

**ST-VALERY-
-S-SOMME
EU**

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

**ST-VALERY-
-S-SOMME
EU**

La carte géologique à 1/50 000
ST-VALERY-S-SOMME EU
est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : MONTREUIL (N° 6)
au sud : ABBEVILLE (N° 11)

*De la baie de Somme
aux falaises du Triport*

	Rue	Hesdin
	ST-VALERY- -S-SOMME EU	Abbeville
Dieppe (est)	Gamaches	Hallencourt

MINISTÈRE DU REDÉPLOIEMENT INDUSTRIEL
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-VALERY-SUR-SOMME - EU A 1/50 000

par

P. BROQUET

avec la collaboration de

J.-P. AUFFRET, N. BEUN et C. DUPUIS

1985

Éditions du B.R.G.M. - B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX - FRANCE

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE ET DYNAMIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS.....	12
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	12
Histoire géologique	12
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	14
Secondaire	14
Tertiaire	15
Quaternaire	15
<i>GÉOLOGIE SOUS-MARINE ET INTERTIDALE</i>	23
ÉVOLUTION PRÉSUMÉE DES LIGNES DE RIVAGE ET DU RÉSEAU	
HYDROGRAPHIQUE.....	26
GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	26
OCCUPATION DU SOL.....	30
<i>SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	30
<i>ARCHÉOLOGIE</i>	30
<i>APERÇU GÉOTECHNIQUE</i>	30
<i>SISMICITÉ</i>	31
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS.....	31
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	31
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	33
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE.....	33
<i>COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES</i>	33
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	35
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	37
AUTEURS DE LA NOTICE.....	37

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Parmi les cartes géologiques du Bassin de Paris, la feuille Saint-Valery—Eu présente plusieurs originalités. Elle montre dans les bas-champs de Cayeux des dépôts essentiellement holocènes typiques de la Plaine maritime picarde.

Ces dépôts holocènes associés à un prisme de sédimentation littorale fournissent un bel exemple de formation sédimentaire transgressive. L'estuaire de la Somme qui limite au Nord les bas-champs de Cayeux fournit une image vivante de cette plaine maritime, avec des paysages typiques qui livrent quelques secrets de phénomènes sédimentaires actuels, visibles dans l'estuaire lui-même mais aussi sur les plages de sables et de galets.

L'analyse des dépôts actuels et récents permet de comprendre le mode de formation de cette plaine maritime dont le caractère dominant est la mobilité liée aux phénomènes sédimentaires, d'érosion, de transport et de dépôt étroitement dépendant de la dynamique marine, de la variation positive du niveau des mers mais aussi de phénomènes néotectoniques non négligeables. Le littoral picard apparaît donc comme l'un des plus mobiles d'Europe.

L'aspect de plage se poursuit jusqu'à Ault où commencent les falaises de craie annonciatrices du Pays de Caux. Celles-ci permettent au géologue d'observer d'excellentes coupes du Turonien et du Sénonien inférieur dont l'analyse complète les données ponctuelles que fournissent les carrières situées sur le plateau picard.

Ajoutons quelques précieux témoins tertiaires du Sparnacien et du Thanétien près de Saint-Valery-sur-Somme. Ces affleurements sont intéressants ; en effet, si le Tertiaire est bien développé sous la mer à faible distance du rivage, mais par conséquent inaccessible, il a été très généralement érodé sur le plateau picard.

Enfin rappelons la présence, dans la vallée de la Somme, de quelques célèbres dépôts de Quaternaire continental représenté par des alluvions fluviales ou des limons.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Saint-Valery-sur-Somme—Eu a été établie à partir de relevés sur le terrain appuyés sur une interprétation photogéologique (P. Broquet). Les échantillons de craie ont été récoltés (P. Broquet) pour que la microfaune en soit étudiée systématiquement afin de définir les biozones de la craie (C. Monciardini).

A partir des données micropaléontologiques, des limites de biozones ont été tracées par approximations successives et par le moyen de cartes structurales progressivement améliorées (P. Broquet). Le sommet de la zone *a* a été représenté sous forme d'une carte structurale (P. Broquet).

Les isohypses de la base du Quaternaire marin et fluvio-estuarien ont été établies à partir de sondages peu profonds réalisés dans les bas-champs et les isohypses du toit de l'argile albienne (Gault) à partir des sondages de reconnaissance archivés au B.R.G.M. (P. Broquet).

Le Quaternaire marin a été relevé par N. Beun, et le Quaternaire fluvial de la vallée de la Somme par C. Dupuis. Quant au Tertiaire de Saigneville—Boismond—Saint-Valery-sur-Somme, il a été relevé par P. Broquet et C. Dupuis.

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET DYNAMIQUE

Le territoire de la feuille Saint-Valery-sur-Somme—Eu se trouve dans le Nord-Ouest du Bassin de Paris. Il appartient pour sa partie orientale au plateau crayeux picard, entaillé par la vallée de la Somme qui délimite deux régions, au Nord de la vallée le Ponthieu agricole et boisé et au Sud le Vimeu vallonné et bocager qui rappelle la proche Normandie. Il correspond pour sa partie occidentale à la plaine alluvionnaire picarde ou *bas-champs* qui passent au domaine marin couvrant environ 7 % de la surface de la feuille.

Le plateau, dont l'altitude varie entre + 5 m en bordure des bas-champs à + 125 m entre Woincourt et Dargnies, correspond au pédiplan réalisé à la fin du Crétacé avant les transgressions paléogènes et qui a sectionné, suivant une surface presque plane, les différents étages de la craie. Il est fortement entaillé par la vallée NW—SE de la Somme qui présente une morphologie très jeune avec des flancs souvent raides. Les vallées affluentes (la Trie, l'Avalasse, l'Amboise) présentent des orientations variables N—S à NE—SW. Dans l'angle nord-est de la feuille, la rivière le Dien coule sensiblement E—W à NW—SE. A ces vallées drainées se raccorde un chevelu de vallées sèches remontant souvent très haut sur le plateau et dont les thalwegs s'accusent profondément vers l'aval. L'ensemble de ces vallées présente une orientation variable mais dont le trait dominant est sensiblement orienté NE—SW au Sud de la Somme et E—W à NW—SE au Nord de la Somme.

Les affleurements de craies turoniennes et sénoniennes se rencontrent sur les flancs des vallées où d'assez nombreuses carrières exploitent les roches crayeuses alors que, sur le plateau, les carrières sont rares, la craie étant recouverte par des limons argileux à silice et des limons des plateaux qui peuvent parfois glisser sur les pentes et cacher la craie sur le flanc des vallées.

D'excellentes coupes de la craie, voire des limons, sont fournies par les falaises hautes d'une cinquantaine de mètres qui se développent dans l'angle sud-ouest de la feuille entre Mesnil-Val Plage—le Tréport et Ault—Onival, en prolongement du Pays de Caux. Les falaises crayeuses altières du littoral Cauchois, saillantes au niveau de l'anticlinal d'Eu —le Tréport, qui montre les terrains les plus anciens (Turonien), vont progressivement s'effacer vers Ault, s'immergeant en direction du synclinal de la Somme. Cette muraille de craie est entaillée de vallées actuellement sèches et suspendues au-dessus de l'estran, ou vailleuses. Elle subit l'action des vagues et des alternances gel-dégel d'où un perpétuel et inexorable recul. Fractures et failles fragilisent d'autant plus la falaise. Les éboulis de pied de falaise, généralement fissurés et altérés, sont couverts de moules lithophages particulièrement au niveau du Bois-de-Cise. A partir d'Ault, point triple remarquable, on peut observer la terminaison de la falaise vive qui passe vers l'intérieur des terres à une falaise morte fossile, jalonnée d'arbres voûtés, troussés par les vents dominants, soufflant de l'W.SW, et présentant un port en drapeau très caractéristique. Cette falaise fossile pléistocène se développe jusqu'au cap Hornu, ayant subi quelques rajeunissements sur le trajet. Depuis le phare d'Ault on voit nettement la falaise fossile et la falaise morte ainsi que la barrière littorale de sables et de galets qui se dirige vers Cayeux et le Hourdel. Les limites entre terre et mer ont donc subi ici un déplacement dans le sens anti-horaire depuis le Pléistocène. Aux plages de craies ponctuées de moules vont succéder les plages de sables et de galets des bas-champs et les vasières de la Somme renfermant entre autres espèces des coques nommées ici *hénons*.

L'estuaire ou plutôt la passe de la Somme entre le Crotoy—Morlay—Noyelles-sur-Mer au Nord et Saint-Valéry—le Hourdel au Sud montre un paysage de marécages ou mollières dont la partie supérieure est couverte de végétation (mollière herbue encore appelée pré-salé ou schorre) par opposition à la

partie inférieure qui est nue, sans tapis végétal, recouverte à toutes les marées (mollière nue encore appelée slikke). Les mollières peuvent être protégées de l'inondation marine par une digue et devenir un polder. Il s'agit d'un gain de terre sur la mer ou renclôture dont l'année de prise a été portée sur la carte. On peut ainsi suivre la progression des avancées vers l'Ouest au Nord de Saint-Valery, vers le Nord-Est entre Saint-Valery-sur-Somme et le Hourdel par la date de construction des digues, mais aussi dans l'angle sud-ouest à partir d'Onival. Les archives permettent de penser que la zone la plus ancienne forme le triangle Brutelles—Cayeux—Sallenelle en extension constante depuis 1625. Les renclôtures de l'angle sud-ouest dateraient de 1676 à 1750 ; elles débuteraient en 1625 à partir de Sallenelle en allant vers le Nord-Est où elles se développent encore actuellement (progression de 3 km en 350 ans dans ce secteur).

Les bas-champs de Cayeux, d'une surface de près de 4 000 hectares, à l'altitude moyenne égale à + 4 N.G.F., forment la partie la plus méridionale de la plaine littorale picarde qui s'étend des falaises jurassiques du Boulonnais au Nord aux falaises crétacées du Pays de Caux au Sud, soit sur une quarantaine de kilomètres. De forme sub-triangulaire, ayant pour sommets Ault, le Hourdel, Saint-Valery-sur-Somme, ils sont limités :

- vers le Nord en bordure de mer, par une barrière littorale d'une quinzaine de kilomètres de long, à l'altitude maximum de + 8 à + 10 m N.G.F., en perpétuelle évolution, constituée d'épis de galets et de sables d'estran recouverts de dunes ;
- vers le Nord-Est, face à l'estuaire de la Somme, par des marais côtiers limités par les digues artificielles déjà signalées qui isolent du milieu marin des zones de mollières (schorre) nouvellement créées (renclôtures) ;
- vers le Sud-Est, sur la bordure occidentale du plateau crayeux du Vimeu, par une falaise morte bordée de cordons de galets fossiles.

Les deux traits morphologiques vivants et dominants sont la barrière littorale et les marais côtiers.

La barrière littorale

Elle se trouve renforcée par l'Homme vers le Sud, au niveau d'Ault—Onival, là où elle s'appuie sur la falaise crayeuse et juste au Nord de la ferme des Galets, c'est-à-dire là où elle est la plus mince donc la plus fragile. Le renforcement se fait à l'aide d'épis en bois ou en palplanches orthogonaux au rivage qui permettent une fixation des galets donc un engraissement du cordon. La dynamique sédimentaire est dominée par deux facteurs qui sont la grande amplitude des marées dont le marnage atteint huit mètres et la prédominance des vents du Sud-Ouest.

Les galets de silex viennent du Sud, à raison de 31 000 m³ par an environ (selon une estimation), dont 26 000 m³/an migreraient vers le Nord lors des marées hautes. Poussés par la houle en relation avec les vents dominants du secteur sud-ouest, ils arrivent obliquement sur la côte, roulent perpendiculairement à la digue au retrait de la vague, puis le mouvement recommence d'où un parcours en dents de scie (fig. 1a). Les galets montrent un léger triage d'Onival au Hourdel.

Le volume de craie détruit annuellement lors du recul des falaises plus au Sud (recul moyen annuel de 0,30 à 0,70 m, estimé à 3,30 m entre 1930 et 1940) contient les galets qui alimentent le cordon en édifiant un poulier dont les stades d'avancées sont figurés (fig. 1). On observe, quand les apports sont continus et suffisants, la formation d'une flèche (fig. 1b) ou épi qui se courbe vers l'Est ; lors d'une modification dynamique (forte tempête avec vent d'Ouest) l'épi

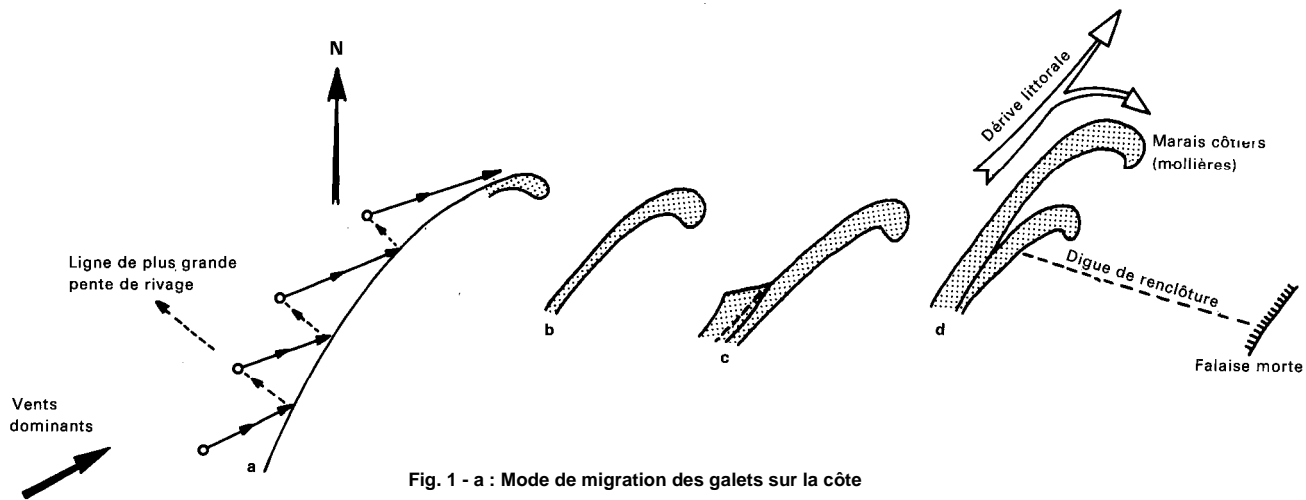


Fig. 1 - a : Mode de migration des galets sur la côte

b, c, d : Edification de la barrière littorale et formation consécutive des bas-champs

se renforce à sa base (fig. 1c), c'est le point de départ d'un nouvel épi (1 d) ; l'ensemble des épis dont certains sont datés constitue la barrière littorale. Le dernier épi est celui du Hourdel. Les digues qui limitent les polders s'appuient sur ces épis vers l'extérieur et sur la falaise morte vers l'intérieur. Bien entendu la barrière littorale, sujette à l'érosion au Sud, est plus fragile et artificiellement renforcée sur plusieurs kilomètres alors qu'elle devient plus trapue au Nord surtout à partir de Brighton, dépassant un kilomètre de large là où la côte est parallèle aux vents et houles dominants. Depuis quelques années le transit des galets semble diminuer par défaut d'alimentation, peut-être par suite de la protection des falaises de craie contre l'érosion au Sud et également de l'exploitation par ramassage des galets. Ces faits révèlent que les bas-champs de Cayeux sont le résultat de phénomènes naturels. Leur édification est aidée ou plutôt sauvegardée par des travaux humains qui visent soit à gagner du terrain (renclôtures) soit à empêcher une rupture de la barrière littorale qui est toujours suivie d'inondations des bas-champs, telles celles de 1912, 1914, 1924 et plus récemment 1972 et 1977. La plus importante rupture se situe au Moyen-Âge puisqu'elle a donné naissance au Hable d'Ault dont l'embouchure était à Onival au XV^e siècle puis reportée à 7 km plus au Nord au XVIII^e siècle par suite de l'avancée du poulier. En 1750 on aidait la nature en barrant le Hable par une digue, un drain artificiel assurant un écoulement sous la digue vers l'Ouest. L'obstruction de ce drain (*noc* en picard) conduisait à construire en 1773 le canal de Cayeux pour permettre aux eaux du Hable de s'écouler.

