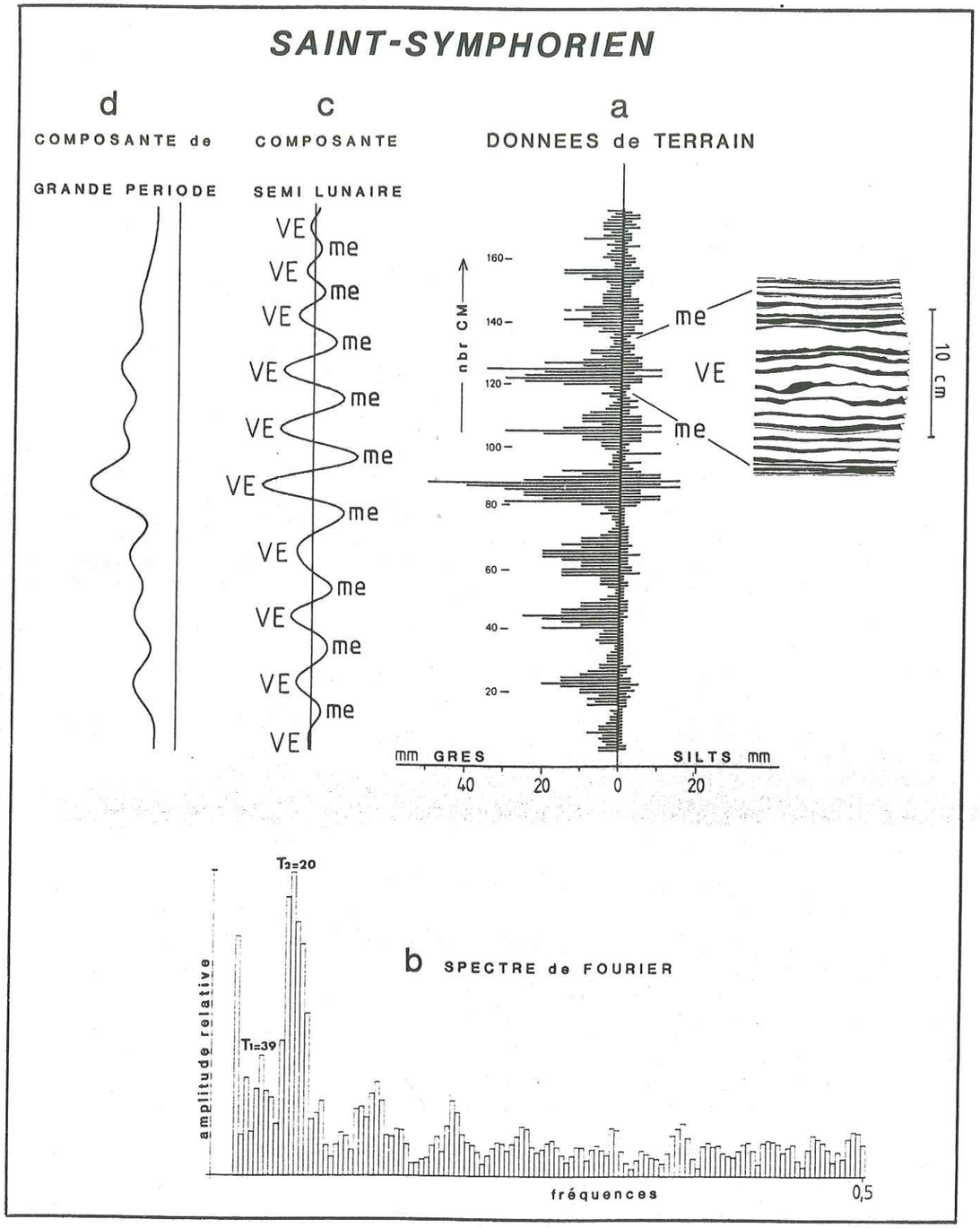


Fig. 106 - Interprétation de l'enregistrement de Saint-Symphorien

28 ou 14 ne permet pas de définir assurément le régime tidal. L'hypothèse de départ penchait pour un régime à prédominance diurne. Une telle inversion de régime entre Auribeau et Saint-Symphorien, bien que ces deux affleurements ne soient pas forcément synchrones, est-elle vraiment possible ? Nous pensons au contraire que le régime tidal est resté à prédominance semi-diurne pendant tout le dépôt de la molasse marine. Ainsi ces nouveaux cycles semi-lunaires de Saint-Symphorien sont-ils beaucoup moins complets que ceux enregistrés à Auribeau.

Le spectre de Fourier montre également un pic à la période double de T2, T1=39. Il s'agit du cycle lunaire. Le signal des données de terrain révèle effectivement une alternance de grandes vives-eaux et de petites vives-eaux. Cependant leur contraste d'amplitude est beaucoup plus faible qu'à Auribeau. La contribution de cette composante lunaire dans l'enregistrement est mineure.

Quant à la courbe (c), obtenue par filtrage autour de T2=20, elle fait apparaître très nettement les cycles semi-lunaires de morte-eau/ vive-eau et, à un moindre degré, les cycles lunaires.

Le spectre de Fourier ne montre par contre aucun pic d'amplitude significative à la période T=2. Le cycle diurne est dans cet enregistrement quasiment inexistant. Le test de reconstitution, nécessaire à Auribeau pour le détecter, rend compte ici de son absence. Cette nouvelle différence avec l'enregistrement d'Auribeau peut s'expliquer par le fait que les alternances de Saint-Symphorien ne se sont pas mises en place durant la même époque de l'année. En effet, dans certaines régions, l'inégalité diurne est plus marquée en période de solstice qu'en période d'équinoxe, ou inversement. Il est probable que la morphologie côtière, pouvant varier d'un site à l'autre, a également joué un rôle important.

La particularité de cet enregistrement vertical de Saint-Symphorien est de dévoiler une composante de grande période qui n'apparaissait pas à Auribeau (**Fig. 106d**). Cette composante, qui se traduit dans le spectre de Fourier par le premier pic, reflète l'évolution suivante : le nombre de cycles de marée ainsi que leur épaisseur moyenne par cycle semi-lunaire, augmentent puis diminuent progressivement vers le sommet de la coupe. Parallèlement à cette évolution d'ensemble, on remarque que les lits silteux ne subissent des variations d'épaisseur qu'à partir du milieu de la coupe, au niveau du cycle semi-lunaire le plus complet et épais. Ce cycle semi-lunaire témoigne probablement de phénomènes d'érosion moins actifs par rapport aux cycles semi-lunaires sous-jacents qui se caractérisent par des lits silteux constamment très minces. Quant aux cycles semi-lunaires sus-jacents, qui sont également de moins en moins complets mais qui présentent des lits silteux plus épais, il est vraisemblable que leur enregistrement atteste de conditions d'énergie au contraire plus clémentes. Les lacunes de cycles de marée seraient alors dues à un manque de dépôt et non à de l'érosion. Cette composante de grande période pourrait être attribuée à une variation saisonnière ou équinoxiale telle que nous l'avions identifiée à Auribeau. Dans ce cas, il faut situer le moment de sédimentation de ces alternances en période d'équinoxe. Cependant, si cette hypothèse explique les variations globales d'épaisseur des cycles de marée, elle ne permet pas d'interpréter les variations du nombre de ces cycles de marée par cycle semi-lunaire. Pour cette raison, nous pensons que cette évolution complexe se rattache plutôt à la morphologie du milieu de dépôt et qu'elle traduit les modifications d'énergie, se produisant, par exemple, au cours du comblement d'un chenal (**Fig. 107**). En effet, dans le fond d'un chenal, l'énergie est maximum et l'agitation des eaux importante. Les processus d'érosion y sont actifs et la décantation des particules fines est difficile. Au fur et à mesure que le remplissage du chenal s'opère, cette énergie s'affaiblit et atteint vraisemblablement un seuil au niveau duquel la sédimentation devient optimale. Au delà de ce seuil, l'énergie continuant à s'affaiblir et le niveau topographique s'élevant, ce taux de sédimentation ainsi que le nombre de marées effectivement enregistrées, diminuent progressivement. Dans cette hypothèse, il est probable que les derniers cycles semi-lunaires se soient déposés en domaine intertidal franc.

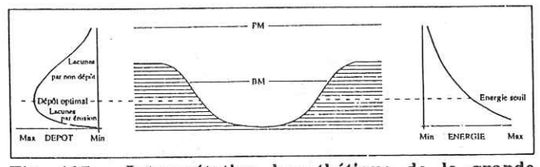


Fig. 107 - Interprétation hypothétique de la grande période composant l'enregistrement de Saint-Symphorien. PM, pleine mer ; BM, basse mer

2-2-3-L'exemple d'Esclangon **(Pl. IXd, e)**

Contrairement aux deux coupes précédentes qui montrent un enregistrement quasiment parfait de tous les cycles tidaux, l'affleurement étudié à Esclangon constitue un exemple limite d'interprétation à partir des données de terrain et souligne tout l'intérêt du traitement mathématique.

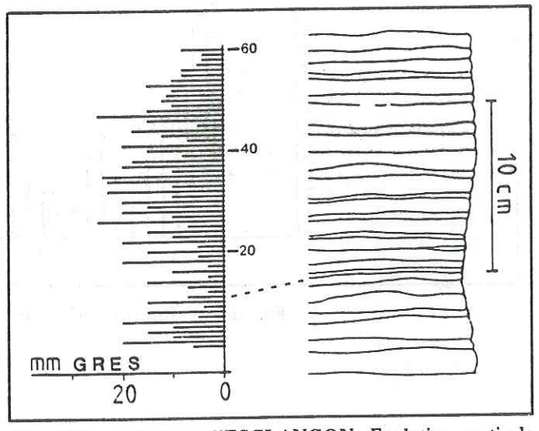


Fig. 108 - Exemple d'ESCLANGON. Evolution verticale de l'épaisseur des lits gréseux successifs

La molasse marine dans cette région nord-orientale du bassin s'est déposée dans un environnement soumis essentiellement à une dynamique de houles et de tempêtes. Cette dynamique est particulièrement bien exprimée dans le membre 1 où abondent des grés à litage de rides de vagues et à litage oblique en mamelons. Néanmoins, la présence d'alternances gréso-silteuses à lits plans, ou plus rarement, à litage de rides de courant témoigne aussi d'une dynamique certainement tidale. Ces faciès, qui demeurent toutefois

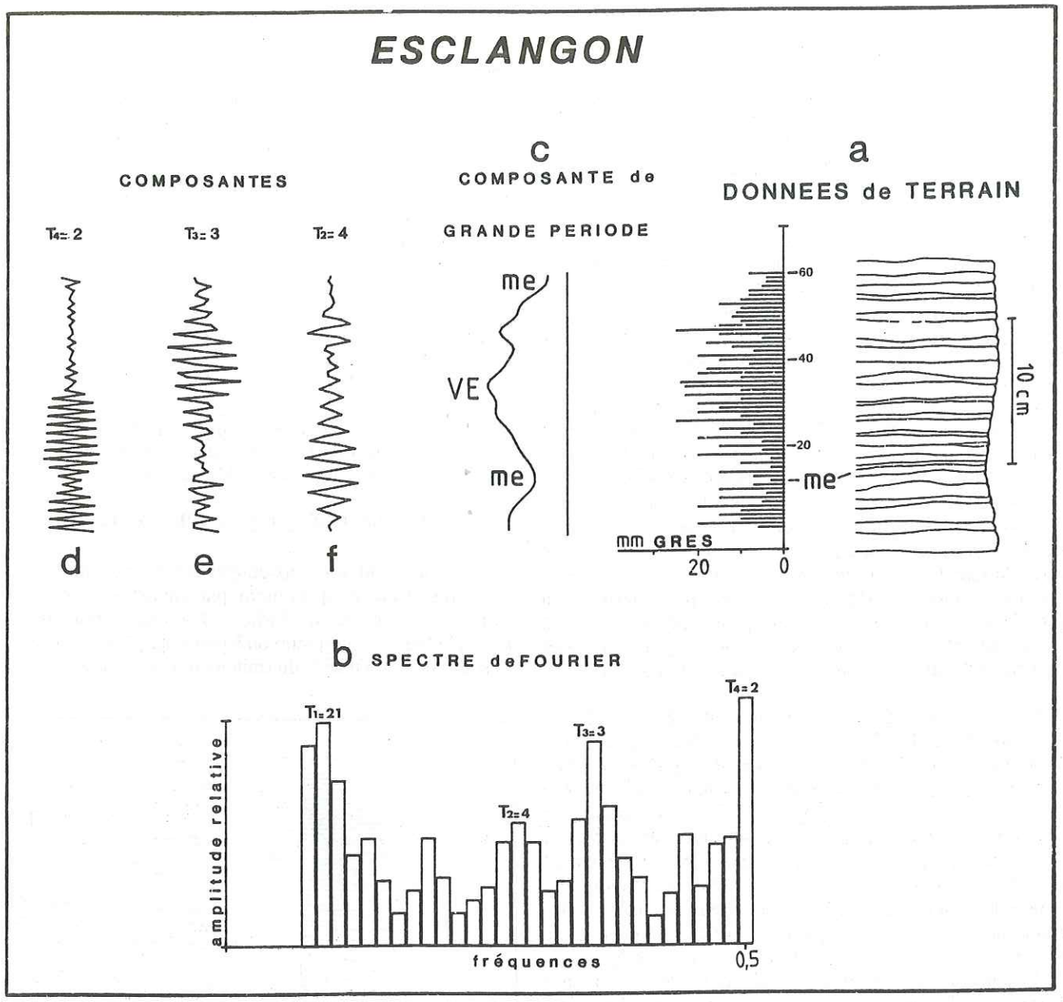


Fig. 109 - Interprétation de l'enregistrement d'Esclangon

exceptionnels, sont notamment observables dans des formes chenalisantes de taille assez réduite. C'est dans un de ces petits chenaux que nous avons effectué un relevé d'épaisseurs.

L'affleurement est situé en rive gauche du Bès, le long de la route départementale 900A, au Nord du point coté 774 (X=914,537 ; Y=219,437). Les alternances qui comblent ce chenal résultent d'une superposition, d'environ 70 cm d'épaisseur, de lits gréseux plurimillimétriques à pluricentimétriques séparés les uns des autres par un interlit silteux extrêmement mince voire inexistant. Chaque lit gréseux correspond à un train de rides au profil très irrégulier et ne montrant aucune lamine progradante. Sans pouvoir l'affirmer, il s'agit probablement de rides de courant remaniées par des vagues. Des amincissements et des dilatations progressifs des lits sont encore ici reconnaissables. Mais le caractère le plus frappant de ces dépôts consiste en une alternance assez régulière de lits épais et de lits minces **(Fig. 108)**. Cette alternance rappelle l'action d'un courant dominant et d'un courant subordonné. Si tel est le cas, le couple lit épais/lit mince constitue alors le cycle de marée. Afin de confirmer cette première hypothèse et mettre en évidence un enregistrement éventuel de cycles tidaux dans ces dépôts, les épaisseurs de tous les lits gréseux ont été mesurées, soit au total 60.

Résultats (Fig. 109)

Compte-tenu du nombre très restreint de lits relevés, il est difficile de dégager une nette évolution de leur épaisseur. Néanmoins, après avoir subit un amincissement à la base, ils se dilatent puis à nouveau s'amincissent progressivement vers le sommet. Deux cycles sont ainsi définis : l'amorce d'un premier contenant 15 lits gréseux et un deuxième, plus complet, en comprenant 45. Pour ce dernier, il s'agit peut être d'un cycle semi-lunaire en admettant qu'un couple lit épais/lit mince représente un cycle de marée. La valeur de 45 serait alors à rapprocher de celle idéale de 56 par cycle de morte-eau/vive-eau, soit 28 événements de flot plus 28 événements de jusant.

L'examen du spectre de Fourier révèle quant à lui l'existence de quatre composantes essentielles **(Fig. 109b)**: T1=21 ; T2=4 ; T3=3 ; T4=2.

La période T1=21 indique que par transformée de Fourier, trois cycles contenant en moyenne 21 éléments ont été détectés. La courbe (c) obtenue par filtrage autour de cette période, confirme cependant qu'il n'existe qu'un seul cycle principal.

La période T4=2 est la plus énergétique dans le spectre. Rappelons qu'à Auribeau, cette même période correspond au cycle diurne. Ici, elle reflète également une alternance de lits épais et de lits minces que nous attribuons, *a priori*, à l'action d'un courant dominant et d'un courant subordonné. En fait, ce qui nous permet de corréler ce couple lit épais/lit mince au couple courant dominant/courant subordonné et non au cycle diurne est la présence de la période T2=4. Si T4=2 représentait le cycle diurne comme à Auribeau, T2=4 n'aurait alors pas lieu d'exister. Dans le cas présent, c'est donc la période T2=4 qui correspond au cycle diurne.

Quant à la dernière période T3=3, elle traduit le non-enregistrement épisodique du courant subordonné. Cette interprétation est confirmée en comparant les courbes (d), (e) et (f) obtenues respectivement par filtrage autour de T2, T3 et T4. On remarque ainsi que la période T3=3 est mieux exprimée quand T2 et T4 sont pratiquement inexistantes, c'est-à-dire lorsque l'alternance lit épais - lit mince disparaît **(Fig. 110)**.

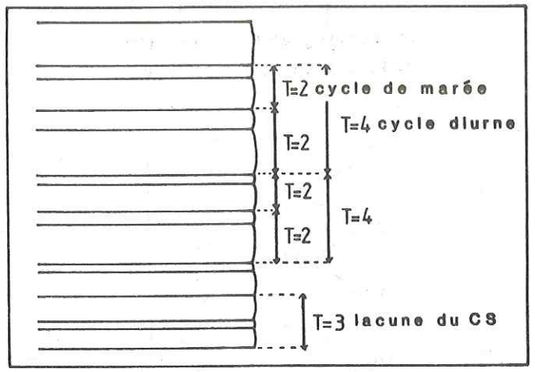


Fig. 110 - Explication de l'existence des periodes T2 = 4, T3 = 3 et T4 = 2 dans l'enregistrement d'Esclangon

Cet affleurement d'Esclangon nous révèle donc l'enregistrement du cycle de marée (cycle semi-diurne), du cycle diurne et probablement du cycle semi-lunaire dans un environnement sédimentaire globalement dominé par une dynamique de houles. Le traitement mathématique s'est avéré indispensable pour démontrer l'origine tidale de ces dépôts.

2-2-4-L'exemple de Bramefan 4 **(Pl.IXf)**

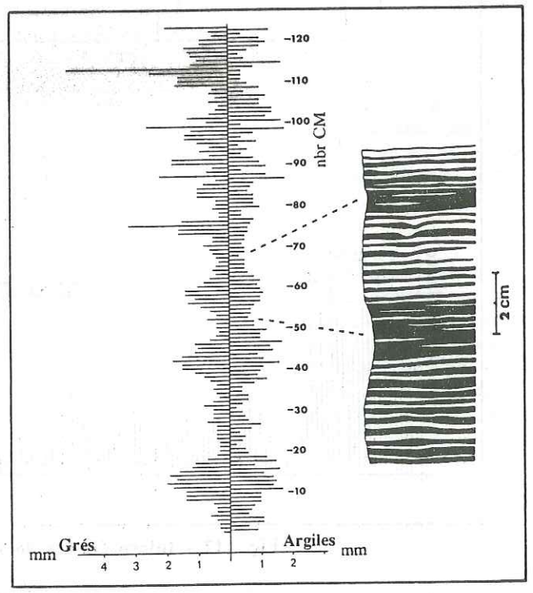


Fig. 111 - Exemple de BRAMEFAN 4. Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée

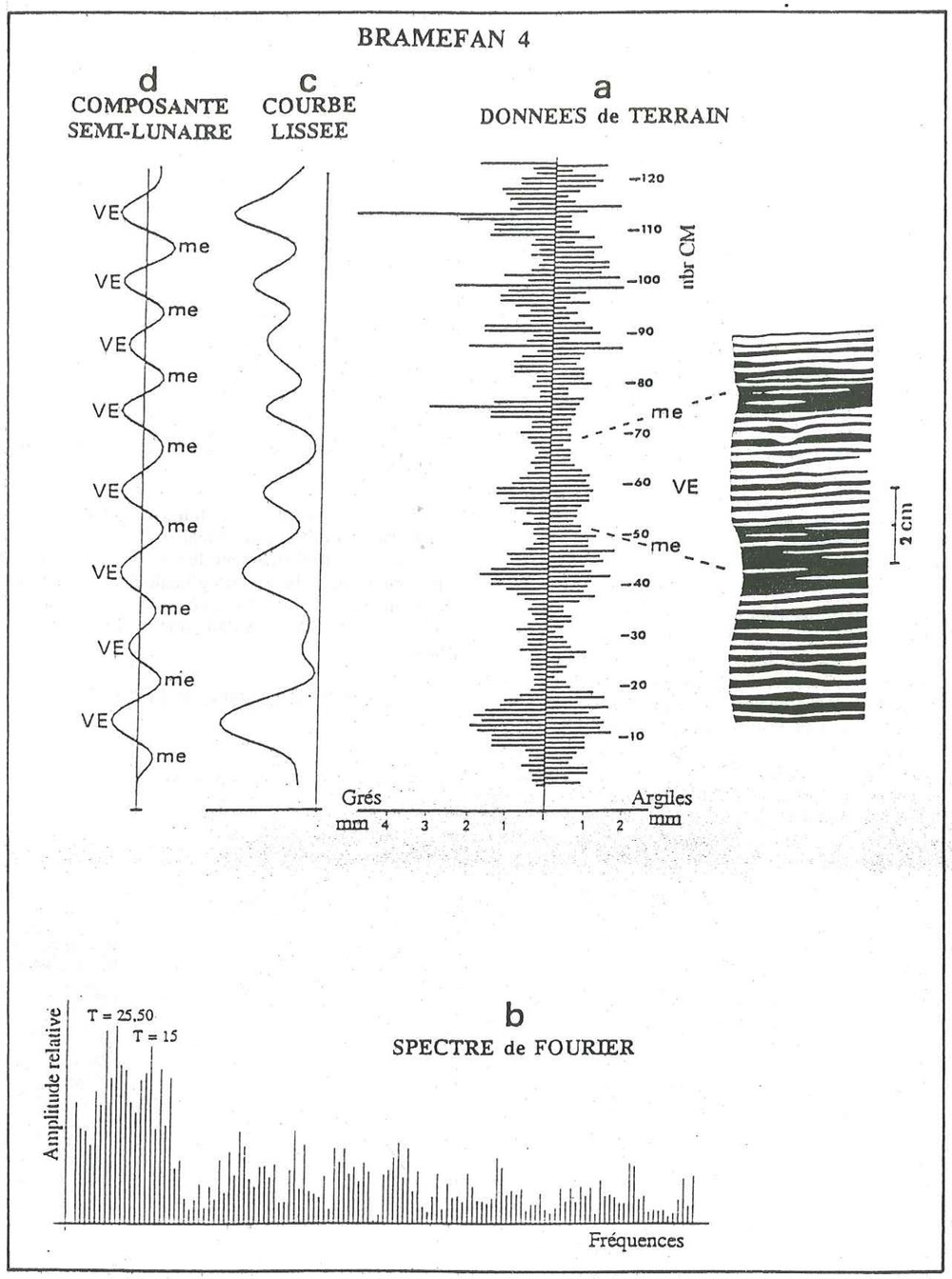


Fig. 112 - Interprétation de l'enregistrement de Bramefan 4

Ce nouvel exemple a été choisi à la base du membre 4 de la molasse marine dans le ravin de Bramefan (Voir localisation **Fig. 75**). Ce dernier membre de la série qui fait suite à des dépôts typiquement tidaux à mégarides et alternances gréso-silteuses, voit l'apparition de faciès à dominante argileuse montrant de minces lits gréseux plans millimétriques. Ces faciès n'ont apparemment aucun caractère commun avec les alternances gréso-silteuses à cycles tidaux. Cependant, un examen attentif de leur fin litage permet de constater des dilatations et des amincissements progressifs des lits successifs.

La bioturbation, présente dans ces dépôts, perturbe souvent la régularité du litage. Pour cette raison, nous n'avons pu effectuer qu'un seul relevé suffisamment épais pour être significatif. Son épaisseur n'est que de 24 cm et il représente un total de 123 doublets lit gréseux/lit argileux soit 123 cycles de marée (**Fig. 111**).

Résultats (Fig. 112)

Le graphique des données de terrain montre très clairement que les lits successifs se dilatent et s'amincissent progressivement de façon cyclique. Entre deux amincissements, le nombre de cycles de marée varie de 13 à 18.

Cette évolution est retranscrite par la courbe lissée (c) du signal, obtenue en appliquant un filtre autour des périodes T1 = 25,5 et T2 = 15 détectées dans le spectre de Fourier. T2 = 15 confirme la périodicité d'une quinzaine de cycles de marée observée sur le terrain et la courbe (d) de filtrage autour de T2, la fait parfaitement ressortir.

Si cette composante périodique principale de l'enregistrement est à nouveau semi-lunaire, il s'agit alors de 8 cycles de morte-eau/vive-eau très incomplets par rapport à un cycle idéal de 28 événements déposé en domaine subtidal et sous un régime semi-diurne. Par contre, ils peuvent correspondre à des cycles semi-lunaires subtidaux complets déposés en régime tidal à prédominance diurne. Mais, comme nous l'avons déjà signalé, un tel régime est peu probable.

Lors de l'étude sédimentologique de la molasse marine, nous avions attribué le dépôt de ces alternances argilo-gréseuses millimétriques, en fonction de leur contexte faciologique, à un environnement intertidal moyen à supérieur. L'évolution verticale de leur litage confirme pleinement cette interprétation. Rappelons que sur la haute slikke de la baie du Mont-Saint-Michel, les cycles semi-lunaires ne comportent qu'une douzaine de cycles de marée. Plus on se rapproche du domaine supratidal, et plus ce nombre de cycles de marée diminue. Par conséquent, ces cycles semi-lunaires à 15 cycles de marée du membre 4 du ravin de Bramefan sont des cycles de morte-eau/vive-eau enregistrés au niveau du domaine intertidal supérieur.

La période T1 = 25,5 peut refléter, quant à elle, le cycle lunaire. Il existe effectivement dans l'enregistrement, une alternance de grandes vives-eaux et de petites vives-eaux. Cependant les différences d'amplitudes sont assez ténues et elles s'inversent entre la base et le sommet de la coupe (**Fig. 112c**). Nous ne pouvons pas affirmer que ce phénomène est attribuable au cycle de pleine lune/nouvelle lune.

Enfin, le cycle diurne, détecté dans les alternances gréso-silteuses des exemples précédents, n'apparaît pas dans cet enregistrement. Les épaisseurs des lits n'ont pas assez de contraste pour montrer les nuances qu'implique cet ordre de cycle dont l'identification est déjà très difficile dans les cycles de marée centimétriques.

Ces cycles semi-lunaires du membre 4 de la molasse marine sont très comparables à ceux observés en baie du Mont-Saint-Michel. Mais dans ces derniers, l'exondation en période de morte-eau se marque toujours par un lit argileux beaucoup plus noir que les autres. Une telle limite n'a jamais été observée dans les cycles miocènes.

2-3-Conditions de formation et de préservation des cycles tidaux ; notion de cycles amalgamés

Les quatre exemples qui viennent d'être traités comptent parmi les plus éloquents que nous ayons observés dans la molasse marine. Ils sont représentatifs de toute la bordure nord du bassin, de l'Ouest (Saint-Symphorien) à l'Est (Esclangon) en passant par le centre (Auribeau, Bramefan), et mettent en évidence l'importance et l'évolution de la dynamique tidale au cours du dépôt de la formation. Esclangon est l'exemple extrême qui montre qu'à une dynamique de houles largement dominante, peut se surimposer localement l'influence tidale. A Auribeau et Saint-Symphorien, au contraire, les courants de marée sont pratiquement les seuls agents de transport. Leur action se matérialise par des enregistrements très spectaculaires, toutes les conditions nécessaires à leur existence étant sans aucun doute réunies. L'exemple de Bramefan 4, enfin, constitue un enregistrement dont le mode de dépôt est probablement voisin des cycles semi-lunaires rencontrés dans les sédiments de la haute slikke de la baie du Mont-Saint-Michel.

Ces quatre exemples représentent en fait une faible proportion par rapport aux milliers de mesures effectuées dans les faciès tidaux à alternances gréso-silteuses ou gréso-argileuses de la molasse marine. Parmi tous les relevés réalisés, peu montrent des enregistrements vraiment évidents et cela témoigne du caractère assez exceptionnel de ce phénomène. Cette relative rareté des enregistrements a déjà été signalée dans la baie du Mont-Saint-Michel.

Grâce à nos diverses observations dans les dépôts actuels et à une bonne connaissance du contexte environnemental de ces alternances, nous allons tenter de cerner les différentes conditions de formation et de préservation de ces enregistrements verticaux des cycles tidaux dans la molasse marine.

-La condition primordiale mise en évidence dans la baie du Mont-Saint-Michel, est l'absence de facteurs perturbateurs de la dynamique tidale tels que les vagues ou les tempêtes. La moindre agitation sur le lieu de dépôt modifie la turbidité et empêche la décantation des particules fines, rompant ainsi l'évolution progressive et cyclique de l'épaisseur des cycles de marée. Cette condition n'est satisfaite qu'en période de beau temps et/ou dans un milieu à l'abri des influences non-tidales.

Dans la molasse marine, l'existence d'un milieu abrité tel un chenal est subodorée par certains caractères de ces dépôts à cycles tidaux.

Ces enregistrements verticaux, et en particulier ceux d'Auribeau, de Saint-Symphorien et d'Esclangon, mettent à jour des taux de sédimentation instantanée extrêmement élevés. A Esclangon et Saint-Symphorien, ce taux est

d'environ 30 cm/mois et à Auribeau, il dépasse 1 m/mois. La subsidence du bassin de Digne, bien qu'importante, ne peut en aucun cas être invoquée à cette échelle de l'observation. Il faut par conséquent imaginer que ces alternances se mettent en place dans des dépressions préexistantes à leur dépôt comme par exemple des chenaux abandonnés.

Esclangon est le seul enregistrement où les alternances correspondent effectivement au remplissage d'un chenal. A Auribeau, ces alternances sont parallèles à la stratification générale. Cependant, à une dizaine de mètres latéralement apparaissent des mégarides et des formes chenalisantes évoquant un contexte de chenaux de marée. De plus, il est possible que la dissymétrie caractérisant toutes les grandes vives-eaux de cet enregistrement soit liée au débordement d'un chenal. A Saint-Symphorien, le contexte chenalisant semble plus évident, ces alternances étant attribuées à un environnement de type estuarien ; d'autre part, la grande période qui compose le signal des données de terrain, traduit vraisemblablement un phénomène de comblement d'une dépression.

L'existence d'un chenal en tant que milieu de dépôt abrité nécessaire au bon enregistrement des cycles tidaux, est donc en partie confirmée par les taux d'accrétion verticale très importants.

L'exemple d'Esclangon illustre parfaitement ces conditions. Les alternances qui comblent le chenal appartiennent à un environnement dominé par une dynamique de houles. Les chenaux tels que celui-ci demeurent très rares au sein de ces faciès de haute énergie. Les seuls chenaux observés se caractérisent tous par le même type de remplissage à alternances tidales. Et, réciproquement, ces alternances n'ont jamais été reconnues en dehors de ces formes chenalisantes. Il apparaît, par conséquent, que l'enregistrement des cycles tidaux ne peut se réaliser qu'à l'intérieur de ces petits chenaux qui constituent, dans cet environnement, un milieu particulièrement abrité.

A Saint-Symphorien et Auribeau, la dynamique de vagues et de tempêtes est pratiquement inexistante dans l'environnement des alternances. Il n'est sans doute pas nécessaire que leur lieu de dépôt soit vraiment à l'abri. Cependant, leur contexte environnemental laisse supposer que ces alternances correspondent à des remplissages de chenaux de marée abandonnés.

