

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 6 (2^{ème} série), Fascicule 3
parution 1998

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

- Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.
- La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.
- La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une des séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. - Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. - Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. - Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1998)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques (2) (3)	50,00 F	170,00 F T.T.C.	220,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	50,00 F	190,00 F T.T.C.	240,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E. : 385,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII).....	200,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI).....	270,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV.....	330,00 F H.T.
Tome CVI.....	385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX)	50,00 F H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à CIX).....	par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires).....	29,00 F H.T.
Ecorché géologique infra mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.).....	50,00 F H.T.

FASCICULES SPÉCIAUX

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F H.T.
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F H.T.
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F H.T.
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F H.T.
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F H.T.
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F H.T.
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F H.T.
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F H.T.
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F H.T.
« Actualisation de quelques thèmes géolc.....	125,00 F H.T.
« Géologie et aménagement régional » (.....	250,00 F T.T.C.
« Le Nord et son environnement géologi.....	175,00 F H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 130,00 F.

(3) Les membres de la Société peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 170,00 F.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 6 (2^{ème} série), Fascicule 3
parution 1998

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1998 —

<i>Président</i>	M. F. ROBAZYNSKI
<i>Premier Vice-Président</i>	M. J-P. LEPRÊTRE
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. D. VACHARD
	M. J.F. DECONINCK
<i>Conseillers</i>	M. N. CRAMPON
	M. A. BLIECK
	M ^{lle} D. BRICE
	M. J-L. MANSY
	M. O. AVERBUCH
	M. B. MISTIAEN
	M. J. SOMMÉ
<i>Secrétaire</i>	M. O. AVERBUCH
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. B. LEDESERT
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 1998 —

MM. W. CHRISTENSEN (Copenhague), A. DELMER (Bruxelles), W. KUNHT (Kiel),
B. PEYBERNES (Toulouse), M. PRICE (Reading) et H. ZIJLSTRA (Utrecht).

CONSEIL ÉDITORIAL

— 1998 —

MM. A. BLIECK, J.F. DECONINCK, J. FERRIÈRE, B. MISTIAEN et J. SOMMÉ
M^{me} Ch. VINCHON.

Nous tenons à remercier ici MM. P. RACHEBOEUF, F. ROBASYNSKI, Mme. B. TESSIER,
MM. A. TRENTESAUX et N. TRIBOVILLARD qui ont bien voulu contribuer
à l'examen des articles de ce fascicule.



**FAMENNIEN TERMINAL (STRUNIAN) D'ETRÆUNGT (AVESNOIS,
NORD DE LA FRANCE) ET D'ETAUCUN (GUANGXI, CHINE DU SUD).
INCIDENCES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES DONNEES RELATIVES
AUX STROMATOPORES ET OSTRACODES (●)**

**Uppermost Famennian (Strunian) fauna from Etroeungt (Avesnois, North of France)
and Etaoucun (Guangxi, South China).
Palaeogeographical implications founded on Stromatoporoids and Ostracoda**

par Bruno MISTIAEN (*) (****), Bruno MILHAU (*) (****), Amar KHATIR (*),
Hongfci HOU (**), Daniel VACHARD (**) (****) et Xiantao WU (****).

Résumé. — Les Foraminifères, Stromatopores, Tabulés, Rugueux, Brachiopodes, Ostracodes, Conodontes et microrestes de Vertébrés, ont été recherchés et étudiés dans deux coupes du Strunien, celle de la localité-type du "Calcaire d'Etroeungt" (Avesnois, Nord de la France) et celle d'Etaoucun (Guilin, Guangxi, Chine du Sud). Mis à part les Foraminifères qui permettent de bonnes corrélations, les autres groupes benthiques présentent peu de taxons en commun entre les deux coupes. Ceci confirme l'endémisme des faunes struniennes de Chine du Sud, déjà signalé par certains auteurs.

Les informations obtenues à partir des Stromatopores et des Ostracodes permettent de tester différentes reconstructions paléogéographiques. Il apparaît que les provinces à Ostracodes correspondent assez bien aux assemblages à Stromatopores.

Abstract. *Foraminifera, Stromatoporoids, Tabulate and Rugose corals, Brachiopods, Ostracods, Conodonts, Vertebrates microremains have been investigated in two sections of Strunian, in the "Calcaire d'Etroeungt" section (Avesnois, North of France) and in the Etaoucun section (Guilin of Guangxi, South China). Except Foraminifera, which allow good correlations, the other benthic fossil groups present very few taxa in common between the two sections. This supports the endemism of the South-China strunian faunas, already underlined by some authors.*

Informations from Stromatoporoids and Ostracods allow to test different palaeogeographical reconstructions. It appears that the Ostracodes provinces well correspond with Stromatoporoids assemblages.

**I. — INTRODUCTION
Le problème du "Strunien"**

Bien que le Strunien ne soit pas reconnu comme étage au niveau international et qu'il ait été placé tour à tour à la base du Carbonifère (1^{er} congrès pour l'avancement des études de stratigraphie du Carbonifère, Heerlen, 1928) ou au sommet du Dévonien (2^{ème} congrès pour l'avancement des études de stratigraphie du Carbonifère, Heerlen, 1937), de nombreux auteurs continuent à utiliser ce terme, dans des acceptions assez différentes, pour désigner les "couches de

transition" qui peuvent exister, au Famennien terminal, entre les dépôts détritiques du Famennien supérieur et les dépôts carbonatés de la base du Tournaisien. Lors de ses trois dernières réunions (Pékin, août 1996 ; Rochester, juillet 1997 ; Bologne, juin 1998), la S.D.S. (Subcommission on Devonian Stratigraphy) s'est intéressée à la durée de certains étages, notamment à celle du Famennien, et a envisagé sa subdivision éventuelle. Le problème de la reconnaissance de cet étage ou de la création d'un sous-étage Strunien reprend donc toute son importance.

(●) Ce travail est une contribution au PICG 421 : "North Gondwanan Mid-Palaeozoic Biodynamics".
Il est soutenu par le thème -370 - 350 BEIM du projet CRISEVOLE.

(*) Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, F.L.S.- I.S.A., 13 rue de Toul, 59046 Lille Cedex. France.

(**) Laboratoire de Paléobotanique, U.F.R. Sciences de la Terre, U.S.T.L., 59655 Villeneuve d'Ascq. France.

(***) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Baiwanzhuang Road, Beijing 100037. China.

(****) Jiaozuo Institute of Technology, Jiefang Road, Henan 454159. China.

(*****) URA 1365 du CNRS.

II. — STRATIGRAPHIE

1) Le Strunien de la région type (Avesnois, Nord de la France)

a) Rappel historique

En 1857, Gosselet décrit pour la première fois une succession de couches argilo-carbonatées affleurant dans la carrière du Parcq à Etroeungt (Avesnois, Nord de la France), lui attribuant, non sans quelques hésitations (note infrapaginale p. 367), un âge dévonien (en 1860, il désigne formellement ces couches "Calcaires d'Etroeungt"). Par ailleurs, il considère que les schistes sous-jacents contiennent la même faune, d'où l'utilisation fréquente du terme "Schistes et Calcaires d'Etroeungt".

Le terme Strunien n'est introduit qu'en 1900 par de Lapparent et par la suite considéré comme désignant un étage par Barrois (1913). Si la carrière du Parcq a été plus ou moins considérée comme la localité-type du "Calcaire d'Etroeungt" (Pruvost et G. Waterlot, 1957), le stratotype du Strunien n'a quant à lui jamais été formellement désigné.

A l'aide des Foraminifères, Conil *et al.* (1964) montrent la place réduite qu'occupent les calcaires de la carrière du Parcq dans la série sédimentaire transgressive du Famennien supérieur et terminal de l'Avesnois, telle qu'on peut l'observer au Nord d'Etroeungt, dans la tranchée d'Avesnelles (SE d'Avesnes) et dans les coupes de Saint-Hilaire (NW d'Avesnes). Ils proposent d'englober dans le Strunien trois unités distinguées sur des critères lithologiques: un Strunien schisteux à la base, un Strunien gréseux et un Strunien calcaire au sommet; les couches de la carrière du Parcq ne représentent que la partie moyenne de leur Strunien calcaire. Ils proposent la tranchée d'Avesnelles comme parastratotype de ce Strunien (Conil *et al.*, 1969; Conil & Lys, 1970, 1980).

b) La carrière du Parcq

A l'Est d'Etroeungt, sud d'Avesnes (fig. 1), la carrière du Parcq expose encore les couches décrites par Gosselet en 1857. Abandonnée, cette carrière fait l'objet, depuis juin 1992, d'une mesure de protection (site inscrit) de la part de la D.I.R.E.N. (Direction Régionale de l'Environnement Nord Pas-de-Calais). Plusieurs travaux, en particulier ceux de Sartenaer & Mamet (1964), Conil *et al.* (1964), Mamet *et al.* (1965), ont précisé la succession des couches et leur contenu paléontologique, avec cependant une petite lacune d'environ 2 m dans le tiers inférieur de la série (Conil & Lys, 1980). Un échantillonnage banc par banc nous a permis de retrouver la quasi totalité des bancs de Gosselet, et de corrélérer la série avec celle observée dans la carrière Jean-Pierre, voisine de la carrière du Parcq (note en préparation).

c) Les autres coupes de l'Avesnois

Plusieurs coupes complémentaires permettent d'observer les différentes formations du Famennien supérieur et terminal de l'Avesnois. Trois d'entre elles ont été étudiées par Conil *et al.* (1964): la halte de Saint-Hilaire, la tranchée d'Avesnelles (parastratotype du Strunien *s.l.*) et la tranchée de Saint-Hilaire (fig. 1). Ils y reconnaissent, de la base au sommet (fig. 2), les Schistes de Sains (Famennien supérieur), les Schistes de l'Épinette

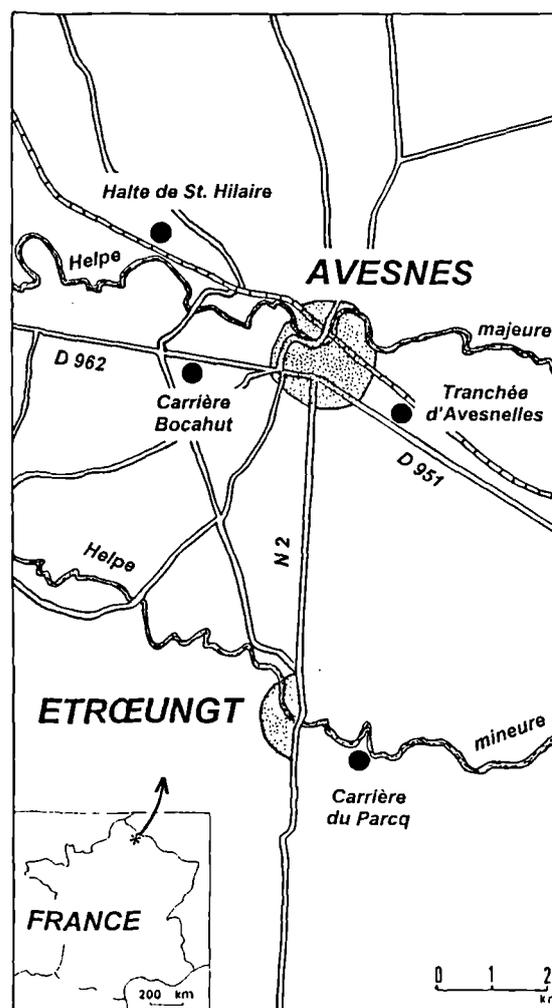


Fig. 1. — Carte de localisation des principaux affleurements de "Strunien" de l'Avesnois (Nord de la France).

Fig. 1. — Location of the main "Strunian" outcrops in Avesnois (North of France).

(Famennien terminal = Strunien schisteux et gréseux), le Calcaire d'Etroeungt *s.l.* (Famennien terminal = Strunien calcaire) et le Calcaire d'Avesnelles (Tournaisien-Hastarien). Les derniers travaux ont amené à positionner la limite D/C dans la partie inférieure des calcaires d'Avesnelles.

Récemment, dans la carrière Bocahut, près de Godin au SW d'Avesnes, les travaux d'exploitation ont permis d'échantillonner deux nouvelles coupes dans les couches de passage Dévonien/Carbonifère; leur étude est en cours.

2) Le Strunien d'Etaoucn (Guangxi, Chine du Sud)

Dans la région d'Etaoucn (fig. 3), au S-SW de Guilin (Guangxi, Chine du Sud) affleure une série continue appartenant au Famennien supérieur et terminal (Yin *et al.*, 1987; Li *et al.*, 1988a; Yu *et al.*, 1991). Trois formations y sont reconnues: la Formation de Dongcun (= Formation de Rongxian) (Famennien), la Formation d'Etaoucn (Strunien *s.l.*) et la Formation de Yaoyunling (Tournaisien). Les

DEVONIEN						CARBONIFERE			1
FAMENNIEN SUPERIEUR			FAMENNIEN TERMINAL			TOURNAISIEN			2
	Tn1a α	Tn1a β	Tn1a γ	Tn1 βα	Tn1b β	Tn1b γ	Tn2	3	
STRUNIEN						HASTARIEN			4
	schisteux		gréseux		calcaire			5	
Schistes de Sains		Schistes de l'Épinette			Calcaire d'Étroeuingt s.l.		Calcaire d'Avesnelles		6
DF 3 β	DF 3 γ	DF 3 δ	DF 3 ε	DF 3 ε'	CF 1 α	CF 1 α'	α"	7	
DS07	DS08 inférieur			DS08 supérieur		CT01		8	
(expansa)		(praesulcata)			(sulcata)			9	

Fig. 2. Localisation stratigraphique des principales coupes de l'Avesnois. 1 - Epoque; 2 - Etages; 3 - Abréviations (Conil *et al.*, 1964); 4 - Etages (Conil & Lys, 1980); 5 - Lithostratigraphie (Conil *et al.*, 1964); 6 - Lithostratigraphie dans l'Avesnois (Conil *et al.*, 1969; Conil & Lys, 1967); 7 - Zones à Foraminifères (Conil *et al.*, 1986; 1988); 8 - Zones à Ostracodes (Lethiers, 1984); 9 - Zonation standard à Conodontes (Ziegler & Sandberg 1990); 10 - Niveau stratigraphique des coupes étudiées.

Fig. 2. — Stratigraphic location of the main outcrops in Avesnois. 1 - Epochs; 2 - Stages; 3 - Abbreviations (Conil *et al.*, 1964); 4 - Stages (Conil & Lys, 1980); 5 - Lithostratigraphy (Conil *et al.*, 1964); 6 - Lithostratigraphy in Avesnois (Conil *et al.*, 1969; Conil & Lys, 1967); 7 - Foraminifera Zones (Conil *et al.*, 1986; 1988); 8 - Ostracoda Zones (Lethiers, 1984); 9 - Late Devonian Standard Conodont Zones (Ziegler & Sandberg 1990); 10) Stratigraphic level of the studied sections.

problèmes de limites biostratigraphiques ont récemment été discutés par Milhau *et al.* (1997b), en particulier celui de la limite D/C qui pourrait se situer dans les derniers mètres de la Formation d'Étaoucn, au-dessus d'un événement anoxique, correspondant peut-être à l'événement Hangenberg (House, 1985; Becker, 1993; Wilder, 1994).

Près de Nanbiancun, environ 15 km au Nord d'Étaoucn, se trouve le parastratotype de la limite Dévono-Carbonifère (Li *et al.*, 1988b; Yu, 1988).

III. — CONTENU PALÉONTOLOGIQUE ET CORRÉLATIONS

Une première analyse des faunes d'Étroeuingt et d'Étaoucn a déjà été présentée (Milhau *et al.*, 1997b). Parmi tous les groupes benthiques étudiés, seuls les Foraminifères, les Ostracodes et les Tabulés présentent quelques genres en commun entre les deux coupes mais, à l'exception des Foraminifères, aucune espèce n'est commune. Ceci confirme l'endémisme marqué des faunes struniennes de Chine du Sud, déjà souligné par plusieurs auteurs (Lethiers, 1983; Stearn, 1987; Stearn *et al.*, 1987; Cockbain, 1989; Poty & Tourneur *in* Hance *et al.*, 1993; Poty & Xu, 1996; Mistiaen, 1997; Milhau *et al.*, 1997a).

En l'absence de Conodontes (toutes les attaques se sont révélées négatives), les Foraminifères ont servi à établir les corrélations entre le Strunien de la région-type et celui d'Étaoucn (Milhau *et al.*, 1997b). On retrouve en effet,

dans ces deux régions, la division classique en quatre biozones (Wang, 1987; Conil *et al.*, 1988; Conil *et al.*, 1990; Hance *et al.*, 1993), à savoir, de bas en haut :

- la biozone à *Septatournayella rauserae rauserae* et *Eoendothyra communis communis* (biozone Df3β) ;
- la biozone à *Septatournayella rauserae rauserae* et *Eoendothyra communis regularis* (biozone Df3γ) ;
- la biozone à *Quasiendothyra kobeitusana* et *Quasiendothyra konensis* (biozone Df3ε/Cf1α) ;
- la biozone à *Bisphaera* et *Earlandia* (biozone Cf1α').

Quelques analogies concernant les Brachiopodes sont à souligner. Si aucun genre n'est commun entre les coupes d'Étaoucn et d'Étroeuingt, il n'en est pas de même entre cette dernière et celle de Nanbiancun, voisine d'Étaoucn mais en faciès un peu plus profond. Dans ces deux coupes, on relève en particulier la présence de l'espèce cosmopolite *Aulacella interlineata*. Par ailleurs, la nouvelle coupe de la carrière Bocahut, voisine de celle d'Étroeuingt, a fourni des spécimens de *Semiproductus irregularicostatus* (dét. M. Legrand-Blain) qui entrent, d'après cet auteur, dans les limites de variabilité de l'espèce du Kuznetsk (Sarycheva *et al.*, 1963). L'espèce est encore connue au Kazakhstan central (Martynova *in* Litvinovitch *et al.* 1975) ainsi qu'au Tian-Shan où elle est représentée par des formes de grande taille. En Chine méridionale, à Nanbiancun, des formes de taille réduite, à ornementation plus fine que celle des types de l'Oural, ont été attribuées à *S. irregularicostatus*, et sont considérées comme une variété locale (Xu & Yao, 1988). Dans sa région-type, Sud de l'Oural, *Semiproductus irregularicostatus* est associé au conodonte *Siphonodella*

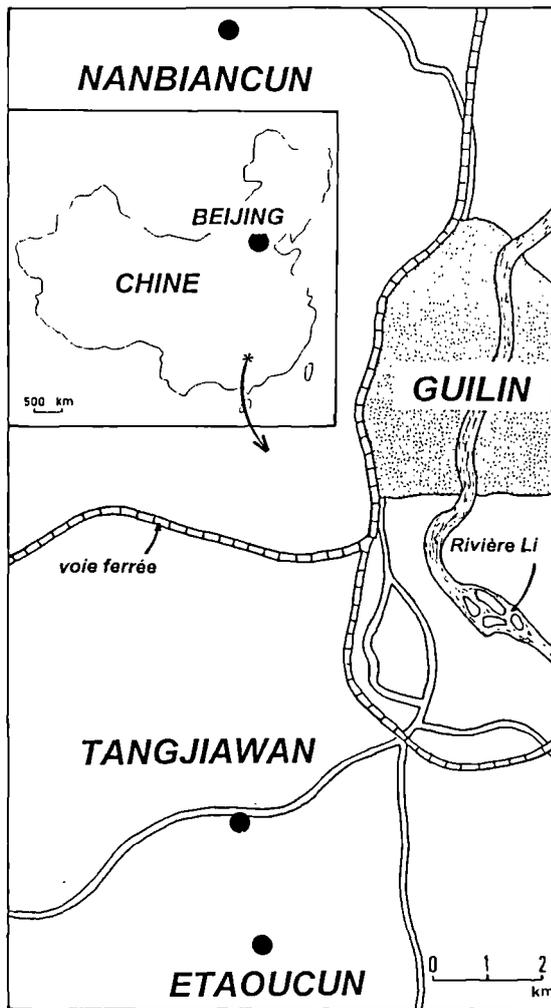


Fig. 3. — Carte de localisation de l'affleurement de Strunien d'Etaoucun (région de Guilin, province du Guangxi, Chine du Sud).

Fig. 3. — Location of the Etaoucun section in the South/South-West of Guilin (Guangxi Province, South-China).

praesulcata. (Kokchetkova *et al.* 1988); à Nanbiancun, il est présent dans la zone à *praesulcata* inférieure et supérieure et des spécimens isolés dans la zone à *sulcata*.

IV. — INCIDENCES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Les données précédentes confirment le fait que, dans l'état actuel de la systématique, la région d'Etaoucun et plus généralement la Chine (du Sud) paraît donc avoir été relativement isolée des autres masses continentales pendant le Strunien. Certains auteurs l'ont déjà signalé, à partir de l'analyse des Ostracodes (Lethiers, 1983) ou des Stromatopores (Stearn, 1987; Stearn *et al.*, 1987; Cockbain, 1989); ils ont pu mettre en évidence, en se basant sur les différentes associations reconnues, l'existence de grandes provinces paléobiogéographiques bien différenciées au Dévonien terminal.

1) Les Ostracodes

Dans les deux régions étudiées, les associations struniennes à *Bairdia*, *Bairdiocypris*, *Shishaella*, *Acratia*,

Microcheilinella, *Kloedenellitina*, *Paraparchites*, *Bairdiocypris*, *Cavellina* et *Sulcella* sont typiques d'une écozone à Bairdiacea et Paraparchitacea (Crasquin, 1984; Milhau *et al.*, 1997b) et correspondent à deux des cinq provinces reconnues au Dévonien supérieur (Famennien) par Lethiers, en 1993 (fig. 4).

a) Faune d'Ostracodes d'Etraeungt.

Elle se rattache à la province III à *Bairdia hypsela* et *Rectonaria*, et plus particulièrement au royaume à *Ellesmerina gosseleti* et *Bythocyproidea beugneusi*, caractéristique des affleurements des marges paléotéthysiennes d'Europe occidentale. Parmi les Ostracodes décrits (Lethiers, 1974a, 1974b, 1975), les *Cryptophyllus* sont particulièrement abondants, notamment dans la coupe de Saint-Hilaire (Conil *et al.*, 1986), surtout au sommet du Calcaire d'Etraeungt et dans l'extrême base du Calcaire d'Avesnelles (sous-zone DSO8 supérieure, Lethiers, 1984), ce qui a aussi été signalé dans les niveaux équivalents des Ardennes (Calcaire d'Hastière, Rome & Goreux, 1960; Conil *et al.*, 1964, 1986).

b) Faune d'Ostracodes d'Etaoucun.

Elle se rattache à la province IV à *Sinensis*, caractéristique des régions du SE asiatique (continent Mu); les *Sinoleperditia* sont présents (Wang, 1994; Milhau *et al.*, 1997a) mais les *Cryptophyllus* semblent totalement absents au Strunien.

2) Les Stromatopores

Pour plusieurs auteurs (Stearn, 1987; Stearn *et al.*, 1987; Cockbain, 1989), trois grands assemblages fauniques de Stromatopores, dont l'un peut être subdivisé, se dégagent au Dévonien supérieur (fig. 4).

* Un assemblage à Labéchiidés (prédominants) avec les genres *Labechia* et *Stylostroma* (= **Assemblage 1** de Stearn), connu en Nouvelle-Zemble, dans l'Oural et sur la Plate-forme russe.

* Un assemblage sans Labéchiidés, caractérisé par des genres déjà bien présents au Dévonien moyen et au Frasnien, surtout des Clathrodictyidés (= **Assemblage 3** de Stearn), connu en Europe occidentale, dans le Kazakhstan et en Australie (Canning Basin et Carnarvon Basin). La faune d'Etraeungt appartient typiquement à cet assemblage.

* Un assemblage mixte où cohabitent des Labéchiidés et des non-Labéchiidés (= **Assemblage 2** de Stearn), connu en Omolon, en Russie septentrionale et dans l'Alberta.

* Un dernier assemblage, lui aussi mixte et voisin du précédent mais se caractérisant par la présence de genres de Labéchiidés à piliers complexes tels que : *Platiferostroma* et *Sichuanostroma* (= **Assemblage 2a** de Stearn), connu en Chine du Sud. La faune d'Etaoucun correspond parfaitement à cet assemblage.

Deux remarques peuvent être formulées à propos des assemblages 3 et 2a, correspondant respectivement aux faunes d'Etraeungt et d'Etaoucun.

a) *Assemblage sans Labéchiidés (Assemblage 3 de Stearn), [= faune d'Etraeungt].*

Il présente, au moins en Europe occidentale, un important endémisme spécifique régional (Mistiaen, en

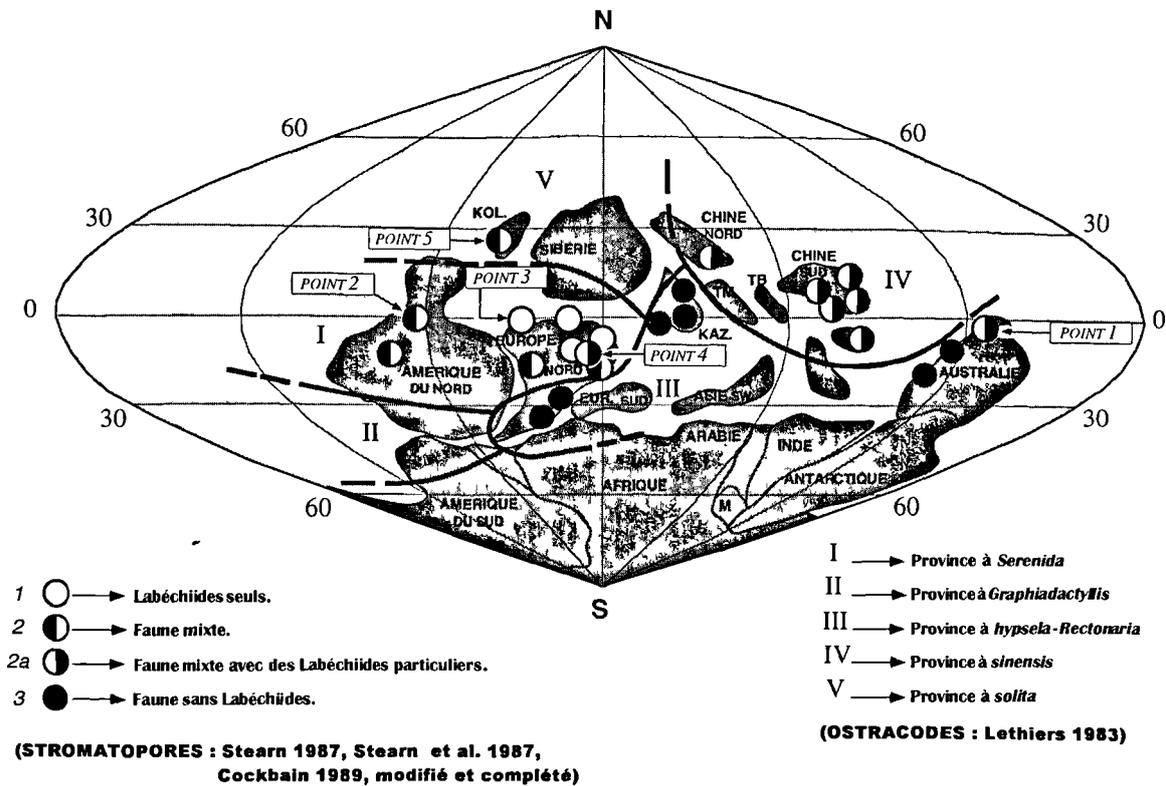


Fig. 4. Reconstruction paléogéographique au Dévonien supérieur (d'après Heckel & Witzke, 1979), montrant la superposition des assemblages fameniens de Stromatopores sur les provinces paléobiogéographiques des Ostracodes.

