



HAL
open science

Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche : tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines. Exemple du Val de Saire (Normandie, France)

Sylvie Coutard

► To cite this version:

Sylvie Coutard. Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche : tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). Planète et Univers [physics]. Université de Caen, 2003. Français. NNT : . tel-04444189

HAL Id: tel-04444189

<https://hal.science/tel-04444189>

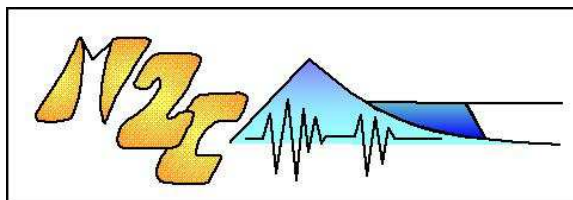
Submitted on 7 Feb 2024

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - ShareAlike 4.0 International License



UNIVERSITÉ de CAEN / BASSE-NORMANDIE
U.F.R. SCIENCES
ÉCOLE DOCTORALE S.I.M.E.M.

THÈSE
présentée par

Sylvie COUTARD

et soutenue le 12 décembre 2003

en vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ de CAEN

spécialité : Terre solide et enveloppe superficielle
(Arrêté du 25 avril 2002)



***FORMATIONS QUATERNAIRES EN BORDURE D'UNE MER
ÉPICONTINENTALE, LA MANCHE :
TECTONIQUE, EUSTATISME, CLIMAT
ET OCCUPATIONS HUMAINES.
EXEMPLE DU VAL DE SAIRE (NORMANDIE, FRANCE)***

tome I
texte et figures



MEMBRES du JURY

- M. Philip GIBBARD, professeur, Université de Cambridge, *rapporteur*
M. Jean-Laurent MONNIER, directeur de recherches CNRS, Rennes I, *rapporteur*
M. Jean-Pierre LAUTRIDOU, directeur de recherches CNRS, M2C, Caen, *directeur de thèse*
M. Dominique CLIQUET, conservateur du patrimoine, SRA Basse-Normandie, *co-encadrant*
M. Pierre ANTOINE, chargé de recherches CNRS, UMR 8591, Meudon, *examineur*
Mlle Florence QUESNEL, ingénieur géologue, BRGM, Orléans, *examineur*

Remerciements

Les recherches exposées dans ce mémoire sont le résultat de mon double parcours, formation universitaire en géologie et pratique des fouilles archéologiques, comme amateur et professionnelle, et d'une attirance particulière pour la stratigraphie du Pléistocène, la géomorphologie et le Paléolithique. Ce travail n'a pu se faire que grâce au soutien, en particulier financier, du Service Régional de l'Archéologie Basse-Normandie et du Département de la Manche. Je remercie également M. Lagarde, directeur de l'UMR 6143, "Morphodynamique Continentale et Côtière", qui a accepté de m'accueillir dans son laboratoire.

J'ai eu la chance lors de ces années de thèse de rencontrer et de travailler avec nombre de gens fort sympathiques... Quatre années de ma vie se sont donc déroulées pour une bonne part dans la joie et la bonne humeur. C'est donc un plaisir de remercier ici tous ceux qui un jour ou l'autre m'ont apporté leur aide.

Il serait naturel de commencer cette page par MM. Lautridou et Cliquet, qui ont initié et dirigé ces recherches mais j'espère qu'ils me pardonneront bien volontiers de débiter ces remerciements par ma famille. Que mon petit papa trouve ici tous les remerciements que je ne lui ai jamais faits de vive voix pour m'avoir permis de poursuivre encore et toujours mes études et m'avoir donné le goût de la terre et des cailloux... J'espère avoir pris dignement sa suite même si je ne suis pas sûre d'être un jour trésorière de l'AFEQ...

Après un DEA exotique vinrent Jean-Pierre Lautridou, "bon maître" du Quaternaire normand et Dominique Cliquet, amateur de cailloux, à l'initiative de ce beau sujet.

Merci M. Lautridou de m'avoir fait confiance en acceptant de diriger cette thèse.

Et merci Dominique. Que serais-je sans toi pour passer tes nuits et tes weekends à regarder mes silex, même s'ils étaient très jolis ? Ta disponibilité et ton humour sont inépuisables.

Il m'est aussi très agréable de remercier les membres du jury, qui seront pour toujours ceux qui m'ont ouvert officiellement les portes du Quaternaire, après la lecture je l'espère agréable d'1,7 kg de papier :

M. Philip Gibbard, professeur à Cambridge

M. Jean-Laurent Monnier, directeur de recherches CNRS à Rennes

M. Pierre Antoine, chargé de recherches CNRS à Meudon

Mlle Florence Quesnel, géologue au BRGM.

Merci à...

Jean-Claude Ozouf, inséparable de M. Coutard, qui est venu manier la tarière et voir les coupes à plusieurs reprises, qui a assuré une partie des mesures, a relu le manuscrit ...

Martine Clet qui a partagé son bureau et son ordinateur et a accepté de regarder encore de l'Holocène. J'ai quand même apporté un peu de Pléistocène pour me faire pardonner !

Dominique Marie, Gérard Guillemet et Audrey Davis qui ont fort heureusement assuré une partie des analyses et des manips (porosités, lames minces, diffractométrie...), Sophie Quévillon pour la topo.

Marianne Font, doctorante, qui a bien voulu appliquer sur mon petit secteur les scripts ArcView longuement élaborés pour sa thèse.

M. Jean-Pierre Camuzard et M. Olivier Dugué qui m'ont fait partager leur expérience en pédologie, sédimentologie et pétrographie.

Eddy Rhodes, Becky Briant et Jean-Luc Schwenninger qui sont venus d'Angleterre pour les datations.

M. et Mme Bonnet qui m'ont très gentiment accueillie en leurs terres. Cette année chez Gilles de Gouberville fut bien enrichissante.

Les propriétaires des champs qui ont accepté qu'une étudiante farfelue qui cherchait des plages sous les carottes aille voir ce qu'il y avait dessous. J'ai toujours reçu un accueil chaleureux. M. Jean-Yves Gibon, pelleteur et agriculteur, qui est revenu à plusieurs reprises participer avec compétence à ces passionnantes recherches et qui a accepté de faire des trous plusieurs fois dans ses parcelles.

Daniel Dupuy et Jean-François Lauzac ont eux aussi découvert le Val de Saire lors d'une semaine de forages pendant l'été indien avec le camion-tarière du BRGM, organisme que je remercie grandement pour cette aide indispensable.

Tous ceux qui sont venus sur le terrain un jour ou l'autre (Gilles, Jean, Gérard, Jean-Marc, les plongeurs de l'ASAM, Jean-Marc, Franck...)

Merci, Laurence et Caroline d'être venues enrichir mes fouilles de votre riante (et bavarde) présence. Merci d'avoir supporté quelqu'un qui se couche avec les poules !

Je n'aurais jamais fini cette thèse sans la présence d'amis (et d'une petite sœur) qui font que la vie vaut d'être vécue, et en particulier Renaud, Nicolas, Samuelle, Céline, Jean-Luc... et des camarades du labo qui ont accompagné le déroulement des jours et sont eux aussi devenus des amis.

INTRODUCTION

L'objectif du présent travail est d'analyser l'enregistrement sédimentaire et le relief sur le littoral d'une mer épicontinentale, de manière à cerner la part des facteurs eustatiques, tectoniques et climatiques sur la morphogénèse, dans un contexte intraplaque.

L'étude des séquences sédimentaires et l'établissement d'un cadre chronostratigraphique permettront en outre de percevoir comment l'homme paléolithique s'est adapté à un milieu changeant du point de vue climatique et eustatique.

Certes, les études sur les plages perchées normandes et leur couverture ont déjà été nombreuses. Cependant, les corrélations à longue distance entre les séquences head-loess et les séquences loessiques de Normandie-Picardie restent sujettes à discussion. Une révision des grandes coupes du Massif armoricain et de Normandie ne nous a cependant pas paru opportune dans la mesure où nous voulions plutôt, dans le cadre d'une thèse, disséquer systématiquement toutes les formations pléistocènes, même considérées comme secondaires, d'un secteur géographiquement bien délimité et cohérent.

Le choix de notre secteur d'étude, le Val de Saire (est de Cherbourg, Cotentin, Normandie), ne vise donc pas à établir une monographie mais est motivé par ses caractéristiques propices à la réalisation de notre objectif (fig. 0.1) :

- position en bordure de la Manche, mer épicontinentale régulièrement émergée au Quaternaire et largement étudiée par de nombreux auteurs (Larsonneur, 1971 ; Lericolais, 1997 ; Allen & Gibbard, 1993) ;
- présence de plages perchées mal connues jusqu'à +30 m d'altitude, ce qui est très rare dans le contexte Manche (Bates *et al.* , 1997) ;
- existence d'un site archéologique unique au monde à -20 m NGF ;
- caractère de horst du Nord-Cotentin, actif au Cénozoïque (Baize, 1998 ; Font, 2002) ;
- soumission à un climat périglaciaire lors des périodes froides, dont il importe de définir les capacités érosives et le bilan sédimentaire ;
- richesse archéologique reconnue en cours de révision à la lumière des nouvelles approches et connaissances en technologie lithique.

Les approches privilégiées comprennent la sédimentologie des formations dites "marines", pour vérifier la valeur des plages perchées comme témoins des interglaciaires et comme formation, l'examen du réseau de drainage révélateur potentiel de jeux de blocs, la réalisation de datations

absolues (OSL) seul chronomètre disponible en l'absence de faune et de flore et la recherche et l'étude de sites archéologiques en position stratigraphique.

LES OBJETS ETUDIÉS

➤ *Qu'est-ce qu'un système géomorphologique littoral ?*

Le géomorphologue s'attache à décrire les formes du relief et les formations superficielles pour comprendre l'évolution ayant mené aux paysages actuels. L'approche systémique permet, dans ce but, de considérer le secteur étudié comme un ensemble cohérent défini par ses limites et des paramètres internes et externes, en interaction, qui conditionnent son évolution.

Un système géomorphologique littoral pourra être défini par :

- ses limites (aspect géographique), liées au compartimentage du relief, dépendant du développement du réseau de drainage, et des variations du niveau de la mer ;
- des paramètres internes : bâti morpho-structural et lithologie (réagissant de façon variée à l'impact du climat, influant sur l'organisation du réseau de drainage...) ;
- des paramètres externes qui sont :

- le climat

Au cours du Quaternaire, des changements climatiques majeurs interviennent selon un pas de temps de 1000 à 100 000 ans (Bradley, 1999). Sous nos latitudes, les périodes froides se traduisent par un climat périglaciaire, au pouvoir érosif important, et sont caractérisées par d'épais dépôts (head, loess...). Au contraire, au cours des périodes tempérées, des sols se forment sous un couvert végétal développé (Lautridou, 1985) ;

- les variations eustatiques

Dans notre système, le niveau de la mer est le niveau de base, auquel aboutissent les cours d'eau. Ses variations ont un impact sur la morphogénèse, selon leur direction, leur amplitude, leur vitesse et leur durée (Schumm, 1993). Les fluctuations du niveau marin dues au glacio-eustatisme, responsables de la migration de la ligne de rivage à un pas de temps de 1000 à 100 000 ans, sont un élément majeur de la morphogénèse à notre échelle. Le secteur étudié y est très sensible car la Manche est une mer épicontinentale peu profonde. Ces variations glacio-eustatiques de forte amplitude (jusqu'à 120 m, Shackelton, 1987), alliées aux contraintes climatiques, jouent également un rôle dans les implantations et les déplacements des populations humaines ;

- la tectonique : l'activité tectonique conditionne le mode de préservation des hauts-niveaux marins, en dispositifs emboîtés ou étagés (Burbank & Anderson, 2001).

Décrire l'enregistrement sédimentaire et décrypter l'évolution géomorphologique permettra de comprendre les interactions entre ces trois paramètres et leur rôle dans le façonnement du relief et du modelé.

➤ *Les occupations humaines*

Le Quaternaire voit l'apparition et l'épanouissement de l'Homme en Europe, qui colonise l'ensemble des milieux naturels dont les littoraux. Étudier les occupations humaines peut se traduire par différentes approches :

- *l'approche culturelle* : description des cultures matérielles, telle l'analyse technologique du débitage. Les analyses lithiques effectuées par D. Cliquet permettront de caractériser les occupations ;

- *l'approche paléoethnologique* qui vise à comprendre l'organisation d'un site (habitat, structures), à reconstituer les pratiques de la vie quotidienne et le mode de vie. Cette démarche a été appliquée au site de Port-Racine (Cliquet, 1994) ;

- *l'approche paléoenvironnementale* : reconstitution de l'environnement naturel du site. Dans le secteur choisi, l'acidité du sol ne laissera généralement que les éléments touchant à l'environnement géologique. Nous nous intéresserons à la position des sites en stratigraphie, dans leur contexte pédo-sédimentaire et plus largement à l'insertion des sites dans le milieu physique.

L'étude des occupations humaines se penchera plus particulièrement sur les liens avec la mer.

LA DEMARCHE

➤ *Étude croisée des formations sédimentaires et des témoins archéologiques*

L'étude des formations quaternaires et des témoins paléolithiques qu'elles contiennent nécessite donc un va-et-vient incessant entre les disciplines :

→ les industries lithiques font partie intégrante de la colonne stratigraphique sédimentaire, au même titre qu'une bioturbation et les cultures matérielles peuvent être un marqueur temporel relatif ;

→ les observations géologiques sont un outil pour comprendre les sites, leur emplacement, leur contexte (étude du milieu, taphonomie), leur âge relatif.

Nos recherches se sont donc orientées selon deux grands axes :

- l'acquisition d'une vision synthétique des formations quaternaires dans le cadre d'un système littoral soumis aux variations du niveau marin au cours du Pléistocène, articulé avec le domaine continental émergé, et l'établissement d'un cadre chronostratigraphique clair ;
- la compréhension de l'organisation des occupations paléolithiques, de leur position stratigraphique et de leurs relations avec le milieu naturel.

➤ *Méthodologie*

Établissement d'un bilan stratigraphique des formations quaternaires

L'étude entreprise s'est donc attachée dans un premier temps à établir un inventaire et une cartographie des formations marines, périglaciaires et autres (nature, extension, position topographique), tant sur le littoral que dans l'intérieur. L'absence de coupes en dehors du littoral a rendu nécessaire l'usage de la tarière mais également de la pelle mécanique, utilisée pour réaliser des tranchées dans les secteurs-clefs. Leur nombre a malheureusement été limité par des problèmes financiers.

Les différentes formations décrites lors des levés de terrain ont ensuite été caractérisées par des méthodes d'analyses classiques¹, granulométrie, morphoscopie des quartz, micromorphologie, palynologie, diffractométrie..., pour :

- définir des caractères lithologiques ;
- restituer des paléomilieus (identification des agents et milieux de dépôts, mode de mise en place, marqueurs de la pédogenèse, végétation...);
- trouver des critères de datation relative (paléosols, altération...).

Recherche de nouvelles données archéologiques

Sur le plan archéologique, nous avons répertorié le maximum de sites et d'indices de sites en position stratigraphique, démarche seule à même de permettre une réflexion sur leurs caractères et leur signification. Sur le terrain, cela s'est traduit par une prospection intensive sur le littoral, mais aussi par la recherche de sites susceptibles de fournir des témoins d'occupation, les critères pris en compte étant le contexte pédo-sédimentaire, l'exposition du site et sa place dans le paysage, la proximité d'un cours d'eau, de la mer, des sources de matière première... Le creusement de tranchées a permis de valider nos hypothèses en confirmant la présence d'industrie lithique dans plusieurs sites retenus.

Sont ainsi déterminés les contextes favorables à l'occupation, ce qui revient à évaluer le potentiel archéologique des formations quaternaires, tant dans le cadre d'une réflexion sur l'appel du littoral que dans celui d'une éventuelle occupation des vallées et des plateaux intérieurs.

Réalisation de datations absolues

En l'absence de marqueurs biostratigraphiques, il est indispensable d'effectuer des datations absolues. Les dates récemment obtenues, publiées en 2003 (Cliquet *et al.*, 2003) montrent l'intérêt de dater systématiquement les niveaux d'occupations. Dans le cadre de notre étude, des datations OSL sur sédiments ont été réalisées par le Laboratoire d'Archéologie d'Oxford, pour caler les niveaux attribués à l'Eémien.

¹ Le lecteur trouvera les protocoles utilisés en annexe

PLAN DU MEMOIRE

Ce mémoire s'organise selon les grands acteurs de la morphogenèse que sont, d'une part l'action marine, active lors des interglaciaires, et d'autre part l'action des agents continentaux (vent, gel, eaux courantes...), actifs principalement pendant les périodes froides. Cette dualité rend compte des évolutions du paysage dans un système littoral, contexte des occupations humaines.

Partie 1 – SYSTEME GEOMORPHOLOGIQUE LITTORAL DU NORD-COTENTIN

Cette partie définit le système géomorphologique étudié. Une analyse du réseau de drainage permet d'établir l'importance de l'activité tectonique dans le secteur. Une synthèse bibliographique retraçant l'historique des recherches sur le Quaternaire et la préhistoire du Nord-Cotentin permet de dégager les principales problématiques attachées à ce type de système géomorphologique.

Partie 2 – LE SYSTEME DE PLATES-FORMES MARINES ETAGEES

Cette partie s'attache à décrire l'enregistrement sédimentaire des différents niveaux marins pléistocènes et à dégager les caractéristiques des sites paléolithiques dans ce contexte géomorphologique.

Partie 3 – DEUX SECTEURS A LA LOUPE : FERMANVILLE ET MONTFARVILLE

Deux secteurs particulièrement riches, Fermanville et Montfarville, sont étudiés de manière approfondie, sur les plans géomorphologique, sédimentologique et archéologique.

Partie 4 – MORPHOGENESE CONTINENTALE - RELATIONS AVEC LES PLATES-FORMES

Cette partie décrit l'évolution du domaine émergé au Pléistocène et soumis à une morphogenèse continentale. Elle s'intéresse au rôle du climat dans le modelé du relief, ainsi qu'à la couverture sableuse et loessique. Elle met en évidence l'incision weichselienne et s'attache à décrire les comblements holocènes des basses vallées. Une chronostratigraphie de la séquence weichselienne est proposée.

Partie 5 – ENREGISTREMENT DES CYCLES GLACIAIRE-INTERGLACIAIRE ET OCCUPATIONS HUMAINES DANS UN SYSTEME LITTORAL

Cette dernière partie synthétise l'ensemble des observations de manière à déterminer la part des facteurs climatique, eustatique et tectonique dans l'évolution du système morfo-sédimentaire. Après établissement d'un cadre chronostratigraphique pour le Nord-Cotentin, sa place dans le nord-ouest européen au Quaternaire est considérée. Les caractéristiques des occupations paléolithiques dans un système littoral sont discutées.

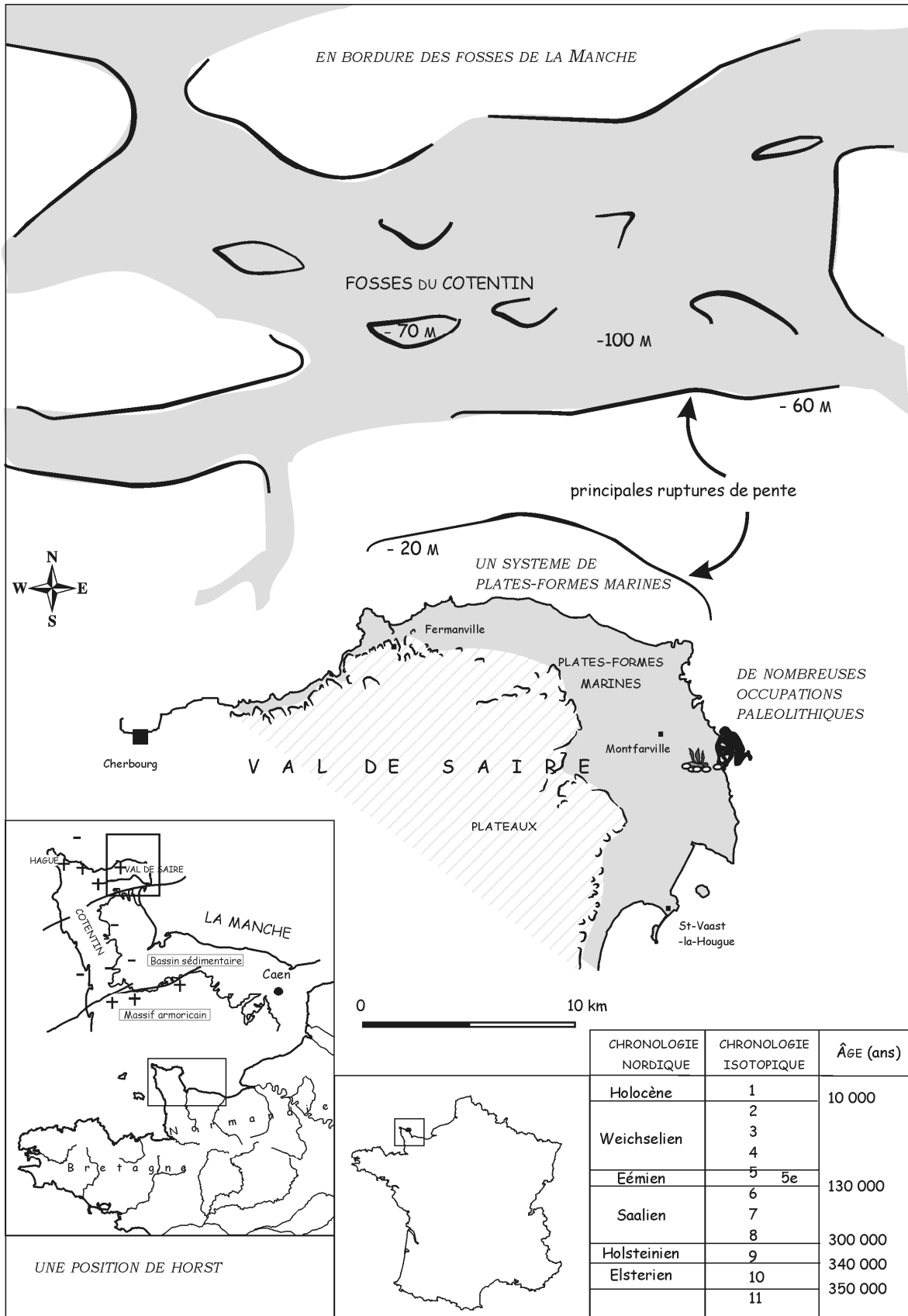


Fig. 0.1 – Localisation et caractéristiques du secteur étudié. Stratigraphie du Pléistocène (une chronologie plus complète est présentée en annexe).

PREMIERE PARTIE : LE SYSTEME GEOMORPHOLOGIQUE LITTORAL DU NORD-COTENTIN

"La Normandie, comme tout le Massif armoricain n'est certes pas une terre d'élection pour les tectoniciens. Les dénivellations dans une coupe sont dérisoires et la représentation du relief exécutée à l'échelle ressemble fort à un trait rectiligne que tracerait une main tremblante."

Graindor (1960)

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE

Le Nord-Cotentin appartient à la Basse-Normandie, région scientifiquement de grand intérêt pour deux raisons majeures.

Premièrement, elle se trouve aux marges de deux grandes entités géologiques et géomorphologiques : le Massif armoricain, pays de socle protéro- et paléozoïque plissé et érodé, auquel appartient la Normandie occidentale, et le Bassin parisien, cuvette sédimentaire méso-cénozoïque, dont la bordure s'étend en Normandie orientale.

Deuxièmement, elle est bordée par la Manche, mer épicontinentale peu profonde, souvent émergée en période froide. De ce fait, le contrôle glacio-eustatique du niveau de base a été important dans la morphogenèse, parallèlement au contrôle climatique (Lautridou *et al.*, 2000).

Situé dans le nord du Massif armoricain, le Cotentin forme une péninsule s'avancçant dans les eaux de la Manche, au-delà des marais du Seuil du Cotentin. **Notre zone d'étude, extrémité nord du Cotentin, s'inscrit dans un contexte armoricain.**

1.1. GRANDS TRAITs MORPHOSTRUCTURAUX DU COTENTIN : SURFACES D'APLANISSEMENT ET BLOCS

L'histoire tectonique tertiaire et quaternaire du Cotentin s'intègre dans l'évolution du domaine intraplaque du nord-ouest de l'Europe, considéré comme tectoniquement stable à long terme, à l'écart des grandes zones actives que sont le rift atlantique et la chaîne des Alpes. Toutefois, le Centre-Cotentin se caractérise par une structure en fossés d'effondrement calqués sur des failles hercyniennes réactivées dès l'Éocène (Vignerresse, 1988).

1.1.1. La « Pénéplaine de l'Ouest »

De nombreux travaux ont étudié les surfaces d'aplanissement du nord-ouest de la France et en particulier la surface des plateaux du Massif armoricain et du Bassin parisien (fig. I.1). Dans le Massif armoricain, le relief culmine à 417 m au Mont des Avaloirs (Mayenne) mais la surface des plateaux se situe généralement entre 100 et 250 mètres d'altitude. Le plateau de la Hague se dessine ainsi autour de 180 m d'altitude.

Cette surface a suscité différentes interprétations :

- pour Musset (*in* Cholley *et al.*, 1956), la surface du Bassin parisien est une plaine d'érosion parfaite façonnée à l'Eocène, identifiée par les argiles à silex ;

- pour Journaux (*ibid.*), c'est un relief résiduel qui sera ennoyé, dans certaines régions, par une sédimentation oligo-miocène ;
- pour Elhaï (1963), elle résulte d'une évolution principalement éocène parvenue à son terme ("*surface polygénique tertiaire*", ou "*prépliocène*"). Les témoins d'une surface post-hercynienne sont pour lui rares. La surface d'aplanissement aurait été rajeunie au Pliocène à la suite de mouvements tectoniques parallèlement à l'incision des vallées ;
- pour Klein (1975, 1990), la surface d'aplanissement résulte d'une retouche tertiaire sur la surface post-hercynienne : c'est la classique "*Pénéplaine de l'Ouest*", acyclique, réactivée à plusieurs reprises, en particulier par une surrection éocène lors du cycle géodynamique alpin ;
- Dewolf (1982) parle quant à elle d'une "*surface polygénique d'équiplanation pré-Pliocène*".

Cette période d'érosion tertiaire développée sur un substrat hétérogène correspond à la formation des argiles à silex aux dépens des plateaux crayeux du Bassin parisien, les facteurs géodynamiques conditionnant la localisation des zones soumises à l'altération (Quesnel, 1997).

Ainsi, en restreignant l'activité tectonique à la période tertiaire, ces différents auteurs proposaient que le relief soit acquis avant le Quaternaire.

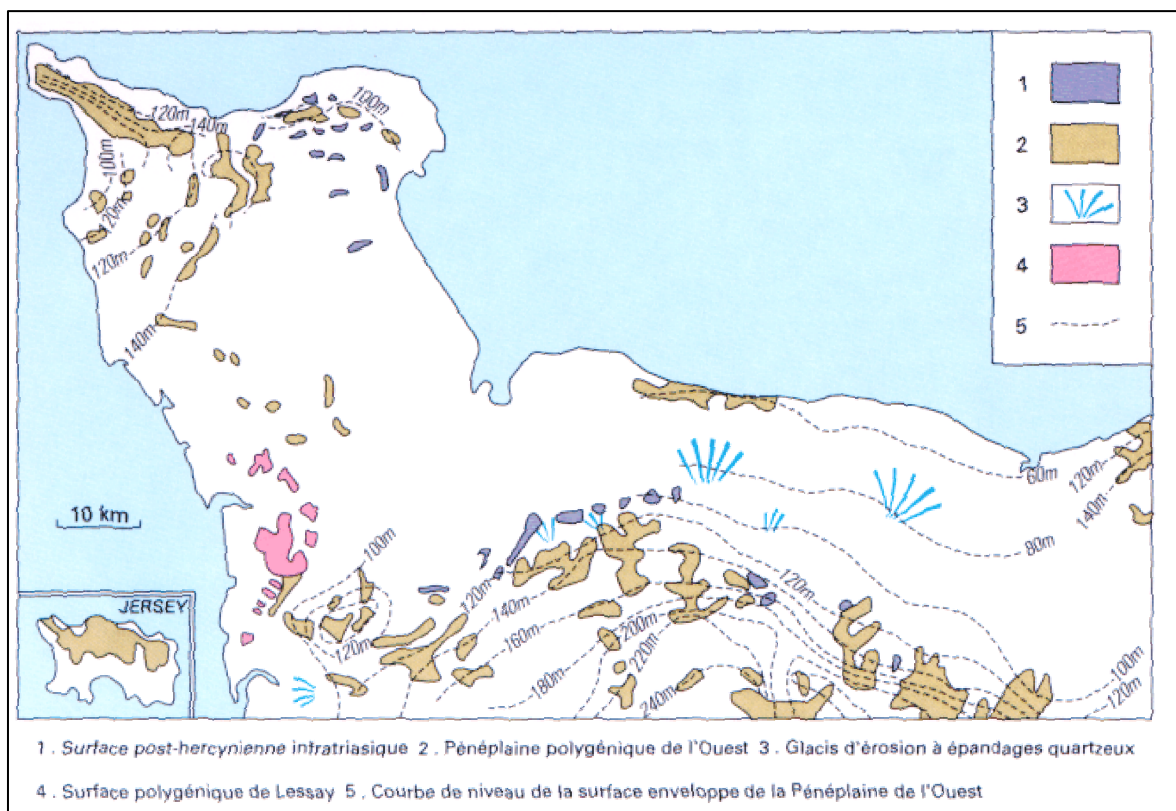


Fig. I. 1 – Surfaces d'érosion (Lautridou et al., 2000).

Cependant, **le soulèvement de cette surface fondamentale tertiaire et le jeu de failles au cours du Quaternaire est aujourd'hui reconnu** tant dans le Massif armoricain (Bonnet *et al.*, 2000) que dans le Bassin parisien (Guillocheau *et al.*, 2000). Il est marqué par exemple en Haute-Normandie par le soulèvement des plateaux supportant les Sables de Lozère (Wyns, 1977) et les argiles lagunaires pliocènes de la Londe aujourd'hui à 110 m d'altitude (Lautridou *et al.*, 1987 ; Wasi, 1988), ou sur les côtes de la Manche par l'étagement des plages anciennes pléistocènes.

Dans le Centre-Cotentin, au contraire, d'épaisses accumulations sédimentaires plio-quaternaires témoignent d'une tectonique récente subsidente (Baize, 1998).

1.1.2. L'évolution du Cotentin au Plio-Pléistocène

➤ *Une tectonique de blocs*

Ces dernières années, des travaux approfondis ont considérablement renouvelé les connaissances sur l'évolution du Cotentin au Plio-Pléistocène. Les résultats exposés ci-dessous sont issus de la thèse de S. Baize (1998).