La barrière littorale comporte un versant externe, vers la mer, qui inclut l'estran et la pente littorale couvrant l'espace intercotidal et subcotidal jusqu'à une profondeur de — 22 mètres N.G.F. environ au niveau du phare de Cayeux pour culminer aux alentours de + 8 à + 10 N.G.F. selon les endroits ; puis un versant interne peu net et un domaine dunaire, édifié par les vents dominants, entièrement supracotidal, linéaire s'étendant en arrière des plages. Ce domaine dunaire mobile se développe là où l'estran devient subparallèle aux vents dominants. Il concerne surtout Brighton et Cayeux dont Victor Hugo qui affectionnait particulièrement ce secteur disait que les vieilles maisons avaient deux portes, l'une vers la mer pour les jours de beau temps, l'autre vers la terre pour sortir quand la première est ensablée. Les dunes isolées sont localement dénommées *crocs*.

La barrière littorale correspond à une zone de sédimentation en constante migration vers le Nord. Elle est interrompue par une passe mobile dans le temps (fig. 2) (notion différente de celle de l'estuaire qui implique une fixité), au niveau de laquelle s'arrête le transfert littoral de sédiments. La passe modelée par les courants littoraux est donc constamment repoussée vers le Nord et de ce fait elle présente une asymétrie. Classiquement, on distingue au Sud de la passe le développement d'une flèche ou poulier et, au Nord de celle-ci, un musoir, en cours d'érosion formant cap. La progression du poulier et la migration corrélative de la passe s'effectue à une vitesse qui semble proche d'un kilomètre par siècle. Le poulier du Hourdel et la passe de la Somme forment le Sud de ce système dont le musoir se trouve au Nord du Crotuy sur la feuille Rue. Il faut noter que depuis quelques années des galets commencent à dépasser la pointe du Hourdel pour atteindre, en suivant la passe de la Somme, la zone du Romeret en face de Saint-Valery-sur-Somme. Cette ville voit son importance portuaire décroître du fait de l'ensablement permanent de son chenal. Le canal de la Basse-Somme achevé en 1834 et prolongé par une digue en aval de Saint-Valery a été conçu pour tenter de lutter contre l'ensablement provoquant le déplacement continu du chenal à l'intérieur de la baie.

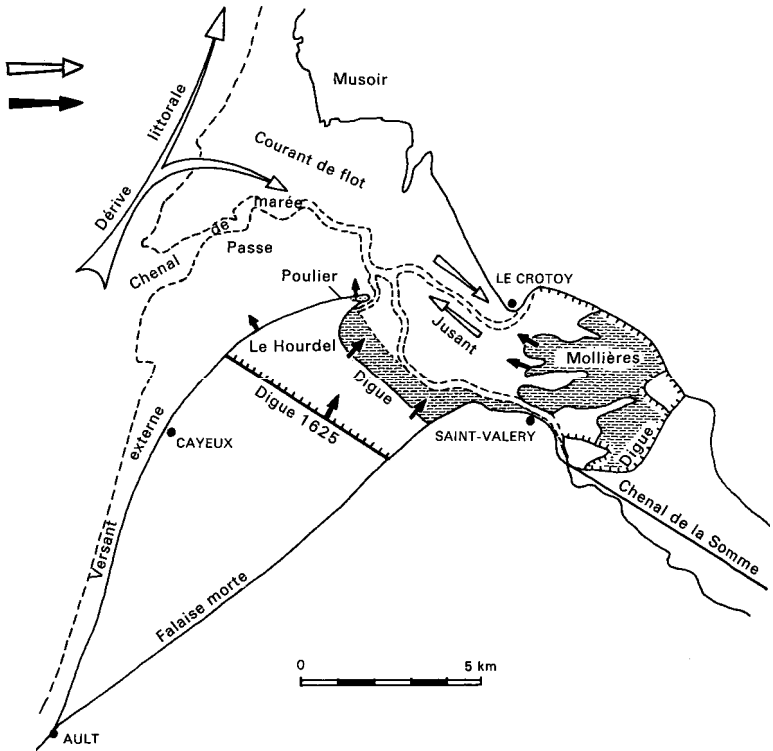


Fig. 2 - Cadre dynamique

Orientation prédominante des courants

Développement de la sédimentation par accrétion latérale interne ou externe

Les marais côtiers (fig. 3)

Développés entre barrière littorale et falaise morte, ils correspondent à la zone intercotidale parcourue de chenaux de marée avec des vasières nues ou herbues (mollières). L'ensemble constitue un des paysages les plus typiques de cette région, observable entre le Hourdel et Saint-Valéry-sur-Somme (Mollières d'aval) et symétriquement par rapport à la passe de la Somme entre Saint-Valéry-sur-Somme—Morlay et Noyelles-sur-Mer (Mollières d'amont).

Les phénomènes sédimentaires sont lisibles à l'extérieur des zones endiguées et poldérisées dans les vasières nues.

La sédimentation s'ordonne en fonction des chenaux de marée dont la mobilité, c'est-à-dire la migration vers le Nord, est liée à celle de la passe. Le courant de flot apporte des sables (chenal), des silts et des vases (slikke) dans lesquels s'installent graduellement, de la basse vers la haute slikke, des organismes fouisseurs dont le travail prépare l'implantation des Halophytes : Spartines puis Salicornes, espèces pionnières qui s'y enracinent et conduisent petit à petit à l'installation sur le schorre des Obiones et Festuces et d'un tapis bleu vieil argent d'*Halimione portucaloides* ou de vertes étendues de *Puccinellia maritima*.

mes sur lesquelles contrastent les taches violettes ondulantes du Lilas de mer (*Limonium vulgare*).

Ces domaines de slikke et de schorre, à préserver et protéger jalousement, sont grouillants de vie cachée ou apparente. Source biologique pour la mer et les pêches côtières ou havre de nourriture pour des centaines d'espèces d'oiseaux généralement migrateurs, ils ont de tout temps constitué un secteur de chasse privilégié si bien narré par Vimereu. Le schorre ou mollière est parcouru de chenaux où remonte la marée parfois contrariée par une porte à la mer. En effet un chevelu de chenaux, dénommés *courants* ou *courses*, drainent les bas-champs et convergent vers un drain unique, ici le *courant* à poissons du Hourdel. Topographiquement plus bas que le niveau de pleine mer, ces *courants* sont envahis par la marée et ne drainent réellement qu'à marée basse. L'eau y subit des mouvements journaliers d'aller et retour seulement contrariés par la fermeture de la porte à la mer qui régularise l'hydrodynamique de surface dans les bas-champs de Cayeux. Ce domaine est parsemé de taches claires qui sont autant de plans d'eau artificiels ou mares à hutte dont la progression accompagne celle des polders (hottes enterrées) ou même la précède : huttes flottantes de la slikke utili-

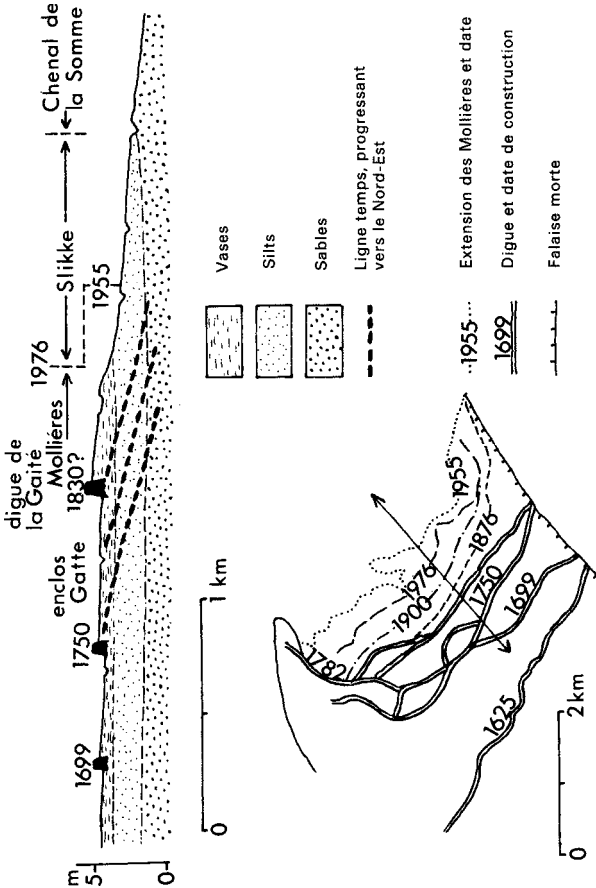


Fig. 3 - Les marais côtiers

flottantes de la slikke utilisant les flaques ou *courants* naturels dans les vasières desquels le gibier cherche sa nourriture. Les huttes les plus anciennes, donc les plus en retrait, n'en sont pas moins célèbres (hutte des 400 Coups près de Sailly Bray) ; elles profitent essentiellement des mouvements de gibier (migrations, volées nocturnes du petit matin et du soir) et sont dans un environnement végétal et minéral où le gibier aime à chercher repos. Ces huttes, dites de marais, sont installées dans des enclos, y compris dans la vallée de la Somme, parfois bordées de haies et d'arbres élancés (saules, ormes en voie de disparition). L'ensemble constitue généralement un parcellaire parfois menu. Elles se différencient des huttes de la baie soumises à l'action des marées.

La progression du schorre (mollière), qui était en moyenne de 5 ha par an, entre 1938 et 1971, dépasserait depuis cette époque 11 ha par an. Elle s'accompagne d'un rétrécissement des chenaux dont la tendance naturelle est le comblement. Les bateaux de pêche dont le tirant d'eau va plutôt en s'accroissant éprouvent de plus en plus de peine à rentrer au port, tant au Hourdel qu'à Saint-Valery ou au Crotoy, malgré les travaux humains : canalisation de la Somme à Saint-Valery, digue submersible du cap Homu court-circuitant l'ancien chenal de la Somme, dragages du Hourdel, bassin de retenue dit de chasse au Crotoy, porte à la mer du Hourdel, etc. Cette évolution a déjà atteint Abbeville et Port-le-Grand qui furent des ports et que les fortes marées atteignaient encore en 1835. A signaler le célèbre gué de Blanquetaque où armées anglaises et françaises se heurtèrent au Moyen Age, désormais à près de 20 kilomètres à l'intérieur des terres, à marée basse. Les précipitations moyennes de cette région seraient de 820 mm/an.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Le territoire de la feuille Saint-Valery—Eu a été traversé par plusieurs forages profonds. Le sondage de Saigneville dont la coupe figure en marge de la carte a rencontré sous le Quaternaire de la vallée de la Somme :

- la craie sénonienne,
- la craie turonienne,
- la craie marneuse et les marnes cénomaniennes,
- les argiles noires glauconieuses et les sables glauconieux de l'Albien et du Crétacé inférieur,
- des terrains variés à dominante calcaire du Jurassique supérieur et vraisemblablement du Bathonien à la base,
- des grès blancs ou rouges et psammitiques avec une intercalation marneuse à gypse, dévoniens (famenniens).

Le sondage révèle les discordances majeures du Dogger sur le Dévonien et du Crétacé inférieur (Aptien (?)) — Albien) sur le Jurassique supérieur, révélatrices des grandes étapes de l'évolution paléogéographique de cette région.

Histoire géologique

A partir des données profondes fournies par les sondages de Saigneville, Nibas, Saint-Blumont, Dargnies, Meneslies, le Crotoy, situés sur la feuille Saint-Valery et des sondages situés sur les feuilles voisines (Abbeville à l'Est, Gamauches au Sud), on peut retracer les grandes lignes de l'histoire géologique de la région depuis l'érosion des contreforts de la chaîne hercynienne qui en consti-

tue désormais le tréfonds et dont on peut dire que, vers le Sud, au contact de la feuille Gamaches, ce tréfonds ou socle est constitué de terrains métamorphiques d'âge inconnu, mais anté-permien (à — 737 m à Gamaches : schistes métamorphiques et andésites). Dans la partie nord de la feuille (Saigneville), le tréfonds est représenté par les psammites du Famennien (Dévonien supérieur) alors que des niveaux plus anciens : schistes gris verdâtre du Gédinnien (Dévonien inférieur) se développeraient vers l'Est en direction d'Abbeville. Cette variété de terrains d'âges différents s'explique puisqu'il s'agit de terrains plissés et érodés à l'époque hercynienne, équivalant au bord sud du synclinorium de Dinant et dont on peut observer les premiers témoins à l'affleurement au Nord d'Hirson.

Dans le Sud de la feuille Saint-Valery, le Permo-Trias a été reconnu et très bien décrit au sondage de Nibas. Il s'agit de dépôts détritiques plutôt grossiers à dominante gréseuse et conglomératique ou fins (argiles et silts) de couleur brun-rouge ou verdâtre, formés en milieu plutôt oxydant ; pendage 7 à 20 degrés. Ces dépôts qui proviennent de l'érosion de la chaîne hercynienne ont été reconnus uniquement sur le socle métamorphique arasé.