Fig. 4. — Late Devonian reconstruction (after Heckel & Witzke, 1979) showing the distribution of Famennian stromatoporoid assemblages and ostracods palaeobiogeography.

préparation). En effet, peu d'espèces semblent communes entre les différents gisements de l'Avesnois (Le Maître, 1933), de la Belgique (Conil, 1961) ou de la région d'Aix (Flügel & Flügel-Kahler, 1975).

b) *Assemblage mixte à Labéchiidés à piliers complexes (Assemblage 2a de Stearn), [= faune d'Etaoucum].*

- Il est connu depuis longtemps en Chine du Sud (Dong, 1964), dans les provinces du Guangxi (= Kwangsi) et du Guizhou (= Kueichow), par la suite il a été largement retrouvé ou découvert dans plusieurs autres provinces de Chine du Sud : Guizhou (Wang, 1978b), Sichuan (Wang, 1978a; Wang, 1988), Hunan (Mistiaen, 1996).

- Mais cet assemblage existe aussi plus au Nord, dans le Gansu (Dong, 1982) et se retrouve encore dans le Xinjiang méridional (Dong & Wang, 1984; Wang, 1988), c'est à dire dans le domaine du Chilienshan, en Chine du Nord (Yang et al., 1981).

- Par ailleurs, Stearn et al. (1987) attestent de la présence du genre *Platiferostroma* dans le Bassin du Donetz qui, de ce fait, devrait correspondre à l'assemblage 2a, mais que ces auteurs placent néanmoins dans l'assemblage 2.

- Cockbain (1989) reconnaît dans le Bonaparte Basin (Australie) une faune à Labéchiidés où sont présents les genres *Platiferostroma* et *Peinnastroma* (= *Stylostroma*, cf. Mistiaen et al., 1997). Dans son texte, il souligne l'analogie avec les faunes de Chine du Sud (assemblage 2a)

mais, curieusement, ne retient pas cette relation sur son schéma de reconstitution paléogéographique. Toutefois, d'après Cockbain & Playford (1988, p. 753), il est probable qu'au Dévonien terminal la même ceinture récifale s'étendait en continuité depuis le Carnarvon Basin, au SW, jusqu'au Bonaparte Basin, au NE.

- Enfin, récemment, le genre *Platiferostroma*, caractéristique de l'assemblage de type 2a, a été reconnu par Nguyen Huu-Hung (communication personnelle) dans le Nord du Vietnam central.

3) Intégration des données

En utilisant conjointement les Ostracodes et les Stromatopores, nous avons pu tester différentes reconstructions paléogéographiques globales proposées pour le Dévonien supérieur notamment celles de Heckel & Witzke (1979), Rickard & Belbin (1980), Boucot & Gray (1983), Scotese (1984), Scotese in Roy (1986), Streeel (1986), Scotese & McKerrow (1990).

Outre le fait que, sur la plupart de ces reconstitutions, de larges espaces océaniques séparent des aires de répartition de mêmes taxons, on constate que bien souvent les assemblages, notamment ceux de Stromatopores, s'interpénètrent et qu'il est difficile d'entrevoir une logique dans leur répartition. Stearn (1987), utilisant la reconstitution de Scotese (1984), et Stearn et al. (1987) notent que la répartition des faunes de Stromatopores est

loin d'être satisfaisante et qu'il est nécessaire d'avoir davantage d'informations et plus de précisions sur le dispositif paléogéographique au Dévonien supérieur.

Pour les deux groupes concernés (Ostracodes et Stromatopores), la reconstitution proposée par Heckel & Witzke (1979), l'une des plus anciennes mais toujours utilisée par certains auteurs (Liao & Ruan, 1988; Becker, 1993), apparaît comme la plus satisfaisante. Sur leur fond paléogéographique (fig. 4) nous avons reporté les limites des provinces à Ostracodes définies par Lethiers (1983) et les localités ayant fournies les différentes faunes de Stromatopores (d'après Stearn, 1987; Stearn *et al.*, 1987; Cockbain, 1989 modifié et complété). Deux constatations peuvent être faites: a) sur cette reconstitution, les gisements à Stromatopores se situent pratiquement tous et de façon logique dans la zone intertropicale; b) il existe une bonne corrélation entre les provinces définies sur la base des Ostracodes et celles définies sur les assemblages à Stromatopores.

Les points de convergence et les quelques points de divergence méritent d'être signalés (fig. 4, points 1 à 5).

- La province III (*Hypsella-rectonaria*) des Ostracodes correspond presque parfaitement à l'assemblage 3 (sans Labechiidés) des Stromatopores, en relation avec le "warm subtropical gyre" d'Heckel & Witzke (1979). Il s'agit également, comme le soulignent Stearn *et al.* (1987), des marges de la Paleotéthys dont la fermeture occidentale s'effectuerait au Dévonien terminal (Copper, 1986). La seule différence se situe au niveau du Bonaparte Basin (NW de l'Australie, cf. *ante*) où les Ostracodes appartiennent à la province III tandis que les Stromatopores appartiennent à l'assemblage 2a (fig. 4, point 1).

- La province IV (*Sinensis*) des Ostracodes correspond assez bien à l'assemblage 2a (à faune mixte) des Stromatopores, si ce n'est le point précédemment cité (Bonaparte Basin). Si on se réfère aux Ostracodes, cette province est marquée par un important endémisme; les Stromatopores aussi indiquent une région très isolée de la Paleotéthys, mais laissent supposer des échanges probables avec l'Amérique du Nord (assemblage mixte de l'Alberta, Stearn *et al.* 1987, fig. 4 point 2).

- La province I (*Serenida*) des Ostracodes s'étend sur l'Amérique du Nord, la Plate-forme russe jusque vers la Sibérie, à travers le couloir ouralien qui ne semble pas constituer pour ce groupe une barrière importante. Les Stromatopores, en revanche, présentent essentiellement deux assemblages distincts; le premier (assemblage 1 à Labechiidés prédominants) est apparemment limité à la

bordure méridionale du couloir ouralien (fig. 4, point 3); le second (assemblage 2 à faune mixte) concerne le Sud de l'Europe septentrionale et l'Amérique du Nord. Un problème demeure au niveau du Bassin du Donetz (fig. 4, point 4) où l'on rencontre semble-t-il un assemblage de Stromatopores de type 2a.

- Les provinces II et V (province à *Graphiadaactyllis* et province à *Solita*) ne possèdent pratiquement aucun Stromatopore, probablement en raison de leur position latitudinale relativement élevée, sauf en ce qui concerne la Kolyma (fig. 4, point 5) où l'on rencontre un assemblage mixte de type 2.

CONCLUSIONS

La bonne corrélation constatée entre les données paléobiogéographiques fournies par les Stromatopores et celles relatives aux Ostracodes, au Strunien, apparaît particulièrement intéressante. Des imprécisions, voire même quelques points de contradiction subsistent et mériteraient d'être approfondis. Pour lever ces incertitudes, il apparaît nécessaire de poursuivre l'étude et la révision de l'ensemble des faunes benthiques du Strunien, tant dans les coupes classiques de l'Avesnois (notamment celle de la carrière du Parcq, localité type du Calcaire d'Etroeungt) qu'ailleurs en Europe occidentale et dans le reste du monde.

L'analyse de certains groupes d'organismes (notamment les Stromatopores) montre que l'Asie du Sud-Est (Chine du Sud, Chine du Nord, Nord du Vietnam central) constitue, au Strunien, une entité relativement homogène et particulièrement isolée de l'Europe occidentale (Paléotéthys).

Enfin, en ce qui concerne les reconstitutions paléogéographiques, il apparaît une fois de plus que les modèles compacts intègrent de façon nettement plus satisfaisante les données paléobiogéographiques que ne le font les modèles plus éclatés.

Remerciements. — Nous tenons à exprimer ici nos remerciements au propriétaire de la carrière du Parcq, à Etroeungt, qui nous en a toujours aimablement autorisé l'accès. Nous remercions aussi vivement les Dr. Marie LEGRAND-BLAIN pour la détermination des Brachiopodes Productidés, Nguyen Huu HUNG qui nous a fournis des informations intéressantes sur la répartition des stromatopores dans le Strunien du Vietnam, Patrick RACHEBOEUF pour ses remarques et conseils constructifs, Jacques LECLERC DU SABLON qui nous a apporté une aide précieuse dans la compréhension de textes chinois et nos collègues de Chine pour l'organisation des missions dans le Guangxi, en particulier le Dr. YUAN SHIYING, Président de l'Institut de Technologie de Jiaozuo, et le Dr. YIN BAOAN du Service Géologique de Guilin qui nous a accompagnés à plusieurs reprises sur le terrain.

BIBLIOGRAPHIE

- BARROIS Ch. (1913). — Note sur quelques sondages profonds exécutés entre Douai et Arras par la compagnie de Chatillon-Commeny. *Annales de la Société géologique du Nord*, 42, p. 2-20.
- BECKER R.T. (1993). — Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. In HOUSE M.T. (ed.), *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary Change. Systematics Association Special Volume*, 47, p. 115-163.
- BOUCOT A.J. & GRAY J. (1983). — A Paleozoic Panga. *Science*, 222 (4624), p. 71-81.
- COCKBAIN A. E. (1989). — Distribution of Frasnian and Famennian Stromatoporoids. *Memoir Association Australasian Palaeontologists*, 8, p. 339-345.
- COCKBAIN A.E. & PLAYFORD P.E. (1988). The Devonian of the Western Australia: a review. In McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. (ed.), *Devonian of the world. Proceeding of the Second International Symposium on the Devonian System. Calgary, Canada. Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir*, 14, Vol. 1: Regional Syntheses, p. 743-754.
- CONIL R. (1961). — Les gîtes à stromatopores du Strunien de la Belgique. *Mémoire de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 22, p. 339-368.

- CONIL R., DREESEN R., LENTZ M.A., LYS M. & PLODOWSKI G. (1986). — The Devonian-Carboniferous transition in the Franco-Belgian Basin with reference to Foraminifera and Brachiopods. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109, p. 19-26.
- CONIL R., DE PUTTER Th., HOU H.F., WEI J.Y. & WU X.H. (1988). — Contribution à l'étude des Foraminifères du Strunien et du Dinantien de la Chine sud-orientale. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 97 (1), p. 47-61.
- CONIL R., GROESSENS E., LALOUX M., POTY E. & TOURNEUR F. (1990). — Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine Basins: their potential for widespread correlation. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, 130, p. 15-30.
- CONIL R. & LYS M. (1967). — Aperçu sur les associations de Foraminifères Endothyroïdes du Dinantien de la Belgique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 90 (4), p. 395-412.
- CONIL R. & LYS M. (1970). — Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois. Colloque de Liège, 1969. *Congrès et colloques de l'Université de Liège, Stratigraphie du Carbonifère*, 55, p. 241-265.
- CONIL R. & LYS M. (1980). — Strunien. In CAVELIER C. & ROGER J. (ed) Les étages français et leurs stratotypes, BRGM, Mém. 109, p.26-35.
- CONIL R., LYS M. & PAPROTH E. (1964). — Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. Révisions des limites sous l'aspect micropaléontologique. *Académie royale de Belgique, Classe Sciences, Mémoires*, 4, 2, 15 (4), p. 1-87.
- CONIL R., PIRLET H. & LYS M. (1969). — Traits dominants de l'échelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Compte Rendu 6ème Congrès Intern. Strat. Géol. Carbonif.*, Sheffield, 1967, 1, p. 45-49.
- COPPER P. (1986). — Frasnian/Famennian mass extinction and cold-water oceans. *Geology*, 14, p. 835-839.
- CRASQUIN S. (1984). — L'écozone à Bairdiacea et Paraparchitacea (Ostracoda) au Dinantien. *Geobios*, 17 (3), p. 341-348.
- De LAPPARENT A. (1900). — *Traité de Géologie*. 4ème édition. 3 volumes. Paris.
- DONG D.Y. (1964). — Stromatoporoids from the Early Carboniferous of Kwangsi and Kueichow. *Acta Palaeontologica Sinica*, 12 (2), p. 280-299.
- DONG D.Y. (1982). — Porifera. In Atlas of the fossils of North West, China. Sha-anxi, Gansu et Ningxia Volume. Geological Publishing House, p. 40-46 (non consulté).
- DONG D.Y. & WANG B.Y. (1984). — Paleozoic stromatoporoids from Xinjiang and their stratigraphical significance. *Bulletin of the Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica*, 7, p. 237-286.
- FLUGEL E. & FLUGEL-KHALER E. (1975). — Stromatoporen aus dem Unteren Kohlenkalk (Tn1b, Strunium) von Aachen. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 149 (1), p. 1-38.
- GOSSELET J. (1857). — Note sur le terrain dévonien de l'Ardenne et du Hainaut. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2, 14, p. 364-374.
- GOSSELET J. (1860). — Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. *Savy éd.*, Paris.
- HANCE L., MUCHEZ Ph., COEN M., FANG X.S., GROESSENS E., HOU H.F., POTY E., STEEMANS Ph., STREEL M., TAN Z., TOURNEUR F., VAN STEENWINKEL M. & XU S.C. (1993). — Biostratigraphy and sequence stratigraphy at the Devonian-Carboniferous transition in Southern China (Hunan Province). Comparison with Southern Belgium. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 116 (2), p. 359-378.
- HECKEL P. H. & WITZKE B. J. (1979). — Devonian palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. *Special Papers in Palaeontology*, 23, p. 99-123.
- HOUSE M.R. (1985). — Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary event with global sedimentary perturbations. *Nature*, 313 (5997), p. 17-23.
- KOCHETKOVA N.M., REITLINGER E.A., PAZUKHIN V.N. & AVHIMOVITCH V.I. (1988). — The Devonian/Carboniferous boundary. In GOLUBSTOV V.K., TCHIZOVA V.A., RZONSNITSKAYA M.A. & AVHIMOVITCH V.I. (ed.). The Southern Ural in The problems of the Devonian/Carboniferous boundary. *Minsk Nauka i Technica*, p. 157-166.
- LE MAITRE D. (1933). — Description des Stromatoporoides de l'assise d'Etroeungt. *Mémoire de la Société géologique de France*, 9, 1 (20), p. 1-32.
- LETHIERS F. (1974a). — Ostracodes de la limite Dévonien-Carbonifère dans l'Avesnois. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, D, 278, p. 1015-1017.
- LETHIERS F. (1974b). — Nouveaux ostracodes du passage Dévonien-Carbonifère de la région type. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, D, 279, p. 1613-1617.
- LETHIERS F. (1975). — Révision de l'espèce *Bairdia (Orthobairdia ?) hypsela* Rome, 1971 (Ostracoda) du Strunien ardennais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 45 (1), p. 71-77.
- LETHIERS F. (1983). — Paléogéographie des faunes d'Ostracodes au Dévonien supérieur. *Lethaia*, 16, p. 39-49.
- LETHIERS F. (1984). — Zonation du Dévonien supérieur par les Ostracodes (Ardenne et Boulonnais). *Revue de Micropaléontologie*, 27 (1), p. 30-42.
- LI Z.L., GUO S.Y., HE G.Y. & YU C.M. (1988a). — Regional Stratigraphy. In YU C.M. (ed.). Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China. Aspects and records. *Beijing Science Press*, p. 9-18.
- LI Z.L., LU H.J. & YU C.M. (1988b). — Description of the Devonian-Carboniferous Boundary Sections. In YU C.M. (ed.). Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China. Aspects and records. *Beijing Science Press*, p. 19-36.
- LIAO W.H. & RUAN Y.P. (1988). — Devonian of East Asia. In McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. (ed.). Devonian of the world. *Proceeding of the Second International Symposium on the Devonian System, Calgary, Canada. Canadian Society Petroleum Geologists. Memoir*, 14, Vol. I, Regional Syntheses, p. 597-606.
- LITVINOVITCH N.V., AKCENOVA G.G. & MARTYNOVA M.V. (1975). — Brachiopody. In GOROKHOVA L.V., DUNAEVA L.V. & SOKOLOVA V.V. (ed.). Fauna pogranychnykh otlozheniy devona i karbona Tsentral nogo Kazakhstana, *Nedra*, 18, p. 50-97.
- MAILLEUX E. & DEMANET F. (1928). — L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 38 (2), p. 124-131.
- MAMET B., MORTELMANS G. & SARTENAER P. (1965). — Réflexions à propos du Calcaire d'Etroeungt. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 74, p. 41-51.
- MILHAU B., HOU H.F. & WU X.T. (1997a). — Présence de Leperditidae (Ostracoda) dans le Dévonien terminal d'Etaoucn (Guangxi, Chine du Sud). Signification paléocéologique. *Geobios*, M.S. n°20, p. 387-395.
- MILHAU B., MISTIAEN B., BRICE D., DEGARDIN J.M., DERYCKE C., HOU H.F., ROHART J.C., VACHARD D. & WU X.T. (1997b). — Comparative faunal content of Strunian (Devonian) between Etaoucn (Guilin, Guangxi, South China) and the stratotype area (Etroeungt, Avesnois, North of France). In JIN Y.G. & DINELEY D. (ed). *Proceedings of the 30th International Geological Congress.*, Vol. 12 Palaeontology and Historical Geology, p. 79-94.

- MISTIAEN B. (1996). — Stromatoporoids from the Late Devonian (Strunian) Menggongao Formation, China. In COEN M., HANCE L. & HOU H.F. (ed.). Papers on the Devonian-Carboniferous transition beds in central Hunan, South China, *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 36, p. 141-152.
- MISTIAEN B. (1997). — Découverte du genre *Amphipora* Schulz, 1883, dans le Famennien terminal, "Strunien", de la carrière du Parcq, à Etroeungt, stratotype du Calcaire d'Etroeungt et ailleurs en Avesnois (Nord de la France). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 324, 11a, p. 655-662.
- MISTIAEN B. (déposé). — Late Devonian (Strunian) stromatoporoid from Poland. Attention to the endemic distribution of Strunian stromatoporoids in Western Europe. *Senckenbergiana Lethaea*.
- MISTIAEN B., HOU H.F. & WU X.T. (1997). — Identité des genres *Stylostroma* Gorsky, 1938 et *Pennastroma* Dong D.Y., 1964, stromatopores du Famennien supérieur (Strunien). *Geobios*, M.S. n°20, p. 407-414.
- POTY E. & XU S.C. (1996). — Rugosa from the Devonian-Carboniferous transition in Hunan, China. In COEN M., HANCE L. & HOU H.F. (ed.). Papers on the Devonian-Carboniferous transition beds in central Hunan, South China, *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 36, p. 89-139.
- PRUVOST P. & WATERLOT G. (1957). — Lexique stratigraphique international, vol I, Europe, fasc. 4, France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg, fasc. 4a, Paléozoïque supérieur, p. 68.
- RICKARD M.J. & BELBIN L. (1980). — A new continental assembly of Pangaea. In BANKS M.R. & GREEN D.H. (ed.). Orthodoxy and creativity at the frontiers of Earth Sciences (Hobart, 1977). *Tectonophysics*, 63, p. 1-12.
- ROME R. & GOREUX J. (1960). — *Cryptophyllus* (ostracodes) du Strunien de la Belgique. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 21, p. 185-204.
- ROY S. (1986). — The Devonian: a portfolio of maps 1978-1986. *The Devonian Institute Publication*, Anchorage.
- SARYCHEVA T.G., SOKOLSKAYA A.N., BESNOSOVA G.A. & MAKSIMOVA C.V. (1963). — (en russe) Brachiopodes et paléontologie du vallou du Kuznetsk. *Trudy Akad. Nauk SSSR*, 45, p. 1-546.
- SARTENAER P. & MAMET B. (1964). — Le Calcaire d'Etroeungt à Etroeungt. *Compte rendu du Vème Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*. Paris, 9-12 septembre 1963, 2, p. 755-761.
- SCOTESE C. (1984). — Paleozoic paleomagnetism and the assembly of the Pangaea. In VAN DER VOO R. et al. (ed.). Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism. *American Geophysical Union Geodynamics Series*, 12, p. 1-10.
- SCOTESE C. & Mc KERROW W.S. (1990). — Revised World maps and introduction. In SCOTESE C. & Mc KERROW Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography. *Geological Society Memoir*, 12, p. 1-21.
- STEARN C. W. (1987). — Effect of Frasnian-Famennian extinction event on the stromatoporoids. *Geology*, 15, p. 677-679.
- STEARN C. W., HALIM-DIHARDJA M. K. & NISHIDA D. K. (1987). — An Oil-Producing Stromatoporoid Patch Reef in the Famennian (Devonian) Wabamun Formation, Normandville Field, Alberta. *Palaios*, 2, p. 560-570.
- STREEL M. (1986). — Miospore contribution to the Upper Famennian-Strunian event stratigraphy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109, p. 75-92.
- WANG B.Y. (1988). — A new material of Early Carboniferous stromatoporoids from Southern Xinjiang and its paleogeographical significances. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 5 (54), p. 395-402.
- WANG K. (1987). — On the Devonian-Carboniferous boundary based on foraminiferal fauna from South China. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 4, 2, p. 161-177.
- WANG S.B. (1978a). — Stromatoporoids. In Atlas of the fossils of South West China. Guizhou Volume, part 2, Carboniferous to Mesozoic. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Geological Publishing House, Beijing, p. 98-106, 566-567.
- WANG S.B. (1978b). — Stromatoporoids. In Atlas of the fossils of South West China. Sichuan Volume, part 2, Carboniferous to Mesozoic. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Geological Publishing House, Beijing, p. 123-137, 616-618.
- WANG S.T. (1988). — Stromatoporoids. In HOU H.F., WANG Z.Q., XIAN S.Y., FAN Y.N., TANG D.Z. & WANG S.T. (ed.). Devonian Stratigraphy, Paleontology and Sedimentary facies of Longmenshan Sichuan. *Geological Publishing House, Beijing*, p.73-79, 159-165, 364-366, 411-414.
- WANG S.Q. (1994). — A new Leperditiid Tribe Sinoleperditini (Ostracoda) from Devonian of South China. *Acta Paleontologica Sinica*, 33, 6, p. 698-719.
- WILDER H. (1994). — Death of Devonian reefs. Implications and further investigations. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, 172, p. 241-247.
- XU H.K. & YAO Z.G. (1988). — Brachiopods. In YU C.GMIN (ed.). Devonian-Carboniferous boundary in Nanbiancun, Guilin, China - Aspects and records. *Sciences Press*, p. 263-326.
- YANG S.P., PAN K. et HOU H.F. (1981). — The Devonian System in China. *Geological Magazine*, 118 (2), p. 113-138.
- YIN B.A., ZHOU J., ZHANG S.L., CHEN J., HUANG J. & LU H. (1987). — Etoucun section. The Devonian-Carboniferous Boundary. 11 th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology. *Guidebook for excursion 6, Carboniferous Carbonate Sequences in Guangxi*, 1 (B), p. 6-7.
- YU C.M. (1988). — Attaining a common language of stratigraphy. Basic evaluation of Nanbiancun Section. In YU CHANGMIN (ed.). Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China. Aspects and records. *Beijing Science Press*, p. 330-336.
- YU C.M., BAO H.M., SHEN J.W., YIN B.A., ZHANG S.L. & YIN D.W. (1991). — Devonian reef complexes in Guilin, South China. Second International Congress on Palaeoecology. *Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica. Guidebook for excursion*, 2, p. 1-67.
- ZIEGLER W. & SANDBERG C.A. (1990). — The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 121, p. 1-115.

ESSAI DE QUANTIFICATION DU COLMATAGE EN BAIE DE SOMME

Tentative sedimentary balance evaluation in Somme bay

par Jacques BEAUCHAMP (*)

Résumé. — Suite à la dernière campagne de mesures en Baie de Somme et de la modélisation analogique consécutive, le taux d'exhaussement moyen dans la Baie de Somme est estimé actuellement à 1,6 cm/an, soit près de 700 000 m³ de dépôts supplémentaires annuels. Le taux d'exhaussement peut atteindre localement 7 cm par an. L'érosion du delta de marée externe se traduit par le rapprochement vers la côte du 0 hydrographique. La surface du schorre ("mollières") progresse de 140 000 m² par an. Un modèle analogique récent prévoit une accélération du phénomène: le taux d'exhaussement moyen atteindrait 1,7 cm par an et la progression du schorre continuerait au rythme de plus de 150 000 m² par an.

Abstract. *In the Somme bay, the present filling ratio is estimated at 1.6 cm per year, i.e. about 700 000 m³ of new sediments are annually deposited. Locally, the bottom level is raised up to 7 cm per year. At the same time, the tidal delta off the entrance of the bay is eroded and the 0 sea level gets nearer to the coastline. The schorre surface is expanded by 140 000 m² per year in this surface of 43 km². The accelerating trend of this filling process is forecasted by recent modelling. The filling ratio would reach 1.7 cm per year within the next 20 years and the schorre extension would exceed 150 000 m² per year.*

I. — PRÉSENTATION

Le comblement de la Baie de Somme (fig. 1) est un phénomène naturel qui a été accentué encore par les interventions humaines dès le Moyen-Age dans le but de gagner des terres agricoles sur le domaine marin. Son importance a pu être appréciée plus précisément à partir des premières cartes topographiques fiables, en particulier celle de Cassini en 1734 (fig. 2). Depuis lors, les cartes successives ont montré l'accélération du processus au point de rendre l'accès aux ports de la baie de plus en plus délicat. Au siècle dernier, des travaux importants ont dû être entrepris pour préserver l'activité portuaire en même temps que continuaient les conquêtes de terres par endiguements (Beauchamp, 1998).