On doit envisager d'ailleurs que les houles ne sont pas les seuls facteurs qui perturbent le bon enregistrement de la dynamique tidale. Un milieu exclusivement soumis à l'action des courants de marée mais largement ouvert sur le domaine marin a vraisemblablement peu de chance d'enregistrer parfaitement les différents cycles tidaux. Cette supposition a pu être confirmée dans le ravin de Saint-Symphorien.

Les alternances tidales gréso-silteuses apparaissent dans ce ravin à partir de +250 m et demeurent présentes jusqu'au sommet de la molasse marine. La plupart de ces passées gréso-silteuses se caractérisent par des dilatations et des amincissement progressifs, et plus ou moins cycliques, de leurs lits. Le long de la coupe, on peut noter une nette évolution dans l'expression de ce phénomène. En effet, entre +250 m et +690 m, les alternances présentent ces caractères, mais les faciès sont très sableux et les érosions internes importantes. Les cycles de marée successifs sont difficilement identifiables ; il est impossible d'effectuer des relevés d'épaisseurs. A partir de +690 m, ces faciès s'appauvrissent sensiblement en sable, les processus d'érosion semblent moins actifs et les cycles de marée sont plus facilement reconnaissables. Les relevés sont alors dans l'ensemble plus aisés et les bons enregistrements deviennent plus fréquents. Rappelons que c'est à partir de +690 m qu'apparaît la première séquence tidale de comblement complète. Le dépôt de cette séquence traduit le passage d'un domaine externe à un domaine interne. Par conséquent, les enregistrements n'existent pas, ou que très rarement, dans le domaine externe qui constitue un milieu ouvert et en grande partie subtidal. Au contraire, dans le domaine interne, soumis en général à de faibles énergies et appartenant en majorité au milieu intertidal, ils sont moins rares et s'expriment beaucoup mieux.

Si toutes les conditions nécessaires au dépôt régulier des cycles de marée ne sont pas réunies, l'enregistrement de la dynamique cyclique tidale ne peut se réaliser et, *a fortiori*, être identifié sur le terrain. Il semble évident que ces diverses conditions soient difficiles à réunir simultanément et cela pendant plusieurs jours voire plusieurs mois consécutifs. Lorsqu'elles sont partiellement rassemblées, l'enregistrement se produit mais de façon imparfaite. C'est notamment le cas dans les alternances du ravin de Saint-Symphorien entre +250 m et +690 m, ainsi que dans la plupart de ces mêmes faciès tidaux de la molasse marine. Ces alternances montrent, à maintes reprises, des enrichissements et des appauvrissements progressifs et cycliques en matériel sableux, leur conférant ainsi un aspect rythmé qui rappelle constamment les cycles de morte-eau/vive-eau. Ces cycles semi-lunaires, dans lesquels tous les cycles de marée ne sont pas reconnaissables, soit parce qu'ils ont été entièrement ou partiellement érodés, soit parce qu'ils ne se sont pas déposés, ont été souvent observés dans la baie du Mont-Saint-Michel et qualifiés de **cycles amalgamés.**

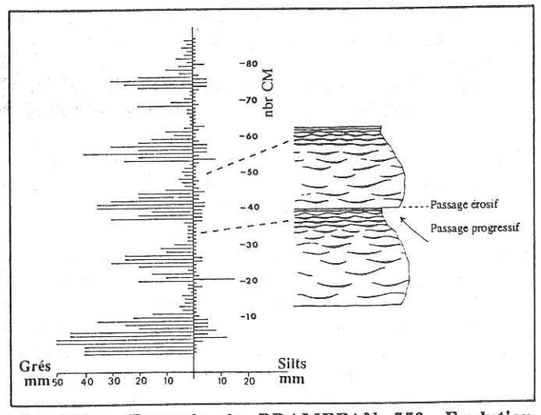


Fig. 113 - Exemple de BRAMEFAN 550. Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée

Un exemple de ces cycles amalgamés a pu être analysé dans le membre 3 du ravin de Bramefan, à la cote +550 m de la coupe (Voir localisation **Fig. 75**). Les dépôts se présentent sous forme de bancs pluridécimétriques à dominante gréseuse passant progressivement à des alternances gréso-silteuses à litage plan ou à litage de rides (**Fig. 113, Pl.Xa, b**). Les bancs gréseux, dont la base érode les alternances, sont constitués par du litage de ride de type

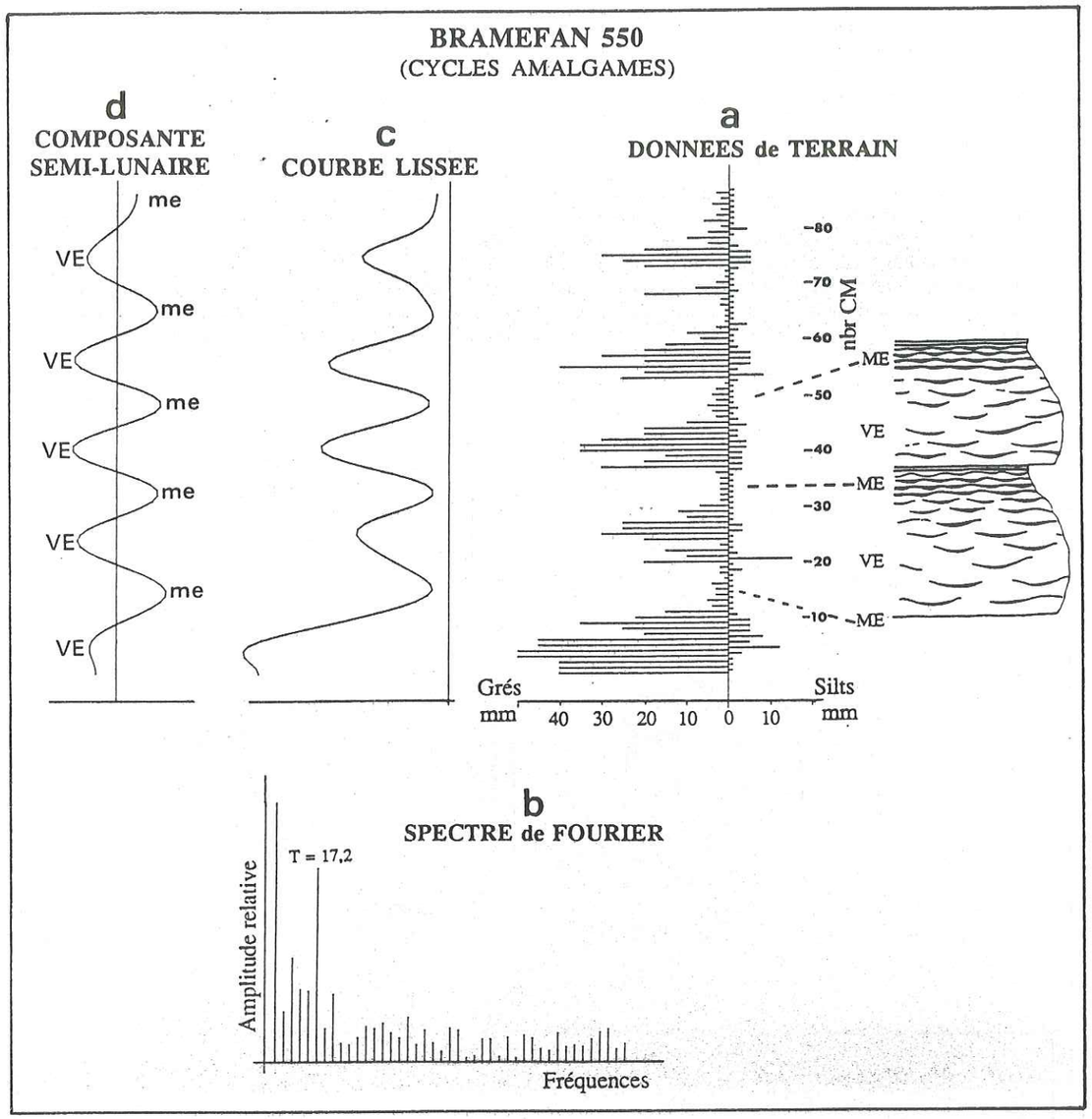


Fig. 114 - Interprétation de l'enregistrement de Bramefan 550

flaser-bedding fortement érosif. Les drapages silto-argileux qui subsistent sont très discontinus. Au total, cinq bancs se superposent sur une épaisseur d'environ 1 m. Afin de mettre en évidence une éventuelle origine semi-lunaire de cette superposition, nous avons relevé l'épaisseur des lits successifs dans les alternances et également dans les bancs gréseux, en sachant que dans ces derniers, les érosions multiples rendaient les mesures imprécises.

Le graphique des données de terrain montre très clairement le caractère cyclique de ces dépôts (**Fig. 113**). Les lits sableux se dilatent très rapidement dès la base, puis s'amincissent progressivement pour aboutir aux alternances. Le nombre de cycles de marée compris entre la base des bancs et le sommet des alternances varie de 15 à 20. Compte-tenu de cette valeur et de l'aspect cyclique de cette évolution, il s'agit indéniablement de 5 cycles semi-lunaires successifs.

Dans le spectre de Fourier (**Fig. 114b**), le pic le plus énergétique est situé à la période T=17,20 et confirme l'existence de cette composante semi-lunaire qui ressort parfaitement dans les courbes (c) et (d) obtenues respectivement par filtrage autour de l'ensemble des grandes périodes (courbe lissée) et de la période T = 17,20.

Ces cycles amalgamés se caractérisent par une forte dissymétrie déjà remarquée dans certains cycles semi-lunaires à litage de rides de la baie du Mont-Saint-Michel. Cette dissymétrie traduit l'importance des phénomènes érosifs lorsque l'énergie croît en début de vive-eau. Les cycles de marée de faible énergie se trouvent effacés par ceux d'énergie plus élevée. Il faut atteindre un seuil pour que des cycles de marée suffisamment épais se déposent et ne soient pas totalement érodés. En lui même, le nombre de cycles de marée par cycle semi-lunaire est peu significatif mais sa relative constance dénote du caractère cyclique de ce phénomène. Il met en évidence une dynamique de dépôt

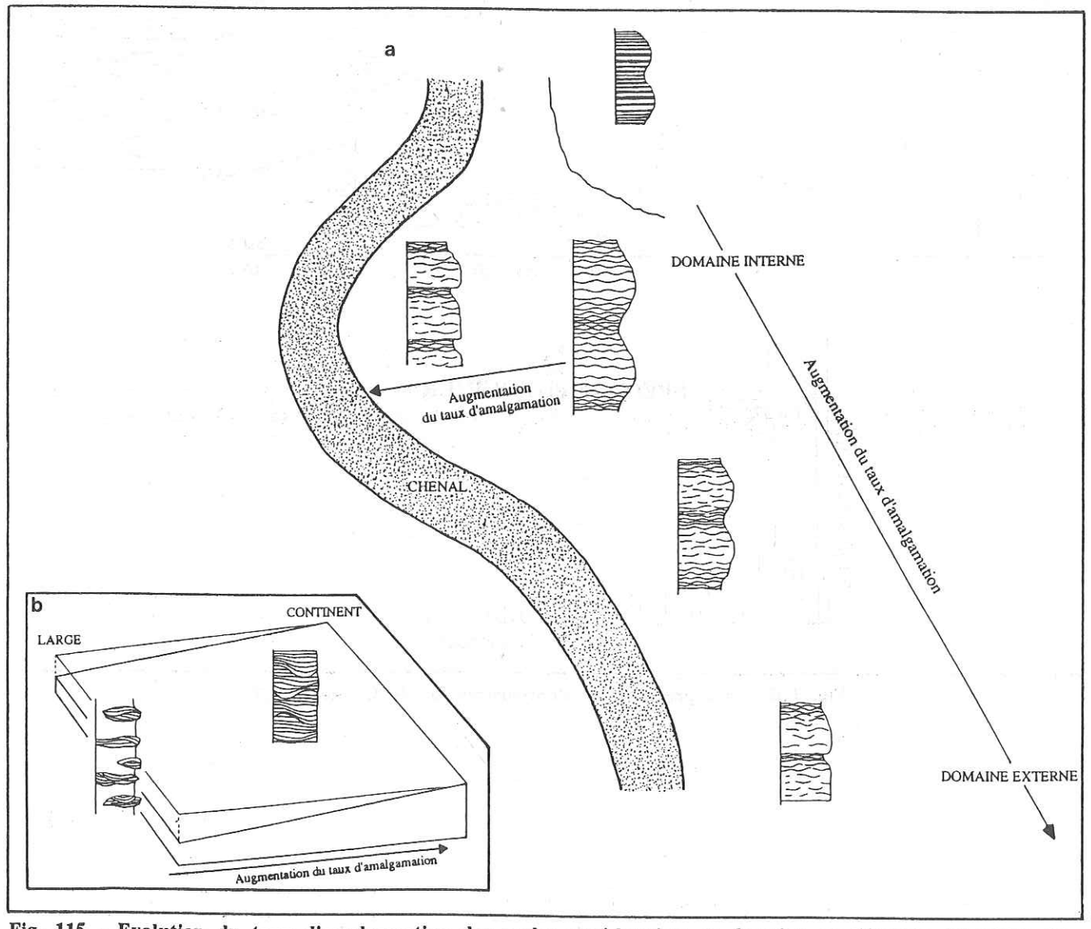


Fig. 115 - Evolution du taux d'amalgamation des cycles semi-lunaires en fonction de l'énergie du milieu (a). Ce taux augmente vers le large contrairement à celui des séquences de tempêtes (b), qui diminue

régulière pendant laquelle les processus de sédimentation et d'érosion se produisent toujours à des moments précis. Il est vraisemblable que dans le cas des dépôts de Bramefan 550, le nombre de cycles de marée érodés soit approximativement le même d'un cycle semi-lunaire à l'autre.

Ces cycles amalgamés du ravin de Bramefan constituent un exemple limite des cycles semi-lunaires typiques présentés précédemment. Ces observations nous démontrent que les cycles de morte-eau/vive-eau sont susceptibles de revêtir des formes extrêmement variées, rendant leur identification très délicate (**Pl.Xc, d, e**). Cette notion d'amalgamation des cycles tidaux par rapport à l'énergie du milieu peut être mise en parallèle avec l'évolution du taux d'amalgamation des séquences de tempêtes évoqué au début de ce chapitre. Dans ces dernières, ce taux augmente en général du large vers la côte. Cette progression s'oppose ainsi à celle du taux d'amalgamation des cycles tidaux qui diminue, au contraire, vers le continent (**Fig. 115**).

3-Conclusion

L'analyse des dépôts tidaux résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation dans la molasse marine met en évidence l'enregistrement des cycles diurne, semi-lunaire, lunaire et équinoxial. Bien que les faciès tidaux représentent une grande partie de la série, ces enregistrements demeurent assez rares, du moins dans leurs formes les plus caractéristiques. Cependant, ils apportent de précieux renseignements sur le milieu de sédimentation et sur le type de régime tidal.

Avant tout, ces enregistrements verticaux, une fois parfaitement interprétés, constituent, à l'affleurement, une échelle-temps remarquablement précise. Les cycles semi-diurne, diurne, semi-lunaire, lunaire et équinoxial correspondent respectivement à un temps de dépôt de 12 h, 24 h, 14 j, 28 j et un semestre. Cette échelle met à jour des taux d'accrétion verticale instantanée extrêmement élevés, atteignant parfois plus d'1 m/mois, et ne pouvant s'expliquer que par le comblement rapide de dépressions préexistantes.

Dans chaque exemple traité, les cycles semi-lunaires se caractérisent par un nombre de cycles de marée moyen. A Auribeau, ce nombre moyen est de 25,75. A Saint-Symphorien et sans doute à Esclangon également, il descend à 20. Enfin à Bramefan 4, il n'est plus que de 15.

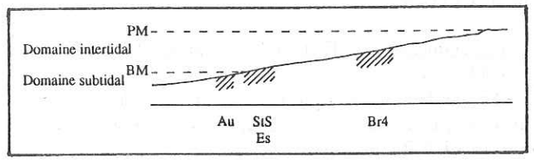


Fig. 116 - Position probable du milieu de dépôt des alternances à cycles tidaux étudiées dans la molasse marine. Au, Auribeau ; StS Saint-Symphorien ; Es, Esclangon ; Br4, Bramefan 4.

La valeur de 25,75 à Auribeau démontre que le régime tidal est semi-diurne. Etant donné que ce régime est resté probablement le même pendant tout le dépôt de la molasse marine, les alternances de Saint-Symphorien et d'Esclangon se sont déposées plus haut que celle d'Auribeau et certainement dans le domaine intertidal inférieur à moyen. Quant aux alternances de Bramefan 4, elles appartiennent, sans doute possible, au domaine intertidal moyen à supérieur (**Fig. 116**).

Néanmoins, ce nombre de cycles de marée par cycle semi-lunaire doit être interprété avec infiniment de précautions:

- Dans les cycles amalgamés par exemple, il n'a en soi, aucune signification puisque de nombreux événements sont érodés. Cependant, cette conclusion doit être nuancée. Les cycles semi-lunaires amalgamés se forment parce que les cycles de marée se télescopent, sont érodés ou ne se sont pas déposés. De tels cycles existent par conséquent dans un milieu ouvert, ou à proximité d'un chenal actif, ou encore, par effet éventuel de la houle. Dans ce dernier cas, l'action de cet agent dynamique n'est jamais cyclique. Le nombre de cycles de marée érodés est donc tout à fait aléatoire. En revanche, dans un milieu ouvert, soumis à la seule action tidale, le processus de dépôt cyclique n'est pas altéré et, théoriquement, le nombre de cycles de marée érodés doit resté relativement constant. C'est sans aucun doute le cas des cycles semi-lunaires analysés dans le ravin de Bramefan à la cote +550 de la coupe.

- Dans les cycles typiques, plusieurs imprécisions interviennent : d'une part, le dénombrement difficile des cycles de marée millimétriques de mortes-eaux peut être approché à un ou deux près ; d'autre part, des lacunes de dépôt de cycles de marée peuvent se produire même en domaine subtidal, lors des mortes-eaux, quand la vitesse des courants devient trop faible. Un cycle semi-lunaire subtidal ne comporte donc pas forcément 28 événements. Enfin, il faut envisager que l'action possible de phénomènes non tidaux, tels que la houle, érode ou ne permet pas le dépôt de quelques cycles de marée. Cependant, ce dernier facteur peut certainement être exclu pour les exemples de cycles typiques qui ont été traités à Auribeau ou à Saint-Symphorien. Pour obtenir des enregistrements aussi fidèles de tous les cycles tidaux, l'action épisodique de la houle est réellement peu plausible. En définitive, le nombre de cycles de marée contenus dans ces cycles semi-lunaires très bien exprimés et quasiment parfaits, reflète assez bien le nombre de marées agissant effectivement sur le lieu de dépôt.

Parmi les différents auteurs qui ont étudié l'enregistrement des cycles tidaux dans les corps progradants, certains ont pu déterminer à partir de leurs données, le paléomarnage (Allen et Homewood, 1984 ; Yang et Nio, 1985 ; Homewood *et al.*, 1989). Dans le cas des dépôts résultant d'une accrétion verticale, nous ne sommes pas encore en mesure de le faire. La seule indication dont nous disposons se rapporte aux épaisseurs relatives entre les cycles de marée de vive-eau et ceux de morte-eau dans les exemples d'Auribeau et de Saint-Symphorien. De quelques millimètres en morte-eau, ils passent à prés de 10 cm en vive-eau. De telles différences supposent des contrastes d'énergie très importants entre les mortes-eaux et les vives-eaux et suggèrent par conséquent un environnement macrotidal.

CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DES DEPOTS DE LA MOLASSE MARINE MIOCENE

La mise en évidence de l'enregistrement des cycles tidaux dans les dépôts de la molasse marine résultant d'une accrétion verticale, nous amènent à introduire une notion élémentaire en géologie, celle du taux de sédimentation. En effet, l'existence de ces enregistrements verticaux met à jour des taux instantanés de sédimentation sans commune mesure avec le taux global de la formation, et montre de ce fait que la distribution du temps, dans une série, n'est absolument pas linéaire. L'analyse des différentes séquences constituant la molasse marine, peut-elle nous permettre d'appréhender cette distribution ?

1-Les taux de sédimentation

En règle générale, dans un bassin à forte subsidence tel celui de Digne, le taux de sédimentation ne peut être estimé que globalement. Seuls, l'épaisseur totale de la série et le laps de temps nécessaire à son dépôt sont connus avec certitude et, par conséquent, pris en compte. Le taux de sédimentation est alors assimilable à la subsidence moyenne du bassin. Pour Digne, cette subsidence moyenne est d'environ 0,1 à 0,2 mm/an.

L'identification des cycles tidaux dans la série miocène démontre que cette vitesse de sédimentation globale a peu de signification et ne reflète pas vraiment l'histoire du remplissage de ce bassin. Les 1500 mètres de molasse marine qui se sont déposés en une dizaine de millions d'années sont le résultat d'une somme d'événements positifs (dépôts lents ou rapides) et négatifs (érosion ou non-dépôt) dont la fréquence et la durée varient énormément sans pouvoir être estimées. Comme l'ont souligné Goodwin et Anderson (1985) ou Anders *et al.* (1987), l'enregistrement d'une série stratigraphique n'est donc pas graduel mais au contraire ponctué par de nombreuses discontinuités.

Nous ne disposons que de deux valeurs pour quantifier cet état de chose (**Fig. 117**) :

- le taux global de sédimentation (0,1 à 0,2 mm/an)
- des taux instantanés, pouvant atteindre 1 m/mois et, en extrapolant à l'échelle du cycle de marée, plus de 10 cm en 12 heures. Des taux instantanés très élevés peuvent également être induits par des tempêtes dont l'action est reconnue dans le molasse marine.

A noter que ces taux de sédimentation ne tiennent pas compte de la compaction que la formation a probablement subi, mais dont nous ne sommes pas en mesure d'apprécier l'importance.

Entre ces deux valeurs, taux global et taux instantané, aucune estimation des taux intermédiaires de sédimentation et, notamment, ceux des différentes séquences qui constituent la molasse marine, n'est possible dans l'état actuel des données chronostratigraphiques de la série miocène.

A son échelle, chaque séquence est globalement assimilable à l'un des événements positifs de la série. Son taux d'accrétion ne peut être évalué qu'en fonction de la subsidence moyenne. Nous n'avons pas d'autre possibilité. Cependant, pour tenter d'appréhender le laps de temps nécessaire à la mise en place de ces séquences, la cause de leur genèse et, surtout, le moteur qui a permis leur superposition, doivent être cernés. Ainsi pourra-t-on distinguer, éventuellement, les séquences à taux de sédimentation rapide de celles à taux plus lent ?

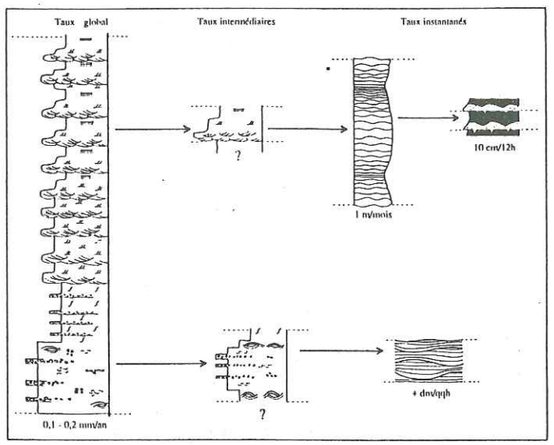


Fig. 117 - Les taux de sédimentation de la molasse marine. Le taux global est estimé à 0,15 mm/an tandis que des taux instantanés sont évalués à parfois plus d'un mètre par mois. En revanche, les taux intermédiaires restent totalement inconnus

2-Les différentes séquences reconnues dans la molasse marine

Au cours de l'étude sédimentologique de la molasse marine, plusieurs types de séquences (Lombard, 1956 ; Delfaud, 1974) ont été mises en évidence (**Fig. 118**). En tenant compte du taux global de sédimentation de la série, ces séquences, d'épaisseur variable, représentent un temps d'accumulation s'échelonnant de quelques millions d'années à quelques dizaines de milliers d'années. Selon la terminologie utilisée par Guillocheau (1989), elles peuvent être qualifiées de séquences à basse fréquence (BF), moyenne fréquence (MF), haute fréquence (HF) ou très haute fréquence (THF).

Les séquences à BF (quelques millions d'années)

La molasse marine constitue un cycle sédimentaire comprenant une séquence transgressive et une séquence régressive. Le temps de dépôt cumulé de ces deux séquences est de l'ordre d'une dizaine de millions d'années.

Les séquences à MF (700 à 900 000ans)

De tels ordres de séquences n'ont pu être identifiés dans la molasse marine.

Les séquences à HF et THF (de quelques 10 000 ans à 200 000 ans)

Il s'agit de séquences plurimétriques à pluridécamétriques qui constituent les éléments majeurs des séquences à BF, transgressive et régressive :

- dans la séquence transgressive, ont été reconnues principalement :
  * des séquences décamétriques à pluridécamétriques granocroissantes de progradation de lobes fan-deltaïques ;
  * des séquences plurimétriques à décamétriques granodécroissantes générées par l'action occasionnelle de tempêtes dans un environnement marneux de faible énergie.

- la séquence régressive comprend :
  * des séquences décamétriques à pluridécamétriques granodécroissantes et des cycles granodécroissants puis granodécroissants, résultant d'une sédimentation en milieu deltaïque à dynamique tidale.

A ces séquences de BF à THF, il convient d'ajouter la séquence à ultra haute fréquence (UHF) représentée par la plus petite unité reconnue dans la molasse marine, c'est-à-dire, le cycle de marée.

L'environnement sédimentaire dans lequel se sont mises en place ces séquences est connu et l'enchaînement vertical des divers faciès qui les constituent est interprété. En revanche, la cause de leur superposition semble *a priori* plus difficile à cerner. Toutes ces séquences enregistrent une variation relative du niveau marin à différentes échelles. Est-il possible, par conséquent, de déterminer le ou les facteurs qui sont à l'origine de ces variations ?

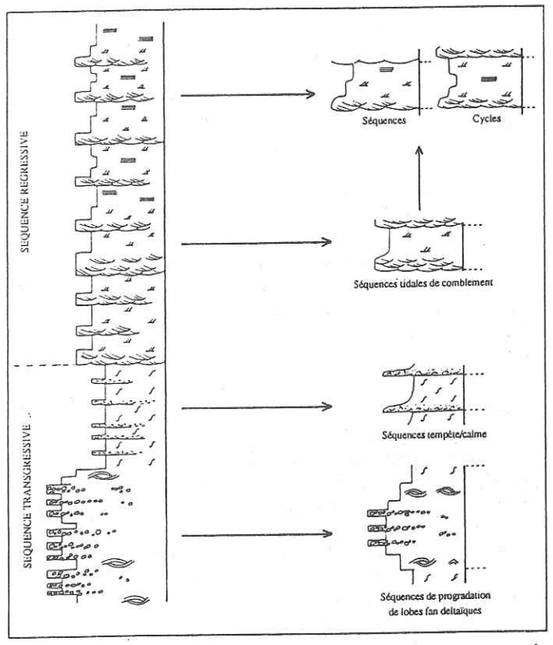


Fig. 118 - Les différents types de séquences qui composent la molasse marine

Deux types de facteurs contrôlent le remplissage d'un bassin :

- les facteurs dits allocycliques, extérieurs à la dynamique sédimentaire propre au bassin et qui sont :
  - l'eustatisme
  - la vitesse de subsidence
  - la quantité des apports
- les facteurs dits autocycliques, liés aux processus de sédimentation tels, par exemple, des migrations latérales de chenaux, des déplacements de lobes deltaïques.

* le rôle de l'eustatisme, c'est-à-dire les variations absolues du niveau marin provoquées, entre autre, par l'évolution des calottes glaciaires, est depuis très longtemps reconnu. Les principales études entreprises pour reconnaître l'impact de ces variations majeures eustatiques dans les séries stratigraphiques ont été menées par les chercheurs d'EXXON (Vail *et al.*, 1977 ; Vail *et al.*, 1987). Ces analyses, effectuées à partir de profils sismiques et de données de terrain ou de forage, ont permis de comprendre, en fonction des mouvements transgressifs et régressifs eustatiques, la géométrie des corps sédimentaires constituant le remplissage d'un bassin. Grâce à la détermination de ces corps et de leur limite, une courbe de variation eustatique d'échelle mondiale, et donc théoriquement corrélable à tous les bassins, a pu être établie.

* la subsidence est également un facteur essentiel. Les variations de sa vitesse sont à l'origine de montée ou de chute relative du niveau marin. Dans tout type de bassin, la subsidence existe mais sa vitesse est plus ou moins importante. Signalons que les chercheurs d'EXXON, dans le cadre précis de leurs recherches, considèrent cette vitesse constante et négligeable par rapport à celle des variations eustatiques.

* la quantité des apports sédimentaires est un élément fondamental gouvernant le comblement d'un bassin et ses fluctuations déterminent, elles-aussi, des variations relatives du niveau de la mer. La vitesse de ces variations est également jugée négligeable par les chercheurs d'EXXON.

* les processus autocycliques : Goodwin et Anderson (1985) font remarquer que ces facteurs peuvent jouer un rôle important mais, à leur avis, ils ne sont que surimposés localement aux phénomènes allocycliques qui gouvernent globalement l'enregistrement stratigraphique.

Tous ces paramètres ont un résultat commun : une variation relative du niveau marin. Par conséquent, l'existence d'une séquence qui enregistre une élévation ou une chute relative de ce niveau, peut être liée à l'un de ces facteurs ou à leur combinaison. *A priori*, il est difficile de faire la part entre les différents rôles de ces paramètres. Mais selon Goodwin et Anderson (1985), l'important n'est pas de savoir si les causes sont allo- ou autocycliques. Il faut plutôt distinguer leurs effets et expliquer leur interaction.

A partir de tous les faits de terrain disponibles, nous allons tenter maintenant de déterminer quelles sont les causes les plus probables de ces variations relatives du niveau marin enregistrées au cours du dépôt de la molasse marine.

Les variations à BF

a - La séquence transgressive

Dans le domaine étudié, cette séquence est constituée par du matériel gréso-marneux parfois conglomératique, déposé sous une dynamique dominante de vagues et de tempêtes, dans un milieu qui évolue du domaine intertidal au domaine subtidal voire au large.

Cette séquence, globalement granodécroissante, enregistre un approfondissement lié sans doute en partie à la transgression majeure burdigalienne, d'origine eustatique. Mais cette élévation relative du niveau marin est également conditionnée par la quantité des apports. En effet, nous avons constaté que l'approfondissement est plus rapide à l'Ouest (Saint-Symphorien), où les apports sont faibles, que dans le secteur oriental, au niveau duquel parviennent des fan deltas alimentant massivement le bassin. Bourgeois (1980) explique que dans des régions tectoniquement actives, caractérisées par des apports abondants, l'épaisseur des

séquences transgressives est en général beaucoup plus importante que celle des secteurs stables. Quant à la subsidence, sa vitesse peut être vraisemblablement considérée comme constante à l'échelle de cette séquence. Son rôle tient à sa vitesse élevée qui a permis le dépôt d'une séquence de 250 m à 600 m de puissance.

b - La séquence régressive

L'origine de la régression de la molasse marine a déjà été discutée au cours de l'étude sédimentologique. Le toit de la molasse marine est d'âge Langhien supérieur à Serravalien basal. Or une régression eustatique majeure n'est pas encore intervenue à cette époque et le Serravalien basal se marque, au contraire, par un haut niveau marin (Vail *et al.*, 1977 ; Clauzon *et al.*, 1987 ; Haq *et al.*, 1989). Clauzon *et al.* (1987) expliquent ainsi pourquoi, dans le ravin de Mauduech, des récurrences marines sont intercalées dans des faciès continentaux. Ils concluent que la régression n'est pas d'origine eustatique mais qu'elle est plutôt d'origine sédimentaire, c'est-à-dire liée à la progradation, dans le bassin marin, des piémonts de la Molasse jaune donc, à la quantité des apports. Ce facteur a un rôle encore plus important lorsque la coupe est examinée à l'Est, dans le secteur d'Esclangon. La régression se fait presque instantanément par l'arrivée brutale des piémonts dans un environnement encore marin. A l'Ouest, la régression, plus progressive, est sans aucun doute conditionnée par la progradation du delta de la paléo-Durance. Cette progradation induit un comblement lent du système et aboutit à une sédimentation fluviatile. Dans le ravin de Saint-Symphorien, l'apparition de faciès continentaux entre +890 m et +980 m (grés jaunes et marnes rouges) traduit cette tendance au comblement. Au-dessus de +980 m, le retour momentané de faciès marins suggère un phénomène de récurrence dont la cause est probablement identique à celle des récurrences observées dans le ravin de Mauduech.