L'étude du Centre-Cotentin (encore appelé Seuil du Cotentin, actuellement occupé par des marais) a révélé l'existence de plusieurs bassins sédimentaires limités par des failles subverticales, ayant pour directions principales N120 et N60 (directions cadomienne et varisque). Ces grabens contiennent une forte épaisseur (souvent supérieure à 100 m) de sédiments plio-quaternaires correspondant à une séquence verticale globalement régressive, depuis un environnement marin *offshore* jusqu'à un environnement fluvial. Le comblement des bassins s'effectue à la fin du Pléistocène inférieur, indiquant une diminution de la subsidence après une création d'espace disponible importante à la fin du Pliocène. A plus court terme, le glacio-eustatisme influe sur le tracé des lignes de rivage.

L'étude morphométrique des bordures de bassins met en évidence un soulèvement dès le Pléistocène inférieur, marqué par une incision en petits bassins versants immatures et par la progradation des cônes alluviaux. L'étude de la séquence de comblement et des déformations syn-sédimentaires démontre l'existence et l'importance de la tectonique récente et le caractère discontinu des mouvements verticaux dans le temps et dans l'espace.

Dans le Nord-Cotentin, le plateau de la Hague montre une morphostructure dissymétrique avec basculement vers le nord : c'est un bloc limité par une faille au sud (Baize, 1998 ; Lagarde *et al.*, 2000).

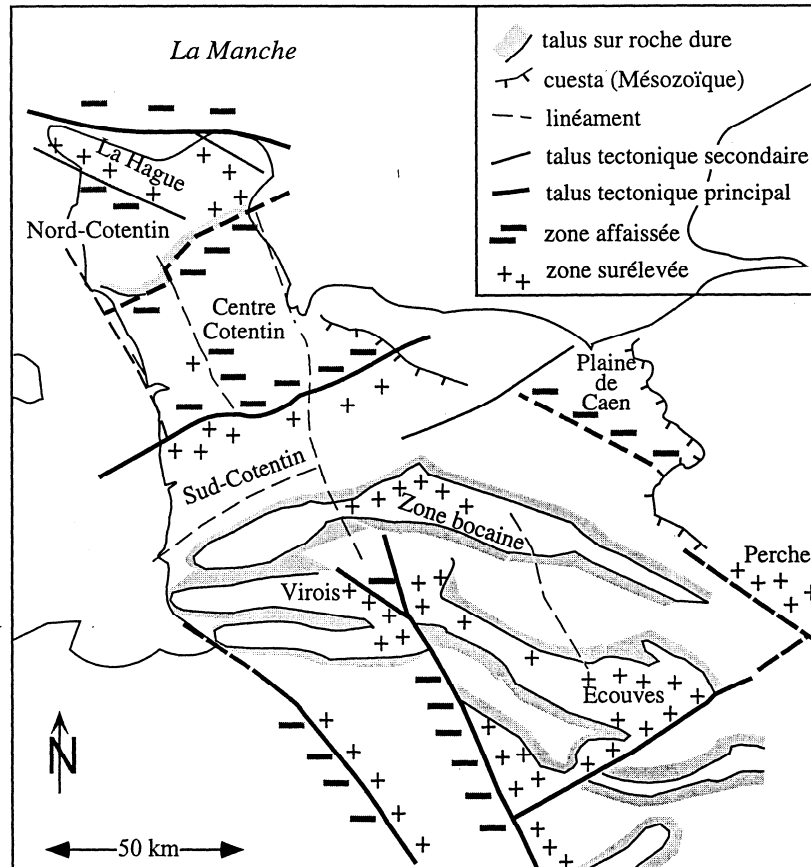


Fig. I. 2 – Les grands traits morphostructuraux de la Normandie occidentale (Baize, 1998).

En conclusion, les travaux récents sur le comblement des bassins du Centre-Cotentin et la morphogenèse des bordures permettent de proposer un schéma d'évolution du Cotentin au Plio-Pléistocène (fig. I.2 ; Baize, 1998) :

- un domaine subsident, le Centre-Cotentin, secteur de sédimentation guidée par une tectonique de blocs, dans lequel sont inscrits les bassins du Plio-Pléistocène inférieur et où les nappes alluviales s'emboîtent ;
- des domaines en soulèvement depuis le début du Pléistocène inférieur, le Sud et le Nord-Cotentin, secteurs en érosion, avec étagement des marqueurs stratigraphiques pléistocènes.

Ces conclusions sont confirmées par nos propres observations sur le Val de Saire, exposées ci-après.

➤ *Des témoins "pliocènes" en Nord-Cotentin ?*

Dans le Nord-Cotentin, les arguments manquent pour déterminer les périodes de genèse de la surface des plateaux. L'ensemble est façonné aux dépens du socle cadomo-varisque et de dépôts triasiques consolidés et les témoins stratigraphiques plus récents sont rares !

Quelques dépôts azoïques (sables, galets) affleurant sporadiquement dans le Nord-Cotentin ont été attribués au Pliocène : aux lieux-dits Le Ravalet, commune de Martinvast, 48 m d'altitude (Bigot, 1942), Le Féragé, 118 m (Poncet, 1959) et La Flague, 92 m (Graindor, 1961) sur Hardinvast. Dans le Val de Saire, les seuls points signalés sont sur le plateau de La Pernelle à 110 et 95 m (Pareyn, 1960; Hommeril & Pareyn, 1966). Tous ces dépôts ont été interprétés comme des dépôts marins pliocènes jalonnant une surface d'érosion, à l'exception du gisement du Cloquant (La Glacerie, 160 m ; Verague, 1983) attribué quant à lui à un Cénozoïque plus ancien.

Cependant, ce sont des observations anciennes qui méritent confirmation à la lumière des nouvelles connaissances acquises sur le Plio-Quaternaire dans le Centre-Cotentin. Rappelons que l'attribution au Pliocène se faisait par analogie avec les sables de Saint-Vigor, aujourd'hui placés dans le Pléistocène inférieur (Baize, 1998). La difficulté est de retrouver des affleurements.

L'évolution tertiaire aboutit à la formation d'une surface d'aplanissement acyclique, surface fondamentale conservée sur les interfluves et les plateaux.

Au Plio-Pléistocène, le Nord-Cotentin appartient à un domaine en surrection dont l'activité est marquée par l'étagement des marqueurs stratigraphiques et les caractères morphométriques des réseaux de drainage (Lagarde et al., 2000). Ce horst est encadré par deux régions subsidentes : le Seuil du Cotentin et les fosses de la Manche.

Ce soulèvement prend place dans un contexte de mouvements verticaux d'échelle régionale qui déforment la surface tertiaire, contexte commun dans le Nord-Ouest de l'Europe (Normandie, Bretagne, Angleterre...).

1.2. FONDEMENTS GEOLOGIQUES DU VAL DE SAIRE

Notre secteur d'étude est le Val de Saire, partie orientale du Nord-Cotentin, dont nous présentons ici les principales caractéristiques géologiques (fig. I.3).

Le Val de Saire appartient à la Normandie armoricaine et a conservé dans sa lithologie et ses structures l'empreinte de deux orogénèses majeures :

- l'orogénèse cadomienne (650-540 Ma), inscrite dans les formations briovériennes ;
- l'orogénèse varisque (380-260 Ma), au cours de laquelle s'est forgée la majeure partie du Massif armoricain par la formation de grands synclinaux paléozoïques et par un plutonisme important.

1.2.1. Lithologie des formations précambriennes et paléozoïques

➤ *Formations briovériennes*

La majeure partie du bassin versant de la Saire est entaillée dans des formations volcano-sédimentaires du Briovérien inférieur, roches vert sombre à noires d'aspect extérieur uniforme. Affectées par les orogénèses cadomienne et varisque, ces formations briovériennes sont dans leur ensemble très schistosées et fracturées.

Plusieurs formations stratigraphiques ont été décrites et replacées dans le cadre d'un dispositif arcs insulaires-bassins, du type Arc des Mariannes, installé sur les lambeaux du socle pentévrien (Dissler, 1987 ; Dissler *et al.*, 1988) :

- Formation de Bretteville (flysch d'avant-arc) ;
- Formation du Vast (série volcanique d'arc insulaire) ;
- Formation de Morsalines et Grès de Montaigu-la-Brisette (bassin intra-arc) ;

auxquelles s'ajoute le faciès plus localisé des Ardoises de la Saire.

Le Briovérien supérieur n'est représenté que sur la bordure méridionale du Val de Saire par le Flysch de Saussemesnil, turbiditique.

➤ *La Diorite du Theil*

La Diorite du Theil est incluse dans les formations volcano-sédimentaires briovériennes mais son âge est inconnu, de même que les contacts avec l'encaissant.

➤ *La série paléozoïque*

Déposés au lendemain de l'orogénèse cadomienne, les sédiments paléozoïques sont affectés par les déformations varisques. En l'absence de faune, tous les sédiments sous-jacents au Grès armoricain sont attribués à un Cambrien *lato sensu*.

• **Le Cambrien**

○ Conglomérats et Arkoses du Becquet

Ces dépôts forment toute la partie ouest du Val de Saire, à l'ouest d'un grand cisaillement N160. Des bandes d'arkoses réapparaissent au sud-est du Theil, d'ailleurs généralement métamorphisées par le granite de Saint-Vaast-la-Hougue.

Les arkoses sont des roches grossières et mal classées, à grains plurimillimétriques de quartz et feldspaths (microcline et rares plagioclases). Elles s'altèrent en sables (par exemple dans la carrière des Planques de Cherbourg). Les galets regroupent granitoïdes, quartz, volcanites acides, aplites, phtanites et schistes.

- Les Schistes et Grès de La Glacerie

Ils s'étendent au-delà de la bordure ouest du Val de Saire. Les schistes, bleus ou verts, azoïques, sont visibles dans la vallée du Trottebec, au sud de Cherbourg.

- **L'Ordovicien inférieur : Grès armoricain**

Le Grès armoricain, grès quartzite blanc-gris, forme des barres dans le paysage à la limite occidentale du Val de Saire. C'est la bordure externe du Synclinal de Jobourg-Siouville.

Les formations paléozoïques plus récentes n'existent pas dans le Val de Saire.

1.2.2. Bilan des orogénèses et acquisition de la structuration

➤ *L'orogénèse cadomienne*

En Normandie, l'intensité maximum de l'orogénèse cadomienne apparaît dans la région de Granville – Saint-Lô, correspondant à l'arc interne constantien orienté N 70 (Dissler, 1987). Le Nord-Cotentin appartient au domaine domnonéen (bloc nord-armoricain) au nord de cet axe. Bien que faible, la structuration cadomienne est décelable dans la Hague et le Val de Saire (Dissler, 1984). L'orogénèse y affecte les dépôts volcano-sédimentaires du Groupe inférieur briovérien, où s'est développée une schistosité de flux. Le Groupe supérieur, turbiditique, présente quant à lui des plis ouverts avec peu ou pas de schistosité (Dissler, 1987).

➤ *L'orogénèse varisque*

Le Nord-Cotentin est fortement engagé dans la tectogénèse varisque (Dissler, 1987). Celle-ci se résume en un continuum de déformation composé de trois étapes essentielles (DvC₁ à 3), développé sous un champ de compression N → S (collision nord-armoricaine) (Gresselin, 1990) :

- DvC₁ : rejou d'anciens cisaillements N60 et formations de plis régionaux plus ou moins ouverts (synclinaux de Siouville, Hardinvast...). Le métamorphisme régional se situe dans l'épizone (faciès schistes verts, zone de la chlorite) ;

- DvC₂ : expression cotentine de plis puis de cisaillements N 110 de type bocain
 - apparition d'une zone de cisaillement (*shear zone* nord-cotentine) chevauchante vers le sud-sud-ouest, entre la Pointe d'Etimbert et un linéament N60 Siouville-Octeville. Cette zone de cisaillement n'affecte le Val de Saire que par la transposition des directions de certains linéaments ;
 - développement de plutons granitiques le long du linéament N60 Saint-Germain-le-Gaillard / La Glacerie (Granites de Barfleur, Flamanville).

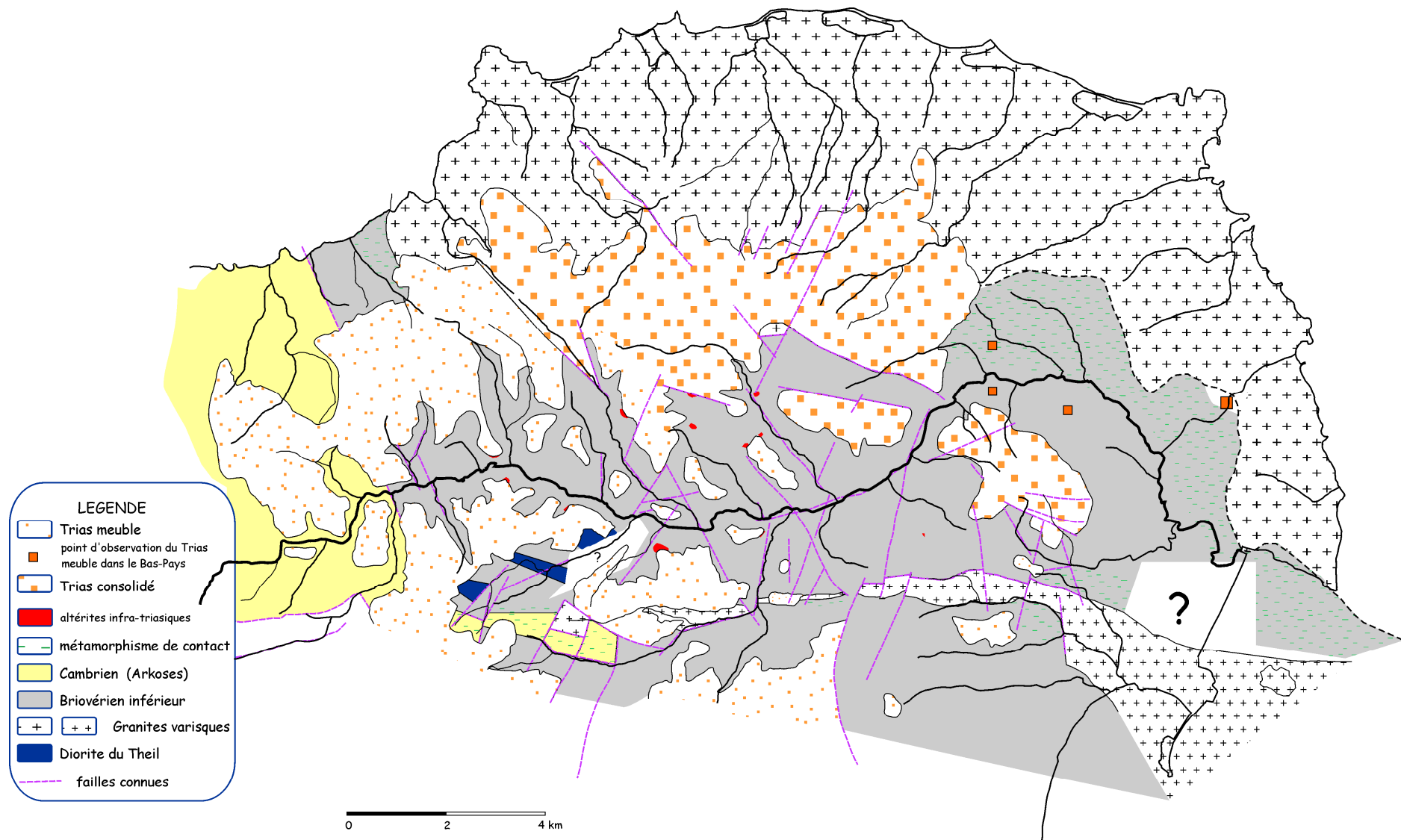


Fig. I. 3 – Esquisse géologique du Val de Saire.

- DvC₃ : expression de cisaillements conjugués N150 et N30, contemporains des derniers stades de cristallisation du Granite de Barfleur et du gonflement du massif de Flamanville. Un exemple de ces cisaillements est donné par le décrochement N160 de la Pointe du Heu, séparant les terrains cambriens des schistes briovériens (Dissler, 1987).

L'ensemble de ces déformations couvre la période dévono-carbonifère. **Le bilan tectonique s'exprime dans le Val de Saire par l'existence de 3 familles de failles : N100-110, N150-160, N30-60** (Dissler, 1987).

1.2.3. Les intrusions varisques

➤ *Mise en place*

Les granites varisques ont été générés le long de linéaments N60, en particulier le long d'un axe Saint-Germain-le-Gaillard / La Glacerie, plan porteur des massifs de Barfleur et Flamanville (Gresselin, 1990). Ces accidents et ces lames granitiques ont dans un deuxième temps subi une transposition, partielle pour le Granite de Saint-Vaast-la-Hougue, totale pour les granites de Barfleur et Flamanville.

Les datations effectuées sur le Granite de Barfleur ont donné 292 ± 6 Ma (Rb/Sr sur biotite, Graindor & Wasserburg, 1962) et 340 ± 10 Ma (K/Ar sur biotite, Leutwein & Sonet, 1965), soit le Carbonifère, ce qui confirme sa contemporanéité avec le granite de Flamanville.

➤ *Le Granite de Barfleur*

Rappelons tout d'abord que Graindor & Pareyn (1969) voyaient dans le massif de Barfleur deux plutons granitiques distincts :

- un granite à 2 micas holocristallin à l'ouest, appelé Granite de Fermanville ;
- un granite à 2 micas à feldspaths alcalins (albite et microcline) à l'est, le Granite de Barfleur.

Cette notion doit semble-t-il être abandonnée au profit de celle d'un seul granite intrusif séparé en deux parties par une zone de transition fortement tectonisée ("*polyclase*" ; Breton, 1967), située aux alentours du méridien de Neville, dont le rejet (compartiment oriental abaissé) pourrait être hectométrique ou plus. Cet accident se prolonge en mer. La différence entre les deux granites proviendrait alors de la position au sein du pluton.

Le Granite de Barfleur est un pluton à texture magmatique planaire (orientation moyenne N115), intrusif dans les terrains briovériens qu'il métamorphise (Breton, 1967). L'auréole de métamorphisme, visible à l'ouest sur le platier de Bretteville-en-Saire (schistes tachetés et cornéennes) et à l'est près d'Anneville-en-Saire (schistes micacés) est réduite à l'affleurement

(Dissler, 1987). La plupart des contacts entre le granite et son encaissant sont masqués par les dépôts triasiques et quaternaires et/ou faillés. Quelques failles majeures s'observent au sein du massif, par exemple autour de Clitourps (de direction E-W).

Le pluton présente de nombreuses enclaves et un cortège filonien abondant : aplites, microgranite, veines quartzo-feldspathiques, pegmatite (Breton, 1967). L'étude des joints par Breton n'a pas mis en évidence de familles bien définies, ce fait étant peut-être dû aux conditions d'observation le long de la transversale littorale. Cependant des différences apparaissent tout de même entre l'est et l'ouest, exprimées dans la morphologie littorale. En effet, si à l'ouest les rochers littoraux montrent une tendance à la forme pyramidale, à l'est (Gatteville, Réville) se forment de grandes tables granitiques avec des couloirs rectilignes grâce à la plus grande fréquence de joints horizontaux. Ces résultats sont enrichis par les travaux de Hommeril (1967) : malgré leur dispersion, les mesures de diaclases et de fractures effectuées sur le platier rocheux font ressortir des directions principales, N20-30, N70-90, N100-120. Ces familles ne sont pas représentées sur tout le littoral.

Les différences entre les deux parties du massif de Barfleur peuvent ainsi être résumées :

- contacts avec l'encaissant très franc à l'ouest, beaucoup moins à l'est ;
- texture pegmatoïde de Maupertus à Néville, porphyroïde à microcline de Gatteville à la Pointe de Saire ;
- cortège filonien très riche en filons à pneumatolytes à l'est alors qu'ils sont absents à l'ouest ;
- présence de joints horizontaux à l'est.

Larsonneur (1967a, 1971) a décrit l'extension sous-marine du massif granitique, en réalité coupé en son milieu par la ligne de rivage. Au nord, une rupture de pente, proche de l'isobathe -10 m, correspond au contact du granite avec le Briovérien, partiellement recouvert de dépôts transgressifs crétacés (Larsonneur, 1967b).

➤ *Le Granite de Saint-Vaast-la-Hougue*

S'étendant de Teurthéville-Bocage à Tatihou, cette lame granitique à vergence nord, recoupée par de multiples failles, s'élargit près de Saint-Vaast-la-Hougue à la faveur d'un accident N160 (Dissler, 1987). Là où Graindor & Pareyn (1969) voyaient une écaille granitique prise sous un chevauchement, Dissler (1987) et Gresselin (1990) notent seulement des contacts faillés, bordés par d'étroites bandes métamorphisées discontinues. Le granite est injecté le long d'un ancien cisaillement. Il s'agit d'un granite à biotite, à texture équate, constitué de plagioclases séricitisés, d'orthose perthitique, de quartz, de ferromagnésiens chloritisés et d'apatite. A La Hougue, apparaît

une texture porphyroïde à mégacristaux de microcline rappelant le Granite de Barfleur (Dissler, 1987).

Le Granite de Saint-Vaast-la-Hougue ne se prolonge guère en mer ; le trait de côte est voisin de la limite du batholite (Larsonneur, 1971).

1.2.4. Évolution post-varisque

La formation de l'orogène varisque a été suivie d'une distension post-orogénique responsable de la création de fossés d'effondrement et d'une phase de forte érosion dont les produits sont les dépôts triasiques qui fossilisent la pénéplaine post-hercynienne. Au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, les bordures du Massif armoricain connaissent plusieurs transgressions mais leurs témoins sont rares en Nord-Cotentin.

➤ *Distension post-orogénique et dépôts permo-carbonifères*

La relaxation de la chaîne varisque fait rejouer les grands accidents en distension. Des bassins sédimentaires très localisés s'installent sur ces failles (Ziegler, 1978). Le fossé d'effondrement du Seuil du Cotentin, ou Bassin de Carentan, contient ainsi 800 m d'argiles rouges continentales permienes reposant sur le socle précambrien. Des bassins houillers fonctionnent au cours du Carbonifère (Le Plessis - Manche, Littry – Calvados). De cette époque date également la création des bassins de la Manche et des Approches Occidentales, qui fonctionneront au moins jusqu'au Crétacé inférieur. Entre ces deux zones distensives, le Nord-Cotentin reste stable et émergé et les dépôts permo-carbonifères sont absents de la région étudiée.

➤ *Altérites infra-triasiques*

Dans la vallée de la Saire, le substrat schisto-gréseux briovérien est fréquemment recouvert, en particulier en haut de versants, d'une forte épaisseur d'altérite pouvant atteindre 3 mètres. Cette altérite rouge vif est constituée de petites plaquettes de roches briovériennes emballées dans une matrice argileuse. Très fragiles, elles se brisent entre les doigts. Situées stratigraphiquement sous les argiles et les sables du Trias, ces formations correspondent à l'altération du socle hercynien.

➤ *Les épandages fluviaux triasiques*

Le Val de Saire est recouvert d'une épaisse couverture triasique disséquée et déblayée par le réseau hydrographique, et découpée en larges panneaux par de nombreuses failles (en particulier des failles d'orientation N20). Il s'agit de dépôts détritiques variés (sables, argiles, galets...), consolidés ou non, fossilisant la surface post-hercynienne.

Le sommet actuel du Trias atteint 158 m d'altitude à l'ouest de Maupertus, mais seulement 40 m vers Valcanville, plus à l'est. Des sondages à la carrière nous ont permis de le repérer dans le Bas-Pays. Ainsi, **dans la vallée de la Mare Barré, le Trias est atteint à 7 m d'altitude**, sous le faciès des argiles lie-de-vin ; l'épaisseur serait de 18 mètres. Il continue en mer sous les mêmes faciès (repérés à –30 m à l'est de la Pointe de Saire) ou sous celui des Calcaires de Lestre (Larsonneur, 1971). Ces fortes variations d'altitude paraissent difficiles à expliquer uniquement par le comblement d'une morphologie antérieure et seraient plutôt attribuables à des mouvements verticaux.

- **Lithologie du Trias de La Pernelle**

La Pernelle, village de l'est du Val de Saire, possède des carrières excavées dans le Trias, montrant une série épaisse de 30 m (Pareyn, 1960 ; Hommeril & Pareyn, 1966), remarquable par la silicification poussée et la minéralisation de certains faciès. Elle comprend plusieurs faciès détritiques meubles ou consolidés (de haut en bas) :

- 8) grès arkosiques ocres ;
- 7) lentilles d'argiles rouges et vertes ;
- 6) grès quartzites gris à grain fin avec amas de barytine ;
- 5) argile rouge vif ;
- 4) argilolites vertes silicifiées ;
- 3) arkose "miliaire" ;
- 2) poudingues et arkoses + lentilles d'argile rouge ;
- 1) brèche siliceuse de base.

Des faciès arkosiques et conglomératiques différents existent également au nord, autour de Clitourps et Saint-Pierre-Église (100 mètres d'altitude), et dans les landes de Carneville (138 m).

Elhaï (1963) souligne le rôle important joué par les faciès silicifiés dans le relief en plateaux.

- **Les épandages de sables et galets de l'ouest du Val de Saire**

Dans l'ouest du Val de Saire, le Trias nappe les plateaux et les versants du bassin de la Saire sous le faciès des argiles lie-de-vin ou des sables orangés avec ou sans galets, parfois légèrement grésifiés. L'épaisseur serait supérieure à 10 mètres (Elhaï, 1963). Les galets, provenant de l'érosion du socle, sont majoritairement en quartz et quartzites, mais aussi en phanites briovériennes, rhyolites... Plus au sud (Eroudeville), des stratifications obliques témoignent de l'origine fluviatile de cette formation, et signaleraient un écoulement du sud-est vers le nord-ouest (Lambois, 1965). Le caractère meuble de ces faciès favorise le colluvionnement le long des versants. En surface, les galets se trouvent par ailleurs fréquemment mêlés à des loess.

➤ *Les transgressions mésozoïques*

En première approche, le Val de Saire paraît avoir été épargné par les transgressions mésozoïques. L'Hettangien représenté autour de Valognes s'amenuise très rapidement vers le Nord. Cependant, des galets d'un calcaire oolithique et bioclastique connu dans l'Hettangien supérieur et des galets de calcaires grumeleux ou zonés d'origine chimique, faciès reconnu dans l'Hettangien basal, ont été signalés à La Pernelle. Ces calcaires oolithiques silicifiés existeraient encore à l'état résiduel sur le plateau, témoignant de l'extension de la transgression basale du Secondaire (Hommeril & Pareyn, 1966). Nous ne les avons pas retrouvés.

Par ailleurs, l'étude des fonds sous-marins a montré la proximité des formations crétacées (Larsonneur, 1971). La craie sénonienne à silex affleure à quelques kilomètres au large du Cap Lévi, en bordure du massif granitique de Barfleur. La transgression crétacée a également laissé des traces dans l'intérieur des terres cotentinaises puisque des restes d'argiles à silex issues du Sénonien subsistent dans la région de Flamanville – Siouville (Elhaï, 1963).

Le socle du Val de Saire est constitué de formations volcano-sédimentaires briovériennes plissées et faillées et de plutons granitiques carbonifères : le Granite de Barfleur et celui de Saint-Vaast-la-Hougue. La structuration s'exprime par plusieurs directions préférentielles :

- *N60 à N85 : linéaments tardi-cadomiens plus ou moins transposés ultérieurement ;*
- *N100-110 : cisaillements varisques ;*
- *N30 et N150 : décrochements et cisaillements respectivement senestres et dextres fini-varisques.*

Le socle porte une épaisse couverture triasique constituant le substrat des plateaux. Les différences d'altitude observées, attribuables pour une part au comblement d'une surface d'érosion irrégulière, suggèrent l'existence de mouvements verticaux post-triasiques.

Les formations post-triasiques sont quasiment absentes mais la présence du Crétacé à proximité du littoral jouera un rôle important dans l'approvisionnement des cordons littoraux en silex. La question de l'extension passée des dépôts mésozoïques reste posée.

1.3. RELIEF ET RESEAU DE DRAINAGE

1.3.1. Les grands ensembles du relief

Le Val de Saire présente un relief contrasté, organisé en deux ensembles principaux séparés par un escarpement bien marqué dans le paysage, l'escarpement de la Pernelle. (fig.I.4).

➤ *Les plateaux intérieurs*

Dans l'intérieur, les vallées de la Saire et de ses affluents dissèquent les plateaux, se frayant un passage dans les entablements triasiques silicifiés. Les cours d'eau les plus importants présentent un fond plat encadré par des versants souvent abrupts (cas de la Saire, photo I.1, du Québec...). Les points culminants sont le Mont Etolan (138 m), Maupertus (147 m), le Bois de Boutron (124 m) et la Pernelle (118 m). La surface des plateaux s'abaisse vers le nord-est de 130 m à Digosville à 80 m à Tocqueville. Cette inclinaison de la surface a son pendant à la base du Trias qui se situe à 130 m à Clitourps et 50 m à Varouville (Elhaï, 1963). Les plateaux triasiques, incultes, sont généralement recouverts de landes à ajoncs ou de bois sur podzols (Carneville, Pépinvast) ; les roches triasiques sont d'ailleurs localement appelées "landain". Des placages limoneux permettent toutefois les cultures, même dans l'intérieur des terres.

A l'ouest, nous rentrons dans le domaine des synclinaux paléozoïques où les barres de Grès armoricain sont mises en relief par l'érosion. Les sources de la Saire surgissent au pied d'une de ces barres (marais du Mesnil, Le Mesnil-au-Val).

➤ *Le Bas-Pays*

Opposé à cet ensemble refermé vers l'intérieur, l'est du Val de Saire s'ouvre largement vers la mer : c'est le Bas-Pays, façonné principalement aux dépens du Granite de Barfleur, mais aussi du socle briovérien et du Granite de Saint-Vaast, voire du Trias. L'origine et la genèse de ce Bas-Pays sont encore mal connues : est-ce une surface d'abrasion marine unique ? Est-elle surimposée à la surface post-hercynienne affaissée ?

La majeure partie du littoral est façonnée dans les Granites de Barfleur et de Saint-Vaast, à l'exception du secteur séparant Tatihou de Réville, où la Saire et l'érosion marine ont dégagé un large espace aux dépens des formations briovériennes. Les joints du Granite de Barfleur exercent une forte influence sur la morphologie de détail du littoral car ils sont responsables du découpage de la côte et de l'allure très variable du platier : grandes tables granitiques sur la côte est, dissection beaucoup plus poussée autour de Gatteville.

Le Bas-Pays est une fertile contrée limoneuse, aujourd'hui vouée à la culture légumière de plein champ. Les villages sont quant à eux installés sur les espaces où le granite affleure.

➤ *L'escarpement de la Pernelle*

L'escarpement de la Pernelle (photo I.2) est classiquement décrit comme une falaise morte rajeunissant un escarpement de faille (Elhaï, 1963, p. 411). Son altitude est maximale au niveau de la Pernelle, où le commandement est de 80 mètres. Il décroît vers le nord puis est interrompu par le passage de la Saire dans une vallée très encaissée. Au nord de la vallée, l'escarpement s'adoucit nettement : de pente plus faible, il n'atteint plus qu'une trentaine de mètres (Sainte-Geneviève).