La cause naturelle de ce comblement relève du contexte transgressif généralisé (Pirazzoli, 1979), observé en particulier sur les côtes de la Manche, qui produit une montée du niveau marin de 1,2 mm par an (Teisson, 1992) et aboutit à leur régularisation par "obturation des rentrants". La vitesse de ce processus est augmentée par des facteurs hydrodynamiques favorables (Beauchamp, 1994a) et par les interventions humaines bien que certaines soient faites dans un but inverse.

La perte de surface marine au cours de ces derniers siècles a déjà fait l'objet d'évaluation, une des dernières étant celle de Binet (1994), sans prétendre à une grande précision de

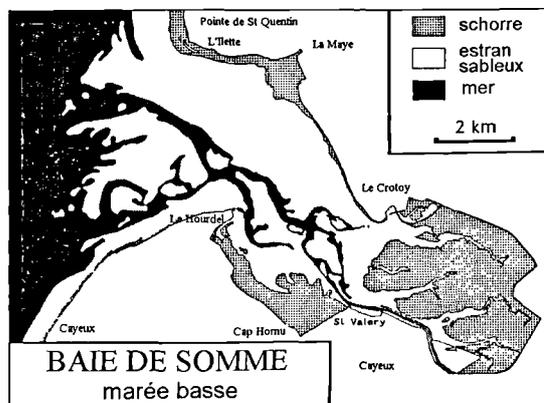


Fig. 1. Morphologie actuelle de la Baie de Somme

Fig. 1. Present morphology of the Somme bay.

par la difficulté de mise à l'échelle des cartes anciennes. L'évaluation des volumes de sédiments mis en jeu se révélait difficile à cause de la rareté des cotes anciennes et de l'incertitude quant au zéro de référence. Encore de nos jours, on trouve 3 niveaux de référence différents sur les cartes: 0 marin des cartes du SHOM, 0 NGF et 0 IGN 69 des cartes topographiques (le 0 IGN 69 correspond approximativement au niveau de mi-marée, soit 4,80 m par rapport au 0

(*) "Dynamique et Quantification des Formations Superficielles", Laboratoire de Sédimentologie, Faculté des Sciences, 33, rue Saint Leu, 80039 Amiens Cedex

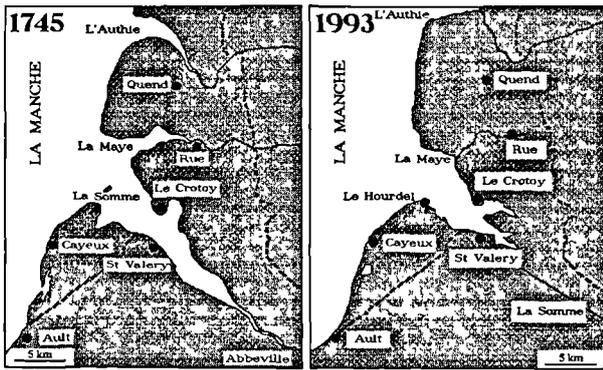


Fig. 2. — La Baie de Somme sur la carte de Cassini (1734) et de nos jours.

Fig. 2. Main features of the Somme bay in an ancient map and at present.

hydrographique). De plus, il s'avérait que les facteurs hydrodynamiques étaient connus de façon incomplète à l'intérieur de la Baie, tant pour l'amplitude de la marée que de la valeurs des courants de flot et de jusant.

Au début des années 90, la décision a été prise par le Conseil Général de la Somme de financer une étude sédimentologique globale de la Baie. Un comité technique de pilotage a été constitué avec notre participation active. Les bureaux d'étude sélectionnés ont été amenés à reprendre les données existantes et à en produire de nouvelles (citons Topophot, Hydroexpert, Sogréah et LNH); l'objectif final était la modélisation analogique du processus d'ensablement et la prévision de l'évolution dans les 20 prochaines années afin d'orienter les travaux d'aménagement indispensables (essentiellement le maintien de l'accès aux ports du Hourdel, du Crotoy et de St Valery). Nous disposons désormais de mesures récente des courants de marées dans la baie, du transport en suspension et de cartes topographiques mises à la même échelle et avec des cotes corrigées par rapport à la même référence de base (IGN 69).

L'observation de l'évolution morphologique récente et l'utilisation des résultats des dernières campagnes de mesures auxquelles nous avons participé permettent de proposer un bilan sédimentaire actualisé, de chiffrer la vitesse de colmatage et les masses de sédiments mises en jeu, de prévoir enfin l'évolution morphologique de la baie dans les prochaines années.

II. — OBSERVATIONS MORPHOLOGIQUES RÉCENTES

Le remplissage sédimentaire de la baie est le phénomène le plus évident. On remarque facilement l'envasement des ports et le colmatage progressif du bassin des chasses du Crotoy qui nécessitent un curage régulier. Mais c'est la progression du schorre ("mollières") qui est le plus spectaculaire. Les herbues du fond de baie progressent entre Le Crotoy et St Valery, ainsi que de St Valery au Hourdel: dans ce secteur, la construction de la digue submersible à partir de Cap Hornu a eu un effet positif déterminant. Les plantes pionnières (*Spartina townsendi*) s'installent

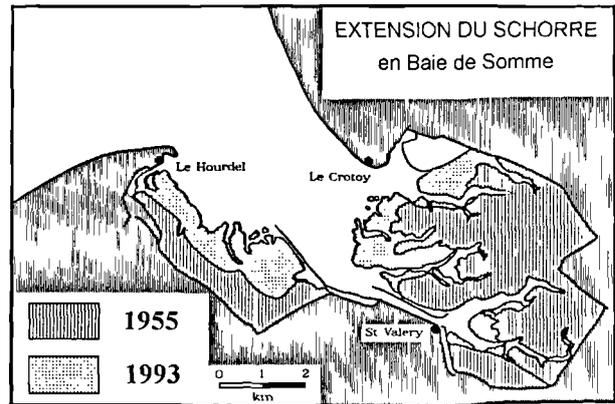


Fig. 3. Extension du schorre ("mollières") depuis 1878 (d'après travaux Sogréah)

Fig. 3. — Schorre extension since 1878.

désormais sur la plage sableuse du Crotoy et à l'embouchure de la Maye formant un "schorre à buttes" (Dupont, 1981) qui très vite évolue en couverture végétale continue à base notamment d'Obione (fig. 3).

Le rôle du bios paraît déterminant dans la stabilisation des sédiments. Avant même l'installation des plantes, les voiles de diatomées du genre *Navicula* piègent les particules fines apportées lors du flot et s'opposent à leur remobilisation au jusant (Badaire et al. 1991). La prolifération de vers annélides qui agglomèrent les grains de sable arrive à former un chevelu cohérent qui indure la surface jusqu'à former de véritables petits biolithosores avec *Pygospio elegans* (Dupont, 1981).

Au Nord, l'endigage de l'estran, mis à profit maintenant par le Parc Ornithologique du Marquenterre, semble avoir arrêté la progression de l'ouverture de la baie vers le Nord comme l'avait décrit Briquet (1930). La Pointe de St Quentin, longtemps considérée comme une zone d'érosion, est désormais en voie d'engraissement. Un banc sableux, détecté sur les photos aérienne de 1947, s'étend considérablement à partir de 1965, date de la construction de la digue du Marquenterre; il reçoit le nom de Banc de l'Illette. L'estran sableux est bien développé de nos jours au large de la Pointe de St Quentin et le schorre s'est installé en arrière des dunes du Banc de l'Illette (fig. 4).

Cette tendance à la sédimentation peut épisodiquement être remise en question. Ainsi une forte érosion de la plage du Crotoy a été observé au cours des grandes tempêtes de 1990. La digue du Parc du Marquenterre est également fortement sollicitée par les vagues de tempête du fait qu'elle est à l'entrée de la baie et perpendiculaire aux fronts d'onde; elle demande des dispositifs de protection constamment entretenus (Triplet, 1995).

La comparaison des cartes marines de 1875 et 1963 avec la dernière couverture topographique réalisée en 1993 (relevés Topophot in rapport Sogréah et LNH, 1995) montre l'exhaussement généralisé des fonds aussi bien dans les chenaux qu'entre les chenaux et la progression du 0 marin vers le rivage correspondant à l'érosion du delta de marée dont les matériaux sont repoussés dans la baie (fig. 5, 6, 7). Les zones aux cotes égales ou supérieures à + 4 m s'étendent surtout en fond de baie; elles sont généralement

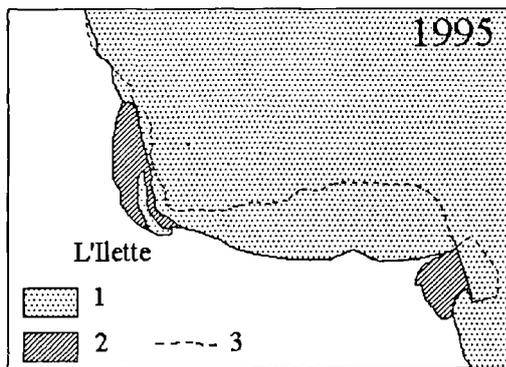
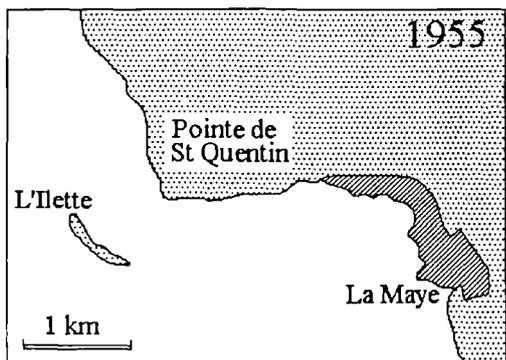


Fig. 4. Modification de la côte nord depuis 1955: une partie du Domaine Public Maritime a été endiguée; le banc sableux de l'Îlette a migré vers la côte.
légende: (1) domaine terrestre; (2) mollières (schorre); (3) trait de côte en 1955.

Fig. 4. Northern coast evolution since 1955: a part of the tidal flat has been reclaimed, a sandy bank has drawn eastwards to the coast.
captions: (1) continental area; (2) schorre; (3) coastline in 1955.

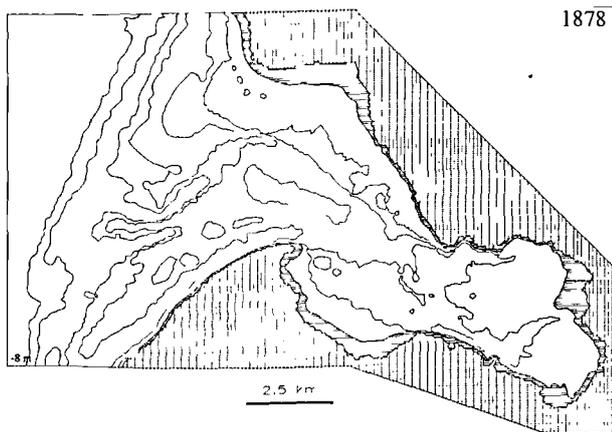


Fig. 5. Morphologie de la Baie de Somme en 1878 (d'après la reconstitution de Sogréah et LNH); les cotes sont ajustées par rapport au nivellement IGN 69; l'équidistance des courbes est de 2 m depuis -8 m jusqu'à +4 m. La partie hachurée correspond aux cotes > +4 m.

Fig. 5. Somme bay morphology in 1878 (according to Sogreah studies). Contour intervals are 2 m, from -8 m to +4 m, the hatched part corresponds to level +4 m and more with respect to the IGN 69 reference level.

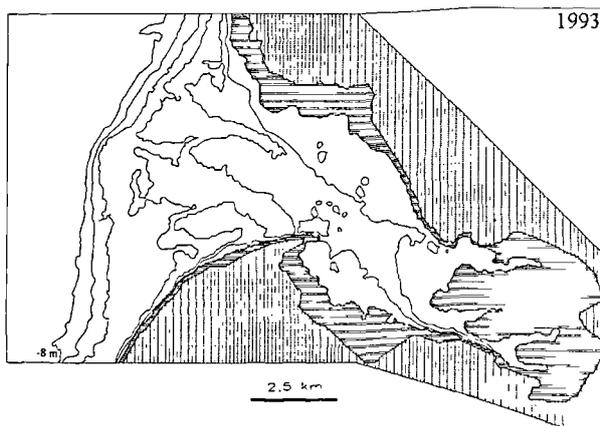


Fig. 6. — Morphologie de la Baie de Somme en 1993; même légende que sur la figure précédente.

Fig. 6. — Somme bay morphology in 1993 (same captions as previous figure).

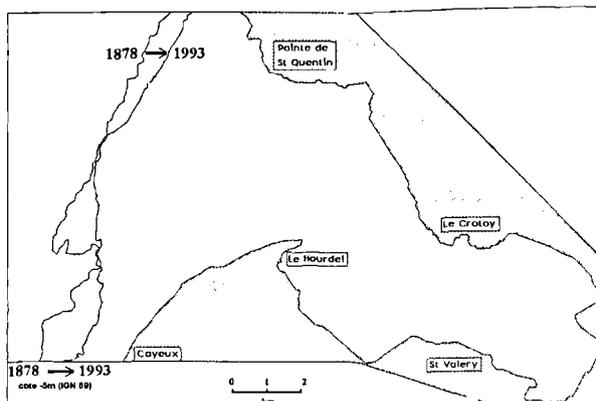


Fig. 7. — Déplacement du 0 marin de 1878 à 1993.

Fig. 7. — 0 sea level move from 1878 to 1993.

colonisées par les végétaux; leur surface passe de 6 km² à 20 km² (fig. 8).

III. — CAMPAGNE DE MESURES DE 1992-1993

La campagne de mesures menées par le cabinet Hydroexpert et la D.D.E. a apporté des données actualisées et complémentaires concernant les facteurs hydrodynamiques et les mouvements de sédiments.

Les mesures effectuées au moyen d'échelles de marées par divers coefficients vérifient l'importance du marnage. Par comparaisons avec les informations marégraphiques acquises à Dieppe (Sogréah et LNH, 1995), on en déduit une amplitude extrême qui dépasse 11 m en fond de baie ce qui correspond à la cote 6,25 m IGN 69 (fig. 9). De plus peut s'ajouter l'effet de surcote due principalement au vent qui peut atteindre 1 m (cette valeur a été approchée lors de la tempête de février 1990 au niveau de la digue des Bas Champs de Cayeux). On observe en outre un léger

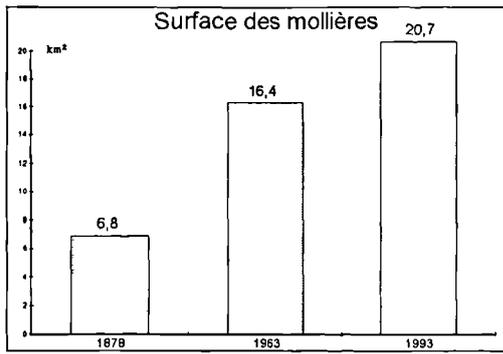


Fig. 8. Augmentation de la surface des mollières.
Fig. 8. — *Shorre surface increase.*

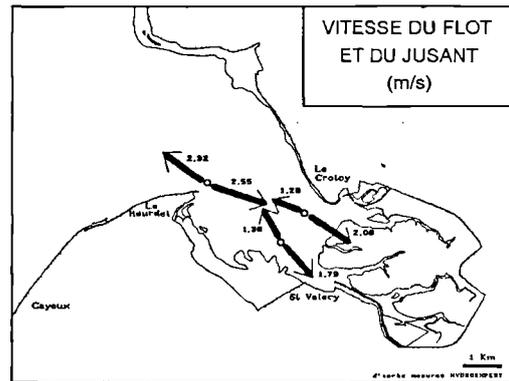


Fig. 10. — Courants tidaux par fort coefficient.
Fig. 10. — *Tidal currents during spring tides.*

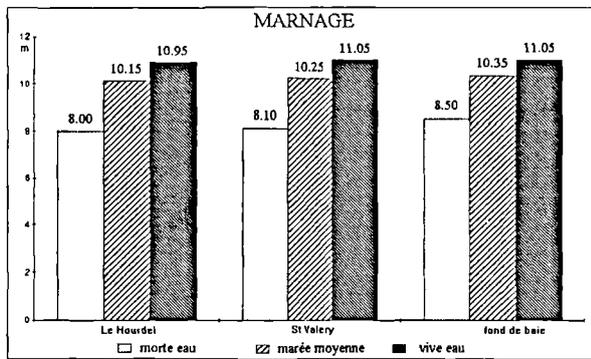


Fig. 9. — Augmentation du marnage de l'entrée au fond de la baie.
Fig. 9. — *Increase of tidal amplitudes in the eastern end of the bay.*

phénomène d'amplification du marnage depuis l'entrée jusqu'au fond de la baie surtout notable par faible coefficient. L'estuaire de la Somme se comporte plutôt comme un estuaire hypersynchrone et non synchrone comme il avait été précédemment écrit (Beauchamp, 1994a).

La vitesse des courants de marées a été mesurée à l'aide de courantomètres en différents points, à différentes profondeurs et par vive eau, marée moyenne et morte eau. La valeur maximale enregistrée est de 2,55 m.s⁻¹ dans le chenal au Nord du Hourdel (fig. 10). En surface, la vitesse du flot est généralement supérieure à celle du jusant, ce qui est en accord avec l'asymétrie des courbes de marée (Beauchamp, 1994a). A mi-profondeur et sur le fond, les données sont plus hétérogènes en certains points de mesures; on peut soupçonner la défaillance de certains courantomètres au delà d'un certain temps de fonctionnement et l'erreur possible faite au moment de la conversion des données brutes avec les courbes d'étalonnage. La trajectoire des courants a été suivie par poursuite de flotteurs dérivants. On remarque que les flotteurs ont tendance à suivre les chenaux et revenir par le même itinéraire. Des vitesses élevées de l'ordre de 2,2 m.s⁻¹ ont été mesurées à hauteur du Hourdel; les courants de flot sont plus rapide que ceux du jusant.

Les masses d'eau mises en jeu dans un cycle de marée ont fait l'objet de diverses évaluations qui dépendent du

coefficient de marée et de la surface de baie considérée (Beauchamp, 1994b). Pour la partie interne de la baie, limitée à l'Ouest par la Pointe de St Quentin et Le Hourdel, la dernière estimation est de 110 millions de m³ pour une marée de vive eau: c'est la masse prise en compte pour la modélisation analogique (paragraphe V). Pour la même surface considérée, le volume oscillant est estimé à 50 millions m³ pour une marée de morte eau (extrapolation à partir des calculs de Beauchamp, 1994b). Comparativement, le flux d'eau douce apporté en baie par la rivière Somme et d'autres tributaires apparaît faible: pour un débit total moyen de 35 m³.s⁻¹, on arrive à un volume de 1,5 millions de m³ pour un cycle de marée.

La charge solide en suspension a été mesurée en même temps que la mesure des courants. Les résultats montrent une corrélation positive entre la vitesse du courant et sa charge solide. Le transport à proximité du fond est supérieur à celui en surface. Les valeurs fréquentes sont généralement comprises entre 0,1 et 1 g.l⁻¹. Selon l'analyse de Sogréah et LNH, le mécanisme de transport des sédiments est très irrégulier de par les grandes variations de vitesse instantanée et compromet l'extrapolation des résultats de mesures ponctuelles à l'ensemble de la baie. Il s'agit essentiellement de sable qui peuvent atteindre 0,20 mm de diamètre (figure 11). La matière organique n'est pas mentionnée, elle peut être pourtant abondante, particulièrement lors de "bloom" planctonique: des prélèvements faits en mars 1993 dans le chenal du Hourdel ont montré qu'environ 80 % de la charge en suspension étaient faits de matière organique, tant au flot qu'au jusant en vive eau. A cet apport d'origine marine, il convient d'ajouter l'apport de matériaux en suspension par les eaux douces: il est estimé à 20 mg.l⁻¹ (Beauchamp, 1994b). En prenant un débit total moyen de 35 m³.s⁻¹, c'est une masse de 22 000 tonnes qui s'ajoute à l'apport annuel d'origine marine. Ces matériaux sont fins et sont faits de limon et de matière organique qui est prépondérante; le volume équivalent est estimé à 15 000 m³ par an. L'eau douce a tendance à rester en fond de baie (Rybarczyk, 1993): ces matériaux fins s'y décantent et contribuent à l'avancée des mollières, notamment entre Le Crotoy et St Valery.

La synthèse des résultats, effectuée sur l'ensemble des stations de mesure par Hydroexpert et reprise dans le rapport de Sogréah et LNH, montre des débits solides sortant supérieurs aux débits solides entrant, ce qui est pour

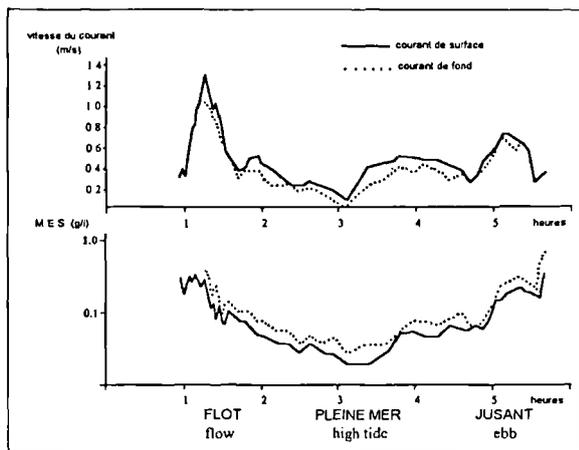


Fig. 11. Courants de marée et Matière En Suspension au cours d'un cycle tidal de vive eau.

Fig. 11. — Tidal currents and suspended matter during a spring tide.

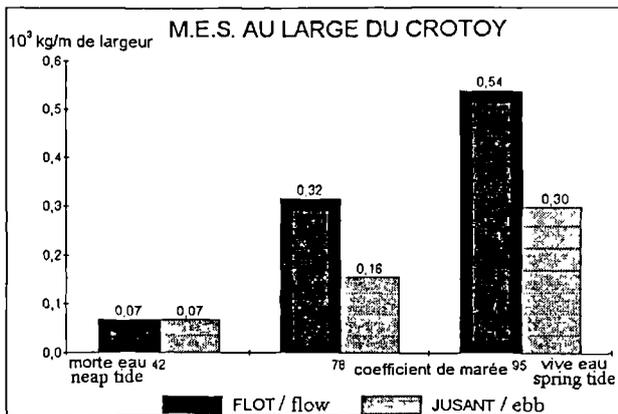


Fig. 12. Flux de Matières En Suspension au large du Crotoy.

Fig. 12. — Suspended matter off Le Crotoy.

le moins surprenant et qui est en contradiction avec l'exhaussement des fonds. Cette contraction a d'ailleurs été déjà discutée dans le rapport de Sogrèah et LNH. La méthodologie des prélèvements et la validité des mesures à certaines stations paraissent critiquables. Le mécanisme de transport par "bouffées" est également impliqué. En revanche, les résultats paraissent tout à fait cohérents au large du Crotoy (fig. 12); ils montrent notamment que le remplissage du fond de la baie se fait surtout par fort coefficient. La végétation du schorre, très développé en cette partie, joue un rôle déterminant dans le piégeage des particules.

Le transport par traction sur le fond n'a pas été évalué sur le terrain. Il faut reconnaître que la pose de piège à sédiments au fond des chenaux n'est pas réalisable dans des conditions de sécurité admissibles (les mesures de courants en embarcation à l'entrée de la baie sont déjà délicates). La forme et la progression des figures sédimentaires au cours d'un cycle de marée ne peuvent être observées qu'entre les chenaux et l'étendue de la baie ne permet pas la généralisation d'observations ponctuelles. L'occurrence

d'antidunes à l'entrée de la baie (au niveau notamment de la pointe de St Quentin) témoignent de l'importance locale du transport sur le fond.

Enfin, l'analyse des sédiments prélevés à l'intérieur de la baie montre des résultats très proches de ceux de la campagne de 1965 conduite par le LCHF: les grains sont bien classés autour d'une moyenne à 0,17 mm. Des sables moins fins (0,20 mm) sont rencontrés à l'entrée de la baie et dans le chenal de la Somme; la fraction vaseuse est abondante, jusqu'à 70 %, en fond de baie et entre Le Hourdel et Cap Hornu (fig. 13). Du point de vue pétrographique, les grains sont surtout composés de quartz (80 à 90 % environ) avec quelques silex, des grains de glauconie et des fragments de coquilles (Beauchamp, 1994c).

IV. — BILAN SÉDIMENTAIRE

L'évaluation de la vitesse d'exhaussement des fonds et du volume de sédiments déposés en un an dans la baie est faite par comparaisons des documents cartographiques fiables et disponibles. Grâce aux traitements effectués par Sogrèah et le LNH (1995), nous avons pu utiliser les levés hydrographiques et topographiques du SHOM en 1878, les levés photogrammétriques de 1963 et ceux de Topophot complétés par la bathymétrie effectuée par le port autonome de St Nazaire en 1993. Les missions de 1878 et 1993 couvrent également le delta de marée s'étendant à l'extérieur de la baie; la mission de 1963 n'intéresse que l'intérieur de la baie. Compte-tenu de ces impératifs, la surface de baie considérée a été limitée à l'Ouest par une ligne N-S arbitraire joignant la pointe de St Quentin au cordon de galets du Hourdel (voir figures 4-5), soit 43 km² environ.

1) Levés de 1835

Une première mission de lever hydrographique avait été effectuée par le SHOM en 1835. Le nombre de sondes était faible. Par comparaison avec les données de 1878, Héraud

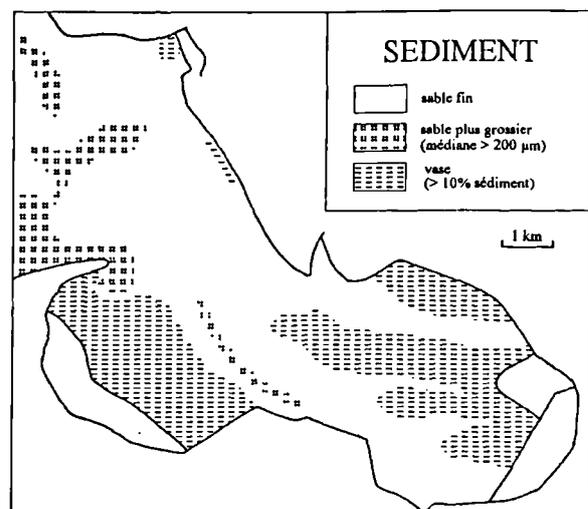


Fig. 13. — Grands traits de la répartition des sédiments en baie (d'après les résultats de la campagne Hydroexpert de 1992-93)

Fig. 13. — Sketch of sediment distribution within the Somme bay.