La transgression jurassique s'opère progressivement du Sud vers le Nord depuis le Rhétien, sur une surface aplanie sub-horizontale ou à léger pendage sud ; elle semble atteindre le Sud de la feuille Saint-Valery au Lias supérieur (Toarcien—Aalénien, sondage de Nibas). En effet le Lias supérieur est présent en profondeur au Sud d'une ligne NW—SE passant par Cayeux et présentant un niveau repère bien connu dans le Bassin parisien : il s'agit des argiles sapropéliques (schistes bitumineux) du Toarcien.

La mer opère ensuite un léger recul vers le Sud puis transgresse de nouveau vers le Nord, atteignant Gamaches au Bajocien (au Sud d'une ligne Gamaches—Amiens) ; puis, s'avançant très franchement, ensuite, elle recouvre totalement la feuille Saint-Valery au Bathonien (Calcaires gris-bleu et jaunes) et s'y maintient pendant le Jurassique supérieur avec des faciès à dominante marneuse et calcaro-marneux à l'Oxfordien. La mer demeurera au Kimméridgien et probablement pendant une partie du Portlandien pour se retirer ensuite ; toutefois la plupart des dépôts du Jurassique élevé ont été érodés par la transgression crétacée et le Kimméridgien et le Portlandien n'existent plus en profondeur sur la feuille Saint-Valery, la limite d'érosion du Kimméridgien étant reportée plus au Sud, sur la feuille Gamaches.

Des dépôts continentaux du Jurassique terminal—Crétacé inférieur, reconnus par places notamment sous le Vimeu, témoignent du retrait de la mer.

La transgression crétacée est attestée par les formations aptiennes et albiennes, en particulier par les sables verts. La mer dépasse légèrement les limites atteintes au Jurassique. A noter l'épaisseur importante de cet Albo-Aptien au forage de Saigneville (72 mètres). Les dépôts albiens, bien repérés en sondage, recouvrent l'ensemble de la feuille Saint-Valery ; le toit de l'argile du Gault (Albien) a de ce fait été représenté par des courbes isohypses tous les 10 mètres. Naturellement le tracé présente une imprécision certaine qui tient au faible nombre de points cotés (6) situés sur le territoire cartographié, ainsi qu'à la méconnaissance du rejet réel profond de la faille de la Somme.

Au Cénomaniens la mer est bien installée et les dépôts débutent par des sables argileux glauconieux verdâtres (5 m) pour passer à une craie plus ou moins marneuse bleutée (60 mètres).

Le Turonien, marneux à sa base (dièves bleues), prend ensuite son faciès classique de craie argileuse plus ou moins grise, à silex noirs au sommet. Cet étage affleure dans l'angle sud-ouest de la feuille (vallée de la Bresle—le Tréport) et dans la vallée de la Somme.

TERRAINS AFFLEURANTS

La figure 4 en fournit les caractéristiques essentielles : colonne lithostratigraphique synthétique, évaluation des épaisseurs, découpage biostratigraphique par les Foraminifères, caractérisation des bioclastes.

Secondaire

Crétacé supérieur

C3a. Turonien inférieur (ti). Il est représenté par une craie légèrement argileuse gris-blanc. Quelques nodules indurés y sont disséminés.

On relève la présence d'assez nombreux Inocérames : *Inoceramus labiatus*, *I. labiatus hercynicus*, *I. mytiloides*, *I. rotundatus*.

C3b. Turonien moyen (tm). Craie tendre argileuse, gris-blanc à rares silex, avec niveaux décimétriques à métriques indurés de brèches et conglomérats intraformationnels à ciment crayeux gris, dur. Le Turonien moyen s'avère assez riche en Inocérames : *Inoceramus labiatus mytiloides*, *I. fiegei*, *I. apicalis*, etc.

C3c. Turonien supérieur (ts). Craie blanchâtre à jaunâtre localement, très peu argileuse, à silex noirâtres, noduleux, isolés ou en lits. Quelques silex à patine rosée. Derniers niveaux indurés. Arborisations grises. Présence de quelques traces de chenaux.

On observe toujours d'assez fréquents Inocérames, des Térébratules, Rhynchonelles, Spongiaires et quelques Echinides : *Inoceramus inconstans*, *I. waltersdorfensis*, *I. waltersdorfensis hannovrensis*, *I. ernsti*, *I. sp. gr. schlönbachi*, *Micraster icaunensis*, *M. breviporus*, *Ventriculites radiatus*. Ces niveaux sont particulièrement fossilifères près d'Oust-Marest.

C3c-4a. Turonien terminal—Coniacien inférieur (passage T → S et S/a). Craie blanchâtre à jaunâtre quand elle est altérée, à nombreux silex cornus dont le cortex présente souvent une patine rosée. La faune, peut-être un peu moins riche que sur la feuille Abbeville, présente les mêmes associations d'Inocérames, Echinides et Brachiopodes : *Inoceramus deformis*, *I. fiegei*, *I. cf. striatoconcentricus*, *I. cf. woodsi*, *Echinocorys gravesi*, *E. cf. sphaericus*, *Cidaris sceptrafer*, *Holaster planus*, *Micraster beonensis*, *M. breviporus*, *M. cf. brevis*, *M. decipiens*, *M. icaunensis*, *M. icaunensis* var. *plate*, *M. leskei*, *M. normanniae*. Toutes ces espèces sauf *M. decipiens* et *C. sceptrafer* sont turoniennes. On y rencontre également *Terebratula (Gibbithyris) semiglobosa* (Sow), *Rhynchonella (Orbirhynchia) cf. dispansa* Pettit, *Rhynchonella (Cretirhynchia) minor* Pettit.

Cette unité regroupe une biozone de passage entre Turonien et Sénonien (T → S) et la biozone S / a rapportée au Coniacien inférieur. Aucune articulation sédimentaire n'a été observée dans cet intervalle.

C4b. Coniacien moyen (zone S/b). Craie blanche pauvre en macrofaune, à silex noirs assez rares, parfois jaunâtre à la base et localement à chailles gris jaunâtre très silicifiées (région de Bouillancourt—Chaussoy). L'épaisseur est plus forte au Nord (35 m) qu'au Sud (15 m) de la Somme.

C4c. Coniacien supérieur (zone S/c). Craie blanche, parfois à débit en plaquettes avec quelques niveaux de silex noduleux ou plats. Fréquentes dendrites

de manganèse. Rare macrofaune dans l'ensemble ; présence de Spongiaires au Nord-Est de Nouvion-en-Ponthieu.

C5a. **Santonien inférieur (zone S/d)**. De nature lithologique comparable à celle du niveau précédent, il s'agit d'une craie blanche à débris d'Inocérames, à silex rares de petite taille, pauvre en macrofaune. En tête, cette craie est fréquemment altérée, cryoturbée, voire solifluée. Il s'agit du niveau crétacé le plus élevé de la feuille. Il atteint 30 m d'épaisseur et plus et doit avoir été assez peu érodé.

Tertiaire

Paléocène—Eocène

Bien développé dans le domaine marin, il ne subsiste qu'à l'état de butte-témoin dans la région de Saint-Valery.

e2. **Thanétien. Sables**. Épais d'une dizaine de mètres, le Thanétien se présente sous son faciès classique de sables glauconieux. La teneur en glauconie augmente de la base vers le sommet de la formation et la granulométrie croît également, la médiane variant entre 185 μ à la base et 280 μ au sommet. On note, à la base des sables, la présence d'un lit argileux épais de quelques décimètres au

bois du Mont-Pillard composé d'illite (32 %) et de montmorillonite (68 %) et on remarque au sommet de la formation d'une part que les grès du Thanétien supérieur sont absents (on ne les retrouve qu'à l'état de matériaux épars) et d'autre part qu'un paléosol violacé de type podzolique s'est installé sous l'Yprésien inférieur témoinnant d'une émergence et de l'installation d'une végétation.

e3. **Yprésien inférieur (Sparnacien). Argiles, silts, sables, lumachelles**. Il s'agit d'argiles, silts à Unios et Cyrènes (*Cyrena cordata*, *Unio wateleti* var. *stapulensis*, *Planorbis hemistoma* et *Bithinella* sp.) (dét. M. Perreau), sables souvent grossiers et lumachelles dont l'épaisseur totale approximative peut être estimée à 8 mètres. Les argiles sont constituées d'illite : 11 %, kaolinite : 3 %, montmorillonite : 86 %. S'y intercalent, plusieurs niveaux de faluns à *Cyrena cuneiformis* et un niveau lumachellique à Huîtres (non observé en place, voir matériaux épars). La faune récoltée déterminée par M. Glibert a révélé : *Melanoides inquinatus* (DeFrance), *Ostrea inaspecta* (Desh.), *Corbicula (Loxoptychodon) cuneiformis* (Sow.), *Ostrea bellovacensis* (Lmk), *Corbicula (Loxoptychodon) cuneiformis* (Sow.), var. courte = *antiqua* (Ferussac). A noter la coexistence dans le Sparnacien de fossiles d'eau douce et d'eau saumâtre.

— *Remarque* : resédimentés au Quaternaire les sables du Thanétien ont parfois été accumulés dans des poches, dépressions ou vallées sèches sur plusieurs mètres d'épaisseur comme on peut le constater dans le Fond du Val près de Pendé ou dans les secteurs de Saint-Valery-sur-Somme—Saint-Blimont.

Quaternaire

Le Quaternaire est d'origine marine sur la côte, fluviale dans les vallées (exemple la Somme) ou continentale sur le plateau.

Formation de plateau et de pente

LPs. **Limons à silex**. Il s'agit d'une formation limoneuse rougeâtre à forte

charge caillouteuse reposant sur l'argile rouge à brun foncé à silex entiers (= argiles à silex s.s.) d'épaisseur centimétrique à décimétrique qui se trouve directement au contact de la craie et tapisse les poches de dissolution, où l'on peut généralement l'observer. Cette formation résiduelle est très discontinue. L'argile à silex est toujours recouverte par le limon à silex (LPs) ou le limon de pente à silex (LPs/a). Elle n'a donc pas été figurée car il est impossible de suivre son extension sous les formations superficielles qui la recouvrent. De ce fait, l'argile à silex s.s. et les limons rouges à silex, encore appelés bief à silex, ont été regroupés sous la même notation LPs, les limons formant l'essentiel des affleurements.

Les limons argileux rouges à silex constituent une formation continue, épaisse de quelques mètres, reposant sur la surface altérée du pédiplan finicrétacé et remplissant de nombreuses cavités karstiques. Ils contiennent une fraction sableuse fine non négligeable que l'on peut mettre en évidence par lavage. La charge caillouteuse parfois considérable (champs de cailloux) comprend des silex verdis cariés provenant du remaniement du Thanétien, des galets avellanaires noirs ou gris venant de l'Yprésien, quelques rares débris de grès à Nummulites et de grès à ciment d'hématite, des silex roulés et brisés de toutes dimensions, issus de la craie.

Cette formation a dû se former sous un climat assez chaud et humide et s'étaler sur la surface non disséquée du pédiplan, postérieurement à l'émersion générale de la région après le Paléogène et avant les phénomènes glaciaires. Sa genèse a certainement combiné les phénomènes d'altération continentale, à partir des sédiments crétacés et tertiaires, puis de transport et de sédimentation essentiellement par voie hydrique. Peut-être que la formation de ce complexe qui remanie des témoins d'altération tertiaire a pu se poursuivre pour partie pendant le Quaternaire.

Fréquemment, la formation a tendance à glisser en masse sur les pentes, ainsi que les limons des plateaux sus-jacents, venant participer à la formation des limons remaniés sur pentes. Là où les limons glissés n'ont pas été déconnectés des roches en place, ils ont été indiqués par une surcharge spéciale (LPs/a).

Vers le haut ils passent au limon pléistocène des plateaux et les limites sont souvent difficiles à fixer de façon précise.

LP. Limons des plateaux. Il s'agit d'une formation homogène constituée par un limon éolien loessique, fin, doux au toucher, beige, parfois tirant sur le brun-rouge, épais de quelques mètres, qui couronne les plateaux taillés dans le pédiplan finicrétacé. Le territoire de la feuille ne présente pas de bonne coupe de cette formation qui est en général attribuée pour une part au Würm et aussi, pour une autre part, sans doute importante, à des niveaux plus anciens. La distinction entre limons anciens et limons récents n'est pas toujours possible, le complexe des limons a donc été figuré sous la seule notation LP. Le lessivage et la décalcification du limon produit à l'Holocène ont provoqué la formation, en surface, de la terre à brique ou lehm de teinte brunâtre. Outre la fabrication des briques, les limons ont été utilisés comme terre à pisé pour la construction des chaumières et des granges et de nombreuses petites carrières abandonnées sont encore visibles.

LP/a, LPs/a. Limons de pente. Ces limons procèdent des deux formations précédentes auxquelles s'ajoutent en plus ou moins grande quantité des niveaux à gravelles crayeuses. Ils sont assez homogènes bien que plus ou moins contaminés par des silex brisés parfois de très petite taille. Les proportions relatives de limons, de silex, de sable et d'argile sont variables.

Matériaux épars

On les récolte dans les limons à silex (LPs) ou dans les graviers des nappes alluviales. La plupart sont issus du Tertiaire et ne sont pas connus en place à l'exclusion des blocs de lumachelles à Huîtres (jusqu'à 40 cm) de l'Yprésien inférieur visibles sur la partie nord-ouest du mont de la Chapelle. Il s'agit de grès à Nummulites du Lutétien inférieur (*N. laevigatus*), souvent microconglomératiques, de quelques centimètres à 20 centimètres, abondants dans les formations résiduelles à silex au Sud de Mautort où ils sont associés à des blocs de même taille de grès fins, à ciment d'hématite, arrondis, dont l'âge est inconnu ; son association avec le Lutétien inférieur, dernier étage de l'Éocène connu dans la région, fait penser à un témoin de pédogenèse tertiaire post-lutétien inférieur, peut-être assimilable au Sidérolithique. On observe également des blocs de grès fin quartzeux du Thanétien supérieur, d'une taille pouvant atteindre plus d'un mètre, de forme plus ou moins parallépipédique, parfois avec une face mamelonnée (ferme des Bruyères), à traces d'éolisation, présentant exceptionnellement des empreintes de Lamellibranches ; ces blocs sont surtout fréquents dans les graviers où ils atteignent les tailles les plus importantes.

Alluvions fluviales anciennes (nappes alluviales).

Fr, Fr, Fs, FsC, \mathcal{A} FsC, Ft, Fu, Ft-u, Fv, Fw, Fy. **Nappes alluviales : graviers siliceux, sables et argiles.** Deux types de sédimentation sont à distinguer.