C'est en fait l'altitude du pied de l'escarpement qui est plus élevée (35 m au lieu de 7-8 plus au sud). Nous verrons que cela correspond à une conservation de niveaux marins plus élevés, les superficies de plates-formes reliques augmentant vers le nord.

Cet escarpement, qui marque en première approche la limite entre les plateaux et les domaines façonnés par la mer au Pléistocène tend à disparaître vers le nord-ouest, aux alentours de Saint-Pierre-Eglise.

L'escarpement de la Pernelle trouve sa continuité morphologique vers le sud, puisqu'il court parallèlement à la côte dans la région de Sainte-Mère-Eglise, surplombant un marais à 2-5 m NGF qui masque une plate-forme à -2 mètres.

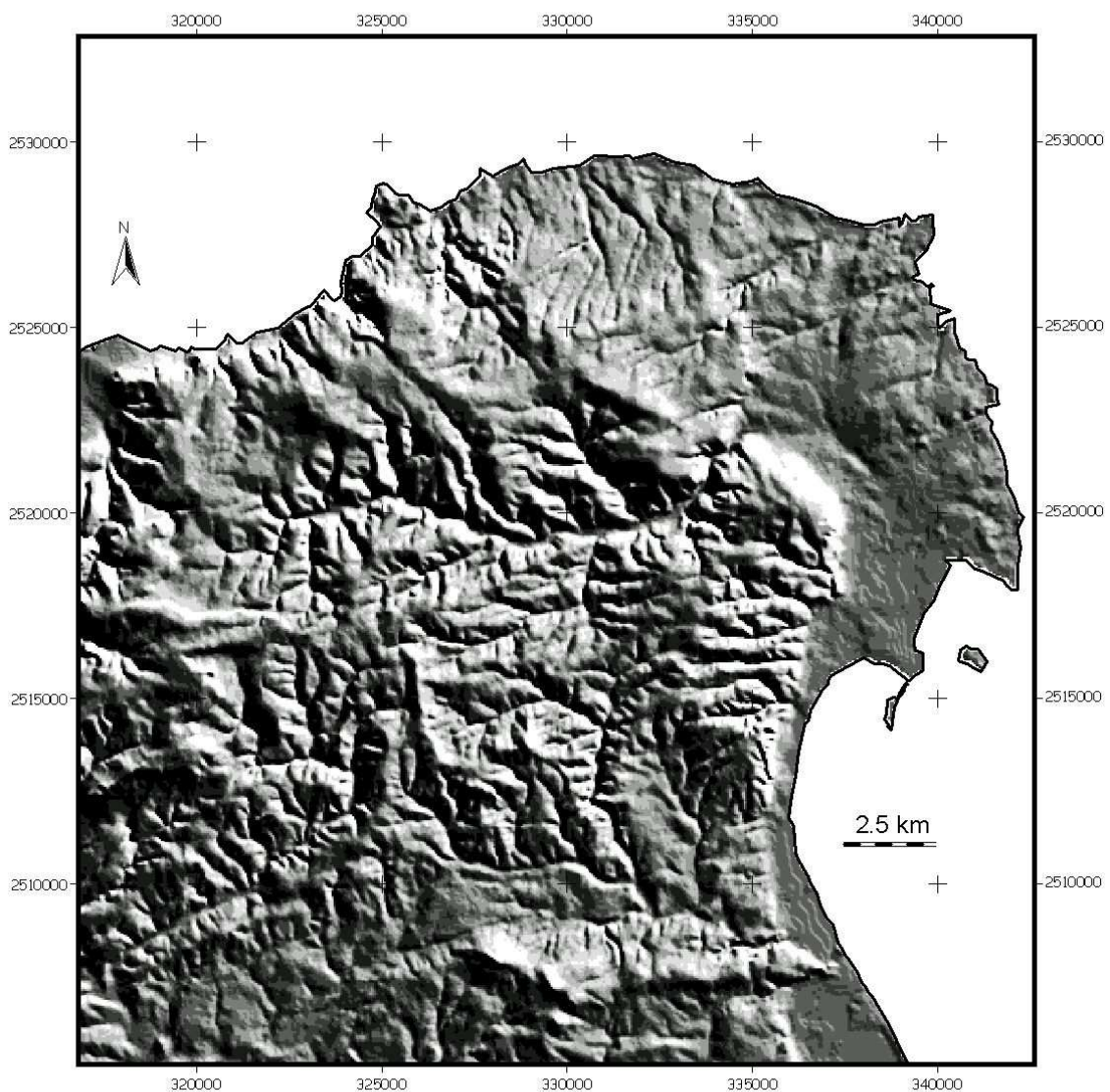


Fig. I. 4 – Modèle Numérique de Terrain montrant le relief du Val de Saire (fig. M. Font – ombrage N45).

Le Val de Saire se caractérise donc par l'opposition entre un domaine continental de plateaux triasiques fortement incisés par le réseau de drainage et un domaine ayant subi une morphogenèse littorale, aujourd'hui nettement en contrebas. L'organisation du relief semble par ailleurs dépendante du bâti géologique.

1.3.2. Le réseau de drainage

Le réseau de drainage, ou réseau hydrographique, constitue l'armature d'un paysage. Ses caractéristiques morphologiques témoignent de son évolution, qui n'est pas aléatoire.

Le réseau est généralement lié à la géologie du substrat (lithologie et structure), ce qui a été montré à de multiples reprises (par exemple Collina-Girard & Griboulard, 1990). Sur le long terme, la lithologie intervient par le biais de l'érosion différentielle, de la perméabilité, tandis que la tectonique agit par le jeu des failles qui mettent en contact des blocs de lithologie différente et constituent des zones préférentielles d'érosion lorsque la déformation est forte (zones broyées). Le réseau peut ainsi être marqué par :

- des talus lithologiques ;
- des escarpements de faille primaires ;
- des escarpements dérivés conservant l'empreinte de failles par l'intermédiaire de talus lithologiques.

Par ailleurs, **le réseau enregistre des signaux tectoniques, climatiques et eustatiques** à plus court terme (activité néotectonique, variations eustatiques quaternaires...). Il est par exemple reconnu que les rivières répondent aux stimuli tectoniques (Schumm, 1986) par des déformations de la plaine alluviale et des modifications des cours, des ruptures de profils longitudinaux, des variations de style fluvial...

Le réseau de drainage témoigne de ce fait de l'évolution pléistocène du relief.

L'analyse du réseau de drainage a donc pour but de dégager ses caractéristiques principales afin d'en comprendre l'origine et de restituer son évolution. Cette analyse peut compléter en outre les données de la carte géologique en faisant apparaître des linéaments structuraux non exprimés directement sur le terrain et apporte nombre d'informations sur la mise en place du relief, en particulier sur son évolution récente.

Dans notre domaine d'étude, il s'agit ainsi de comprendre comment s'organise le réseau de drainage et comment réagissent les cours d'eau côtiers aux variations du niveau marin et/ou à un éventuel uplift. La recherche de marqueurs de mouvements verticaux permet de compléter les observations obtenues sur les niveaux marins. Enfin, la recherche de terrasses alluviales est

motivée par un double intérêt : témoins de mouvement verticaux et/ou de l'enfoncement des vallées, ce sont aussi des sites privilégiés d'implantation humaine.

Le réseau hydrographique drainant le Val de Saire se divise en deux ensembles : le bassin-versant de la Saire et de ses affluents d'une part, et de nombreux ruisseaux côtiers menant directement à la mer d'autre part. C'est un réseau de faibles dimensions dont les cours d'eau sont peu compétents. Le drain principal est bien sûr la Saire, fleuve côtier long de 29 kilomètres. Son cours ouest-est frappe d'emblée dans une région où les drains sont S-N (Trottebec), S-N puis SW-NE (Divette), NW-SE (Sinope) (fig I.5). Elle prend sa source sur la commune du Mesnil-au-Val à 150 m d'altitude, au pied d'une barre de Grès armoricain, dans les Grès et Arkoses du Becquet. De petit gabarit (2 à 6 m de largeur), elle est alimentée par des pluies abondantes (1000 mm/an). La pente moyenne de la Saire est de 0,5%.

En dehors de la vallée de la Saire, les drains plus ou moins rectilignes dessinent un réseau faiblement hiérarchisé. Les petits cours d'eau côtiers (le plus long atteint 7 km) se jettent directement à la mer en n'ayant reçu l'apport que de rares affluents.

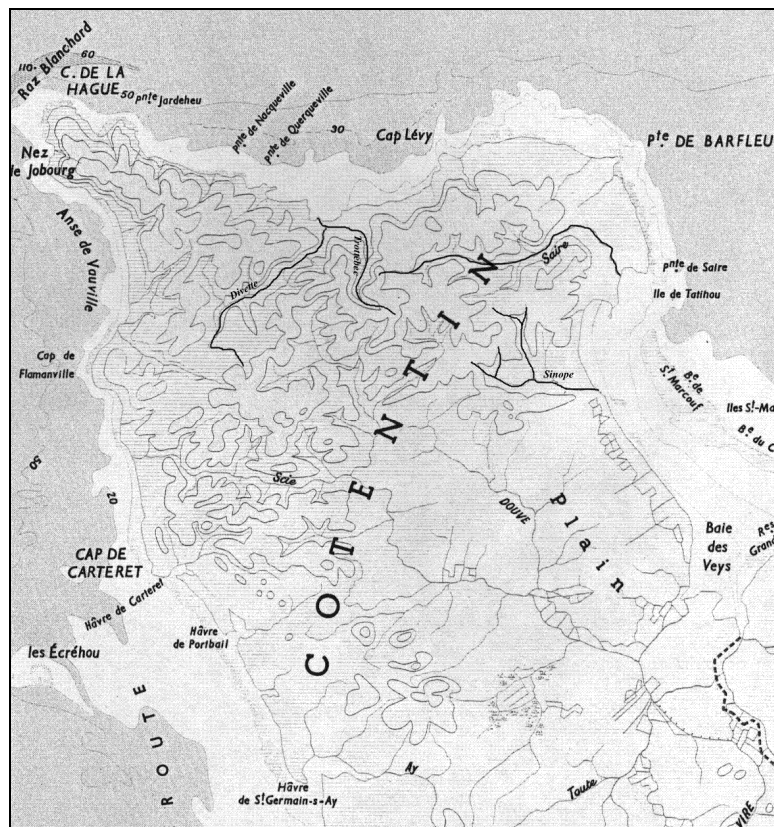


Fig. I. 5 – La Saire dans le cadre du Nord-Cotentin : un drain ouest-est dans un contexte globalement nord-sud (extrait Atlas de Normandie).

➤ *Méthode d'analyse du réseau de drainage*

L'analyse du réseau de drainage s'est accomplie en étroite collaboration avec Marianne Font, en particulier pour tout ce qui concerne l'utilisation du M.N.T. Pour le détail des procédures et scripts ArcView utilisés, se reporter à sa thèse (Font, 2002).

• **Organisation spatiale et géométrie du réseau**

L'étude du réseau hydrographique du Val de Saire s'est faite à partir du réseau extrait à la main sur le fond topographique IGN au 25 000^{ème} et confronté au réseau extrait d'un MNT à pas de 50 mètres. Le réseau est constitué des drains aujourd'hui actifs, permanents ou temporaires, et des drains inactifs matérialisés par les inflexions des courbes de niveau. Ses éléments constitutifs sont les sources, les têtes de vallon, les thalwegs et les confluences. L'unité géomorphologique de base est le bassin versant.

Une première approche permet de définir qualitativement des sous-ensembles plus ou moins homogènes selon le type de réseau, la hiérarchisation (Strahler, 1952), la densité, l'orientation du réseau, la ramification.

L'analyse s'effectue ensuite en deux temps (Chafchafi, 1997) :

- repérage des segments de drains rectilignes, en particulier lorsqu'il existe une famille de drains parallèles ; cela nous donne la (ou les) direction(s) préférentielle(s) du réseau ;
- détermination des linéaments hydrographiques formés par des alignements anomaux du réseau, qui sont interprétés comme des indices d'adaptation à une réalité géologique perturbatrice. Ces anomalies peuvent être des déviations locales de drains, des changements brusques de direction, des alignements de segments rectilignes, de sources ou de confluences, etc.

Chaque linéament ainsi défini est porté sur une carte puis mesuré (orientation par rapport au Nord magnétique, longueur) et l'ensemble est reporté sur des diagrammes en rose (utilisation du logiciel StereoNett v. 2.46).

L'interprétation des linéaments hydrographiques se fait ensuite pour une part à la lumière de la carte géologique et de la carte des linéaments structuraux qui en est issue puisque, en général, les alignements d'anomalies répondent à un contrôle structural (Chafchafi, 1997).

Au cours de cette analyse, nous utilisons également carte des confluences, carte des sources et carte des pentes.

- **Profils longitudinaux**

En théorie, une rivière régularisée présente un profil concave, à l'équilibre, c'est-à-dire qu'il n'y a ni érosion ni dépôt (Leopold *et al.*, 1964). L'analyse des profils longitudinaux recherche principalement les ruptures de pente, significatives de déséquilibres : changements lithologiques, limite d'érosion sur faille, ancienne falaise... C'est une démarche utilisée dans de nombreuses études morphotectoniques (Baize, 1998 ; Bonnet, 1998).

Les profils peuvent en effet enregistrer les mouvements verticaux relatifs de blocs par des modifications de pente convexes au niveau de la faille, appelées *knickpoint*. Les *knickpoints* évoluent par érosion régressive, en reculant vers l'amont. Cette évolution dépend de la résistance et de la géométrie du substrat mais aussi de la compétence et de l'énergie du cours d'eau, c'est-à-dire du climat et de la pente des drains. La genèse des *knickpoints* dans le cas d'activité tectonique est globalement reconnue (Schumm, 1993).

Par contre, la création de *knickpoints* liée aux variations eustatiques (régressions) est discutée. Le *knickpoint* se formerait par une forte érosion du substrat dans la section aval du cours d'eau, provoquée par son adaptation à la chute du niveau de base (en l'occurrence le niveau de la mer) (Schumm, 1993). Cependant, ce mécanisme n'est pas obligatoire et dépend principalement de la pente de la plate-forme continentale et de l'amplitude de la régression. Ainsi, Lericolais (1997) a montré que la régression weichselienne a pu être accommodée par la dynamique fluviale (variations de la sinuosité). Les *knickpoints* ne seraient créés que lorsque la baisse du niveau marin met au jour des ruptures de pente majeures (par exemple, la limite distale de la plate-forme) entraînant une érosion régressive. Par ailleurs, selon Blum & Törnqvist (2000), les *knickpoints* pourraient également trouver leur origine dans les changements du rapport débit liquide / charge sédimentaire. En cas de forte augmentation du débit non compensée par l'augmentation de la charge, la compétence du cours d'eau augmente et entraîne l'incision dans les roches les plus meubles. Le contrôle est alors avant tout climatique.

En tout cas, il est clair que certains cours d'eau possèdent une rupture de pente inscrite dans le substrat, masquée par les remblaiements fluvio-marins holocènes (par exemple l'Orne, Pellerin, 1968).

L'étude des profils longitudinaux s'est accompagnée de celle des profils transversaux, qui permet de prendre en compte l'incision du cours d'eau dans son bassin versant (érosion des versants et des interfluves) et de profils longitudinaux sur les lignes de crêtes adjacentes. Les profils longitudinaux (altitude du thalweg de la source à l'embouchure) de l'ensemble des drains principaux ont été réalisés manuellement à partir de la carte topographique IGN au 25 000^{ème}.

Enfin, il n'a pas été possible de prendre en considération la morphologie fluviale et la sinuosité de la Saire qui est un cours d'eau fortement anthropisé, où l'on a compté jusqu'à 30 moulins, possédant chacun bief et dérivations (Dupré *et al.*, 1984).

- **Les courbes hypsométriques**

L'analyse hypsométrique est l'étude de la distribution de la masse rocheuse d'un paysage en fonction de l'altitude, c'est-à-dire la relation aire-altitude sur l'unité de travail qu'est le bassin-versant (fig. I.6 ; Strahler, 1952). La courbe hypsométrique, cumulative, représente les différences d'altitudes entre l'exutoire et l'altitude maximale en fonction des aires d'égale altitude rapportées à l'aire totale du bassin.

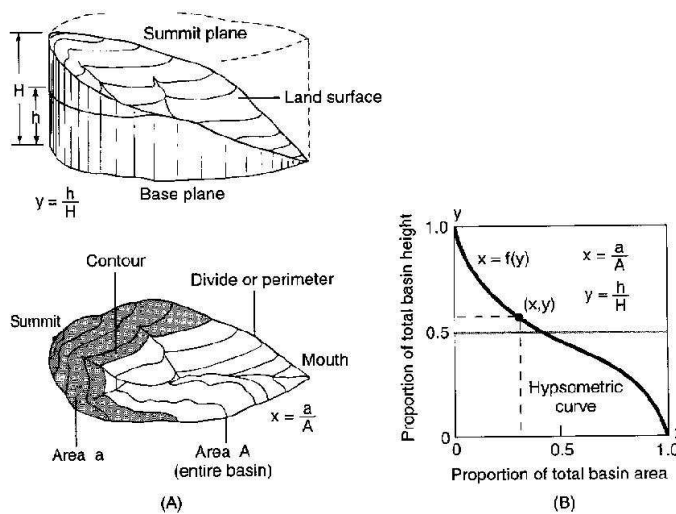


Fig. 1. 6 – Définition de la courbe hypsométrique (Strahler, 1952).

La forme de la courbe et la valeur de son intégrale sont interprétées en terme de maturité du réseau (Strahler, 1952). Trois types de courbes associés à des valeurs d'intégrales différentes sont attribués à trois stades d'évolution d'un réseau hydrographique :

- courbe convexe et intégrale élevée correspondent à un réseau jeune, immature (stade inéquilibré) ;
- courbe concave à l'amont, convexe à l'aval, associée à une valeur d'intégrale moyenne, correspondent à un réseau mature à l'équilibre ;
- courbe concave et intégrale hypsométrique faible sont interprétées comme la marque d'un réseau avancé ou "sénile", dans un paysage présentant généralement des reliefs résiduels (monadnocks).

A ce paramètre temporel doit être ajouté le paramètre lithologique, dont l'importance est variable selon l'homogénéité du substrat sur l'ensemble du bassin et l'érodabilité des roches en présence (Strahler, 1952 ; Lifton & Chase, 1992). Ces derniers postulent que l'interaction de la tectonique, du climat et des paramètres lithologiques influent sur l'intégrale hypsométrique vers laquelle évolue un paysage donné. Une étude dans la vallée de l'Hérault (Hurtrez & Lucazeau, 1999) montre ainsi une différence dans la forme de la courbe hypsométrique (de concave à sigmoïde) de bassins versants de lithologie différente dans un même contexte tectonique et climatique.

➤ *Un réseau soumis à un contrôle structural*

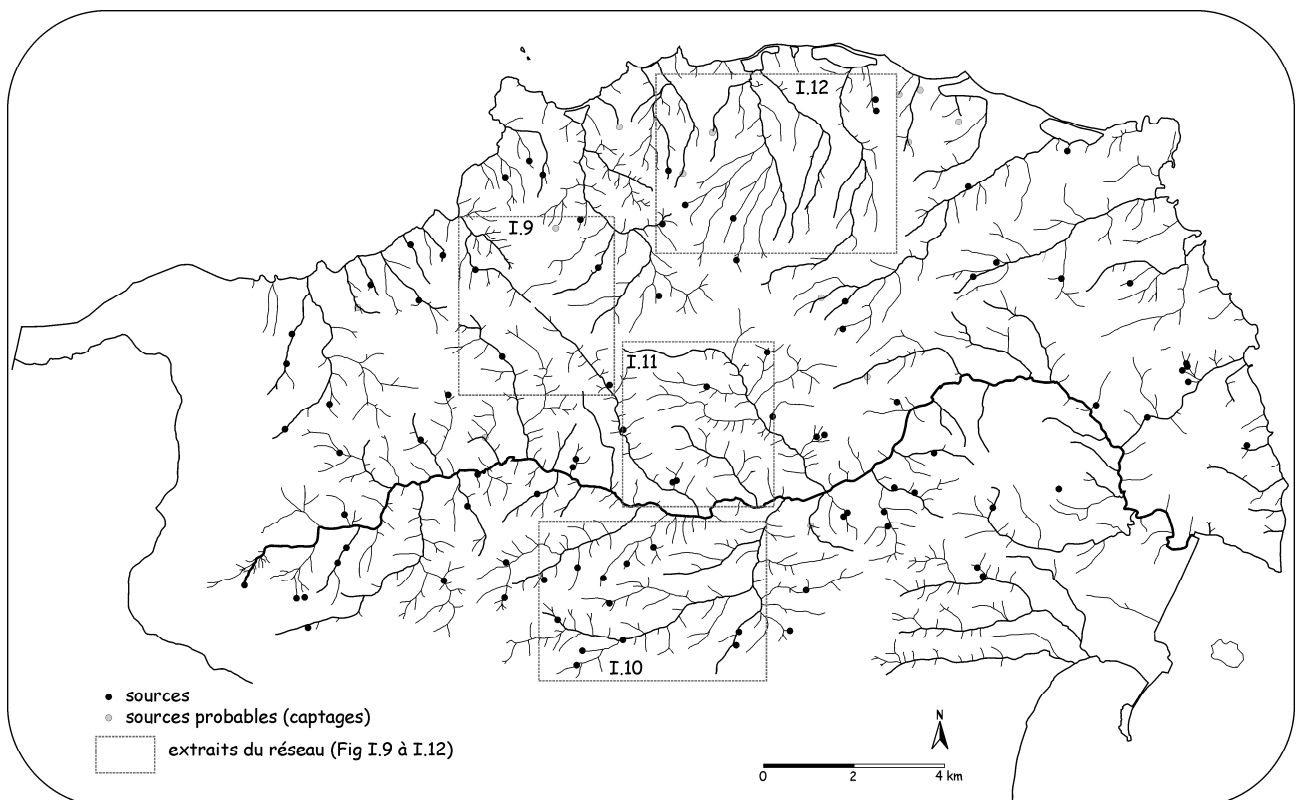


Fig. I. 7 – Réseau de drainage du Val de Saire.

Le réseau est globalement faiblement hiérarchisé, dendritique. La Saire ne reçoit souvent que deux générations d'affluents (c'est-à-dire d'ordre 1 et 2).

Quelques points culminants présentent un réseau organisé de façon sub-radiale : le Bois de Boutron, la Croix Fresville, le Mont-Etolan (fig. I.7 et I.8).

La fréquence de drainage (nombre de drains / unité de surface) reste faible à moyenne (1,25 à 2).

○ Alignement de sources et de segments rectilignes

Au sud du secteur étudié (affluent du Querbot), s'observe un alignement N71 de deux sources et de segments rectilignes (fig.I.10).

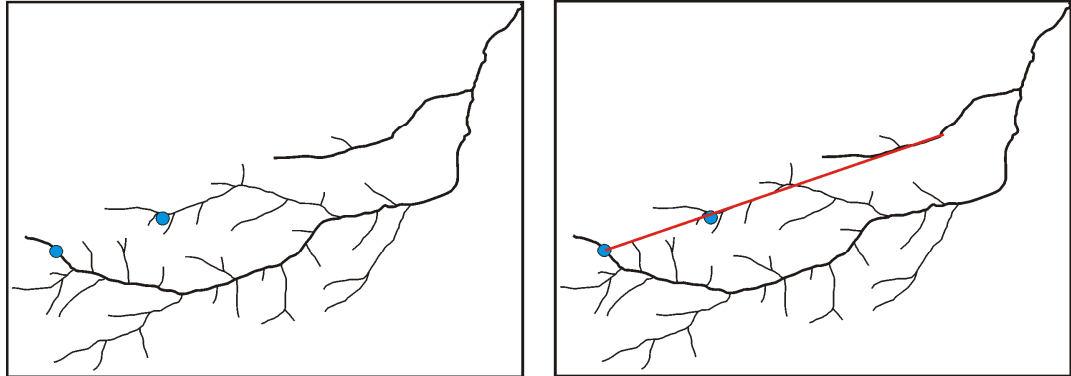


Fig. I. 10 – Alignement sources - segments rectilignes.

○ Alignement source/déviaton locale/drains/confluences

Dans le secteur est, un alignement N01 apparaît entre de petits drains, une source, une déviaton locale brutale du drain secondaire et une déviaton du drain principal (ruisseau de la Rue de Sauxtour, affluent de la Saire en rive gauche) (fig.I.11).



Fig. I. 11 – Alignement source/déviaton locale/drains/confluences sur le ruisseau de la Rue de Sauxtour.

○ Alignement de changements d'orientation et de sources + famille de drains parallèles

Dans le secteur de Saint-Pierre-Église (fig.I.12), les drains présentent une orientation préférentielle N25 à N30, correspondant à une famille de failles affectant le Trias (voir carte géologique Saint-Vaast-la-Hougue).

Un linéament N66 est marqué par le changement de direction des drains qui s'orientent alors N vers la mer. Ce linéament concerne aussi des sources et des segments rectilignes. Il s'exprime dans un contexte granitique.

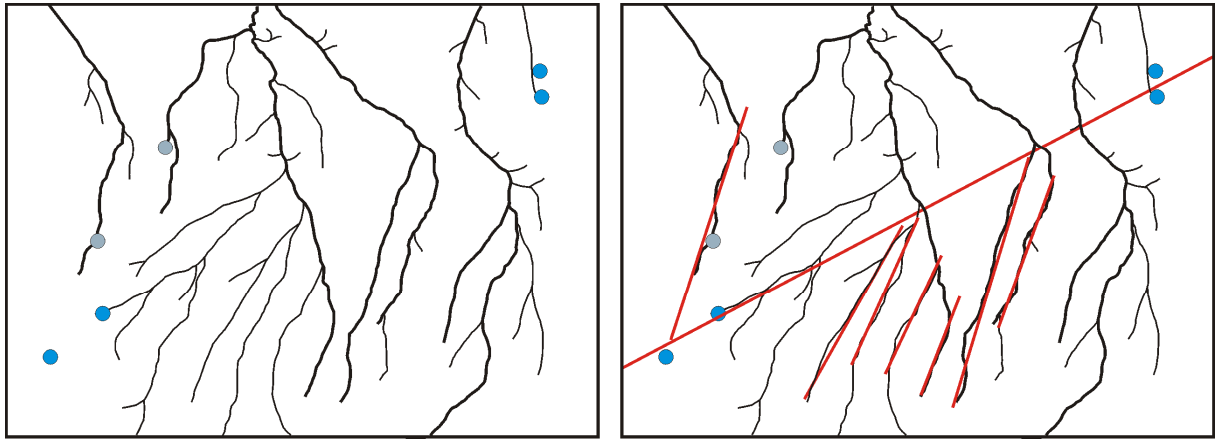


Fig. I. 12 – Organisation des drains au nord de Saint-Pierre-Église.

L'ensemble des linéaments ainsi définis est ensuite porté sur une carte (fig.I.13) puis interprété.



Fig. I. 13 – Carte des linéaments hydrographiques du Val de Saire.

- **Influence du bâti structural**

Le réseau de drainage est relativement indépendant des contrastes lithologiques : il n'y a pas de drain majeur marquant la limite du Granite de Barfleur, les affluents de la Saire ne se superposent pas au découpage des panneaux de terrains du Briovérien inférieur. Il n'existe que 3 cas de drains superposés à des limites lithologiques : le Vaupreux en bordure du Granite de Saint-Vaast-la-Hougue, un ruisseau sur la limite ouest du batholite de Barfleur et le ruisseau des Fontaines en limite d'auréole de métamorphisme, toujours à l'ouest.

En fait, il n'y a généralement superposition qu'en cas de présence d'une faille : cours de la Saire, vallée des Chênes sur le décrochement entre Arkoses du Becquet cambriennes et Briovérien, drains N20 incisant le Trias au nord de Saint-Pierre-Église. Il est vrai que les différentes formations briovériennes ne montrent pas de contrastes de résistance à l'érosion marqués.

Cependant, si, dans le bassin de la Saire, les drains ne se superposent que faiblement aux linéaments géologiques exprimés sur la carte géologique (Graindor & Pareyn, 1969), **les directions correspondent bien à celles du bâti structural** connues par ailleurs (Dissler, 1987 ; Gresselin, 1990) : il existe une bonne corrélation entre les directions structurales et l'orientation des linéaments hydrographiques voire des drains.

Ainsi, les linéaments hydrographiques montrent 3 directions majeures (fig. I.14) : N65-75, et secondairement N140-150, et N10-20. La prise en compte des segments de drains rectilignes renforce la direction N140-150 et un ensemble N65 à 85.

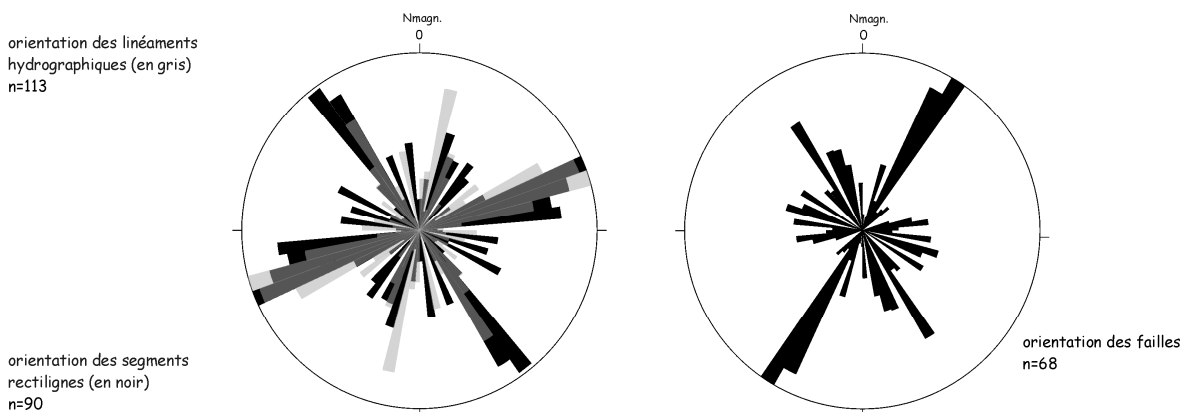


Fig. I. 14 – Rose des linéaments hydrographiques et drains rectilignes comparée à la direction des failles exprimées sur la carte géologique Saint-Vaast-la-Hougue.

La direction N140-150 est clairement reconnue comme varisque : c'est la direction du décrochement de Bretteville-en-Saire séparant les Arkoses cambriennes du Briovérien.

La famille N65-75 peut correspondre aux conjugués des failles N140-150 mais elle coïncide aussi avec la schistosité (N 80 : Dissler, 1987).

Enfin, la direction N20 peut être liée à des failles plus tardives telles celles affectant le Trias au nord de Saint-Pierre-Église.