(1880) avait calculé un exhaussement de 0,77 m, soit 1,8 cm/an. Le delta de marée montrait un recul de l'ordre de 1000 m en seulement 43 ans. Ces chiffres paraissent excessifs et n'ont qu'une valeur indicative.

2) Comparaison des levers de 1878 et 1993.

Les levers de 1878 sont considérés comme le premier document fiable et précis.

EVOLUTION DE LA BAIE	1878-1993	
	1878	1993
surface (km ²)	43,6	43,1
cote IGN69 moyenne	2,13	3,56
taux de remplissage		
hauteur	1,2 cm/an	
volume	535 10 ³ m ³ /an	
progression des mollières		
	120 10 ³ m ² /an	
recul du 0 hydrographique		
surface	56 10 ³ m ² /an	
longueur	5,4 m/an	

Tabl. I. — Evolution de la baie de 1878 à 1993.
Table I. — Somme bay evolution from 1878 to 1993.

Le tableau I montre des valeurs moyennes qui reflètent très imparfaitement l'évolution de la baie. En effet le taux de sédimentation est très variable selon les lieux (voir paragraphe II) et la hauteur moyenne d'exhaussement (1,2 cm par an) est peu significative puisqu'elle correspond à la somme algébrique de l'évolution des zones d'érosion et de

sédimentation; la Sogréah arrive à une valeur légèrement supérieure (1,5 cm par an). En revanche, le volume total de matériaux déposés est plus réaliste: plus de 500 000 m³ de sédiment restent dans la baie chaque année.

Comme le montre la figure 7, le niveau 0 hydrographique se rapproche de la côte à la vitesse moyenne de plus de 5 m par an: ce déplacement traduit l'érosion au large du delta de marée dont la surface actuelle est évaluée à 70 km². Pour mémoire, Binet (1994) l'a évalué à 200 km² au début du XVII^{ème} siècle

3) Apport de la mission photogrammétrique de 1963

Les données de cette mission permettent de mieux cerner l'évolution du remplissage.

	1878-1963	1963-1993
taux de remplissage		
hauteur	1,1 cm/an	1,6 cm/an
volume	484 10 ³ m ³ /an	695 10 ³ m ³ /an
progression des mollières		
	114 10 ³ m ² /an	140 10 ³ m ² /an

Tabl. II. — Taux de remplissage de la baie et progression des mollières de 1878 à 1993.

Table II. — Filling rate and schorre progression between 1878 and 1993

Le tableau II montre que la vitesse du remplissage paraît augmenter au cours de ces dernières années; la progression des mollières s'accélère. Le volume annuel de sédiments déposés dans la baie approche les 700 000 m³.

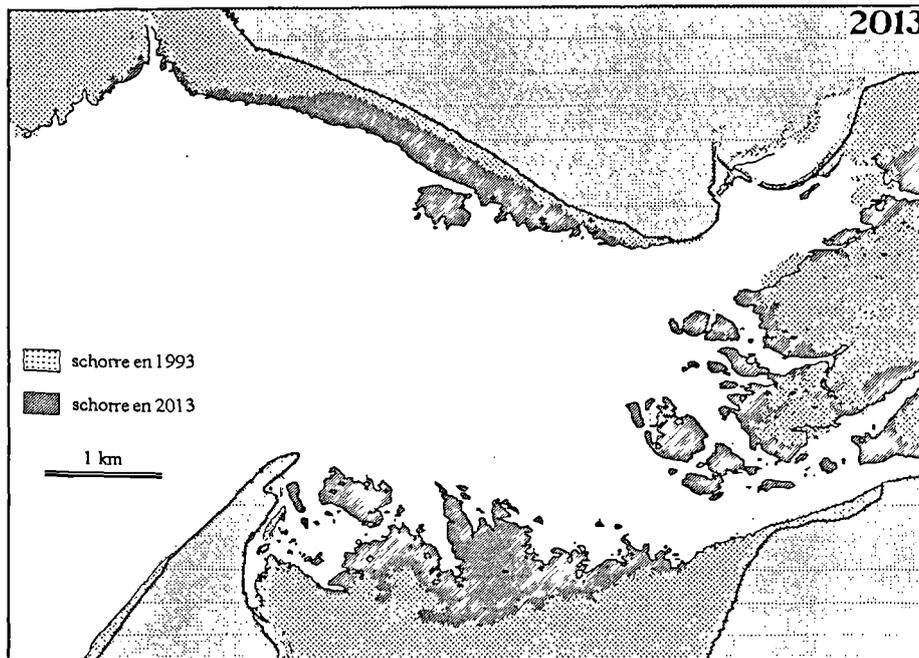


Fig. 14. — Prévion du comblement en 2013 (d'après modélisation analogique de Sogréah)

Fig. 14. — Morphology in 2013 predicted by modelling (according to Sogreah works).

Pour mémoire, on peut retenir une moyenne de 1 900 m³ de matériaux supplémentaires par jour, près de 1 000 m³ par marée, pour autant que ces évaluations moyennes aient une signification. La sédimentation est intense au niveau de Cap Hornu, à l'abri de la digue submersible, puisqu'elle atteint 2 m, soit près de 7 cm par an.

V. — PROSPECTIVE

A partir des données en nature collectées lors de la campagne de 1992-93, la Sogréah a pu construire un modèle réduit de la baie, reproduire les mécanismes hydro-sédimentaires et simuler l'évolution dans les 20 prochaines années. Un certain nombre de propositions d'aménagement a été étudié.

La modélisation a été réalisée à l'échelle de 1/350 en plan et 1/60 en hauteur (la longueur du modèle réduit était de 48 m). Le dispositif a été décrit dans les rapports de Sogréah et LNH et résumé dans Beauchamp (1998). L'emprise du modèle ne concerne que l'intérieur de la baie; le delta de marée n'est pas couvert. Le générateur de houle et la rampe d'apport de sédiments sont placés à l'entrée de la baie modélisée. Un "essai de référence" est calé de façon à reproduire l'évolution observée de la baie entre 1963 et 1993, puis l'expérience est poursuivie dans les mêmes conditions de façon à prévoir l'évolution de la baie et son aspect en 2013 (fig. 14). Diverses possibilités d'aménagements sont ensuite testées sur le modèle avec chaque fois le relevé des modifications produites.

Dans les essais prospectifs, on note la poursuite de l'exhaussement des fonds dans les zones les plus hautes et en fond de baie. L'exhaussement est particulièrement net sur la plage au NW du Crotoy (1 m soit 5 cm par an!). Les dépôts sont également importants dans la partie sud de la baie, entre Cap Hornu et Le Hourdel (60 cm soit 3 cm par an). Dans le secteur du Hourdel, le poulcier qui progresse abrite une zone plus calme où s'accumulent les sédiments vaseux. Sur l'ensemble de la baie interne, le taux moyen de sédimentation atteint 1,7 cm par an et la progression des mollières s'effectue au rythme de 150 à 160.10³ m² par an (fig. 15).

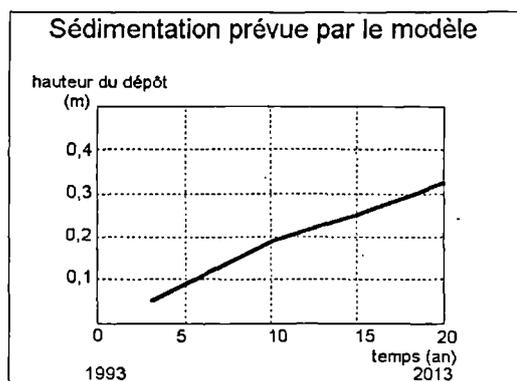


Fig. 15. — Taux de comblement prévu de 1993 à 2013 (d'après travaux de Sogréah).

Fig. 15. — Sedimentary filling ratio predicted by modelling.

Si les chenaux d'accès restent encore navigables grâce aux aménagements, l'envasement des trois ports se poursuit et la surface de slikke propice au développement des coques diminue. On remarque, comme il était prévisible, une simulation peu satisfaisante de la dynamique sédimentaire sur la bordure nord, entre la Pointe de St Quentin et l'embouchure de la Maye. Deux raisons peuvent expliquer cette distorsion. L'évolution de cette région est liée à celle du delta de marée qui n'est pas modélisé. De plus, la Pointe de St Quentin simulée dans le modèle est très proche du générateur de houle.

L'accélération du processus de colmatage dans les prochaines années ne peut que remettre en question la constance des choix dans la gestion du littoral qui est de règle depuis le siècle dernier et qui peut se résumer en un maintien coûte que coûte de la morphologie du moment (Beauchamp, 1998). Même si les interventions humaines ont une part de responsabilité, le comblement inexorable de l'estuaire est aussi la conséquence de la remontée eustatique actuelle telle qu'elle est observée en particulier sur les côtes de la Manche.

Remerciements. Je remercie le Conseil Général de la Somme de m'avoir autorisé à utiliser les données contenues dans les études récentes qu'il a commandées.

BIBLIOGRAPHIE

- BADAIRE C., BEAUCHAMP J. et BINET C. (1991). — Voiles de diatomées et colmatage d'une baie: la Baie de Somme. *Mém. A.S.F.* n°15, p. 19.
- BEAUCHAMP J. (1994a). — Rôle des facteurs dynamiques dans le colmatage de la Baie de Somme. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 3, p. 65-72.
- BEAUCHAMP J. (1994b). — Les agents dynamiques en Baie de Somme. *Trav. Dépt Géologie Univ. Picardie*, 3, p. 43-56.
- BEAUCHAMP J. (1994c). — Abrasion des galets et origine du sable en Baie de Somme. *Trav. Dépt Géologie Univ. Picardie*, 3, p. 75-85.
- BEAUCHAMP J. (1998). — Maintien du trait de côte et accès aux ports sur le littoral picard. Actes séminaire INTERREG, Univ. Brighton et Univ. Picardie Jules Verne, 38 p. (sous presse).
- BINET C. (1994). — La diminution de surface dans la Baie de Somme. Recherche des mécanismes. *Trav. Dépt Géologie Univ. Picardie*, 3, p. 101-110.
- BRIQUET A. (1930). — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Armand Colin, Paris.
- DUPONT J.P. (1981). — Relations entre bios et phénomènes sédimentaires intertidaux: le modèle de la Baie de Somme. Thèse 3ème cycle, Univ. Rouen, 310 p.
- HERAUD G. (1880). — Rapport sur la connaissance de la Baie de Somme et de ses abords en 1878. Recherches hydrographiques sur le régime des côtes. Cahier 10.
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France (1965). — Baie de Somme; mission d'étude en nature. Rapport de l'étude sédimentologique.
- LECONTE G. (1992). — Etude globale Baie de Somme. *Rapp. D.D.E./Conseil Général de la Somme*, 39 p.

- PIRAZZOLI P.A. (1989). — Present and near future global sea level change. *Pal. Pal. Pal.*, 75, p. 241- 258.
- RYBARCZYK H. (1993). — Processus d'eutrophisation et ses conséquences sur les peuplements d'un écosystème estuarien, un exemple en Manche orientale: la Baie de Somme. Thèse univ. Paris VI, 157 p.
- SOGREAH et LNH (1995). — Etude sédimentologique de la Baie de Somme. Rapp. Conseil Général de la Somme, 51.1442 R1, 65 p., 71 pl.
- SOGREAH (1997). — Etude sédimentologique sur modèle réduit de la Baie de Somme. Rapp. Conseil Général de la Somme, 51 1442, 26/06/97, 11 p.
- TEISSON C. (1992). — Surélévation future du niveau de la mer: conséquences et stratégie dans l'aménagement du littoral. Rapp. EDF-LNH, ME-42/90.42.
- TRIPLET P. (1995). — Réserve Naturelle de la Baie de Somme: Plan de gestion. SMACOPI/DIREN/ Cons. Région. Picardie/ Cons. Général Somme, 129 p.

PLAGE, DUNE ET VASIERE DE L'ESTUAIRE NORD DE LA SEINE

Beach, dune and mud flats of the northern shore of the Seine estuary

par Bernard HOYEZ(*) et Antoine CUVILLIEZ (*)

Résumé.— La rive nord de l'estuaire de la Seine comporte des vasières intertidales et des zones humides. Une étude s'appuyant sur des survols photographiques à basse altitude permet de classer les ensembles sédimentologiques et végétaux. Les processus contrôlant la sédimentation des sables et des vases, ainsi que les modifications de ligne de rivage, sont analysés. Il est mis l'accent sur trois points:

Les houles obliques engendrent une dérive littorale vers l'Est. Celle-ci est responsable de la formation d'une barre littorale et d'un estran sableux dont le matériel est repris par le vent pour édifier une dune bordière.

La zone vaseuse évolue sous le forçage de la houle et des courants de marée. Leur interférence est à l'origine d'aspects de surface variés, analysés à différentes échelles, en aérien et au sol. Une terminologie en est proposée et leur formation est discutée.

Si globalement le processus de comblement est inexorablement dominant (une chronique des vingt dernières années est rappelée), l'érosion est néanmoins active dans certaines zones, en particulier au niveau de la falaise de basse-slikke et des chenaux de marée.

Abstract. — *The northern shore of the Seine estuary include intertidal mudflats and wetlands. Low altitude air photographs coupled with detailed terrestrial surveys are used to classify sedimentological and vegetal subsets. The processes controlling sand and mud sedimentation and the shoreline drift are analysed. Three points are emphasized :*

Oblique waves generate a longshore drift towards the East. It builds up a coastal bar and a sandy foreshore whose material is blown up forming a back beach dune.

Mud flats evolve under the forcing of the swell and of the flood currents. The interference of these agents shapes various surface features, analysed at different scales, in the air or at the ground level. An appropriate terminology is proposed for these textures and their genesis is discussed.

Overall the filling process is inescapably prevailing (the last twenty-year history is presented), nonetheless erosion is strongly active in some areas, specially on a lower mudflat cliff and in the tidal channels.

Aujourd'hui, l'estuaire de la Seine n'a plus le visage de l'estuaire "sauvage" qu'il présentait encore au siècle dernier. A coup d'endiguements, de remblais et de dragages, les aménageurs et les ingénieurs ont restructuré cet espace pour qu'il réponde à des besoins économiques. Ce qui n'était auparavant qu'une vaste zone recouverte par les eaux d'où émergeaient à marée basse quelques bancs sableux a été progressivement poldérisé. Marécages à roselières, prairies et terrains vagues s'y sont implantés, avant d'être à leur tour colonisés par le complexe industriel et portuaire. Il subsiste cependant au nord de l'estuaire une zone protégée mais convoitée dont la richesse écologique est reconnue. C'est une zone fragile. Une modification des conditions hydrodynamiques peut l'amener à s'amenuiser ou à disparaître. L'objet de ce qui suit est de contribuer à en dresser l'état des lieux.

I. — SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Presque toutes les zones "naturelles" de l'estuaire doivent en fait leur existence et leur géométrie à des ouvrages

artificiels (fig.1). Pour comprendre leur évolution, il faut prendre en compte la chronologie des travaux. Une coupe transversale N-S de l'estuaire aval, au niveau du terminal pétrolier, permet de distinguer 3 chenaux principaux :

- un Chenal Nord, ou **Fosse Nord**, séparé localement en deux par un haut-fond sableux, le **Banc d'Amfard**;
- un chenal médian servant de chenal principal de navigation, appelé **Chenal de Rouen**;
- un Chenal Sud, ou **Fosse Sud**.

Ces chenaux sont limités par 2 digues submersibles : la **Digue Basse Nord** et la **Digue Basse Sud** (ou Digue du Ratier). Celles-ci sont ancrées sur des barres sableuses longitudinales, en particulier l'important Banc du Ratier. La Fosse Nord, comme la Fosse Sud, sont d'anciens chenaux de navigation et seul le Chenal de Rouen est entretenu par dragage. A la différence de la Fosse Sud, la Fosse Nord ne se termine pas en cul-de-sac : à son extrémité amont, la Digue Basse Nord s'abaisse (brèche ou passe) permettant une communication avec le Chenal de Rouen.

La zone étudiée correspond à la slikke, au schorre et aux marais qui s'étendent au Nord de la Fosse Nord. Sa limite

(*) Laboratoire de Mécanique de l'Université du Havre 76600 LE HAVRE, travaux effectués dans le cadre du Programme National de Recherche sur les Zones Humides (estuaire et marais de la Seine)

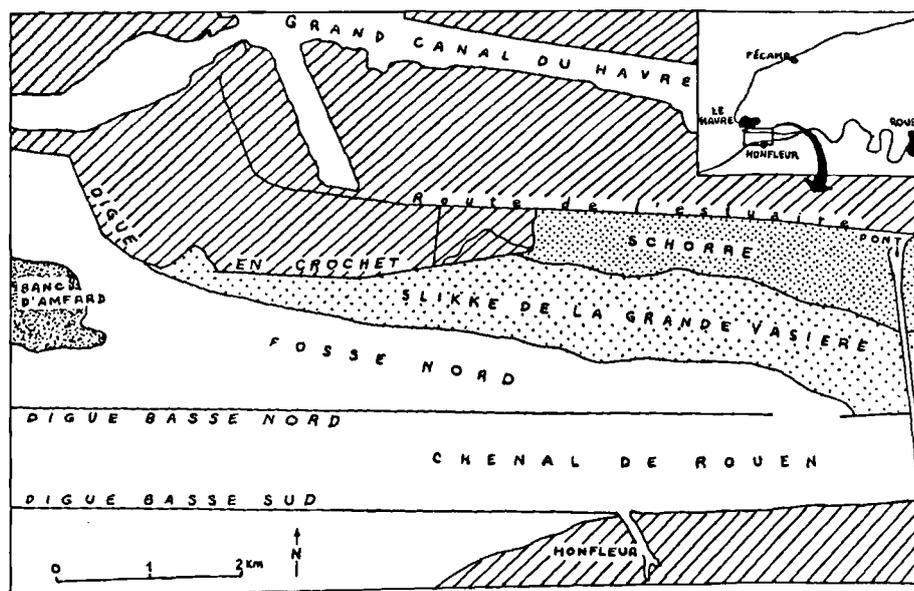


Fig 1. — Schéma cartographique de la zone étudiée

Fig 1. — Cartographical sketch of the studied area

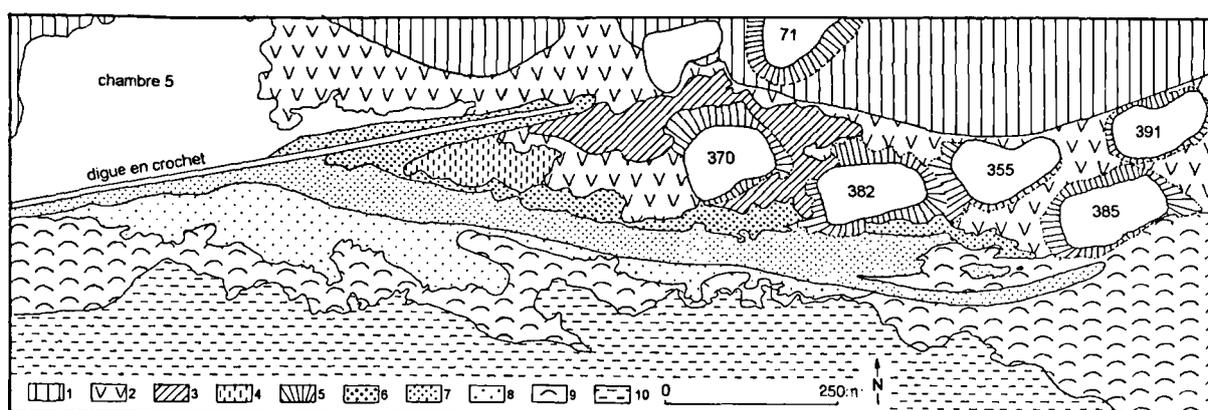


Fig 2. — Zonation sédimentologique et végétale autour de la dune

1 : remblai hydraulique ; 2 : phragmitaie ; 3 : zone à Aster et Scirpe ; 4 : prairie à *Agropyrum* ; 5 : zone essartée ; 6 : dunes ; 7 : cordon littoral, barre ou flèche sableuse, bêche et trottoir déflationnaire ; 8 : estran sablo-vaseux ridé ; 9 : estran vaseux supérieur à arrachements ; 10 : estran à crème de vase lisse. La numérotation des gabions est celle de l'office de chasse.

Fig. 2. — Sedimentological and vegetal zoning around the dune

1 : hydraulic embankment ; 2 : reedy marsh ; 3 : Aster and Scirpus area ; 4 : *Agropyrum* grassland ; 5 : cleared area ; 6 : dunes ; 7 : shore bar, sandy spit, runnel and deflation lag surface ; 8 : rippled sandy-muddy foreshore ; 9 : upper muddy foreshore with tearings ; 10 : smooth foreshore made of soft mud.

septentrionale est fixée à la **Route de l'estuaire** qui jalonne l'emplacement de la digue nord insubmersible achevée en 1969. Vers l'Ouest, la limite adoptée correspond à la **Digue en crochet** (fig. 1 & 2) qui barre en oblique la Fosse Nord. La construction de cette digue d'Ouest en Est s'est étagée entre 1973 et 1978. Vers l'Est enfin, le remblai du **Pont de Normandie** édifié en 1988 constitue un écran à l'Est duquel les vasières intertidales sont réduites. Les vasières de l'estuaire constituent une zone plate où les repères de terrain font défaut. Pour rendre les descriptions plus faciles et plus précises, nous avons dû élargir la toponymie officielle, soit en empruntant la toponymie de la Société de chasse, soit en créant notre propre toponymie (fig.3 & 4).

II. — SITUATION HYDROLOGIQUE

Des données précises sur l'hydrologie de l'estuaire sont fournis dans différents ouvrages (Bellesort & Migniot, 1986; Avoine, 1981; Vigarie, 1963; Germaneau, 1968).

Le régime de marée est de type macrotidal (par exemple un marnage de 7,90 m pour la marée de coefficient 118 du 11 mars 1997). L'onde de marée est dissymétrique : l'onde de flot s'installe de manière assez brutale et sa durée est plus courte que celle du jusant. La durée de l'étalement de pleine mer est d'un peu plus de deux heures en moyenne. Au niveau de la Fosse Nord, c'est-à-dire du domaine marin bordant notre zone

d'étude, il manque des données récentes et précises sur les vitesses des courants de marée. Germaneau (1968) cite des valeurs supérieures à 2m/s. Les vitesses maximales devraient être enregistrées au niveau de la passe amont à proximité du Pont. En dehors du chenal, sur les petits fonds, les vitesses sont amorties.

Les vagues provenant de la Baie de Seine pénètrent dans les chenaux avec leurs crêtes disposées approximativement dans la direction N-S. Cette disposition s'observe sur les photographies aériennes. Sur les banquettes latérales, elles subissent une réfraction qui tend à les rapprocher des isobathes. Cette réfraction entraîne leur amortissement et leur ralentissement. Les houles les plus fréquentes sont donc de secteur sud-ouest. Nous verrons plus loin qu'il est possible de les mesurer par leurs effets sur l'estran. Ainsi que le notent Silva Jacinto *et al.* (1997), les vagues les plus intenses sont des agents de mise en suspension qui renforcent l'agent hydrodynamique majeur qu'est la marée.

Un autre effet des vagues qui intervient sur la sédimentation locale est le courant de **dérive littorale** ou **courant littoral de houle**. Un tel courant est engendré par l'obliquité des vagues avec le trait de côte. L'existence de la digue en crochet, allongée dans la direction W-E sur environ 4 kilomètres, constitue un obstacle important à la propagation de la houle. L'obliquité avec les houles dominantes (SW) est assez élevée. L'application des formules quantifiant le débit solide du transit littoral (Bonnetille, 1992; formule du C.E.R.C. *in* Fredsoe & Deigaard, 1992.) conduit à une capacité de transport assez forte par des courants parallèles à la digue dans le sens W-E.

L'antagonisme entre les marées de forte amplitude et le débit fluvial est à l'origine du phénomène hydrosédimentaire qualifié de **bouchon vaseux**, reconnu depuis longtemps (Rajcevic, 1957; Vigarie, 1963; Germaneau, 1969; Avoine, 1981) et actuellement modélisé (Brenon *et al.*, 1997). Cette concentration exceptionnelle de matières en suspension possède un centre de gravité à proximité du point nodal, c'est-à-dire le point du fond où la circulation résiduelle est nulle. La position moyenne du bouchon vaseux en période de mortes-eaux et pour des débits fluviaux normaux se trouve un peu en amont d'Honfleur. Son oscillation semi-diurne est maximale (20 km) lors des vives-eaux et des crues alors qu'elle est très faible en condition de mortes-eaux et d'étiage. Le bouchon vaseux change de volume avec une périodicité d'une demi-lunaison : il se gonfle lors des coefficients décroissants et il se dégonfle lors des coefficients croissants. La sédimentation maximale des particules fines en suspension sur les bords de l'estuaire doit s'opérer au passage du bouchon vaseux lorsque celui-ci est le plus volumineux, à l'étale de PM pour des coefficients forts mais décroissants et par beau temps.

III. — LES MILIEUX SÉDIMENTAIRES ET ÉCOLOGIQUES

A) CARTOGRAPHIE GÉNÉRALE DE LA ZONE

La zone des vasières a fait l'objet d'études sédimentaires (Vigarie, 1963; Germaneau, 1968, 1969; Avoine, 1981), qui en ont dressé les grandes lignes (nature, variation et origine des sédiments). Une réactualisation de ces études est en cours dans le cadre du programme scientifique " Seine Aval " (Lesueur *et al.*, 1997). Les aspects écologiques ont été mis en valeur par Bessineton (1992), Simon (1990), Le Neveu

(1990). Notre contribution, basée sur l'étude comparée de l'imagerie aérienne et de l'observation de terrain, est de faire le point sur l'évolution récente. Un des traits marquants de cette évolution a été, au début des années 1980, l'apparition d'une plage et, à sa suite, d'une dune. Si la présence de dunes est banale en Basse-Normandie, elle est par contre unique en Haute-Normandie, cette région étant caractérisée par son littoral à falaises. Les milieux caractérisés par des phénomènes sédimentaires actifs sont la plage, la dune et le marais maritime.

a) La plage : influence des vagues

La plage est la partie du rivage où se déposent des sédiments à dominante sableuse, ici des sables fins (grains d'un diamètre de l'ordre de 0,2 mm). Elle s'allonge, adossée à la digue en crochet à partir de la chambre de stockage ouest (chambre 5), puis elle s'en écarte obliquement vers l'Est en constituant une flèche d'environ 1,2 km (fig. 2). C'est dans ce dernier secteur qu'elle est la mieux différenciée et que porte notre analyse.