- **Le premier type** montre des dépôts grossiers : graviers géolifracés essentiellement siliceux, silex éclatés et rognons aux angles plus ou moins émoussés et diversement patinés. Le caractère essentiellement siliceux des sédiments est original, il ne s'agit pas de graviers décalcifiés : les rares lentilles de matériel crayeux soliflué qu'ils contiennent sont exemptes de trace de dissolution (Boismont, Fu). Les apports latéraux sont donc réduits. La matrice des graviers est surtout sableuse. Des sables fluviales sont interstratifiés ou surmontent les graviers. Ils adoptent fréquemment une allure entrecroisée, à petite échelle, dans les lits interstratifiés, à grande échelle, dans les chenaux surincombants. Les niveaux argileux sont rares et minces (illite : 68 %, kaolinite : 15 %, montmorillonite : 17 %, bois de Prêle, Fs).

- **Le second type**, que l'on observe dans les nappes FsC et Fr, montre, par ordre d'importance décroissante, des sables, des argiles et des graviers. Ces dépôts ont des caractères fluvio-marins.

Les sédiments des deux types renferment des blocs démesurés de grès thanétiens qui corroborent leur caractère périglaciaire.

L'un et l'autre types peuvent revêtir un aspect résiduel plus ou moins prononcé ; les sédiments remplissent alors des poches de dissolution quand le substrat est la craie. Ils peuvent perdre leur stratification surtout si s'ajoutent les effets de la cryoturbation (cas de \mathcal{A} Fr).

Seules les zones, où le caractère résiduel est très net, ont été distinguées (\mathcal{A} FsC, \mathcal{A} Fr).

L'interprétation des différents niveaux d'alluvions a été menée à partir du transect du Chemin des Salines qui joint la carrière de Boismont à celle du bois de Prêle. Il provient d'un levé altimétrique et topographique, complété par une prospection en sismique réfraction qui a permis de suivre la base des limons. A

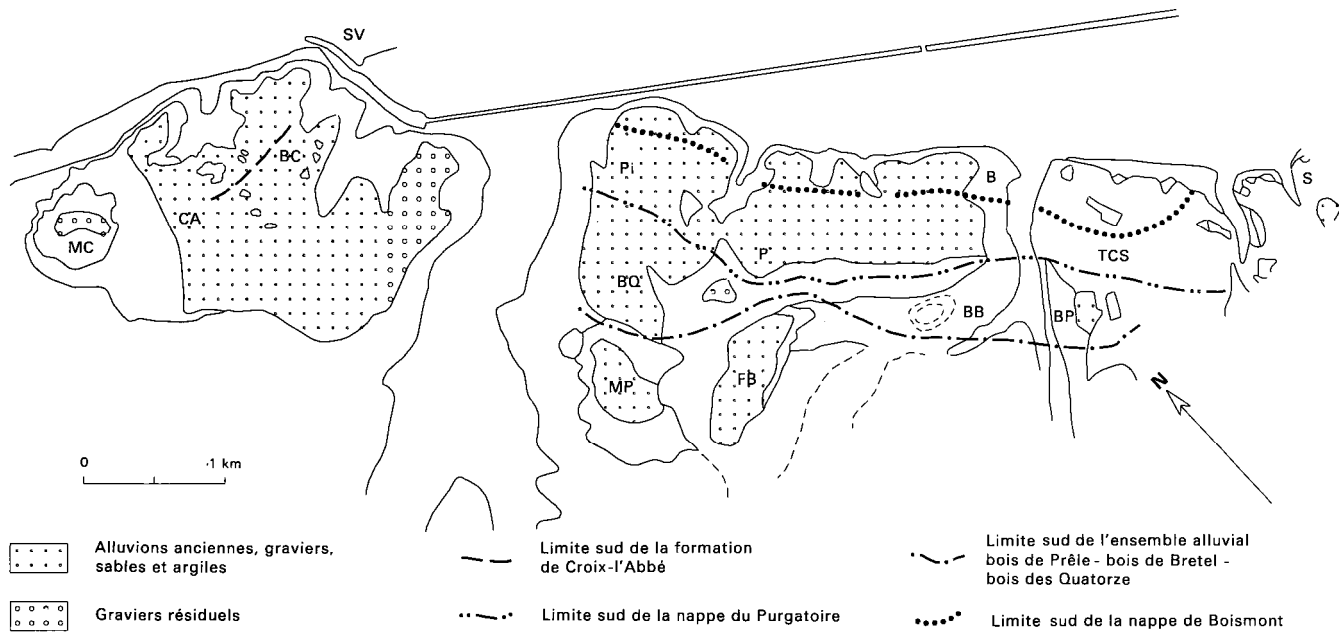


Fig. 5 - Nappes alluviales

l'aide des altitudes du contact gravier—craie dans les carrières de Saigneville, quatre aplanissements principaux ont été mis en évidence. Ils ont été suivis latéralement jusqu'à Pinchefalise (fig. 5 et 6, d'après C.D.).

Ils sont tous situés au-dessus de la nappe de Mautort (moyenne terrasse) et se rapportent à ce qu'il est classiquement convenu d'appeler les «hautes et très hautes terrasses » et les « graviers des plateaux ».

Au total six nappes ou ensembles alluviaux anciens ont été distingués sur la carte :

Fr : nappe du mont Pillard et de la ferme des Bruyères,

Fs : nappe du bois de Prêle, du bois de Bretel et du bois des Quatorze,

Ft : nappe du Purgatoire,

Fu : nappe de Boismont,

Fv : nappe de Saigneville,

Fw : nappe de Mautort,

auxquelles il convient d'ajouter les graviers de fond (Fy) conservés sous les alluvions récentes et holocène (Mz, Fz).

Il est probable que les alluvions du bois de Prêle, du bois de Bretel et du bois des Quatorze appartiennent à une seule et même nappe. Les alluvions du mont Pillard et de la ferme des Bruyères pourront peut-être être réparties en deux nappes.

La position du complexe alluvial de Saint-Valery parmi ces nappes n'est pas évidente. Il faut en effet tenir compte de l'existence de failles susceptibles d'avoir rejoué faiblement au Quaternaire (failles de l'Amboise et de Saint-Valery).

En l'absence de rejeu des failles au Quaternaire, la nappe du bois Cassin prolonge l'ensemble alluvial Fs, et la Formation de Croix-l'Abbé doit s'inscrire au niveau de la paléofalaise où sa trace n'a pas (encore ?) été mise en évidence.

Dans le cas d'un abaissement du panneau supportant le complexe de Saint-Valery, la nappe du bois Cassin et la Formation de Croix-l'Abbé doivent être mises en corrélation avec les alluvions du mont Pillard et de la ferme des Bruyères. Les graviers résiduels du mont de la Chapelle seraient alors les témoins alluviaux les plus anciens.

Dans un souci de simplification, la première hypothèse a été admise et les graviers du mont de la Chapelle regroupés avec les alluvions du mont Pillard et de la ferme des Bruyères (Fr). De même la nappe du bois Cassin, localement

Fig. 5

- MC — Mont de la Chapelle ;
- SV — Saint-Valery-sur-Somme ;
- CA — Croix l'Abbé ;
- BC — Bois Cassin ;
- Pi — Pinchefalise ;
- BQ — Bois des Quatorze ;
- MP — Mont Pillard ;
- P — Purgatoire ;
- FB — Ferme des Bruyères ;
- B — Boismont ;
- BB — Bois de Bretel ;
- TCS — Transect du Chemin des Salines ;
- BP — Bois de Prêle ;
- S — Saigneville.

résiduelle \sphericalangle FsC, réunie avec la Formation de Croix-l'Abbé, a été mise en parallèle avec les alluvions Fs.

Les figures 5 et 6 donnent cependant une image plus objective de nos connaissances actuelles relatives aux alluvions anciennes de la basse Somme (d'après C.D.).

Fy. « Gravier de fond », connus uniquement dans les sondages implantés dans le cours de la Somme.

Alluvions fluviales récentes et colluvions

CV. **Colluvions de fond de vallées sèches.** Ce sont des accumulations limoneuses hétérogènes au fond des vallées sèches, alimentées par de la craie, des sables thanétiens, des silix et surtout par tous les limons signalés précédemment ainsi que par la terre arable. Ils s'engraissent après chaque orage aux dépens essentiellement des limons. Leur épaisseur dépasse parfois 5 mètres.

C. **Colluvions.** Il s'agit de terrains glissés, de coulées boueuses visibles en photographie aérienne. Elles ont dû se développer à partir des périodes de défrichement de la forêt protectrice et, actuellement, on assiste à une nette recrudescence de l'érosion, liée au remembrement, depuis la destruction malheureuse des rideaux, des buissons et des fossés.

U. **Travertins de Toefles et d'Arrest.** Il s'agit de placages, sur les pentes douces, à 15-20 m au-dessus des vallées, de travertins plus ou moins indurés recouverts de limon à Arrest et en relation latérale avec des brèches crayeuses cimentées, plaquées sur les pentes plus fortes. Ils contiennent une faune de Gastéropodes terrestre (*Helix*) et d'eau douce : Planorbes, Limnées. Ils se distinguent des dépôts de terrasses ; leur âge est mal connu.

Fz. **Alluvions récentes holocènes et tardi-glaciaires : graviers, sables, silts, limons remaniés et tourbes bien développées dans la vallée de la Somme.** L'épaisseur de ces alluvions repérées par forage peut atteindre 12 mètres.

Dépôts marins

Ils affleurent dans la plaine maritime dont on peut mieux saisir l'évolution récente (voir cadre géographique et dynamique) à l'aide des repères suivants :

- position de la falaise morte, flandrienne au Sud et sub-actuelle au Nord ;
- limites datées d'extension de la mer connues à l'époque historique ;
- digues limitant les renclôtures avec leur date d'édification ;
- limites d'extension des mollières. L'extension figurée lors de la réalisation de la carte (1976) correspond à la limite cartographique entre la sédimentation marine actuelle et les mollières susceptibles d'être encloses par des digues.

Une coupe géologique NW—SE, réalisée au niveau des bas-champs, présente la structure de la zone côtière. Cette coupe a été dessinée à partir de la carte et des données de forage sur le continent et à l'aide d'un profil géophysique réalisé en sismique réflexion pour la partie marine. En mer, les pendages de la craie et des dépôts récents ont été légèrement exagérés afin de faire apparaître les détails des relevés sismiques lus sur une coupe-temps. Pour faciliter la représentation, l'échelle des hauteurs a également été très exagérée.

My. **Cordon pléistocène.** Il s'agit du cordon le plus ancien connu dans la

région. Il est lié à une falaise morte, très émousée, dont la trace est visible sur l'estran d'Ault—Onival (les dépôts crayeux qui la bordent en pied de falaise renferment des silex levalloisiens et *Elephas primigenius* ; ils datent très vraisemblablement du Riss). Il affleure entre Brutelles et Sallenelle et s'avère constitué de galets de silex arrondis à très arrondis, parfois enrobés dans une pâte limoneuse ocre ou marno-crayeuse blanche. Sa partie supérieure est cryoturbée (Lanchères). Son âge est très probablement pléistocène, façonné en période interglaciaire (Riss-Würm ?).

FMz. Silts et tourbes (période atlantique). Ces dépôts ne sont connus qu'en sondage et décrits à partir des sondages de la Mollière-de-Terre (S₂ : 1.49) et de Wathierut (S₃ : 2.50) (*cf. coupe*). Âge : 7 540 ± 140 à 5 500 ans B.P.

Mza. Dépôts marin du Sub-Boréal et du Sub-Atlantique (5 500 ans à actuel). Ils sont connus à l'affleurement et en sondage (1.49 et 2.50, *cf. coupe*) et comportent :

- un cordon littoral interne holocène (sub-boréal), Mza/1 recouvert par place de tourbes sub-actuelles et affleurant entre Hautebut et le Sud du cap Hornu ; il est de plus en plus ancien vers le Sud ; entre Sallenelle et Hautebut, il apparaît pour partie sur le cordon ancien qu'il remanie latéralement au Nord de Brutelles. Au Sud de ce dernier point, on note un élargissement des affleurements de galets, pour partie recouverts de tourbes au contact de la falaise morte pléistocène. Cet élargissement en plan est le résultat de la reprise d'érosion de la falaise ancienne entre Hautebut et Ault au Flandrien supérieur (Sub-Boréal). Le cordon nouvellement formé s'aligne dans le prolongement direct de cette falaise, remodelée et nettement visible dans le paysage actuel. Ce nouveau tronçon de falaise est ainsi privé de ses galets anciens, transportés et résédimentés un peu plus au Nord lors de la transgression flandrienne. Nous donnons la même signification quant à la genèse de la falaise présente à l'Est des Mollières, entre Sallenelle et le cap Hornu, falaise morphologiquement aussi nette que celle qui est présente entre Hautebut et Ault. Au Nord de Sallenelle le cordon le plus jeune se présente sous la forme de galets remaniés surmontés de sables à *Cardium*, âge 180 ± 90 ans B.P. En sondage (S₂ — S₃, *fig. coupe*) le cordon passe latéralement à des sables gris à gris-bleu (6 m environ) dont l'âge doit se situer entre 5 500 et 2 500 ans B.P. Ces sondages (1.49 et 2.50) sont situés au Nord du trait de coupe passant par le phare de Cayeux ;

- des dépôts de colmatage marin (assises de Calais et de Dunkerque, Mza/2) développés entre 0 et 5 m ; anciens schorres isolés du milieu marin par des renclôtures et constituant les marais côtiers. Il s'agit d'argiles brunes (vases actuelles de la slikke), de silts et de sables gris se développant entre 2 500 ans B.P. et la période actuelle (*coupe*) s'appuyant latéralement sur le cordon de Sallenelle (180 ± 90 ans B.P.), daté par des tourbes et dont la progression récente est jalonnée par les digues datant les renclôtures (progression de 3 kilomètres en 3 siècles, voir *fig. 3*). Les sondages 1.49 et 2.50 (voir *coupe*) fournissent une coupe verticale de ces dépôts ; la série se présente comme suit de bas en haut :

- un substratum crayeux constitué de craie blanche solifluée du Santonien inférieur (zone S/d) ;
- une série de sables jaunes, à galets de silex et à particules crayeuses, qui représente des résidus d'altération (0,3 à 1,5) ;
- une série silteuse inférieure grise (2,5 à 4 m). Elle renferme plusieurs niveaux millimétriques à pluricentimétriques de tourbes d'eau douce, à pollens de *Pinus sylvestris* et de *Quercus* dont le plus inférieur (2.50, cote — 10 m NGF) a été daté de 7 540 ± 140 ans B.P. soit sensiblement la limite Boréal—Atlantique.