Les variations à HF et THF

a - Les séquences de progradation de lobes de fan deltas

A la base du membre 1 d'Esclangon, ces séquences enregistrent une rapide transgression suivie d'une régression plus lente liée à la progradation de lobes fan deltaïques aboutissant à un comblement. Dans la deuxième moitié du membre 1, ces séquences correspondent également à une progradation, mais à laquelle succède une phase de destruction et d'approfondissement. L'examen de ces deux types de séquences montre que le comblement ou l'approfondissement semblent en partie liés à la quantité des apports. Il y a comblement quand les apports sont massifs, et approfondissement lorsqu'ils s'amoindrissent. L'alimentation détritique joue donc un rôle qui apparaît très important par rapport à celui de la montée eustatique et/ou de la subsidence globales.

Le moteur qui a engendré la superposition de ces séquences, c'est-à-dire les progradations successives de lobes, peut être, quant à lui, rattaché à plusieurs paramètres :

- à des variations eustatiques : elles sont capables effectivement d'induire des retraits et des progradations alternatives de lobes.
- à la subsidence : si elle est discontinue, ses accoups provoquent une transgression instantanée, donc le retrait du lobe, puis une régression plus lente permettant une nouvelle progradation.
- à la quantité des apports : le retrait d'un lobe peut résulter d'une diminution des apports dont la quantité devient alors négligeable par rapport à la montée eustatique.
- à des causes autocycliques : en considérant la vitesse de subsidence et de montée eustatique constantes, des processus sédimentaires comme le déplacement latéral des lobes, peuvent être invoqués.

Il est difficile d'affirmer que l'un de ces facteurs a une rôle prépondérant sur les autres. Cependant, nous sommes tentés d'écarter les causes allocycliques telles que la subsidence par accoups et l'eustatisme. Comme le suggèrent, par exemple, Walker et Eyles (1988), dans des séquences de progradation côtière, ces phénomènes produisent des limites entre séquences parfaitement définies. Ce n'est pratiquement jamais le cas dans la molasse marine. Les passages sont le plus souvent progressifs et les surfaces d'érosion quasiment absentes. D'autre part, la continuité latérale de ces séquences apparaît restreinte, ce qui indique des phénomènes plutôt locaux. Par conséquent, nous tendons à privilégier des processus autocycliques vraisemblablement combinés aux variations de la quantité des apports. Ces variations sont sans aucun doute conditionnées, pour partie, par l'activité tectonique de la bordure. Marzo et Anadon (1988) évoquent des pulsions tectoniques pour expliquer les phases alternantes de retrait et de progradation des lobes. Rine *et al.* (1988) suggèrent, quant à eux, que les causes autocycliques sont préférables ; la migration latérale d'un lobe est forcée par sa progradation progressive et la topographie qu'il engendre, conditionne la position du lobe ultérieur. Kleinspehn *et al.* (1984) sont également favorables aux processus autocycliques.

b - Les séquences granodécroissantes du membre 2

Ces séquences comprennent un niveau, à base érosive, de grés grossiers, graveleux et très bioclastiques, surmonté par des marnes gréseuses entièrement bioturbées. Ces niveaux grossiers sont assimilés à des épandages brutaux mis en place sous l'action de tempêtes dans un milieu faiblement énergétique. Ces séquences reflètent, par conséquent, une alternance de dépôts extrêmement rapides et de dépôts beaucoup plus lents au sein desquels peut se développer une activité biologique intense.

Nous les interprétons comme étant le résultat d'une subsidence à vitesse constante et importante qui autorise la permanence d'un environnement subtidal d'énergie modérée où agissent épisodiquement de violentes tempêtes. Néanmoins, la très bonne continuité latérale de ces niveaux bioclastiques à l'échelle du "Vélodrome" doit être soulignée. Ce fait suggère peut-être une cause plus complexe à rattacher à des phénomènes allocycliques mais que nous ne sommes pas en mesure de déterminer dans l'état actuel de nos connaissances.

c - Les séquences et les cycles de comblement tidal

Ces séquences et ces cycles sont la composante exclusive de la partie régressive de la molasse marine. Les séquences enregistrent une chute relative du niveau marin qui se traduit par le passage progressif de faciès subtidaux (sand flat et complexe chenalisant) à des faciès intertidaux puis supratidaux, voire continentaux (platiers interchenaux, schorre, paléosols). Dans de nombreux cas, un retour progressif à des sédiments intertidaux puis subtidaux s'opère au dessus des faciès de schorre. Ils s'agit alors des cycles, enregistrant une élévation et une baisse relatives, du niveau de la mer.

La présence de ces cycles tend à prouver que les variations relatives du niveau marin sont graduelles. Il est alors difficile d'invoquer des causes eustatiques ou des effets de subsidence par accoups pour les expliquer. Nous pensons, encore une fois, que la superposition de ces séquences ou de ces cycles est plutôt d'origine autocyclique. Elle se réalise sous l'action d'une subsidence à vitesse constante et par la migration latérale des chenaux. Ces migrations sont, soit brutales et engendrent ainsi les séquences granodécroissantes, soit lentes et se traduisent alors par les cycles.

Dans ce cas particulier des séquences tidales de comblement, un autre paramètre intervient, il s'agit du marnage. Dans les environnements anciens, la détermination du paléomarnage a toujours posé de sérieux problèmes, aucune structure sédimentaire n'étant vraiment typique d'un milieu micro-, méso- ou macrotidal (Terwindt, 1988). Klein (1971, 1972) décrit néanmoins une méthode pour l'appréhender. Le marnage équivaut dans une séquence de comblement, à l'épaisseur de tous les dépôts intertidaux. Cette approche est contestée (Olson, 1972) et ne peut en aucun cas s'appliquer à un environnement soumis à une tectonique active (Terwindt, 1988).

L'épaisseur des séquences du ravin de Saint-Symphorien est en partie liée à l'importance du marnage mais elle est également contrôlée par la subsidence. L'épaisseur des sédiments intertidaux serait uniquement relative au marnage si la subsidence était discontinue. A notre avis, elle est au contraire continue.

Sans compter l'effet de la compaction qui, là encore, ne peut être évalué, la puissance des séquences granodécroissantes complètes varie de 15 à 30 m environ. Avec toutes les approximations que comporte la détermination de la limite entre faciès subtidaux et faciès intertidaux, l'épaisseur allant de cette limite aux dépôts supratidaux, est moins variable et se situe, pour simplifier, entre 5 et 15 m (**Fig. 119**). Le problème est de savoir pour combien joue la subsidence dans cette épaisseur qui ne correspond pas au marnage réel, mais à un marnage surévalué par effet de subsidence.

C'est à ce niveau de la réflexion que l'on mesure toute la complexité de la notion du taux de sédimentation. En ne disposant que du taux global de la formation, c'est-à-dire de la subsidence moyenne (0,1 à 0,2 mm/an), ces séquences se sont déposées dans un laps de temps s'échelonnant de 100 000 à 200 000 ans. Or, il a été prouvé grâce à l'identification de l'enregistrement des cycles tidaux que plusieurs mètres successifs de sédiments peuvent se déposer en quelques mois seulement. Même en admettant que des érosions et de longues périodes de non dépôt ont eu lieu, ce taux global n'est probablement pas significatif. Il doit être plus important. L'impact de la subsidence sur l'épaisseur des séquences est donc certainement limité. Par conséquent, nous sommes tentés de conclure que le milieu de dépôt était méso- ou macrotidal. Cette présomption rejoint nos observations sur les cycles tidaux qui nous avaient déjà conduits à suggérer un environnement macrotidal.

Cette brève discussion sur l'origine probable des différentes séquences de la molasse marine rend compte de la difficulté à reconstituer avec précision l'histoire du remplissage d'un bassin. Cette histoire est gouvernée par de nombreux paramètres sans qu'il soit toujours possible de définir le rôle prédominant de l'un ou de l'autre. De plus, dans un bassin d'avant-pays, tel celui de Digne, l'activité tectonique est un facteur supplémentaire dont l'incidence sur la quantité des apports, sur la subsidence et, sans aucun doute, sur les processus autocycliques eux-même, peut être très importante.

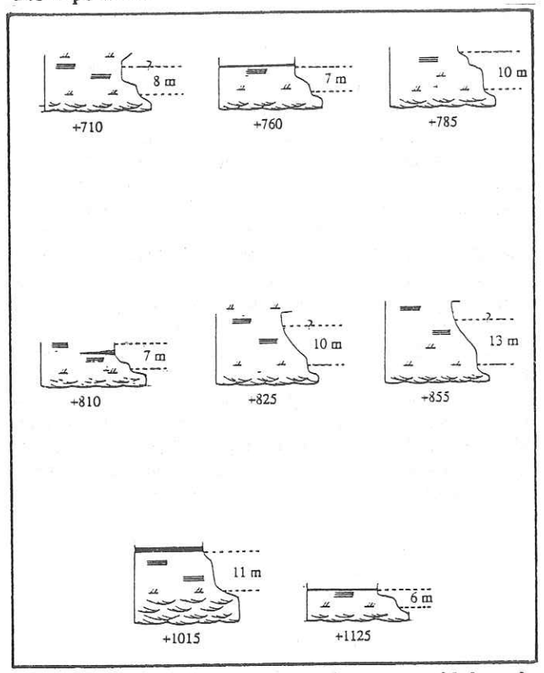


Fig. 119 - Epaisseurs des séquences tidales de comblement du ravin de Saint-Symphorien. Ces séquences varient d'environ 15 à 30 m. L'épaisseur des dépôts intertidaux s'échelonne de 6 à 13 m et donne une idée de l'importance du paléomarnage (d'après la méthode de Klein, 1972)

Le principal problème est avant tout de définir parfaitement la nature des limites entre les séquences afin d'appréhender leur extension à l'écheile du bassin. Les repères biostratigraphiques sont alors particulièrement utiles pour effectuer des corrélations fiables. En l'occurrence, dans la molasse marine, nous ne disposons d'aucun repère de ce type et les seules corrélations dont nous sommes capables, sont effectuées par analogie de faciès et de dynamique sédimentaires. Par exemple, les membres 1 et 2 du ravin de Bramefan et d'Esclangon équivalent à la partie inférieure de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien. Quant aux séquences d'ordre inférieur identifiées dans ces coupes, l'importance de leur extension latérale n'a pas vraiment été abordée au cours de cette étude. Il semble néanmoins que dans la plupart des cas cette extension soit assez restreinte. Cette apparente discontinuité tend donc à privilégier, à notre avis, la prédominance de phénomènes autocycliques. Actuellement, l'orientation générale des recherches consiste plutôt à minimiser l'importance de ces phénomènes et à préférer des causes allocycliques telles que l'eustatisme. A-t-il peut-être joué un rôle effectivement

important lors du dépôt de la molasse marine ? Nous ne sommes pas en mesure de l'affirmer. Il nous est, par exemple, impossible de distinguer des séquences de dépôt au sens de Vail (Vail *et al.*, 1987) corrélables avec les cycles eustatiques définis au Miocène (Haq *et al.*, 1988). Les processus autocycliques ne peuvent certainement pas tout expliquer. C'est une interprétation beaucoup trop simpliste dans un bassin aussi complexe. Notre but n'est pas de créer un modèle de dépôt pour cette formation. Il s'agit là d'une simple réflexion sur un problème dont la résolution nécessite de jongler avec de trop nombreuses variables, apports, subsidence, eustatisme, tectonique et migration latérale.

Cette étude, loin encore d'être exhaustive, nous amène à conclure que la molasse marine miocène constitue un mégacycle sédimentaire transgressif puis régressif au sein duquel des variations relatives et mineures du niveau marin induites par différents facteurs et/ou leur interaction, ont engendré différentes séquences. L'état actuel de nos connaissances ne nous permet pas de corréler ces séquences avec des phénomènes allocycliques d'incidence globale tels que l'eustatisme. Par conséquent, nous ne disposons pas d'un calage avec une échelle-temps précise qui aurait pu nous permettre d'évaluer éventuellement des taux intermédiaires de sédimentation. Ces séquences ont vraisemblablement des taux d'accumulation assez variables en fonction de leur genèse, et, de plus, la mise en évidence de l'enregistrement vertical des cycles tidaux montre indéniablement que les taux des différents faciès, au sein même d'une séquence, peuvent varier également de façon très spectaculaire.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

050 033240 8

PLANCHE V

La molasse marine miocène du bassin de Digne

A l'Est du bassin, la coupe d'Esclangon

a Le synclinal du "Vélodrome"

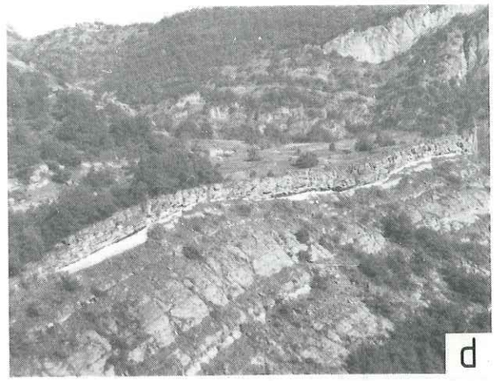
b Vue d'ensemble de la molasse marine en rive droite du Bès. On distingue nettement le membre 1 massif à la base et le membre 2 plus marneux dans la partie supérieure

c Vue d'ensemble du membre 1. Les séquences pluridécamétriques granocroissantes se détachent clairement

d Vue de la barre calcarénitique étudiée par la S.N.E.A.(p) dans le membre 2 à dominante marneuse. Au centre de la photographie, on peut distinguer la partie à litage oblique arqué de ce corps sédimentaire

e Partie à litage oblique plan de la barre calcarénitique précédemment citée

f Les conglomérats de la Chapelle d'Ainac



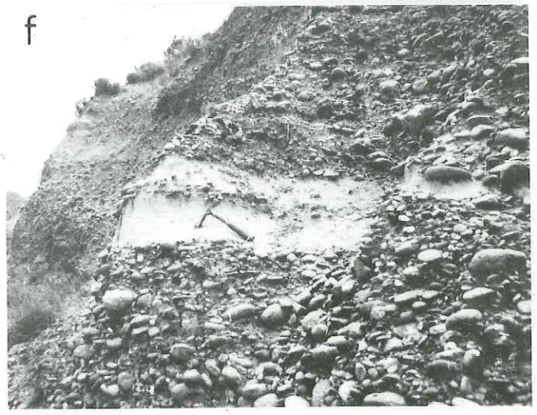


PLANCHE VI

La molasse marine miocène du bassin de Digne

Les faciès de la partie inférieure de la molasse marine (membres 1 et 2)

a Contre empreinte de pattes d'oiseaux (membre 1, le Vélodrome)

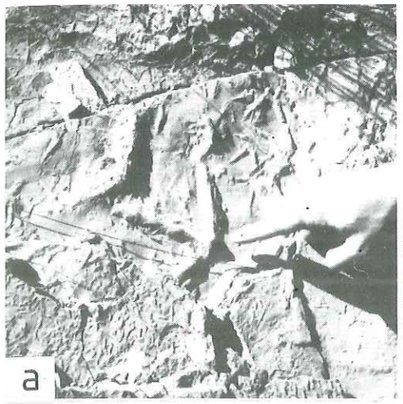
b Grés massifs à passées conglomératiques (membre 1, route de Barles, rive gauche du Bès) (la barre blanche mesure 50 cm)

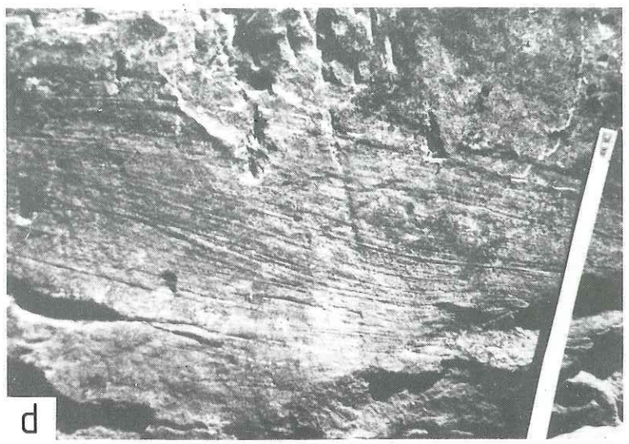
c Marnes gréseuses bioturbées à *Diplocraterion parallelum* (membre 1, route de Barles, rive gauche du Bès)

d Litage oblique en mamelons (membre 1, route de Barles, rive gauche du Bès)

e Grés feuilletés à litage de rides d'oscillation (membre 1, route de Barles, rive gauche du Bès)

f Epandage coquillier à Pectinidés (Partie inférieure de la molasse marine, coupe de la ferme de Mens). La plupart des coquilles montrent leur concavité dirigée vers le bas





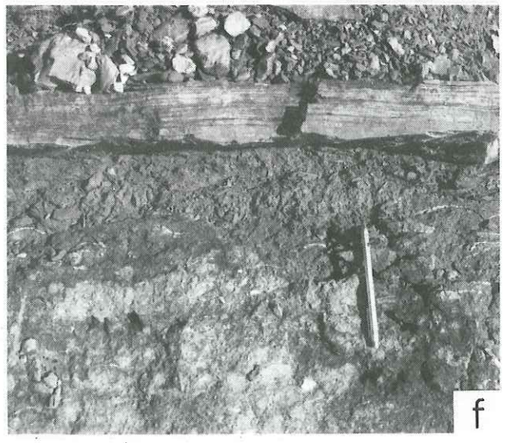


PLANCHE VII

La molasse marine miocène du bassin de Digne

La partie supérieure de la molasse marine
coupes du ravin de Saint-Symphorien et du ravin de Mauduech

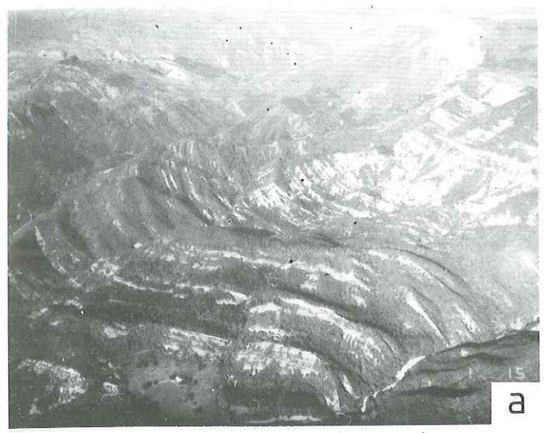
a — Vue d'ensemble de la molasse marine. Ravin de Saint-Symphorien et Ferme de Mens

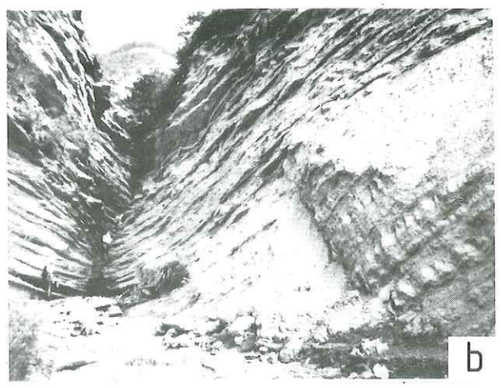
b et c — Barres gréseuses à grands litages obliques plans et arqués. Environnement tidal de type deltaïque (ravin de Saint- Symphorien)

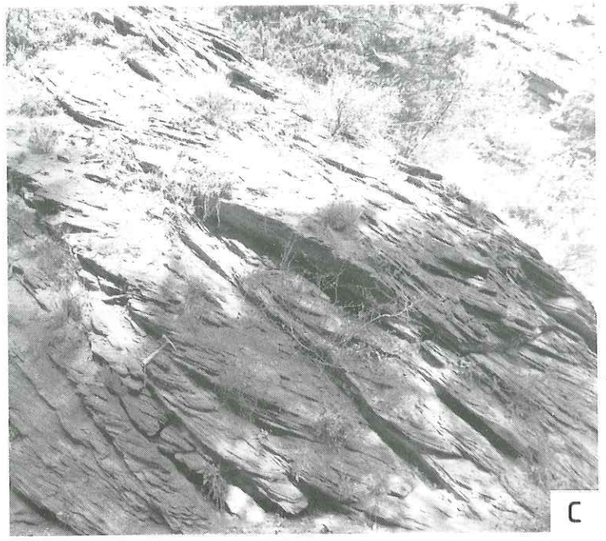
d — Grandes passées à alternances centimétriques gréso-silteuses à litage de rides d'origine tidale (ravin de Saint- Symphorien)

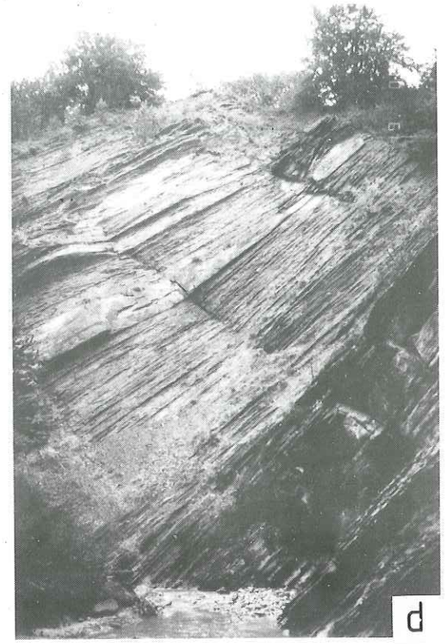
e — Alternances millimétriques argilo-gréseuses (ravin de Saint- Symphorien)

f — Sommet de la molasse marine dans le ravin de Mauduech. Vue d'ensemble des dernières barres marines intercalées dans les marnes de plaines d'inondation









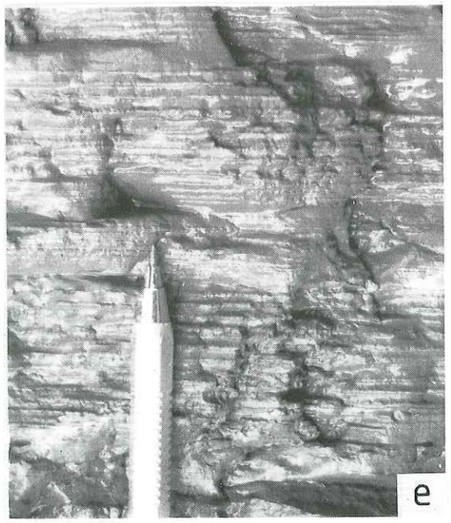


PLANCHE VIII

La molasse marine miocène du bassin de Digne

Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale

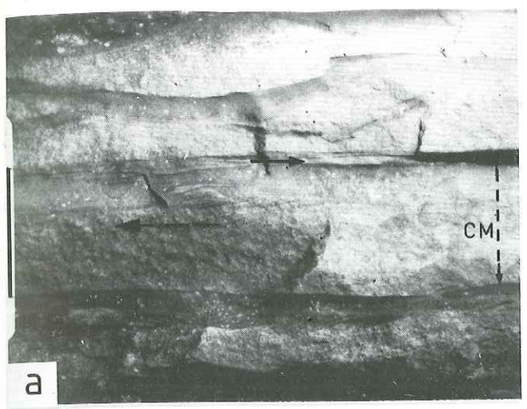
a et b Cycles de marée (CM) de flot dominant (sur **a**, la barre noire mesure 5 cm)

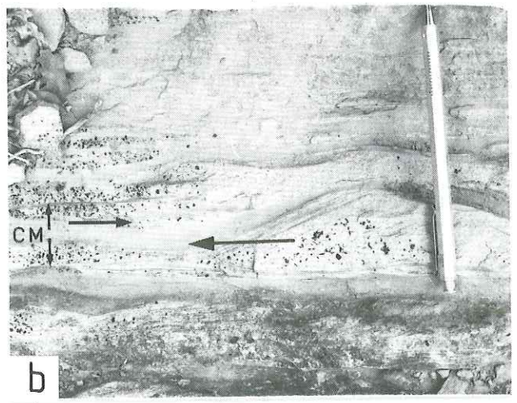
c et d Cycles de marée (CM) de jusant dominant (sur **c**, la barre blanche mesure 2 cm)

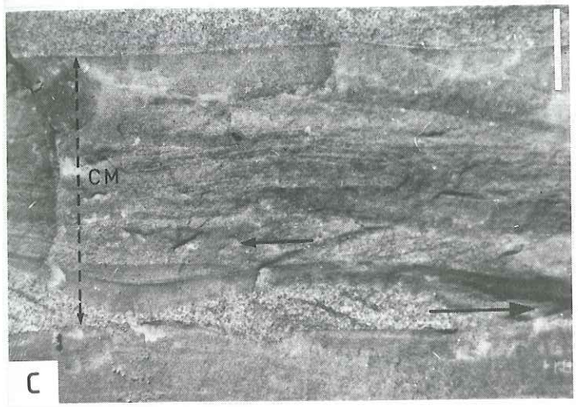
Affleurement d'Auribeau

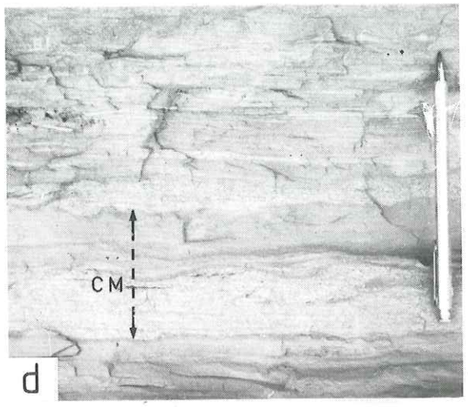
e Vue d'ensemble de l'affleurement

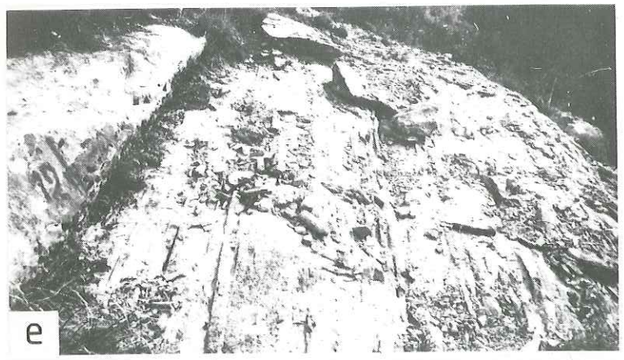
f et g Vues rapprochées de l'affleurement sur lesquelles on distingue l'alternance des grandes (GVE) et des petites vives-eaux (PVE)

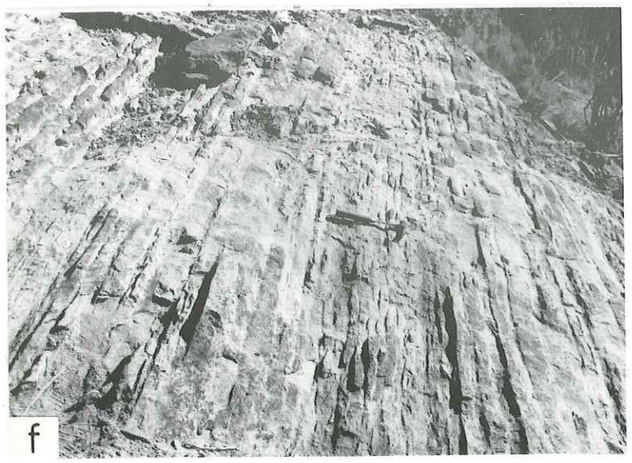












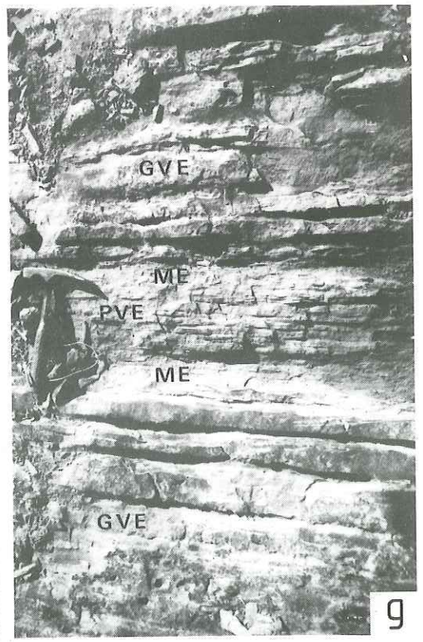


PLANCHE IX

La molasse marine miocène du bassin de Digne

Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale

Affleurement de Saint-Symphorien

a Vue d'ensemble de l'affleurement

b Vue rapprochée de l'affleurement. On distingue nettement la superposition des cycles de morte-eau/vive-eau

c Un cycle de morte-eau/vive-eau (la barre blanche mesure 2 cm)

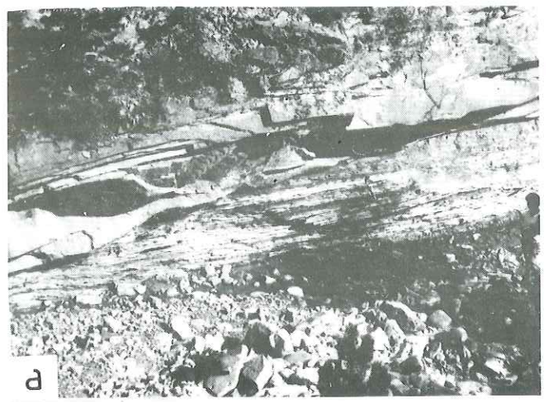
Affleurement d'Esclangon

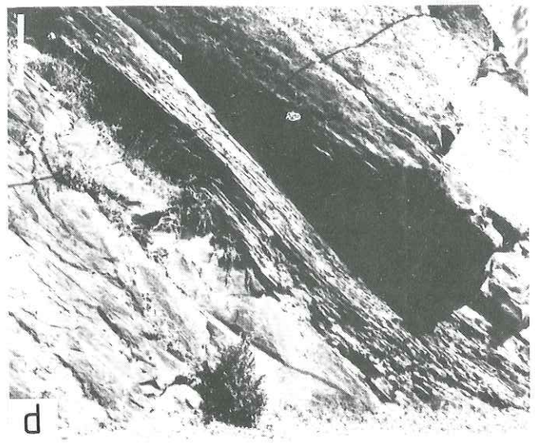
d Vue d'ensemble de l'affleurement. Les alternances remplissent une forme chenalisante (la barre blanche mesure 50 cm)

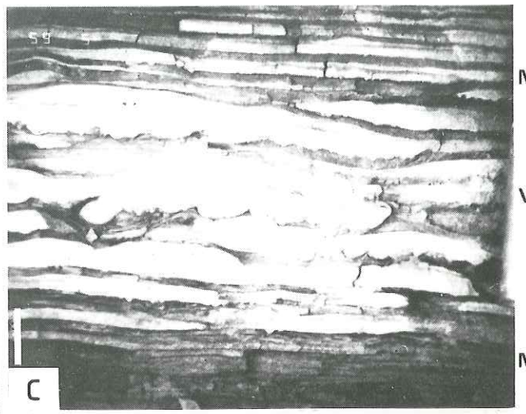
e Détail des alternances montrant clairement la succession de lits épais et de lits minces