Cette plage peut être subdivisée dans le sens terre-mer en :

- une arrière-plage (zone envahie lors des tempêtes et des marées de vives-eaux) qui comporte une baine temporaire et une barre littorale sableuse;
- un estran supérieur sableux.

L'estran (zone intertidale des marées moyennes) est hétérogène, seule sa partie supérieure est nappée par des sables et répond à la stricte définition de plage. La partie inférieure de l'estran est vaseuse. Episodiquement, une autre barre souvent discontinue et une baine au profil surbaissé peuvent se dégager de l'estran sableux (barre et fosse de lévigation : Bonnetille, 1992).

La barre de plage est linéaire dans son ensemble (direction N110E), avec une courte baïonnette dans la partie moyenne. Son extrémité est recourbée en hameçon vers le Nord et tronçonnée par un chenal de vidange de gabion. Dans cette partie terminale à l'Est se produisent des accumulations coquillières. L'extrémité de la plage subit des remaniements importants lors des tempêtes en période de vives-eaux. Les sables coquilliers ont envahi successivement plusieurs gabions : un gabion est totalement recouvert depuis quelques années, les gabions 351 et 389 sont partiellement ensablés. Vers l'Est, la couverture sableuse s'amenuise et disparaît à l'Est du chenal de marée Macreuse (fig.3).

b) La dune : influence du vent

La dune correspond à une zone sédimentaire édiflée principalement par le vent. Elle s'étend ici (fig. 2) régulièrement derrière la barre littorale sableuse qui l'alimente grâce aux vents les plus violents de secteur ouest (à la station météo du port du Havre, les vents de secteur Est de 4 à 10 noeuds sont les plus fréquents, par contre la majorité des vents supérieurs à 21 noeuds souffle de N280E). Elle est caractérisée par des monticules ou des mottes, coalescents ou non, rapidement colonisés par la végétation. Sa largeur atteint une cinquantaine de mètres à l'Ouest, là où elle est également la plus élevée puisqu'elle grimpe, submerge et dépasse la faite de la digue. La zone dunaire peut être subdivisée en :

- une ceinture de monticules fixés, au Nord
- un trottoir déflationnaire, au Sud.

Les très grandes marées atteignent exceptionnellement les monticules dunaires qu'elles sapent à leur base, s'insinuent

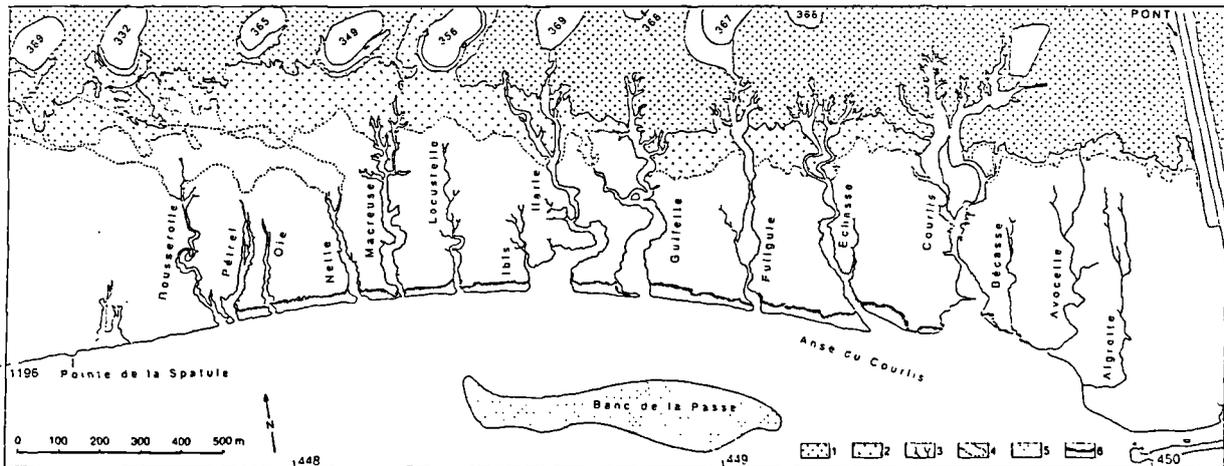


Fig 3. — La zone des chenaux
 1 : herbus ; 2 : haute slikke en voie de colonisation végétale ;
 3 : slikke nue à chenaux ; 4 : extension orientale des placages sableux ; 5 : banc sableux ; 6 : falaise

Fig.3. — Tidal channels area
 1 : grassland ; 2 : upper mudflats with pionner plants ; 3 : bare mud flat with tidal channels ; 4 : eastern spreading of the sandy sheets ;
 5 : sandy bank ; 6 : cliff.

dans les dépressions et produisent des nappages sableux dans les mares derrière la dune (washover).

c) *Le marais maritime : influence des marées*

Il s'agit d'étendues peu déclives marquées par des accumulations sédimentaires fines (vases, silts). De telles zones (tidal flats) se développent sur les côtes macrotidales, protégées et nourries et il est donc très fréquent de les rencontrer sur les bordures aval des estuaires. Leur morphologie générale comprend (fig. 1, 2 & 3) :

- la **slikke** qui est la zone de balancement des marées dépourvue de végétation, excepté au niveau de la haute slikke où apparaissent des halophytes pionnières.

- le **schorre** qui est la zone gagnée par la végétation et recouverte uniquement à l'occasion des grandes marées de vives-eaux.

- le **marais s.s.** qui est la zone protégée des inondations marines. Ce vieux schorre présente un modelé hérité de phénomènes naturels (chenaux) ou artificiels (endiguements, remblais hydrauliques). On y distingue des dépressions occupées par des prairies pérennes, des prairies exondées et des remblais envahis par la végétation arbustive.

La slikke est le domaine de la vase, plus ou moins meuble selon son imprégnation d'eau. La partie basse est incisée de chenaux de marée, dendritiques à l'amont, plus méandriques à l'aval avec présence de captures.

B) ZONATION TRANSVERSALE À L'OUEST DE LA VASIÈRE

1) *Les faciès sédimentaires et végétaux*

Les faciès sédimentaires et végétaux évoluent longitudinalement. Leur description s'appuiera sur deux transects, respectivement à l'Ouest et à l'Est de la vasière. La

première coupe passe par l'extrémité orientale de la digue en crochet (fig. 2) . Elle évolue de manière saisonnière, la référence est celle de septembre 1997. On y observe du Sud au Nord :

a) *Le talus envasé de la fosse*

Ce talus est régulièrement et faiblement pentu au niveau du profil. A l'Ouest de ce profil, un placage sableux vient s'appliquer sur le talus, découvrant lors des fortes marées. Celui-ci est tapissé de mégarides d'environ 10 mètres de longueur d'onde et il reste visible jusqu'au niveau de la courbure vers le Nord de la digue en crochet. Sur certaines cartes, cette levée sableuse prend le nom de Gambe d'Amfard.

b) *L'estran inférieur à crème de vase et à chenaux*

Cette zone est impraticable à pied du fait de la forte épaisseur de vase molle. Les photographies aériennes révèlent des chenaux de marée incisant régulièrement la vase. Ils sont espacés de 4 à 10 mètres, de faible profondeur, rectilignes et non ramifiés.

c) *L'estran moyen à crème de vase lisse*

La vase recouvrant cette zone est très molle. Sa teneur en eau est supérieure à sa limite de liquidité ce qui donne une surface lisse. Ne découvrant longtemps que lors des marées de vives-eaux, elle reste gorgée d'eau et tapissée en surface d'une voile d'eau. Cette zone est très fréquentée par les oiseaux en quête de nourriture.

d) *L'estran vaseux supérieur à arrachements*

Cette zone présente une surface irrégulière et changeante au gré des marées et des houles. Le déferlement des vagues et l'énergie concentrée sur la couche limite sont les agents responsables de son modelé. Les dénivelés entre les bosses et les creux peuvent atteindre à l'extrême une cinquantaine de centimètres avec une morphologie de lapié très accusée ou

être plus modestes et se réduire à de minuscules “ marches d’escalier ”. La morphologie la plus typique est la micro-falaise, haute de 5 à 10 centimètres, au dessin en plan sinueux avec des courbes d’environ 2 mètres de rayon. Cette micro-falaise entaille généralement une vase claire plastique, avec une teneur en eau plus faible que les vases précédemment décrites et possédant une certaine cohésion.

La morphologie en escalier est due à la stratification des sédiments superficiels. Le pied de la micro-falaise consiste en un mince lit de sable, de sable vaseux ou encore de vase différemment consolidée. Cette hétérogénéité entraîne un décollement préférentiel sous-aquatique, soit au moment du passage de la vague par soulèvement lorsque la composante du mouvement orbital est dirigée vers le haut, soit par accroissement de la turbulence au déferlement. Les galettes arrachées sont roulées en galets mous et transportées dans les étages supérieurs. Les surfaces supérieure et inférieure de la micro-falaise peuvent être lisses lorsqu’elles sont vaseuses ou bien ridées lorsqu’une mince couche de sable les recouvre. Au moment du jusant, la vase cohésive de la micro-falaise, oblique par rapport à la pente, constitue un obstacle à l’évacuation de l’eau, ce qui provoque localement une convergence et une augmentation de la turbulence. Il se forme des rigoles d’affouillement méandriques redistribuant des sables empruntés à l’amont.

e) *L’estrans sablo-vaseux ridé*

Cette partie d’estrans est mobile. Le manteau sableux qui la recouvre migre soit vers la mer en période agitée, soit vers le rivage en période calme. Dans ce dernier cas, la zone dégarnie est occupée par une vase ancienne consolidée ou par une vase molle juvénile.

Typiquement, la surface sableuse est tapissée de rides de vagues dont la dissymétrie s’accroît vers le rivage. La longueur d’onde des rides est variable allant de 7 cm dans les sables les plus porteurs à 12 cm dans des sables moins cohésifs. La direction des rides est comprise entre N106 et N125E avec une moyenne à N115E. La bande de sable est assez irrégulière. Elle peut dessiner lorsqu’elle se rapproche de la digue (réflexion des vagues) des croissants de plage (beach cusps). Les rides peuvent se modifier soit sous l’effet de courants de jusant (crêtes aplaties), soit sous l’effet de réflexion de la houle (rides obliques d’interférence ou même inversion de la dissymétrie). En creusant sur une quarantaine de centimètres, on remarque des alternances de couches sableuses et de couches vaseuses, noires en profondeur.

f) *Les microfalaises*

Plusieurs microfalaises en escalier peuvent apparaître localement (altitude moyenne 7,40 m C.M.) lorsque la barre sableuse est bien marquée. Leur hauteur individuelle est de l’ordre de quelques centimètres. Elles sont taillées dans des niveaux de vase consolidée et pour certains fortement bioturbés (gainés d’annélides mises en relief par l’érosion) ou tourbeux. Les débris ou les plaques de vase arrachés sont entraînés plus haut sur la plage. La zone des microfalaises correspond à la zone de déferlement terminal des vagues. C’est la zone d’énergie hydrodynamique la plus forte.

g) *La barre littorale sableuse*

Le sable accumulé se rassemble en une barre au profil triangulaire (altitude 8,50 m C.M.). Le versant du côté marin

correspond à la zone de swash lors des PM moyennes. Plusieurs laisses à coquilles brisées s’y étagent, les débris les plus gros et les plus intacts étant les plus élevés. La surface est globalement lisse. Les valves dispersées de lamellibranches montrent typiquement leur convexité vers le haut et leur crochet en aval courant. Autour de ces valves, un croissant dépressionnaire cerne leur côté amont courant. Le versant du côté terre correspond à la zone d’over-swash et n’est balayé par l’eau que lors de PMVE. La surface est lisse car les rides linéaires formées au moment du débordement au-dessus de la barre ne sont pas préservées.

h) *La bêche*

Cette dépression est temporaire, elle se creuse surtout en période de vives-eaux et par beau temps. L’eau d’overswash qui s’y rassemble est évacuée par des chenaux de vidange incisant la barre sableuse, mais une partie reste piégée au jusant. Une croûte vaseuse superficielle de décantation subsiste là où l’eau s’est infiltrée ou évaporée. Au niveau des chenaux de vidange abondent les rides de courant (lingoïdes, rhomboïdes). En période de mortes-eaux, la bêche n’est plus fonctionnelle et l’action éolienne peut la combler. En période de tempête, le nivellement de la barre sableuse la rend indiscernable.

i) *Le trottoir déflationnaire et la laisse de PMVE*

Il s’agit d’une surface très peu inclinée vers l’estrans dont la largeur et l’aspect varie au cours du temps. Elle est plus plate et plus large (30 m environ) à l’issue des grandes marées. La croûte vaseuse de décantation, desséchée, constitue une protection vis à vis du piétinement et du vent faible. Cette surface peut évoluer sous l’effet de vent plus violents. Les défauts de planéité (galettes d’argile, coquilles, débris artificiels de laisse de PMVE) constituent généralement des amorces d’érosion (à l’avant) et de dépôt (à l’arrière). Il se forme des placages sableux peu épais, de contour elliptique ou rhomboïdal, parfois jointifs, de 2 à 5 mètres de longueur. Leur surface est tapissée de rides éoliennes. L’accumulation sableuse reste faible et ces formes ne parviennent pas à s’engraisser à l’exemple des barkhanes désertiques.

j) *Les mottes dunaires*

Des mottes dunaires se forment dès qu’une plante halophile arrive à se fixer et à ralentir la vitesse du vent. Les formes les plus pionnières sont les mottes à *Cakile maritima* qui n’existent qu’à la pointe occidentale de la dune ; elles ont un diamètre rarement supérieur au mètre, leur développement maximal correspond à leur floraison à la fin de l’été ou au début d’automne. Puis, des monticules dunaires (altitude 9,5-10 m C.M.), de forme elliptique ou fuselée, d’une hauteur maximale de 1,5 m pour une longueur de 4 à 5 m, sont colonisés par la végétation (*Ammophila arenaria*). Le tapis végétal plus dense du côté du vent dominant (secteur sud-ouest) ralentit le vent et permet l’accumulation du sable sur le côté opposé. Les petites mottes, moins évoluées, montrent en outre un croissant dépressionnaire du côté du vent dominant. Différentes coupes montrent des feuillettes obliques inclinés d’une dizaine de degrés et ayant une direction de pendage prévalente vers le Nord-Est. D’autres directions de dépôt en avalanche existent témoignant de vents différents. La surface dunaire est couverte de rides éoliennes asymétriques, rectilignes, de longueur d’onde moyenne de 5,25 cm. L’orientation des rides varie au gré des vents (les vents forts et secs d’Est produisent des rides bien marquées) et des obstacles topographiques. A l’Ouest, les monticules grimpent sur les

blocs de quartzite constituant la digue. Dans les dépressions interdunaires protégées poussent des tapis d'*Honckeya peploides*.

k) *La dune fixée et la prairie à Agropyrum*

Au Nord des monticules, le sol est moins élevé et les reliefs atténués. Le tapis végétal devient dense et continu. Il s'agit essentiellement de Graminées. A l'Ouest, c'est une prairie à *Agropyrum junceiforme* qui se développe jusqu'à la digue. A l'Est, la ceinture à *Agropyrum* est réduite et fait place vers le Nord à une roselière à *Phragmites australis*. On trouve associés *Scirpus maritimus*, *Ammophila arenaria* et un brome.

l) *L'arrière-dune*

Selon la présence ou l'absence de la digue, l'étagement des faciès est différent. Deux coupes A et B correspondant respectivement à l'Ouest et à l'Est de la fig. 2 peuvent être poursuivies.

— A1 *La dépression résiduelle*

Coincée au Nord par la digue et au Sud par la dune, une dépression constitue le vestige de l'ancienne vasière. Cette mare se termine en pointe à l'Ouest, en voie de comblement par le sable. Elle est remplie d'eau sur une hauteur d'une cinquantaine de centimètres au maximum. Elle est colonisée par *Aster tripolium* et dans les zones les plus profondes par la Spartine. Sur les bords se développent *Matricaria maritima* et *Scirpus maritimus*.

— A2 *L'enrochement et la dune forcée*

Le sable balayé par le vent, empâte plus ou moins les blocs de quartzite constituant la digue. Il sert de support à *Euphorbia paralias* en partie basse, et plus haut à la fougère Grand Aigle, *Smyrniolum olusatrum*, ainsi qu'aux orties, plantains et chardons. Des saules isolés s'accrochent près du faite bétonné de la digue, accompagnés de *Melilotus alba* et *Solanum dulcamara*. La piste ensablée est colonisée par le *Lychnis*, de minuscules touffes de *Cakile maritima* et divers champignons sous les saules. Le revers nord de la digue où l'ensablement progresse vers l'étang est occupé par *Tussilago farfara* et *Budleya davidii*.

— A3 *L'étang de la chambre 5*

La chambre 5, cloisonnée par des digues, est occupée par une pièce d'eau permanente, peu profonde et saumâtre, accueillant de nombreux oiseaux. Il y pousse en abondance *Zanichiella palustris*. Sur le bord nord de l'étang s'étagent successivement une zone à Scirpe, une zone à Phragmites, une zone à Baldingères et enfin sur l'ancien remblai une prairie à *Agrostis vulgaris* et *Calamagrostis*.

— B1 *La cuvette aux gabions*

A environ 500 mètres à l'Est, la digue ne n'interpose pas et la dépression résiduelle est plus large. Une coupe différente peut être faite en arrière de la dune. Dans cette zone dépressionnaire (vers 6,5-7 m des C.M.), plusieurs mares ont été creusées.

Faisant suite au revers de dune à *Agrostis* et *Agropyrum*, la zone humide, vaseuse et asphyxiante, est dominée par l'*Aster tripolium* qu'accompagnent plusieurs autres espèces halophiles : *Triglochin maritima*, *Scirpus maritimus*, *Suaeda maritima*, *Atriplex hastata*.

A la périphérie partiellement entretenue des gabions, on trouve une auréole interne à *Melilotus alba* accompagnée d'*Achillea millefolium* et de *Tripleurospermum maritimum*, puis une seconde auréole à *Atriplex hastata* et *Suaeda maritima* ou une pelouse plus ou moins inondée à *Spergularia media*. Au Nord de la dépression, le phragmite tend à envahir tout l'espace.

— B2 *Le remblai hydraulique*

Plusieurs langues sableuses, résultant du rejet des matériaux lors du creusement des darses, constituent une surélévation irrégulière (altitude 8-9 m) s'étendant jusqu'à la route de l'estuaire. Il s'agit de sables grossiers calcaires riches en coquilles de Mollusques. C'est une zone sèche jamais envahie par la mer. Plusieurs types de peuplement la colonisent :

- des prairies de Graminées, oyat et chiendent du littoral auxquels s'associent d'autres psammophiles : *Eryngium maritimum*, *Erigeron canadensis*, *Honckeya peploides*. *Sedum acre* forme des tapis dans des endroits plus abrités. A leur côté poussent des plantes plus communes : *Helminthia echioides*, *Blackstonia perfoliata*, *Silene inflata*, *Artemisia vulgaris*, *Plantago lanceolata*. Dans les dépression plus humides apparaissent *Eupatorium cannabinum* et *Baldingera harundinacea*.

- des zones dénudées à *Oenothera biennis*.

- des massifs d'argousiers (*Hippophae rhamnoides*) sur lesquels croît la clématite.

- des bosquets de saules (S. Marsault et S. des sables) accompagnés d'aulnes glutineux.

2) *Variations des faciès*

A l'Ouest de la vasière, les rapports entre l'estran vaseux supérieur, l'estran sablo-vaseux ridé et la barre sableuse littorale sont empreints d'une grande variabilité conditionnée par l'état des houles (hiver, été) et par le moment de la lunaison. En surface, on peut voir la vase gagner aux dépens de l'estran sableux (phase d'agradation) ou inversement le sable recouvrir la zone vaseuse (phase de progradation).

a) *Phase d'agradation*

A la suite d'une période de calme, la crème de vase tend à recouvrir la zone d'arrachements et même l'estran sableux ridé. La fraction vaseuse, remise en suspension par les vagues, est amenée lors du flot et déposée lors du jusant. Les arrachements limités par les micro-falaises sont ennoyés par la vase fraîche et n'apparaissent plus que comme des dépressions irrégulières où séjournent des flaques d'eau. En plan, la frontière de la vase montre un tracé très irrégulier. Des langues de vase semblent se projeter dans la zone sableuse. La vase peut en certains endroits occuper l'estran jusqu'à la barre sableuse, alors qu'elle reste en retrait de quelques dizaines de mètres en d'autres endroits. Selon la saison et selon l'amplitude du marnage, la frange supérieure de vase peut revêtir différents aspects :

- En période de vives-eaux, elle peut être claire et de consistance fluide lorsqu'elle est fraîchement déposée. Elle forme un voile dans les creux des rides de vagues.

- Pour des coefficients de marée plus faible, cette vase peut rester émergée plus longtemps au cours du cycle semi-diurne.

- Pour des coefficients encore plus faibles, elle reste émergée au cours de plusieurs cycles de marée. Ces périodes d'émergence conduisent à certaines transformations.

- D'abord à l'air libre, par évaporation et par capillarité, la teneur en eau des premiers centimètres diminue. La vase s'égoutte et se consolide. C'est une première phase de stabilisation de la vase.

- Les vases humides se recouvrent d'un tapis brunâtre d'origine algale constitué en grande partie de diatomées. L'intervention biogénique est à considérer pour les vases. Les tapis à diatomées (et d'autres algues et cyanobactéries vraisemblablement) jouent un rôle dans le piégeage des fines particules et dans le dépôt de la boue calcaire. Le processus sédimentaire serait double, il procéderait, d'une part, par agrégation et collage et, d'autre part, par précipitation chimique. Le test siliceux (frustules) des organismes est protégé par une enveloppe organique qui l'empêche d'être dissous par l'eau de mer fortement sous-saturée et corrosive. L'enchevêtrement des filaments (formes filamenteuses empilées) et leur caractère mucilagineux constitue un feutrage favorable au piégeage des particules minérales microscopiques, mais surtout des floes dont la surface est particulièrement rugueuse. La présence du bouchon vaseux dans cette portion de l'estuaire c'est-à-dire de concentrations extrêmement fortes en particules, nourrit à chaque marée le film d'eau superficiel en nouveau matériel. Le second effet du voile à diatomées est consécutif à la photosynthèse. L'extraction photosynthétique du dioxyde de carbone conduit à un accroissement du pH. Il en résulte une précipitation du carbonate de calcium. La vase molle sous la pellicule algale est claire et très calcaire. Ces protistes photosynthétiques migrent verticalement d'un à deux millimètres au cours du cycle semi-diurne : en surface à marée basse, sous la surface à marée haute, ce qui les empêche d'être balayés par le flot.

- En période de mortes-eaux et par beau temps, la partie avancée des langues de vase subit une dessiccation plus ou moins longue. Des fentes profondes de 5 à 10 cm, larges d'1 cm et longues de plusieurs décimètres s'ouvrent dans la vase égouttée. Elles sont géométriquement peu ordonnées, à tendance rayonnante. Certaines de ces fentes ont une origine particulière : elles divergent autour des empreintes tridactyles successives des pattes d'un oiseau qui ont servi d'amorce à la propagation de la fissure. En période froide, des fentes de gel apparaissent, leur forme est différente (courtes, en échelon, réseau dense parfois étoilé).

- Les traces de bioturbation présentes sur l'estran vaseux et sableux sont multiples. Les vers, les crustacés et les bivalves fouisseurs ont un rôle majeur dans le remaniement interne des vases mais ce phénomène échappe à l'observation directe. En coupe, certaines vases légèrement consolidées sont perforées de multiples tubes en U de *Corophium*. Des traces épiglyphes peuvent être rapportées. Ainsi, de petits monticules ou des empreintes rayonnantes témoignent d'un balayage siphonal de fouisseurs (*Macoma*). Dans la vase molle, des pistes très sinueuses indiquent le broutage de Gastropodes (Hydrobie). Des pistes intensément piquetées marquent le passage d'un crabe. Les empreintes de pattes et de bec d'oiseaux (perforations verticales, traces bilobées en arc de cercle, traces continues sinueuses...) sont extrêmement abondantes. Parmi les traces les plus étonnantes s'observent des sillons bilobés d'une trentaine de centimètres de longueur se croisant de manière désordonnée et multiple : il s'agit de marques de labourage de la vase, modérément consolidée et souvent couverte d'une matre algale, par la lèvres inférieure fendue du mulet porc (*Liza ramada*).

b) phase de progradation

Après des tempêtes, plus particulièrement en hiver pendant les marées de vives-eaux, les vagues remettent en suspension les vases et les sables. Ceci va se traduire par différentes modifications.

- Premièrement, l'estran vaseux dans ses parties les moins profondes se trouve érodé et disséqué. Dans certains cas, des encoches profondes de 20 à 40 cm sont creusées dans la vase donnant un aspect général de lapié. Seules les vases ayant une certaine cohésion restent en relief alors qu'une vase fraîche remaniée se redépote dans les dépressions. Les encoches ont une direction moyenne de N35E à N45E

- Deuxièmement, la barre sableuse est grignotée et prend un profil surbaissé (profil d'hiver). Une falaise d'un mètre de hauteur peut exister à l'endroit où la barre sableuse s'appuie sur la digue. Le sable arraché s'étale plus bas en recouvrant d'anciennes vases. La largeur de l'estran sableux peut alors atteindre plus de deux cents mètres. Il est lisse dans un premier temps avant que les vagues ne le façonnent de ripple-marks.