Cette série renferme, immédiatement au-dessus de ces tourbes, des Gastéropodes d'eau douce (*Bithynia tentaculata*) dont les opercules manquent, ce qui impliquerait la présence de courants au moment du dépôt. A la cote — 8 m NGF apparaissent les Lamellibranches d'embouchure de rivière (*Scrobicularia plana = piperata*). Ces dépôts sont donc fluviaux à la base et évoluent progressivement vers des formations estuariennes dont le sommet se présente à la cote — 6 m NGF. Ils semblent dater, dans leur ensemble, de la période atlantique ;

- une série de sables gris-bleu, bouillants, inférieurs, puissante de 6 m environ, qui renferme, dès la cote — 5 m NGF, des lits de *Cardium edule*. L'analyse granulométrique de ces sables (médiane comprise entre 0,10 et 0,170 mm, Q10 entre 0,170 et 0,300 mm, Q90 entre 0,063 et 0,125 mm, révèle des fluctuations (au moins 5). De plus, on remarque un granuloclassement horizontal décroissant de S₂ vers S₃, c'est-à-dire de l'Ouest vers l'Est. Les niveaux d'énergie sont plus élevés et variables à l'Ouest qu'à l'Est. Ceci s'explique si l'on considère qu'il s'agit là de dépôts d'estran caractéristiques de mers à fortes marées. Ce sont donc les premiers dépôts holocènes marins francs. Leur âge est essentiellement sub-boréal ; ils sont liés, comme dans le Marquenterre, à la transgression survenue vers la fin de la période atlantique, vers 5 500 ans B.P. ;

- une série supérieure sableuse, grise, qui montre une granulométrie décroissante vers le haut pour passer à des sables argileux puis aux argiles de surface (4 à 5 m). L'ensemble peut être assimilé à des dépôts de marais côtiers, définis précédemment, survenus durant la période subatlantique (fig. 3).

Le contact entre les séries sub-boréales (dépôts d'estran) et subatlantiques (dépôts de marais côtiers) se marque par un mince épisode argileux (S₂) ou un lit plus clair (S₃). Un contact de même nature a été signalé au Nord de la plaine littorale picarde. Il marque la phase régressive qui sépare « l'assise de Calais » de « l'assise de Dunkerque ».

Un autre sondage, réalisé pour les besoins d'une étude hydrogéologique, a été implanté aux environs de Brighton (S 1 : 1.17) ; peu carotté, il recoupe toute la série de la barrière littorale.

La référence au sondage du Hourdel permet d'indiquer qu'un épais niveau de tourbes y fut signalé entre les cotes — 26 et — 27,5 m NGF, sans datation. Il est séparé de son substratum crayeux soliflué par 4,5 m de gravier fin coquillier et surmonté par des sables fins bleus. Sans preuve formelle, nous rattachons le niveau de tourbes de ce sondage et les dépôts fins qui le surmontent à la série fluvio-estuarienne atlantique décrite ci-dessus ; enfin, nous considérons les graviers coquilliers sous-jacents aux tourbes (cotes actuelles de — 32 à — 27,5 m NGF) comme les témoins sédimentologiques probables des dépôts qui se sont développés à l'Ouest du cordon ancien marquant l'ancien rivage éémien.

Les sondages indiqués ci-dessus et des sondages récents non carottés ayant atteint le substratum crayeux, permettent de représenter l'allure de la paléo-surface du toit de la craie sous recouvrement quaternaire. On remarquera sur cette carte une dépression « médiane », débouchant sur la mer au Sud de Cayeux, qui pourrait correspondre à un ancien cours de la Somme.

Dz1, Dz2. **Dunes sub-actuelles et actuelles (Dz2) ou récentes (Dz1)** bien développées entre Cayeux et le Hourdel où elles recouvrent les épis de galets. Les sables ont une granulométrie très constante (médiane à 0,200 mm et percentiles à 0,160 et 0,270 mm). L'édification de ces dunes assez hautes (+ 18 m NGF) est due aux vents qui transportent les sables de l'estran à raison de 50 000 m³ par an.

Mzbc1, Mzbc2. **Cordons littoraux actuels (Mzbc2) intercalés de sables, développés entre 2 500 ans B.P. et la période actuelle, à récents (Mzbc1)**, il s'agit d'une barrière littorale formée de galets essentiellement siliceux, de sables et de quelques éléments de granite, pegmatite, microgranite..., en provenance probable du Massif armoricain, ce qui impliquerait une alimentation en galets de silex en provenance de l'ensemble des falaises normandes. L'ensemble des galets est très roulé par suite des chocs répétés qu'ils subissent lors de leur migration vers le Nord. Il faut noter leur tri du Sud vers le Nord, les plus gros éléments étant localisés au Sud. En sondage, la constitution du cordon montre, globalement, un enrichissement en galets vers le haut, ceci conjointement à une diminution de la teneur en sables d'estran. Le cordon de galets présente un faciès très différent de celui des cordons anciens de l'intérieur.

La digue littorale s'édifie par suite d'une continue migration sur une épaisseur de 50 cm environ, avec un transit global de 25 000 m³ par an vers le Nord (évaluation 1965-1966). Actuellement, des exploitations de galets et un déficit dans l'alimentation du transit affaiblissent et mettent en danger cette digue, au Sud de Cayeux, où un recul est sensible depuis le XVIII^e siècle (150 à 200 m en 250 ans) et où d'assez fréquentes ruptures interviennent. Par contre, au Nord de Cayeux, elle est en cours d'édification (300 m depuis 1884 au droit de Brighton) et on note actuellement que des galets migrent vers le Nord-Est pour franchir l'estuaire de la Somme.

Mzb. Zone de sédimentation marine actuelle, sables et vases (slikke) et levées de sables de l'estran. Les sables d'estran peuvent donc se mélanger aux galets des épis, mais se développent essentiellement vers le large en levées sableuses sous-marines en accréation vers l'Ouest (*offshore bars*, parallèles au rivage, longues de plusieurs dizaines de kilomètres). Ils résultent, d'une part, de l'usure des galets (grains non usés) et, d'autre part, d'un remaniement des dunes sous-marines et des sables tertiaires de la Manche (grains émoussés). Leur granulométrie montre une médiane à 0,40 mm et des percentiles à 1,60 et 0,160 mm (prélèvement à la ferme des Galets). En communication directe avec le milieu marin, ils sont donc très sensibles aux variations du niveau d'énergie de ce milieu.

Les mollières susceptibles d'être encloses par des digues ont été indiquées.

Il s'avère difficile de décrire ces terrains récents chronologiquement, les lignes-temps s'avérant obliques (fig. 3) ; il apparaît donc intéressant de tenter de replacer ces dépôts évolutifs dans leur cadre en retraçant l'évolution des lignes de rivage.

GÉOLOGIE SOUS-MARINE ET INTERTIDALE

Géologie sous-marine

La craie sénonienne occupe la plus grande surface du domaine sous-marin couvert par cette feuille, encadrée au Sud-Ouest par le Turonien affleurant dans l'axe de l'anticlinal du Tréport et au Nord-Ouest par les premiers terrains tertiaires du grand bassin paléogène de la Manche orientale dont on observe ici la terminaison.

La couverture des sédiments holocènes étant continue, le Crétacé et le Tertiaire ont été cartographiés par l'exploration en sismique réflexion (boomer). Les attributions stratigraphiques sont faites par corrélation avec les terrains émergés de la carte ainsi que la série reconnue en mer plus à l'Ouest.

La craie constitue un ensemble homogène en sismique, quelques horizons réflecteurs probablement constitués par des *hard grounds* ont été utilisés cependant pour proposer un tracé approximatif du Turonien supérieur qui montre à l'affleurement dans la falaise des faciès de condensation et de perturbation sédimentaires. De plus, cette homogénéité du faciès acoustique de la craie contrarie la reconnaissance des failles dont la densité est probablement sous-évaluée et ne permet pas la mesure de la discordance angulaire Crétacé-Tertiaire qui semble très faible.

Les terrains tertiaires par contre sont riches en marqueurs sismiques. Les trois horizons représentés sur la carte sont attribuables au contact Crétacé—Tertiaire pour le plus profond, au toit du Thanétien sableux pour l'horizon intermédiaire et au toit du Sparnacien argileux pour le plus élevé. Les sédiments de l'Yprésien sont affectés de déformations en festons dues à des phénomènes d'argilocinèse (cf. coupe présentée en marge).

Sédiments meubles sous-marins et interditaux

La carte des sédiments superficiels illustre ici remarquablement les rôles combinés de la marée et de la houle dans leur mise en place.

• **La houle.** Les houles dominantes sont de secteur ouest ; elles provoquent une dérive littorale vers le Nord-Ouest dont la meilleure illustration est constituée par le cordon littoral de galets ou poulier du Hourdel. Ce cordon, édifié durant l'époque historique (A. Briquet, 1930) est le résultat de l'accumulation, sur les sables d'estran, des galets de silex issus de l'érosion de la falaise normande (cf. coupe en marge ainsi que § Cordons littoraux actuels).

L'aménagement de cette côte (construction portuaires et épis) et l'extraction des galets de plages ont tari actuellement l'alimentation du cordon le rendant ainsi vulnérable. Les galets arrachés à la racine du cordon, dans la région d'Onival, et entraînés vers le Hourdel par les houles d'Ouest ne sont plus remplacés par de nouveaux apports : ceux-ci étant arrêtés dans leur progression par les jetées du Tréport. La racine du cordon s'érode donc ce qui constitue une menace pour les polders qu'il abrite et a entraîné des travaux de protection par épis. La progression de la pointe du cordon au Hourdel reste perceptible bien qu'en cours de ralentissement.

Cette dérive littorale vers le Nord, mise en évidence par les transits de galets, s'exerce de plus sur les sables d'estran et même du proche pré-littoral soumis à l'action de la houle.

Les sédiments pré-littoraux portent également le témoignage d'une action indirecte de la houle. Il s'agit de la zone de sédiments fins (SL1e, VL2a) observable vers — 5 m de profondeur entre le Tréport et Cayeux. Cet ensablement tire son origine d'une décantation des particules fines issues de l'érosion littorale, mais surtout d'une reprise par la houle des multiples placages vaseux temporaires que la mer dépose sur les estrans par temps calme. Ces particules fines sont reprises par les vagues et les clapots de mauvais temps et alimentent alors la ceinture d'eau trouble qui a valu à ce littoral le nom de *Côte d'Opale*. Elles se déposent plus au large dès que, e, e, la profondeur augmentant, l'agitation au fond due à la houle devient insuffisante pour les maintenir en suspension. Cette zone envasée vers — 5 à — 8 m subit des reprises cycliques qui entraînent une variation de son extension sous l'action des grandes houles de tempêtes combinée à celle des courants. Son épaisseur reste ainsi modeste et son extension variable.

• **La marée.** On peut schématiser le rôle de la marée en opposant les effets des courants de marée et du marnage.

— Les courants de marée du large sont grossièrement alternatifs et parallèles à la direction générale du rivage. Le flot entraîne l'eau vers le Pas-de-Calais ; le jusant la ramène mais pas totalement, une légère circulation résiduelle vers le Nord-Est subsiste. Les sables entraînés forment des bancs linéaires appuyés en épis NE—SW contre le littoral ou parallèles à celui-ci plus au large ; ils sont dessinés sur la carte par les isopaques des sables marins holocènes (voir également la coupe en marge).

— Le marnage vide et remplit presque totalement la baie deux fois par jour. Ce volume oscillant considérable entraîne dans la passe des courants alternatifs très violents dont la direction est perpendiculaire à celle des courants du large et à la dérive littorale. Cet effet d'épi hydraulique détourne à son profit les transits sédimentaires pour élaborer le delta de marée de la passe (fig. 7). Le flot pousse les sédiments dans la baie et construit le lobe d'amont ; le jusant les entraîne partiellement vers l'Ouest et construit le lobe d'aval. Le delta de marée fonctionne donc comme un dispositif de *by-pass* qui prend en charge temporairement les transits sédimentaires littoraux et pré-littoraux et les redistribue en partie vers la baie : le lobe de flot (amont) alimente les estrans et les dunes en sables, et en partie vers la dérive littorale ; le lobe de jusant est émergé à bassemer et son façonnement en barres de déferlement montre que les houles dominantes exercent une reprise active de ces sables pour les pousser vers la côte du Marquenterre (fig. 7).

Dans la baie, le sable lithoclastique fin et bien classé du large constitue l'essentiel du stock sédimentaire (SL1d) qui se dépose et forme les estrans (*tidal flat*). Les faciès sédimentaires ne se diversifient qu'au niveau des hautes mers. Entre le Hourdel et Saint-Valery les vases se déposent dès le niveau de la haute slikke, dont les sédiments sont aussi vaseux (VL2b) qu'une large partie de l'herbu appelée ici Mollières d'aval. Par contre, entre Saint-Valery et le Crotoy, l'estran est sableux jusqu'à l'herbu appelé Mollières d'amont sur lequel on ne trouve les sédiments vaseux (faciès VL1a et VL2b) que très en arrière du front d'implantation de la végétation.

Le vent est l'agent déterminant de cet envahissement de la mollière par les sables. On observe de plus ici, au front de l'herbu, un enrichissement fréquent en coquille (faciès SL2d et SL2a) qui ont pour origine un vannage par les houles des sables de l'estran dans lesquels sont établies des populations très denses de Cardiidés et de Tellinidés. Ces observations montrent que l'herbu des Mollières d'aval est abrité des houles et du vent dominant par le cordon du Hourdel dont le rôle de barrière littorale est illustré par la coupe présentée en marge. On retrouve un enrichissement localisé en coquilles (faciès SL2a) dans plusieurs chenaux de jusant qui drainent les estrans ; ces coquilles constituent un épais pavage au fond des chenaux et se retrouvent également accumulées en microdeltas à l'extrémité aval de ceux-ci. On notera également la présence sur les estrans de la baie de Somme de constructions à caractère récital dues au piégeage des sédiments par des populations très denses d'Annélides tubicoles (Spionidés).

Conclusion

Cette région de la baie de Somme et de son proche *offshore* est remarquable par une dynamique sédimentaire active qui se traduit au large par la construction de bancs sableux linéaires et dans la baie par la progression des mollières.

Ces sédiments sont d'origine marine : les apports actuels de la Somme sont faibles et limités à des suspensions. Le delta de marée établi dans la passe est la structure permettant le passage vers la baie d'une partie des sédiments poussés vers le Nord-Est par la dérive littorale régionale.