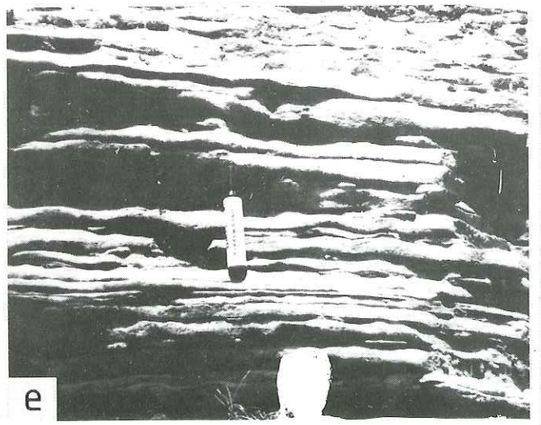
Affleurement de Bramefan 4

f Vue d'ensemble de l'affleurement (la barre blanche mesure 5 cm)









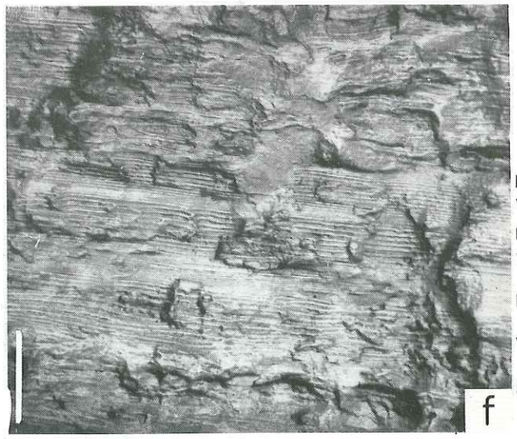


PLANCHE X

La molasse marine miocène du bassin de Digne

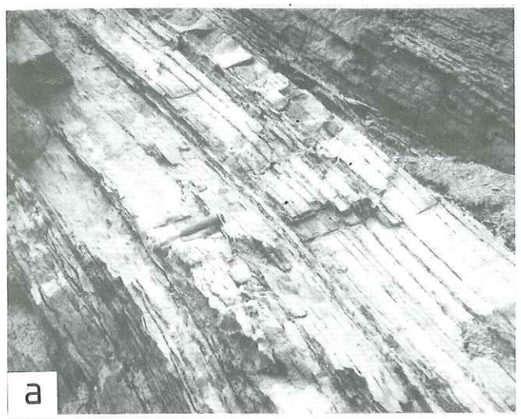
Quelques exemples de cycles de morte-eau/vive-eau amalgamés

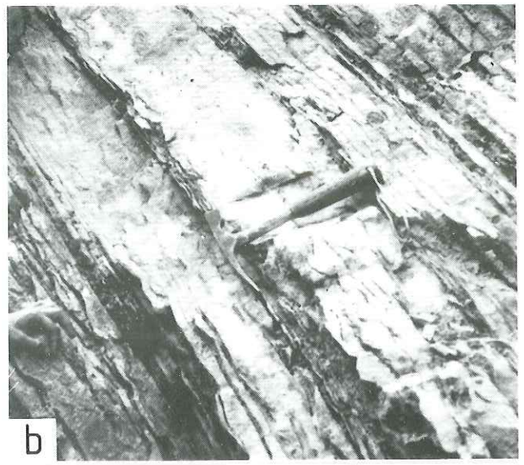
a et b Exemple de Bramefan 550

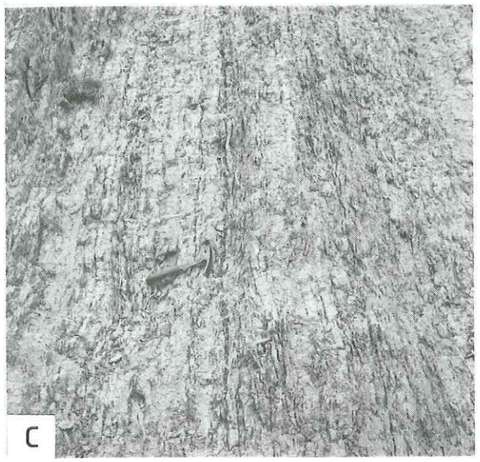
c Alternances gréso-silteuses à litage de rides de courant remaniées par les vagues dans la partie inférieure de la molasse marine (près du ravin de Saint-Symphorien, coupe de la Forest). L'alternance de passées plus silteuses et de passées plus gréseuses rappelle la succession de morte-eau et de vive-eau

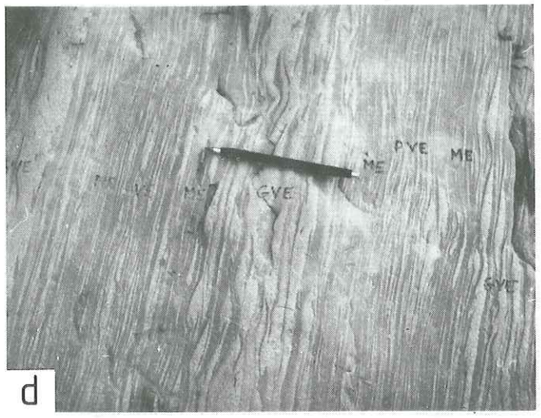
d Cycles peu amalgamés de grande vive-eau (GVE)/petite vive-eau (PVE). Ravin de Maurel au Sud du Ravin de Saint-Symphorien

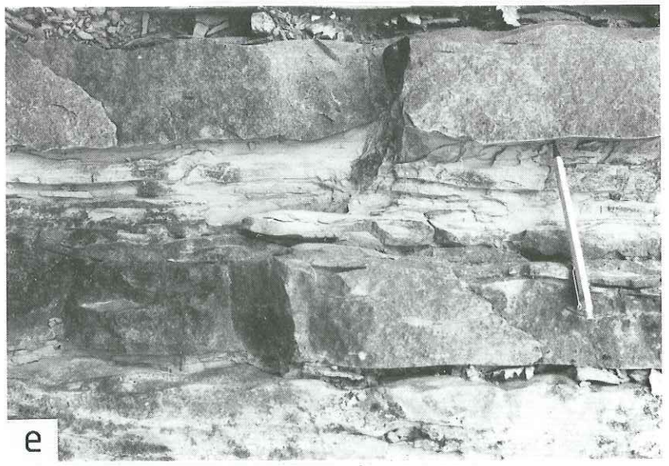
e Probable cycle de morte-eau/vive-eau très amalgamé (Auribeau)











CHAPITRE IV

APPORT DE L'ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA RECONNAISSANCE DE LA DYNAMIQUE TIDALE EN FORAGE (CAROTTES ET DIAGRAPHIES)

CHAPITRE IV

APPORT DE L'ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA RECONNAISSANCE DE LA DYNAMIQUE TIDALE EN FORAGE (CAROTTES ET DIAGRAPHIES)

INTRODUCTION

A partir d'un forage, le géologue pétrolier dispose de deux catégories d'informations pour identifier les terrains traversés :

- celles provenant de l'échantillonnage. Ce sont les déblais et les carottes.
- celles apportées par les mesures géophysiques ; ce sont les diagraphies.

Les carottes constituent sans aucun doute l'outil le plus fin. Elles permettent d'acquérir toutes les données nécessaires à une bonne connaissance du bassin étudié. Les caractères sédimentologiques et structuraux des roches y sont directement analysables. Malheureusement, les portions carottées d'un puits sont en général très restreintes et le géologue ne dispose jamais d'un carottage sur l'ensemble de la formation.

L'outil diagraphique est alors un complément indispensable. Son principal avantage est de fournir toute une somme de paramètres des roches traversées et ceci sur la totalité du forage.

Nous tenterons au cours de ce bref chapitre de déterminer comment les différentes caractéristiques des cycles tidaux enregistrés en accrétion verticale peuvent être détectées à partir des carottes et des relevés diagraphiques. Dans une première approche, il semble évident qu'un problème d'échelle se pose. Si on conçoit aisément que ces cycles tidaux sont parfaitement identifiables en carottes, il est au contraire difficile d'imaginer que ce type de structures, de taille très réduite, ait une image diagraphique précise.

A- LES OBJETS DE LA DYNAMIQUE TIDALE

La reconnaissance de la dynamique tidale dans un environnement sédimentaire est primordiale en exploration pétrolière lorsqu'il s'agit de reconstituer l'histoire et la géométrie d'un bassin. Dans un milieu deltaïque par exemple, reconnu comme site privilégié pour la formation d'hydrocarbures (Allen et Mercier, 1987), l'identification de la dynamique tidale peut permettre de préciser l'extension des corps sableux susceptibles de représenter des réservoirs, la provenance et le sens des apports, l'évolution sédimentaire du bassin...

Un environnement soumis à l'action dominante des marées se particularise principalement grâce à :

- un affinement du matériel détritique, généralement du large vers la côte,
- des périodes d'émersion temporaire dans le domaine intertidal,
- l'aspect bidirectionnel des courants (flot et jusant), avec, très souvent, un courant dominant et un courant subordonné,
- l'alternance de phase de courant et d'étale, c'est-à-dire d'énergies relativement fortes et d'énergies très faibles,
- l'évolution cyclique de l'énergie des courants de marée.

Tous ces faits se traduisent dans les dépôts par des structures sédimentaires caractéristiques. Parmi ces structures, les corps progradants de type mégarides ou vagues de sable qui enregistrent des cycles tidaux sont incontestablement les meilleurs marqueurs puisqu'ils réunissent les trois derniers critères. Cependant, on sait maintenant que les dépôts qui résultent d'une accrétion verticale de la sédimentation tels que les alternances gréso-silteuses ou argileuses, sont susceptibles de montrer ces mêmes critères. Ils constituent par conséquent un objet de reconnaissance précieux.

B-L'IDENTIFICATION DES CYCLES TIDAUX A PARTIR DES CAROTTES

Les corps progradants d'origine tidale génèrent un litage oblique plan ou arqué dont l'identification en carotte ne pose généralement pas trop de problème. A l'heure actuelle, toutes les études menées sur ces diverses formes sédimentaires dans les milieux actuels et les formations anciennes, permettent de les caractériser avec de plus en plus de précision. Ces analyses s'attachent à leur géométrie, leur extension et concernent également leur organisation interne. Elles conduisent ainsi à obtenir des modèles qui fournissent alors, par simulation, l'image que tel ou tel corps sédimentaire peut donner en carottes. On citera par exemple les travaux de Féniès *et al.* (1986), Tastet *et al.* (1986), Faugères *et al.* (1986), Berné *et al.* (1987), Reinson (1989). C'est également dans ce but que la S.N.E.A. (p) a entrepris l'analyse détaillée de la barre calcarénitique du membre 2 de la Molasse marine à Esclangon.

Quant à l'enregistrement des cycles tidaux au sein des mégarides ou des vagues de sable, sa reconnaissance en carotte est beaucoup plus délicate. Le problème est directement lié à la taille de la structure dont on ne peut observer qu'une infime partie sur une carotte standard de 10 cm de diamètre. Si elle existe, l'évolution cyclique de l'épaisseur des faisceaux tidaux a une composante principalement horizontale. Il est donc très difficile de discerner les dilatations et les amincissements progressifs dans un plan qui reste rigoureusement vertical (**Fig. 120**). Exceptionnellement, quelques variations d'épaisseurs seront visibles mais l'évolution d'ensemble du corps ne sera jamais observable.

Contrairement à ces corps progradants de grande taille, les alternances à lamines planes et à litage de rides de type flaser-, wavy- et lenticular-bedding sont parfaitement adéquates à une description précise sur carotte, la longueur d'onde et l'amplitude de ces structures s'inscrivant généralement dans un diamètre de 10 cm. Par conséquent, la reconnaissance des cycles tidaux que ces dépôts sont susceptibles de dévoiler, est relativement aisée. Les critères de cette reconnaissance sont exactement les mêmes qu'à l'affleurement. Les dilatations et les amincissements progressifs des lits successifs ont une composante exclusivement verticale et sont de ce fait directement analysables (**Fig. 121**). Il est alors facile d'effectuer des comptages et des relevés d'épaisseurs avec, comme avantage

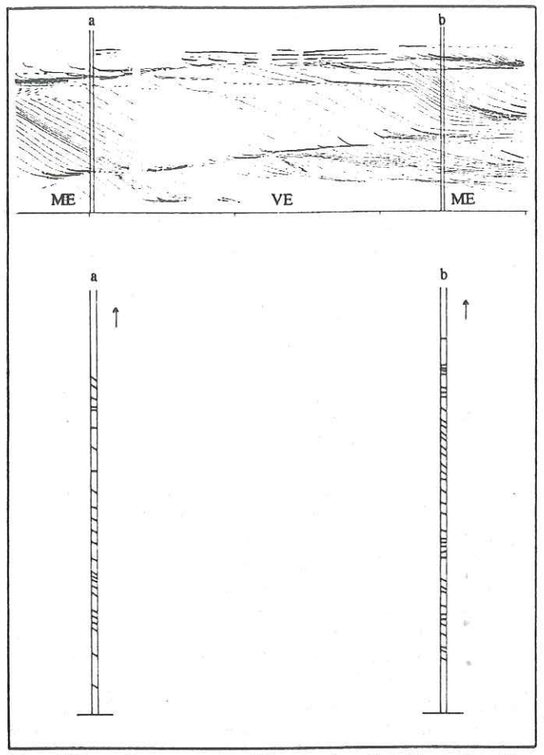


Fig. 120 - Carottes de 10 cm de diamètre simulées dans un exemple de mégaride (Yang et Nio, 1985) montrant des cycles de morte-eau/vive-eau. Les dilatations et les amincissements progressifs des faisceaux tidaux n'apparaissent pas.

supplémentaire, plus de commodité que sur le terrain. Signalons d'ailleurs que les fines alternances à cycles tidaux étudiées par Kvale et Archer (1989) dans le Carbonifère et par Williams (1989a et 1989b) dans le Précambrien ont été décrites à partir de carottes.

De plus, sur carotte, l'examen du cycle de marée peut être détaillé. Les conditions hydrodynamiques de flot dominant ou de jusant dominant sont alors déterminables.

C-IMAGE DIAGRAPHIQUE DES CYCLES TIDAUX

Si l'enregistrement des cycles tidaux dans les corps progradants est pratiquement impossible à partir de sections carottées, il est, *a fortiori*, indétectable sur un relevé diagraphique. Dans les alternances résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation, peut-être est-il au contraire identifiable.

Les diagraphies communément utilisées dans les sondages pétroliers permettent de déduire entre autres, la nature, la texture et les structures sédimentaires qui caractérisent les terrains traversés. Dans le domaine des structures sédimentaires, un outil diagraphique est particulièrement performant. Il s'agit du pendagemètre qui mesure la résistivité des roches et à partir duquel le pendage et l'azimuth des couches peuvent être restitués (Serra, 1979, 1985).

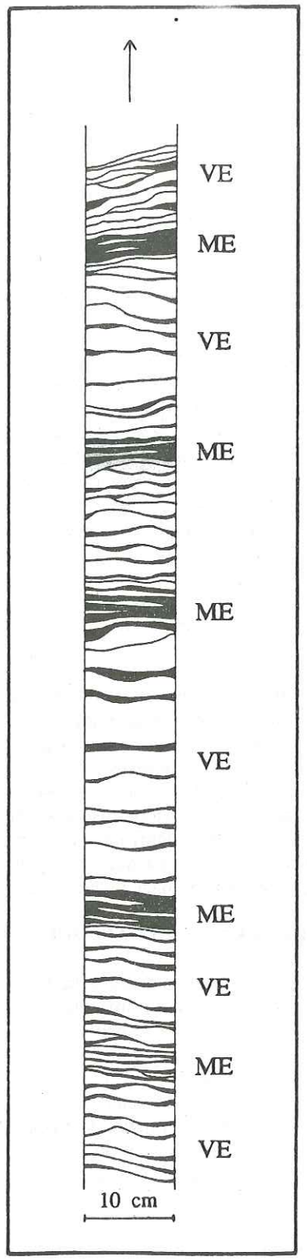


Fig. 121 - Carotte de 10 cm de diamètre simulée dans les alternances gréso-silteuses à wavy-bedding enregistrant des cycles de morte-eau/vive-eau (exemple de Saint- Symphorien, d'après diapositive). Les dilatations et les amincissements des lits successifs sont facilement identifiables

*Le pendagemètre est constitué par quatre patins positionnés à 90° l'un de l'autre et comprenant chacun une électrode (outil H.D.T. : High Resolution Dipmeter Tool) ou deux électrodes (outil S.H.D.T. : Stratigraphic High Resolution Dipmeter Tool) de taille réduite (8 mm). L'emploi du pendagemètre permet donc d'obtenir une série de quatre (ou huit) courbes de résistivité (**Fig. 122**). Grâce à la petite dimension des électrodes, l'échantillonnage est très dense (tous les 5 mm pour le H.D.T. et tous les 2,5 mm pour le S.H.D.T.). Des objets de moins d'un centimètre d'épaisseur peuvent être ainsi mis en évidence.*

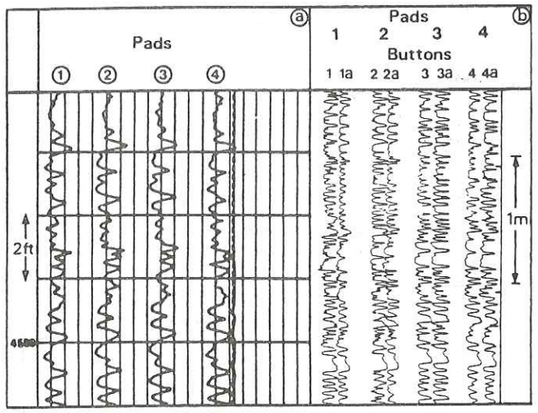


Fig. 122 - Exemple de courbes de résistivité fournies par le pendagemètre (H.D.T. et S.H.D.T.)

Au moment de la mesure de résistivité, les électrodes détectent un objet. Si cette objet est continu, les quatre (ou huit) électrodes vont l'enregistrer. Si au contraire l'objet est discontinu, quelques électrodes seulement le détecteront. Par ailleurs, si l'objet n'est pas plan, les signaux donnés par chaque électrode ne seront pas synchrones et se trouveront décalés. Lors de l'analyse des courbes, une traitement mathématique complexe permet de restituer les pendages réels des couches en effectuant notamment des corrélations entre les différents signaux des quatre (ou huit) courbes (Serra, 1985).

La précision de cet outil diagraphique rend possible la détection de la plupart des contrastes de résistivité existant au sein des roches. Par conséquent, des alternances gréso-argileuses doivent transmettre une image diagraphique nette et caractéristique, les sables étant plus résistants que les argiles (à noter que cette tendance peut s'inverser lorsque le fluide est représenté par de l'eau salée).

Sans considérer pour le moment l'épaisseur des structures à identifier, la forme théorique des courbes de résistivité que donneront les litages de type plan, flaser-bedding, wavy-bedding et lenticular-bedding peut être reconstituée (**Fig. 123**) :

-Le litage à lits plans : bien exprimé, il donnera une alternance régulière de pics négatifs (argile) et de pics positifs (sable). Les pics auront une extrémité plus ou moins large selon l'épaisseur des lits. Ceux dont l'extrémité montre un palier pourront correspondre à un granoclassement.

-Le litage ondulé (wavy-bedding) : son image doit être normalement très similaire à celle des lits plans. Il n'y aura cependant pas de pic à extrémité en palier, les granoclassements n'existant pas dans ce litage. Il est probable également que les décalages entre signaux soient fréquents puisque les lits sont ondulés.

-Le litage madré (flaser-bedding) : ce faciès à dominante sableuse se traduit par une image tout à fait différente des deux précédentes. En effet, les lits argileux sont discontinus et peu fréquents. Il n'y a donc pas de corrélation possible entre les courbes et la plupart des pics, à plus ou moins large extrémité, seront positifs (sable).

-Le litage ondulé (lenticular-bedding) : ce dernier type de litage donne théoriquement l'image inverse que fournit le litage madré puisqu'il s'agit d'un faciès à dominante argileuse et que les lits sableux sont discontinus.

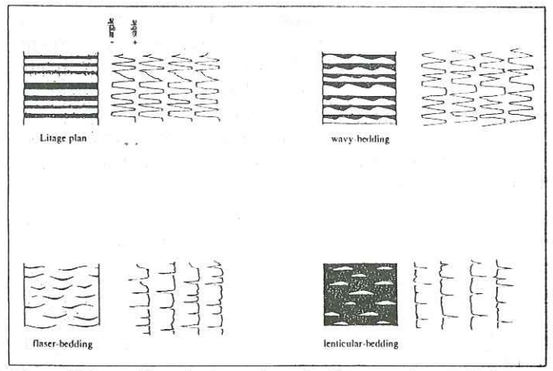


Fig. 123 - Simulation des faciès pendagemetriques correspondant au litage plan (a), au wavy-bedding (b), au flaser-bedding (c), et au lenticular-bedding (d)

Pour ces quatre formes de litage, les pendages restitués à partir des corrélations entre courbes correspondent à celui de la stratification générale. Ils n'indiquent en aucun cas le sens de progradation des rides quand elles existent.

Les lits qui constituent les alternances sablo-argileuses ont une épaisseur pouvant varier d'un millimètre à plusieurs centimètres. Il est évident que ceux d'épaisseur trop réduite ne pourront être détectés en pendagemétrie. Par conséquent, si des cycles tidaux semi-lunaires tels que ceux que nous avons décrit dans les dépôts de la baie du Mont-Saint-Michel ou dans la molasse marine miocène de Digne, sont éventuellement enregistrés au sein de ces alternances, un dénombrement des lits successifs n'est pas envisageable. Mais sans atteindre ce degré de précision, les cycles de morte-eau/vive-eau ont théoriquement en pendagemétrie une image caractéristique permettant de les identifier.

Cette identification passe par deux étapes.

-Reconnaître avant tout, sur le log diagraphique, les portions de courbes qui correspondent vraisemblablement à de fines alternances gréso-argileuses. Mathis *et al.* (1988) en donnent un exemple dans des dépôts finement laminés de l'offshore gabonais. Cette opération est sans aucun doute la

plus délicate. Si les quelques parties carottées du sondage contiennent de tels faciès et s'il existe un bon calage entre ces carottes et les courbes diagraphiques, leur image spécifique pourra ainsi être déterminée.

-Examiner, une fois les alternances circonscrites, l'allure précise des courbes. Les images théoriques que sont susceptibles de restituer les différentes formes de cycles de morte-eau/vive-eau ont été regroupées dans la figure 124. Ces images, établies à partir de nos diverses observations effectuées dans la baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse marine, sont bien entendu très schématisées. Dans la pratique, il est fort probable qu'elles ne seront jamais si nettes. Néanmoins, des cycles semi-lunaires, aussi bien exprimés que ceux d'Auribeau ou de Saint-Symphorien, ont de très bonnes chances d'être identifiés. Les dilatations et les amincissements progressifs vont se traduire normalement par une évolution de la largeur des pics. D'autre part, les vives-eaux donneront généralement plus de pics positifs tandis que les mortes-eaux se caractériseront par une courbe à tendance négative. Aucun détail n'est évidemment possible. Si les événements de vive-eau sont suffisamment épais pour être tous détectés, en revanche, les cycles de marée de morte-eau sont généralement trop minces et ils auront une image toujours très confuse. Enfin, les cycles dits amalgamés ont certainement une image caractéristique assez facile à distinguer de celle transmise par des cycles parfaitement exprimés.

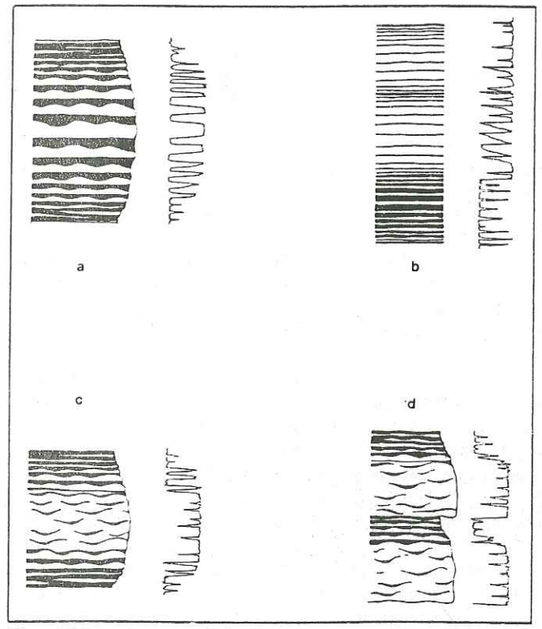


Fig. 124 - Images théoriques en pendagemétrie des différents types de cycles semi-lunaires enregistrés en accrétion verticale. (a), cycle à wavy-bedding dominant et bien exprimé ; (b), cycles à lits plans ; (c), cycles semi-amalgamés ; (d), cycles amalgamés. Une seule des 4 ou 8 courbes du H.D.T. ou S.H.D.T. est représentée

Pour reconnaître les cycles tidaux dans les alternances gréso-argileuses à partir des courbes de pendagemétrie, on constate malheureusement que de nombreuses conditions idéales doivent être réunies. Leur identification sur relevés diagraphiques est donc apparemment très limitée.

D- APPORT DE L'IDENTIFICATION DES CYCLES TIDAUX VERTICAUX EN FORAGE

La reconnaissance de l'enregistrement des cycles tidaux sur carottes et, éventuellement à partir des courbes de pendagemétrie, constitue un complément d'informations certain pour caractériser la dynamique et l'évolution sédimentaire d'une formation (**Fig. 125**).

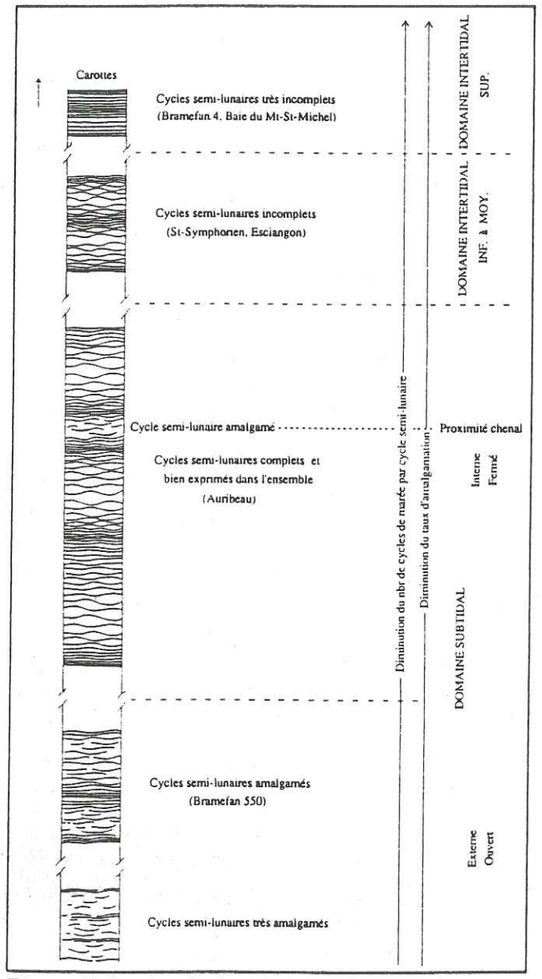


Fig. 125 - Informations apportées sur l'environnement sédimentaire par la reconnaissance des diverses formes de cycles semi-lunaires dans les dépôts résultant d'une accrétion verticale

- si leur identification est sans équivoque possible, l'origine tidale des dépôts est indéniable. Ce n'est pas le cas avec les corps progradants dans lesquels les cycles tidaux sont difficilement mis en évidence.

-les conditions hydrodynamiques de dépôt du cycle de marée (flot dominant ou jusant dominant) pouvant être

facilement spécifiées sur une carotte, la reconstitution des sens des paléocourants est donc envisageable.

- lorsque les cycles tidaux sont identifiés et correctement interprétés sur l'ensemble des portions carottées de la formation à étudier, leur présence, leur forme, leur évolution sont autant de paramètres importants pour préciser l'environnement de dépôt :

<u>leur présence</u> : elle atteste d'un milieu de dépôt nécessairement calme. S'ils sont fréquents, l'action de processus non tidaux tels que vagues ou tempêtes peut être exclue.

<u>leur forme</u> : si les cycles semi-diurnes, diurnes ou semi-lunaires sont parfaitement exprimés (exemples d'Auribeau ou de Saint-Symphorien), l'énergie de l'environnement est globalement faible. Si au contraire, le taux d'amalgamation devient important, leur milieu de dépôt est vraisemblablement plus ouvert.

<u>le nombre de cycles de marée par cycle semi-lunaire</u> : il s'agit de l'un des caractères les plus intéressants mais, comme nous l'avons signalé, délicat à interpréter. Pour cela, le régime tidal doit être avant tout déterminé. Il le sera à partir des cycles de morte-eau/vive-eau les plus complets. Ensuite, si une variation certaine de ce nombre est mise en évidence (diminution ou augmentation), elle permettra de préciser ou confirmer l'évolution de l'environnement de dépôt.

CONCLUSION

A l'affleurement, l'enregistrement des différents cycles tidaux est maintenant bien caractérisé, tant dans les corps progradants que dans les dépôts résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation.

Au sein des mégarides ou des vagues de sable, ces enregistrements, souvent spectaculaires, posent néanmoins un problème d'identification en sondage. Les précieuses informations qu'ils apportent à partir de leur observation sur le terrain ne sont malheureusement pas exploitables en carottes puisqu'ils n'y sont pas assez précisément reconnus.

En revanche, dans les dépôts s'opérant par accrétion verticale, toutes les données sur l'environnement sédimentaire tirées de la reconnaissance à l'affleurement des cycles tidaux, peuvent être également obtenues grâce à une analyse détaillée sur carottes. Du fait de leur relative rareté constatée par nos observations en baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse marine miocène de Digne, ils ne constituent qu'un objet d'analyse ponctuel pour étudier la formation traversée. Ainsi, leurs différentes caractéristiques sont-elles susceptibles d'apporter des précisions sur la nature et l'évolution du milieu de dépôt, subtidal ou intertidal, ouvert ou fermé.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal de ce travail était de présenter quelques aspects de l'enregistrement en accrétion verticale des cycles tidaux. La plupart des travaux jusqu'à maintenant menés sur ces enregistrements ne concernaient que la structuration interne de corps progradants du type mégarides ou vagues de sables. Notre analyse, effectuée dans un milieu actuel et dans une formation ancienne, complète ces différentes études. Elle démontre que l'évolution cyclique de l'énergie tidale peut également se matérialiser, de façon parfois spectaculaire, par une organisation précise du litage dans des dépôts résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation.

Ces dépôts sont représentés par des alternances millimétriques à pluricentimétriques de lits gréseux et de lits silto-argileux générant du litage de type flaser-, wavy- et lenticular-bedding ou du litage plan. Les lits gréseux correspondent à l'apport d'un courant (flot ou jusant) tandis que l'épisode fin est issu de la décantation en période d'étale.

Comme dans les corps progradants, c'est avant tout les variations d'épaisseurs de ces lits qui reflètent la périodicité de l'énergie tidale.