C) ZONATION TRANSVERSALE À L'EST DE LA VASIÈRE

La bande de terrain décrite correspond à un transect entre la fosse nord et le gabion 367 dans l'interfluve des chenaux Fuligule et Echasse (fig. 3 & 4).

a) Le rebord du chenal

Dans sa portion amont, la Fosse nord possède un rebord abrupt, vertical parfois ou avec des banquettes plus souvent. Les sédiments entaillés sont des vases sombres cohérentes, stratifiées. Une lamination millimétrique correspondant à la cyclicité tidale apparaît soit sur une coupe fraîche faite au couteau, soit en relief sur une tranche érodée naturellement. Les gaines de terriers fossiles de vers, dégagés par l'érosion, forment une multitude de piliers verticaux recoupant les laminations. La stratification est soulignée par de fines passées silteuses claires montrant des structures de type flaser-bedding. La stratification horizontale devient fréquemment oblique à proximité de l'embouchure des chenaux. Des chenaux fossiles larges de plusieurs mètres et d'une profondeur de l'ordre du mètre montrent un remplissage recoupant avec une forte obliquité les couches sous-jacentes. Plusieurs niveaux d'épaisseur irrégulière, pouvant atteindre une trentaine de centimètres, sont constitués des poudingues de galets roulés de vase molle. Ces galets "anciens" interstratifiés ne doivent pas être confondus avec les galets mous actuels assez abondants résultant de l'éboulement de la falaise. Les banquettes les plus basses sont recouvertes de placages de sable (sable flottant sur une vase molle) indiquant un remplissage sableux de la fosse débordant sur les versants..

b) L'estran vaseux lessivé

Dans cette zone plus orientale, l'estran n'est généralement pas recouvert par de la crème de vase liquide (vapie). On ne s'y enfonce pas plus d'une vingtaine de centimètres. La partie basse de cet estran est la plus fortement lessivée par l'action combinée des courants de marée et de la houle. Les formes d'érosion aquatique semblent d'ailleurs différer selon l'importance relative de l'une ou l'autre de ces actions. Dans un cas, on observe une vase incisée de rainures parallèles équidistantes d'une dizaine de centimètres. Dans d'autres cas,

la vase est uniformément cariée et couverte de petites aspérités. L'érosion différentielle met en relief d'anciens terriers d'Annélides (gaine cimentée de mucus) et de Lamellibranches. Ici et là, une coquille de *Macoma*, fichée en position de vie semble remontée à la surface. Bien que cette coquille soit généralement vide, il advient que l'animal vivant soit préservé, impliquant un dégagement rapide de la vase qui l'enveloppait. L'érosion différentielle fait encore réapparaître, en creux, d'anciennes fissures de dessiccation, simulant un dallage. La rugosité de la surface la rend moins réfléchissante et donc plus sombre, au sol ou en photographie aérienne.

c) *L'estran vaseux cannelé*

Les vases ont une surface plus ou moins ondulée. Les dépressions sont des rigoles de drainage, à pente extrêmement faible, peu divergentes. Elles rejoignent soit directement la fosse nord, soit un chenal de marée. Elles sont séparées en moyenne de deux mètres et leur profondeur est d'une quinzaine de centimètres. Elles deviennent plus profondes et plus incisées lorsque la pente générale augmente près de la fosse. Aucune flore n'arrive à se fixer, seules quelques Entéromorphes et *Sargassum muticum* viennent s'échouer.

Plus haut sur l'estran, l'érosion est moins forte. Dans les creux des rigoles sédimente une vase fraîche, claire. Sur les crêtes, la vase est plus dure avec, lorsque l'émersion dure, des fentes de dessiccation débitant la surface en dalles polygonales d'une quarantaine de centimètres. Un film sombre de diatomées recouvre les flancs des ondulations. Les rigoles de drainage servent parfois de chemin privilégié aux oiseaux qui en scarifient les flancs à l'aide de leur bec.

d) *L'estran vaseux lisse*

Les cannelures disparaissent et la surface vaseuse devient globalement lisse. Cette zone est tapissée d'une multitude de traces d'activité animale (empreintes de pattes d'oiseaux, perforations de bec pointu, traces bilobées de mulet...). Les chenaux se dichotomisent vers l'amont et constituent des levées de quelques décimètres à 3 mètres de largeur colonisées et stabilisées par un tapis de *Vaucheria*.

e) *La ceinture à Spartine*

La Spartine de Townsend apparaît vers la côte +7m des cartes marines.

— Elle forme d'abord des disques irréguliers de diamètre variable (quelques décimètres à cinq mètres), tendant à devenir coalescents. Les disques ont tendance à être plus nombreux et pionniers en bordure des petits chenaux de marée. Les petits massifs de Spartine peuvent être soit en relief, soit au contraire en dépression par rapport à la vase nue environnante. Ils sont en relief lorsque la densité végétale et le feutrage d'algues à la base sont abondants. Ils jouent alors le rôle de piège (boulettes de vase, algues entéromorphes, valves de *Macoma*). Leur disposition dans des flaques dépressionnaires s'explique de manière plus incertaine. C'est l'agitation de la tige sous l'effet de la houle et du clapot qui dégage autour d'elle par frottement un cône oblique à l'intérieur duquel la vase déposée est remise en suspension. Cette vase se redépose à proximité et cette sédimentation excédentaire se manifeste par une surélévation.

— Elle constitue ensuite un tapis presque continu. Les zones nues intercalées sont parfois recouvertes de ridules

régulières (longueur d'onde décimétrique), dissymétriques avec une polarité vers la terre, très peu marquées (amplitude millimétrique), à crête claire. L'origine de ces rides est supposée être le clapot et l'agitation de l'eau par le vent.

f) *La ceinture à Spartine et à Scirpe*

Cette ceinture est discontinue. Des placages de Scirpes, d'environ 5-10 mètres de diamètre, colonisent l'herbu de Spartines et forment des taches sombres contrastant sur le vert clair.

g) *La ceinture à Scirpe et Aster*

Avec un contact assez net fait suite une ceinture où coexistent Scirpe et Aster, cette dernière devenant de plus en plus abondante vers le nord. Quelques *Sueda maritima* apparaissent isolément. Les chenaux de marée fortement dichotomisés remontent jusqu'au niveau de cette ceinture végétale. Leur tête est généralement marquée par un dénivelé brutal d'environ un mètre où les eaux du jusant chutent en cascade. Les flancs dénudés des chenaux sont colonisés d'abord par *Atriplex*, puis plus haut par l'Aster et le Scirpe. La sédimentation exclusivement vaseuse s'accomplit principalement au jusant sous l'effet du ralentissement et du filtrage par le couvert végétal.

h) *La phragmitaie*

Les ceintures d'halophytes sont progressivement relayées par un peuplement de *Phragmites australis*. Cette zone n'est immergée que lors des fortes marées. Le creusement de gabions et de drains y perturbe l'étagement naturel. Certaines zones sont étouffées par la dominance du roseau ; d'autres plus dégagées laissent coexister l'*Atriplex*, l'Aster et le Scirpe. *Spergularia* apparaît dans les zones rases. La topographie n'est pas rigoureusement plane, mais accidentée de dépressions, siège de mares très peu profondes et plus ou moins temporaires. Un manteau d'algues les recouvre. Elles abritent de nombreux insectes, crustacés (gammare, *Corophium*, sphéromes) et annélides (*Nereis*).

IV. — LES DOMAINES DE SÉDIMENTATION ET D'ÉROSION

L'espace littoral de la Grande Vasière est sous l'influence de plusieurs agents hydrodynamiques : le débit fluvial, la marée et les houles auxquels s'ajoute le vent dans l'étage supratidal. Le matériel sédimentaire, pélitique ou sableux, sur lequel va s'exercer leur action provient du fleuve, de la mer ou du remaniement local des fonds de l'estuaire.

La distribution et la dynamique des sédiments sont surtout imposés par les aménagements réalisés par l'homme. Digués, remblais, dragages constituent chaque fois de nouvelles "conditions aux limites" auxquelles le bassin se réadapte. On peut dresser un bilan des zones sédimentaires, de leurs conditions de formation et de leur évolution. La division majeure est fondée sur la granulométrie et elle se calque en partie sur celle de l'énergie hydrodynamique du milieu. Schématiquement, d'un côté se placent les sédiments sableux, purs ou partiellement mélangés à de la vase, et de l'autre côté des sédiments vaseux.

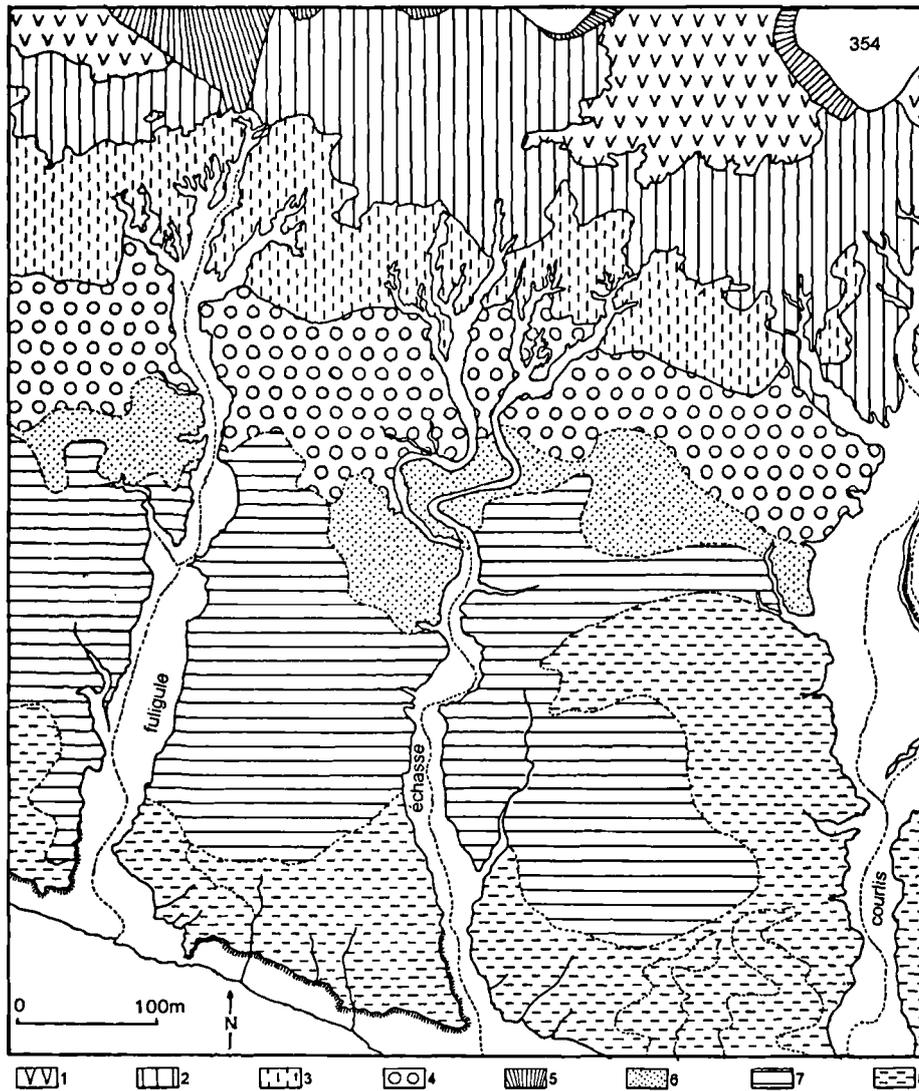


Fig.4. — Zonation de la slikke et du schorre entre les chenaux Fuligule et Courlis au 16/09/1997
 1 : phragmitaie ; 2 : zone à Scirpe et Aster ; 3 : zone à Spartine et Scirpe ; 4 : zone à Spartine ; 5 : zone essartée ;
 6 : estran vaseux lisse ; 7 : estran vaseux cannelé ; 8 : estran vaseux lessivé

Fig.4. — Zoning of the tidal flats and of the salt marshes between the so-called Fuligule and Courlis channels (16 sept. 1997)
 1 : grassland ; 2 : Scirpus and Aster area ; 3 : Spartina and Scirpus area ; 4 : Spartina area ; 5 : cleared area ;
 6 : smooth sandy foreshore ; 7 : fluted muddy foreshore ; 8 : washed muddy foreshore.

A) LES ZONES SABLEUSES

a) Le fond de la fosse, les bancs et les levées

La fosse nord est un chenal estuarien dont le cours a été stabilisé par la construction de digues. La propagation de l'onde de marée y est ralentie parce que la profondeur est faible et que la passe est réduite et seuillée. Le chenal de navigation endigué concentre le débit fluvial; sa profondeur est maintenue par effet de chasse. On pourrait penser, mais ce n'est pas vérifié, qu'à l'image d'autres estuaires à chenaux, l'effet de Coriolis spécialise les chenaux de rive droite en chenaux de jusant. Une circulation vive s'effectue entre la fosse et le chenal de navigation lorsque la digue submersible émerge, avant et après l'étalement de basse mer. Elle se traduit par des panaches turbides visibles du pont ou en photographie aérienne. La charge solide près du fond est dans ces conditions

importante et la fraction péltique ne peut se déposer durablement. Le fond de la fosse, à l'amont, semble tapissé de sable. Les dépôts sableux principaux s'effectuent dans les zones où la vitesse du courant décroît :

- le "Banc de la passe" se situe au débouché du flux maximal et sur la partie convexe des trajectoires de flux. Il tient à la fois d'un delta tidal et d'une barre de méandre.
- le "Banc d'Amfard" est un banc d'estuaire, permanent depuis longtemps, qui correspond à un évasement vers le large de la fosse nord.
- la "Gambe d'Amfard" correspond à un débordement latéral de sables sur la vasière.

Tous ces corps sableux, engendrés principalement par les courants alternatifs de marée, ont un allongement ouest-est dans la direction des courants. Ils découvrent à basse mer et ils sont recouverts de mégarides asymétriques (déplacement

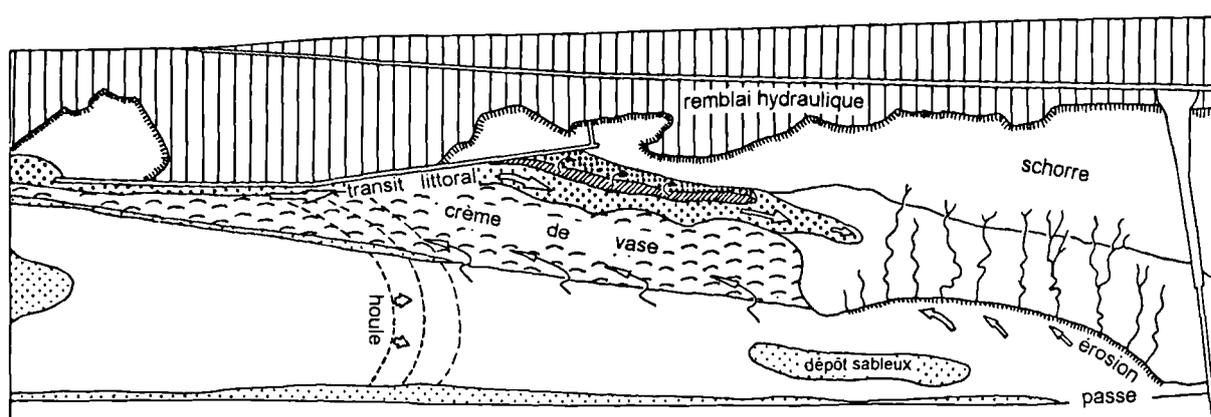


Fig 5. — Interprétation hydro-sédimentaire du site

Fig.5. Hydrosedimentary interpretation of the spot.

apparent vers l'Ouest pour le Banc de la Passe, déplacement vers l'Est pour la Gambe d'Amfard)

b) Le cordon littoral et la flèche sableuse

De manière continue depuis l'Est, la digue en crochet est bordée par une frange sableuse large d'une dizaine de mètres. De nombreux indices (orientation des frondes de *Fucus serratus*, croissants dépressionnaires autour des blocs de béton fichés dans le sable...) témoignent d'un courant de dérive littorale assez fort vers l'Est. Comme il est dit plus haut, l'obliquité des houles est responsable de ce courant. Les cubes de béton rainurés formant le parement de la digue agissent comme des absorbeurs d'énergie, ne réfléchissent qu'une partie des vagues à pleine mer et entretiennent le courant.

Malgré la permanence du transit, le cordon sableux bordier ne déperit pas et il faut considérer qu'il est alimenté par un stock situé à l'Ouest de la digue en crochet, dans la zone de courbure maximale ou plus loin en mer. Deux hypothèses peuvent être avancées. La première fait appel à une alimentation artificielle. Les chambres de décantation de remblai hydraulique communiquent avec l'extérieur des digues par des buses de trop-plein. Le matériau observable à l'amont de ces buses est clairement sableux. Aujourd'hui cependant, le remplissage des chambres et l'arrêt du remblayage ont interrompu le déversement, sauf éventuellement lors de fortes pluies. Si le remblai hydraulique a pu contribuer dans le passé à engraisser le cordon littoral, il semble maintenant inopérant pour assurer son entretien. La seconde hypothèse consiste à imaginer une liaison avec des fonds sableux (banc d'Amfard, rade de la Carosse). Dans l'état des connaissances, aucun élément ne permet d'affirmer qu'il existe un lien permanent. Cette liaison pourrait n'être qu'épisodique lors de fortes tempêtes suffisantes pour mettre en suspension et transporter jusqu'à la côte les particules sableuses.

Le transit sableux (fig. 5) s'effectue tant que la houle n'est pas amortie et qu'un obstacle oblique s'y oppose. La construction de la digue en crochet s'est étagée jusqu'en 1978. Dans un premier temps, à son extrémité orientale s'est constitué un banc sableux concentrant sur la slikke vaseuse les apports de la dérive littorale. Ce banc a émergé et s'est ancré sur la digue. Il a lui-même canalisé la dérive, contribuant à son

propre développement. Progressivement, une flèche s'est allongée et s'est renforcée, isolant une semi-lagune au Nord. Cette dernière communiquait autrefois en vives-eaux par une passe et les courants de vidange édifiaient un petit delta de jasant alimenté en sable par l'extrémité de la flèche. Aujourd'hui la passe est colmatée et le drainage est assuré par une tranchée artificielle, régulièrement régénérée plus à l'Est. Il ne reste de la lagune qu'une mare résiduelle à Aster.

c) L'estran sableux

Sous le niveau de PM de marées moyennes, les sables de dérive littorale se poursuivent, en diminuant d'épaisseur vers la mer parallèlement à l'affaiblissement du courant de dérive. C'est le domaine de l'estran ridé et de l'estran à arrachements. La largeur est proportionnelle à la masse accumulée par la dérive, elle est donc maximale à l'extrémité de la digue. A chaque marée, la houle sculpte sans cesse la surface. On retrouve évidemment des caractères communs à toutes les plages, en particulier l'évolution saisonnière du profil et la diversité des rides et des empreintes. Le singularisme de cette plage tient aux formes d'arrachement liées à l'alternance d'un matériau cohésif (la vase) et d'un matériau non-cohésif (le sable). L'estran sableux se poursuit vers l'Est plus loin que la flèche sableuse indiquant que le courant de dérive littorale garde encore une vigueur. Les derniers placages sableux à rides et arrachements se situent dans l'interfluve entre les chenaux Nette et Macreuse (fig. 3). Au-delà vers l'Est, les chenaux remontent plus vers le Nord de la vasière. L'extinction des sables s'explique t-elle par l'effet de "barrière en creux" du chenal ou inversement la "barrière en relief" des sables contrarie t-elle l'érosion régressive des chenaux ?

d) La dune

Le sable poussé au-dessus de la barre sableuse lors des PMVE subit une dessiccation sur la bâche ou le trottoir adjacent. Il est entraîné par les vents forts et édifie une dune grâce à une végétation spécifique et selon des modalités classiques (Paskoff, 1994; Chamley, 1988). Il s'agit d'une dune bordière basse formée d'un ensemble de monticules. Lorsque coïncident tempêtes et syzygie, ces derniers sont partiellement dévastés ce qui souligne la maigreur et la fragilité de cet espace.

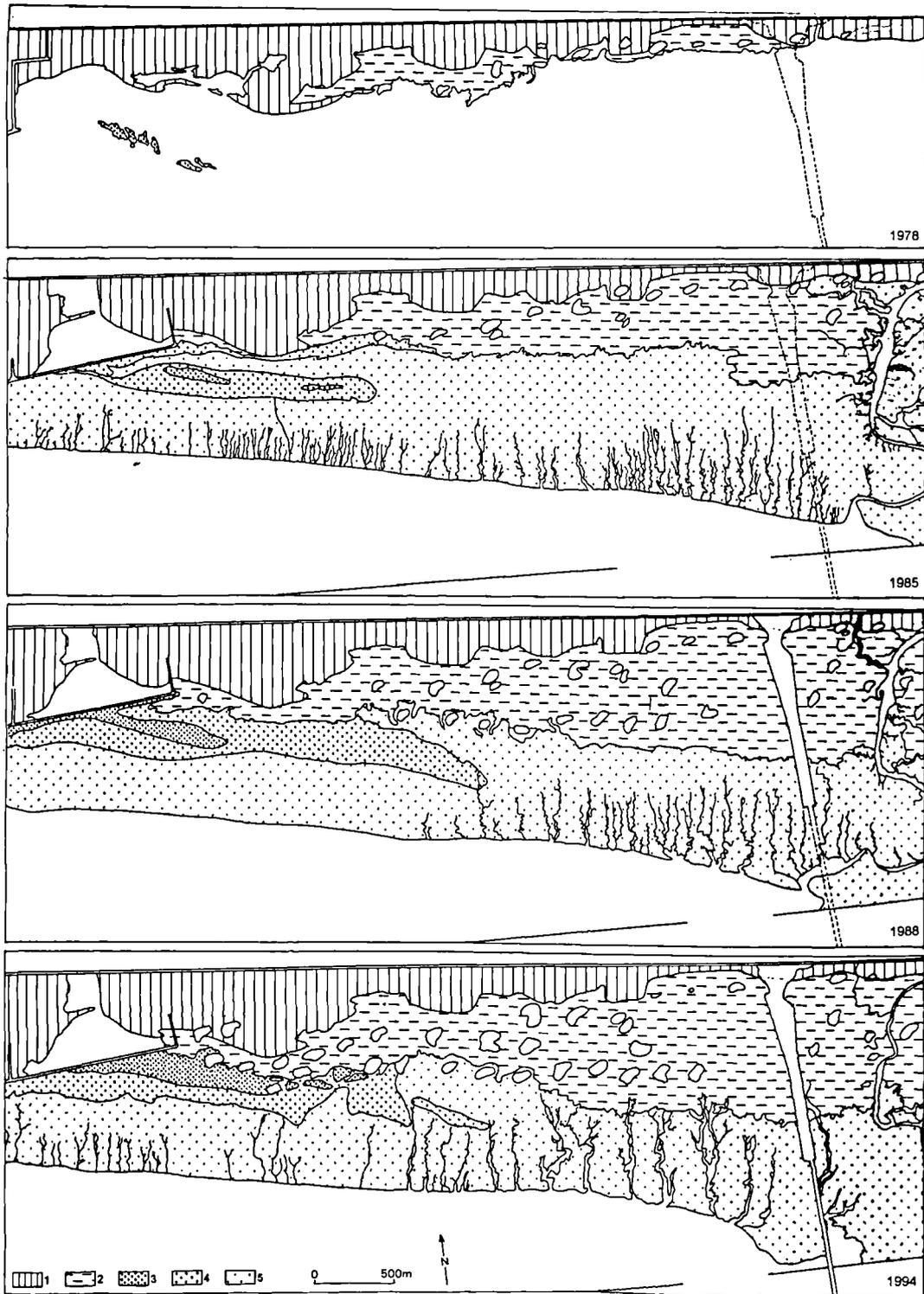


Fig. 6. — Evolution de la zone occidentale de la Grande Vasière de 1978 à 1994
1 : remblai hydraulique ; 2 : schorre et haute-slikke à couvert végétal ; 3 : dunes et bancs sableux ; 4 : estran vaso-sableux ; 5 : slikke vaseuse nue. En pointillé : position virtuelle du pont. Schéma 1978 interprété à P.M.

Fig. 6. — Evolution of the western part of the Grande Vasière (1978-1994)
1 : hydraulic embankment ; 2 : salt marsh and upper mud flats with a vegetal cover ; 3 : dunes and sandy banks ; 4 : sandy muddy foreshore ; 5 : bare muddy intertidal flats.
Stippled : virtual position of the bridge. 1978 : high tide.

B) LES ZONES VASEUSES

La slikke vaseuse constitue le domaine sédimentaire le plus vaste, mais aussi *a priori* le plus monotone. L'homogénéité du matériau doit cependant être nuancée et des différences ont été mentionnées sur la rhéologie et sur l'état de surface des vases. Géographiquement, deux zones peuvent être distinguées longitudinalement dans la direction ouest-est (fig. 5). Le passage de l'une à l'autre est transitionnel. Approximativement, l'une correspond au Sud de la digue en crochet et de la flèche sableuse, l'autre correspond à la zone des chenaux.

Dans la zone ouest, les vases sont molles sur plusieurs décimètres d'épaisseur au moins et gorgées d'eau dans la tranche supérieure. Dans la zone est, les vases sont généralement mieux consolidées, excepté dans la tranche superficielle de la haute slikke. Dans la zone ouest, en dehors des zones d'arrachements et en période de beau temps, les vases peuvent être soit très lisses et liquides, soit peignées d'un réseau serré de canalicules peu profonds, parallèles et descendant tous vers la fosse (ils s'approfondissent de plus en plus vers la fosse). Dans la zone est, la morphologie des vases est plus différenciée allant des vases lisses en haute slikke aux vases lessivées en basse slikke. Les différences longitudinales peuvent être dues à plusieurs causes :

- les houles à l'entrée de l'estuaire sont parfois violentes; elles s'atténuent vers l'Est en progressant sur les petits fonds.
- L'estran est étroit à l'Ouest, les pleines mers sont bloquées par la digue ou par la flèche sableuse. L'estran est large à l'Est, en période de vives-eaux la mer peut investir de grandes surfaces de schorre. Corrélativement, la pente est plus marquée à l'Ouest.
- L'existence de chenaux de marée à l'Est multiplie les directions de drainage alors qu'à l'Ouest le seuil exutoire au jusant est la Fosse nord.

Le comportement des vases peut être schématisé ainsi, d'abord en période de beau temps. Les vases à l'Ouest sont remaniées en profondeur par les houles et se comportent comme une crème mobile. Les vases à l'Est moins agitées pendant la pleine-mer vont être plus sensibles à l'action des courants de flot et de jusant. La faible tranche d'eau couplée à des chenaux encaissés peut conduire à des courants importants, surtout lors du jusant. De l'amont vers l'aval, la durée d'exposition et la force de friction des courants augmentent. On observera donc successivement des vases lisses à sédimentation dominante, des vases cannelées où sédimentation et érosion se contrebalancent, des vases lessivées où l'érosion prédomine. Selon le calendrier ou la météorologie, la cartographie de ces zones fluctue.

En hiver, à la suite de tempêtes, les vases de la zone ouest peuvent être remaniées radicalement. La crème de vase est remise en suspension. La partie inférieure de la slikke, à l'Ouest comme à l'Est, adopte alors le même aspect de surface irrégulier et lessivé tant que les vagues ne se sont pas calmées.

C) LA ZONE DES CHENAUX

Entre le gabion 349 et le Pont de Normandie, l'estran est parcouru par des chenaux de marée remontant parfois jusqu'au schorre (fig.3 & 4). Ils peuvent atteindre une trentaine de mètres de largeur et une profondeur de 5 mètres à leur embouchure dans la fosse nord. Ils sont plus ou moins méandriques, peu ramifiés vers l'aval et inversement extrêmement ramifiés lorsque leur tête atteint la haute slikke.