Travaux consultés : M. WIBERT, J.-P. DUPONT

ÉVOLUTION PRÉSUMÉE DES LIGNES DE RIVAGE ET DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Celle-ci est déduite des données profondes et de surface propres aux bas-champs et résumée sur une figure qui présente les phases majeures : avant 7 500 ans B.P., entre 7 500 et 5 500 ans B.P. (fig. 8 A) ; entre 5 500 et 3 000 ans B.P. (fig. 8 B) avec émergence à la fin de cette période au cours de laquelle l'image actuelle des bas-champs se dessine établie à la cote 0 vers 2 500 ans B.P. ; postérieurement à 2 500 ans B.P. (fig. 8 C), période au cours de laquelle les bas-champs prennent progressivement leur aspect moderne par création de levées de galets, conséquence de la reprise d'érosion à partir du point d'attache d'Ault. La sédimentation est alors gouvernée par ces cordons littoraux qui s'écartent progressivement de la falaise morte en même temps qu'ils s'édifient et se propagent vers le Nord.

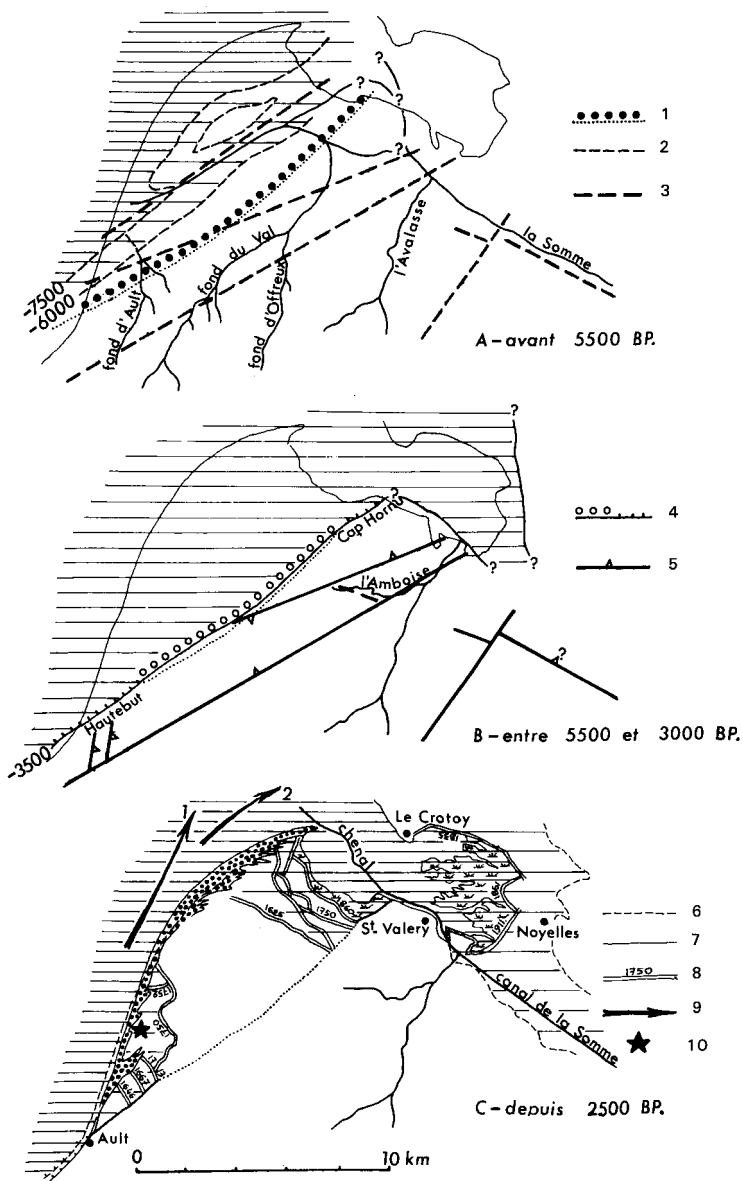
La progression du poulier entraîne la migration progressive vers le Nord du chenal de la Somme et un déplacement concomitant des zones de slikke et de schorre : l'extension des bas-champs se fait alors par accréation vers le Nord-Est, à l'intérieur d'un espace vertical de 4 à 6 m, avec séquence bien typique de marais côtiers. Ceux-ci sont progressivement isolés du milieu marin par les clôtures établies en 1625, 1699, 1750, 1782, 1860 (fig. 3).

La progression du poulier littoral se fait par à-coups, chacun d'eux correspondant à l'édification d'un épi qui déborde vers le Nord le précédent. A l'édification progressive de ce cordon succèdent des formations dunaires très caractéristiques, le tout formant la barrière littorale actuelle.

On notera l'évolution du réseau hydrographique au cours de ces phases, avec disparition du réseau côtier du Vimeu (les Fonds), évolution de l'Avalasse qui devient cours d'eau côtier avec création du nouveau cours de l'Amboise et refoulement progressif vers le Nord-Est de l'embouchure de la Somme. Jusqu'en 1835 les marées sont sensibles à Abbeville (voir carte géologique Abbeville à 1/50 000). En 1911, la digue établie entre Saint-Valery et Noyelles barre définitivement la vallée de la Somme.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Plusieurs failles de direction N 35 à N 70° E, N 115° E, N 150° E ont été mises en évidence à l'aide de constructions graphiques (cartes structurales). Certains de ces accidents pourraient correspondre à des flexures ou passer progressivement à des flexures. La carte structurale en courbes isohypses au toit du Coniacien inférieur permet d'apprécier les rejets de ces accidents qui sont modestes (10 à 30 m) mais attestent de mouvements anciens (au Crétacé supérieur) ou récents (tertiaires à quaternaires).



1 - Rivage pléistocène (et cordon). 2 - Rivages atlantiques. 3 - Faille. 4 - Rivage subboréal (cordon, falaise vive). 5 - Sens de rejeu des failles. 6 - Rivage récent. 7 - Rivage actuel. 8 - Digue, et date de construction. 9 - Courants (1 : de flot ; 2 : de verhaule). 10 - Hable d'Ault.

Fig. 8 - Evolution des lignes de rivage et du réseau hydrographique

Elle fait ressortir une tectonique faible et des ondulations de directions multiples. Elle doit être interprétée avec précautions ; en effet, certaines de ces ondulations sont probablement en rapport avec la tectonique, d'autres, par contre, sont liées à des variations d'épaisseur de la craie et tiennent à la paléotopographie sous-marine lors du dépôt. Une explication tectonique de toutes ces ondulations serait probablement incohérente ; elle nécessiterait, étant donné la multiplicité des directions notées ici et en dehors de ce secteur, un polyphasage qui paraît incompatible avec l'histoire géologique régionale. Son observation révèle la présence de deux zones de style légèrement différent, séparées par une ligne N.NW—S.SE correspondant à la faille de la Somme. Cet aspect pourrait s'accorder avec la nature cisailante de l'accident principal (la faille de la Somme). Cette carte permet également de constater qu'à l'exception de la faille de la Somme et des accidents d'Ault toutes les fractures présentent un effondrement constant vers la mer de la Manche qu'il s'agisse des failles de Mons-Boubert, l'Amboise, Saint-Valery.

MOUVEMENTS ANCIENS

Le Primaire et le Jurassique ne sont connus qu'en forages et les points sont trop distants pour permettre la mise en évidence de fractures. On peut néanmoins remarquer qu'un accident comme celui de la Somme présente une direction N 115° E que l'on peut qualifier d'hercynienne.

Le Coniacien moyen présente des épaisseurs différentes sur les bords nord et sud de la faille de la Somme : 35 m d'épaisseur au Nord de l'accident, 15 m d'épaisseur au Sud de celui-ci. Ce fait attesterait d'un jeu synsédimentaire avec effondrement d'une vingtaine de mètres du compartiment nord, durant le Coniacien moyen et avant le Coniacien supérieur dont les épaisseurs sont équivalentes au Nord et au Sud de l'accident. Aucune preuve directe n'a été relevée d'un mouvement cisailant à cette époque.

MOUVEMENTS RÉCENTS

Failles

Les mouvements récents peuvent être datés aisément par l'intermédiaire des terrains tertiaires qui affleurent dans la région de Saint-Valery-sur-Somme et plus difficilement pour les jeux très récents à partir du Quaternaire des bas-champs de Cayeux ou des limons. Toutes ces failles dont la direction n'est a priori pas hercynienne présentent le point commun d'abaisser la plaine picarde en marches successives vers la mer à l'exclusion des failles N 10° E d'Ault. D'orientation N 65-70° E, les failles de Saint-Valery-sur-Somme et de Mers—l'Amboise possèdent un rejeu cumulé d'environ 17 m, postérieur au Thanétien —Sparnacien. La base des sables thanétiens se trouve en effet à l'altitude + 23 m au Nord-Ouest et + 40 m au Sud-Est des accidents. Si l'on en juge par le tracé des courbes isohypses du toit de la zone a, le rejet créacé cumulé est 2 à 3 fois supérieur à cette valeur ce qui permet d'envisager un premier mouvement post-sénonien et anté-paléocène puis un rejeu post-sparnacien.

Le dernier mouvement de la faille de Saint-Valery affecterait le cordon pléistocène avec un rejet à regard sud-est de l'ordre de 3 m sans influencer les dépôts holocènes (N.B). Il se situerait entre la fin de l'Interglaciaire Riss—Würm et le début du colmatage marin holocène des bas-champs qui débute vers — 5 500 ans B.P. Donner plus de précisions paraît pour l'instant illusoire.

Si les datations restent à confirmer, le mécanisme n'en demeure pas moins un effondrement vers le Nord-Ouest de la faille de Saint-Valery donc du futur domaine des bas-champs de Cayeux et consécutivement ou concomitamment un effondrement plus important de la faille de l'Amboise, donc du bloc compris entre les deux accidents pour expliquer le rejet de 3 m environ vers le Sud-Est au niveau du cordon pléistocène à Poutrincourt qui doit donc résulter d'un effondrement du compartiment au Nord-Ouest de la faille de l'Amboise avec réajustement côté faille de Saint-Valery. Ce couloir effondré compris entre les deux failles va canaliser le cours de l'Amboise, être le siège d'une reprise d'érosion qui donne un aspect remarquablement jeune ou plutôt rajeuni à la région de Saint-Valery.

A partir de — 2 500 ans B.P., les bas-champs de Cayeux prennent leur aspect moderne. La sédimentation est gouvernée par la réalisation d'un néo-cordon de galets constitué de levées successives à partir du point d'attache d'Ault et qui progresse vers le Nord-Est en s'écartant progressivement de la falaise morte. La progression se fait par à-coups qui correspondent à l'édification successive d'épis. On constate deux grandes périodes d'édification du cordon littoral : une première entre Ault et la Mollière—le Hourdel qui va de — 2 500 ans B.P. environ au Moyen Age et une seconde qui débute au Moyen Age par une rupture du cordon littoral au niveau du Hable-d'Ault qui se forme. Ce cordon remanié entre Ault et Cayeux se trouve amaigri sur ce trajet alors qu'à partir de Cayeux il se trouve remanié et réengraissé en direction du Hourdel. L'explication de ces modifications est certainement d'ordre sédimentologique et consécutive à un changement d'énergie dynamique du milieu marin. Toutefois on peut observer, juste à l'Est d'Ault, l'existence de deux failles N 10° E conjuguées aux failles de Saint-Valery et de l'Amboise dont le prolongement va en direction de Cayeux. Ces failles n'ont pu être datées directement ; leur jeu doit être synchrone de celui des failles de Saint-Valery et de l'Amboise et leur action conjuguée expliquerait la naissance d'un cadre morphologique favorable au développement de la sédimentation quaternaire des bas-champs de Cayeux. Un léger rejeu très récent, au Moyen Age, n'est pas impossible et pourrait coïncider avec la rupture de la ligne littorale et le recul de celle-ci. Il reste à analyser la faille ou flexure de la Somme dont le ou les mouvements récents pourraient être également intervenus sur la disposition des terrasses anciennes du Pléistocène inférieur. Nous manquons de preuves quant au rejeu de cette faille. On peut cependant remarquer que les dépôts de terrasses sont essentiellement disposés au Nord de la faille qui semble les délimiter en partie près de Boismont. Ces dépôts sont limités à la rive gauche de la Somme dont le cours s'est déplacé vers le Nord. Ce déplacement quaternaire s'accorderait bien avec l'histoire de la faille de la Somme caractérisée par un effondrement vers le Nord, déjà sensible au Coniacien moyen. Un autre argument en faveur de mouvements quaternaires d'âges indéterminés réside dans l'analyse des limons. En effet, la cartographie des limons révèle que le pédiplan de base des limons a été déformé à l'Ouest des accidents, à partir des failles de Gapennes-Marcheville, ce qui n'est pas apparent à l'Est de ces failles ou au Sud sur le territoire de la feuille Hallencourt à 1/50 000 par exemple.

Fractures

La faille de la Somme sépare deux domaines différents par les directions principales de fracturation et la densité des fractures et fissures : au Nord de la Somme le bloc du Ponthieu (direction principale N 130° E), au Sud le bloc du Vimeu (N 355° à N 65° E). La répartition de la fissuration est hétérogène et sa densité variable : forte au niveau des vallées humides, moyenne à forte sous les

vallées sèches et faible sous les plateaux. Cette fissuration présente un grand intérêt en hydrogéologie ; en effet la craie est une roche particulière avec 10 à 40 % de porosité totale, mais rarement plus de 0,5 à 1 % de porosité efficace. Consécutivement la perméabilité d'interstice est très faible, par contre elle possède une intéressante perméabilité de fissure, en relation avec la fracturation et les joints de sédimentation. Le gradient de la nappe de la craie est en relation avec la perméabilité fissurale et les deux blocs précités se distinguent bien puisqu'au Nord de la Somme (Ponthieu) le gradient est de 3 ‰ environ alors qu'au Sud en direction du rivage il atteint 6 à 10 ‰.

A noter que la perméabilité diminue avec la profondeur (variation de fréquence des fissures et fermeture progressive de celles-ci) et la craie n'est guère productive au-delà de 50 m sous le niveau de la nappe. Le substratum imperméable de la nappe ne correspond donc pas toujours aux dièves imperméables du Turonien (qui en certains points au Sud sont à plus de 150 m de profondeur), mais à la présence en profondeur de craie à faible perméabilité de fissure.

OCCUPATION DU SOL

SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES

Les plateaux picards sont de riches régions agricoles. Les sols les plus riches se rencontrent sur les limons des plateaux. Les limons à silex et la craie, là où sa surface est peu inclinée, donnent également, grâce aux engrais, de bons résultats. Les cultures principales sont le blé, la betterave, le maïs, les plantes fourragères. L'élevage se concentre surtout dans les fonds de vallées humides et dans les bas-champs (moutons de prés salés). Seules les pentes raides, où la craie affleure, demeurent incultes.