○ Cas du batholite de Barfleur

Sur le granite de Barfleur, les drains côtiers changent de direction du NW vers le SE : de N150 (Tocqueboeuf E) à N60 environ (Mont-Morin). Cette disposition sensiblement rayonnante laisse penser à un contrôle par les joints du granite (fig. I.15) , bien que la situation soit plus complexe.

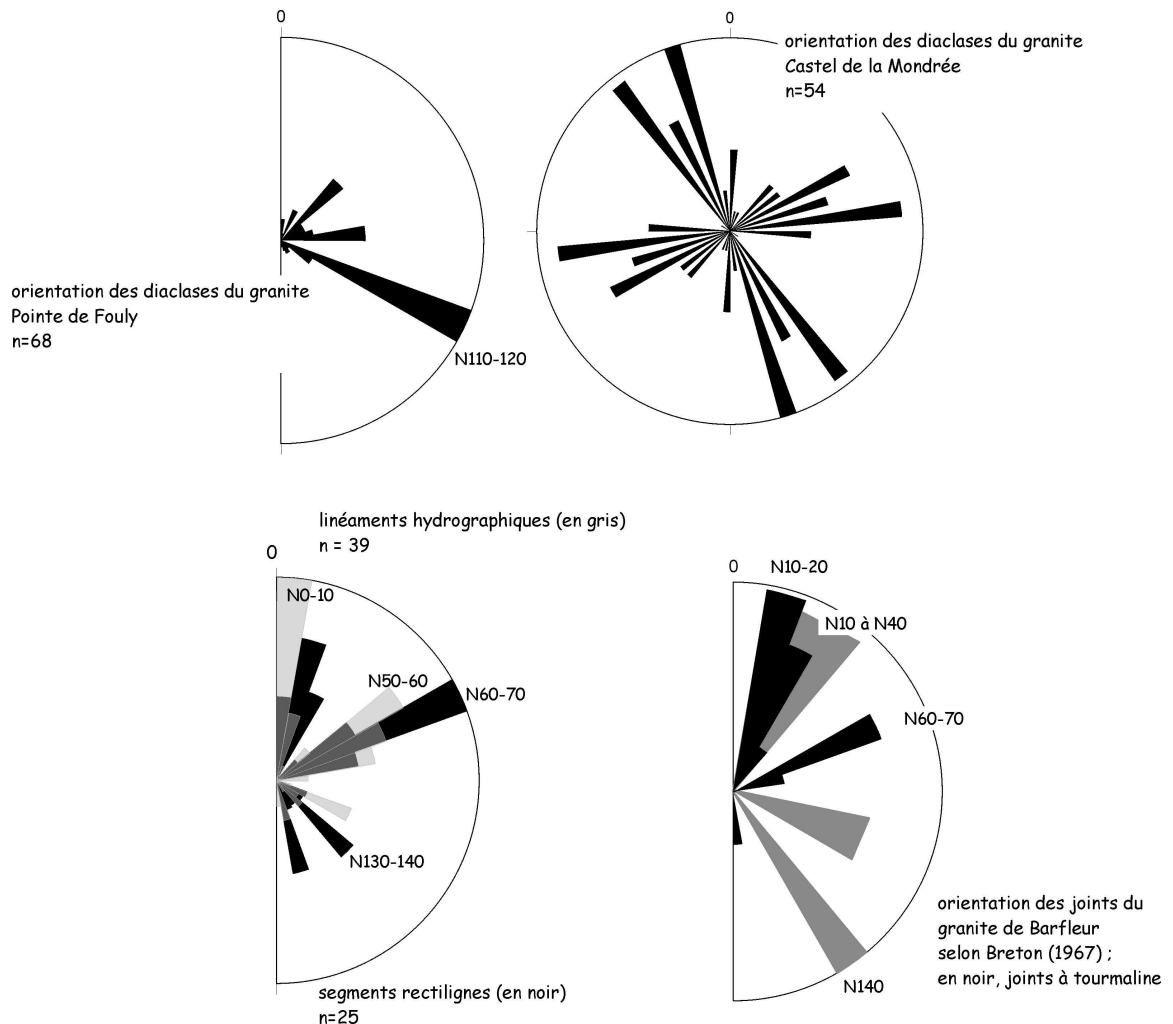


Fig. I. 15 – Sur le Granite de Barfleur : comparaison linéaments hydrographiques - joints.

- **La Saire et ses affluents**

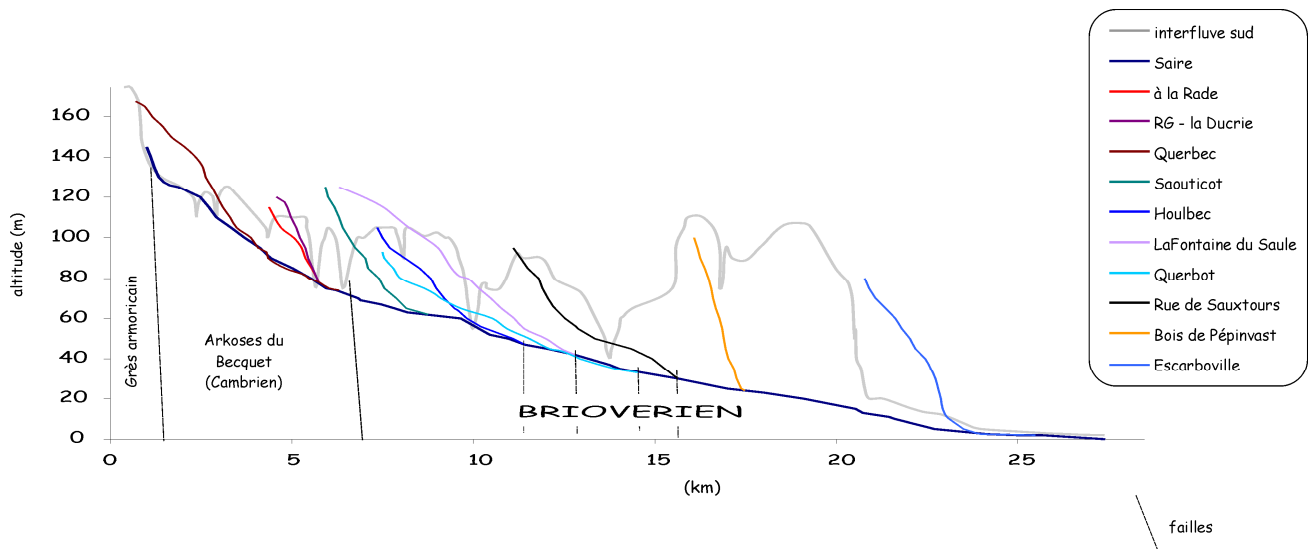


Fig. I. 16 – Profils longitudinaux de la Saire et de ses affluents en relation avec les failles et la lithologie

A partir du km 5, la Saire s'écoule dans les formations briovériennes. Selon la carte géologique Saint-Vaast-la-Hougue (Graindor & Pareyn, 1969), la Saire suivrait alors un chevauchement masqué E-W, qui constituerait une zone plus favorable à l'érosion. La carte établie par Dissler (1987) montre des différences lithologiques de part et d'autre de la vallée, qu'il est possible d'interpréter comme une limite faillée entre deux blocs. La Saire semble en outre parallèle à la schistosité (Dissler, 1987, carte p. 96).

Les failles NE-SW et NW-SE ne semblent pas influencer sur son cours mais leurs intersections avec la vallée de la Saire correspondent généralement aux confluences avec ses affluents (ex : Houlbec, Querbot, Fontaine du Saule). Les vallées de ces derniers ne sont pas pour autant systématiquement calquées sur les failles (fig I.16 et carte géologique fig. I.3).

Au Vast, le cours de la Saire connaît un fort changement de direction en s'orientant SSW-NNE, à la faveur d'une faille. A ce niveau, la vallée devient très étroite, jusqu'à la sortie du domaine de plateaux. La Saire s'écoule alors dans les schistes briovériens plus ou moins métamorphisés (schistes micacés à Anneville-en-Saire).

La surface du plateau ne s'abaissant que légèrement vers l'est, la Saire, dans ses parties supérieures et moyennes, s'enfonce de plus en plus d'amont en aval (fig. I.17).

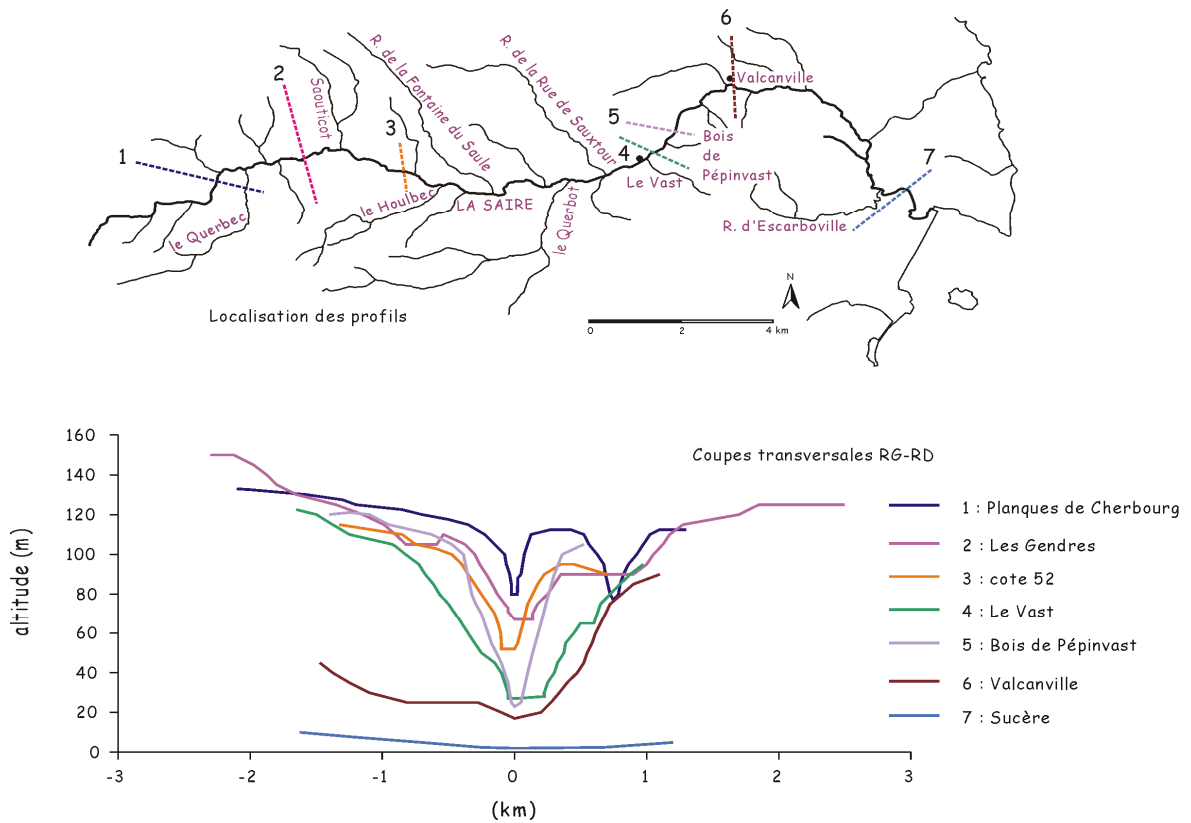


Fig. I. 17 – Coupes transversales de la Saire, d'amont en aval.

➤ *Mise en évidence d'une partition du réseau*

• **Partition est-ouest du réseau de drainage**

L'analyse du réseau de drainage, bien qu'il soit globalement rayonnant, a permis de mettre en évidence une partition E-W et secondairement N-S, qui se prolonge hors de la zone d'étude. Cette partition est fortement marquée dans l'orientation des segments de drains rectilignes et dans l'orientation des linéaments hydrographiques (fig I.18).

Le secteur occidental est caractérisé par des drains côtiers rectilignes orientés N140-150. Cette direction est renforcée par des linéaments dont certains se prolongent de part et d'autre de la ligne de partage des eaux. La direction N70 est secondaire.

Le secteur oriental au contraire est dominé par les linéaments N60-70, et secondairement N20-30.

Au sud apparaissent des linéaments N80-N90.

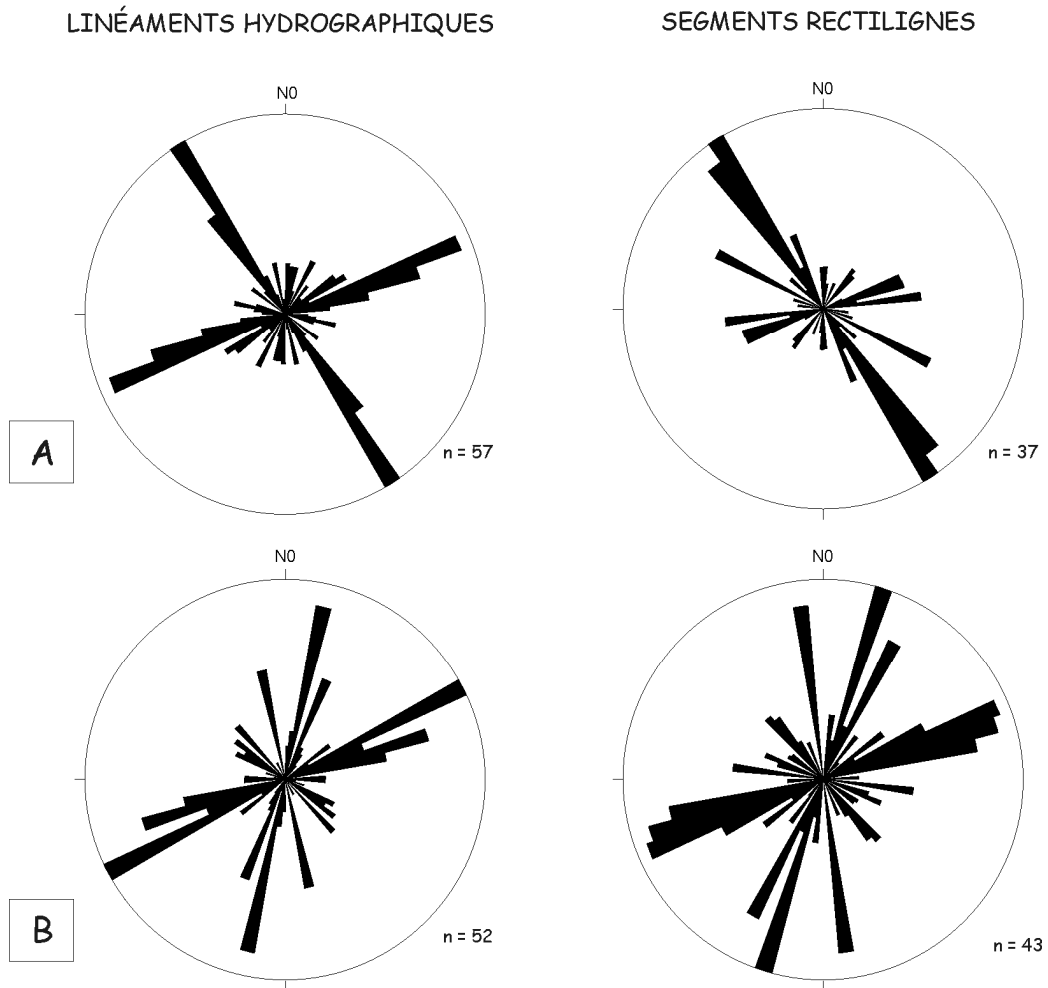


Fig. I. 18 – Rose des directions de segments de drains rectilignes et de linéaments hydrographiques. A – secteur ouest ; B – secteur est.

La partition du réseau se fait au niveau d'un linéament N140 passant au Cap Lévy (ou Lévy). La ligne de partage des eaux respecte également cette partition (fig. I.8 et I.19), séparant à l'ouest un secteur où les drains s'écoulent au nord vers la Manche ou au sud pour rejoindre la Saire, et un secteur à l'est où les drains s'écoulent vers l'est (comme l'amont de la Vallée des Moulins et du ruisseau de la Rue de Sauxtour) ou le nord-est (Couplière).

- **Comportement du réseau côtier**

L'analyse des profils longitudinaux des drains côtiers confirme cette partition est-ouest, les drains ayant un comportement différent dans chacun des secteurs.

Là encore, 2 grands ensembles se distinguent (fig I.20) :

- à l'ouest, les drains montrent des pentes fortes avec une rupture marquée ;
- à l'est, des drains ont une pente faible et présentent un profil concave.

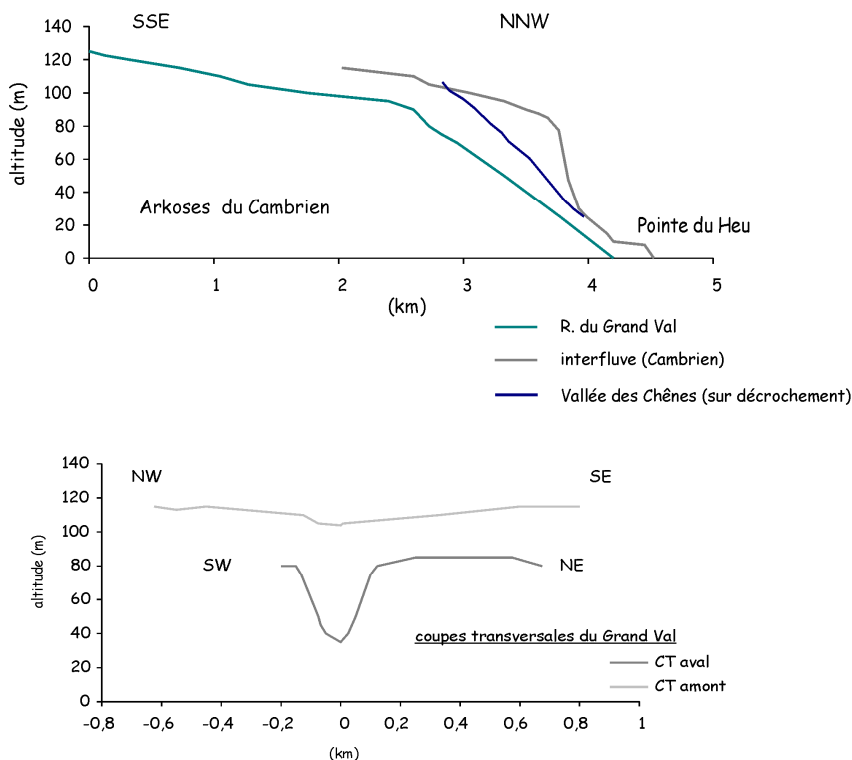
La vallée des Moulins présente un profil complexe intermédiaire entre les deux catégories.

o La côte nord

Les cours d'eau de la côte nord ont une pente forte, supérieure à 2 voire 4° (fig.I.19 et I.20). Ils présentent une forte rupture de pente correspondant au passage d'un grand escarpement SW-NE de commandement supérieur à 30 m (dit escarpement du Becquet), probable falaise morte.

Cet escarpement se poursuit à travers plusieurs types de roches de résistance différentes entre Cherbourg et le Cap Lévi : Arkoses du Becquet cambriennes, schistes briovériens, Granite de Barfleur. Au niveau de la Pointe du Bruley, l'escarpement granitique, aux dépens duquel s'est façonné un long versant, se trouve en position immédiatement littorale. L'escarpement encore marqué au niveau du Cap Lévi, s'estompe dans le paysage sur Fermanville et n'existe plus à l'est de la vallée des Moulins.

Les drains sont fortement incisés, à terre comme en mer (Geotechnip, 1967), ce qui s'expliquerait par l'impact des régressions. Les vallées (Grand Val, Vallée des Chênes, Ruisseau des Fontaines) montrent en outre une nette dissymétrie, avec un flanc raide à l'est, plus long à l'ouest. Les versants sont rocheux et les sommets de versants bien décapés.



La vigueur du relief de l'escarpement du Becquet, comparable aux falaises mortes de la Hague et la forte rupture de pente des ruisseaux à son passage suggèrent la présence d'une faille à ce niveau sans que cela puisse être prouvé par d'autres arguments. Les courbes hypsométriques (cf. § suiv.) confirment ce déséquilibre.

Fig. I. 19 – Profils longitudinaux du Grand Val et de la Vallée des Chênes. Coupes transversales du Grand Val.

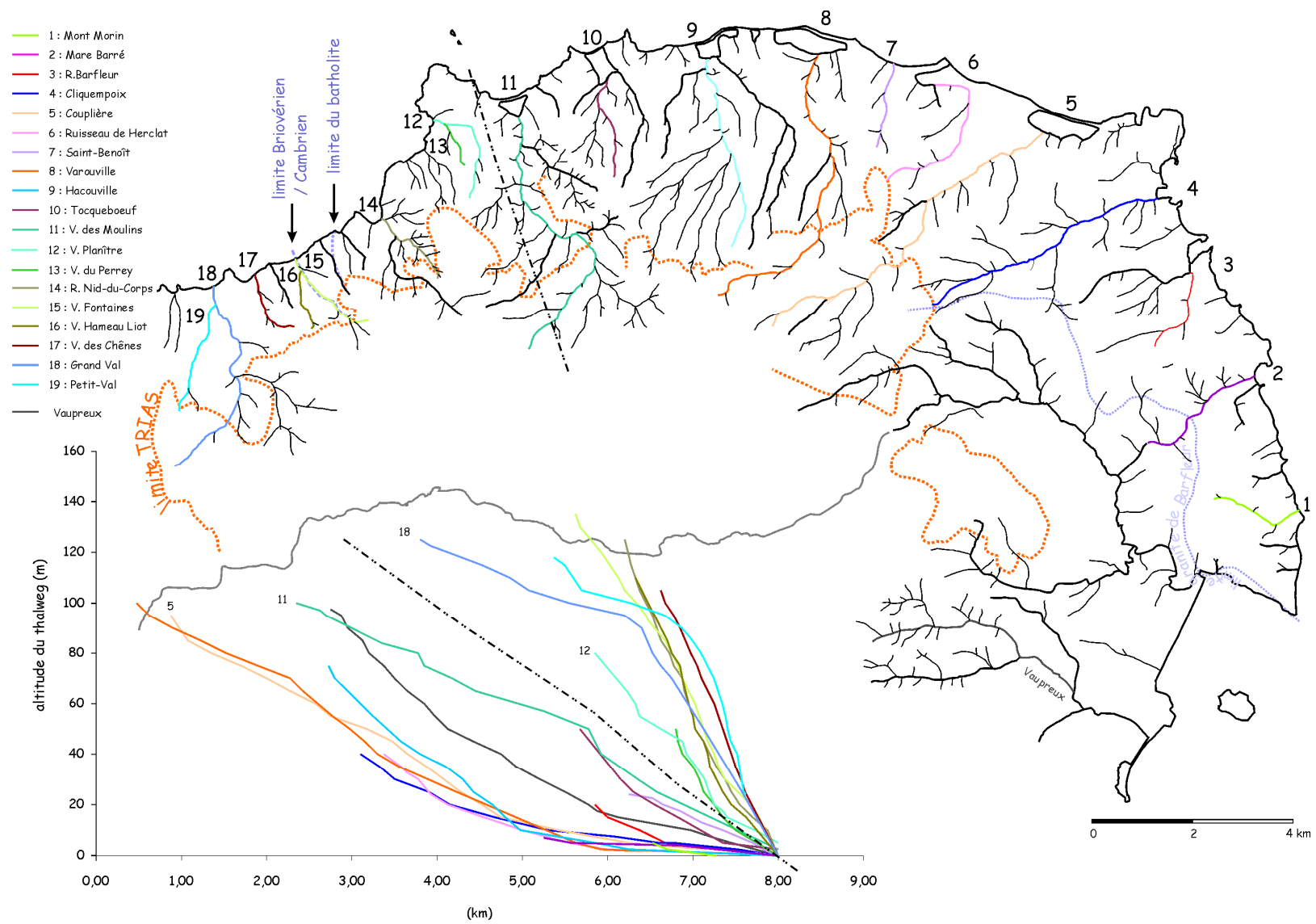


Fig. I. 20 – Profils longitudinaux des principaux cours d'eau côtiers du Val de Saire, rapportés à l'embouchure.

o Le réseau côtier nord-est et est

Dans ce domaine, les cours d'eau ont une pente faible à très faible (fig. I.19), qui diminue régulièrement d'ouest au sud-est de 2° à 0,5°. Les embouchures sont occupées par des marais littoraux. C'est le Bas-Pays (fig.I.21). Au niveau de Quettehou, le comportement des ruisseaux côtiers change à nouveau : le ruisseau d'Escarboville (fig.I.22) et celui du Vaupreux sont plus proches des drains de la côte nord, du fait, là encore d'un escarpement marqué, celui de la Pernelle, prolongé au sud par la falaise longeant le littoral jusqu'à Sainte-Mère-Église.

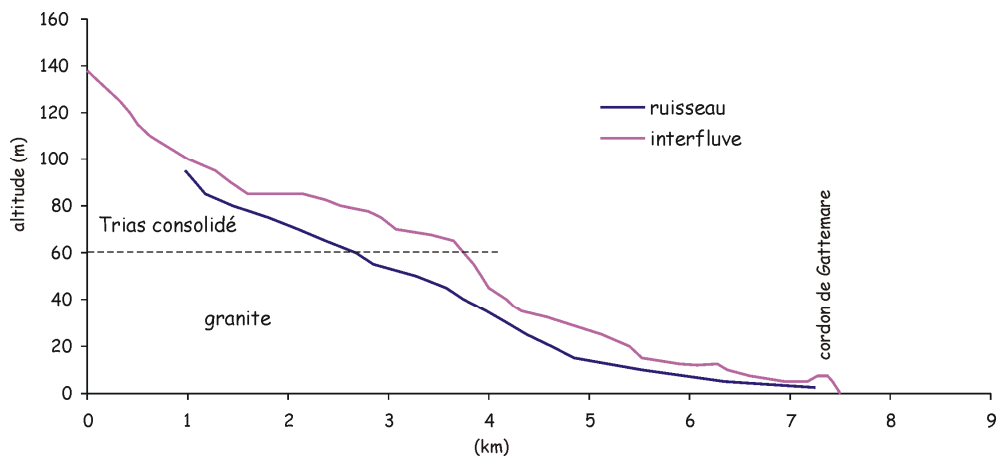


Fig. I. 21 – Profil de la Couplière : la lithologie et le relief de l'interfluve n'ont pas d'impact sur le profil, qui est régularisé.

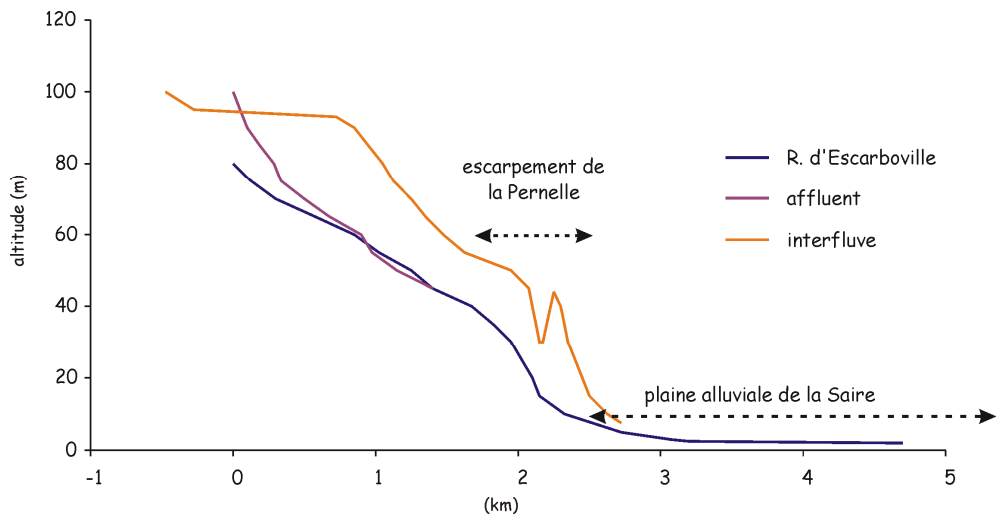


Fig. I. 22 – Profil du ruisseau d'Escarboville (affluent de la Saire) en relation avec l'escarpement de la Pernelle.

• **Apport des courbes hypsométriques**

L'analyse hypsométrique apporte elle aussi des éléments confirmant une partition du réseau. La fig. I.23 montre l'évolution des courbes et des intégrales hypsométriques de l'ouest vers l'est du Val de Saire.

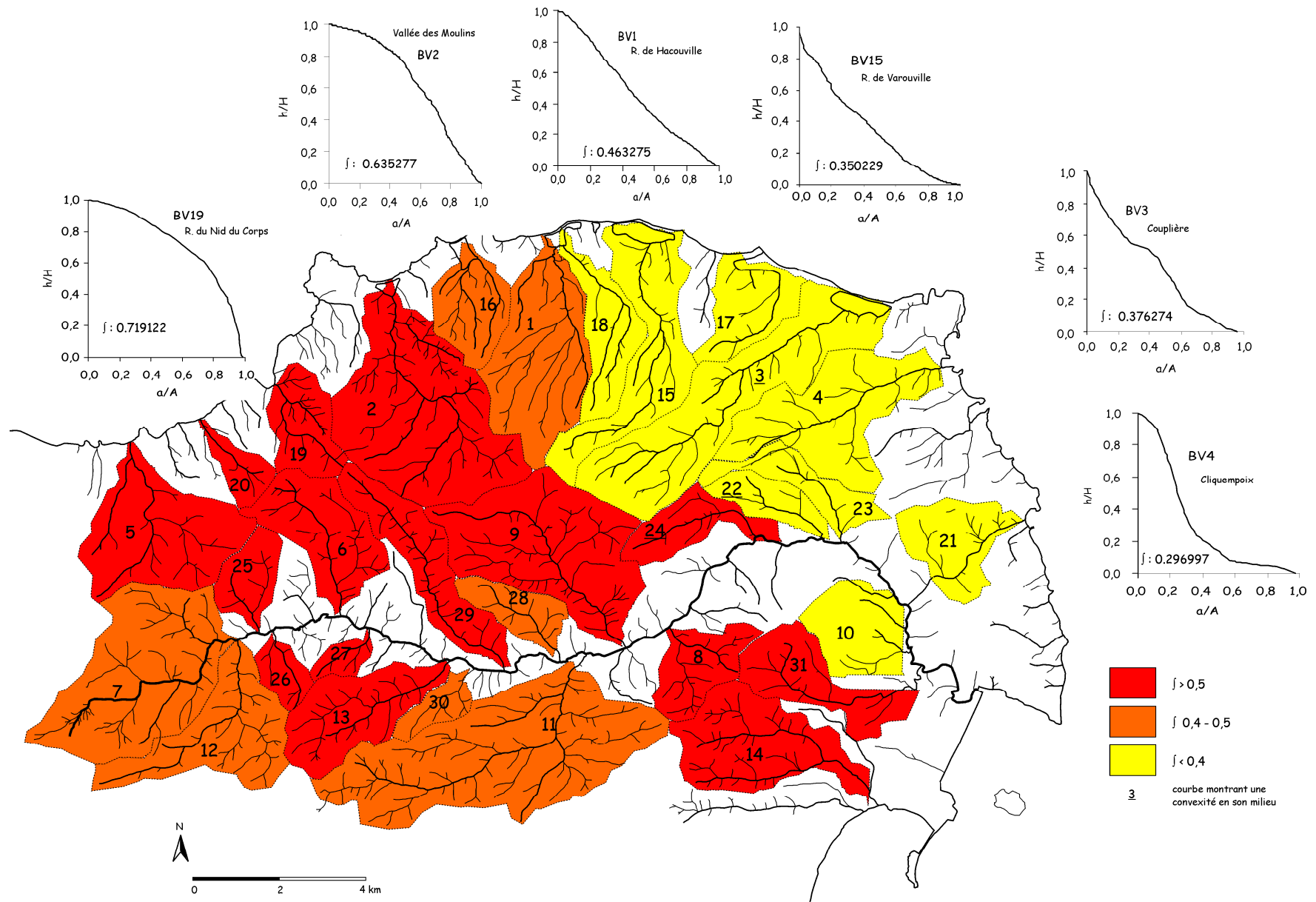


Fig. I. 23 – Évolution des courbes hypsométriques de l'ouest vers l'est. (Réseau extrait à la main - bassins versants et courbes établis à partir du MNT par M. Font).