Leur sinuosité implique que leur profil est généralement dissymétrique. Le côté concave des méandres est abrupt. La berge est lézardée par des fissures de tension. Périodiquement, des paquets de vase ancienne s'effondrent sous la sape des puissants courants de jusant ou subissent un glissement rotationnel. Ces paquets disloqués sont remaniés par les courants qui dans un premier temps les transforment en un prisme de galets mous, avant d'être totalement désagrégés. Inversement sur le côté convexe, la sédimentation est active ; il s'y dépose une vase juvénile à teneur en eau élevée. Le prisme de vase molle est incisé dans sa partie inférieure par des rigoles aiguës dues au ruissellement latéral des eaux lors du jusant. L'action dans le même sens de l'érosion et de la sédimentation entraîne une migration latérale des chenaux. Cette migration se traduit :

- par une stratification oblique, observable là où elle est recoupée par l'érosion (confluence d'un chenal et de la fosse nord, par exemple le chenal Fuligule montre un déplacement local vers l'ouest d'une vingtaine de mètres).
- par un remplissage de vase plus sombre visible en photographie aérienne.
- par la capture de chenaux adjacents. Les boucles de méandres abandonnés peuvent être vides ou colmatées par la vase. Dans ce dernier cas, c'est encore la photographie aérienne qui offre la meilleure vision.

La divagation latérale des chenaux reste cependant un phénomène limité. Plus un chenal est profond, plus sa pérennité et sa stabilité sont grandes. Entre les survols photographiques de 1994 et 1997, malgré des différences nettes dans leur tracé, les chenaux principaux sont reconnaissables d'après leur forme générale et leur position. L'évolution d'un chenal spécifique au cours du temps est difficilement retraçable car la chronique photographique est insuffisante. On peut cependant définir des caractères de maturité à partir de la position spatiale. La poldérisation progressant d'Est en Ouest, les chenaux les plus jeunes se situent à l'Ouest et les plus anciens à l'Est. On distingue ainsi les étapes suivantes :

- chenaux nombreux et serrés, rectilignes, courts et peu profonds;
- chenaux rectilignes, plus longs et en nombre réduit;
- méandres courts et ramifications;
- un chenal principal se dégage par érosion régressive
- ramification de la tête du chenal parvenu dans la haute slikke,
- approfondissement et élargissement des chenaux;
- agrandissement des boucles de méandres vers l'aval.

D) LA FALAISE

Le contact entre la zone des chenaux et la Fosse nord est matérialisé par un escarpement vertical d'environ 2 mètres de hauteur, relayé vers le bas par une ou deux banquettes moins hautes. Ce trait morphologique n'est visible qu'à basse mer. Il dessine en plan (fig. 3) une concavité longue d'environ 2,5 km, dénommée ici anse du Courlis, à l'Ouest de laquelle l'abrupt disparaît. Le modelé en falaise, les fissures de traction, les éboulements, le prisme inférieur à galets mous roulés sont autant d'indices d'une érosion et d'un recul. Il est difficile d'apprécier la date d'apparition et le taux de recul de cette falaise car les photographies aériennes antérieures ont rarement été prises à basse mer. En 1994, le phénomène est déjà bien net et aujourd'hui la courbure est encore plus marquée.

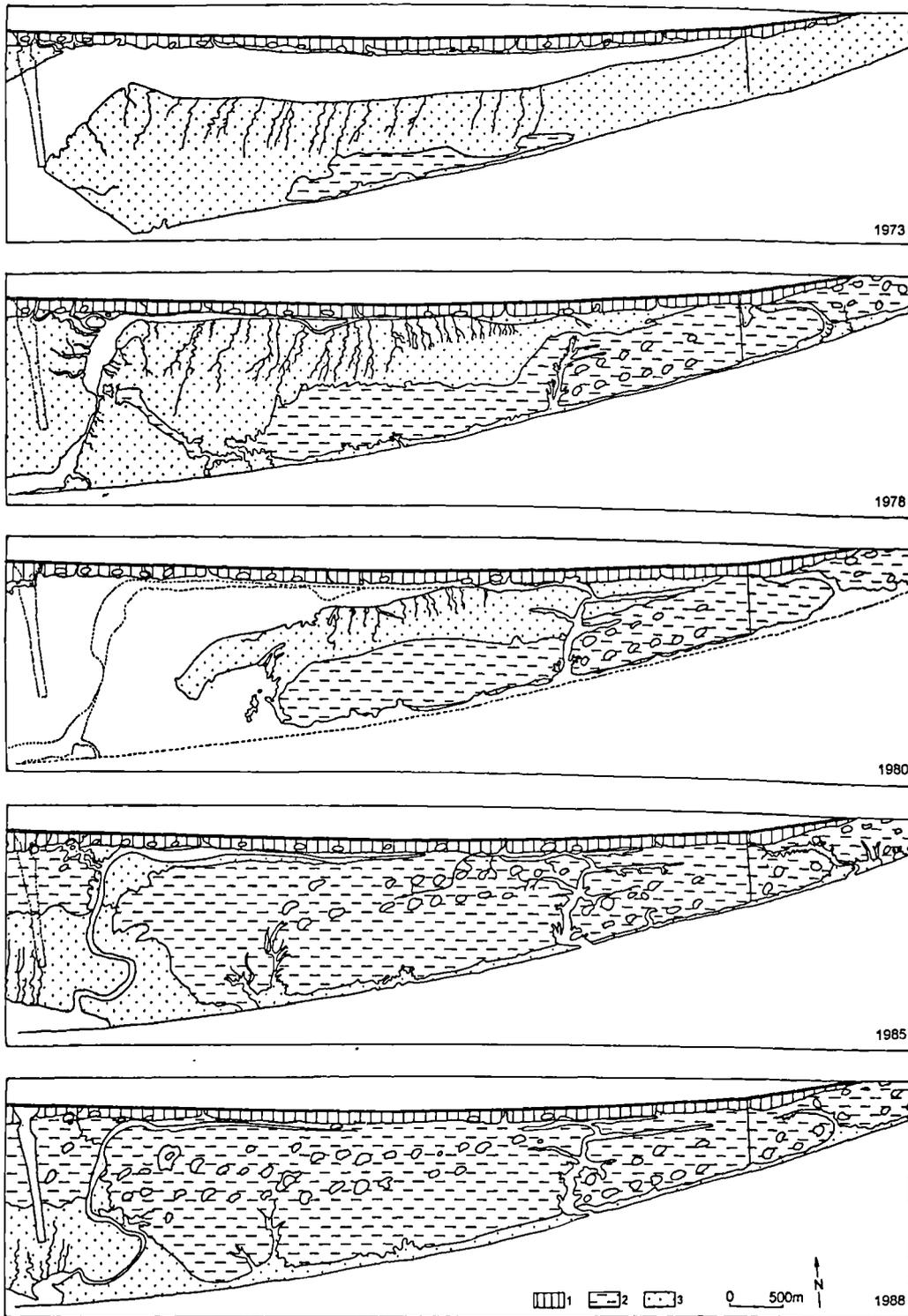


Fig 7. — Evolution de la zone orientale de la Grande Vasière de 1973 à 1988
1 : remblai hydraulique ; 2 : schorre et haute-slikke à couvert végétal ; 3 : slikke vaseuse nue. Schéma 1980 interprété à P.M.
Fig. 7. — Evolution of the eastern part of the Grande Vasière (1973-1988)
1 : hydraulic embankment ; 2 : salt marsh and upper mud flats with a vegetal cover ; 3 : bare muddy intertidal flats. 1980 : high tide.

L'érosion est due aux courants de marée empruntant la passe (fig. 5). La vitesse de ceux-ci est plus forte à l'extérieur

de la courbe. Plus la courbe se creuse, plus le pouvoir érosif s'accroît, le recul de la falaise n'est donc pas stabilisé.

V. — EVOLUTION GÉNÉRALE DE LA VASIÈRE DEPUIS 25 ANS

L'évolution morphologique de l'estuaire est retracée en détail par Avoine (1981) qui fournit des schémas allant du 17^{ème} siècle à l'année 1975. C'est de la période suivante qu'il sera question ici (fig. 6 et 7). De 1973 à 1985, la poldérisation la plus spectaculaire concerne la zone à l'Est du futur pont, alors qu'elle est plus mesurée à l'Ouest.

En 1973, la digue nord couronnée par la route de l'estuaire est achevée. Un premier tronçon de la digue en crochet est amorcé. La digue basse nord (digue submersible) s'étend vers l'Ouest jusqu'au méridien de la route de l'épi. Un schorre étroit borde au Sud la route de l'estuaire sur toute sa longueur. Un îlot végétalisé s'élève sur le bord nord de la digue submersible. Entre les deux, la slikke est balayé par un large chenal toujours à flot remontant jusqu'à l'apponement du Hode.

En 1978, les travaux d'extension vers le large de la digue submersible sont bien avancés. La route d'accès à l'apponement du Hode est colmatée à sa base. A l'Est de celle-ci, le schorre gagne tout l'espace endigué. A l'Ouest, le schorre s'étale en une large bande continue au Nord de la digue, repoussant une slikke parcourue de chenaux de marée.

En 1980, le schorre progresse. En 1985, la pointe de slikke résiduelle est pratiquement réduite à un chenal de marée.

En 1990, le remblai du Pont de Normandie est édifié. A partir de cette date, les transformations du paysage sont plus nuancées. La limite slikke-schorre progresse assez régulièrement. Par exemple, au niveau du gabion 367, une avancée d'environ 100 m peut être constatée au cours des 6 dernières années.

VI. — CONCLUSION

L'étendue de la Grande Vasière diminue inexorablement, c'est une réalité. Les aménagements humains en sont la principale cause. A l'état sauvage, le comblement spontané des zones intertidales peu déclives est compensé par leur migration vers l'étagé subtidal. Or la disposition actuelle des endiguements bloque cette évolution et, à un terme de moins de cinquante ans, l'espace décrit devrait être complètement poldérisé jusqu'au chenal de navigation.

L'objectif recherché ici n'est pas prospectif, mais de tenter de faire le point sur la situation actuelle. Nous avons confronté l'imagerie aérienne (du satellite à l'ULM) à l'observation terrestre pour caractériser des objets (sédimentaires, géomorphologiques, végétaux) et en proposer une cartographie. Les exemples proposés sont encore sommaires et il manque de données diachroniques pour estimer leur variabilité.

A l'analyse de cette zonéographie, les processus hydrodynamiques et écologiques majeurs peuvent être dégagés. Parmi ceux-ci, on en retiendra deux qui doivent leur origine au même agent, la houle. Le premier est la dérive littorale vers l'Est, responsable de l'édification d'un cordon sableux et à sa suite de la seule dune régionale: la vasière s'ensable en même temps qu'elle s'envase. Le second est la remise en suspension des vases, processus dans lequel l'énergie oscillatoire des vagues se combine aux courants de marée pour façonner le fond et engendrer des formes diverses. Le système physique et écologique tel qu'on l'observe aujourd'hui sera à l'an 2000 plus ou moins profondément perturbé selon l'option que choisira Le Havre pour l'extension de son port.

Nos remerciements vont à J. Le Tacon et C. Bessineton pour leur précieuse collaboration

BIBLIOGRAPHIE

- AVOINE J. (1981). — L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire., Thèse 3ème cycle, Caen, 236 p.
- BELLESORT B & MIGNIOT C. (1986). Catalogue sédimentologique des côtes françaises. N°61, coll. Dir. Et. Rech. Electricité France, Eyrolles.
- BESSINETON C. (1992). — L'estuaire de la Seine : un écosystème d'intérêt national. *La Revue d'ici*, n° 2, 2ème trimestre, p. 3-10.
- BONNEFILLE R. (1992). — Cours d'hydraulique maritime. Ed. Masson, 208 p.
- BRENON I., LE HIR P., DUPONT J.P. & LAFITE R. (1997). — Simulation du bouchon vaseux et validation. *Rés. sémin. scient. prog. Seine aval*, p.4.
- CHAMLEY H. (1988). — Les milieux de sédimentation. Edit. B.R.G.M., 173 p.
- FREDSOE J. & DEIGAARD R. (1992). — Mechanics of coastal sediment transport. *World Scientific*, 369 p.
- GERMANEAU J. (1968). — Etude de la sédimentation dans l'estuaire de la Seine. *Trav. Centre Rech. & Et. océanographiques*, VIII, fasc. 1&2, 1ère partie : origine, déplacement et dépôt des sables, 63 p.
- GERMANEAU J. (1969). — Etude de la sédimentation dans l'estuaire de la Seine. *Trav. Centre Rech. & Et. océanographiques*, IX, fasc. 1, 2, 3&4, 2ème partie : origine, déplacement et dépôt des suspensions, 100 p.
- LE NEVEU C. (1990). — La grande roselière de l'estuaire de la Seine: étude du démantèlement spontané. rapp. CEDENA.
- LESUEUR P., LESOURD S., AUFFRET J.P., AVOINE J., BRUN-COTTAN J.-C. & LEVOY F. (1997). Etat des connaissances sur la distribution et l'évolution des sédiments fins dans l'estuaire de la Seine. *Progr. Sc. Seine aval. thème Hydrodynamique et transport sédimentaire*, rapport 1996/FIN-1, p. 82-115.
- PASKOFF R. (1994). — Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution, Masson, 256 p.
- RAJCEVIC B.M. (1957). — Etude des conditions de sédimentation dans l'estuaire de la Seine. *An. Inst. Techn. Bât. Trav. Pub.*, n° 117, p. 744-775.
- SILVA JACINTO R., LE HIR P., BESSINETON C. & BASSOULLET P. (1997). — Action des vagues sur les vasières: étude bibliographique et proposition de stratégie. *Rés. sémin. scient. prog. Seine aval*, p.7.
- SIMON S. (1990). — Commission chargée de contrôler l'évolution de la pollution en estuaire et en baie de Seine. *Cellule de suivi du littoral haut-normand*, 36 p.
- VIGARIE A. (1963). — Etude critique de la documentation sur l'évolution morphologique de l'estuaire de la Seine. Thèse complémentaire, Paris, 239 p.

RELIQUES SILICIFIÉES ET MINÉRALISÉES DE PALÉOKARSTS POST-VARISQUES SUR LE DÉVONIEN EN BELGIQUE MÉRIDIONALE (ENTRE-SAMBRE-ET-MEUSE).

Silicified and mineralized relics of post-Variscan palaeokarsts on the Devonian of Southern Belgium (Entre-Sambre-et-Meuse).

Jean-Marc BAELE (*)

Résumé. — Les blocs quartzeux qui gisent à la surface de deux plateaux calcaires dévoniens en Belgique méridionale (Entre-Sambre-et-Meuse) sont décrits et interprétés comme des vestiges silicifiés et minéralisés de paléokarsts. Les processus karstiques, les silicifications, et des minéralisations F et F-Ba ont été polyphasés au cours d'une même séquence évolutive post-varisque. Les minéralisations du soubassement varisque apparaissent liées génétiquement à celles des paléokarsts par une activité tectonique contemporaine. Bien qu'il puisse s'étendre jusque dans le Tertiaire, un âge permien à liassique possible est brièvement discuté.

Abstract. — *The quartzose blocks lying on the surface of two Devonian limestone plateaus in Southern Belgium (Entre-Sambre-et-Meuse) are described and interpreted as relics of silicified and mineralized palaeokarsts. Karst processes, silicifications and F and F-Ba mineralizations have been multi-staged during one post-Variscan evolutionary sequence. Bedrock-and palaeokarst-hosted mineralizations appear to be genetically associated (contemporary tectonic activity). Though it may extend to the Tertiary, a possible Permian to Liassic age is briefly discussed.*

I. — INTRODUCTION

Dans l'Entre-Sambre-et-Meuse méridional, des blocs quartzeux gisent à la surface de deux plateaux calcaires. Ils sont localement connus sous le nom de *fagnolithes*, en référence au nom du village de Fagnolle. En 1910, Van Den Broeck *et al.* rapportent que certaines accumulations de blocs à l'allure inhabituelle furent prises pour des cromlechs. Allant plus loin, ils assimilent les blocs à des concrétions gréseuses du Tertiaire, les accumulations s'expliquant alors par l'érosion du sable qui les renfermait. En 1987, Voisin montre la nature métasomatique et non détritique du quartz des faciès siliceux. Il observe des moulages de fossiles et des inclusions de carbonates dans les quartz, et conclut à une silicification hydrothermale des calcaires frasnien sous forme de dykes. La dissolution des carbonates encaissants expliquait l'effondrement progressif et la dispersion en blocs résiduels, probablement en fonction de l'altitude primitive des édifices siliceux.

Dans la présente contribution, une origine différente des faciès quartzeux est proposée sur base de nouvelles observations de terrain et d'examen pétrographiques. Cette étude ouvre de nouvelles perspectives métallogéniques et paléogéographiques dans la région étudiée.

II. — CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET DESCRIPTION DES FACIES SILICIFIÉS

1) Contexte géologique

L'Entre-Sambre-et-Meuse méridional est situé dans la partie sud-ouest du Synclinorium de Dinant qui constitue le soubassement plissé varisque régional (fig. 1). Dans le secteur étudié, les dolomies et les calcaires givéto-frasnien affleurent au cœur de deux dômes anticlinaux qui forment des plateaux dans le paysage dont l'altitude moyenne est de 260 m. Ils alternent avec des dépressions à +180 m installées dans les pélites du Faménien (fig. 2).

A la surface des plateaux calcaires, des remplissages sableux cryptokarstiques sont les seuls témoins sédimentaires d'une couverture tertiaire attribuée au Thanétien mais sans justification précise (Forir, 1899). Dans le passé, ces poches ont été exploitées pour le sable, la plupart des affleurements sableux étant d'anciens terrils dans lesquels de l'halloysite a été trouvée (détermination selon Nicaise).

Les dômes anticlinaux sont lardés de filons minéralisés (Pb, Zn, F, Ba) dont certains furent exploités, notamment à

(*) Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, Faculté Polytechnique de Mons; Rue de Houdain 9, 7000 Mons; Belgique.
e-mail : jean-marc.baele@fpms.ac.be

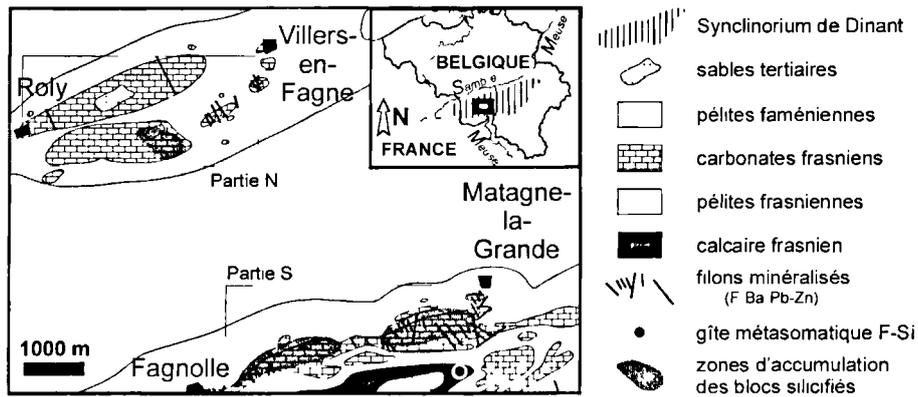


Fig. 1. — Carte géologique simplifiée du secteur où sont localisées les accumulations les plus importantes de blocs silicifiés.

Fig. 1. — Simplified geological map of the area where the most important silicified block accumulations are observed.

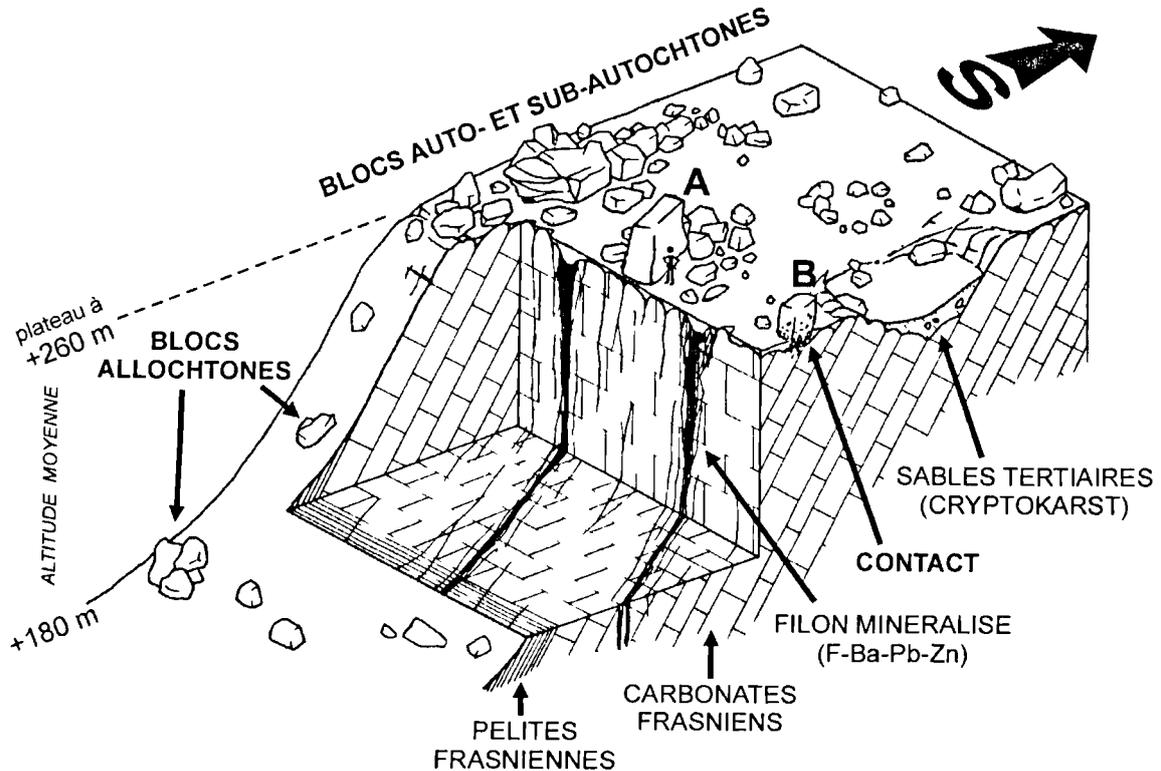


Fig. 2. — Distribution des blocs silicifiés en relation avec la géologie et la géomorphologie dans la partie S du secteur (A et B reportent à la figure 4).

Fig. 2. — Distribution of the silicified blocks in relation to geology and geomorphology in the S part of the area (A and B report to Fig. 4)

Villers-en-Fagne. Ils correspondent généralement à des failles de décrochement majoritairement orientées NNW. Les minéralisations consistent le plus souvent en ciments de brèches et dépôts pariétaux de sulfures, baryte avec un peu de fluorite. Fluorite et baryte sont uniquement observés dans la partie N (fig. 3). On trouve également un gîte métasomatique de fluorite à Matagne-la-Grande (partie S). Il est du même type que ceux qui s'étendent jusque dans la

région de Givet, où leur exploitation fut plus intensive (Calembert & Van Leckwijk, 1942).

2) Description des faciès silicifiés

Les faciès silicifiés se présentent sous forme de blocs blanchâtres, grisâtres à rougeâtres dont les dimensions

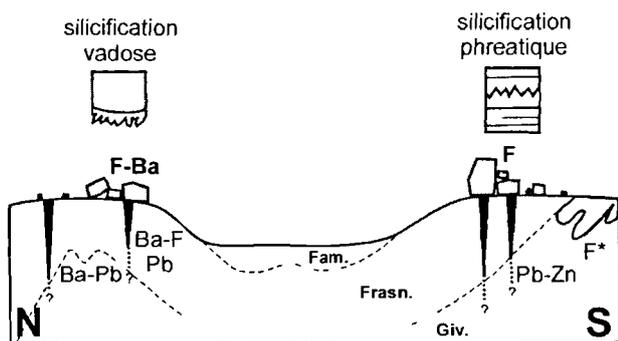


Fig. 3. — Schéma montrant les relations entre les minéralisations du sous-bassement varisque et celles des paléokarsts silicifiés. F*: gîte métasomatique de fluorite.

Fig. 3. — Relationships between bedrock and palaeokarsts-hosted mineralizations. F*: metasomatic deposit of fluorite.

varient de 10 cm à 5 m, généralement 1 m. A première vue, ils ressemblent effectivement à des grès ou à des quartzites sédimentaires. Un examen attentif permet cependant de détecter la présence de moulages de cristaux et de fossiles ainsi que des structures qu'il est difficile d'expliquer par la sédimentation ou la diagenèse d'arénites quartzueuses ou par la simple silicification des carbonates dévoniens du sous-bassement.

La dispersion des blocs n'est pas homogène. Plusieurs accumulations décimétriques sont observées préférentiellement le long des bordures des plateaux, où les derniers carbonates frasnien affleurent (fig. 2). On observe en général un ou deux blocs imposants, parfois empilés, entourés d'un chaos de blocs de moindres dimensions qui évoquent l'effondrement de corps siliceux plus ou moins isolés. La morphologie de dyke observée par Voisin (1987) est due à un système de diaclases (NNW et ENE) qui débite parfois les corps siliceux en blocs plus ou moins parallélépipédiques de forme colonnaire. Des surfaces de failles indiquant des mouvements latéraux sont communément observées. Sur certains blocs de grandes dimensions, elles sont parallèles à la direction NNW qui est celle de la plupart des filons minéralisés du sous-bassement.

Les carbonates dévoniens en affleurement, tels les parois de cryptokarsts et de filons, les anciens travaux de recherche, etc. ne montrent pas de traces de silicification. Cependant, un contact d'allure bréchique entre le Frasnien et un bloc silicifié a été observé dans la partie méridionale du secteur (fig. 2 et 3). Ceci, avec la concordance d'orientation des surfaces de failles, suggère que la plupart des grands blocs avaient originellement une altitude assez proche de celle d'aujourd'hui et qu'ils ont été très peu déplacés.

Des blocs quartzueux remaniés ont été trouvés dans les sables des cryptokarsts. Certains d'entre eux semblent très altérés. Ces observations impliquent que l'âge des blocs est plus ancien que celui des sables tertiaires, malheureusement non datés avec précision.

III. — LES BLOCS SONT DES PALEOKARSTS DEMANTELES

Des morphologies karstiques continentales de plusieurs types ont pu être mises en évidence tant au N qu'au S et sont présentées ci-après.