Nos diverses observations dans la baie du Mont-Saint-Michel sont à la base de ces premières conclusions. Dans ce milieu actuel, où nous avons été capables de suivre la sédimentation et de quantifier avec précision l'apport de chaque marée, l'organisation verticale du litage dans des sédiments mis en place au cours d'un cycle de morte-eau/vive-eau a donc pu être définie. Dans les alternances à litage plan, les lits successifs se dilatent et s'amincissent progressivement, phénomène traduisant directement la croissance puis la décroissance de l'énergie qui caractérisent un cycle semi-lunaire. Dans le litage de type flaser-, wavy- et lenticular-bedding, cette évolution de l'énergie se traduit par des variations verticales de la forme des rides. En général, l'augmentation des coefficients de marée se marque par un passage du wavy-bedding au flaser-bedding tandis que le retour au wavy-bedding traduit le phénomène inverse. Cette étude de l'enregistrement du cycle semi-lunaire dans la baie du Mont-Saint-Michel s'est strictement limitée aux dépôts de la haute-slikke appartenant au domaine intertidal supérieur de l'estran. Il s'agit par conséquent de résultats très ponctuels, ne concernant qu'une infime partie des sédiments mis en place sous l'influence des marées. La haute slikke n'est recouverte par la mer que 5 à 6 jours pendant les vives-eaux, les morte-eaux correspondant à une longue exondation. De ce fait, les cycles semi-lunaires enregistrés dans ce domaine, ne contiennent que 10 à 12 lits représentant chacun l'apport d'une marée de vive-eau. Chaque cycle est limité par un lit silto-argileux plus noir que les autres, et qui matérialise l'émersion pendant la morte-eau.

Ainsi, l'évolution du litage, le nombre d'événements et la présence de ces lits noirs, constituent les caractères distinctifs principaux des cycles semi-lunaires observés dans les dépôts de la haute slikke de la baie du Mont-Saint-Michel.

La molasse marine miocène du bassin de Digne s'est avérée comme étant une formation ancienne particulièrement propice à l'analyse des sédiments tidaux. Bien que déjà étudiée par plusieurs auteurs, son milieu de dépôt demeurait encore imprécis et nous avons par conséquent complété son analyse sédimentologique. La molasse marine miocène constitue un cycle transgressif puis régressif marqué lors de son dépôt par l'existence de deux dynamiques ; une dynamique de vagues et de tempêtes au cours de la mise en place de la partie transgressive et une dynamique essentiellement tidale pendant l'étape régressive. Cette dynamique dominée par l'action des courants de marée se matérialise par environ 1000 m de sédiments remaniés en milieu côtier et au sein d'un système deltaïque. La qualité exceptionnelle d'affleurement de cette formation a autorisé une description détaillée de ces dépôts tidaux qui résultent, soit d'une accrétion latérale, avec des mégarides et des vagues de sable, soit d'une accrétion verticale et correspondant alors à des alternances gréso-silteuses ou argileuses. Dans ces dernières, un relevé systématique de l'épaisseur des lits successifs met en évidence des évolutions tout à fait similaires à celles observées dans la baie du Mont-Saint-Michel, et indéniablement liées aux différents cycles tidaux (diurne, semi-lunaire, lunaire et semi-annuel).

Dans la molasse marine, il nous a été permis d'étudier ces enregistrements verticaux dans des sédiments appartenant à l'ensemble de l'environnement soumis à l'action des marées, de la zone subtidale à la zone intertidale supérieure, et d'en définir ainsi les principales caractéristiques en précisant leurs modalités de formation et de préservation.

Le paramètre important à considérer dans ces enregistrements est le nombre d'événements, ou cycles de marée, par cycle semi-lunaire. Théoriquement, ce nombre diminue progressivement du domaine subtidal au domaine intertidal supérieur. Sur la haute slikke de la baie du Mont-Saint-Michel, les cycles de morte-eau/vive-eau ne comptent qu'une dizaine de cycles de marée. Dans la molasse marine, ceux associés à un dépôt subtidal, en comprennent environ 25 et dans l'exemple attribué à une sédimentation en zone intertidale moyenne à supérieure, ils n'en contiennent plus qu'une quinzaine. Ces valeurs doivent être interprétées avec beaucoup de précautions car elles dépendent en fait de nombreux paramètres. Il faut avant tout être certain de la nature du régime tidal, semi-diurne, diurne ou mixte. Ensuite, l'érosion ou le non-dépôt d'un ou de plusieurs cycles de marée, sous l'effet de processus non tidaux tels que la houle, doivent être envisagés. Par conséquent, le nombre d'événements ne peut en aucun cas faire l'objet d'une interprétation ponctuelle à partir de la découverte d'un seul cycle de morte-eau/vive-eau. Il ne sera éventuellement significatif que si l'analyse de son évolution pour l'ensemble de la formation est possible. Tel est le cas dans la molasse marine du bassin de Digne.

De nos diverses observations, tant dans l'environnement actuel que dans la formation miocène, de précieuses informations ont pu être tirées sur les milieux de dépôt favorables à l'enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale. En baie du Mont-Saint-Michel, les enregistrements les mieux exprimés, s'observent principalement sur des sites soumis à de faibles énergies, souvent en position distale par rapport aux chenaux actifs. Ils deviennent exceptionnels dans les dépôts du moyen estran, plus sableux et siège d'érosions actives. Dans la molasse marine, cette nécessité d'avoir un milieu faiblement énergétique, est largement confirmée, entre autre, par la mise en

évidence de taux de sédimentation instantanée extrêmement élevés, dépassant parfois plus d'un mètre par mois lunaire. Ces taux ne peuvent s'expliquer qu'en admettant le comblement rapide de dépressions préexistantes telles, par exemple, des chenaux de marée abandonnés qui constituent donc dans un environnement, un domaine particulièrement bien abrité. C'est un fait que nous avons pu vérifier grâce à l'exemple d'Esclangon appartenant à la base de la molasse marine et dont l'environnement est dominé par une dynamique de vagues et de tempêtes. Cet enregistrement s'observe dans une étroite forme chenalisante, point de dépôt protégé des fortes énergies ambiantes. Dans la partie supérieure de la série, essentiellement tidale, les enregistrements verticaux sont présents à tous les niveaux mais ils ne sont vraiment bien exprimés et identifiables que dans le domaine le plus interne, là où les énergies deviennent globalement plus modérées.

Les conditions nécessaires à l'enregistrement parfait des cycles tidaux sont nombreuses et difficiles à réunir simultanément et pendant longtemps. Le défaut de l'une d'entre elles ou de plusieurs, altère irrémédiablement l'évolution cyclique de l'énergie tidale et, par conséquent, l'organisation typique du litage qui la matérialise. Les cycles semi-lunaires alors enregistrés, se caractérisent par des cycles de marée partiellement ou entièrement érodés qui se télescopent. De tels cycles de morte-eau/vive-eau sont dits amalgamés et leur identification sur le terrain devient extrêmement délicate. Dans la baie du Mont-Saint-Michel, la reconnaissance de ces cycles est assurée par la présence de lits noirs marquant l'exondation en morte-eau. Dans la molasse marine, compte-tenu du niveau de dépôt toujours bas de la plupart des cycles analysés, nous ne disposons pas de ce critère. Cependant, même si les relevés d'épaisseurs sont impossibles, l'examen attentif de ces faciès à alternances gréso-silteuses nous enseigne qu'ils montrent très fréquemment des variations cycliques et progressives de leur proportion en sable et en silt ainsi que des évolutions de la forme de leur litage, liées sans aucun doute à l'enregistrement des cycles semi-lunaires. L'action directe d'agents dynamiques tels que la houle sur le lieu même de dépôt, interdit le bon enregistrement des cycles tidaux. Toutefois, nos observations dans la baie du Mont-Saint-Michel montrent que cet enregistrement ne peut se réaliser que si la quantité de matériel en suspension est importante. Or, il apparaît que la turbidité des eaux dépend étroitement de l'agitation au large. L'effet de la houle joue alors un rôle majeur. Dans la molasse marine, les alternances au sein desquelles les cycles tidaux sont parfaitement enregistrés, montrent des lits silteux d'épaisseur spectaculaire. Cela implique des turbidités tout à fait exceptionnelles qui ont non seulement permis de bons enregistrements, mais également favoriser leur préservation. Qu'en à l'origine probable de ces fortes turbidités, elle est à rattacher à la quantité des apports fluviatiles.

Il convient de signaler que dans les cycles miocènes appartenant au domaine intertidal moyen à supérieur, nous n'avons jamais observé de lit noir, marqueur de l'émersion en morte-eau. Il faut donc admettre que la genèse de ce lit répond à des conditions spéciales et vraisemblablement liées, en grande partie, à la composition du matériel. Ce marqueur ne constitue pas, par conséquent, un critère absolu de reconnaissance.

L'ensemble de nos résultats nous démontre que les enregistrements des cycles tidaux en accrétion verticale sont susceptibles de revêtir des formes très variées, dépendant principalement du taux d'amalgamation des cycles de marée qui les composent. Cette analyse tend à prouver que ces enregistrements demeurent rares, voire exceptionnels, dans leur forme la plus caractéristique et parfaite. En revanche, les cycles amalgamés sont sans aucun doute beaucoup plus fréquents mais difficiles à identifier. Cet état de chose est probablement la raison pour laquelle ces enregistrements verticaux ont fait l'objet, jusqu'à présent, de peu d'études, comparativement à celles, très répandues, effectuées dans les corps progradants. Une question doit donc être soulevée : la probabilité de formation et de préservation de l'enregistrement des cycles tidaux dans les mégarides ou vagues de sables est-elle par conséquent supérieure à celle au sein des dépôts résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation ? La réponse peut être la suivante ; l'énergie requise à la genèse des corps progradants est en général plus importante que celle nécessaire à la mise en place des alternances à litage de type flaser-, wavy- ou lenticular-bedding. Le pouvoir érosif de ces dernières, lors de leur dépôt, est donc moindre par rapport à celui des mégarides ou des sand waves qui ont ainsi plus de chances d'être préservées.

Malgré leur relative rareté, les enregistrements des cycles tidaux en accrétion verticale constituent bel et bien un critère de reconnaissance particulièrement fiable de la dynamique tidale. Leur identification et leur interprétation apportent des renseignements très précieux quant à l'environnement de dépôt d'une formation ancienne. Si leur analyse de détail est possible, les variations de leur forme, de leur taux d'amalgamation, du nombre de cycles de marée par cycle semi-lunaire, sont autant de critères permettant de préciser l'évolution sédimentaire d'ensemble d'une série : tendance transgressive ou régressive, détermination du régime tidal, approche de l'amplitude du paléomarnage, possibilité de reconstitution paléogéographique....C'est en cela qu'ils offrent un avantage certain par rapport à ceux révélés dans les corps progradants qui s'édifient principalement dans le domaine subtidal à intertidal inférieur et qui ne peuvent apporter, par conséquent, que des informations ponctuelles.

Ce travail s'est efforcé de définir les principales caractéristiques des enregistrements en accrétion verticale pour que leur reconnaissance soit dorénavant facilitée et que les conclusions sédimentologiques qui s'imposent, puissent être tirées. Ces résultats viennent s'ajouter à ceux de Dalrymple et Makino (1989) dans les dépôts actuels de la baie de Fundy (Canada), de Kvale et Archer (1989) dans des laminites carbonifères, et de Williams (1989a) dans une formation précambrienne. Il est vraisemblable que l'ensemble de ces nouvelles données conduisent à réexaminer certains faciès qui n'avaient pas été interprétés, jusqu'à maintenant, selon ces perspectives.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AIGNER T. (1985) - Storm depositional system. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow marine sequences. Lecture Note in Earth Sciences, Friedman G.M. *et al.* Eds, Springer-Verlag, Berlin, 174 p.

ALLEN G.P., LAURIER D. & THOUVENIN J. (1979) - Etude sédimentologique du Delta de la Mahakam. *Comp. Franç. des Pétrol.*, Notes et mémoires **15**, 156 p.

ALLEN G.P. & MERCIER F. (1987) - Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. géol. France.* **(8), III,** 1247-1269.

ALLEN G.P. & TRUILHE G. (1987) - La transition fluviale-tidale dans les chenaux fluviatiles : critères de reconnaissance et implications paléogéographiques. 1er Cong. français Sédim., Paris, Résumés, 17.

ALLEN J.R.L. (1963) - The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, **2**, 93-114.

ALLEN J.R.L. (1968) - Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 433 p.

ALLEN J.R.L. (1973) - A classification of climbing-ripple cross-lamination. *J. geol. Soc. London*, **129**, 537-541.

ALLEN J.R.L. (1981) - Lower Cretaceous tides revealed by cross-bedding with mud drapes. *Nature*, **289**, 579-581.

ALLEN J.R.L. (1984) - Sedimentary structures. Their caracter and physical basis. Elsevier, 1256 p.

ALLEN J.R.L. & FRIEND P.F. (1976) - Changes in intertidal dunes during two spring-neap cycles, Lifeboat Station Bank, Wells-next-the-sea, Norfolk (England). *Sedimentology*, **23**, 329-346.

ALLEN P. & HOMEWOOD P. (1984) - Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand-wave. *Sedimentology*, **31**, 63-81.

ALLEN P., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G.D. (1986) - Foreland basins : an introduction. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, **8**, 3-12.

ALLEN P., MANGE-RAJETZKY M., MATTER A. & HOMEWOOD P. (1985) - Dynamic palaeogeography of open Burdigalian seaway. Swiss Molasse Bassin. *Eclogae geol. Helv.*, **79**, 351-381.

ANADON P., MARZO M. & PUIGDEFABREGAS C. (1985) - The Eocene fan-delta of Montserrat (Southeastern Ebro basin, Spain). 6th Europ. Regional Meeting, Lerida, Excursion guide book, 111-146.

ANDERS M.H., KRUEGER S.W. & SADLER P.M. (1987) - A new look at sediment rates and the completeness of the stratigraphic record. *J. Geology*, **95**, 1-14.

ANDERSON F.E. (1973) - Observations of some sedimentary processes acting on a tidal flat. *Marine Geol.*, **14**, 101-116.

ANDERSON F.E. & MAYER L.M. (1984) - Seasonal and spacial variability of particulate matter of a muddy intertidal flood front. *Sedimentology*, **31**, 383, 394.

ANDERSON R.Y. & DEAN W.E. (1988) - Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **62**, 215-235.

ANGLADA R. (1971) - Sur la limite Aquitanien-Burdigalien, sa place dans l'échelle des foraminifères planctoniques et sa signification dans le Sud-Est de la France. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **272**, 1948-1951.

ANGLEJAN B. d' & INGRAM R. G. (1984) - Near bottom variations of turbidity in the St Laurence Estuary. *Estuarine, Coastal and shelf Science*, **19**, 655-672.

ARCHER A.W. & KVALE E.P. (1989) - Analytic comparison of modern equatorial tidal periodicities to Carboniferous tidal periodicities, Eastern Interior Basin, U.S.A., *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits, Calgary, Abstr.*, 6.

ASHLEY G.M., SOUTHARD J.B. & BOOTHROYD J.C. (1982) - Deposition of climbing-ripple beds : a flume simulation. *Sedimentology*, **29**, 67-79.

ASHTON M. (1981) - Carbonate tidal rhythmites from the Middle Jurassic of Britain. *Sedimentology*, **28**, 689-698.

BAIRD G.C., SHABICA C.W., ANDERSON J.L. & RICHARDSON E.S. (1985) - Biota of a Pennsylvanian muddy coast : habitats within the Mazonian delta complex, Northeast Illinois. *J. Paleontol.*, **59**, 253-281.

BAJARD, J. (1964) - Figures et structures sédimentaires dans la baie du Mont-Saint-Michel. D.E.S.S., Univ. Caen, 77 p, Inédit.

BAJARD, J. (1966) - Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **VIII**, 39-111.

BEAUDOIN B., CAVELIER C., HACCARD D., LANTEAUME M. & PERRIN M. (1966) - A propos de l'âge des molasses de Tanaron (Basses-Alpes) : redécouverte du gisement à Cérithes et ses conséquences structurales. *Bull. Soc. géol. France*, **(7), VIII**, 458-460.

BEAUDOIN B. & GIGOT P. (1970) - Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse marine miocène de Digne, Basses Alpes (France). *Sedimentology*, **17**, 241-256.

BEAUDOIN B., GIGOT P. & HACCARD D. (1970) - Flysch et molasse, approche sédimentologique. *Bull. Soc. géol. France*, **(7), XII**, 664-672.

BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON R. & GIGOT P. (1975) - Les Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation. IX ème Cong. int. Sédim., Nice, Excursion 7, 223 p.

BEAUMONT C. (1981) - Foreland basins. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **65**, 291-329.

BELLANGER M. (1984) - Traitement numérique du signal. Théorie et pratique. Masson, 432 p.

BERGERAT F. (1981-1982) - Le couloir rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **23**, 329-343.

BERNE S., CIRAC P., DURAND J., LERICOLAIS G. & WEBER O. (1987) - Approche de l'architecture des ridins ("sand waves") (Géophysique très haute résolution et carrottages en baie de Bourgneuf. 1er Congrés français de Sédimentologie, Paris, Résumés, 52-53.

BERRY W.B.N. & BARKER R.M. (1968) - Fossil bivalve shells indicate longer month and year in Cretaceous than Present. *Nature*, **217**, 938-939.

BERTRAND et al. (1986) - Un exemple d'analyse d'un complexe deltaïque mio-pliocène de la moyenne Durance (France). *in* Corps sédimentaires. Exemples sismiques et diagraphiques (E.N.S.P.M.). Eds Technip, Paris, 183-201.

BOERSMA J.R. (1969) - Internal structures of some tidal mega-ripples on a shoal in the Westerschelde Estuary, The Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, **48**, 409-419.

BOERSMA J. R, VAN De MEENE E.A. & TJALSMA R.C. (1968) - Intricated cross-stratification due to the interaction of mega ripples with its lee-side system of backflow ripples (upper-pointbar deposits, Lower Rhine). *Sedimentology*, **11**, 147-162.

BOERSMA J. R & TERWINDT J.H.J. (1981a) - Neap-spring tidal sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, **28**, 151-170.

BOERSMA J. R & TERWINDT J.H.J. (1981b) - Berms on an intertidal shoal : shape and internal structure. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, **5**, 38-49.

BOILLOT G, MONTADERT L., LEMOINE M. & BIJU-DUVAL B. (1984) - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson Ed., Paris, 342 p.

BONJOUR J.L. (1988) - Sédimentation initiale dans le domaine centre armoricain (Massif armoricain). Thèse d'Univ., Rennes, 257 p.

BOURCART J. & CHARLIER R. (1959) - The tangue : a "nonconforming" sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**, 565-568.

BOURCART J. & BOILLOT G. (1960) - La répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Géol. dyn. Géog. phys.*, **III**, 189-199.

BOURGEOIS J. (1980) - A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky cross stratification. The Cape Sebastian Sandstones (Upper Cretaceous), Southwestern Oregon. *J. Sedim. Petrol.*, **50**, 681-702.

BOURGEOIS J. & LEITHOLD E.L. (1984) - Wave-worked conglomerates. Depositional processes and criteria for recognition. *in* Koster E.H. & Steel R.J. Eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. **10**, 331-343.

BRENNER R.L. & DAVIS D.K. (1973) - Storm generated coquinoïd sandstone : genesis of high-energy marine sediments from Upper Jurassic of Wyoming and Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 1685-1698.

CALINE B. (1982) - Le secteur occidental de la baie du Mont-Saint-Michel : morphologie, sédimentologie et cartographie de l'estran. *Doc. du B.R.G.M.*, **42**, 250 p.

CALINE B., LARSONNEUR C. & L'HOMER A. (1982) - La baie du Mont-Saint-Michel : principaux environnements sédimentaire. in Livre jub. G. Lucas, *Mém. Géol. Univ. Dijon*, **7**, 37-51

CAMPBELL C.V. (1967) - Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, **8**, 7-26.

CHAMLEY H. (1987) - Sédimentologie. *Collection Géosciences*, Dunod Ed., Paris, 175 p.

CHAMLEY H. (1988) - Les milieux de sédimentation. B.R.G.M. Ed., Lavoisier TEC & DOC, Paris, 173 p.

CLAUZON G., AGUILAR J.P. & MICHAUX J. (1987) - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 M.a. au mur de la Molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C.R.Acad. Sci. Paris*, **305**, 133-137.

CLIFTON H.E. (1983) - Discrimination between subtidal and intertidal facies in the Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washinton. *J. Sedim. Petrol.*, **53**, 353-369.

CLIFTON H.E., PHILLIPS R.L. & ANIMA R.J. (1989) - Sedimentary facies of Willapa Bay, Washinton. A comparison of modern and Pleistocene estuarine facies. *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits*, Calgary, Field trip guide book.

COMPAIN P., LARSONNEUR C. & WALKER P. (1988) - Les sédiments et leur dynamique dans la partie Nord-Est de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, **112/113**, 109-114.

CRAFT J.H. & BRIDGE J.S. (1987)-Shallow-marine sedimentary processes in the late Devonian Catskill Sea, New-york State. *Geol. Ass. Am. Bull.*, **98**, 338-355.

CRUMEYROLLE P. (1987) - Stratigraphie physique et sédimentologique des systèmes de dépôt de la séquence de Santa Liestra (Eocène sud-pyrénéen, Pyrénées Aragonaises, Espagne). Thèse Univ. Bordeaux III, 216 p.

CRUMEYROLLE P. MARIANNE M.F. (1988) - Géométrie et faciès d'un système de barre et chenaux estuariens (Eocène nord-pyrénéen, Corbières, France. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **306**, 997-1000.

CUDZIL M.R. & DRIESE S.G. (1987) - Fluvial, tidal and storm sedimentation in the Chilhouse Group (lower Cambrian) N.E. Tennessee, U.S.A. *Sedimentology*, **34**, 861-883.

DALRYMPLE R.W. (1984) - Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, **31**, 365-382.

DALRYMPLE R.W., KNIGHT R.J. & LAMBIASE J.J. (1978) - Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, **275**, 100-104.

DALRYMPLE R.W. & MAKINO Y. (1989) - Description and genesis of a tidal bedding in the Cobequid Bay-Salmon River Estuary, Bay of Fundy, Canada. *in* Taira A. & Masuda F. Eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*. Terra Sc. Publ. Company., 151-177.

DALRYMPLE R.W. & ZAITLIN B.A. (1989) - Tidal sedimentation in the macrotidal, Cobequid bay. Salmon river Estuary, bay of Fundy. *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits*, Calgary, Field trip guidebook, 84 p.

DALRYMPLE R.W., MAKINO Y. & ZAITLIN B.A. (1989) - Temporal and spatial patterns of mudflat sedimentation in the Cobequid Bay, Salmon River Estuary, Bay of Fundy. *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits, Calgary, Abstr.*, 25.

DAVIS H. (1985) - Tectonic influence on sedimentation in the North of the Valensole (Valensole-Digne) basin. Int. Symposium on Foreland Basin, Fribourg, Abstr., 46.

DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. Vol. II : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin Ed., Paris, 540 p.

DE BOER P.L., OOST A.P. & VISSER M.J. (1989) - The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognizing tidal influences. *J. Sedim. Petrol.*, **59**, 912-921.

DELFAUD J. (1974) - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. géol. France*, **(7), XVI**, 643-650.

DEMARCQ G. (1959) - Le Miocène du bassin de Crest (Drôme). *Bull. Soc. géol. France*, **(7), I**, 93-100.

DEMARCQ G. (1984a) - Evolution structurale et paléogéographique du bassin rhodanien au Tertiaire: réflexions et aspects originaux. *Géol. de la France*, **1/2**, 75-84.

DEMARCQ G. (1984b) - Paléogéographie du Miocène. *in* Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et paléogéographie. Mémoire 125 du B.R.G.M., 503-506.

DOLET M., GIRESSE P. & LARSONNEUR C. (1965) - Sédiments et sédimentation dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, **6**, 51-65.

DONSELAAR M.E. & NIO S.D. (1982) - An Eocene tidal inlet/washover type barrier island complex in the South pyrenean marginam basin, Spain. *Geol. en Mijnbouw*, **61**, 343-353.

DOTT R.H. & BOURGEOIS J. (1982) - Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 663-680.

DUBOIS P. & CURNELLE R. (1978) - Résultats apportés par le sondage Les Mées n°1 sur le plateau de Valensole (Alpes-de-Haute-Provence). *C.R. somm. Soc. géol. France*, **4**, 181-184.

DUKE W.L. (1985) - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, **32**, 167-194.

DURAND J. (1985a) - Le grés armoricain. Sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. Docums. Cent. Arm. Et. Struct. Socles*, Rennes, **3**, 150 p.

DURAND J. (1985b) - Les traces fossiles indicateurs paléobiologiques de milieux : un exemple dans l'Ordovicien armoricain. *Bull. Mus. natn. Hist. nat., Paris*, **7**, 215-227.

DURAND J. (1989) - Architecture et dynamique de dépôt de corps sédimentaires. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **13**, 131.

DURAND J. & NOBLET C. (1986) - Paléocourants dans la Formation du Grés armoricain : persistance des mécanismes de transport en domaine cratonique. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **27**, 13-24.

DURAND J. & RUBINO J.L. (1988) - Critères de reconnaissance, géométrie et organisation des dépôts de marées et de houles. Journée L. Dangeard : "Dynamique des milieux tidaux", S.G.F., Caen, Résumés, 45.

DURINGER P. (1987) - Dynamique de dépôt des formations détritiques des bordures d'un rift : le fossé rhénan. 1er Cong. français Sédim., Paris, Résumés, 166.

EINSELE G. (1982) - General remarks about nature, occurrence and recognition of cyclic sequences (periodites). *in* G. Einsele & A. Seilacher Eds., *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, Berlin, 3-7.

EKDALE A.A., BROMLEY R.G. & PEMBERTON S.G. (1984) - Ichnology. The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphie. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Short Course **9**, Tulsa, 317 p.

ELLIOTT T., APPS G., DAVIS H., EVANS M., GHIBAUDO G. & GRAHAM R.H. (1985) - A structural and sedimentological traverse through the tertiary foreland basin of the external Alps of Southeastern France. *Int. Symposium on Foreland basin*, Fribourg, guide book, field excursion B, 39-73.

ERIKSSON K.A. (1977) - Tidal deposits from the Archaean Moodies Group, Barberton Montain Land, South Africa., *Sediment. Geol.*, **18**, 257-281.

ETHRIDGE F.G. & WESCOTT W.A. (1984) - Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta. *in* Koster E.H. & Steel R.J. Eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. **10**, 217-235.

FAUGERES J.C., CUIGNON R., FENIES H. & GAYET J. (1986) - Caractères et facteurs d'un comblement littoral à l'Holocène supérieur : passage d'un domaine estuarien à un domaine lagunaire (Bassin d'Arcachon, France). *Bull. Inst. Bass. d'Aquit.*, **39**, 95-116.

FAULKNER T.J. (1988) - The Shipway limestone of Gower : sedimentation on a storm dominated early Carboniferous ramp. *Geol. Journal*, **23**, 85-100

FENIES H., ALLEN G. & FAUGERES J.C. (1986) - Caractérisation des dépôts de chenaux de marée du bassin d'Arcachon (France). *Bull. Inst. Bass. d'Aquit.*, **39**, 7-38.

FETTER-TURTAND N. (1981) - Litages et rythmes de la sédimentation en domaine estuarien sur les côtes de la Manche. Thèse 3 ème cycle, Univ. Orsay, 188p.

FILY G. (1989) - Dynamique tidale sur la plate forme carbonatée Nord-armoricaine au Bathonien moyen. *Bull. Soc. géol. France*, **8**, **V**, 1137-1144.

FRIEDMAN G.M. & SANDERS J.E. (1978) - Principles of sedimentology. John Wiley & Sons Eds., New-york, 792 p.

GAYET J., CUIGNON R. & FAUGERES J.C. (1986) - Caractères morpho-sédimentaires et processus dynamiques dans un delta édifié en milieu lagunaire mésotidal (delta de la Leyre: bassin d'Arcachon). *Bull. Inst. Bass. d'Aquit.*, **39**, 39-57.

GHIBAUDO G. (1984) - Storm controlled sand waves and sand bodies on a Serravallian inner shelf (Serravale Formation, Tertiary Piedmont basin, Northern Italy). 5ème Cong. Europ. Sédim. Marseille, Résumés.

GIBRAT R., GOUGENHEIM A. & ZAHN J. P. (1971) - Les marées. *Encyclopédie Universalis*, France, **10**, 498-503.

GIGOT P. & MEIN P. (1973) - Découvertes de mammifères aquitaniens dans la Molasse burdigalienne du Golfe de Digne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **276**, 3293-3294

GIGOT P., GRANGJACQUET C. & HACCARD D. (1974) - Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'éocène. *Bull. Soc. géol. France*, **(8)**, **XVI**, 128-139.

GIGOT P., GUBLER Y. & HACCARD D. (1975) - Relation entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence. IX ème Cong. int. Sédim., Nice, Thème 4, 157-162

GIGOT P., GUBLER Y. & SCHLUND J.M. (1977) - Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier. *C.R. Somm Soc. géol. France*, **1**, 17-20.

GINSBURG R.N. (1975) - Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Ginsburg R.N. Ed., Springer-Verlag, New-york, 428 p.

GJELBERG J. & STEEL R. (1983) - Middle Carboniferous marine transgression, Bjørnøya, Svalibard : facies sequences from an interplay of sea level changes and tectonics. *Geol. Journal*, **18**, 1-19.

GOGUEL J. (1963) - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, **(7)**, **V**, 20-33.

GOODWIN P.W. & ANDERSON E.J. (1985) - Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geology*, **93**, 515-533.

GOURINARD Y. & MAGNE J. (1987) - Les anciens étages Aquitanien (Mayer 1857), Burdigalien (Dupéret 1892) et Helvétien (Mayer 1857) correspondent aux cycles eustatiques de Vail, TB 1.5., TB 2.1., TB 2.2.. Usage possible en nomenclature stratigraphique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **305**, 1105-1107.

GREENWOOD B. & SHERMAN D.J. (1986) - Hummocky cross-stratification in the surf zone : flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, **33**, 33-45.

GUBLER Y. *et al.* (1966) - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Ed. Technip, Paris, 291 p.

GUILCHER A. (1979) - Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson Ed., Paris, 2nd Edition, 344 p.

GUILLOCHEAU F. (1983) - Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'ordovicien moyen Ouest-armoricain. Thèse 3 ème cycle, Univ. Brest, 223 p.

GUILLOCHEAU F. (1987) - La sédimentation de tempêtes en offshore : proposition d'un modèle d'épendage sableux. 1er Cong. français Sédim., Paris, Résumés, 199.

GUILLOCHEAU F. (1989) - Séquences de dépôts de la plate-forme dévoniènne armoricaine : un contrôle par variations du niveau du substratum (tectonique s.l.). 2ème Cong. français Sédim., Paris, Résumés, 137.

GUILLOCHEAU F., LEJAY A., HOMEWOOD P., BIRCKEL P. & HOFFERT M. (1987) - Géométrie et architecture de dépôts tidaux burdigaliens : la Molasse Marine à Illens, Suisse. 1er Cong. français Sédim., Paris, Résumés, 203.

GUILLOCHEAU F., LEJAY A., HOMEWOOD P. & HOFFERT M. (1989) - Effet de variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : .importance relative des contrôles auto- et allocycliques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, 1045-1053.

HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT G. & JORDA M. (1989a) - Carte géol. France (1/50000), feille de la Javie (918). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.

HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT G. & JORDA M. (1989b) - Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille de la Javie (918). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 128 p.

HAMBERG L. (1989) - Lower Cambrian mud-layer couplets and other tide generated sedimentary structures of the Hardeberga Formation in Swenden and Danmark. *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits*, Calgary, Abstr., 38-39.

HAMBLIN A.P. & WALKER R.G. (1979) - Storm-dominated shallow marine deposits : the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, Southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 1673-1690.

HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *in* Wilgus *et al.* Ed., *An integrated approach, SEPM Special publication*, **42**, 71-108.

HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. & WALKER R.G. (1975) - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Short Course **2**, Dallas, 161p.

HARMS J.C., SOUTHARD J.B. & WALKER R.G. (1982) - Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Short Course **9**, Calgary, 249 p.

HAWLEY N. (1981) - Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology*, **28**, 699-712.

HAYES M.O. & MICHEL J. (1982) - Shoreline sedimentation within a forearc embayment. Lower Cook inlet, Alaska. *J. Sedim. Petrol.*, **52**, 251-263.

HEIN F.J. (1987) - Tidal/littoral offshore shelf deposits. Lower Cambrian Gog Group, Southern Rocky Montains, Canada. *Sediment. Geol.*, **52**, 155-182.