ARCHÉOLOGIE

Les prospections par photographies aériennes obliques ont révélé des vestiges archéologiques (villes gallo-romaines, ouvrages protohistoriques...) qui ont été portés sur la carte.

APERÇU GÉOTECHNIQUE

Cette région présente des caractéristiques géotechniques assez variables. Dans le domaine routier les problèmes les plus sérieux sont situés au niveau des vallées tourbeuses dont le franchissement s'accompagne de tassements différentiels. Les ouvrages nécessitent généralement des fondations sur pieux. Le tassement des vases, tourbes et alluvions argileuses est lié à la nature de ces matériaux compressibles et à la présence d'une nappe alluviale. Lors des travaux de fouille, l'eau de cette nappe peut être éliminée par pompage (rabattement de nappe), ce qui nécessite des travaux spécialisés et en particulier la pose de parois étanches dans le cas d'ouvrages enterrés.

En construction, si les vallées tourbeuses et les alluvions hétérogènes posent les problèmes signalés ci-dessus, il faut bien distinguer les versants des vallées, du plateau.

Les versants des vallées (par suite de l'hétérogénéité des matériaux qui sont,

soit de la craie solifluée, soit des limons hétérogènes ou des placages alluviaux) demandent des fondations particulières à chaque type de terrain. Il s'agit de fondations très simples sur la craie saine qui constitue généralement une bonne assise ou de semelles filantes ou de fondations spéciales, sur pieux par exemple, dans les cas les plus défavorables.

Sur le plateau, les terrains sont géotechniquement plus homogènes et les fondations des ouvrages plus faciles à réaliser. Toutefois, et d'une façon générale, la présence dans la craie de poches de dissolution remplies de matériaux hétérogènes peut provoquer des tassements différentiels importants ; il est donc nécessaire de les détecter de même que les cavités naturelles ou artificielles qui peuvent provoquer des effondrements. Ces cavités font l'objet d'une prospection géophysique adaptée.

A signaler la particularité des dépôts quaternaires marins généralement sous compactés et comportant des accumulations de galets à très faible cohésion. Ces formations renferment une nappe aquifère superficielle en intercommunication avec le milieu marin et présentant une interface eau douce—eau salée. Les fluctuations de cette nappe s'accompagnent naturellement de variations de la pression interstitielle au sein des formations.

Tous les travaux en bord de mer (constructions de digues, aménagements portuaires, etc.) nécessitent de sérieuses études géotechnique tenant compte de la qualité des matériaux mais également de la dynamique marine (voir précédemment).

SISMICITÉ

La sismicité historique de cette région relate un seul fait noté dans le canton d'Ault et plus particulièrement à Offeux, le 17.12.1882. Il s'agirait d'un léger séisme dont l'épicentre était peut-être en mer, qui fut ressenti « dans cinq ou six localités du canton d'Ault assez distantes pour que le fait ne soit pas douteux... » (l'Avenir de la Bresle, 26.02.1882) et dont les effets se limitent au réveil de certains dormeurs. L'intensité sismique admise dans cette région est de V (échelle MSK).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les formations géologiques constituant des réservoirs aquifères sont de haut en bas dans la série :

- | | | |
|---|---|------------------------------|
| — les dépôts du Quaternaire marin | } | perméabilité
d'interstice |
| — les alluvions fluviatiles (vallée de la Somme) | | |
| — les sables du Tertiaire | | |
| — les craies du Sénonien et du Turonien supérieur | } | perméabilité de fissure |
| — la craie du Cénomanién | | |
| — les sables verts albiens | } | perméabilité
d'interstice |
| — les calcaires jurassiques | | |

Les nappes profondes du Jurassique sont inexploitées. La nappe des sables verts albiens a été atteinte par un forage profond de 269 m au Crotoy. Ce

forage produit encore actuellement une eau artésienne avec un débit artésien naturel de 28 à 30 m³/h. Cette eau est inutilisée, car exceptionnellement minéralisée et chargée en ClNa et sulfates. Il s'agit d'une eau chlorurée sodique pratiquement saumâtre.

La nappe de la craie sénonienne est du type libre. Elle constitue le réservoir d'eau le plus important de la région. Son mur n'est pas défini avec une très grande précision : il se situe au sein des craies argileuses du Turonien ou des craies compactes du Sénonien. L'altitude du toit de la nappe passe de la cote maximum + 85 sous le plateau à + 5 sur le littoral, la craie n'étant pratiquement plus productive au-delà de 45-50 m sous le niveau de la nappe. Celle-ci est à moins de 5 m de profondeur en vallée humide ou en bordure des bas-champs pour atteindre en moyenne 15 à 40 m sous le plateau avec un maximum de 75 m à Saint-Quentin-Lamotte.

Les isopièzes plongent dans leur ensemble vers l'Ouest sous le plateau crayeux (gradient de l'Est à l'Ouest) avec des axes de drainage très prononcés, parallèles aux vallées principales, et des écoulements vers la Somme et ses tributaires, vers la Bresle et vers le littoral.

La surface piézométrique épouse les ondulations du sol en les atténuant. Toute la feuille relève du bassin de la Somme au point de vue des eaux souterraines et des eaux de surface, les lignes de partage des eaux souterraines et des eaux superficielles étant très voisines et découpant le secteur en petits bassins de forme compliquée avec une capacité d'emmagasinement de 3 à 5 %. L'écoulement par filets se fait au sein des diaclases de la craie blanche. Les bons débits se rencontrent à l'aplomb des vallées, là où les fissures sont les plus denses et les plus élargies, tandis que, sous les plateaux, les débits sont beaucoup plus faibles. A noter deux blocs fissurés différents (Ponthieu et Vimeu, voir précédemment). Les cours d'eau alimentés par la nappe font fonction de drains superficiels ; les vallées sèches qui correspondent généralement à des zones plus fracturées jouent le rôle de drains plus profonds.

Les sources sont nombreuses sur le territoire de la feuille Saint-Valery. Elles se situent en tête des vallées humides et correspondent au contact entre la surface de la nappe et le thalweg ; dans l'axe des vallées ou en bordure des bas-champs, il s'agit généralement des venues légèrement artésiennes à travers des couches de tourbe ou d'argiles quaternaires, la nappe de la craie devenant localement captive sous les bas-champs et sous les alluvions fluviales ou marines argileuses. Il faut noter une particularité relative aux sources de l'Avalasse qui peuvent reculer brutalement entre la crue et l'étiage de plus de 5 km (réponse de type karstique ?). La nappe de la craie est protégée par des sables tertiaires, des limons, des formations résiduelles, des alluvions... mais elle s'avère particulièrement vulnérable à la pollution surtout dans les zones très fissurées et non protégées par une couverture. Elle constitue une réserve potentielle importante, encore sous utilisée, d'une eau bicarbonatée calcique, assez calcaire mais de bonne qualité chimique.

Dans les bas-champs existe aussi une nappe libre, superficielle, contenue dans le Quaternaire. Sa profondeur varie selon les points et les périodes entre 0,25 m et 4 mètres. Alimentée par la nappe de la craie (secteur de Brutelles), la mer à l'Ouest et pour l'essentiel par les précipitations auxquelles elle est très sensible, elle s'écoule vers la mer, drainée par un chevelu de drains et de canaux. Peu exploitée elle demeure délicate à utiliser par suite de la présence d'une interface eau douce—eau salée très mobile en cas de pompages trop importants. Ce biseau salé est particulièrement net dans l'angle sud-ouest des bas-champs. Elle constitue par sa présence à faible profondeur (quelques décimètres) une gêne à l'utilisation du sol pour la culture. Cette nappe superficielle est intéressante car elle constitue un bel exemple de zone limite entre l'eau continentale et l'eau marine.

Enfin il faut signaler deux petites nappes perchées dont l'une se situe au sein des sables tertiaires de Saint-Valery et l'autre dans les dunes littorales. En cet endroit la nappe se vidange dans les bas-champs provoquant une bande de marécages. Quant à la nappe superficielle des alluvions fluviales, en intercommunication facile avec les eaux de la craie, elle est utilisée dans la vallée de la Somme.

RESSOURCES MINÉRALES

Ces ressources sont très faibles. On peut citer les petites carrières d'extraction de craie blanche sans silex pour le marnage des terres limoneuses et l'exploitation de graviers le long de la vallée de la Somme (Cambron, Saigneville, Boismont) et de galets dans les bas-champs de Cayeux (Hable-d'Ault, etc.). Les sables thanétiens qui ont été exploités pour la maçonnerie sont actuellement de moins en moins accessibles. La tourbe n'est plus extraite. Il en est de même des terres à briques provenant des limons des plateaux.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES SONDAGES (*)

31-8-1 — **Le Tréport — Preuseville 16**

x = 530,190 ; y = 1 262,385 ; z = +99,8

0 à 6 m : argile à silex

6 à 54 m : Sénonien

54 à 130 m : Turonien

130 à 182,5 m : Cénomaniens

182,5 à 211 m : Albien (Gault)

211 à 239 m : Crétacé inférieur (sableux)

239 à 310 m : « Lusitanien »

31-8-2 — **Mers-les-Bains — Preuseville 17**

x = 533,010 ; y = 1 264,315 ; z = +86,2

0 à 4 m : argile à silex

4 à 68,5 m : Sénonien

68,5 à 144 m : Turonien

144 à 197 m : Cénomaniens

197 à 227 m : Albien (Gault)

227 à 236 m : Crétacé inférieur (sableux)

236 à 287 m : « Lusitanien »

31-8-9 - **Eu - Station d'épuration**

x = 534,790 ; y = 1 261,520 ; z = +5,5

0 à 16,8 m : alluvions quaternaires

16,8 à 21,5 m : Turonien

31-8-11 — **Eu — Syndicat des eaux**

x = 533,93 ; y = 1 262,06 ; z = +5,2

0 à 10 m : alluvions quaternaires

10 à 106 m : Cénomaniens à Turonien

106 à 132 m : Albien (Gault, argile)

(*) d'après la Banque des données du sous-sol du B.R.G.M.

132 à 172 m : Albien (sables verts)
172 à 173,5 m : Kimméridgien
Forage artésien, taux élevé en chlorures

31-8-12 - Eu - près du château
x = 534,16 ; y = 1 261,60 ; z = + 7
0 à 10,9 m : alluvions quaternaires
10,9 à 70,5 m : Turonien
70,5 à 139,6 m : Cénomaniens
139,6 à 157 m : Albien (Gault, argile)
157 à 171,6 m : Albien (sables verts)

31-8-17 - Le Tréport
x = 532,230 ; y = 1 262,420 ; z = + 4
0 à 17,5 m : alluvions modernes et anciennes
17,5 à 42 m : Turonien

32-3-1 — Le Crotoy — Forage communal
x = 549,65 ; y = 1 280,26 ; z = + 5
0 à 15,2 m : alluvions quaternaires
15,2 à 145 m : Sénonien
145 à 175 m : Turonien supérieur
175 à 266 m : Turonien inférieur et moyen
266 à 266,5 m : Cénomaniens
266,5 à 267,5 m : Albien (Gault, argile)
267,5 à 269 m : Albien (sables verts)

32-4-1 — Saigneville — Sondage des Houillères n° 55 507
x = 556,71 ; y = 1 270,30 ; z = + 4
voir la coupe détaillée en marge de la carte

32-5-1 — Tully, Béthencourt-sur-mer — Usine Holleville et Duverger
x = 541,34 ; y = 1 265,23 ; z = +104
0 à 4,5 m : limon des plateaux
4,5 à 100 m : Turonien supérieur et Sénonien inférieur

32-5-2 - Méneslies - Preuseville 20
x = 538,680 ; y = 1 261,945 ; z = +66,5
0 à 123 m : Turonien et Sénonien
123 à 173 m : Cénomaniens
173 à 196 m : Albien (Gault, argile)
196 à 243,5 m : Albien (sables verts)
243,5 à 295 m : « Lusitanien »

32-5-202 — Ponts-et-Marais - Usine SEP
x = 535,93 ; y = 1 260,63 ; z = +8
0 à 9,75 m : alluvions quaternaires
9,75 à 40,25 m : Turonien

32-5-204 — Ponts-et-Marais — Société des eaux de Picardie
x = 536,26 ; y = 1 260,48 ; z = +7
0 à 8,5 m : alluvions quaternaires
8,5 à 40,5 m : Turonien

32-5-207 — Ponts-et-Marais — Usine des eaux
x = 535,85 ; y = 1 200,66 ; z = + 7
0 à 9,5 m : alluvions quaternaires
9,5 à 40 m : Turonien

32-5-210 — Ponts-et-Marais - Syndicat de l'A.E.P.
x = 586,220 ; y = 1 260,510 ; z = + 6

0 à 8,5 m : alluvions quaternaires

8,5 à 15,25 m : Sénonien inférieur

15,25 à 40 m : Turonien

32-6-1 — Saint-Blimont — Forage de la râperie

x = 545,45 ; y = 1 268,62 ; z = + 60

0 à 3 m : alluvions et argiles à silex

3 à 123 m : Sénonien

123 à 208 m : Turonien

208 à 244,8 m : Vraconien — Cénomanién

244,8 à 271,4 m : Albien (Gault, argiles)

271,4 à 301 m : Albien (sables verts)

301 à 303,8 m : Crétacé inférieur

32-6-4 — Dargnies — Preuseville 21

x = 543,38 ; y = 1 261,1 ; z = + 119,8

0 à 84 m : Sénonien

84 à 161 m : Turonien

161 à 215 m : Cénomanién

215 à 245 m : Albien (Gault, argiles)

245 à 294 m : Albien (sables verts)

294 à 325,3 m : « Lusitanien »

32-6-5 — Friville-Escarbotin — Forage de la robinetterie

x = 543,425 ; y = 1 265,875 ; z = + 80

0 à 4 m : limons quaternaires

4 à 80 m : Turonien supérieur et Sénonien

32-6-7 - Nibas - Nibas 101

x = 547,040 ; y = 264,120 ; z = + 87,2

0 à 3 m : Quaternaire

3 à 91 m : Sénonien

91 à 167,5 m : Turonien

167,5 à 225 m : Cénomanién

225 à 261,5 m : Gault

261,5 à 275 m : Sables verts

275 à 370 m : « Lusitanien »

370 à 489 m : Callovien-Oxfordien

489 à 590 m : Dogger

590 à 618,5 m : Lias

618,5 à 966 m : Permien

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

AGACHE R., BOURDIER R., PETIT P. (1963) - Le Quaternaire de la basse Somme : tentative de synthèse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, p. 422-442, 16 fig.