Deux grands secteurs se distinguent :

- l'un à l'ouest, où les bassins versants possèdent des intégrales hypsométriques fortes, supérieures à 0,5. Les courbes sont nettement convexes ;
- l'autre à l'est, où les intégrales hypsométriques des bassins versants sont faibles. Les courbes sont d'allure variable dans le détail, mais globalement concaves.

<i>N° bv</i>	<i>Ordre bv</i>	<i>Périmètre (m)</i>	<i>Aire réelle (m²)</i>	<i>Aire proj. (m²)</i>	<i>Longueur du rés. (m)</i>	<i>Densité drainage</i>	<i>Pente moy. (deg)</i>	<i>Alt. exutoire (m)</i>	<i>Altitude moy. (m)</i>	<i>ΔH</i>	<i>Intég. hypso.</i>
31	2	11 982	4 797 397	4 775 445	7 496	1,56	2,95	3	63	119	0,511932
30	2	6 019	1 432 272	1 427 548	2 095	1,46	3,50	44	83	80	0,447445
29	2	14 162	5 442 463	5 426 525	7 049	1,3	3,31	41	108	98	0,686487
28	2	7 485	2 361 754	2 350 921	2 902	1,23	3,69	36	80	88	0,493342
27	2	4 545	941 883	937 325	1 517	1,61	3,71	57	102	65	0,574443
26	2	4 988	1 400 010	1 399 925	2 190	1,56	3,52	68	107	58	0,656609
25	2	6 681	2 369 343	2 363 401	2 935	1,24	3,56	69	116	86	0,507973
24	2	9 954	3 052 108	3 035 404	4 596	1,51	2,25	14	78	109	0,563939
23	2	11 480	2 887 726	2 881 127	4 488	1,55	0,96	9	28	74	0,254462
22	2	7 341	2 233 275	2 228 007	3 229	1,45	1,46	9	31	70	0,284769
21	2	9 161	4 170 342	4 168 242	4 847	1,16	1,03	0	13	29	0,374751
20	2	6 148	1 551 057	1 534 642	1 978	1,28	4,87	17	117	144	0,636508
19	2	7 900	3 352 987	3 333 202	4 228	1,26	4,56	10	107	130	0,719122
18	2	11 648	3 933 782	3 924 618	7 384	1,88	1,92	1	36	100	0,364573
17	2	8 983	3 850 477	3 858 723	4 716	1,22	1,29	1	16	58	0,248961
16	2	7 860	3 617 609	3 621 181	5 767	1,59	2,39	2	36	82	0,420662
15	2	18 099	7 894 638	7 891 375	11 301	1,43	1,74	2	47	135	0,350229
14	3	14 059	7 377 437	7 349 329	11 185	1,52	3,84	1	68	105	0,62543
13	3	11 314	5 605 834	5 592 337	7 192	1,28	3,85	48	101	82	0,633837
12	3	14 497	6 883 020	6 844 515	9 162	1,33	3,12	73	123	102	0,483006
11	3	20 996	16 734 378	16 713 362	23 549	1,41	3,26	33	84	102	0,497129
10	3	8 113	4 151 660	4 160 262	7 924	1,91	3,05	3	30	116	0,253309
9	3	16 074	11 464 702	11 445 082	15 813	1,38	3,48	29	98	107	0,624806
8	3	8 525	3 326 318	3 307 213	4 591	1,38	3,85	26	89	91	0,644506
7	3	15 487	12 036 655	12 044 135	15 467	1,28	2,56	73	125	104	0,495835
6	3	11 095	5 567 660	5 539 493	7 052	1,27	3,07	62	121	93	0,619679
5	3	13 099	8 360 624	8 352 155	11 868	1,42	2,15	12	115	145	0,633794
4	3	16 343	8 586 264	8 583 284	11 156	1,3	1,27	4	22	68	0,296997
3	3	20 765	12 145 881	12 140 244	17 824	1,47	1,94	2	51	136	0,376274
2	3	16 843	13 943 213	13 911 588	19 183	1,38	3,25	3	89	136	0,635277
1	3	13 601	8 519 382	8 515 252	18 233	2,14	2,19	2	56	118	0,463275

Tab. I. 1 – Données sur les bassins versants du Val de Saire.

Dans le domaine des drains côtiers, cette évolution d'ouest en est s'établit graduellement : les drains de la côte nord présentent les intégrales les plus fortes. Les bassins versants 16 et 1 présentent des valeurs intermédiaires et les bassins versants de la côte est voient la valeur de l'intégrale diminuer vers le sud. Cette évolution n'est corrélable qu'avec les valeurs de pente moyenne des bassins (Tab. I.1).

L'interprétation des courbes selon Strahler (1952) ne semble s'appliquer que partiellement au cas du Val de Saire. En effet, les intégrales faibles correspondant à des courbes sigmoïdes à concaves sont censées correspondre à un stade sénile, avec des monadnocks. Or ici, ces bassins versants se situent dans le secteur présentant des témoins de plates-formes d'abrasion marine, c'est-à-dire dans un domaine rajeuni au Pléistocène. **Le caractère aplani, aboutissant à la formation de bassins versants faiblement pentés, tels que l'on peut en trouver dans les plaines "évoluées", n'est donc pas dû ici à la maturité du relief mais à une morphogenèse marine récente.** Une courbe hypsométrique concave témoigne donc d'une forme non incisée, qu'elle qu'en soit la raison.

Par contre, les bassins versants de l'intérieur et de la côte nord, où les valeurs de l'intégrale hypsométrique sont fortes et les courbes convexes, correspondent selon Strahler (1952) à des stades immatures de déséquilibre. Il est particulièrement intéressant de noter que certains de ces bassins ne sont pas concernés par les contrastes de relief dû au Trias consolidé, qui n'existe pas à l'ouest (bassins versants 5, 7, 26, 27, 6, 19...).

- **Une faille au Cap Lévi ?**

Ainsi, que ce soit sur le MNT, sur la carte des pentes, sur la carte des linéaments hydrographiques, par l'organisation du réseau et surtout la distribution des types de profils longitudinaux, **deux ensembles se distinguent de part et d'autre d'une ligne passant au Cap Lévi.**

Deux grands domaines se dessineraient ainsi :

- l'un où les drains sont fortement incisés, le relief vigoureux très disséqué, où le plateau s'avance quasiment jusqu'à la mer ;
- l'autre plus plat, en pente vers l'est, où le réseau est généralement aujourd'hui faiblement inscrit, les profils longitudinaux tendent vers l'horizontale. Les drains côtiers sont généralement plus longs. C'est le Bas-Pays, domaine des anciennes plates-formes marines. Dans ce secteur, la pente des drains diminue d'ouest en est.

Cependant les différences de comportement du réseau ne recouvre pas strictement cette dichotomie morphogénétique. Le façonnement des plates-formes marines n'est pas seul responsable de la partition du réseau. Par exemple, le Cap Lévi, dans le domaine occidental a tout autant subi les transgressions marines que le secteur oriental. Les drains tels la Couplière coulent pour une bonne part de leur cours sur le plateau triasique et traversent la paléofalaise sans que leur cours présente de rupture de pente convexe marquée (fig. I.21). La partition concerne également les affluents de la Saire, non affectés par la morphogenèse marine. Elle est confirmée par l'analyse hypsométrique.

L'ensemble des arguments concourent à placer un linéament majeur au Cap Lévi, entraînant un fonctionnement différent à l'est et à l'ouest (fig. I.24):

- disparition de l'escarpement du Becquet à l'est de cette limite ;
- partition du réseau hydrographique.

Ce linéament correspondrait dans le paysage :

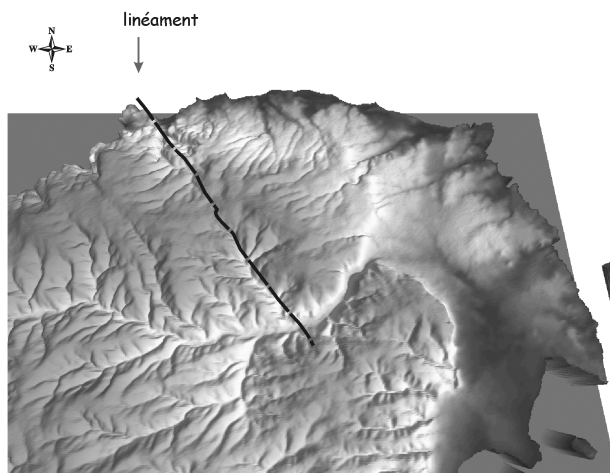
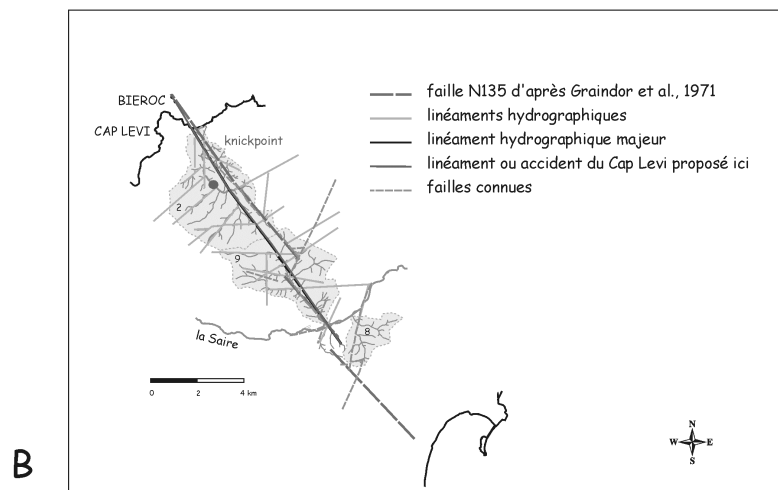
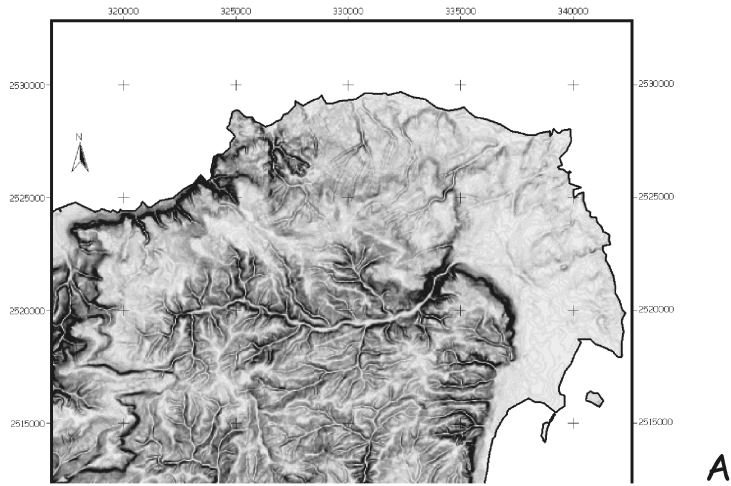
- aux abrupts importants regardant vers l'est dans le secteur du Castel de la Mondrée – Biéroc ;
- au linéament orographique visible sur la carte des pentes et le MNT et guidant le départ des vallons affluents des Hauvetteries ;
- au linéament hydrographique figurant sur notre carte ;

et expliquerait la forte dissymétrie du bassin versant de la vallée des Moulins.

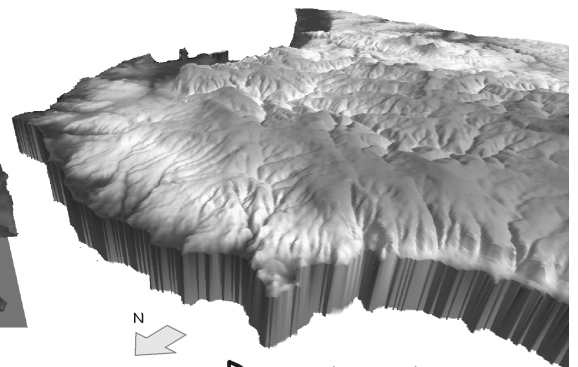
Il appartiendrait à la famille des failles N140-150, et recouvrirait une faille existant sur la carte géologique Saint-Vaast-la-Hougue (Graindor & Pareyn, 1969).

L'hypothèse d'un linéament ou faille majeure à cet endroit a déjà été proposée par Graindor *et al.* (1971), pour qui il s'agissait de l'accident grâce auquel s'était effectuée la mise en place du batholite de Barfleur. Selon ces auteurs, "*il a rejoué après le Trias*".

A cet égard, l'impact de ce linéament sur la limite entre Trias consolidé, consolidé discontinu et meuble mériterait d'être discuté.



C : vu du sud



D : vu du nord

Fig. I. 24 – Existence d'un linéament majeur passant par le Cap Lévi – Bieroc. A : carte des pentes ; B : organisation du réseau et linéaments hydrographiques ; C et D : MNT montrant un linéament oro et hydrographique.

➤ A la recherche de marqueurs de mouvements verticaux

Nous avons donc montré l'influence du bâti structural sur la géométrie du réseau, le rôle probable d'un linéament majeur dans la dichotomie du Val de Saire, mais peut-on trouver dans les vallées des témoins d'enregistrements de mouvements verticaux ?

• Un knickpoint sur la Saire ?

Le profil longitudinal de la Saire montre une rupture de pente au km 9 entre la filature de Gonnevillle et le Moulin Maçon (fig I.25). Cette rupture est précédée d'un replat : le profil passe d'une pente de 0,9% à 0,2% sur 1,5 km puis augmente à 1% sur 800 mètres. Elle correspond également à un coude de la rivière vers le sud-est. Cette caractéristique était notée depuis longtemps puisque l'accélération de courant causée par cette rupture de pente a favorisé l'installation d'un gros moulin puis d'une filature (Dupré *et al.*, 1984). Malheureusement l'étang de cette dernière rend difficile les observations sur une éventuelle modification du style fluvial à cet endroit.

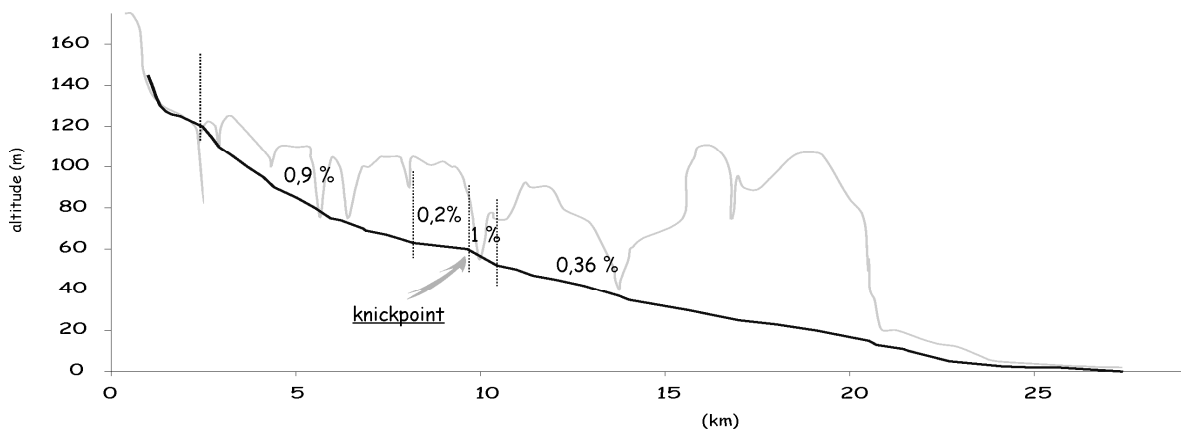


Fig. I. 25 – Profil de la Saire montrant une rupture de pente ou knickpoint (en grisé, profil de l'interfluve).

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer ce *knickpoint* :

- confluence importante en aval du point, responsable d'une forte augmentation de compétence : ce n'est pas le cas ici ;
- contraste d'érodibilité au passage entre lithologies différentes : pas de faciès marqués ici ;
- origine tectonique : pas de faille figurant à cet endroit sur l'ensemble des cartes dont on dispose ;
- origine eustatique : le *knickpoint* serait la marque d'une chute du niveau de base (régression weichselienne). Cette hypothèse paraît peu vraisemblable, voire irrecevable du fait de l'absence de creusement de la Saire dans le

substrat en aval (voir 3^{ème} partie), et de la position très en amont, trop pour être due à une érosion régressive.

Cette rupture de pente est donc probablement d'origine structurale bien qu'elle ne soit pas associée à une faille connue : elle se trouve au niveau d'une petite confluence et l'on a vu que les confluences se plaçaient souvent sur des failles le long de la Saire.

- **Terrasses**

Les terrasses alluviales sont des marqueurs de l'enfoncement relatif des vallées. La surrection du continent provoque l'étagement de terrasses abandonnées par la rivière au cours de son enfoncement, nécessaire au maintien d'un équilibre avec le niveau de base. Ce phénomène est allié aux variations glacio-eustatiques périodiques ainsi qu'aux variations de compétence du cours d'eau sous climat périglaciaire.

Dans le Val de Saire, le réseau hydrographique, constitué de drains courts à vallées étroites, est peu favorable à la genèse, et surtout à la préservation de terrasses fluviales.

La vallée de la Saire elle-même, la plus large du réseau, est une vallée calibrée dans sa partie moyenne, où la rivière dessine des méandres sur un fond plat. Les versants sont raides et façonnés dans la roche. Ses principaux affluents sont également des petites vallées réglées à fond plat.

Quelques replats topographiques, susceptibles d'être des lambeaux de terrasses fluviales ont été repérés :

- le replat le plus évident se situe au Vast (la Cour du Vast) vers 35 m d'altitude, soit 10 m au-dessus de la rivière actuelle (photo I.3). Hormis quelques décimètres de loess, ce replat façonné dans le Briovérien est dépourvu de couverture sédimentaire ;
- des replats vers 60-65 m d'altitude existent au Hameau Boinel près du Vast et à la Planche Valognes soit entre 20 et 30 m au-dessus de la rivière. Une origine fluviale n'est pas prouvée ;
- la confluence Saire-Querbot montre 2 replats à 55-60 et 35-40 m ;
- enfin, 2 replats bordent la Saire à Valcanville. Si le replat à 20 m de la Haule, semble une terrasse fluviale surplombant tout juste la vallée actuelle, le replat à 30 m est en fait l'extension vers le sud des terrasses d'abrasion marine. La connexion avec le système fluviale n'a pu être étudiée en l'absence de coupes.

Ainsi, il n'existe pas de témoins incontestables de l'enfoncement des vallées.

Le réseau hydrographique du Val de Saire est globalement soumis à un contrôle structural. Plusieurs caractéristiques du réseau mettent en évidence une partition en deux ensembles au niveau d'une ligne Cap Lévi - Ruisseau de la Rue de Sauxtour, linéament assimilé à une faille. Les profils des drains côtiers de la côte nord sont fortement pentés et montrent une rupture convexe, ce qui nous conduit à supposer que l'escarpement du Becquet est un escarpement de faille. Ces deux linéaments majeurs ne figurent pas sur la carte géologique.

D'ouest en est s'observe une variation des indices morphométriques (profils longitudinaux, courbes hypsométriques) qui traduisent un déséquilibre du relief (Bonnet, 1998 ; Font, 2002). Ces résultats confirment l'activité tectonique du secteur au Quaternaire (Baize, 1998) et reflètent l'impact de la morphogenèse marine.

Cet impact tectonique sur le réseau se décèle également dans la Hague, ainsi que l'a montré Font (2002). Les morphologies de surface y diffèrent entre les flancs nord et sud et les caractéristiques morphométriques montrent que l'on a affaire à un relief rajeuni. Ce rajeunissement des formes du relief n'est pas, là encore, homogène le long de l'escarpement de Jobourg et les indices morphométriques montrent que le relief est plus récent à l'ouest. Ces données ont été intégrées dans un schéma cinématique avec soulèvement et basculement vers le Nord du bloc situé au nord de la faille et mouvements verticaux différentiels entre des blocs découpés par la direction N50–N60 (Font, 2002).

L'étude du réseau de drainage montre donc l'état de déséquilibre du relief du Val de Saire, dû à une activité tectonique et à la diversité des facteurs morphogénétiques (bâti structural, action marine pour le façonnement du Bas-Pays...). Les éléments reconnus ici seront nécessaires à la compréhension du fonctionnement général du système (modalités de l'activité tectonique), exposé en 5^{ème} partie.

1.4. LE NORD-COTENTIN, REGION LITTORALE EN BORDURE DE LA MANCHE

Les côtes du Cotentin sont baignées par les eaux de la Manche, une mer épicontinentale qui s'étend, sur une plate-forme dans l'ensemble monotone et peu profonde, du Pas de Calais à la Pointe de la Bretagne. Cette mer étroite connaît de forts marnages et reçoit les eaux de la Seine et de la Somme, principaux fleuves tributaires. Les variations glacio-eustatiques plio-quadernaires sont responsables de l'exondation périodique de la Manche et de l'incision d'un réseau de paléovallées, le Fleuve Manche (Lericolais, 1997), drainant les bassins versants continentaux lors des régressions.

1.4.1. La Manche, une mer épicontinentale

La Manche, ou *English Channel*, s'étend du Pas de Calais (axe Weald-Artois) qui la sépare de la Mer du Nord, jusqu'au large du Cap Lizard, où commence la Mer Celtique. La Manche va s'élargissant vers l'ouest (36 km de large au Pas de Calais, 184 au niveau des Approches Occidentales) mais se resserre nettement au niveau du Cotentin (95 km entre la Hague et le Devon). La profondeur moyenne de la Manche est de 70 m avec une légère pente en direction de sud-ouest. La monotonie du fond est brisée par le réseau de paléovallées et la présence de longues fosses profondément incisées.

Le littoral est très découpé à l'ouest où il est façonné dans les massifs varisques (Massif armoricain au sud, Ride Cornubienne au nord) et plus régularisé à l'est dans le bassin sédimentaire anglo-parisien.

La mer de la Manche est installée sur des bassins sédimentaires subsidents développés dès le Permo-Trias dans un contexte structural caractérisé par une direction N60 (Lagarde *et al.*, 2003). Formé pendant les mêmes périodes dans des milieux de sédimentation semblables, le substrat géologique de la Manche est comparable au remplissage sédimentaire des Bassins de Londres et Paris. Les bassins de la Mer Celtique et de la Manche ont subi des inversions tectoniques au cours du Tertiaire, se manifestant par la surrection ou la subsidence de blocs et la création d'amples anticlinaux.

Les régressions tertiaires, puis la mise en place des glaciations au Plio-Pléistocène modifient le fonctionnement des bassins sédimentaires. **A long terme, les caractéristiques morphologiques de la Manche restent partiellement contrôlées par la tectonique** (Lagarde *et al.*, 2003).

1.4.2. Le fleuve Manche, paléosystème fluvial en régime périglaciaire

Dès le Tertiaire, de grandes régressions marines (Chattien à l'Oligo-Miocène et Messinien au Mio-Pliocène) sont responsables de l'émersion de la Manche et de la continentalisation du Bassin anglo-parisien. Un Fleuve Manche s'installe sur les cicatrices tectoniques du fond de la Manche orientale et centrale, drainant ces bassins versants nouveau-nés, et se jetant dans le golfe formé par le Bassin de la Manche occidentale. Cependant, les grandes modifications du fonctionnement de la Manche sont dues à la mise en place du régime de glaciations dès le Prétigilien (2,6 Ma).

Lors des périodes glaciaires, la rétention d'eau dans les calottes polaires provoque une exondation plus ou moins étendue de la plate-forme continentale. La grande superficie des bassins-versants bordant la Manche et les forts débits causés par un régime périglaciaire expliquent la nécessaire installation d'un réseau fluvial sur la plate-forme asséchée pour drainer ces vastes

surfaces (fig. I.26). Ainsi, **l'incision du réseau dans le bed-rock daterait principalement des bouleversements mio-pliocènes et aurait fonctionné surtout pendant le Quaternaire sans avoir été réellement modifiée** (Lericolais, 1997). L'ouverture du Pas de Calais (à l'Elsterien ?) aurait quant à elle provoqué l'incision de la vallée septentrionale (Gibbard, 1995).

Le réseau de paléovallées, inscrit dans le substratum de la plate-forme, est étudié depuis de nombreuses années. Pour résumer, "*l'ensemble du réseau constitué principalement de la Seine, de la Somme, de la Solent, a fonctionné comme un système intégré, avec comme exutoire le Fleuve Manche*" (Lericolais, 1997). Les caractéristiques du réseau varient très nettement d'amont en aval.

En Manche orientale et centrale sont incisées de larges vallées :

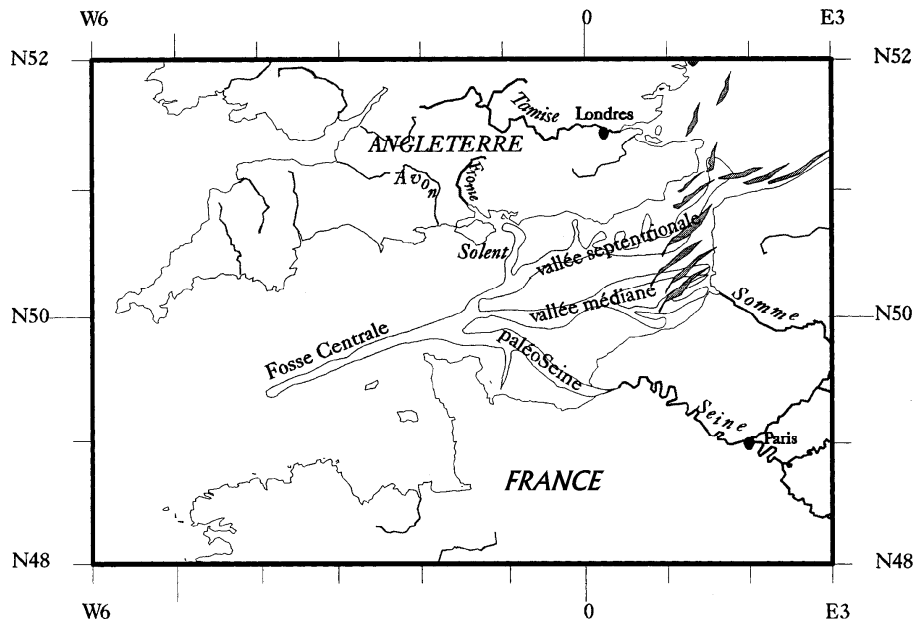
- la paléovallée septentrionale, correspondant au cours de la Solent et d'un fleuve venant du nord par le Pas de Calais, drainant le *Southern Bight* (sud de la Mer du Nord) et captant peut-être les eaux du Rhin et de la Tamise ;
- la paléo-Somme ou paléovallée médiane ;
- la paléo-Seine, ou paléovallée méridionale, de direction générale SE-NW, incisée jusqu'à – 70 m au nord-est de Barfleur.

La paléo-Seine, large de 15 km en Baie de Seine, reçoit par ailleurs de nombreux affluents de rive gauche (Risle, Touques, Dives, Orne, Seules) (Auffret & Larssonneur, 1977). Le tracé observable dans les fonds actuels de la Baie correspond en fait à la partie méridionale de l'ancien thalweg creusé de 10 à 20 mètres dans le bed-rock et enfoui au nord sous les alluvions (Auffret *et al.*, 1980).

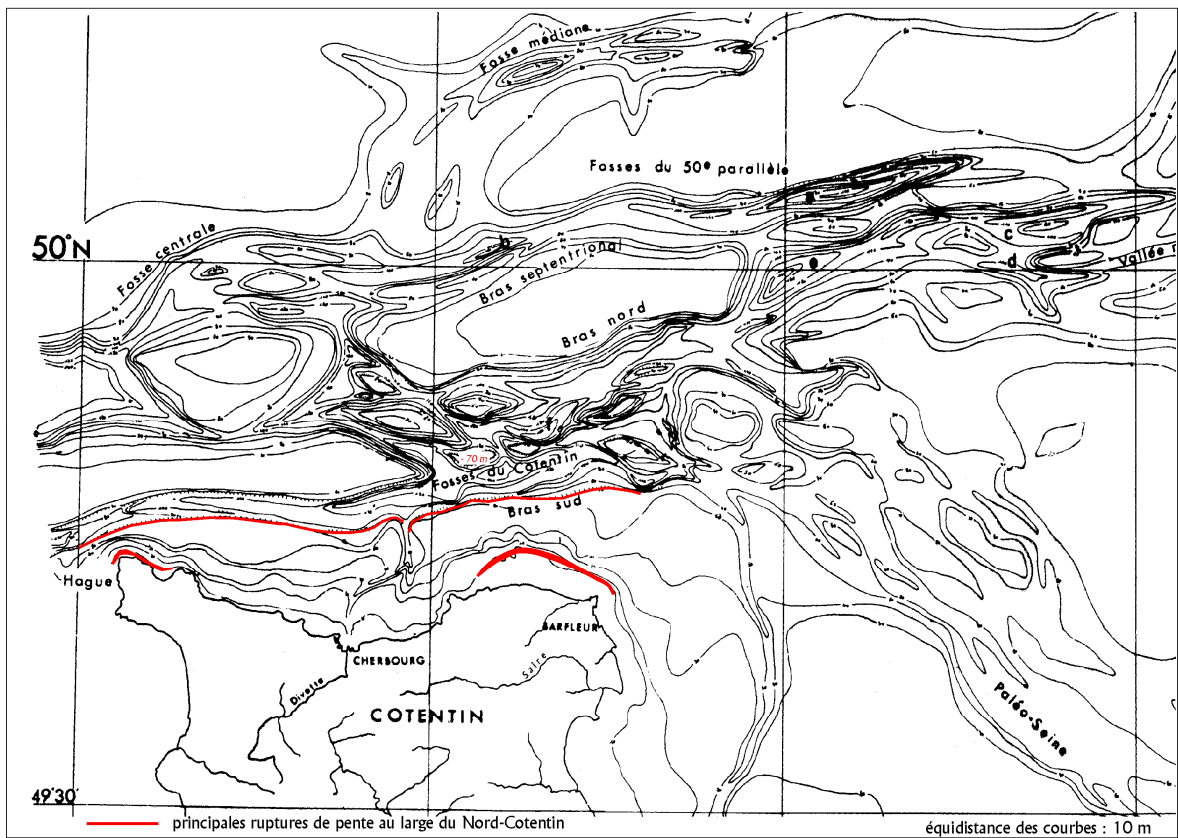
Ces trois grandes vallées confluent juste au nord du Cotentin, à une vingtaine de kilomètres des côtes actuelles, dans un domaine caractérisé par la présence de plusieurs fosses (Lericolais, 1997) : la Fosse du Cotentin au nord du massif de Barfleur (Larssonneur, 1971), incisée à -137 m dans le bed-rock, et la Fosse de la Hague (Alduc, 1979). La confluence s'étale sur 25 km de large. S'y jettent également de petits fleuves côtiers tels la Vire (dont le paléo-thalweg capte aussi les eaux de la Taute et la Douve), ou plus en aval la Divette, dont la paléovallée est bien reconnue dans le Port de Cherbourg (Geotechnip, 1967).