HOMEWOOD P. (1978) - Exemples de séquences de faciès dans la Molasse fribourgeoise et leur interprétation. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.*, **67**, 73-82.

HOMEWOOD P. (1981) - Faciès et environnements de dépôt de la Molasse de Fribourg. *Eclogae Geol. Helv.*, **74**, 29-36.

HOMEWOOD P. & ALLEN P. (1981) - Wave-, Tide-, and Current controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western switzerland. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, **65**, 2534-2545.

HOMEWOOD P., ALLEN P. & WILLIAMS G.D. (1986) - Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*, **8**, 199-217.

HOMEWOOD P. & LATELTIN O. (1988) - Classic swiss clastic (flysch and molasse. The alpine connection). *Geodynamica acta*, **2**, 1-12.

HOMEWOOD P., KELLER B., SCHOEPFER P. & YANG C.S. (1989) - Faciès, processus de sédimentation et reconstitution des conditions paléomarines dans la molasse marine supérieure suisse. *Bull. Soc. géol. France*, **(8)**, **V**, 1015-1027.

HOUTHUYS R. & GULLENTOPS F. (1988a) - The Vlierzele sands (Eocene, Belgium) : a tidal ridge system. *in* de Boer P.L. *et al.* Eds, *Tide influenced sedimentary environments and facies*, Reidel D. Publishing Company, Dordrecht, 139-152.

HOUTHUYS R. & GULLENTOPS F. (1988b) - Tidal transverse bars building up a longitudinal sand body (Middle Eocene, Belgium). *in* de Boer P.L. *et al.* Eds, *Tide influenced sedimentary environments and facies*, Reidel D. Publishing Company, Dordrecht, 153-166.

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, Southwestern Oregon. *J. Sedim. Petrol.*, **52**, 127-143.

JACQUET J. (1949) - Recherches écologiques sur le littoral de la Manche. Les pré-salés et la Spartine de Townsend, les estuaires, la tangue. P. Chevalier Ed., Paris, 374 p.

JOHNSON H.D. (1975) - Tide- and wave-dominated inshore and shoreline sequences from the late Precambrian, Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, **22**, 45-74.

JOUBERT P. (1986) - Circuits électriques et systèmes. Méthodes modernes de calcul. Technique et documentation Lavoisier.

KARTAWIDJAJA F. (1980) - Le Mio-Pliocène du NW du bassin de Digne (Alpes de Haute Provence). Essai de synthèse sédimentologique des observations de terrain et de subsurface (sismique et diagraphies dans les sondages). Rapport de l'Ecole Nationale Sup. du Pétrol. et des Moteurs, 197 p.

KLEIN G. de V. (1970a) - Tidal origin of a Precambrian quartzite. The lower fine-grained quartzite (middle Dalradian) of Islay, Scotland. *J. Sedim. Petrol.*, **40**, 973-985.

KLEIN G. de V. (1970b) - Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *J. Sedim. Petrol.*, **40**, 1095-1127.

KLEIN G. de V. (1971) - A sedimentary model for determining paleotidal range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 2585-2592.

KLEIN G. de V. (1972) - Sedimentary model for determining paleotidal range: reply. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 539-546.

KLEIN G.de V. (1975)-Paleotidal sequences, middle Member, Wood Canyon Formation (late Precambrian), Eastern California and Western Nevada. *in* Ginsburg R. Ed., *Tidal deposits*, Springer-Verlag, New-York, 171-177.

KLEIN G. de V. (1977) - Clastic tidal facies. C.E.P.C.O., Champaign, Illinois, 149 p.

KLEINSPEHN K.L., STEEL R.J., JOHANNESSEN E. & NETLAND A. (1984) - Conglomeratic fan-delta sequences, Late Carboniferous- Early Permian, Western Spitsbergen. *in* Koster E.H. & Steel R.J. Eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. **10**, 279-294.

KLINGEBIEL A. & LARSONNEUR C. (1980) - Modèle de sédimentation littorale en zone tempérée. La façade maritime française de l'Atlantique à la Manche. *Bull. Inst. géol. Bass. Aquit.*, **27**, 113-164.

KOHSIEK L.H.M. & TERWINDT J.H.J. (1981) - Caracteristic of foreset and topset bedding in megaripples related to hydrodynamic conditions on an intertidal shoal. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, **5**, 27-37.

KOLB W.W. & SCHMIDT H.E. (1989) - Geometry, structure and dynamics of coarse clastic tidal deposits in the Miocene of Southern Central America. *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits*, Calgary, Abstr., 48.

KREISA R.D. (1981) - Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middles and upper Ordovician of Southwestern Virginia. *J. Sedim. Petrol.*, **51**, 823-848.

KREISA R.D. & BAMBACH R.K. (1982) - The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoïc shelf environments. in Cyclic and event stratification. G. Einsele & A. Seilacher Ed., Springer-Verlag, Berlin, 200-207.

KREISA R. D. & MOIOLA R. J. (1986) - Sigmoïdal tidal bundles and other tide generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 381-387.

KVALE E.P. & ARCHER A.W. (1989) - Tidal influence in the coal-bearing Brazil Formation (Pennsylvanian) of Southwestern Indiana. *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits*, Calgary, Abstr., 51.

LABORATOIRE CENTRAL HYDRAULIQUE DE FRANCE (1971 et 1977) - La baie du Mont-Saint-Michel : études sédimentologiques et hydrologiques. Rapports inédits, Maisons-Alfort.

LACOMBE H. (1971) - Les mouvements de la mer. Courants, vagues, houles, marées. Doin Ed., Paris, 98 p.

LANG J., LUCAS G. & MATHIEU R. (1973) - Le domaine benthique littoral de la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. des Sc. de la Terre*, Nancy, **XVIII**, 19-78.

LAPIDO K.O. (1988) - Example of tidal current periodicities from an upper Cretaceous sandstone succession (Anambra basin, S.E. Nigeria). *in* de BOER P.L. *et al.* Eds, *Tide influenced sedimentary environments and facies*, REIDEL D. Publishing Company, Dordrecht, 333-340.

LARSONNEUR C. (1975) - Mont-Saint-Michel Bay, France. *in* Ginsburg R. Ed., *Tidal deposits*, Springer-Verlag, New-York, 21-30.

LARSONNEUR C. (1979) - La baie du Mont-Saint-Michel : un modèle de sédimentation en zone tempérée. Film 16 mm couleurs, Serv. Film Rech. Sc., Paris.

LARSONNEUR C. (1982a) - La baie du Mont-Saint-Michel. Modèle de sédimentation en zone tempérée. *Rev. du Palais de la Découverte*, **94**, 50-69.

LARSONNEUR C. (1982b) - Histoire d'une baie. Film 16 mm couleurs, Serv. Film. Rech. Sc., Paris.

LARSONNEUR C. (1988) - La baie du Mont-Saint-Michel. Univ. de Caen, 85p., Inédit.

LARSONNEUR C. (1989a) - Les progrès de la sédimentation en baie du Mont-Saint-Michel et l'ensablement du mont. *Bull. Centre de Géomorphologie de Caen*, **36**, 71-74

LARSONNEUR C. (1989b) - La baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Inst. Bass. d'Aquit.*, **46**, 5-74.

LARSONNEUR C. & DORE F. (1975) -Normandie. Baie du Mont-Saint-Michel et Massif armoricain. *IX ème congrès inter. de Sédim., Nice, excursion 1*, 128 p.

LEGRAND P. (1983) - Réflexions sur la paléoclimatologie au Paléozoïque inférieur. Un exemple: l'Ordovicien. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, **34**, 87-113.

LEITHOLD E.L. & BOURGEOIS J. (1984) -Caracteristics of coarse-grained sequences deposited in a nearshore, wave-dominated environments. Examples from Miocene of South-West Oregon. *Sedimentology*, **31**, 749-775.

LEITHOLD E.L., BOURGEOIS J. & KREISA R.D. (1989) - Genesis of tidal rhythmites of an Eocene delta slope, S.W. Orego, U.S.A., *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits*, Calgary, Abstr., 55.

LEJAY A. (1988) - Géométrie et architecture des corps sédimentaires tidaux alimentés par un cône alluvial en bassin d'avant-pays. Application à la Molasse suisse. Mémoire de D.E.A., Univ. Strasbourg, Inédit, 33 p.

LEMOINE M. (1972) - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes méridionanles des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundschau*, **63**, 975-1010.

LESUEUR J.L., RUBINO J.L. & GIRAUDMAILLET M. (1990) - Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène Rhodanien. *Bull. Soc. géol. France*, **8**, **VI**, 49-66.

LOMBARD A. (1956) - Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson Ed., 722 p.

MC CAVE I.N. (1970) - Deposition of fine grained sediment from tidal currents. *J. Research. Geol.*, **75**, 4151-4159.

MC CAVE I.N. (1971) - Mud layer and deposition from tidal currents : discussion of a paper by G. de V. KLEIN, "Tidal origin of a Precambrian quartzite. The lower fine-grained quartzite (middle Dalradian) of Islay, Scotland". *J. Sedim. Petrol.*, **41**, 1147-1148.

MC KEE E.D. & WEIR G.W. (1953) -Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **64**, 381-390.

MC PHERSON J.G., SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1987) - Fan-deltas and braid deltas : varieties of coarse grained deltas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**, 331-340.

MAKINO Y., NAKAYAMA N. & MASUDA F. (1989) - Sedimentary cycles tidal deposits in the Pleistocene Shimosa Group deposited in the paleo-Tokyo Bay, Central Japan. *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits*, Calgary, Abstr., 59.

MARZO M. & ANADON P. (1988) - Anatomy of a conglomeratic fan-delta complex : the Eocene Montserrat Conglomerate, Ebro basin, Northeastern Spain. *in* Nemec W. & Steel R.J. Eds., *Fan deltas : sedimentology and tectonic settings*, Blackie & Son, 318-340.

MASSARI F. & COLELLA A. (1988) - Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonis settings. *in* Nemec W. & Steel R.J. Eds., *Fan deltas : sedimentology and tectonic settings*, Blackie & Son, 103-122.

MATHIEU R. (1966) - Structures sédimentaires des dépôts de la zone intertidale de la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, **VIII**, 113-122.

MATHIS B., AUGIER C., SERRA O., CLERMONTE M. & LANAU M. (1988) - Les faciès hypersiliceux de l'offshore gabonais : analyse du message diagraphique en vue de la reconnaissance des systèmes sédimentaires. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **12**, 533-567.

MERCIER H. (1978) - Le néogène et le pléistocène inférieur duranciens. Thèse Univ. Grenoble, 398 p.

MERCIER H. (1979)-Le néogène et le pléistocène inférieur duranciens. *Géol. alpine*, **55**, 11-132.

MIALL A.D. (1984) - Principal of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag, New-York, 490 p.

MITCHELL A.H.G. & READING H.G. (1986) - Sedimentation and tectonics. in Reading H.G. Ed., Sedimentary environments and facies, 2nd edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 471-519.

MOORE P.S. (1979) - Deltaic sedimentation : Cambrian of South Australia. *J. Sedim. Petrol.*, **49**, 1229-1244.

MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974) -Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne*, **17**, 208 p.

MOWBRAY T. de & VISSER M.J. (1984) -Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, Southwest Netherlands. *J. Sedim. Petrol.*, **54**, 811-824.

MUTTI E., ALLEN G.P. & ROSELL J. (1984) - Sigmoïdal cross-stratification and sigmoïdal bars: depositional features diagnostic of tidal sandstones. 5ème Cong. Europ. Sédim. Marseille, Résumés, 312-313.

MUTTI E., ROSELL J., ALLEN G.P., FONNESU F. & SGAVETTI M. (1985) - The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Ager basin. *6th Metting Regional European*, Lerida, 579-600.

NEMEC W. & STEEL R.J. (1984) - Alluvial and coastal conglomerats : their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *in* Koster E.H. & Steel R.J. Eds., *Sedimentology of gravels and conglomerates. Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. **10**, 1-31.

NEMEC W. & STEEL R.J. (1988) - What is a fan delta and how do we recognize it ? *in* Nemec W. & Steel R.J. Eds., *Fan deltas : sedimentology and tectonic settings*, Blackie & Son, 3-13.

NIKODIC J. (1981) - Dynamique sédimentaire dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. Thèse de 3 ème cycle, Univ. de Nantes, 180 p.

NIO S.D., SIEGENTHALER C. & YANG C.S. (1983) - Megaripple cross-bedding as a tool for the reconstruction of the palaeo-hydraulics in a holocene subtidal environment, S.W. Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, **62**, 499-510.

NIO S.D., VAN DEN BERG J.H., GOESTEN M. & SMULDERS F. (1980) - Dynamics and sequential analysis of a mesotidal shoal channel complex in the eastern scheldt (Southwestern Netherlands). *Sediment. Geol.*, **26**, 263-279.

NIO S.D. & YANG C.S. (1989) - Recognition of tidally-influenced facies and environments. Short Course Note series 1, Intergeos, 230 p.

OLSON W.S. (1972) - Sedimentary model for determining paleotidal range : reply. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 537-538.

PANNELLA G. & MC CLINTOCK C. (1968) - Paleontological evidence of variations in the length of synodic month since Late Cambrian., *Science*, **162**, 792-796.

PERRIAUX J., MONJUVENT G. & USELLE J.P. (1984) - Sédimentologie du Néogène du Bas-Dauphiné. *Géol. de la France*, **1/2**, 105-114.

PETHICK J. (1984) - An introduction to coastal geomorphology. Edward Arnold. Londres, 260p.

PETTIJOHN F.J. & POTTER P.E. (1964) - Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer-Verlag, Berlin. 370p.

PETTIJOHN F.J., POTTER P.E. & SIEVER R. (1972) - Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin. 618 p.

PHLIPPONNEAU M. (1956) - La baie du Mont-Saint-Michel. Etude de morphologie littorale. *Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne*, **XI**, 1-215.

PLINT A.G. (1983) - Facies environments and sedimentary cycles in the midle Eocene Brack-Lesham Formation of the Hampshire basin. Evidence of global sea-level changes. *Sedimentology*, **30**, 625-653.

POND S. & PICKARD G.L. (1983) - Introductory Dynamical Oceanography. 2nd Edition, Pergamon Press, Oxford, 329 p.

PRESS W. H., FLANNERY B. P., TEUKOLSKY S. A. & VETTERLING W. T. (1986) - Numerical recipes. The art of scientific computing. Cambridge University Press, 818 p.

RAAF J. F. M. de & BOERSMA J. R. (1971) -Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from western Europe). *Geol. en Mijnbouw*, **50**, 479-504.

RAAF J. F. M. de, BOERSMA J. R. & GELDER A. Van (1977) - Waves generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous (County Cork, Ireland). *Sedimentology*, **24**, 451-483.

RAAF J. F. M. de, READING H.G. & WALKER G.R. (1965) - Cyclic sedimentation in the Lower Wesphalian of North Devon, England., *Sedimentology*, **4**, 1-52.

RAHMANI R.A. (1988) - Estuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a late Cretaceous epicontinental sea, Drumheller, Alberta, Canada. *in* de Boer P.L. *et al.* Eds, *Tide influenced sedimentary environments and facies*, Reidel D. Publishing Company, Dordrecht, 433-471.

READING H.G. (1986) - Sedimentary environments and facies, 2nd edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 636 p.

REINECK H.E. (1975) - German North Sea tidal flat. *in* Ginsburg R. Ed., *Tidal deposits*, Springer-Verlag, New-York, 5-12.

REINECK H.E. & SINGH, I.B. (1980) -Depositional sedimentary environments. Springer- Verlag, Berlin,. 2nd revised edition, 549 p.

REINECK H.E. & WUNDERLICH, F. (1968) - Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**, 99-104.

REINSON G.E. (1989) - Modern and ancient examples of clastic tidal deposits. A core and peel workshop.*Can. Soc. Petrol. Geol.*, 2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits, Calgary, 126 p.

RINE J.M., HASSOUBA A.B.H., SHISHKEVISH L., SHAFI A.A., AZAZI G., NASHAAT H., BADAWY A. & EL SISI Z. (1988) - Evolution of a Miocene fan delta : a giant oilfield in the gulf of Suez, Egypt. *in* Nemec W. & Steel R.J. Eds., *Fan deltas : sedimentology and tectonic settings*, Blackie & Son, 240-250.

RIZZINI A. (1975) - Sedimentary sequences of lower Devonian sediments (Uan Caza Formation), South Tunisia. *in* Ginsburg R. Ed., *Tidal deposits*, Springer-Verlag, New-York, 187-195.

ROUCH J. (1957) - Les océans. Librairie Armand Colin, Paris, 216 p.

ROUSSET C. (1981) - Chronologie et géodynamique du bassin néogène de Digne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **292**, 1213-1216.

RUBIN D.M. & HUNTER R.E. (1982) - Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, **29**, 121-138.

SALOMON J.C. & ALLEN G.P. (1983) - Rôle sédimentologique de la marée dans les estuaires à fort marnage. *Comp. Franç. des Pétrol.*, Notes et mémoires,**18**, 35-44.

SANTISTEBAN C. & TABERNER C. (1988) -Geometry, structure and geodynamics of a sand wave complex in the Southeast margin of the Eocene Catalan basin, Spain. *in* de Boer P.L. *et al.* Eds, *Tide influenced sedimentary environments and facies*, Reidel D. Publishing Company, Dordrecht, 123-138.

SCHOEPFER P. (1987) - Système de fan-deltas dans le bassin molassique de Suisse occidentale : faciès sédimentaires liés à une progradation. 1er Cong. français Sédim., Paris, Résumés, 301.

SEILACHER A. (1982) - General remarks about event deposits. *in* G. Einsele & A. Seilacher Eds., *Cyclic and event stratification.*, Springer-Verlag, Berlin, 161-174.

SEILACHER A. (1985) - The Jeram model : event condensation in a modern intertidal environment. *in* U. Bayer & A Seilacher Eds., *Sedimentary and evolutionary cycles. Lecture notes in Earth sciences.* G.M. Friedman Ed., 336-341.

SERRA O. (1979) - Diagraphies différées. Bases de l'interprétation. Tome 1 : acquisition des données diagraphiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, mém. **1**, 328 p.

SERRA O. (1985) - Diagraphies différées. Bases de l'interprétation. Tome 2 : interprétation des données diagraphiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, mém. **7**, 631 p.

SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE (1953) - Les courants de marée dans la Mer de la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique, n° 550, Paris, 176 p.

SIEGENTHALER C. (1982) - Tidal cross-strata and the sediment rate problem : a geologist's approach. *Marine Geol.*, **45**, 227-240.

SMITH N.D. (1969) - Cyclic sedimentation in a Silurian intertidal sequence in Eastern Pennsylvania. *J. Sedim. Petrol.*, **38**, 1301-1304.

SONETT C.P., FINNEY S.A. & WILLIAMS C.R. (1988) - The lunar orbit in the late Precambrian and the Elatina sandstone laminae. *Nature*, **335**, 806-808.

SOUQUET P. (1981) - Structure et dynamique de la lithosphère, tectonique des plaques, tectonique globale. Cours Univ. Toulouse. Vol. 2, 177 p.

SPECHT R.W. & BRENNER R.L. (1979) -Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in Upper Jurassic epicontinental mudstones, East-central Wyoming. *J. Sedim. Petrol.*, **49**, 1307-1322.

STANLEY K.O. (1974) - Morphology and hydraulic significance of climbing ripples with superimposed micro-ripple-drift cross lamination in lower quaternary Lake silt, Nebraska. *J. Sedim. Petrol.*, **44**, 472-483.

SWIFT D.J.P., FIGUEIREDO A.C., FREELAND G.L. & OERTEL G.F. (1983) -Hummocky cross-stratification and megaripples : a geological double standard. *J. Sedim. Petrol.*, **53**, 1295-1317.

TASTET J.P., FENIES H. & ALLEN G.P. (1986) - Faciès, séquences et géométrie d'une barre tidale estuarienne : le banc de Trompeloup dans l'estuaire de la Gironde. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, **39**, 165-184.

TERWINDT J.H.J. (1971) - Litho-facies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits. *Geol. en Mijnbouw*, **50**, 515-526.

TERWINDT J.H.J. (1981) - Origin and sequences of sedimentary srtuctures in inshore mesotidal deposits of North Sea. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, **5**, 4-26.

TERWINDT J.H.J. (1988) - Palaeo-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments. *in* de BOER P.L. *et al.* Eds, *Tide influenced sedimentary environments and facies*, REIDEL D. Publishing Company, Dordrecht, 123-138.

TERWINDT J.H.J. & BREUSERS H.N.C. (1972) - Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alterning bedding. *Sedimentology*, **19**, 85-98.

TERWINDT J.H.J. & BREUSERS H.N.C. (1982) - Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology*, **29**, 903-907.

TERWINDT J.H.J. & BROUWER M.J.N. (1986) - The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstructions. *Sedimentology*, **33**, 1-31.

TESSIER B. (1985) - Quelques aspects de l'organisation séquentielle des structures sédimentaires dans la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. D.E.A., Univ. de Caen, 78p., Inédit.

TESSIER B. (1987) - Enregistrement de la cyclicité tidale dans la baie du Mont-Saint-Michel, *Terra Cognita*, **7**, 280.

TESSIER B. & GIGOT P. (1989) - A vertical record of different tidal cyclicities. An example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology*, **36**, 767-776.

TESSIER B. , MONFORT Y., GIGOT P. & LARSONNEUR C. (1989) - Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale, adaptation d'un outil de traitement mathématique. Exemples en baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse marine miocène du bassin de Digne. *Bull. Soc. géol. France*, **(8), V**, 1029-1041.

TESSIER B. (1990) - Apport de l'enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans la reconnaissance de la dynamique tidale en forage (carottes et diagraphies). *Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* (sous presse)

TEYSSEN T. (1984) - Physical model and Fortran IV program to estimate paleotidal flow velocities from features of sand waves. *Computers & Geosciences*, **10**, 237-244.

THOMPSON A.M. (1975) - Clastic coastal environments in Ordovician Molasse central Appalachians. *in* Ginsburg R. Ed., *Tidal deposits*, Springer-Verlag, New-York, 135.

TUNBRIDGE I.P. (1983) - The middle Devonian shoreline in North Devon, England. *J. Geol. Soc. London.*, **140**, 147-158.

UHLIR D.M., AKERS A. & VONDRA C.F. (1988) - Tidal inlet sequence, Sundance Formation (Upper Jurassic), north-central Wyoming. *Sedimentology*, **35**, 739-752.

VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMPSON S., III (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4 : global cycles of relative changes of sea level. *in* Seismis stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration, Ed. Payton C.E., *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **26**, 83-97.

VAIL P.R., COLIN J.P., JAN du CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chrono- stratigraphiques du Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, **(8), III**, 1301-1321.

VAN BEEK J.L. & KOSTER E.A. (1972) -Fluvial and estuarine sediments exposed in the Oude Maas (The Netherlands). Sedimentology, **19**, 237-356.

VAN DEN BERG J.H. (1981) - Rhythmic seasonal layering in a mesotidal fill sequence. Oosterschelde mouth, The Netherlands. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, **5**, 147-159.

VAN DEN BERG J. H. (1982) - Migration of large scale bedforms and preservation of cross-bedded sets on highly accretion parts of tidal channels in the Oosterscheld, SW Netherlands, *Geol. en Mijnbouw*, **61**, 253-263.

VAN DEN BERG J.H. (1986) - Aspects of sediment and morphodynamics of subtidal deposits of the Oosterschelde (The Netherlands). Thèse Univ. Utrecht, 126 p.

VILLEGER M. & ANDRIEUX J. (1987) - Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales).*Bull. Soc. géol. France*, **(8), III**, 147-156.

VISSER, M. J. (1980) - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits. A preliminary note. *Geology*, **8**, 543-546.

VISSER, M. J. & BOER P.L. de (1982) - The effect of diurnal inequality on tidal sediments : a tool in the recognition of tidal influences. *I.A.S., 3th European Metting, Copenhagen, Abstr.*, 88-90.

VOS R.G. (1977) - Sedimentology of an upper Paleozoïc River, wave and tide influenced delta system in Southern Morocco. *J. Sedim. Petrol.*, **47**, 1242-1260.

VOS R.G. & ERIKSSON K.A. (1977) - A embayment model for tidal and wave swash deposits occuring within a fluvially dominated middle Proterozoïc sequence in South Africa. *Sediment. Geol.*, **18**, 161-173.

WALKER R.G. (1963) - Distinctives types of ripple-drift cross-lamination. *Sedimentology*, **2**, 173-188.

WALKER R.G. (1979) - Facies Models. Walker R.G. Ed., Geosciences Canada, Reprint Series 1, 211p.

WALKER R.G & EYLES C.H. (1988) -Geometry and facies of stacked slallow-marine sandier upward sequences dissected by erosion surface, Cardium Formation, Willesden Green, Alberta. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **72**, 1469-1494.

WALLEZ M.J., MAGNE J., GOURIMARD Y. & DEMARCQ (1985-1986) - Nouvelles grade-datations de sédiments burdigaliens des régions rhodaniennes. *Géol. Méditerranéenne*, **XII-XIII, 1/2**, 59-63.

WESCOTT W.A. & ETHRIDGE F.G. (1983) -Eocene fan delta-submarine fan deposition in the Wagwater trough, East-central Jamaica. *Sedimentology*, **30**, 235-247.

WILLIAMS G.E. (1981) - Sunpot periods in the late Precambrian glacial climate and solar-planetary relations. *Nature*, **291**, 624-628.

WILLIAMS G.E. & SONETT C.P. (1985) - Solar signature in sedimentary cycles from the late Precambrian Elatina formation, Australia. *Nature*, **318**, 523-527.

WILLIAMS G.E. (1989a) - Late Precambrian tidal rhythmites in South Australia and the history of the Earth's rotation. *J. Geol. Soc. London*, 146, 97-111.

WILLIAMS G.E. (1989b) - Precambrian tidal rhythmites : implications for the history of the Earth's rotation and lunar orbit. *2nd Int. Research Symposium on clastic tidal deposits, Calgary, Abstr.*, 96.

WRIGHT M.E. & WALKER R.G. (1981) -Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta. Storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base. *Can. J. Earth Sci.*, **18**, 795-809.

WUNDERLICH F. (1970) - Genesis and environment of "Nellenkopfchenschichten" (Lower Emsian, Rheinian Devon) at Locus typicus in comparison with modern coastal environment of the German Bay. *J. Sedim. Petrol.*, **40**, 102-130.

YANG C. S. & NIO S. D. (1985) - The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, **32**, 41-57.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE I
LA MAREE : SES CAUSES, SES DIFFERENTES CARACTERISTIQUES ET SA SIGNATURE DANS LES SEDIMENTS

INTRODUCTION 5

A-CAUSES ET CARACTERISTIQUES DE LA MAREE 5
- 1-Les causes de la marée et les différents cycles tidaux 5
- 2-L'amplitude de la marée : le marnage 7
- 3-Les courants de marée 8

B-SIGNATURE DE LA MAREE DANS LES SEDIMENTS : HISTORIQUE DES RECHERCHES 8

CONCLUSION 12

CHAPITRE II
ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LES DEPOTS DE LA HAUTE SLIKKE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

INTRODUCTION 15

A-PRESENTATION GENERALE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL 15
- 1-Situation géographique et contexte géologique 15
- 2-Caractères hydrodynamiques 15
- 3-Histoire de la baie depuis la trangression flandrienne à l'intervention de l'homme 17
- 4-Les différents environnements sédimentaires 20
  - 4-1-Répartition des sédiments 20
  - 4-2-Les grands ensembles morphosédimentaires 20
    - 4-2-1-Le fond de baie 20
    - 4-2-2-La baie estuarienne 21

B-MISE EN EVIDENCE DE L'ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX DANS LES DEPOTS DE LA HAUTE SLIKKE 22
- 1-Caractères généraux du domaine d'étude 22
- 2-Le matériel sédimentaire : la tangue 23
- 3-Les figures et structures sédimentaires typiques de la tangue 23
  - 3-1-Les figures sédimentaires 23
    - 3-1-1-Les formes arythmiques 23
    - 3-1-2-Les formes rythmiques 23
  - 3-2-Les structures sédimentaires : le litage 25
    - 3-2-1-Le litage plan 25
    - 3-2-2-Le litage de rides 26
- 4-Evolution verticale du litage : l'empreinte du rythme des marées 28
  - 4-1-L'événement de base de la tangue : le cycle de marée 28
  - 4-2-Evolution verticale du cycle de marée : enregistrement du cycle de morte-eau/vive-eau 28
    - 4-2-1-Le cycle de morte-eau/vive-eau dans le litage plan 29
    - 4-2-2-Le cycle de morte-eau/vive-eau dans le litage de rides madré, ondulé et lenticulaire 30
    - 4-2-3-Le cycle de morte-eau/vive-eau dans le litage de rides chevauchantes 31
- 5-Conditions de formation et de préservation des cycles semi-lunaires : un caractère exceptionnel 31

CONCLUSION 36

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

CHAPITRE III
ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA MOLASSE MARINE MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE

INTRODUCTION..... 39

A-PRESENTATION GENERALE DU BASSIN DE DIGNE..... 39
1-Evolution structurale..... 39
2-Evolution sédimentaire..... 42
3-Age de la molasse marine et ses relations avec les terrains sous- et sus-jacents..... 42
3-1-Age de la molasse marine..... 42
3-2-Relation de la molasse marine avec les terrains sous- et sus-jacents..... 45
4-Bref aperçu des connaissances sédimentologiques sur la molasse marine..... 45

B-ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE LA MOLASSE MARINE..... 47
1-Les principales figures et structures sédimentaires de la molasse marine..... 48
2-Description et analyse des différentes coupes..... 49
2-1-A l'ouest, la coupe du ravin de Saint-Symphorien..... 49
2-1-1-Les principaux faciès et leur interprétation..... 49
2-1-2-Associations de faciès et interprétation paléogéographique..... 52
a-La partie inférieure de la molasse marine..... 52
b-La partie supérieure de la molasse marine..... 53
c-Analyse des paléocourants..... 55
2-1-3-Conclusion à l'étude de la coupe du ravin de Saint-Symphorien..... 58
2-2-Au centre, la coupe du ravin de Bramefan-Mauduech..... 58
2-2-1-Description des quatre membres de la molasse marine..... 58
et interprétation paléogéographique
2-2-2-Conclusion à l'étude de la coupe du ravin de Bramefan-Mauduech..... 61
2-3-A l'Est, la coupe d'Esclangon..... 61
2-3-1-Le membre 1 : description des faciès et interprétation paléogéographique..... 61
a-Les principaux faciès et leur interprétation..... 61
b-Associations de faciès et interprétation paléogéographique..... 63
2-3-2-Le membre 2 : description des faciès et interprétation paléogéographique..... 68
a-Les principaux faciès et leur interprétation..... 68
b-Associations de faciès et interprétation paléogéographique..... 69
c-Remarques sur la première barre calcarénitique du membre 2..... 69
2-3-3-Conclusion à l'étude de la coupe d'Esclangon..... 72
3-Conclusion générale à l'étude sédimentologique de la molasse marine..... 72

C-ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE 76
DANS LA MOLASSE MARINE
Introduction..... 76
1-La séquence élémentaire de dépôt : le cycle de marée..... 76
2-Evolution verticale des cycles de marée : l'enregistrement des cycles tidaux 78
diurne, semi-lunaire, lunaire et équinoxial
2-1-Principes du traitement mathématique..... 80
2-2-Les différents exemples d'enregistrements..... 80
2-2-1-L'exemple d'Auribeau..... 80
2-2-2-L'exemple de Saint-Symphorien..... 83
2-2-3-L'exemple d'Esclangon..... 85
2-2-4-L'exemple de Bramefan 4..... 87
3-Conditions d'enregistrement des cycles tidaux : notion de cycles amalgamés..... 89
4-Conclusion 93

CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE DES DEPOTS DE LA MOLASSE MARINE..... 94

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

CHAPITRE IV
APPORT DE L'ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE DANS LA RECONNAISSANCE DE LA DYNAMIQUE TIDALE EN FORAGE (CAROTTES ET DIAGRAPHIES)

INTRODUCTION..... 101

A-LES OBJETS DE LA DYNAMIQUE TIDALE..... 101

B-IDENTIFICATION DES CYCLES TIDAUX EN CAROTTES..... 101

C-IMAGE DIAGRAPHIQUE DES CYCLES TIDAUX..... 102

D-APPORT DE L'IDENTIFICATION DES CYCLES TIDAUX VERTICAUX EN FORAGE..... 104

CONCLUSION..... 105

CONCLUSION GENERALE..... 109

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... 113

TABLE DES MATIERES
TABLE DES FIGURES
LISTE DES TABLEAUX

ANNEXES

ABSTRACT

RESUME

TABLE DES FIGURES

Fig. 1 - Les forces génératrices des marées

Fig. 2 - Explication du cycle de pleine mer/basse mer.