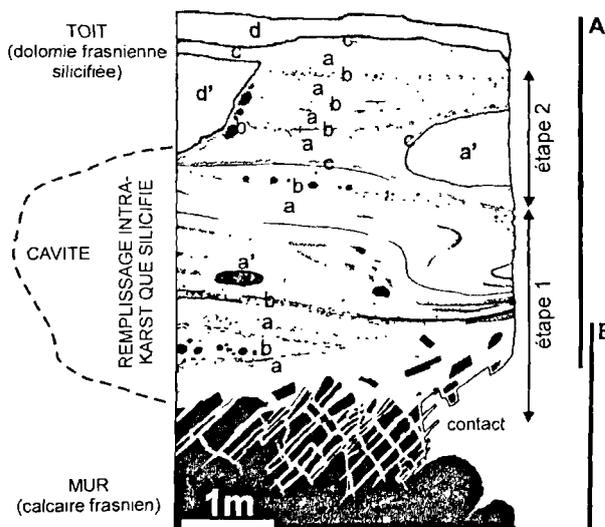


Fig. 4. — Coupe composite d'une cavité karstique silicifiée montrant un mur de calcaire frasnien, le remplissage et le toit silicifiés. Les silicifications (étapes 1 et 2) achèvent deux stades de remplissages constitués d'alternances de sédiments carbonatés détritiques (a) et de cristaux dodécaédriques de fluorite (b). Du quartz palissadique marque la fin de la première étape de silicification (c). Au sein du remplissage, apparaissent des blocs roulés (a') ou tombés du toit de la cavité (d').

Fig. 4. — Composite section of a silicified karst cavity showing Frasnian limestone roof and silicified fill and top. Silicifications (steps 1 and 2) achieve two fill stages which both consist of successive detrital carbonate sediments (a) and dodecahedral fluorite layers (b). Palissadic quartz finishes the first silicification step (c). Within the fill are found rounded (a') and dropped (d') blocks.

1) Cavités karstiques

Des cavités résultant de la dissolution continentale de carbonates sont bien exprimées dans la partie S (fig. 4). Elles se caractérisent par un mur de calcaire frasnien, une cavité complètement colmatée et un toit, ici constitué de dolomie frasnienne silicifiée. Les cavités se sont probablement développées au contact entre les calcaires et les dolomies, ce qui est une disposition fréquente dans les gisements de type "Mississippi Valley" (Dzulinski & Sass-Gustkiewicz, 1989). En général, c'est dans la partie supérieure des cavités karstiques que l'on s'attend à trouver des brèches d'effondrement et non au mur comme c'est le cas dans l'exemple présenté à la figure 4. On observe cependant un bloc décollé du toit (f sur la fig. 4) et rien ne dit que la brèche de contact soit effectivement liée à un processus d'effondrement. Il peut s'agir d'une bréchification localisée sur la paroi.

2) Remplissages sédimentaires intra-karstiques

Les colmatages de cavités sont souvent lités, avec de fréquentes déformations intra-sédimentaires (slumpings). On y observe également des éléments figurés de natures et de formes diverses qui peuvent être des blocs tombés du toit ou des éléments remaniés. L'observation occasionnelle de rhomboédres "en selle de cheval", originellement dolomitiques puis silicifiés, laisse à penser que l'origine des remplissages pourrait se trouver dans l'altération et la resédimentation intra-karstique de dolomies frasnien. Il

faut noter que le volume des remplissages intra-karstiques est plus important dans la partie S.

3) Spéléothèmes

Des spéléothèmes ou concrétions présentant un faciès laminaire caractéristique (fig. 5) sont peu épais mais bien exprimés au N sous forme de draperies frustes, de conglomérat-brèches encroûtés et de gours avec pisolites ou perles des cavernes (fig. 6). Dans la partie S, les spéléothèmes sont plus épais mais ne montrent pratiquement pas leur surface externe.

Au travers des faciès originellement carbonatés puis silicifiés, on peut donc identifier des roches appartenant au soubassement varisque et des remplissages intra-karstiques sédimentaires et chimiques (spéléothèmes). Cependant, l'origine de certains faciès demeure incertaine. L'observation de moulage de radicules, d'un Miliolidé et de spicules d'éponges Hexactinellides (détermination selon Zaninetti *et al.*) dans certains faciès silicifiés permet de jeter le doute sur leur appartenance aux roches givéto-frasnienne. Il n'est pas impossible que les karsts se soient développés en partie au sein d'une couverture carbonatée méso-cénozoïque ou en auraient entraîné des témoins depuis la surface. C'est une perspective intéressante pour la reconstitution de l'histoire paléogéographique de la région où l'on considère généralement qu'une grande lacune sédimentaire marque les temps post-varisques.

IV. — SILICIFICATION DES PALEOKARSTS

1) Les paléokarsts ont été silicifiés en plusieurs étapes

Une étape de silicification (étape 1 sur la fig. 4) se produit à la fin d'un cycle de dépôt intra-karstique. Au cours d'un cycle, des sédiments carbonatés détritiques (dolarénites) avec parfois de petits blocs roulés se déposent en couches successives (a et a' sur la fig. 4). De la fluorite dodécaédrique violette ou verte cristallise à intervalles réguliers (b sur la fig. 4). Il semblerait que cet habitus puisse être lié au chimisme carbonaté. En fin de dépôt, la silicification se traduit par l'épigénie siliceuse du remplissage, excepté la fluorite. En même temps, la cristallisation de quartz palissadique dont certains cristaux atteignent 1 cm s'effectue sur les surfaces libres telles le sommet du dépôt et les parois de la cavité. Le quartz palissadique oriente ses faces de croissance vers le centre de la cavité et témoigne d'une silicification en milieu continental phréatique.

Plusieurs étapes peuvent se succéder. Dans le cas de la figure 4, deux étapes sont intervenues successivement. Les observations n'ont pas permis de noter plus de deux étapes sur un même affleurement. Toutefois, comme elles ne se distinguent pas d'un point de vue sédimentaire et minéralogique, il n'est pas impossible qu'elles aient été plus nombreuses en réalité.

2) Pétrographie des silicifications

A l'œil nu, les roches dolomitiques sont intensément silicifiées par des cristaux de quartz dont l'arrangement compact donne une structure similaire aux quartzites

sédimentaires. Les calcaires ne sont généralement pas silicifiés. Quand ils le sont, la silicification se traduit par la cristallisation de quartz en aiguilles millimétriques orientées aléatoirement qui confèrent un aspect spongieux caractéristique quand la roche est par la suite décarbonatée.

Sous le microscope, les silicifications sont conformes aux observations de terrain. Dans le cas des remplissages intra-karstiques et des spéléothèmes silicifiés, les quartz ont des morphologies qui varient de mégaquartz isométriques à aciculaires bipyramidés (100 μ m à quelques mm). Les différents lits et lamines se distinguent par des tailles et morphologies de quartz variables. La cristallisation aciculaire est caractéristique de l'épigénie de dépôts plus riches en calcite tandis que les mégaquartz isométriques traduisent la silicification de dolomite. Cependant, certains dépôts sont formés de quartz aciculaires orientés suivant le litage. Ils proviennent de la sédimentation directe d'aiguilles de quartz remaniées qui proviennent de la dissolution de calcaires silicifiés. Par conséquent, les étapes de silicification s'insèrent non seulement dans l'histoire du remplissage mais aussi dans celle du développement des cavités.

3) Les milieux de silicification sont différents au N et au S

Dans la partie S, les silicifications se sont produites en milieu phréatique comme l'indique l'existence de quartz palissadique. Dans la partie N, elles montrent cependant une morphologie caractéristique de développement en milieu vadose. On y observe la cristallisation de quartz sur la surface inférieure des éléments encroûtés par les spéléothèmes (A, fig. 7). Ces quartz vadoses témoignent du rassemblement des eaux de ruissellement par un mécanisme hydrologique similaire à celui qui forme les stalactites. La précipitation du quartz n'est cependant pas liée au dégazage du CO₂ comme dans le cas de ces dernières. Un contrôle géotrope semblable de la cristallisation du quartz selon un phénomène de "goutte d'eau" a été décrit dans un silcrète conglomératique du Trias des Vosges (Meyer, 1980).

V. — LES MINÉRALISATIONS

1) Minéralisations principales dans les paléokarsts silicifiés

Il a été signalé plus haut qu'une minéralisation syngénétique en fluorite dodécaédrique apparaît dans les remplissages intra-karstiques. Cette même minéralisation se retrouve incluse dans les spéléothèmes. Le mode de déformation induite par la fluorite montre que la minéralisation est également contemporaine du développement du spéléothème (fig. 6). En effet, les cristaux de fluorite ne déforment que les lamines qui les recouvrent. Par conséquent, la cristallisation de fluorite a alterné avec le concrétionnement. On peut donc parler de minéralisation fluorée karstique. En outre, les déformations sont toutes orientées suivant une même direction, probablement la ligne de plus grande pente du substrat. Cette observation est à mettre en parallèle avec les petites coiffes qui forment les spéléothèmes en amont des cristaux de fluorite (c sur la fig. 5 ; A fig. 7). Elle montre bien l'incorporation progressive de la fluorite par le concrétionnement vadose.

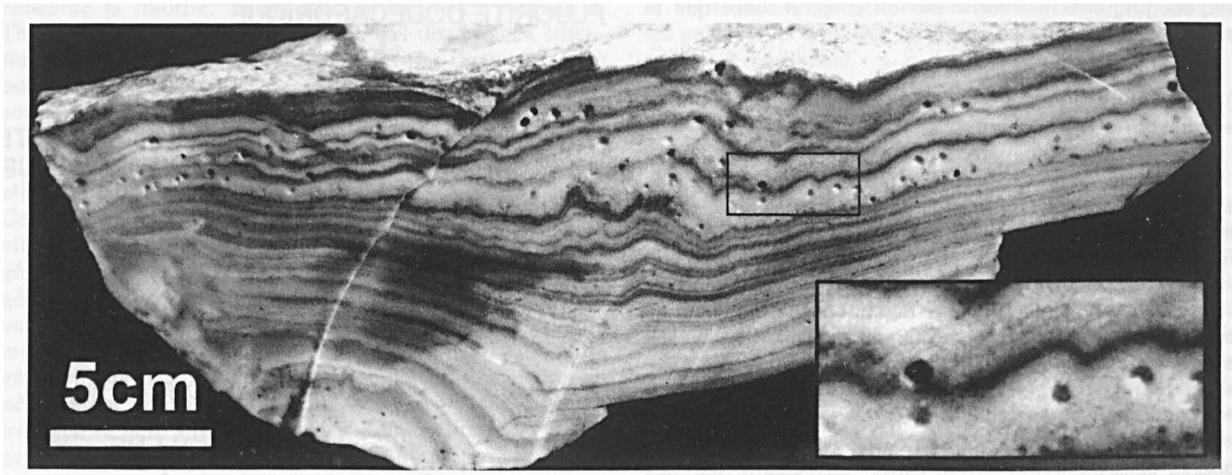


Fig. 5. — Spéléothème silicifié à morphologie de gour avec pisolites (perles des cavernes: p). Pendant sa croissance, il incorpore des cristaux dodécaédriques de fluorite en développant de petites coiffes (c) en amont de ceux-ci (comparer avec les figures 6 et 7A). F: fluorite cubique, Ba: baryte.

Fig. 5. — Silicified speleothem showing a gour morphology with pisoliths (cavern pearls: p). During growth, small speleothem caps (c) progressively enclose dodecahedral fluorite (compare with figures 6 and 7A). F: cubic fluorite, Ba: baryte.



Fig. 6. — Bloc scié de spéléothème silicifié (partie S). Les lamines sont déformées par les cristaux dodécaédriques de fluorite qu'elles recouvrent. Ceci montre que la fluorite est contemporaine de la croissance du spéléothème. Les déformations sont orientées suivant une même direction, probablement la ligne de plus grande pente du substrat.

Fig. 6. — Sawn block of silicified speleothem (S part of the area). Laminae are deformed when they cover dodecahedral fluorite showing that fluorite and speleothem are contemporary. Deformations are all oriented according to one direction, probably dip-slip.

Dans la partie N, une minéralisation à fluorite cubique varicolore et baryte lamellaire est également observée. Elle est ultérieure à la fluorite dodécaédrique et à la silicification

vadoses (A, fig. 7). Elle apparaît sous forme de remplissages de vides dans les ciments de brèches et de conglomérats brèches, dans les encroûtements de spéléothèmes, etc. La

fluorite est légèrement antérieure à la baryte. Ainsi, on trouvera toujours la fluorite sur un substrat autre que la baryte.

2) Relations avec les minéralisations du soubassement varisque

L'étude comparée des minéralisations principales des paléokarsts avec celles du soubassement montre qu'il existe une relation génétique entre ces deux minéralisations (fig. 3).

a) La fluorite dodécaédrique karstique est comparable à celle qui provient de gîtes métasomatiques connus jusque dans la région de Givet à l'E de la région étudiée. Son habitus et ses caractéristiques géochimiques comme son spectre de lanthanides (Baele, 1994) en sont les arguments majeurs. De plus, dans les gisements du soubassement, on observe également une silicification du calcaire par des aiguilles de quartz. L'hypothèse du remaniement karstique de minéralisations fluorées préexistantes est peu cohérente avec la cristallisation de fluorite sur le quartz palissadique et les spéléothèmes. Des reconcentrations karstiques existent bien dans la région mais elles consistent en masses cristallines et sableuses de fluorite noyées dans une argile de décalcification brunâtre (Calembert & Van Leckwijk, 1942). Des cas tout à fait similaires ont été décrits dans le Derbyshire (Shaw, 1983).

b) La phase tardive de minéralisation à fluorite cubique et baryte que l'on trouve dans les paléokarsts de la partie N apparaît également dans le soubassement varisque. A Villers-en-Fagne, on trouve une série de filons dolomitiques dont la minéralisation est identique à celle des faciès silicifiés de surface (fig. 7). Il n'y a cependant ni silicification, ni fluorite dodécaédrique. Par contre, de la galène apparaît préférentiellement dans la baryte. C'est le cas également du filon à Ba-Pb de Roly où, dans le minéral silicifié trouvé occasionnellement à l'état de blocs résiduels à la surface, la galène est absente alors que la fluorite apparaît sous forme de cubes. Il est difficile d'invoquer une remobilisation chimique superficielle de la fluorite et de la baryte des filons. Elle aurait reproduit exactement les mêmes conditions géochimiques ainsi que leur évolution au cours du temps, nécessaires pour expliquer les concordances d'habitats et d'ordre de dépôt. Par conséquent, cette minéralisation F-Ba s'est mise en place en même temps dans les karsts et dans les filons du soubassement. La prépondérance des sulfures dans ces dernières minéralisations peut s'expliquer par l'augmentation des conditions réductrices en profondeur.

VI. — SYNTHÈSE, DISCUSSION SUR L'ÂGE ET LA PALEOGEOGRAPHIE

1) Synthèse

Karstification, silicification, minéralisation et tectonique font partie d'une même séquence évolutive post-varisque. Le quartz et la fluorite apparaissent avoir été restreints en surface, dans un réseau karstique en développement ou réactivé, tandis que se mettaient en place des minéralisations dans des failles actives. Il est à noter qu'un contexte de tectonique active est un facteur très important dans le développement de la karstification

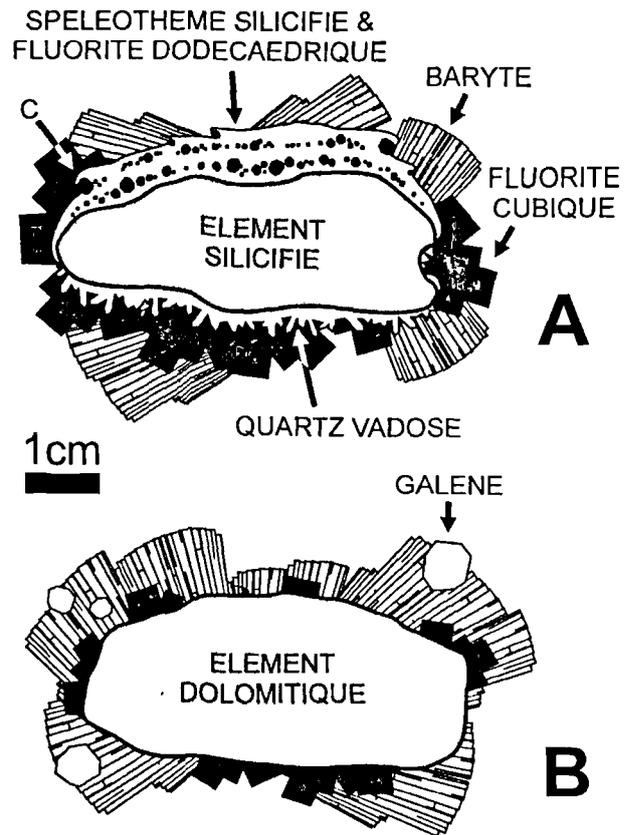


Fig. 7. — Coupes comparatives dans la minéralisation tardive à F-Ba de Villers-en-Fagne (partie N), appartenant aux karsts silicifiés de surface (A) et aux filons du soubassement (B). Dans le premier cas apparaît une phase antérieure de minéralisation à fluorite dodécaédrique, contemporaine du développement de spéléothèmes, ainsi qu'une silicification vadoses (A). Dans le second, seule la minéralisation tardive à fluorite cubique et baryte est enregistrée et de la galène apparaît (B). C: coiffes de recouvrement.

Fig. 7. — Comparative sections of the tardive F-Ba mineralization at Villers-en-Fagne (N part of the area) within the silicified karsts that are found on the surface (A) and within the bedrock (B). In the first case prior dodecahedral fluorite mineralization within contemporary speleothem and vadoses silicification appear (A). In the second, only the tardive F-Ba mineralization occurs and galena is present (B). C: enclosing caps.

(Quinif, 1998). Dans ce sens, les minéralisations du soubassement représenteraient les racines d'un système métallogénique contrôlé à la fois par des facteurs paléohydrologiques et des facteurs tectoniques.

2) Discussion sur l'âge et la paléogéographie

L'âge post-varisque de la séquence évolutive continentale est indiqué par la stratification subhorizontale des remplissages intra-karstiques observée sur les grands blocs peu déplacés. D'un autre côté, l'âge le plus récent des karsts silicifiés est limité par celui des sables marins tertiaires qui les ont remaniés à la base des poches de sable (Thanétien *auct.*).

L'analyse du contexte métallogénique post-varisque de l'Europe de l'ouest montre que la grande majorité des gisements F-Ba-Pb-Zn liés aux karsts ou aux paléosurfaces se sont mis en place pendant une période qui s'étend du

Permien jusqu'au Lias (par ex.: Lagny, 1975, et en ce qui concerne la fluorite: Torres-Ruiz *et al.*, 1985; Ferrand & Thibéroz, 1978 et Ford, 1967). Le cas des croûtes silico-fluorées liassiques du Morvan étudiées par Davaine (1980) est particulièrement éloquent. Le modèle génétique proposé, solidement bâti sur un grand nombre d'observations et d'arguments géochimiques, montre que la libération de la silice et du fluor a été induite par l'évolution biphasée du climat à partir de l'altération du socle varisque (Massif Central). Il n'est pas impossible que ces facteurs climatiques qui, naturellement, ont une grande portée géographique, aient également provoqué une contamination géochimique en F et Si dans les paysages des autres massifs varisques émergés à cette époque. Davaine a d'ailleurs montré qu'il ne fallait pas nécessairement d'anomalie géochimique dans les roches du socle et que la libération pédologique biphasée de solutions silico-fluorées pouvait très bien se faire à partir de roches sédimentaires comme des pélites. Dans le cas des gisements du Morvan, des milieux marginaux à caractère hydrologique confiné ont intercepté la silice et le fluor au cours de leur transport vers le bassin et ont formé les gisements. Dans le cas traité ici, le système endokarstique ainsi que les failles actives ont pu également jouer le rôle de piège géochimique pour les circulations hydrologiques en provenance probable du massif ardennais. Ce dernier a en effet subi de longues phases d'altérations, notamment pendant le Jurassique (Dupuis, 1992), mais il n'est pas impossible qu'elles aient commencé plus tôt. De Magnée (1967), avait déjà proposé un âge permo-liassique pour les minéralisations plombo-zincifères belges, en insistant sur le rôle important des circulations paléohydrologiques dans un contexte d'érosion du massif ardennais.

Bien qu'en toute rigueur, il puisse s'étendre jusque dans le Tertiaire, un âge permo-liassique est donc proposé pour les paléokarsts silicifiés et minéralisés de l'Entre-Sambre-et-Meuse méridional.

VII. — CONCLUSIONS

L'interprétation des blocs silicifiés de l'Entre-Sambre-et-Meuse en tant que vestiges de paléokarsts silicifiés et minéralisés est justifiée par la mise en évidence d'une phase de continentalisation post-varisque probablement permo-liassique. Pendant cette période se sont mises en place, en surface, des minéralisations liées au karst et, en profondeur, des minéralisations filoniennes. Dans un même ordre d'idée, d'autres gisements belges pourraient être génétiquement associés à la paléosurface liée à cette phase de continentalisation. La préservation possible de témoins silicifiés de roches sédimentaires méso-cénozoïques inconnues ailleurs dans la région est en outre une perspective intéressante pour la reconstitution de l'histoire paléogéographique de l'Entre-Sambre-et-Meuse méridional.

Remerciements. — Je tiens à remercier F. Robaszynski pour la révision du manuscrit ainsi que J.-M. Charlet et toute l'équipe du service de Géologie Fondamentale et Appliquée (GEFA) de la Faculté Polytechnique de Mons pour leurs commentaires et critiques sur une version antérieure, L. Zaninetti et R. Wernli (Univ. de Genève) pour les déterminations micropaléontologiques, ainsi que F. Boulvain, J.-M. Marion (Univ. de Liège) et V. Dumoulin (Univ. Libre de Bruxelles) et tout spécialement L. Dejonghe (Serv. Géol. de Belgique), pour leur attention et discussions constructives.

BIBLIOGRAPHIE

- BAELE J.-M. (1994). — Etude des silicifications - Le cas des fagnolithes de l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Travail de fin d'études*, Faculté Polytechnique de Mons, 65 p.
- CALEMBERT L. & VANLECKWIJK W. (1942). — Les gisements de fluorine belges et français, du bord méridional du synclinorium de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 2, p. 64-75.
- DAVAINE J.-J. (1980). — Les croûtes silico-fluorées mésozoïques du Bazois: description et modèle d'évolution. In: SAMAMA J.C.: Les paléosurfaces et leur métallogenèse. *Mém. BRGM*, 104, p. 211-342.
- DE MAGNÉE I. (1967). — Contribution à l'étude génétique des gisements belges de plomb, zinc et barytine. *Econ. Geol. Monogr.*, 3, p. 255-266.
- DUPUIS C. (1992). — Mesozoic kaolinized giant regoliths and Neogene halloysitic cryptokarsts: two striking paleoweathering types in Belgium. In: SCHMITT J.-M., & GALLS Q., (eds): Mineralogical and geochemical records of paleoweathering - E.N.S.M.P. *Mém. Sci. de la Terre*, 18, p. 61-68.
- DZULINSKI S. & SASS-GUSTKIEWICZ M. (1989). — Pb-Zn ores. In: BOSAK P., FORD D., GLAZEK J., & HORACEK I.: Developments in Earth Surface Processes I. Paleokarst - a systematic and regional review. Amsterdam, Elsevier, 725 p.
- FERRAND A. & THIBÉROZ J. (1978). — Les gites de fluorine de l'ouest de la province asturienne (Arlós, La Moscona, Casa del Cura, Villabona, Cucona, Ural) résultent d'une même succession de circulations paléohydrogéologiques au sein d'un horizon calcaire triasique. *Bull. BRGM* (2), 11, 4, p. 335-355.
- FORD T.D. (1967). — The stratiform ore deposits of Derbyshire, In: James, C.H. (ed.) Sedimentary ores. Ancient and Modern. Proc., 15th Inter-University Geological Congress, University of Leicester, p. 73-93.
- FORIR M.H. (1899). — Carte géologique de la Belgique au 1:40 000^e, feuille n° 183 (Sautour-Surice). Institut Cartographique Militaire, Bruxelles.
- LAGNY Ph. (1975). — Le gisement plombo-zincifère de Salafossa (Alpes italiennes orientales): remplissages d'un paléokarst triasique par des sédiments sulfurés. *Mineral. Deposita*, 10, p. 345-361.
- MEYER R. (1984). — Fixation de la silice dans les environnements continentaux. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1, p. 195-207.
- QUINIF Y. (1992). — Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31, p. 1-11.
- SHAW R.P. (1983). — Karstic residual fluorite-baryte deposits at two localities in Derbyshire. In: WILSON R.C.L. (ed), Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials. Published for the Geological Society of London by Blackwell Scientific Publications, London, p. 245-249.
- TORRES-RUIZ J., VELILLA N., MARTÍN J.M., DELGADO F. & FENOLL HACH-ALÍ P. (1985). — The fluorite (Ba-Pb-Zn) deposits of the "Sierra de Baza" (Betic Cordillera, South East Spain). *Bull. Minéral.*, 108, p. 421-436.
- VANDENBROECK E., MARTEL E.A. & RAHIR E. (1910). — Les cavernes et rivières de Belgique. Edité par les auteurs, Bruxelles, 786 p.
- VOISIN L. (1987). — Les fagnolithes. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes*, 76, p. 22-27.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.....	36,00 F
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutéri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.....	85,00 F
	n°2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	336,00 F
	n°3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
Tome VII	n°1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
Tome IX	n°1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.....	432,00 F
	n°2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmobranches de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Arcenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantotrachés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
Tome XVI	— A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.....	250,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Saravejo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i> T.T.C.	90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormeuca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i> T.T.C.	100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly)</i> T.T.C. (tes 3 fasc.)	360,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i> T.T.C.	150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 F
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Hellénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	150,00 F
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>Effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	150,00 F
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	150,00 F
Publication N° 23. — G. BUSSON et A. CORNÉE, <i>L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal</i>	125,00 F
Publication N° 24. — B. LOUCHE., <i>Limites littorales de la nappe de la Craie dans la région Nord Pas-de Calais. Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer</i>	150,00 F
Publication N° 25. — J. G. BREHERET, <i>L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques</i>	300,00 F

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome 6 (2^{me} série), Fascicule 3

parution 1998

	pages
— Bruno MISTIAEN. — Famennien terminal (strunien) d'Etrœungt (Avesnois, Nord de la France) et d'Etaoucun (Guangxi, Chine du Sud). Incidences paléogéographiques des données relatives aux Stromatopores et Ostracodes.....	97
— Jacques BEAUCHAMP. — Essai de quantification du colmatage en Baie de Somme.....	105
Bernard HOYEZ. — Plage, dune et vasière de l'estuaire Nord de la Seine.....	113
Jean-Marc BAELE. — Reliques silicifiées et minéralisées de paléokarsts post-varisques sur le Dévonien en Belgique méridionale (Entre-Sambre-et-Meuse).....	127

© 1998 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteurs.

Imprimé en France (Printed in France)