En aval de la confluence, le Fleuve Manche emprunte la Fosse Centrale. Bien que le réseau ait dû se prolonger jusqu'au talus continental, le tracé du fleuve s'estompe dans la Mer Celtique, sans doute érodé lors des transgressions (Quesney, 1983).

Les principales études concernant les remplissages sédimentaires des paléovallées ont été réalisées par sismique réflexion. L'identification des réflecteurs et de faciès sismiques permet de raisonner sur la géométrie des dépôts. Malheureusement, l'absence de forages empêche une réflexion plus poussée sur leur nature et leur chronostratigraphie. Ces témoignages partiellement muets rendent également difficiles les corrélations avec les dépôts à terre (terrasses fluviales ou niveaux marins).



A



B

Fig. I. 26 – Le Fleuve Manche. A : le système fluvial de la Manche (in Lericolais, 1997). B : carte bathymétrique au toit du bed-rock, au large du Cotentin (d'après Alduc, 1979).

Seules quelques informations existent pour la Seine (Alduc *et al.*, 1979). La paléovallée septentrionale serait quant à elle dépourvue de tout remblaiement. La confluence des trois paléovallées au nord du Cotentin "révèle un remplissage polyphasé caractérisé par une succession de phases majeures érosives, de phases de remplissage agradantes et de pulsations d'énergie plus faible d'érosion / remplissage" (Lericolais, 1997). Six, voire sept, nappes emboîtées ont été repérées (Hamilton & Smith, 1972).

Lefebvre *et al.* (1994) ont montré que les phases d'incision en Seine et en Somme, sous contrôle eustatique, se produisent lorsque la régression est suffisante pour créer l'énergie nécessaire. Un "niveau très déprimé" provoque une érosion régressive à partir de la rupture de pente due à la chute du niveau de base. Sinon, tant en Basse-Seine qu'en Paléo-Seine, les nappes alluviales s'emboîtent ; il n'y a pas évacuation des dépôts précédents. La limite bathymétrique séparant ces deux modes d'adaptation semble se situer à -70 m, profondeur correspondant en fait à l'entrée dans les Fosses de la Manche Centrale. Ainsi, si la mer se situe à un niveau supérieur à -70 m, le profil d'équilibre est conservé, il n'y a pas d'incision et les débris s'accumulent dans la Manche (cas du stade isotopique 3). Si le niveau marin chute nettement en-dessous de -70 m, le profil longitudinal du fleuve est déséquilibré et l'érosion provoque l'évacuation des sédiments. Ce serait le cas lors du stade 2, mais aussi des stades 6, 12, 16 et 22 (régressions supposées supérieures à 100 mètres).

Cette limite à -70 m est considérée en Manche comme la ligne de rivage moyenne des bas niveaux marins pléistocènes, située sur la ligne Starpoint-Cotentin. Cette hypothèse est appuyée par les observations de Larsonneur (1971) sur l'émousé des galets sous-marins et les ruptures de pente bathymétriques suggérant une longue station des eaux à cette profondeur (indices de zone intertidale).

Les périodes glaciaires voient l'émersion plus ou moins prononcée de la plate-forme continentale pendant de longues périodes ; elle est alors soumise à un régime fluvial périglaciaire. Quand les régressions sont suffisantes, le réseau de drainage incise. Lors des transgressions, la mer refaçonne une plate-forme d'abrasion et dépose des sédiments littoraux.

Le Val de Saire, juste au sud de la confluence principale du Fleuve Manche, prend place dans ce système. Le paysage résulte donc au moins en partie des variations du niveau de base et de l'action marine. Il sera nécessaire de comprendre le comportement de petits cours d'eau côtiers dans ce contexte : quelle incision ? quels remblaiements ?

Le contexte décrit au cours de ces pages est donc propice à la conservation de témoins des variations eustatiques et des mouvements tectoniques quaternaires, témoins étudiés dès la fin du XIX^{ème} siècle.

CHAPITRE 2 : HISTORIQUE DES RECHERCHES QUATERNARISTES EN NORD-COTENTIN

Le littoral du Nord-Cotentin est parsemé de nombreuses coupes montrant des plages anciennes suspendues et des formations périglaciaires pléistocènes, signalées dès la fin du XIX^{ème} siècle (Bigot, 1897) et analogues à celles de Bretagne et d'Angleterre. Les diverses études menées au cours du XX^{ème} siècle sur ces dépôts (Bigot, 1930 ; Dangeard, 1936 ; Graindor, 1958 ; Elhaï, 1963...) ont donné lieu à de vives discussions, en particulier sur les âges.

Il apparaît donc nécessaire, afin de mettre en évidence les problèmes auxquels nous avons été confrontés en engageant ce travail, d'effectuer un historique des recherches antérieures portant sur le Quaternaire et la préhistoire du Val de Saire et plus largement du Nord-Cotentin. Ceci en particulier face à la multiplicité des termes et des chronologies proposés. Dans la littérature, il est ainsi souvent difficile d'établir si, dans la pensée des auteurs, ces appellations recouvrent des dépôts ou des surfaces topographiques, et datations et corrélations restent généralement floues.

Enfin, il importe de reconnaître les avancées des années 70 et 80 et de souligner les points restés en suspens à l'issue de cette période riche en nouvelles découvertes.

2.1. LES FORMATIONS MARINES PLEISTOCENES : EVOLUTION DES CONCEPTIONS SUR LES "PLAGES PERCHEES"

2.1.1. Premières découvertes

Les premières études sur les plages suspendues ou perchées sur les côtes françaises de la Manche semblent se situer dès le milieu du XIX^{ème} siècle : description de la falaise fossile de Sangatte, Pas-de-Calais (Prestwich, 1851), nombreuses observations en domaine armoricain (Durocher, 1856). Ce dernier décrit d'anciens dépôts marins situés de 6 à 12-15 mètres au-dessus du niveau actuel des mers (région de Lannion, Morlaix, Crozon - Bretagne), interprétés comme les témoins d'un "*exhaussement*" du continent. Il s'interroge sur l'âge de ces variations du littoral et des soulèvements.

Cependant, les premières observations se rapportant à des dépôts marins dans le Nord-Cotentin sont nettement plus tardives et semblent être le fait de Bigot (1897). Bonnissent (1870), grand géologue manchot, n'y fait point allusion. Les premières descriptions plus précises de la coupe de l'Anse du Brick à Maupertus et de Herqueville (Hague) datent de 1929 (Bigot, 1929).

En Bretagne, les recherches avancent alors bon train et les descriptions se multiplient avec force discussions sur les âges et la mise en place (voir à ce sujet Monnier, 1980).

L'origine marine des dépôts observés ne semble pas poser de problèmes : dès le début, on parle d'"anciens cordons littoraux", de "galets marins"... Quelques auteurs (dont Barrois dès 1882) font toutefois intervenir les glaces flottantes pour expliquer la présence des gros blocs exotiques signalés par exemple à Grandcamp (Vélain, 1886) et Luc-sur-Mer (Hue, 1916) sur les côtes du Calvados comme dans le Cotentin, et l'abondance des galets n'ayant pas une origine strictement locale (Bigot, 1930).

Sur le plan de la chronologie, les dépôts de plages perchées sont attribués à la présence de la mer avant la dernière glaciation, puisqu'ils sont pris sous les "*limons à blocaux*" contenant des industries dites "*chelléennes*".

Pour placer les dépôts dans un cadre chronologique plus général, ces premiers observateurs font majoritairement appel à la nomenclature méditerranéenne, seule usitée alors pour d'anciens dépôts marins. On parle alors de Monastirien, "étage" défini par Deperet (1922) à Monastir (Tunisie) où existent des gisements coquilliers très riches jusqu'à 15-20 m d'altitude. Seul Mazères utilise dès 1939 la nomenclature alpine.

En 1930, Bigot a adopté le terme de Monastirien pour des dépôts de galets largement répandus sur le littoral, témoins d'une transgression atteignant 18-20 m au-dessus de la ligne de rivage actuelle.

L'utilisation de la chronologie méditerranéenne perdure jusqu'en 1939 où Joly, s'attachant à repérer dans le paysage les anciennes lignes de rivages, corrèle ses observations avec le Monastirien (rivage à + 20 m), le Tyrrhénien (+30 m) et le Milazzien (+60 m).

2.1.2. Le Normannien : une notion de niveau marin devenue bien vague

➤ *Définition originelle : un "cycle sédimentaire complet"*

Il faut attendre 1936 pour que les études armoricaines se détachent de la nomenclature méditerranéenne, elle-même sujette à caution et peu adaptée. Dangeard (1936) définit alors un nouvel étage, le Normannien, "*caractérisé par un cycle sédimentaire complet et par des dépôts variés*". Ceux-ci comprennent "*tourbes, sables marins, graviers et galets, blocaux et limons de solifluxion*", c'est-à-dire en fait tous les dépôts pléistocènes observés sur les littoraux. Ce cycle sédimentaire correspond à un cycle transgression / régression précédant le Flandrien. Pour Dangeard comme pour ses successeurs (Graindor, 1955, 1958 ; Elhaï, 1963), "*la mer s'est élevée d'une altitude inférieure à celle du niveau actuel jusqu'à quelques mètres au-dessus de ce niveau (5-8 m en général, parfois 12-15 m) puis elle s'est abaissée jusqu'à -25 à -30 m, peut-être davantage*" (Dangeard, 1936). Les gisements normanniens typiques sont par exemple Audierne, le Mont-Dol (Bretagne), Saint-Côme-de-Fresné, Luc-sur-Mer (Calvados).

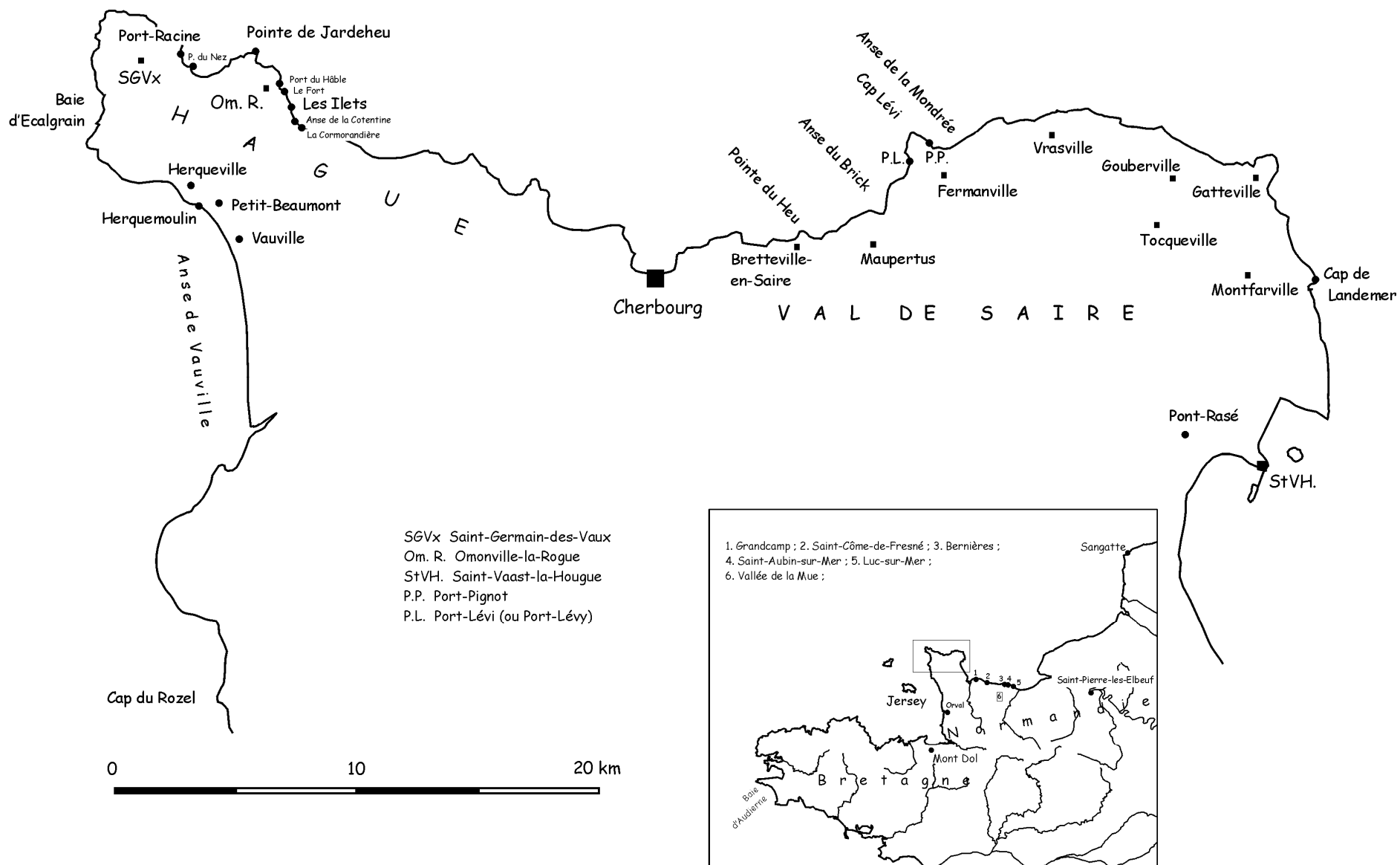


Fig. I. 27 – Lieux mentionnés dans le chapitre 2.

Les différents dépôts marins sont considérés comme étant en continuité dans l'espace et appartenant à un seul cycle sédimentaire. Cette notion se retrouve dans le simple schéma proposé par Graindor (1964) pour qui il existe 3 cycles successifs au cours du Quaternaire : le cycle Plio-Pléistocène où la Manche s'assèche dans une régression qui suit le Pliocène, le cycle Normannien et le Flandrien !

Malgré l'opposition de Milon (1936) qui n'en voit pas l'utilité, la terminologie normannienne s'impose rapidement.

➤ *Division du Normannien et passage à plusieurs cycles*

La mise en évidence dans le Val de Saire d'affleurements granitiques séparant les dépôts inférieurs à 8 mètres d'altitude de ceux supérieurs à 15 mètres amène Graindor (Graindor, 1955, Dangeard & Graindor, 1956) à diviser le Normannien en deux sous-étages : le Normannien I ou Haut-Normannien, correspondant aux "*terrasses marines*" situées entre 16 et 23 m NGF, et le Normannien II ou Bas-Normannien désignant les dépôts de plages affleurant entre 5 et 8 m NGF, légèrement au-dessus des hautes mers actuelles. Ils ne précisent pas s'il s'agit de 2 transgressions ou de stades d'équilibre au sein d'un même cycle.

Poursuivant la subdivision du Normannien à la suite de l'identification d'un troisième niveau marin plus élevé (Anse du Brick, Pont-Rasé), Graindor (1958, 1964, 1970) propose le schéma suivant, qu'il place au cours du Würm, dans un système régressif :

- Normannien Ia = Haut-Normannien = 38-40 m d'altitude (Anse du Brick)
- Normannien Ib = Moyen-Normannien = 18-22 m (Vrasville, Gouberville)
- Normannien II = Bas-Normannien = 5-10 m.

Cette proposition lui paraît validée par des observations identiques dans le Calvados, en Bretagne et dans les îles anglo-normandes.

Elhaï (1958, 1963) établit à son tour un inventaire rigoureux des formations pléistocènes du Nord-Cotentin (fig. I.28). Il est le premier à distinguer différents faciès marquant une reprise des matériaux marins par le gel et les eaux courantes et à noter systématiquement la présence ou non d'une plate-forme d'abrasion. Réfutant les nouvelles observations de Graindor après révision des affleurements (à raison), il s'en tient à un Normannien "simple", corrélé à l'interglaciaire Riss-Würm, avec deux niveaux à 0-5 m et 15-20 m, appartenant toujours au même cycle sédimentaire : les plages étagées marquent le stationnement de la mer lors de sa régression.

Même s'il considère qu'il faut prendre le critère altimétrique avec précaution, Elhaï ne souligne pas l'existence éventuelle de mouvements verticaux. Ce pas sera franchi par Graindor en

1964, qui postule un niveau marin identique à chaque transgression et parle nettement de "*plages soulevées*".

Aux plages perchées s'ajoutent des niveaux submergés. L'un est un niveau de tange identifié à – 20 m NGF dans l'Anse de la Mondrée (Fermanville), qui "*compte-tenu de la chronologie généralement admise ne saurait être rapporté qu'au Normannien*" (Graindor & Scuvée, 1970). Ce niveau contient d'ailleurs une industrie du Paléolithique moyen (Scuvée & Verague, 1988). L'autre, cité dans le même article, est "*le conglomérat ferrugineux*" (voir aussi Graindor, 1964), visible entre 0 et –2 m NGF (Gatteville, Montfarville), constitué de galets et de sables pris dans une gangue ferrugineuse. Ne bénéficiant pas du même raisonnement que le niveau à –20 m, il est dit antérieur au Normannien (et éventuellement Mindel-Riss), en raison de sa ferruginisation, attribuée à un climat chaud, et de la présence d'une industrie dite clactonienne. La ferruginisation correspond en fait à la formation d'un alios dans la zone de battement des marées (Elhaï, 1963 ; Michel *et al.*, 1982) affectant des lambeaux de plage éémienne piégés dans le platier, comparable à la grésification des sables observée sur la côte ouest du Cotentin.

Le Normannien est alors devenu une notion floue dont la définition d'origine s'est trouvée diluée dans les nouvelles observations. La carte géologique de Saint-Vaast-la-Hougue, dressée dans ces années (Graindor & Pareyn, 1969) sème encore plus de confusion puisque des replats topographiques dépourvus de dépôts sont assimilés à des surfaces d'abrasion marine (ex: Gatteville) et attribués aux mêmes périodes que des dépôts marins plus ou moins proches. Nous pouvons d'ailleurs nous étonner à la lecture de la notice de l'absence surprenante du Bas-Normannien Mz. Sont ainsi décrits un Normannien moyen (dit IIa) ou My, correspondant "*aux terrasses marines dont l'altitude est comprise entre 5 et 10 m*", corrélé à l'interglaciaire Riss-Würm, et un Haut-Normannien (I) ou Mx dont "*l'altitude moyenne est comprise entre 15 et 20 m*" et d'âge non précisé.

Larsonneur (1971), rejetant la tripartition de Graindor, pose clairement le problème : "*le Normannien ne peut plus être considéré comme un étage comportant uniquement une phase transgressive et une phase régressive*". S'appuyant pour la première fois sur les courbes d'Emiliani (1955), il fait correspondre Normannien I (à 10-15 m), II (à 0-5 m) et III (<0 m) aux stades 7, 5 et 3 d'Emiliani prenant place au Würm.

Une telle dilution du terme de Normannien, étage non daté de manière absolue, ne pouvait qu'entraîner son abandon, chose faite officiellement en 1978 au Congrès de Stratigraphie du Quaternaire de Dijon.

Le Normannien est au final :

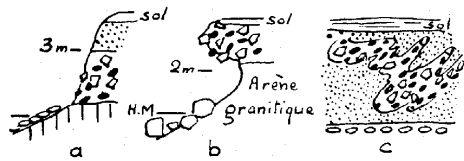
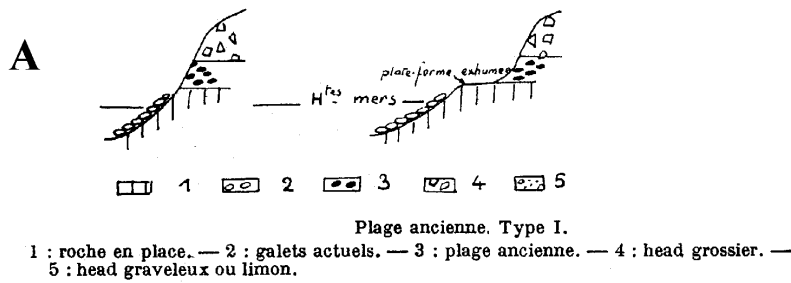
- *une notion floue ;*
- *caractérisé par l'idée de continuité entre dépôts dans un même cycle sédimentaire transgression/régression ;*
- *assimilé à l'interglaciaire Riss-Würm pour Elhäi (1963) et à des oscillations intra-würmiennes par Larsonneur (1971).*

Le terme désigne principalement les dépôts marins, mais aussi les formations continentales de couverture et des surfaces d'abrasion nues à des altitudes diverses. La réflexion porte surtout sur les altitudes, dans une confusion entre cotes NGF et cotes données par rapport aux hautes mers. L'influence éventuelle de la tectonique est généralement négligée.

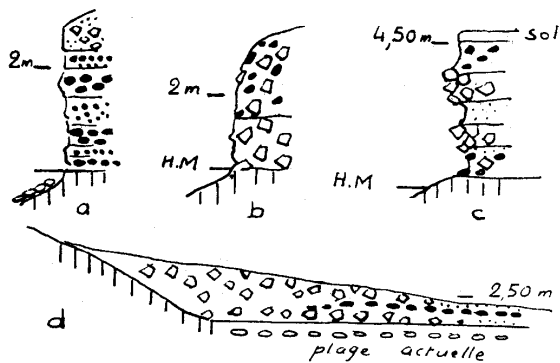
2.1.3. *Le temps des études fines : mise en relation des différents niveaux marins avec les cycles glaciaire-interglaciaire de la chronologie nordique*

La découverte de plusieurs sites archéologiques littoraux dans la Hague et le Val de Saire à la fin des années 70 entraîne la reprise des études sur les formations quaternaires littorales du Cotentin.

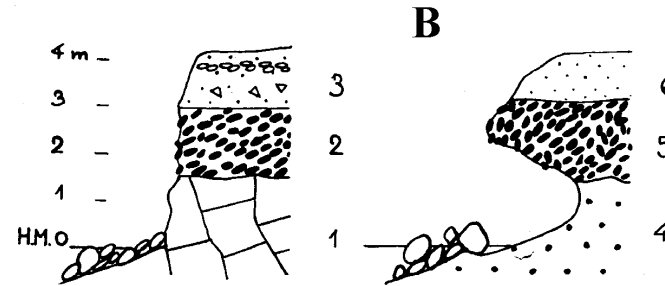
L'étude des formations marines pléistocènes émergées connaît alors un renouveau grâce au développement des études stratigraphiques sur les formations de couverture, que ce soit en Bretagne (Monnier, 1980), ou en Normandie (Coutard *et al.*, 1981 ; Lautridou, 1985 ; Van Vliet-Lanoë, 1988). Cette stratégie est apparue comme la seule réponse possible à l'impasse dans laquelle se trouvaient les recherches sur les niveaux marins. Les formations continentales, d'extension plus large et d'épaisseur généralement importante, ont permis des corrélations à l'échelle régionale et européenne basées sur les séquences loessiques (Lautridou, 1985). Les travaux sur les formations continentales de couverture (head, loess, paléosols) et les dépôts organiques sus-jacents aux plages permettent ainsi une meilleure compréhension des niveaux marins, alors corrélés à la chronologie nordique (Coutard *et al.*, 1981 ; Lautridou, 1985) puis aux stades isotopiques (Lautridou, 1988).



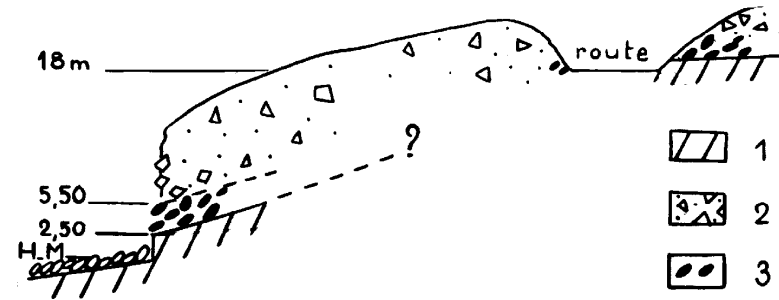
Plage ancienne. Type II.
a : pointe du Nez ; b : Jerd'heux ; c : coupe parallèle au littoral à Jerd'heux (festons de cryoturbation).



Plages anciennes : Type III (a) et IV (b, c, d).
a : anse de la Cotentine. Litage des éléments.
b : Vieux fort d'Omonville.
c : Ouest de Port-Racine.
d : Port du Hable : coupe parallèle à la falaise.



1 : granite très diaclasé ; 2 : galets plus ou moins dressés ; 3 : limon avec lit de galets (voir texte p. 399 et pl. XX, 3-4) ; 4 : arène granitique consolidée ; 5 : galets dressés ; 6 : limon plus ou moins graveleux.



1 : substratum granitique en voie d'arénisation ; 2 : head grossier ; 3 : galets de la plage ancienne

Fig. I. 28 – Les plages anciennes du Cotentin selon Elhaï. A : classification en types – B : cas de Port Lévi – C : le Normannien de l'Anse du Brick (d'après Elhaï, 1958 et 1963).

L'idée de continuité entre les dépôts émise par Dangeard, Graindor, Elhaï est totalement abandonnée. Ces recherches ont finalement amené à l'intégration de quelques coupes-types (Port-Racine, Ecalgrain) dans la chronostratigraphie du Pléistocène normand.

Dans le Val de Saire, les études se sont principalement concentrées sur la côte nord (fouilles de Port Pignot à Fermanville, Anse du Brick) et sur la côte est (Montfarville, Saint-Vaast-la-Hougue). Coutard *et al.* (1981) décrivent ainsi un platier rocheux façonné entre +2 et +5 m NGF, exceptionnellement +6 m, des gisements marins plus anciens entre +16 et +22 m (Anse du Brick, Sémaphore de Cap Lévi), une plate-forme entre +26 et +36 m NGF (autour de Tocqueville). La plage de Port Pignot, contenant une industrie acheuléenne, située autour de +10 m NGF, est attribuée à l'Holsteinien ou à un interstade intrasaalien.

L'étude plus détaillée des formations quaternaires de l'Anse du Brick (Verague *et al.*, 1991) permet de définir trois niveaux :

- +35 à +38 m NGF (niveau du Grand-Castel) = niveau d'abrasion supérieur, du Quaternaire ancien ou du début du Quaternaire moyen (Cromérien), qui correspondrait aux plates-formes d'abrasion à +24 – +38 m supportant des dépôts marins altérés à Tocqueville ;
- +17,40 m = plage intermédiaire, Quaternaire moyen probable (Holsteinien probable) ;
- +6,60 m = plage inférieure, intrasaalien probable.

Sur le plan sédimentologique, ces premières études décrivent une séquence marine composée de galets (gros galets à la base, plus petits au-dessus) recouverts par un sable bien classé.

Les datations proposées sont basées surtout sur l'âge de la séquence de couverture (cf. *infra*) et l'étagement des dépôts, mais aussi sur l'altération du matériel marin, dont l'intensité empêcherait d'attribuer la plage inférieure de l'Anse du Brick à l'Éémien. L'Anse du Brick ne serait pas à cet égard représentative du littoral cotentinois. Les dépôts marins sains observés dans la majorité des microfalaises littorales sont en effet sans conteste attribués à l'Éémien, *lato sensu*.

Plus récemment, afin d'établir un cadre stratigraphique général, des noms de formations basées sur des sites majeurs représentatifs ont été proposés (fig. I.29).

En 1999, à l'orée de ce mémoire sont donc proposées (Antoine et al., 1998 ; Lautridou, 1999) :

- la Formation de Port-Racine, généralement à 5-8 m NGF, datée de l'optimum éémien (stade 5e) (ex-Bas-Normannien) ;
- la Formation d'Ecalgrain, intra-saaliennne (stade 7), d'altitude variable : entre 9 et 15 m NGF pour la plage de Port Pignot, ou entre 0 et 7 m pour Ecalgrain-Herquemoulin (Hague) ;
- des replats entre 18 et 110 m, souvent sans couverture, regroupés sous le nom de "Formation du Val de Saire", interprétés comme "un système étagé de replats d'abrasion marine recouverts par des sables et des galets azoïques [marquant des] stades de soulèvement progressif des plateaux" (Antoine et al., 1998). La chronostratigraphie exacte de cette formation n'est pas établie.

Le problème de l'âge des plages fossiles de l'Anse du Brick reste plus ou moins en suspens.

Finalement, parallèlement à ces indispensables débats chronostratigraphiques, les aspects paléoenvironnementaux et sédimentologiques des dépôts dits marins ont été relativement négligés.

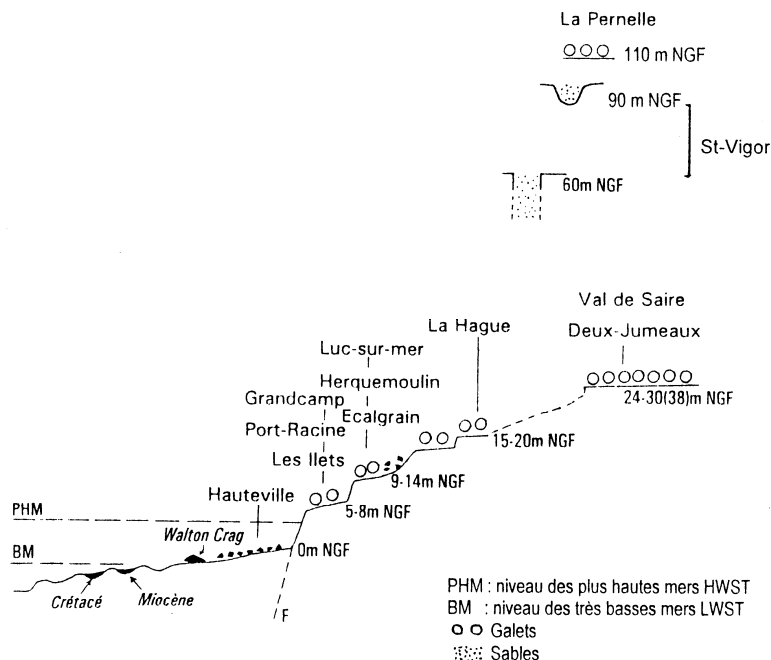


Fig. I. 29 – Plates-formes d'abrasion marine et formations marines pléistocènes bas-normandes (Lautridou et al., 1999).