Fig. 3 - Les différents types de régimes tidaux

Fig. 4 - Explication du cycle semi-lunaire (morte-eau/vive-eau)

Fig. 5 - Explication du cycle lunaire (grande vive-eau/petite vive-eau)

Fig. 6 - Explication du cycle semi-annuel (solstice/équinoxe)

Fig. 7 - L'annuaire des marées à Brest pour l'année 1987

Fig. 8 - Représentation de l'oscillation tidale pendant une semaine, d'une vive-eau à une morte-eau

Fig. 9 - Zonation d'un littoral soumis à l'action des marées

Fig. 10 - Courbe théorique des vitesses du flot et du jusant

Fig. 11 - Schématisation du faisceau tidal

Fig. 12 - Représentation schématique d'un cycle de morte-eau/vive-eau dans un corps progradant

Fig. 13 - Exemple de cycles semi-lunaires identifiés dans une mégaride holocène de l'estuaire du Oosterschelde

Fig. 14 - Le faisceau tidal sigmoïde avec ses différentes formes de lamines

Fig. 15 - Passage latéral entre du litage oblique sigmoïdal et des alternances gréso-silteuses montrant vraisemblablement des cycles semi-lunaires

Fig. 16 - Les cycles semi-lunaires dans les fines lamines précambriennes de la formation d'Elatina

Fig. 17 - Le cadre géologique et morphologique de la baie du Mont-Saint-Michel

Fig. 18 - Les courants de type alternatif dans l'axe de la baie et de type giratoire dans le fond de baie

Fig. 19 - Le prisme sédimentaire holocène de la baie du Mont-Saint-Michel

Fig. 20 - Les principales interventions humaines dans la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel

Fig. 21 - Les principales étapes de la transgression holocène

Fig. 22 - Répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel

Fig. 23 - La séquence sédimentaire horizontale type dans la partie méridionale de la baie

Fig. 24 - Carte morphosédimentaire de la partie estuarienne de la baie d'après une vue satellite Spot du 9 juin 1986 et des photographies de l'I.G.N. de 1986

Fig. 25 - Effets de la dérive littorale dans le secteur pré-estuarien entre Saint Jean le Thomas et le Bec d'Andaine

Fig. 26 - Représentation de la berge abrupte en érosion et de la berge en sédimentation d'un chenal méandriforme

Fig. 27 - Mode de formation et caractères d'une ride asymétrique de courant

Fig. 28 - La forme des crêtes de rides en fonction de la vitesse des courants et de la profondeur d'eau

Fig. 29 - Les principales formes sédimentaires en fonction de la vitesse des courants

Fig. 30 - Les deux types de litage oblique : le litage oblique plan (L.O.P.) ; le litage oblique arqué (L.O.A.)

Fig. 31 - Les litages obliques de rides : rides à crêtes droites (litage oblique plan) ; rides à crêtes sinueuses (litage oblique arqué) ; rides à crêtes lingoïdes (litage oblique arqué)

Fig. 32 - Schématisation du litage de rides chevauchantes montrant les types A, B et S par augmentation de l'angle de chevauchement

Fig. 33 - Les litages de rides madré, ondulé et lenticulaire (Flaser-, wavy- et lenticular-bedding)

Fig. 34 - Schématisation du cycle de marée (CM) dans le litage plan et le litage de rides : CM simples, sans le dépôt de jusant ; CM composés avec le dépôt du jusant

Fig. 35 - Schématisation d'un cycle semi-lunaire dans le litage plan.

Fig. 36 - Evolution de l'épaisseur des cycles de marée : les cycles semi-lunaires dans le litage plan, à dominante sableuse, à dominante argileuse, à très fines laminations

Fig. 37 - Schématisation d'un cycle semi-lunaire complet dans le litage de rides

Fig. 38 - Les différents types de cycles semi-lunaires dans le litage de rides (cycles tronqués par rapport au cycle complet)

Fig. 39 - Schématisation de la dissymétrie d'un cycle semi-lunaire dans le litage de rides.

Fig. 40 - Schématisation d'un cycle semi-lunaire dans le litage de rides chevauchantes de type I

Fig. 41 - Schématisation des cycles semi-lunaires dans le litage de rides chevauchantes de type II

Fig. 42 - Superposition de 5 cycles d'origine annuelle (coupe au Grouin de Sud)

Fig. 43 - Schématisation du cycle d'origine annuelle et son interprétation.

Fig. 44 - Situation du bassin de Digne dans les chaînes subalpines méridionales

Fig. 45 - Carte structurale de la bordure septentrionale du bassin de Digne

Fig. 46 - Localisation des bassins d'avant-pays dans l'Europe alpine et les régions voisines

Fig. 47 - Schéma de la disposition relative des dépôts paléogènes et néogènes de la zone externe méridionale

Fig. 48 - Structuration du domaine subalpin méridional pendant l'Oligocène

Fig. 49 - Localisation des bassins d'avant-pays périphérique et rétro-arc dans une chaîne de montagne issue d'une subduction

Fig. 50 - Coupe simplifiée des Alpes occidentales selon la transversale Barcelonnette-Digne montrant notamment la position du bassin d'avant-pays molassique de Digne-Valensole

Fig. 51 - Carte simplifiée de la bordure nord du bassin de Digne entre Esclangon et Lambert

Fig. 52 - Figuration du synclinal du "Vélodrome" d'Esclangon

Fig. 53 - Paléogéographie du SE de la France pendant le Miocène

Fig. 54 - Paléogéographie burdigalienne de l'Europe

Fig. 55 - Les différents types de faciès du bassin miocène subalpin

Fig. 56 - Structuration du domaine subalpin méridional pendant le Miocène et le Pliocène

Fig. 57 - Mise en évidence du diachronisme de 5 Ma au mur des Conglomérats de Valensole (Mio-Pliocène) dans le bassin de Digne-Valensol

Fig. 58 - Schématisation des relations entre la molasse marine et les terrains sous- et sus-jacents

Fig. 59 - Coupe schématique de la molasse marine dans le ravin de Bramefan et son découpage en quatre membres

Fig. 60 - Carte de localisation des principales coupes et sites étudiés dans la molasse marine

Fig. 61 - Schématisation du litage oblique en mamelons (hummocky cross-stratification)

Fig. 62 - La séquence de tempête idéale

Fig. 63 - Evolution du taux d'amalgamation des séquences de tempête en fonction du caractère distal ou proximal des dépôts par rapport à l'énergie

Fig. 64 - Coupe de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien.

Fig. 64bis - Légende de la coupe du ravin de Saint-Symphorien

Fig. 65 - L'ichnofaciès *Diplocraterion parallelum*

Fig. 66 - Représentation des rides de vidange situées entre les crêtes de mégarides

Fig. 67 - Schématisation des séquences granodécroissantes de la partie inférieure de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien

Fig. 68 - La partie inférieure de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien.

Fig. 69 - Coupe de la partie inférieure de la molasse marine à la ferme de Mens

Fig. 70 - Les différents types de séquences granodécroissantes composant la partie supérieure de la molasse marine dans le ravin de Saint-Symphorien

Fig. 71 - Interprétation et essai de positionnement dans un environnement deltaïque (de type estuarien) des différentes séquences de la partie supérieure de la molasse marine de Saint-Symphorien

Fig. 72 - Méthode utilisée pour la reconstitution des sens de paléocourants dans la molasse marine du ravin de saint-Symphorien. Dans le litage oblique plan ; dans le litage oblique arqué

Fig. 73 - Rosace de l'ensemble des sens de paléocourants dans la molasse marine du ravin de Saint-Symphorien

Fig. 74 - Evolution des sens de paléocourants le long de la coupe de la molasse marine dans le ravin de saint-Symphorien

Fig. 75 - Coupe de la molasse marine dans le ravin de Bramefan-Mauduech.

Fig. 75bis - Légende de la coupe du ravin de Bramefan-Mauduech

Fig. 76 - Schématisation des variations d'épaisseurs des différents membres de la molasse marine entre le ravin de Bramefan-Mauduech et Esclangon

Fig. 77 - Coupe de la molasse marine à Esclangon (Vallée du Bès et "Vélodrome")

Fig. 77bis - Légende de la coupe d'Esclangon

Fig. 78 - Coupe du membre 1 de la molasse marine à Esclangon

Fig. 79 - Schématisation des séquences du membre 1 de la molasse marine d'Esclangon entre 0 et +100 m

Fig. 80 - Schématisation des séquences du membre 1 de la molasse marine d'Esclangon entre +100 m et +300 m

Fig. 81 - Représentation d'un fan-delta progradant dans un bassin marin

Fig. 82 - Interprétation paléogéographique des dépôts de fan deltas du complexe éocène de Montserrat en Espagne

Fig. 83 - Interprétation des deux types de séquences du membre 1 de la molasse marine à Esclangon

Fig. 84 - Localisation des lambeaux de la Chapelle d'Ainac

Fig. 85 - Coupe du membre 2 de la molase marine à Esclangon

Fig. 86 - Schématisation des séquences granodécroissantes constituant le membre 2 de la molasse marine à Esclangon

Fig. 87 - Localisation dans le "Vélodrome" de la barre calcarénitique (*) étudiée par la S.N.E.A. (p)

Fig. 88 - Schématisation de l'organisation de la barre calcarénitique étudiée par la S.N.E.A. (p)

Fig. 89 - Interprétation hypothétique de la paléogéographie de la barre calcarénitique étudiée par la S.N.E.A. (p)

Fig. 90 - Reconstitution paléogéographique de la molasse marine pendant la phase trangressive et la phase régressive

Fig. 91 - Passage latéral entre les différents faciès de la molasse marine entre le ravin de Saint-Symphorien à l'Ouest et Esclangon à l'Est.

Fig. 92 - Récapitulatif des principales figures et structures sédimentaires de la molasse marine typiques d'une dynamique de houle et tempêtes et d'une dynamique tidale

Fig. 93 - Les différents types d'alternances étudiées dans les faciès tidaux de la molasse marine

Fig. 94 - Schématisation de l'affleurement d'Auribeau

Fig. 95 - Les mégarides à cycles semi-lunaires de l'affleurement d'Auribeau

Fig. 96 - Schématisation du cycle de marée (CM) dans la molasse marine

Fig. 97 - Les deux types de cycles de marée complexes

Fig. 98 - Explication des deux types de cycles de marée complexes

Fig. 99 - Récapitulation du traitement mathématique employé

Fig. 100 - Méthode de mesure de l'épaisseur du cycle de marée

Fig. 101 - Exemple d'AURIBEAU. Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée

Fig. 102 - Interprétation de l'enregistrement d'Auribeau

Fig. 103 - Courbe lissée du signal d'Auribeau montrant la discontinuité au début des grandes vives-eaux

Fig. 104 - Essai de reconstitution du signal initial d'Auribeau à partir de ses composantes filtrées

Fig. 105 - Exemple de SAINT-SYMPHORIEN. Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée

Fig. 106 - Interprétation de l'enregistrement de Saint-Symphorien

Fig. 107 - Interprétation hypothétique de la grande période composant l'enregistrement de Saint-Symphorien

Fig. 108 - Exemple d'ESCLANGON. Evolution verticale de l'épaisseur des lits gréseux successifs

Fig. 109 - Interprétation de l'enregistrement d'Esclangon

Fig. 110 - Explication de l'existence des periodes T2 = 4, T3 = 3 et T4 = 2 dans l'enregistrement d'Esclangon

Fig. 111 - Exemple de BRAMEFAN 4. Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée

Fig. 112 - Interprétation de l'enregistrement de Bramefan 4

Fig. 113 - Exemple de BRAMEFAN 550. Evolution verticale de l'épaisseur des cycles de marée

Fig. 114 - Interprétation de l'enregistrement de Bramefan 550

Fig. 115 - Evolution du taux d'amalgamation des cycles semi-lunaires en fonction de l'énergie du milieu

Fig. 116 - Position probable du milieu de dépôt des alternances à cycles tidaux étudiées dans la molasse marine

Fig. 117 - Les taux de sédimentation de la molasse marine

Fig. 118 - Récapitulatif des différentes séquences qui composent la molasse marine

Fig. 119 - Epaisseur des séquences tidales de comnblement dans le ravin de Saint-Symphorien

Fig. 120 - Carottes simulées dans un exemple de mégaride montrant des cycles de morte-eau/vive-eau

Fig. 121 - Carotte simulée dans les alternances gréso-silteuses à wavy-bedding (exemple de Saint-Symphorien, d'après diapositive) enregistrant des cycles de morte-eau/vive-eau

Fig. 122 - Exemple de courbes de résistivité fournies par le pendagemètre (H.D.T. et S.H.D.T.)

Fig. 123 - Simulation des faciès pendagemétriques correspondant au litage plan, au wavy-bedding, au flaser-bedding, et au lenticular-bedding

Fig. 124 - Images théoriques en pendagemétrie des différents types de cycles semi-lunaires enregistrés en accrétion verticale

Fig. 125 - Informations apportées sur l'environnement sédimentaire par la reconnaissance des diverses formes de cycles semi-lunaires dans les dépôts résultant d'une accrétion verticale

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I - Les principales études sur l'enregistrement des cycles tidaux dans les corps progradants et dans les dépôts résultant d'une accrétion verticale

Tableau II - Les principales figures sédimentaires de la tangue selon la classification de Bajard (1966)

Tableau III - Les différents types de cycles observés dans la tangue

ANNEXES

ANNEXE I

TRAITEMENT DES DONNEES : PRINCIPE MATHEMATIQUE

Les données traitées sont les épaisseurs des lits successifs et elles constituent une suite de valeurs numériques. Chaque donnée **Dn** correspond à un événement qui se répète régulièrement dans le temps avec la période élémentaire **Te.** Le but est de rechercher dans la suite numérique des données Dn, la contribution de phénomènes périodiques particuliers et d'évaluer leur importance relative.

Les deux méthodes utilisées sont directement inspirées de celles décrites par Yang et Nio (1985) : il s'agit de la transformée de Fourier discrète et du filtrage numérique. Nous avons complété ces méthodes par des essais de reconstitution du signal original à partir de ses composantes filtrées.

LA TRANSFORMEE DE FOURIER

La transformée de Fourier consiste à reconnaître dans un signal initial périodique ou non périodique les différentes composantes périodiques qui le constituent. Le résultat aboutit à un spectre de fréquences (inverses des périodes) à chacune desquelles correspond un pic. L'amplitude de ce pic reflète la contribution relative de chaque fréquence dans la composition du signal initial.

En normalisant la période Te à 1, la transformée de Fourier est définie par :

$$Dn = {}^{1}/_{N} \sum_{k=-\infty}^{+\infty} Fk \exp [j ({}^{2\pi}/_{N}) kn]$$

$$\text{où } Fk = \sum_{n=0}^{N-1} Dn \exp [-j ({}^{2\pi}/_{N}) kn]$$

Nous utilisons dans les calculs la transformée de Fourier rapide dont les algorithmes sont décrits dans de nombreux ouvrages (Press *et al.*, 1986 ; Bellanger, 1984 ; Joubert, 1986).

Dans l'expression de définition, N est le nombre des valeurs de la suite numérique. Fk fournit l'amplitude de la composante du spectre de Fourier de fréquence k/Te.
Dans la formulation de Fk, on constate que Fk = F(k+N) et |Fk| = |F(-K)|. Il en résulte que dans cette suite numérique formant le spectre de Fourier seules les composantes allant de Fo à F1/2 sont significatives, la suite des autres termes ne faisant que les répéter. Pour cette raison le calcul des composantes du spectre de Fourier est toujours limité à Fo < Fk < F1/2.

La transformée de Fourier est un moyen très puissant pour identifier une composante de fréquence déterminée, mélangée à d'autres signaux. La figure **Ia** montre un signal périodique de fréquence ko, additionné d'une composante aléatoire. A l'examen direct, le signal périodique ne semble pas bien défini et pourtant, il est parfaitement identifié par la transformée de Fourier. Cependant si le signal périodique est modulé en amplitude par un autre phénomène périodique, de fréquence k1, il donne lieu par la transformée de Fourier à plusieurs composantes aux fréquences ko, ko + k1, ko - k1, voire ko + 2k1, ko - 2k1.... **(Fig. Ib).** On obtient un résultat analogue s'il est modulé en fréquence **(Fig. Ic),** provoquant éventuellement une diminution de la composante du spectre de Fourier à la fréquence ko si la modulation est profonde. De plus, si le phénomène de fréquence k1 module le signal de fréquence ko en amplitude et en fréquence, l'amplitude des composantes de Fourier n'est plus symétrique par rapport à la fréquence centrale ko ; par exemple ko + k1 et ko - k1 peuvent avoir des amplitudes différentes. Lorsque le nombre de périodes correspondant au phénomène périodique est faible dans la suite numérique, l'énergie du signal se distribue sur les composantes spectrales ko et sur ses voisines **(Fig. Id).** Lorsque les relevés sont absents dans la suite numérique, parce qu'ils sont trop faibles pour avoir été pris en compte ou parce que d'autres phénomènes aléatoires les ont effacés, le niveau des composantes non significatives du spectre est proportionnellement augmenté.

L'ensemble de ces considérations montre que l'identification des phénomènes périodiques à partir du spectre de Fourier n'est pas toujours aisée et demande parfois d'autres éléments d'interprétation comme nous le verrons avec la méthode de filtrages numériques et les essais de reconstitution du signal initial.

Un exemple d'utilisation de la transformée de Fourier est donné en l'appliquant sur la suite numérique des coefficients de marée définis à Brest pour l'année 1987 **(Fig.IIa)**.

L'amplitude la plus importante correspond à la période semi-lunaire et le premier pic à la période lunaire **(Fig.IIb)**. Plus loin, quelques composantes faibles se situent à des fréquences multiples de la période lunaire. Le spectre peut s'interpréter de la façon suivante : le phénomène principal a une freéquence semi-lunaire ko, et la fréquence k1, lunaire, le module en faisant apparaître les composantes ko - k1, ko + k1, ko + 2k1 (dans ce cas particulier, notons que ko = 2k1 donc ko - k1 = k1, ce qui permet à la fréquence lunaire k1, modulante, d'apparaître directement sur le spectre de Fourier). Ce phénomène est donc modulé à la fois en amplitude et en fréquence ; d'une part les coefficients de marée des vives-eaux de pleine lune et de nouvelle lune sont inégaux (modulation d'amplitude) et d'autre part, le nombre de marées entre pleines lunes et nouvelles lunes est sensiblement différent de celui entre nouvelles lunes et pleines lunes (modulation de fréquence).

LE FILTRAGE NUMERIQUE

Cette méthode complète l'analyse de Fourier pour mieux situer dans le temps l'importance des différents phénomènes périodiques. Nous inspirant de celle décrite par Yang et Nio (1985), nous y avons ajouté la possibilité d'avoir un filtre passe-bande qui sélectionne à volonté les composantes de fréquences comprises entre kh/Te et kb/Te. kh/Te et kb/Te correspondent aux limites d'une fenêtre de filtrage appliquée autour d'une fréquence significative composant le signal initial et détectée par transformée de Fourier. L'application de cette fenêtre aboutit à une courbe filtrée du signal permettant ainsi de l'analyser en faisant ressortir la contribution de la fréquence significative sélectionnée.

Les coefficients de ce filtre sont obtenus par la formule :

$$hi = 2 \left[\sin [i\pi (kh - kb)] / i\pi \right] . \cos [i\pi (kh + kb)]$$

Ceci donne un nombre infini de coefficients mais, lorsque l'ordre i croît, leur valeur devient vite négligeable. Sans trop détériorer les performances du filtre, on décide de limiter $|i| < |l|$ où l correspond au premier zéro de la fonction $\sin | l \pi (kh - kb) |$. Les coefficients hi et h-i sont égaux. On obtient un filtre à phase linéaire (Bellanger, 1984) ayant pour propriété principale de ne pas déformer les composantes du signal dont les fréquences sont situées dans la bande passante du filtre.

La suite numérique des données filtrées Dfn est obtenue par la méthode décrite par Yang et Nio (1985) :

$$Dfn = \sum_{i=-l}^{+l} h\,i\ D(n+i)$$

Des exemples de filtrage de la série numérique des coefficients de marées sont donnés par les figures suivantes :

La figure **IIc** (filtrage passe bas, kh = 5.10^{-3}, kb = 0) montre que la valeur moyenne du coefficient au cours de l'année est presque constante. La différence est très faible entre les solstices et les équinoxes.

La figure **IId** (filtrage passe bande, kh = 0,026, kb = 5.10^{-3}) représente la composante de période lunaire.

La figure **IIe** (filtrage passe bande, kh = 0,046, kb = 0,026) met en évidence la composante de fréquence semi-lunaire. Son amplitude est presque trois fois plus grande que celle de fréquence lunaire et sa contribution se marque surtout pendant les marées d'équinoxes.

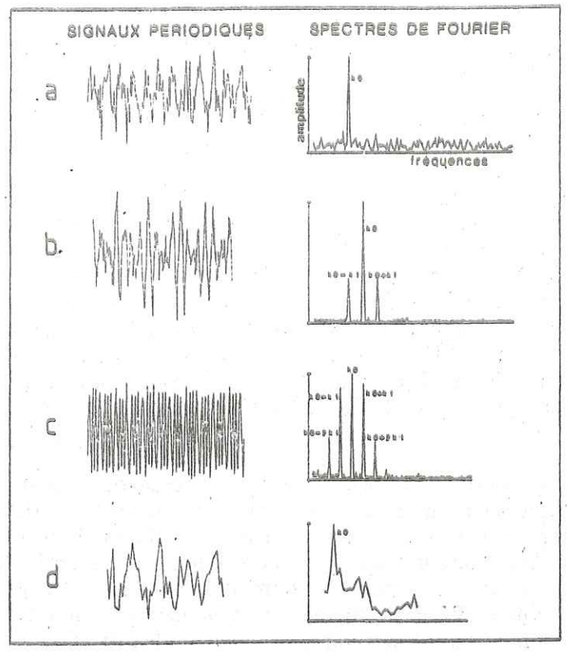


Fig. I - Exemples de signaux périodiques et leur spectre de Fourier.
a : Signal périodique de fréquence ko additionné d'une composante aléatoire,
b : Signal périodique de fréquence ko modulé en amplitude,
c : Signal périodique de fréquence ko modulé en fréquence,
d : Signal de fréquence ko contenant un faible nombre de périodes.

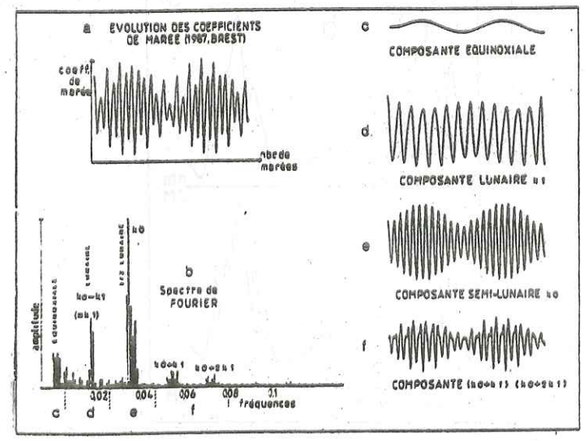


Fig. II - Le spectre de Fourier et les différentes composantes périodiques du signal formé par les coefficients de marée (1987, Brest).

La figure **IIf** (filtrage pase bande, kh = 0,08, kb = 0,046) prend simultanément en compte les derniers éléments du spectre de Fourier : fréquences ko + k1 et ko + 2k1. Leur amplitude sur le spectre pourrait être jugée faible, mais les composantes filtrées leur donnent une importance aussi grande que celle de la période lunaire aux équinoxes. D'ailleurs, si la série numérique des coefficients de marée est reconstituée en ajoutant les résultats des trois premiers filtres uniquement, il apparaît que la concordance est moins bonne qu'en tenant compte des résultats des quatre filtres.

Une telle démarche permet éventuellement de décider si une composante de Fourier d'amplitude relativement faible est significative. Nous en avons surtout reconnu l'intérêt en examinant la reconstitution des mesures effectuées à Auribeau. La figure **IIIa** donne une partie des relevés de cette station.On y a représenté les épaisseurs (en ordonnées) des cycles de marée CM successifs (en abscisses). La figure **IIIb** représente une reconstitution obtenue en additionnant seulement les valeurs des filtres positionnés à la fréquence semi-lunaire et ses multiples, tandis que la figure **IIIc** considère ces mêmes valeurs en y ajoutant celle du filtre positionné à la fréquence diurne. Il est manifeste que la concordance de la reconstituion de la figure **IIIc** est meilleure que celle de la figure **IIIb**, surtout pour les relevés correspondant aux fortes amplitudes.

La transformée de Fourier, le filtrage numérique et l'essai de reconstitution du signal initial ont pour but d'identifier dans une suite numérique de données, les différents phénomènes périodiques qui la composent et d'évaluer leur contribution relative. Il est important de noter que dans la plupart des cas, la composante principale contenue dans le signal original est identifiable au premier examen des données de terrain sans faire intervenir le traitement mathématique. Il est par contre beaucoup plus difficile de mettre en évidence des composantes mineures mais significatives et seul le traitement mathématique permet leur identification.

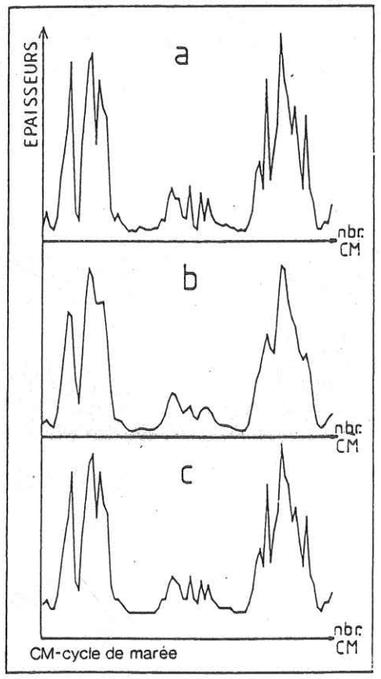


Fig. III - Test de reconstitution du signal donné par une partie des relevés d'Auribeau.
a : Données de terrain initiales, **b** : Reconstitution sans la composante diurne,
c : Reconstitution avec la composante diurne.