BEAUCHESNE ET COURTOIS (1967) - Études des mouvements de galets le long de la côte des bas-champs de la Somme. Utilisation de traceurs radio-actifs. *Cahiers Océanog.*, XIX, n° 8, p. 613.

BEUN N. (1973) — Contribution à l'étude hydrogéologique des bas-champs de Cayeux (Somme). Thèse 3^e cycle, Lille, 170 p.

- BEUN N., BROQUET P., MARCE A. et OLIVE Ph. (1974) - Mise en évidence, par des critères isotopiques, de l'indépendance du système hydrologique des bas-champs de Cayeux (Picardie), vis-à-vis de la craie et du domaine marin. *Ann. scient. Univ. de Besançon*, (3), fasc. 22, p. 43-48.
- BEUN N. et BROQUET P. (1979) - Tectonique quaternaire (Holocène ?) dans la plaine littorale picarde des bas-champs de Cayeux et de leurs abords orientaux. Incidences possibles sur le réseau hydrographique régional. I.N.Q.U.A., Symposium Amiens, *Bull. A.F.E.Q.*, 1980, 1-2, p. 47-52.
- BRIQUET A. (1930) — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. A. Colin, édit., Paris, 442 p.
- BRIQUET A. (1933) — L'ancienne falaise pléistocène d'Ault à Onival. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVIII, p. 227-231, 2 fig.
- BROQUET P. (1976) — Mise en évidence en Picardie de fractures à jeu unique ou répétitif. Intérêt en néotectonique (période quaternaire). Comparaison avec d'autres régions. *Ann. scient. Univ. Besançon*, (3), fasc. 26, p. 33-38, 1 fig.
- BROQUET P. (1978) - La fracturation du bas-pays Picard. *A.S.A.C. Univ. Paris VI*, p. 1-3, 2 fig.
- BROQUET P. (1980) — Les fractures du bas pays Picard. Mouvements anciens et récents, liaison avec une tectonique profonde. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 17, n° 4, p. 5-10.
- BROQUET P., BEUN N. (1980) - La sédimentation holocène dans les bas-champs de Cayeux (Somme). Évolution des lignes de rivage et du réseau hydrographique. *Ann. Soc. géol. Nord*, t.C, p. 31-41.
- COMMONT V. (1910) - Le sondage du Hourdel. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXXIX, p. 203.
- DALLERY F. (1955) — Les rivages de la Somme. *Mém. Soc. Emul. Hist. et Litt. Abbeville*, A. et J. Picard, édit., t. IX, 307 p.
- DEMANGEON A. (1905) — La Picardie et les régions voisines : Artois, Cambrésis, Beauvais. A. Colin, édit., Paris, 496 p.
- DUPUIS C, HAESAERTS P., HEINZELIN J. de (1977) - Mise en évidence de dépôts à caractère fluvio-marin parmi les nappes alluviales de la Basse Somme. *Bull. A.F.E.Q.*, n° 53, p. 86-95.
- LABORATOIRE CENTRAL HYDRAULIQUE DE FRANCE (1966) - Protection de la côte des bas-champs, essais sur modèle réduit, étude en cuve à houle, rapport sédimentologique inédit.
- LEFEBVRE P. (1967) — Causes probables de la variabilité verticale des dépôts sédimentaires postflandriens dans certaines parties de la plaine maritime picarde. *Sciences du sol*, 2, p. 87-96.

- LEFEBVRE P. (1979) — Aperçu sur la formation et les caractéristiques de la plaine maritime picarde. I.N.Q.U.A., Symposium Amiens, 1979.
- PETIT R. (1955) — La surface du Gault dans le département de la Somme et les parties voisines du Pas-de-Calais et de la Seine inférieure. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXV, p. 22-51, 1 pl.
- PETIT R. (1958) — Brèches crayeuses à ciment de travertin. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXVII, p. 2-29, 1 coupe.
- PINCHEMEL P. (1954) — Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin de Paris et du Sud-Est du Bassin de Londres et leurs bordures. A. Colin, édit, Paris.
- ROUX J.-C. et COMON D. (1978) - Notice de l'atlas hydrogéologique de la Somme. B.R.G.M., S.G.N., S.G.R. Picardie — Normandie.
- TERS M. (1973) — Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. 9^e Congrès int. I.N.Q.U.A., *Suppl. Bull. A.F.E.Q.*, n° 36, p. 114-136, 3 fig., 2 pl.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Abbeville* : 1^{re} édition (1876), par E. FUCHS.

2^e édition (1940), par C.P. NICOLESCO et A. BRIQUET.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

- **La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M.** détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Ces documents peuvent être consultés au S.G.R. Picardie, 12, rue Lescouvé, 80000 Amiens ou bien au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

- **Musée Boucher de Perthes** à Abbeville : exposition de vestiges du Paléolithique, de l'époque protohistorique et gallo-romaine, etc.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par P. BROQUET, professeur à la faculté des sciences de Besançon, pour la partie continentale et par J.-P. AUFFRET, assistant à la faculté des sciences de Caen, pour le chapitre sur la géologie sous-marine et intertidale.

Les données relatives au Quaternaire fluviatile et aux matériaux épars ont été fournies par C. DUPUIS et celles qui concernent le Quaternaire marin par N. BEUN.

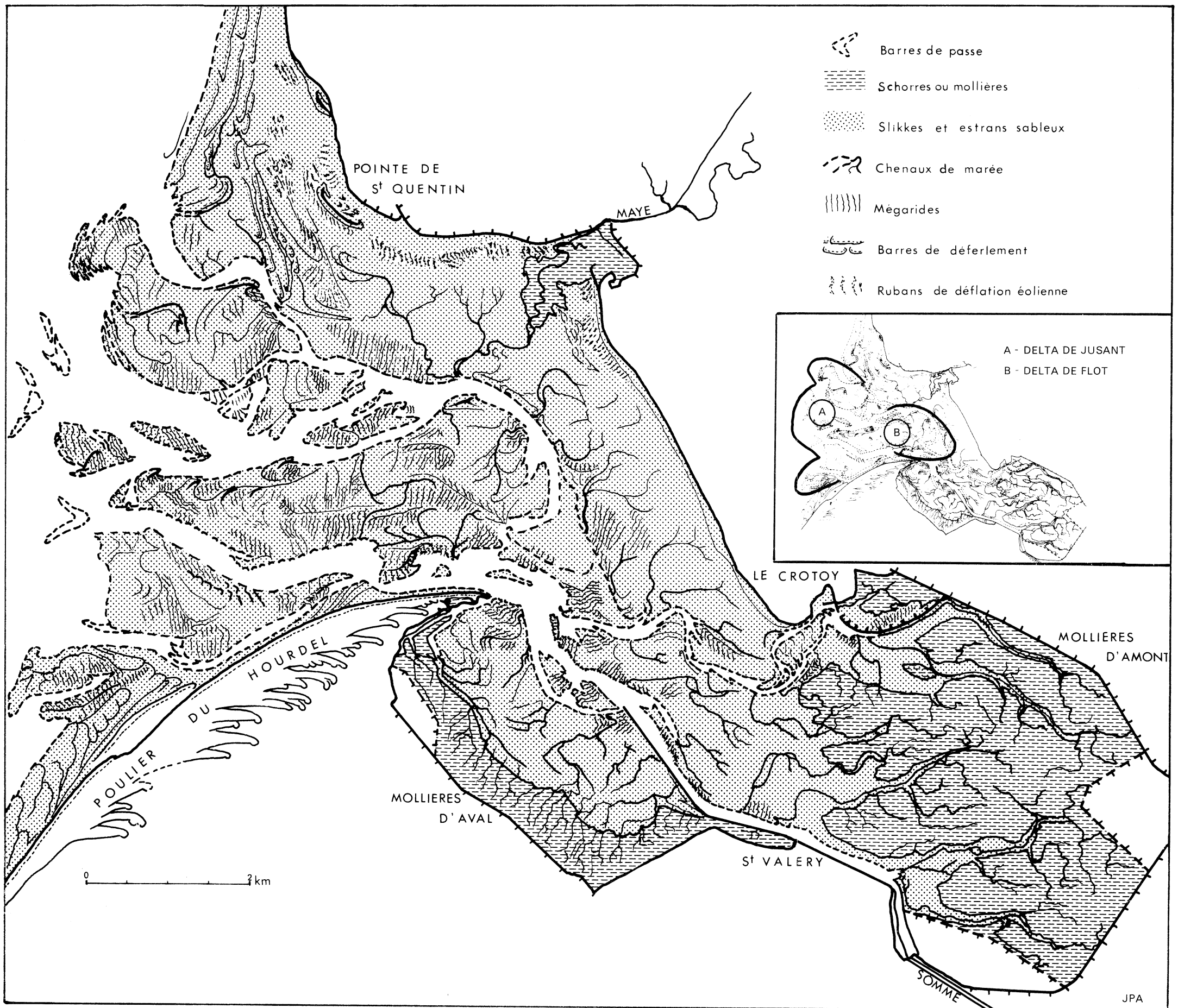


Fig. 7 - La Baie de Somme - schéma morphologique de la zone intertidale (1975)

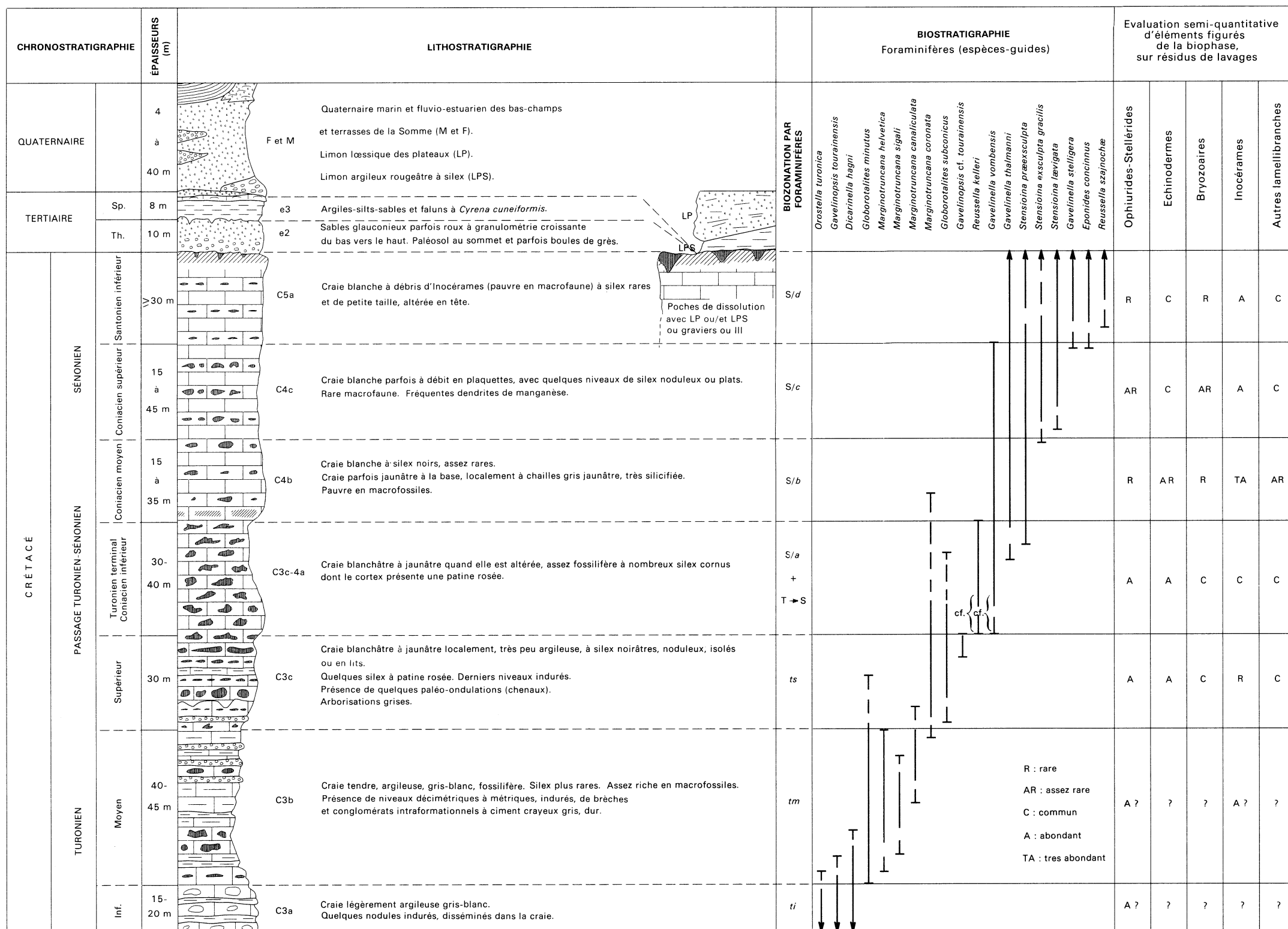


Fig. 4 - Tableau bio-lithostratigraphique (Saint-Valery-sur-Somme – Eu, 1/50 000)

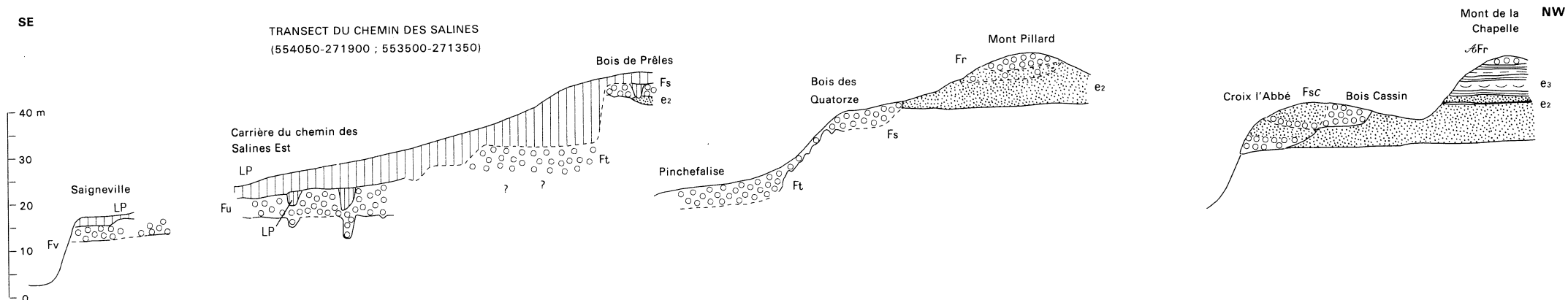


Fig. 6 - Disposition et relations des formations superficielles, notamment des nappes alluviales, schéma partiellement interprétatif. Seule l'échelle verticale est respectée.