2.1.4. Le problème des héritages glaciels

La présence de blocs erratiques étrangers au substrat local sur les côtes de la Manche a été fréquemment observée (cf. *supra*). Ces blocs, d'origine proche à franchement exotique, ont manifestement été transportés par des radeaux de glace lors des débâcles printanières (Hallégouët & Van Vliet-Lanoë, 1989). D'autres traits morphologiques comme le déchaussement de grandes dalles, les estrans vaseux à alignements de blocs, les dallages, par exemple à Omonville-la-Rogue (Van Vliet-Lanoë, 1988) (fig. I.30) sont encore visibles sur le littoral armoricain et dénotent clairement une dynamique glacielle telle celle observée au Québec (Dionne, 1970).

L'âge de ces rivages à dynamique glacielle prête encore à discussion. Les observations effectuées dans les coupes littorales du Cotentin peuvent être replacées dans le schéma chronologique général, dans la phase régressive post-éémienne. Est-ce pour autant le stade 5c ou 5a ? C'est un délicat problème de relation temporelle entre la baisse du niveau marin et la dégradation du climat ! Mais Hallégouët & Van Vliet-Lanoë (1989) rappellent à juste titre qu'il n'est point besoin d'un climat très froid pour voir se développer des phénomènes glaciels. La chose fut remarquée par exemple pendant l'hiver 1962-63 (Larsonneur, 1964) où la mer a gelé sur nos côtes.

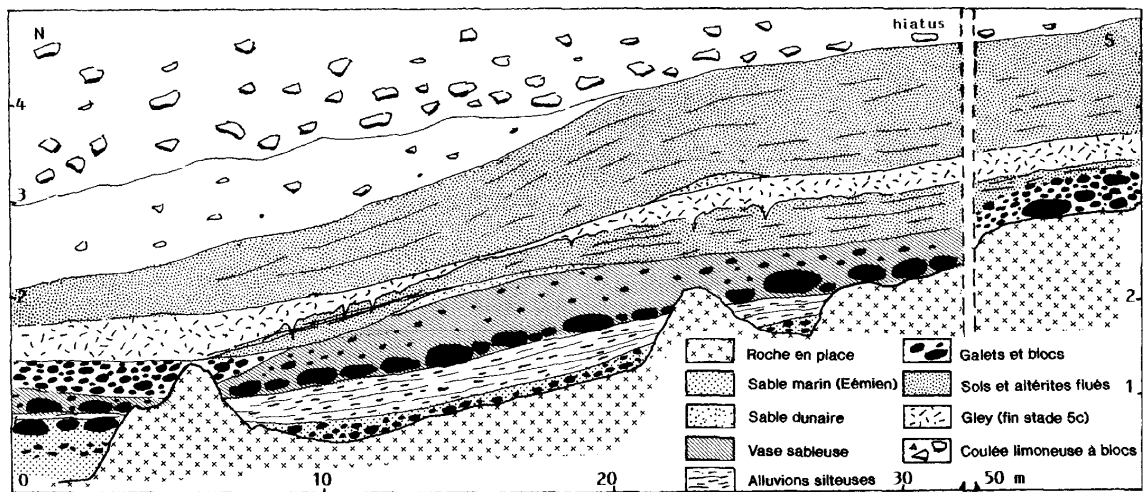


Fig. I. 30 – Coupe dans un estran fossile datant de la fin du dernier interglaciaire témoignant d'une dynamique glacielle (alignement de blocs) : face ouest de la pointe de la Cormorandière, Omonville-la-Rogue, Cotentin (Hallégouët & Van Vliet-Lanoë, 1989).

2.2. ÉTUDE DES FORMATIONS CONTINENTALES DE COUVERTURE ET INTEGRATION AUX SEQUENCES LOESSIQUES REGIONALES

Jusqu'aux années 60, les formations continentales recouvrant les restes de dépôts marins sont généralement simplement citées ("*limons à blocaux*", "*limons*"...). Contenant des industries lithiques dites levalloisiennes, elles sont attribuées à la dernière période froide. L'extension des dépôts de pente est par ailleurs utilisée depuis longtemps pour retrouver la position de la falaise fossile sur laquelle ils s'appuient (Bigot, 1914, 1930 ; Joly, 1939).

Puis, dans les années 70-80, les études réalisées dans la Hague et le Val de Saire ont permis de proposer une séquence-type weichselienne courte et simple (Coutard *et al.*, 1981 ; Lautridou, 1985) et de mettre en évidence des dépôts de couverture saaliens, dans des séquences complexes (Clet *et al.*, 1985).

2.2.1. Problèmes posés par les heads

➤ *Définition et genèse*

Le terme de *head*, originellement utilisé par les carriers anglais pour désigner la découverte inexploitable de matériaux de versants (cité par Dewolf & Dresch, 1979), est rapidement appliqué en Angleterre aux dépôts de blocs littoraux (De La Bèche, 1839 in *ibid* ; Prestwich, 1892).

Il est ensuite également adopté en France pour désigner ces vastes accumulations de blocs anguleux frais, en particulier sur les littoraux de la Manche (Milon & Dangeard, 1928 citant Ashington, 1910). Les travaux de Bigot (1939) et de Joly (1939) ont souligné l'importance de ces "*limons à blocaux*" dans la topographie des côtes du Cotentin : Bigot (1930) les appelait "*terrasses littorales*". Ils fossilisent une falaise morte contre laquelle ils s'appuient et reposent sur l'ancienne surface d'abrasion marine, aujourd'hui en cours d'exhumation. Les anciens auteurs ont rapidement remarqué qu'ils s'étendaient également sur les écueils voisins, témoignant de leur mise en place lors d'une régression (Bigot, 1914, 1930 ; Elhaï, 1963). L'origine locale des matériaux est notée très tôt par Prestwich.

Cependant, il apparaît vite que les dépôts communément appelés "head" correspondent en fait à des ensembles hétérogènes, d'où des polémiques autour d'une définition génétique plus ou moins adaptée à la réalité des processus mis en jeu.

➤ *Mise en évidence d'une origine périglaciaire*

S'il est rapidement acquis que les heads se mettent en place lors des périodes froides, les phénomènes responsables de leur mise en place sont au départ mal compris : action des eaux courantes, ruissellement, éboulis, ne sont pas des explications satisfaisantes (Bigot, 1930). Milon &

Dangeard (1928) sont les premiers, dans une démarche actualiste, à proposer une origine périglaciaire par coulées de solifluxion : les heads seraient des coulées boueuses et pierreuses dues aux alternances gel-dégel dans une ambiance périglaciaire.

L'étude approfondie menée par E. & S. Watson (1970) a démontré l'origine périglaciaire des heads du Cotentin, comparables à ceux du Pays de Galles, sur la base de plusieurs arguments :

- caractère autochtone du matériel et absence d'erratiques ;
- augmentation de l'épaisseur des dépôts quand la hauteur du versant augmente ;
- litage plongeant régulièrement vers la mer ;
- orientation préférentielle des blocs : le grand axe est subparallèle à la coulée, orienté selon la ligne de plus grande pente ;
- pendage du grand axe des blocs proche du pendage des lits, légèrement relevant.

Les caractéristiques du head dépendent de la pente, de la hauteur de la falaise et de la lithologie.

Cependant, lors de l'étude des heads du Cotentin (Ecalgrain, Herquemoulin, Vauville, Pointe du Rozel), E. & S. Watson notent des variations de la sédimentation exprimées dans la stratigraphie et marquant l'action de plusieurs processus : aux dépôts de solifluxion se joignent des dépôts dus à l'action du ruissellement (*slope wash*), de la cryoreptation, à une éboulisation simple, à une dynamique alluviale... Ces différences semblent correspondre à la position du dépôt par rapport à la topographie de la falaise morte (pointements rocheux, vallons...).

L'expérimentation, menée au Centre de Géomorphologie du CNRS (Lautridou, 1979), a apporté de nombreux éléments à la compréhension des modes de mise en place des heads, de la genèse des blocs et de leur matrice. Les blocs sont autochtones (caractéristique déjà notée par Prestwich en 1892, Milon & Dangeard en 1928, puis par Watson & Watson en 1970) ; leur taille et leur forme dépendent de la géliivité et donc de la lithologie. La matrice fine limoneuse ou argileuse ne peut être obtenue par cryoclastie. Elle provient nécessairement d'un apport extérieur, qu'il soit autochtone (limons ou altérites présents à proximité) ou allochtone (apports éoliens de type sables ou loess). L'expérimentation a prouvé également l'efficacité de la gélifluxion dans le transport des matériaux du head (Helluin *et al.*, 1979).

La définition génétique du head, dépôt dû à l'action de la gélifluxion sur les versants, est donc remise en cause face à la multiplicité des processus en jeu (cf. expérimentation *in* Font, 2002). Une étude stratigraphique et sédimentologique approfondie des dépôts serait nécessaire pour différencier tous ces dépôts de pente.

Par ailleurs, dans les secteurs où il n'y a pas de falaises susceptibles de nourrir des coulées de blocs, le head type Ecalgrain trouve un équivalent dans des dépôts de solifluxion hétérogènes mêlant matériel marin, arène granitique, blocaille géli fractée...

➤ *Stratigraphie et âge des heads*

Pour Bigot (1930) et ses prédécesseurs, il s'agit de formations continentales déposées pendant la régression post-monastirienne, c'est-à-dire pendant la dernière glaciation. La présence d'industrie lithique dite "*moustérienne*" ou "*chelléenne*" dans certaines coupes comme à la Pointe du Heu (Menut, 1886) et à Saint-Vaast-la-Hougue (Bigot, 1885) confirmerait cette datation. La stratigraphie des heads n'a pas attiré l'attention de ces premiers chercheurs.

Mais l'étude précise des coupes d'Ecalgrain (sur la côte occidentale de la Hague), par la mise en évidence de paléosols dont le pédocomplexe éémien, a sonné le glas de cette chronologie courte. Il existe bien plusieurs générations de heads, heads saaliens et heads weichseliens (Lautridou, 1985).

2.2.2. Etablissement d'une séquence weichselienne type

➤ *La séquence type de Port-Racine (Saint-Germain-des-Vaux)*

Lors de la fouille du site de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine, l'aménagement de nombreuses coupes a permis une étude fine des dépôts conservés dans les profils littoraux. Leur nombre a permis de différencier les caractéristiques liées aux conditions locales de celles correspondant aux variations climatiques (Lautridou, 1985 ; Van Vliet-Lanoë, 1988 ; Cliquet, 1994).

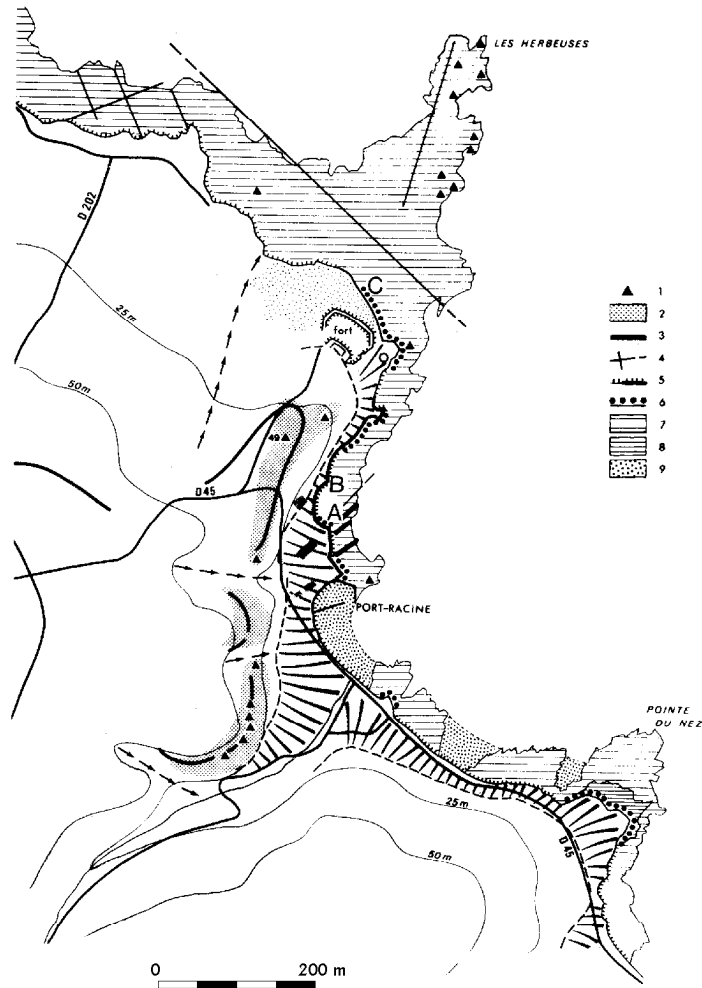
La séquence classique, à valeur de stratotype, comprend de haut en bas (fig. I.31) :

- ◆ SOL RECENT et colluvions anthropiques.
- ◆ LOESS ;
- ◆ HEAD A GROS BLOCS, à matrice sablo-limoneuse puis loessique ;
- ◆ HEAD avec petits sols interstratifiés ;
- ◆ COLLUVIONS ORGANIQUES ET TOURBE ;
- ◆ PLAGE FOSSILE (5 m NGF), à graviers et galets, présentant des sables lités au sommet.

La compréhension des phénomènes climatiques mis en jeu dans la formation des différents dépôts autorise une attribution chronologique à chacun, dans la mesure où l'évolution weichselienne est relativement bien connue.

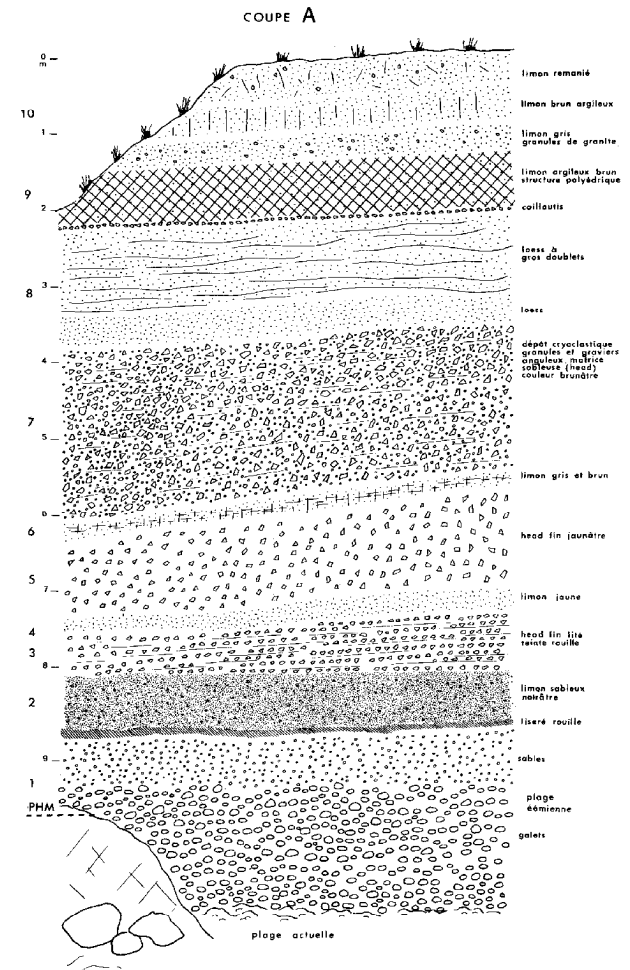
Il a donc été possible de reconstituer la succession suivante d'événements :

- **formation d'une plage au cours de l'Éémien** (stade 5e) suivie d'une régression marine ;
- **l'ancien estran est pédogénéisé au cours du Weichselien ancien**, tandis que des petits heads se mettent déjà en place ;



Port-Racine - Croquis géomorphologique

1 chicot rocheux, écueil - 2 affleurement rocheux - 3 filon de roche résistante - 4 failles et cassures - 5 falaise marine dans le head - 6 plage éémienne - 7 platier rocheux actuel - 8 restes du platier rocheux éémien - 9 plage de sable - 10 head - 11 loess - 12 vallonnement périglaciaire - 13 rupture de pente convexe - 14 rupture de pente concave - 15 position des coupes



Port-Racine : coupe A

1 plage éémienne - 2 limons sableux humifères - 3 head
4 limons - 5 head - 6 limon - 7 head - 8 limons à doublets
9 sol holocène (Bt) sur loess - 10 anthropique
2-7 = Weichselien ancien - 8-9 = loess pléniglaciaire

Fig. I. 31 – Port-Racine. Coupe de référence pour le cycle climatique Éémien -Weichselien (Lautridou et al., 1983).

- le **head majeur correspond à la détérioration climatique du stade 4** ;
- le **dépôt du loess marque le climat froid et sec du Pléniglaciaire supérieur** (stade 2).

➤ *Un témoin en Val de Saire, la séquence de Fermanville-Cap Lévi*

La séquence de Port-Racine, très complète et largement étudiée, sert donc de référence pour l'ensemble de la Normandie littorale. L'ensemble plage-head-loess se retrouve tout au long du littoral de façon plus ou moins complète.

Ainsi, à Fermanville – Cap Lévi, les sédiments surmontant directement la plage éémienne comportent de haut en bas (Coutard *et al.*, 1981) :

- ◆ COLLUVIONS RECENTES limoneuses et limono-sableuses.
- ◆ LOESS, soumis à l'érosion et à la pédogenèse holocène de type sol brun lessivé, présent surtout en position abritée et sur le plateau ;
- ◆ EPISODE EOLIEN DE SABLES CLAIRS, conservés très localement (sur 20 à 80 cm) ;
- ◆ HEAD, généralement tronqué par un petit pavage (jusqu'à 2,5 m) ;
- ◆ FORMATION RUISSELEE, présentant un litage (1 à 1,5 m d'épaisseur).

Il s'agit bien là de la séquence weichselienne, corrélable à la séquence type de Port-Racine. L'épisode de sables éoliens existe également à Grandcamp (Coutard *et al.*, 1979).

2.2.3. Les séquences complexes du Saalien-Weichselien

L'apport principal de connaissances sur les séquences périglaciaires complexes provient de l'étude des coupes remarquables d'Ecalgrain et d'Herquemoulin situées dans la Hague. Elles sont particulièrement importantes dans l'établissement d'une échelle chronostratigraphique pour le Nord-Cotentin (tab. I.2 p. 75). Le caractère majeur des séquences est de présenter un paléosol séparant deux ensembles head-loess.

➤ *Des marqueurs stratigraphiques : les paléosols*

Les paléosols développés dans les séquences de couverture sont des éléments de calage chronologique primordiaux. Ainsi, les séquences régionales établies dans les loess de Haute-Normandie sont basées en partie sur la reconnaissance d'horizons pédologiques caractéristiques, à signification climatique (Lautridou, 1985).

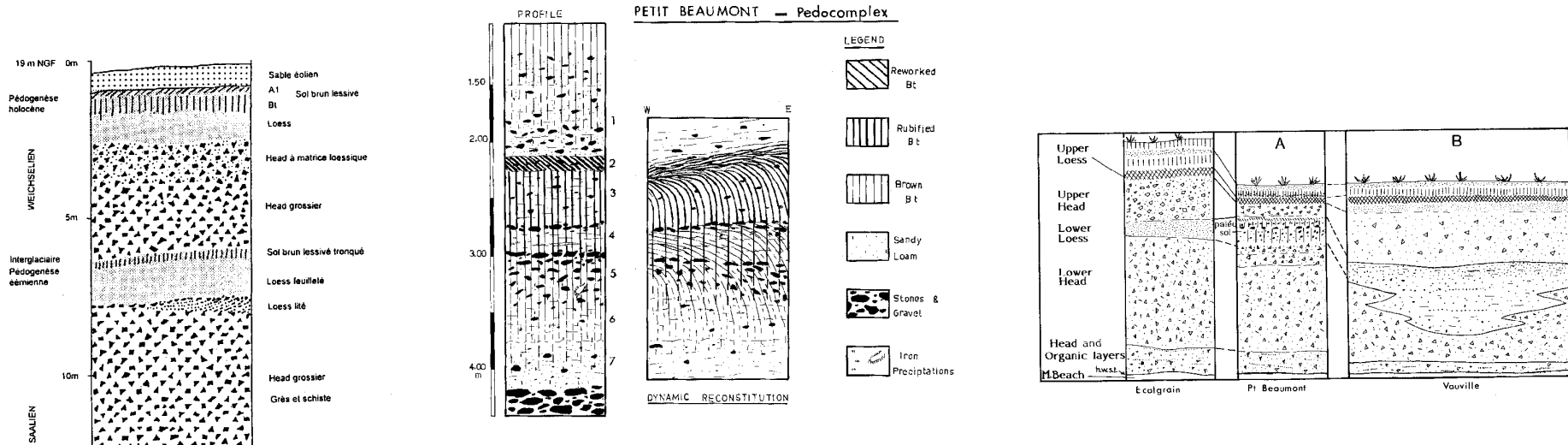
Le pédocomplexe interglaciaire éémien identifié dans la coupe de Petit-Beaumont (fig. I.32) se développe sur les dépôts de pente, en l'absence de loess. Il s'agit d'un sol brun lessivé caractérisé par un Bt en bandes puis un Bt modérément rubéfié. Un horizon éluvial sépare ces deux Bt d'un petit sol sur head faiblement illuvié (sol gris forestier superposé à un petit sol brun lessivé) (Van Vliet-Lanoë, 1988). C'est l'importance de la pédogenèse qui permet d'attribuer à ce pédocomplexe un rang interglaciaire.

Le pédocomplexe de Petit-Beaumont, couvrant le stade 5, est l'équivalent du Sol Elbeuf I décrit à Saint-Pierre-les-Elbeuf (Haute-Normandie, Lautridou, 1985) et du Sol de Rocourt identifié dans les séquences loessiques du bassin de la Somme (Antoine *et al.*, 1998).

➤ *Les séquences sédimentaires types de la Hague*

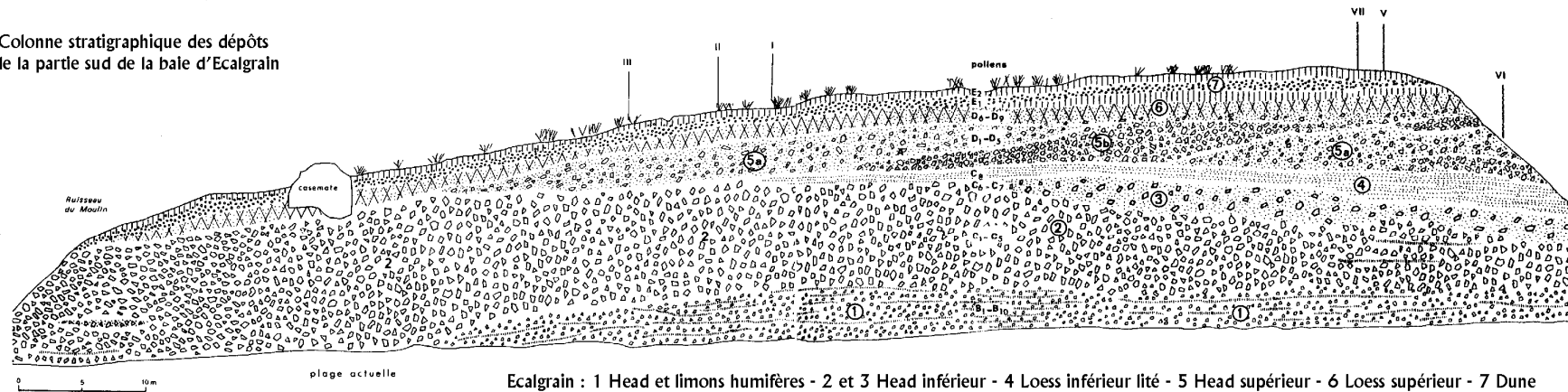
- ◆ LOESS supérieur.
- ◆ HEAD supérieur à matrice loessique ;
- ◆ LOESS INFÉRIEUR ayant subi une pédogenèse de rang interglaciaire : c'est le **pédocomplexe éémien**, appelé "*sol de Petit-Beaumont*" (Van Vliet-Lanoë, 1988) ;
- ◆ HEAD très grossier à matrice autochtone ;
- ◆ HEAD INFÉRIEUR A INTERCALATIONS DE TOURBES et limons humifères ;
- ◆ PLAGE .

Grâce à l'identification du sol éémien, cette séquence majeure a permis d'attribuer la plage sous-jacente à un interstade saalien ou même à l'Holsteinien, et a fortement contribué au rejet du critère altimétrique dans la datation des plages pléistocènes.



Le pédo-complexe éémien de Petit-Beaumont - Corrélatons de Petit-Beaumont à Vauville

Colonne stratigraphique des dépôts de la partie sud de la baie d'Ecalgrain



Ecalgrain : 1 Head et limons humifères - 2 et 3 Head inférieur - 4 Loess inférieur lité - 5 Head supérieur - 6 Loess supérieur - 7 Dune

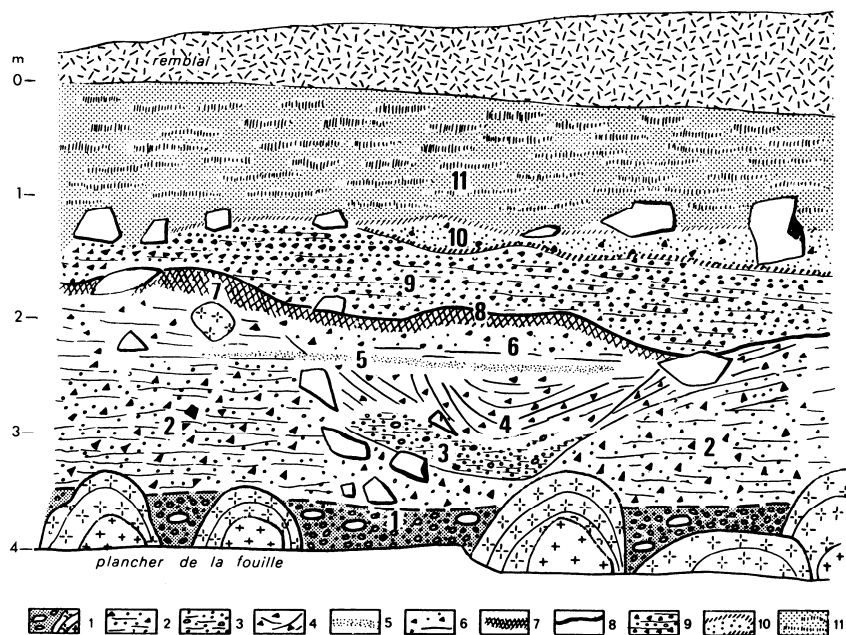
Fig. I. 32 – Séquences complexes Saalien-Weichselien : Ecalgrain et pédocomplexe éémien de Petit-Beaumont (Lautridou et al., 1983, 1999).

➤ *Le cas de Fermanville - Port Pignot*

Les fouilles de Port Pignot ont permis de décrire au-dessus de la plage une séquence sédimentaire complexe (Coutard *et al.*, 1981 ; Michel *et al.*, 1982), localement caractérisée par la présence d'un vallon, soit de haut en bas (fig.I.33) :

- ◆ COUVERTURE EOLIENNE de sable fin puis sable limoneux, soumise à la pédogenèse holocène.
- ◆ PAVAGE DE BLOCS marquant la troncature du Weichselien ancien ;
- ◆ DEPOT DE VERSANT LITE (gélifluxion) ;
- ◆ petit DEPOT DE PENTE et restes d'HORIZON D'ILLUVIATION érodé ;
- ◆ REMPLISSAGE DE VALLON (sables et gélifracts), tronqué au sommet ;
- ◆ DEPOT DE VERSANT en lentilles ;

Des observations complémentaires ont permis d'attribuer les restes de paléosols à la pédogenèse éémienne, tandis que le dépôt lité correspondrait à la base du Weichselien ancien (Van Vliet-Lanoë, 1988). Le pavage de blocs marque le glacis de base des dépôts éoliens. Ainsi, à Port Pignot comme à Ecalgrain apparaissent des dépôts saaliens pédogénéisés au sommet.



Croquis stratigraphique de la fouille archéologique de Port Pignot

1. plage ancienne (Intersaalien) - 2. dépôt de pente (lentilles minces) - 3. remplissage de vallon (sable fin) - 4. remplissage de vallon (gélifracts) - 5. lentille de matériel fin - 6. dépôt de pente - 7. racines du sol éémien - 8. lit de gélifracts lavés - 9. dépôts de pente lités - 10. sables éoliens et liseré ferruginisé - 11. sables limoneux (illuviation en bandes).

Fig. I. 33 – La coupe de Port Pignot (Coutard *et al.*, 1981, remanié).

2.3. LES FORMATIONS QUATERNAIRES DU COTENTIN : UN PROBLEME DE DATATION

Malgré les progrès réalisés grâce à l'étude des couvertures continentales, la datation des niveaux marins du Cotentin, généralement azoïques, pose toujours problème, puisqu'elle n'est toujours qu'indirecte.

L'avenir est-il aux mains des physiciens ?

2.3.1. *Informations biostratigraphiques*

➤ *L'absence de faune*

Les dépôts pléistocènes du Nord-Cotentin, tant marins que continentaux (heads, loess), sont généralement détritiques et totalement azoïques de par leur caractère siliceux. La non-conservation des carbonates interdit la présence de faune susceptible de donner des indications chronologiques, que ce soit de la microfaune (foraminifères, mollusques, rongeurs...) ou même de la macrofaune, qui a permis de dater certaines terrasses de la Seine.

Cette absence de faune est soulignée depuis fort longtemps par les géologues régionaux (Bigot, 1930). Ils recherchaient alors à établir des corrélations directes avec les coupes littorales de régions proches ayant fourni ossements et coquillages (Saint-Aubin-sur-Mer, Luc-sur-Mer...) ou avec les gisements continentaux (en particulier le Mont Dol, Bretagne ; Sirodot, 1873 *in* Langouët & Morzadec-Kerfourn, 1995).

L'absence de faune élimine par ailleurs tout un pan des réflexions sur les paléomilieus et sur les comportements alimentaires de l'homme paléolithique.

Seuls les sites de Biéroc - la Mondrée (Fermanville), en position sous-marine, et du Rozel (côte ouest du Cotentin), site pris dans une dune éémienne encore carbonatée, ont livré quelques ossements de grande faune (Scuvée & Vérague, 1984, 1988).

➤ *Apports et limites de la palynologie*

Tout comme la faune, les pollens sont généralement absents des dépôts marins et continentaux quaternaires du Nord-Cotentin. Seules quelques coupes ont livré des niveaux organiques favorables, sus-jacents aux plages fossiles : Ecalgrain, Les Ilets, l'Anse de la Mondrée (Clet, 1988). Ces dépôts attribués à des marais littoraux sont malheureusement localisés et rares. Les séquences polliniques obtenues par leur étude sont donc très morcelées et concernent principalement des épisodes régressifs de fin d'interglaciaire ou d'interstade dans une séquence

plage – dune – schorre – marais d'arrière-cordon. Ce marais se comble ensuite progressivement par des apports continentaux.