ANNEXE II

TRAITEMENT DES DONNEES : PROGRAMMES INFORMATIQUES

```
/* Ce fichier doit être compilé dans le MODELE DE MEMOIRE
HUGE */

/*          CALCUL DE TRANSFORMEE DE FOURIER :  FFT     */


/* Il peut traiter de très longs fichiers numériques
*/

#include <stdio.h>
#include <math.h>
#include <stdlib.h>
#include <string.h>
#include <time.h>

     double PI;
     void cooley (double huge *tab,int ll);
     void rotation(double huge *tab, int ll);
     void fft(double huge *br,double huge *bi,int ll);
     void conserve_ampl(double huge *br,double huge
*bi,double huge *cc,double *ttt,int ll);
     void graphique(double huge *ct,FILE *fich,int ll);
     void graphlog(double huge *ct,FILE *fich,int ll,int
rota);
     void date(FILE *fich);

main(int argc, char **argv)
{
     FILE *fda,*fdb,*fdc,*fdd;
     int  i,nn,imax,tour,rota;
     char nmfich[12],ligne[82];
     double    cmax;  /* echant ; */
     double    huge *ar,*ai,*c,*ct,*source,*sourfft;

     PI = 4*atan(1);


/*   Ouvrir le fichier de données et le fichier résultat
*/
     if( argc == 2)
     {
     strcpy(nmfich,*(argv+1));
     printf("Le fichier qui va être traité est %s
\n",nmfich);
     }
     else
     {
     puts("Donner le nom du fichier de données");
     gets(nmfich);
     }
     if (( fda = fopen(nmfich,"r")) == NULL )
          {
          printf("Fichier pas trouvé !\n");
          exit(0);
          }

          nmfich[4]='\0';
          strcat(nmfich,"FOUR.LIN\0");
```

```
          printf("Un fichier semi-graphique de résultats
est : %s\n",nmfich);

          if (( fdb = fopen(nmfich,"w")) == NULL )
          {
          printf("Ouverture du fichier écriture
impossible\n");
          exit(0);
          }
          nmfich[4]='\0';
          strcat(nmfich,"FOUR.LOG\0");
          printf("Un fichier semi-graphique de résultats
est : %s\n",nmfich);

          if (( fdc = fopen(nmfich,"w")) == NULL )
          {
          printf("Ouverture du fichier écriture
impossible\n");
          exit(0);
          }
          nmfich[4]='\0';
          strcat(nmfich,"FOUR.NUM\0");
          printf("Un fichier numérique de résultats est :
%s\n",nmfich);

          if (( fdd = fopen(nmfich,"w")) == NULL )
          {
          printf("Ouverture du fichier numérique
impossible\n");
          exit(0);
          }

/* Chercher la longueur du fichier de données */
     i = 0;
     while ( fscanf(fda,"%lf",&nn) != EOF)
                         i++;
     imax = --i;
/* Repositionner le pointeur à l'origine du fichier de
données */
     fseek(fda,0L,SEEK_SET);

/* Créer le tableau source avec imax de places */
     source = (double *)calloc(imax,sizeof(double));

/* Charger le tableau source à partir des données */
     i = 0;
     while ( fscanf(fda,"%lf",source + (i++)) != EOF);

     fclose(fda);

/*     echant = source[imax]; */

/* Trouver la longueur de tableau 2^n = nn  */

     nn = 1;
     while ( (nn *=2)-1 < imax );
```



```
     date(fdb);
     date(fdc);

     printf("Le tableau de sourfft ira jusqu'à %d\n",nn);
     printf("Le nombre réel de valeurs relevées est
%d\n",imax);
     fprintf(fdb,"Le tableau de sourfft ira jusqu'à
%d\n",nn);
     fprintf(fdb,"Le nombre réel de valeurs relevées est
%d\n",imax);
     fprintf(fdc,"Le tableau de sourfft ira jusqu'à
%d\n",nn);
     fprintf(fdc,"Le nombre réel de valeurs relevées est
%d\n",imax);

/* Créer le tableau sourfft , ar,ai, ... */
     sourfft = (double  *)calloc(nn+2,sizeof(double));
     ar = (double  *)calloc(nn+1,sizeof(double));
     ai = (double  *)calloc(nn+1,sizeof(double));
     c  = (double  *)calloc((int)(nn*0.5),
sizeof(double));
     ct = (double  *)calloc((int)(nn*0.5),
sizeof(double));

     for (i=0; i<=0.5*nn;i++)
          *(ct+i) = 0;


     for ( i = 1; i < nn+1; i++)
          sourfft[i] = 0 ;
     for ( i = 0 ; i < imax-1 ; i++)  {
          sourfft[1+i+(nn-imax)/2] = source[i];        }

/* Déterminer le nombre de rotation pour moyenner la FFT
*/
     tour = 1;
      printf("Sur combien de rotation moyenner la
tranformée de Fourier ? ");
     scanf("%d",&tour);
     fprintf(fdb,"Le spectre est moyenné sur %d
rotation(s).\n",tour);
                rota = 0;
                while( rota++ < tour ) {
                          printf("rotation n°
%d\n",rota);

     for (i=0; i<=nn; i++)
          *(ai+i) = 0;

/* Appliquer la fenêtre de Hamming : résultat dans ar[]*/

     for ( i = 1; i <= nn; i++)
     ar[i] = sourfft[i]*(0.54 + 0.46*cos((i-
nn/2)*2*PI/nn));

/*for ( i = 1; i<=nn; i++) ar[i]= sourfft[i]; */

     cooley(ar,nn);
```

```
     fft(ar,ai,nn);

     conserve_ampl(ar,ai,c,ct,nn);

                    rotation(sourfft,nn);     }
/* Chercher la valeur maximale de l'amplitude sans tenir
compte de la
     valeur moyenne ni du 1er terme accentué par Hamming.
     Cette valeur moyenne sera remise à la case 0
          */

     rota = 3;
     cmax = ct[3];
     for (i=3; i<=nn/2;i++)
          {
     if ( cmax < ct[i])
               {
               cmax = ct[i];
               rota = i;
               }
          }

     for ( i=3; i<= nn/2;i++)
               fprintf(fdd,"%lf\n",2.2*ct[i]/tour/(imax-
1));

fclose(fdd);

     printf(" Valeur efficace du max pour la somme de %d
calcul(s) est %lf \n",tour,2.2*cmax/tour/(imax-1) );
     fprintf(fdb," Valeur efficace du max pour la somme
de %d calcul(s) est %lf \n",tour,2.2*cmax/tour/(imax-1)
);
     fprintf(fdc," Valeur efficace du max pour la somme
de %d calcul(s) est %lf \n",tour,2.2*cmax/tour/(imax-1)
);
     printf(" La valeur moyenne de l'ensemble est
%lf\n",2.2*ct[1]/tour/(imax-1) );
     fprintf(fdb," La valeur moyenne de l'ensemble est
%lf\n",2.2*ct[1]/tour/(imax-1) );
     fprintf(fdc," La valeur moyenne de l'ensemble est
%lf\n",2.2*ct[1]/tour/(imax-1) );

  graphlog(ct,fdc,nn,rota);

     for(i=2; i<nn/2; i++)
          ct[i] = ct[i+1]*60/cmax;

/* Tester le résultat en imprimant le tableau
               et en le chargeant dans ****FOUR.*** */
     graphique(ct,fdb,nn);

     /*
     for ( i=1; i<0.5*nn; i++)
     {
     printf("%4d  %lf\n",i,ct[i]);
     }     */
```



```
     fclose(fdb);
     fclose(fdc);
}

/* Fin de main */

void      cooley(double huge *tab, int ll)
{
     int j, k=1, l ;
     double vartemp;

     for ( j=1; j<ll ; j++)
     {
          if( j>=k )
          {
               l = ll/2;
               while(l<k)
               {
                    k -=l;
                    l /=2;
               }
          k+=l;
          }
          else
          {
               vartemp = tab[k];
               tab[k]    = tab[j];
               tab[j]    = vartemp;
                    l = ll/2;
               while(l<k)
               {
                    k -=l;
                    l /=2;
               }
          k+=l;
          }
     }
}

void  rotation(double huge *tab,int ll)
{
     int  i;
     double vartemp;

     vartemp = tab[1];
     for ( i= 1; i< ll; i++)
          tab[i] = tab[i+1];
     tab[ll] = vartemp;
 }

void  fft(double huge *br,double huge *bi,int ll)
{
     int i,j,k,expk,exp1,ip,ln;
     double wkr,wki,tr,ti,wa,wr,wi;

     ln = (int)(log(ll)/log(2));  printf("ln = %d\n",ln);
     for ( k=1; k<=ln; k++)
```

```
        {
        expk = (int)pow(2,k);
         exp1 = expk/2;
        wr =(double)1.0 ;
         wi = (double)0.0;
        wkr = cos(PI/exp1);
         wki = sin(PI/exp1);
        for ( j=1; j<=exp1; j++)
             {
             for ( i=j; i<=ll; i+=expk)
                  {
                  ip = i+exp1;
                  tr = br[ip]*wr - bi[ip]*wi;
                  ti = br[ip]*wi + bi[ip]*wr;
                  br[ip] = br[i] - tr;
                   bi[ip] = bi[i] - ti;
                  br[i] = br[i]+tr;
                   bi[i] = bi[i]+ti;
                  }

             wa = wr*wkr - wi*wki;
             wi = wr*wki + wi*wkr;
             wr = wa;
             }
        }
}

void  conserve_ampl(double huge *br,double huge
*bi,double huge *cc,double *ttt,int ll)
{
     int i;
     for ( i = 1; i<= 0.5*ll; i++)
     {
     cc[i] = sqrt(br[i]*br[i] + bi[i]*bi[i]);
     ttt[i] += cc[i];
     }
}

void graphique(double huge *ct,FILE *fich,int ll)
{
     int  i,j=0;
     char star[62];

     for ( i=2; i< ll/2; i++)
     {
          for( j=0; j< ct[i];j++)
               star[j] = '*';
               star[j] = '\0';
     fprintf(fich,"%4d %s\n",i,star);
     }
}

void graphlog(double huge *ct,FILE *fich,int ll, int
rota)
{
     int  i,j,k;
     char star[62];
```



```
     for( k = 0; k < 61; k++)
          star[k] = ' ';
          star[61] = '\0';
     star[1]= '-'; star[2]= '6'; star[3]= '0';
     star[11]= '-'; star[12]= '5'; star[13]= '0';
     star[21]= '-'; star[22]= '4'; star[23]= '0';
     star[31]= '-'; star[32]= '3'; star[33]= '0';
     star[41]= '-'; star[42]= '2'; star[43]= '0';
     star[51]= '-'; star[52]= '1'; star[53]= '0';
     star[58]= '0'; star[59]= 'd'; star[60]= 'B';
     fprintf(fich,"%4d %s\n\n",0,star);

for ( i = 3; i<= ll/2; i++)
     {
     for ( k = 0; k < 61; k++)
          star[k] = ' ';
          star[61] = '\0';
     j = (int)(0.5+ 20*log10(ct[i]/ct[rota])) + 60;
     if (j<0)
          j = 0;
     for ( k = 0; k< j; k++)
          star[k] = '*';
     for ( k = 0; k<=60 ; k += 10)
          star[k] = '.';
     fprintf(fich,"%4d %s\n",i-1,star);
     }
}

void date( FILE *fich)
{
     long nbsec;
     char *p;

     time(&nbsec);
     p = ctime(&nbsec);
     fprintf(fich,"CALCUL EFFECTUE LE:\t%s\n",p);
}
```

```
/* Programme de filtrage numérique à réponse
impulsionnelle finie :R.I.F. */


/*          ************   FILTRE .C      ***********
*/


#include <stdio.h>
#include <math.h>
#include <string.h>

     double    PI;

main()
{
     int  i,j,k,fchlon,fltlon;
     FILE *origtab,*numfch,*graffch;
     char nmfich[12];
     char ligne[74];
     float     kh,kb;
     double    vartemp,trft,*source,*filtre,*numtab;

     PI = 4*atan(1);

/* Définir le gabarit du filtre */
     puts("La fréquence de prélèvement des données (fe)
est prise égale à 1.");
puts("Donner les bornes de la fenêtre de filtrage par
kh.fe et kb.fe tel que :");
puts("----- kh <=0.5   et 0<=kb < kh ------");
     puts(" Quelle valeur pour kh ? ");
     scanf("%f",&kh);
     puts(" Quelle valeur pour kb ? ");
     scanf("%f",&kb);

/* Proposer un filtre dont le dernier coefficient précède
immédiatement k, tel
  que  sin( k*PI(kh - kb)) = 0      : fltlon = 2*k + 1.
*/
     fltlon = 1 + 2*((int)(1/(kh-kb)));
       printf(" Le filtre proposé a %d
coefficients.\n",fltlon);
       puts("Voulez-vous changer ce nombre (oui ou
non)?");
       scanf("%s",ligne);
     if ((strcmp(ligne,"oui")&&strcmp(ligne,"OUI"))==0)
     {
          puts("Donner le nombre de coefficients désiré
:");
          puts("  NOMBRE IMPAIR OBLIGATOIRE .");
          scanf("%d",&fltlon);
     }
```



```
/* Créer et charger le tableau filtre[]  */
     filtre = (double *)calloc(fltlon,sizeof(double));
     for( i = -(fltlon-1)/2 ; i <0 ; i++)
filtre[i+(fltlon-1)/2]=2*cos(i*PI*(kh+kb))*sin(i*PI*(kh-
kb))/(i*PI);
filtre[(fltlon-1)/2] =(double)(2*(kh-kb));
     for( i = 1 ; i <= (fltlon-1)/2      ; i++)
filtre[i+(fltlon-1)/2]=2*cos(i*PI*(kh+kb))*sin(i*PI*(kh-
kb))/(i*PI);

/* Application des coefficients de Hamming sur les
coefficients*/
     for ( i =0; i<fltlon; i++)
     {
     j = i-(fltlon-1)/2;
     filtre[i] *= (0.54 + 0.46*cos(2*PI*j/(fltlon-1)));
     }
/* Valeur de la fonction de transfert tfrt */
     trft = 0;
     for ( i = 0; i< fltlon; i++)
     trft += fabs(filtre[i]);

/* Ouvrir le fichier de données à filtrer */
     puts("Donner le nom du fichier de données à
filtrer");
     scanf("%s",nmfich);
     if((origtab = fopen(nmfich,"r")) == NULL)
     {
          puts("Fichier pas trouvé !");
          exit(0);
     }
/* Chercher la longueur du fichier de données */
     i=0;
     while ( fscanf(origtab,"%lf",&vartemp) != EOF)
                                   i++;
     fchlon = --i; /*Le nombre de données est fchlon+1.
*/
     printf("longueur du fichier = %d\n",fchlon+1);

/* Repositionner le pointeur à l'origine du fichier de
données */
     fseek(origtab,0L,SEEK_SET);

/* Créer le fichier source[] de données, le charger et
fermer le fichier origine*/
     source =(double
*)calloc((fltlon+fchlon+4),sizeof(double));
     i = (int)(fltlon/2);
     while ( fscanf(origtab,"%lf",source +(i++)) != EOF);
     fclose(origtab);

     j = i;i -=2;
     while (j<=(fchlon+fltlon))
     {
          source[j] = source[i];
          j++;i--;
     }
```

```
     i = (int)(fltlon/2);
     j = i+1;i--;
     while(i>=0)
     {
          source[i] = source[j];
          j++;i--;
     }
/*  Filtrer et mettre les résultats dans le tableau
numtab[]  */
     numtab = (double *)calloc(fchlon+1,sizeof(double));

     for (i = 0; i<=fchlon; i++)
     {
          vartemp = 0;
          for( j = 0; j < fltlon; j++)
               vartemp += source[i+j] * filtre[j];
          numtab[i] = vartemp;
     }

/* Trouver l'amplitude maximale  */
     vartemp= 0;
     i = 0;
     for( i =0; i<=fchlon; i++)
          if (vartemp< fabs(numtab[i]))
          vartemp = fabs(numtab[i]);
printf(" amplitude max = %lf\n",vartemp);
/* Ouvrir les fichiers résultats :*numfch et *graffch */
     nmfich[4] = '\0';
     strcat(nmfich,"FLTR.NUM\0");printf("Le fichier
numérique est %s\n",nmfich);
     if ((numfch = fopen(nmfich,"w"))==NULL) {
     printf("Ouverture du fichier numérique
impossible\n");
     exit(0);    }

     nmfich[4] ='\0';
     strcat(nmfich,"FLTR.RAF\0");printf("Le fichier
graphique est %s\n",nmfich);

     if ((graffch = fopen(nmfich,"w"))==NULL)  {
     printf("Ouverture du fichier de résultats graphiques
impossible\n");
     exit(0);  }

/* Sortie des résultats */
/* Le fichier .NUM ne contient que la suite des chiffres
filtrés format double*/
/* Ce fichier peut être utilisé pour vérifier le spectre
du résultat filtré */

     for ( i = 0; i<=fchlon; i++)
          fprintf(numfch,"%lf\n",numtab[i]);
     fclose (numfch);

     fprintf(graffch,"Le filtrage est effectué sur %d
données\n",fchlon);
     fprintf(graffch,"Le gabarit du filtre demandé est kh
= %f, kb = %f\n",kh,kb);
```



```
     fprintf( graffch,"Les %d coefficients du filtre sont
:\n",fltlon);
     for (i = 0; i < fltlon; i++)
     fprintf(graffch,"filtre[ %3d] = %lf
\n",i,filtre[i]);
     fprintf(graffch,"\nLa fonction de transfert en bande
passante est %lf\n",trft);
     fprintf(graffch,"L'amplitude maximale du filtrage
est %lf\n",vartemp);

     for(i= 0; i<= fchlon; i++)
     {

     j = (int)(numtab[i]*30/vartemp);  printf("j=
%d\t",j);
     if (j == 0) {
          for(k = 0; k<34 ; k++) ligne[k] =' ';
          ligne[34] = '*'; ligne[35]='\0';
          printf("%3d %s\n",i,ligne);
          fprintf(graffch,"%3d %s\n",i,ligne);    }
     if (j > 0)     {
          for (k = 0; k<34 ; k++) ligne[k] = ' ';
          for ( k = 34; k <= 34+j ; k++)
               ligne[k] = '*'; ligne[k] ='\0';
          printf("%3d %s\n",i,ligne);
          fprintf(graffch,"%3d %s\n",i,ligne);    }
     if (j < 0)     {
          for (k =0; k<34+j ; k++) ligne[k] =' ';
          for ( k = 34 + j; k<= 34 ; k++)
               ligne[k] = '*'; ligne[k] ='\0';
          printf("%3d %s\n",i,ligne);
          fprintf(graffch,"%3d %s\n",i,ligne);    }
     }
     fclose(graffch);

}
```

```
/* Fichier de reconstitution des éléments filtrés.

          ********     COMPARE.C     ********


     Représentation du fichier origine ******
     Représentation des éléments filtrés :   passe-bas =
00000000
                              1° harmonique = 11111
                              2° harmonique = 22222
                              .............
                         maximum    5° harmonique = 55555
                              somme  = ++++++
                              différence = -------

     Somme des composantes filtrées prises en compte dans
....PLUS.NUM

                                                  */

#include <stdio.h>
#include <math.h>
#include <string.h>
#include <stdlib.h>

     double    PI;

main()
{
     int  i,j,k,fchlon;
     int  *test;
     FILE *origtab,*numfch,*graffch;
     char nmfich[12],ch;
     char ligne[74];
     double    *source,*maa,*mab,*mac,*mad,*mae,*maf;
     double    sourmax,dcalc;

     PI = 4*atan(1);
     test = (int *)calloc(8,sizeof(int));

     for( i = 0; i<8 ; i++)
          *(test +i) = 0;

/* Ouvrir le fichier origine de données  */
     puts("Donner le nom du fichier origine de données à
traiter");
     scanf("%s",nmfich);
     if((origtab = fopen(nmfich,"r")) == NULL)
     {
          puts("Fichier pas trouvé !");
          exit(0);
     }
```



```
/* Chercher la longueur du fichier de données */
     i=0;
     while ( fscanf(origtab,"%lf",&dcalc) != EOF)
                                   i++;
     fchlon = --i; /*Le nombre de données est fchlon+1.
*/
     printf("longueur du fichier = %d\n",fchlon+1);

/* Repositionner le pointeur à l'origine du fichier de
données */
     fseek(origtab,0L,SEEK_SET);

/* Créer le fichier source[] de données, le charger et
fermer
      le fichier origine*/
     source =(double *)calloc(fchlon+2,sizeof(double));
     i = 0;
     while ( fscanf(origtab,"%lf",source +(i++)) != EOF);
     fclose(origtab);

/* Créer tous les emplacements de tableaux dans la
mémoire */

     maa = (double *)calloc(fchlon+2,sizeof(double));
     mab = (double *)calloc(fchlon+2,sizeof(double));
     mac = (double *)calloc(fchlon+2,sizeof(double));
     mad = (double *)calloc(fchlon+2,sizeof(double));
     mae = (double *)calloc(fchlon+2,sizeof(double));
     maf = (double *)calloc(fchlon+2,sizeof(double));

/* Saisir les données du fichier contenant les valeurs du
passe-bas */

     nmfich[4] = '\0',
     strcat(nmfich,"FLT0.NUM\0");
printf("Le fichier contenant la valeur du  1° passe bas
est obligatoirement saisi\n");
printf(" il s'appelle %s\n",nmfich);

     if( (origtab = fopen(nmfich,"r")) ==NULL)
     {
     printf(" Le fichier n'existe pas,ou son ouverture
est impossible");
     exit(0);
     }
     test[0] = 1;
/* Saisir la suite des valeurs moyennes */
     for(i=0; i<= fchlon; i++)
          fscanf(origtab,"%lf",maa+i);
     fclose(origtab);

     printf("Voulez-vous utiliser les données calculées
de l'harmonique 1 (O/N)\n");
     ch = getch();
     if( ch == 'o'|| ch=='O')
          {
          nmfich[4] = '\0';
          strcat(nmfich,"FLT1.NUM\0");
```

```
          printf("Le fichier de l'harmonique 1 s'appelle
: %s\n",nmfich);
          if( (origtab = fopen(nmfich,"r"))==NULL)
               {
               printf("Impossible d'ouvrir le fichier");
               exit(0);
               }
          test[1] = 1;
/* Saisir les indices d'amplitude du premier harmonique
*/
     for(i=0; i<= fchlon; i++)
          fscanf(origtab,"%lf",mab+i);
          }
     fclose(origtab);

     printf("Voulez-vous utiliser les données calculées
de l'harmonique 2 (O/N)\n");
     ch = getch();
     if (ch=='o'|| ch =='O')
          {
          nmfich[4] = '\0';
          strcat(nmfich,"FLT2.NUM\0");
          printf("Le fichier de l'harmonique 2 s'appelle
: %s\n",nmfich);
          if( (origtab = fopen(nmfich,"r"))==NULL)
               {
               printf("Impossible d'ouvrir le fichier");
               exit(0);
               }
          test[2] = 1;
/* Saisir les indices d'amplitude du deuxième harmonique
*/
     for(i=0; i<= fchlon; i++)
          fscanf(origtab,"%lf",mac+i);
          }
     fclose(origtab);

     printf("Voulez-vous utiliser les données calculées
de l'harmonique 3 (O/N)\n");
     ch = getch();
     if (ch== 'o'||ch =='O')
          {
          nmfich[4] = '\0';
          strcat(nmfich,"FLT3.NUM\0");
          printf("Le fichier de l'harmonique 3 s'appelle
: %s\n",nmfich);
          if( (origtab = fopen(nmfich,"r"))==NULL)
               {
               printf("Impossible d'ouvrir le fichier");
               exit(0);
               }
          test[3] = 1;
/* Saisir les indices d'amplitude du troisième harmonique
*/
     for(i=0; i<= fchlon; i++)
          fscanf(origtab,"%lf",mad+i);
          }
     fclose(origtab);
```



```
     printf("Voulez-vous utiliser les données calculées
de l'harmonique 4 (O/N)\n");
     ch = getch();
     if (ch == 'o'|| ch == 'O')
          {
          nmfich[4] = '\0';
          strcat(nmfich,"FLT4.NUM\0");
          printf("Le fichier de l'harmonique 4 s'appelle
: %s\n",nmfich);
          if( (origtab = fopen(nmfich,"r"))==NULL)
               {
               printf("Impossible d'ouvrir le fichier");
               exit(0);
               }
          test[4] = 1;
/* Saisir les indices d'amplitude du quatrième harmonique
*/
     for(i=0; i<= fchlon; i++)
          fscanf(origtab,"%lf",mae+i);
          }
     fclose(origtab);

     printf("Voulez-vous utiliser les données calculées
de l'harmonique 5 (O/N)\n");

     ch = getch();
     if (ch == 'o'||ch == 'O')
          {
          nmfich[4] = '\0';
          strcat(nmfich,"FLT5.NUM\0");
          printf("Le fichier de l'harmonique 5 s'appelle
: %s\n",nmfich);
          if( (origtab = fopen(nmfich,"r"))==NULL)
               {
               printf("Impossible d'ouvrir le fichier");
               exit(0);
               }
          test[5] = 1;
/* Saisir les indices d'amplitude du cinquième harmonique
*/
     for(i=0; i<= fchlon; i++)
          fscanf(origtab,"%lf",maf+i);
          }
     fclose(origtab);

 strset(ligne,ch);

 /*Ouvrir le fichier résultat des comparaisons */
     nmfich[4] = '\0';
     strcat(nmfich,"COMP.RAF\0");
     printf("Les résultats de la comparaison sont dans
%s\n",nmfich);
     if((graffch=fopen(nmfich,"w"))==NULL)
     {
     printf("L'ouverture du fichier n'est pas réussie");
     exit(0);
     }
```

```
     fprintf(graffch,"La comparaison est effectuée sur %d
données.\n",fchlon);


 /*Ouvrir le fichier numérique somme des comparaisons */
     nmfich[4] = '\0';
     strcat(nmfich,"PLUS.NUM\0");
     printf("Les résultats NUMERIQUES SOMME de la
comparaison sont dans %s\n",nmfich);
     if((numfch=fopen(nmfich,"w"))==NULL)
     {
     printf("L'ouverture du fichier n'est pas réussie");
     exit(0);
     }
     fprintf(graffch,"La comparaison est effectuée sur %d
données.\n",fchlon);
                                                        /*
Chercher sourmax, la valeur maximale des sources */

sourmax = 0;
     for ( i=0; i<=fchlon; i++)
     {
          if ( sourmax < fabs(source[i]) )
               sourmax = fabs(source[i]);
     }

fprintf(graffch,"La valeur de l'amplitude maximale du
fichier origine est %lf .\n",sourmax);

     for(i= 0; i<= fchlon; i++)
     {
          for ( j = 0; j<=72; j++)
          ligne[j]=' ';
          ligne[73] ='\0';

     j = (int)(0.5+source[i]*40/sourmax);
     if (j == 0) {
          for(k = 0; k<25 ; k++) ligne[k] =' ';
          ligne[25] = '*';          }
     if (j > 0)        {
          for (k = 0; k<25 ; k++) ligne[k] = ' ';
          for ( k = 25; k <= 25+j ; k++)
               ligne[k] = '*';  }
     if (j < 0)      {
          for (k =0; k<25+j ; k++) ligne[k] =' ';
          for ( k = 25 + j; k<= 25 ; k++)
               ligne[k] = '*';    }
     k = 0;
/* Le terme somme est retenu par k */
/* Imprimer la valeur du passe-bas : 00000 */
     j = 25 + (int)(0.5+maa[i]*40/sourmax);
     ligne[j] = '0';
     k += (j-25);

/* Imprimer l'harmonique n° 1 */

     if(test[1])
     {
```



```
     j = 25 +(int)(0.5+(40/sourmax)*mab[i]);
     ligne[j] = '1';
     k += (j-25);
     }

/* Imprimer l'harmonique n° 2 */
     if(test[2])
     {
     j = 25 +(int)(0.5+(40/sourmax)*mac[i]);
     ligne[j] = '2';
     k += (j-25);
     }

/* Imprimer l'harmonique n° 3 */
     if(test[3])
     {
     j = 25 +(int)(0.5+(40/sourmax)*mad[i]);
     ligne[j] = '3';
     k += (j-25);
     }

/* Imprimer l'harmonique n° 4 */
     if(test[4])
     {
     j = 25 +(int)(0.5+(40/sourmax)*mae[i]);
     ligne[j] = '4';
     k += (j-25);
     }

/* Imprimer l'harmonique n° 5 */
     if(test[5])
     {
     j = 25 +(int)(0.5+(40/sourmax)*maf[i]);
     ligne[j] = '5';
     k += (j-25);
     }

/* Imprimer la somme donnée par k */
     ligne[k+25] = '+';
fprintf(numfch,"%d\n",k);

/* Imprimer la différence */

     j = (int)(0.5+source[i]*40/sourmax);
     ligne[25+k-j] = '-';

     printf("%3d %s\n",i,ligne);
     fprintf(graffch,"%3d %s\n",i,ligne);
     }

     fclose(graffch);  fclose(numfich);

}
```

ABSTRACT

Tidal energy which controls sedimentary dynamics in tidal environments, is characterised by cyclic variations relating to the relative speeds of rotation of the Moon, the Earth and the Sun.

This cyclic variation of tidal energy is expressed in recent and ancient deposits by specific arrangements of the bedding.

In migrating bedforms such as megaripples or sandwaves, these arrangements are well known and have been described by various authors since ten years. Increasing and decreasing tidal range, characterising a neap/spring cycle, is respectively translated into the progressive thickening and thining of the tidal bundles, each of them representing the total deposit of a single flood/ebb cycle.

On the other hand, in alternations showing planar bedding or flaser-, wavy-, and lenticular-bedding, which result from vertically accreted sedimentation, this particular expression of tidal energy has not been studied before. To illustrate this singular feature of tidal deposits, two examples are analysed : a recent macrotidal environment, the Mont-Saint-Michel Bay, and an ancient formation, the Miocene marine molasse of the basin of Digne.

In the Mont-Saint-Michel Bay, only the upper intertidal deposits have been studied. These deposits display alternations of sandy beds and silty-argilaceous beds. The couplet "sandy bed/silty-argilaceous bed" represents the deposit of one tide. It is called the "tidal cycle". By means of markers to follow the sedimentation, progressive thickening and thining of successive "tidal cycles" in relation to increasing and decreasing tidal range, may be observed. This organisation results in a conspicious vertical record of the neap/spring cyclicity.

The Miocene marine molasse of Digne is a thick formation deposited into a foreland basin at the subalpine mountain front. Sedimentological studies demonstrate that this formation is a transgressive-regressive megacycle. During the transgressive period, reworking of clastic material was dominated by waves and storms, whereas during the regressive phase, this reworking was mainly of tidal origin and because of the rapid basinal subsidence, about 1000 m of sediments twere deposited. These tidal sediments are represented by megaripples, sandwaves and sandstone-siltstone alternations presumed to have been deposited in a deltaic environment. In the alternations, composed of planar bedding or flaser-, wavy- and lenticular-bedding, the "tidal cycle" can be defined and differentiated according to flood-dominated or ebb-dominated conditions. Thickness measurements of "tidal cycles" demonstrate that neap/spring, low spring/high spring (full moon/new moon) and equinox/solstice cyclicities may be recorded in these alternations.

These observations in the Mont-Saint-Michel Bay and in the Miocene marine molasse of Digne permit the determination of the conditons required for the formation and preservation of these vertical records. Their appropriate environments can thus be specified and their occurence within a formation may give useful indications about the evolution of the sedimentary environment. These indications are provided by the different forms of the records and by the "tidal cycles" number per neap/spring cycle. The forms depend on the amalgamation of neap/spring cycles, i.e. on the degree of erosion between successive "tidal cycles". Weaker amalgamation is presumed to reflect overall lower energy conditions. Variations of "tidal cycles" number per neap/spring cycles reflect environmental evolution between the subtidal and upper intertidal domains. So, this feature may be useful for determining transgressive or regressive tendancies of the sedimentation. Finally, because of the small-scale amplitude of the sedimentary structures present, these vertical records may be appropriate to detailed core analysis. They thus mark a prominent record of tidal dynamics of considerable relevance to borehole interpretation.

RESUME

L'énergie tidale (des marées) qui contrôle en grande partie la dynamique sédimentaire des environnements tidaux, se caractérise par des variations cycliques répondant aux vitesses de rotation relatives de la lune autour de la terre et de la terre autour du soleil.

Cette variation cyclique de l'énergie tidale se matérialise au sein des dépôts actuels et anciens par des organisations du litage tout à fait particulières.

Dans les corps progradants du type mégarides ou vagues de sable, ces agencements spécifiques sont connus et décrits depuis une dizaine d'années ; l'augmentation et la diminution de l'amplitude des marées qui caractérisent le cycle de morte-eau/vive-eau, se traduisent respectivement par des dilatations et des amincissements progressifs des faisceaux de lamines correspondant chacun au dépôt d'une marée.

En revanche, dans les alternances à lits plans ou à litage de rides de type flaser-, wavy- ou lenticular-bedding qui résultent d'une accrétion verticale de la sédimentation, la mise en évidence de cette signature particulière de l'énergie tidale n'avait pas jusqu'à présent été abordée. Afin d'illustrer cet aspect singulier des dépôts tidaux, deux exemples ont été étudiés : un milieu macrotidal actuel, la baie du Mont-Saint-Michel, et une formation ancienne, la molasse marine miocène du bassin de Digne.

Dans la baie du Mont-Saint-Michel, seuls les sédiments du domaine intertidal supérieur ont fait l'objet d'observations. Ces dépôts montrent des alternances de lits sableux et de lits silto-argileux. Le doublet lit sableux / lit silto-argileux correspond à l'apport d'une marée ; c'est le cycle de marée. Grâce à des marquages permettant de suivre la sédimentation, on constate que les cycles de marée successifs se dilatent et s'amincissent progressivement en fonction de l'augmentation puis la diminution des coefficients de marée. Cette évolution atteste de l'enregistrement en accrétion verticale du cycle de morte-eau/vive-eau.

La molasse marine miocène de Digne est une puissante formation qui s'est déposée dans un bassin d'avant-pays, au front des chaînes subalpines. L'étude sédimentologique de cette série montre qu'il s'agit d'un mégacycle transgressif puis régressif. L'étape transgressive est marquée par un remaniement sous l'influence de la houle du matériel détritique issu d'appareils fan-deltaïques alimentés par les zones internes. Lors de phase régressive, ce remaniement est au contraire d'origine essentiellement tidale et plus de 1000 m de sédiments se déposent grâce à la forte subsidence de ce bassin d'avant-pays. Ces sédiments tidaux sont principalement représentés par des mégarides, des vagues de sables et d'épaisses passées à alternances gréso-silteuses dont le milieu de dépôt est attribué à un environnement deltaïque. Dans ces alternances gréso-silteuses, à lits plans ou à flaser-, wavy- et lenticular-bedding, le cycle de marée a pu être identifié et même différencié selon les conditions hydrodynamiques de flot dominant ou de jusant dominant. Les mesures d'épaisseur des cycles de marée successifs font apparaître, de façon parfois très spectaculaire, l'enregistrement des cycles de morte-eau/vive-eau, de grande vive-eau/petite vive-eau (pleine lune/nouvelle lune) et, éventuellement, de solstice/équinoxe.

Ces diverses observations dans la baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse marine miocène de Digne permettent de cerner les conditions nécessaires à la formation et la préservation de ces enregistrements verticaux. Leur milieu de dépôt privilégié peut ainsi être appréhendé et leur existence dans une série est susceptible, par conséquent, d'apporter de précieuses indications sur l'environnement et son évolution. Ces indications sont principalement fournies par les différentes formes que revêtent ces enregistrements et par le nombre moyen de cycles de marée compris dans les cycles de morte-eau/vive-eau. Les formes dépendent du taux d'amalgamation de ces cycles, c'est-à-dire du degré d'érosion entre les cycles de marée successifs. Plus ce taux est élevé, et plus le milieu peut être supposé ouvert, soumis à des énergies de plus en plus importantes. Quant au nombre de cycles de marée, ses variations traduisent directement les évolutions du domaine de dépôt, subtidal à intertidal supérieur. Ce paramètre peut alors servir de critère pour déterminer les tendances transgressive ou régressive de la sédimentation. Enfin, l'avantage primordial de ces enregistrements des cycles tidaux en accrétion verticale tient à la taille réduite des structures sédimentaires qu'ils concernent. Ils représentent de ce fait un objet parfaitement adéquate pour une description précise sur carottes et constituent dès lors un remarquable marqueur de la dynamique tidale en sondage.