La palynologie a apporté beaucoup au calage des plages grâce aux différences d'assemblages polliniques entre les différentes phases chaudes. Ainsi "*l'étude des paléoenvironnements des diverses formations marines et littorales de phase régressive a mis en évidence la possibilité d'avoir en un même endroit, à une même altitude, les restes de plusieurs transgressions*" (Clet, 1988, faisant référence à Grandcamp, Calvados).

Cependant, la faible extension des dépôts ne nous met pas à l'abri de distorsions stationnelles.

2.3.2. Faiblesse du critère altimétrique dans la datation des plages

➤ *Repères altimétriques*

Dès les premières observations, le critère altimétrique fut privilégié pour les corrélations et la classification des niveaux marins, tout comme pour les terrasses alluviales, grâce à son caractère pratique et "évident" (cf. *supra*). Cependant, dans la littérature, les informations données en mètres par rapport au niveau des plus hautes mers sont extrêmement dépendantes du lieu et de la date de l'observation, tandis que les données NGF (Nivellement Général de la France) dépendent de la qualité des cartes topographiques et des cheminements de mesure.

Les positions sont partagées : nombre d'auteurs utilisent la hauteur moyenne des hautes mers mais Graindor (1970) remarque qu'il est impossible de faire des corrélations si toutes les altitudes ne sont pas en NGF. En effet, par exemple, le 0 des cartes marines (niveau des basses mers) se trouve à -4,35 m NGF à Barfleur et -3,474 NGF à Cherbourg ! Un problème se pose donc sur la précision des altitudes fournies.

Aujourd'hui, l'amélioration des instruments de visée et l'utilisation de matériel comme le dGPS permettent d'être plus performant, grâce à une meilleure précision en Z (de l'ordre de 10 cm). Le dGPS reste cependant encore onéreux.

➤ *Que mesure-t-on ?*

Mise à part la précision de la mesure, apparaît un deuxième écueil : la signification de l'altitude donnée, question posée avec juste raison par Graindor en 1970. Est-elle réellement significative et interprétable ? Comment les dépôts observés se placent-ils dans la dynamique littorale ? De quels mécanismes morphosédimentaires sont-ils le témoin ?

BP	CHRONOLOGIE		stades ¹⁸ O	LITHOLOGIE	CLIMAT
10 000	HOLOCÈNE		1	<i>sol brun lessivé</i>	tempéré
22 000	WEICHSELIEN	PLENIGLACIAIRE	2	loess <i>gley langues ou léger cailloutis = Nagelbeek (ex-Kesselt)</i>	très froid et sec léger réchauffement humide
32 000			3	loess head à matrice loessique	très froid et sec froid
			4	<i>sol lessivé sol humifère</i>	tempéré froid humide
				grand head à matrice autochtone (limons et altérites remaniés)	froid humide
75 000	GLACIAIRE ANCIEN	interstade	5a	<i>petit sol lessivé</i>	tempéré froid
			5b	arène fluée et localement dune fluée	assez froid, humide
		interstade	5c	<i>phase hydromorphe à gley et tourbe Sol lessivé / podzol ou ranker</i>	tempéré froid et humide
			5d	petit dépôt de pente	assez froid, humide
112 000	EEMIEN		5e	<i>petit ou grand sol lessivé ou plage</i>	optimum tempéré
130 000	SAALIEN (GLACIAIRE)		6	loess	très froid
				head massif + intercalations limoneuses	froid
				niveaux gris + intercalations de head	froid humide
	INTERSTADE INTRA-SAALIEN		7	niveaux tourbeux dune plage	tempéré froid tempéré

Tab. I. 2 – Etat des connaissances sur la stratigraphie des formations quaternaires du Nord-Cotentin en 1999 (d'après Clet et al., 1985 et Coutard et al., 1981).

L'altitude observée aujourd'hui n'a pas la même valeur indicative du niveau marin s'il s'agit de galets d'un cordon de tempête situé en zone supratidale, ou de galets piégés dans les fissures du granite sur le platier, ou encore de sables dunaires. Orford *et al.* (1991) citent ainsi des galets jetés par les tempêtes plus de 15 mètres au-dessus du niveau de base. La présence d'une plate-forme d'abrasion marine sous les dépôts apporte un élément non négligeable à la réflexion, mais en domaine de fort marnage, la zone intertidale peut être bien vaste.

Il faut ainsi approfondir la connaissance sédimentologique des plages et cordons de galets anciens de manière à comprendre leurs conditions de mise en place et déterminer leur valeur en tant que témoignage d'un niveau marin passé.

Par ailleurs, déterminer la position des lignes de rivage fossiles nécessite de rechercher des indicateurs tels paléofalaises, écueils, encoche d'érosion,..., et donc de suivre précisément l'extension latérale des formations.

➤ *Et la tectonique ?*

Les dépôts marins quaternaires ont longtemps été appelés "plages suspendues", "plages perchées" ou même "plages soulevées" ("*raised beaches*"), terme impliquant des mouvements verticaux pas toujours clairement évoqués. La méconnaissance des altitudes atteintes par les niveaux marins aux différents interglaciaires empêche également d'estimer l'importance et le sens des mouvements tectoniques. Cependant, Graindor affirme, dans une optique néotectonique, que "*les variations du niveau marin moyen, au cours du Quaternaire moyen, ne sauraient s'interpréter par le seul eustatisme*" (Graindor, 1970)

Du reste, il est apparu rapidement dans les années 70 qu'altitudes différentes ne veulent pas dire âges différents et inversement qu'altitude identique ne signifie pas âge identique. Ainsi sur la plage de Grandcamp (Calvados), les témoins de 2 niveaux marins d'âge différents se trouvent à la même altitude, tandis que les dépôts marins d'Ecalgrain, bien que très bas, ne datent pas du stade 5 mais du stade 7, présent également à Port Pignot à 10 m d'altitude.

2.3.3. *Datations absolues : objets, méthodes et limites*

En l'absence d'éléments biostratigraphiques et de repères fiables, l'apport des méthodes de datation en laboratoire est déterminant dans l'étude des variations du niveau marin.

Les principales méthodes utilisables dans le Nord-Cotentin, caractérisé par des sédiments pléistocènes acides et décarbonatés, sont la thermoluminescence (TL) et la luminescence stimulée optiquement (OSL, IRSL), l'Electron Spin Resonance (ESR) ou Résonance paramagnétique électronique (RPE) et dans une moindre mesure le Carbone 14 (^{14}C). Les datations par racémisation

des acides aminés, les datations par déséquilibre des chaînes radioactives (U/Th), sont exclues puisqu'elles s'appliquent aux carbonates *l.s.* (calcite, ossements, coquilles, dents).

➤ *Limites des datations au ^{14}C dans les études sur le Pléistocène*

La méthode de datation par le carbone 14 (ou radiocarbone) utilise la désintégration radioactive de cet atome. La durée de validité de la méthode est environ de 45 000 ans. Au-delà de cette limite, les quantités subsistantes sont insuffisantes pour fournir une mesure fiable.

La datation par le carbone 14 s'applique aux matériaux carbonés, en particulier les charbons, ou aux carbonates. Dans le Nord-Cotentin, seuls les niveaux organiques pourraient être concernés, mais malheureusement ils sont généralement trop vieux et sont en dehors de la zone de validité de la méthode. Ainsi, les datations pratiquées sur les sédiments tourbeux de la base des coupes d'Ecalgrain et Herquemoulin ont donné des résultats faux à la lumière des réalités de terrain et des connaissances actuelles (tab. I.3).

Dans notre zone d'étude, le ^{14}C ne pourra donc être utilisé que pour les formations tardiglaciaires et holocènes, par exemple dans les remblaiements de basse vallée.

➤ *La thermoluminescence (TL)*

Appliquée principalement aux céramiques et minéraux (silex...) chauffés anciennement, la méthode de datation par thermoluminescence est basée sur la capacité de stockage de photons dans les pièges des systèmes cristallins. L'événement daté est un chauffage supérieur à 500°C qui constitue l'instant initial du stockage mesuré aujourd'hui en effaçant tout stockage antérieur.

Dans le cadre de cette étude, la TL peut être utilisée pour dater des silex et galets chauffés trouvés dans les gisements paléolithiques et mésolithiques.

Vers 1976, la TL s'est étendue aux dépôts éoliens (loess, dunes...). Il s'agit en fait de dater l'instant de l'enfouissement des grains minéraux composant le dépôt. Les travaux de Balescu (1991) portant sur la datation de diverses plages marines anciennes par TL ont été effectués sur des feldspaths potassiques détritiques. Les résultats obtenus respectent l'ordre stratigraphique mais présentent un rajeunissement systématique de 40 % par rapport aux âges attendus selon les études classiques. Aujourd'hui, la méthode TL a fait des progrès : ainsi, les âges obtenus par Bateman & Catt (1996) sur des sables éoliens ipswichiens (stade 5e) présentent un bon accord entre les âges TL et OSL.

➤ **La datation des sédiments par OSL (Optically Stimulated Luminescence)**

La méthode par OSL détermine quand les grains de quartz du sédiment ont été exposés pour la dernière fois à la lumière du soleil (Huntley & Lian, *sous presse*). L'utilisation de l'OSL permet depuis les années 90 de faire de grands progrès dans le domaine de la datation des sédiments. Nombre de publications récentes présentent des datations OSL fiables, sur des dépôts très récents (moins de 1000 ans) à anciens (750 000 ans)¹. Une bonne connaissance de la sédimentologie est nécessaire, pour être sûr que le sédiment a bien été mis en place à la lumière. Une remise à zéro insuffisante des pièges provoque une sous-estimation de l'âge. Pour pallier

ce problème, les techniques les plus récentes considèrent des grains isolés et non des échantillons en vrac.

L'OSL a été utilisée au cours de nos recherches pour dater un certain nombre de coupes littorales. Les datations ont été réalisées par le Laboratoire d'Oxford.

Référence	Localisation	Lithologie	Méthode	Date	Validité
Eitken <i>et al.</i> in Cliquet, 1994	Port-Racine	toit plage éémienne infiltré par un limon gleyifié	TL sur silex brûlé	106 000 ± 10 000 BP	bonne
Balescu <i>et al.</i> , 1991	Port-Racine	plage éémienne à 5 m NGF	TL sur K-feldspath	68 000 ± 9000 BP	? âge inférieur de 40 % à l'âge attendu
Keen <i>et al.</i> , 1981	Jersey	plage à 8 m NGF	U/Th	121 000 + 14000 - 12000 BP	a priori bonne
Gif 368 (Larsonneur, 1971)	Ecalgrain	dépôt ± tourbeux sous le head (0 à 5 m NGF)	¹⁴ C	12 600 ± 400 BP	mauvaise : datations aberrantes ou impossibles. Sédiments en dehors du domaine de validité de la méthode
Gif 370 (Delibrias & Larsonneur, 1966)	Herquemoulin			15 020 ± 400 BP	
Gif 369 (Radiocarbon, 11,2)	Vauville			21 940 ± 1500 BP	
Birm 169 (Shotton <i>et al.</i> , 1971)	Herquemoulin			28 070 ± 1650 BP	
Birm 211 (Shotton <i>et al.</i> , 1971)	Ecalgrain			> 44 500 BP	

Tab. I. 3 – Principales dates obtenues sur les côtes du Nord-Cotentin et régions limitrophes avant 1999 : les datations absolues sont très rares. Les études sur les séquences head-loess ont invalidé les datations ¹⁴C. Larsonneur (1971) pensait déjà à un rajeunissement important puisque les dates obtenues correspondaient à un niveau marin très déprimé. Shotton montre ensuite que les sédiments sont en dehors des possibilités de la méthode.

¹ Voir à ce sujet *Quaternary Science Reviews*, 20, 5-9 (mars 2001) et *Quaternary Science Reviews*, 22, 10-13 (2003).

Pour dater les niveaux marins, il est nécessaire de rechercher des marqueurs chronologiques complétant les marqueurs stratigraphiques (paléosols...) :

- *les marqueurs biostratigraphiques, malheureusement très rares en Cotentin ;*
- *le critère altimétrique. Celui-ci ne peut avoir en première approche qu'une valeur indicative. Il n'est directement valide qu'au sein d'un secteur homogène où l'on peut suivre les affleurements. Ce ne peut être à lui seul un élément datant ou un argument de corrélations à distance. Mais bien que cela ne puisse suffire à dater un niveau marin, la détermination des replats et l'appellation des niveaux marins par leur altitude restent couramment employées. Approximatif, certes, mais si pratique et évident ;*

- *les industries lithiques. La succession des cultures matérielles peut donner des indications sur la période chronologique. Mais il faut rester prudent dans les attributions ;*

- *les datations absolues. Indispensables pour caler les chronologies relatives.*

CHAPITRE 3 : LES OCCUPATIONS HUMAINES

AU PALEOLITHIQUE DANS LE VAL DE SAIRE :

BILAN PRELIMINAIRE

En ses débuts furtifs, où la préhistoire normande était jeune et les trouvailles rares et dispersées, la Basse-Normandie était considérée comme un "désert paléolithique", loin des espaces hauts-normands, où le Paléolithique est depuis longtemps attesté et étudié (Coutil, 1894 ; Bordes, 1954). Ce n'est que dans les années 70-80 qu'un patient travail de surveillance des côtes, mené en particulier par les membres du Groupe de Recherches Archéologiques du Cotentin (G. Vilgrain et D. Michel) permet la découverte et la fouille de cinq gisements majeurs et de nombreux petits sites plus localisés. Aujourd'hui, plus généralement, les découvertes de témoins paléolithiques se multiplient dans les trois départements et la Basse-Normandie acquiert un statut de région préhistoriquement riche !¹

3.1. HISTORIQUE DES ETUDES PREHISTORIQUES EN NORD-COTENTIN

3.1.1. Premières découvertes

Les premières découvertes de silex taillés paléolithiques dans le Nord-Cotentin datent de la fin du XIX^{ème} siècle. Lors de la construction du Fort de la Pointe du Heu à Bretteville-en-Saire, Menut récolte un matériel abondant qu'il attribue à 4 périodes distinctes : "*Chelléenne, Moustérienne, Solutréenne et Magdalénienne*" par analogie de forme avec les collections périgourdines (Menut, 1886) (fig.I.35). Il ne reste aujourd'hui de ces silex que quelques bifaces à affinités micoquiennes, conservés au Musée de Cherbourg.

A la même époque, Bigot décrit une industrie moustérienne à la Hougue de Saint-Vaast (Bigot, 1885), régulièrement prospectée depuis (Bogard, 1954). Cependant, durant toute la première moitié du XX^{ème} siècle, les recherches préhistoriques en Cotentin sont restreintes et les silex récoltés sporadiquement toujours attribuables au Moustérien (Gatteville, Barfleur, Saint-Vaast-la-Hougue...).

¹ Ce chapitre expose les connaissances antérieures à nos recherches. La révision des industries a depuis entraîné un certain nombre de modifications qui seront exposées au cours de ce mémoire.

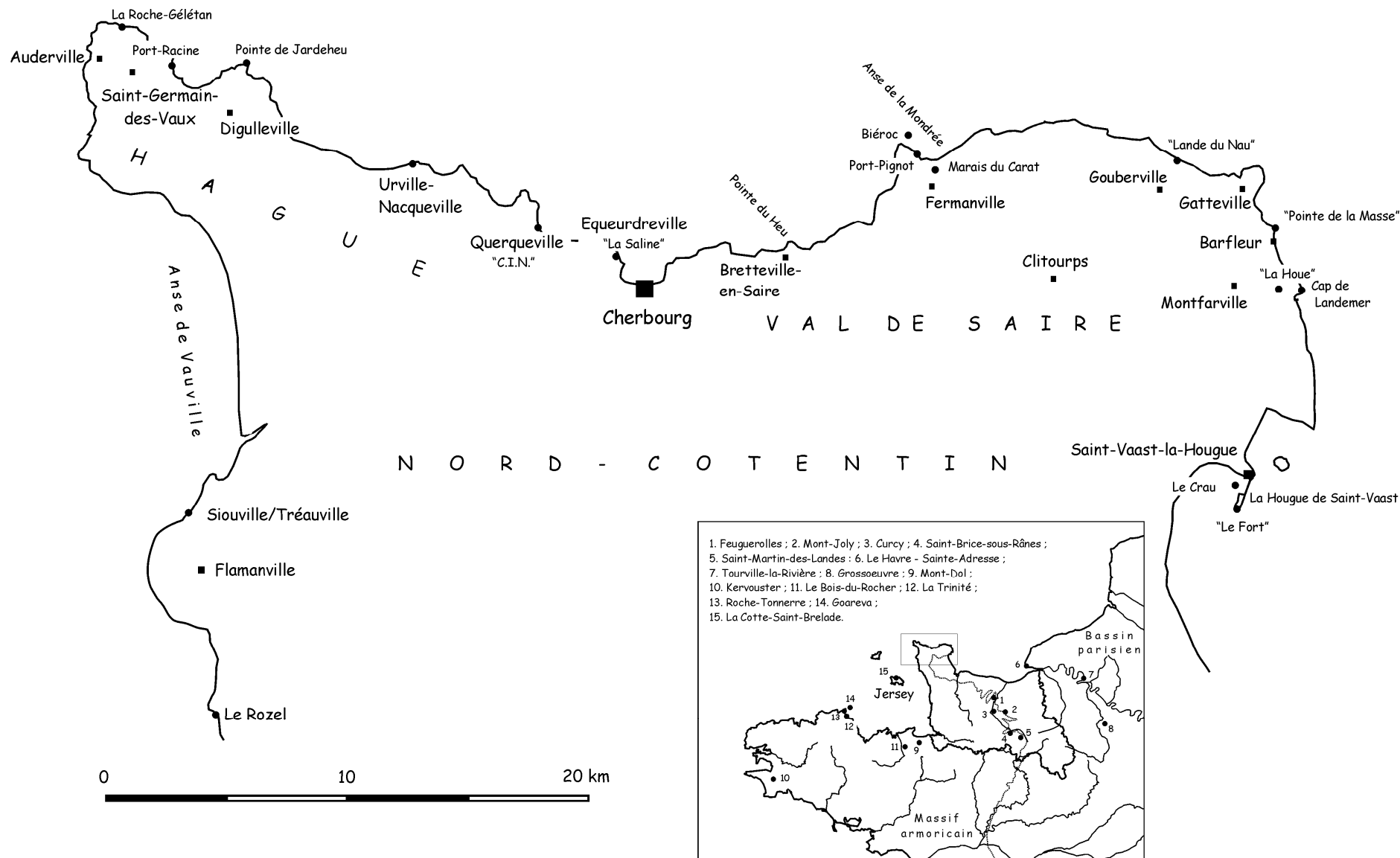
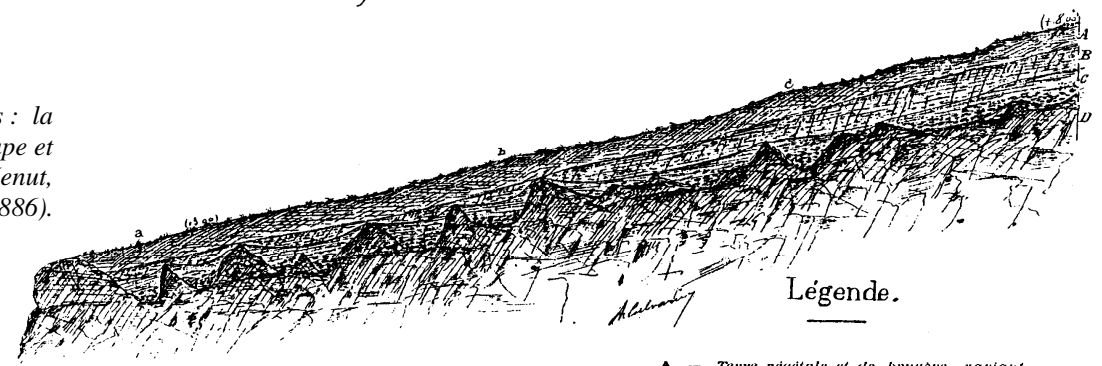


Fig. I. 34 – Lieux cités dans le chapitre 3.

Coupe du Sud au Nord

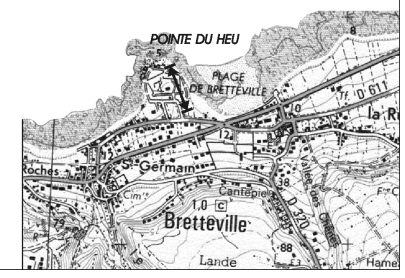
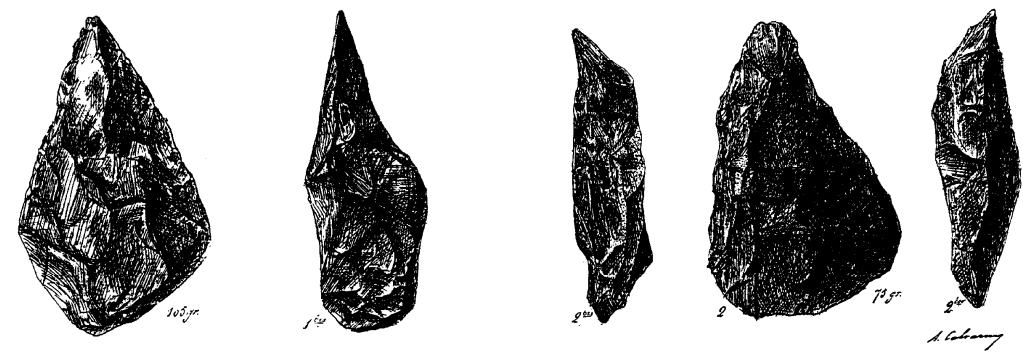
Fig. I. 35 – Une des premières découvertes : la Pointe du Heu à Bretteville-en-Saire. Coupe et industrie à bifaces dissymétriques (Menut, 1886).



Légende.

- A. — Terre végétale et de bruyère, variant de 0,20 à 0,50 d'épaisseur.
- B. — Argile jaune affleurant les têtes du massif et renfermant quelques pierres volantes, quelques éclats, épaisseur très irrégulière: 0,70 et 0,80 dans la plus grande pour tomber à 0,25 et 0,30.
- C. — Argile sablonneuse, gravier et pierres volantes, dans les creux du rocher véritables poches renfermant les instruments Chelléens de a en b. et Moustériens de b en c presque exclusivement.
- D. — Massif de schiste nodulaire.

Échelle de $\frac{1}{200}$ pour les longueurs.
d' $\frac{1}{100}$ pour les hauteurs.



En 1954, Bogard fait une synthèse sur 100 ans de préhistoire. La majorité des coupes littorales a livré quelques pièces du Paléolithique moyen, voire des ensembles plus importants (Landemer, Le Crau...), mais le bilan reste pauvre bien que prometteur.

3.1.2. Les années 70-80, une période faste

Les années 70-80 sont une période faste grâce à la fouille programmée de plusieurs sites majeurs (Port Pignot à Fermanville et La Roche Gélétan à Saint-Germain-des-Vaux, fouilles de D. Michel ; Gouberville – Lande du Nau, G. Vilgrain ; Saint-Vaast-la-Hougue, G. Fosse ; Port-Racine, D. Cliquet), fruit d'un patient travail de prospection et de surveillance. Ces recherches ont mis au jour des gisements structurés montrant des aménagements en pierre et des foyers. Malgré l'absence d'os et de matière organique en raison de l'acidité du milieu, une telle richesse permet d'aborder les occupations sous un angle paléoethnographique (Cliquet, 1994).

La dernière décennie voit se poursuivre les prospections pédestres (G. Vilgrain, L. Juhel, L. Jeanne...), voire quelques sondages (L. Juhel – Pointe de la Masse à Gatteville en 1999). Elles confirment l'existence d'un semis quasi continu de témoins d'occupations paléolithiques le long du littoral en érosion, principalement en position de cap.

Seul le Mésolithique fait l'objet d'un travail de synthèse (Ghesquière *et al.*, 2000). On peut également noter une désaffection presque totale envers la période néolithique malgré l'abondance de stations de surface, il est vrai peu favorables à une étude poussée.

Enfin, en 2001, le Projet Collectif de Recherche "Paléolithique de Basse-Normandie", dont un des volets concerne les occupations littorales, est monté à l'initiative de D. Cliquet, conservateur du patrimoine, permettant de relancer une nouvelle dynamique de recherche.

3.2. CONTEXTE GENERAL : LE PALEOLITHIQUE ARMORICAIN

3.2.1. Normandie "limoneuse" et Normandie "armoricaine"

La Normandie se divise en deux grands domaines géologiques : Massif armoricain, pays de collines sculptées dans le socle ancien, et Bassin parisien, plateau sédimentaire recouvert de fortes épaisseurs de loess. Cette dualité s'exprime dans la position stratigraphique des sites paléolithiques.

Les nombreuses traces d'occupations humaines paléolithiques retrouvées dans le Nord-Cotentin se trouvent surtout en relation avec des dépôts marins, différant en cela des occupations de la Normandie orientale "limoneuse" (Cliquet & Lautridou, 2000). En effet, à l'exception des quelques découvertes majeures en milieu fluviatile (Paléolithique moyen et faune de Tourville-la-Rivière) ou littoral (Paléolithique inférieur et moyen du Havre et de Sainte-Adresse – Watté, 1987 ; Paléolithique moyen de Tancarville), les industries lithiques hauts-normandes sont retrouvées au

sein des fortes épaisseurs de limons recouvrant les plateaux, ou parfois piégées dans des dolines comme à Grossœuvre (Cliquet, 1998b).

Ainsi, les industries lithiques de la "Normandie limoneuse" seront calées dans les séquences loessiques, en particulier par les paléosols, tandis qu'en Normandie armoricaine, les gisements sont intégrés aux séquences interglaciaire / glaciaire, où la succession des dépôts traduit dégradation du climat et régression marine.

Les sites similaires aux sites du Nord-Cotentin sont donc plutôt à rechercher dans le reste du Massif armoricain auquel il appartient (Bretagne, Iles Anglo-Normandes).

3.2.2. Les faciès régionaux dans le Paléolithique moyen récent du Massif armoricain

Les gisements paléolithiques du Nord-Cotentin prennent place dans le contexte des occupations du Massif armoricain, région dans laquelle **le Paléolithique moyen récent est la période la mieux représentée**. Les nombreuses études lithiques effectuées sur cette période ont mené à la définition de "faciès régionaux", correspondant à la mise en œuvre de matières premières et de techniques différentes, avec ou sans bifaces (Cliquet & Monnier, 1993 ; Cliquet & Vilgrain, 2000) :

- Moustérien à outils bifaciaux dominants, représenté par les grands sites de taille des plateaux, en Bretagne et sur les marges orientales du Massif armoricain normand (Kervouster, Saint-Brice-sous-Rânes, Mont-Joly...) ;
- Moustérien de tradition acheuléenne à bifaces triangulaires ;
- Moustérien à bifaces peu nombreux, principalement reconnu par des pièces isolées au sud (Trinité, Roche-Tonnerre), présentant des traits charentais ;
- Moustérien de type Ferrassie, dans l'est du Massif armoricain (Mont Dol) ;
- Moustérien à encoches et/ou denticulés, dans le Cotentin ;
- Moustérien typique, à racloirs dominants, retrouvé à Goareva, Port-Racine ou dans les niveaux supérieurs de Saint-Vaast-la-Hougue ;
- Moustérien à lames (débitage laminaire selon un schéma volumétrique), faciès particulier présent sur les sites de Port-Racine et du Rozel.

A ces faciès moustériens s'ajoute le Micoquien, industrie caractérisée par de petits bifaces à dos ou à section asymétrique.

Le Nord-Cotentin se caractérise en outre par un usage prépondérant du silex, à la différence des sites bretons où son absence a souvent entraîné l'emploi de roches de substitution (grès lustré, microgranite, quartz de filon, quartzite...).

3.2.3. Contexte stratigraphique du Paléolithique du Cotentin

Dans l'ensemble du Massif armoricain, les sites se concentrent principalement sur le littoral. Le Cotentin ne fait pas exception à la règle, au contraire (tab. I.4, fig. I.36). **Les gisements, situés dans les profils littoraux, sont associés à des sédiments marins d'altitudes diverses ou à la base des dépôts continentaux qui les surmontent.** Ces sédiments sont attribués à des fins d'interglaciaires ou des débuts glaciaires, que ce soit le dernier ou le pénultième. Le climat est alors tempéré à boréal. Les principales périodes d'occupation dans le Nord-Cotentin semblent donc être le Saalien et l'interstade intra-saalien (par exemple, Port Pignot), la fin de l'Éémien et le Weichselien ancien (Port-Racine, Saint-Vaast-la-Hougue). Seule la série supérieure de Saint-Vaast-la-Hougue se trouverait déjà à la base des loess weichseliens.

Notons, que, comme la majeure partie de la France septentrionale, la région semble désertée au Pléniglaciaire (Fosse, 1982).

SITE	CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE	Attribution culturelle initiale	PUBLICATION INITIALE	Révision anté-99
FERMANVILLE "Port Pignot" (1978-1979, D. MICHEL)	- sommet plage (9-11 m NGF) - base sables éoliens lités saaliens	Acheuléen Evenosien	Michel <i>et coll.</i> , 1982	Epi-Acheuléen
SAINT-GERMAIN- DES-VAUX "La Roche Gelétan" (1980-1988, D. MICHEL)	dépôts marins (sables jaunes consolidés) et base dépôts head	Moustérien Acheuléen	Michel, 1994	Paléolithique moyen + Acheuléen sup. ou final remanié
GOUBERVILLE "Lande du Nau" (1981-1986, G. VILGRAIN)	vestiges de formations marines éémienne base dépôts de pente weichséliens	Moustérien à encoches	Rapports de fouille	Paléolithique moyen à encoches et/ou denticulés
SAINT-GERMAIN- DES-VAUX "Port- Racine" (1980-1985, D. CLIQUET)	- sommet plage éémienne (secteur 4) - niveau gris de la base du head weichsélien (secteur 1) - niveau médian (secteur 1)	- Paléolithique moyen - Paléolithique moyen levallois à encoches et/ou denticulés + débitage laminaire - Paléolithique moyen à raclours dominants	Cluquet, 1994	
SAINT-VAAST-LA- HOUGUE "Le Fort" (1978-1985 G. FOSSE)	- sommet de plage et dune éémienne - head et base sable limoneux weichséliens	- Moustérien peu levalloisien - Moustérien typique de faciès levalloisien	Michel, 1974 Fosse, 1986	- Paléolithique moyen à encoches et/ou denticulés - Paléolithique moyen à raclours dominants
FERMANVILLE "Biéroc – La Mondrée" (1971 F. SCUVEE)	tangue et tourbe à – 20 m NGF	Moustérien de tradition acheuléenne	Scuvée & Verague, 1988	Paléolithique moyen à encoches et/ou denticulés
SIOUVILLE "Mont-Saint-Pierre" (sauvetage 1985, G. VILGRAIN)	sommet plage éémienne et base formation sablo-limoneuse weichsélienne		Vilgrain & <i>al.</i> , 1988	Paléolithique moyen à encoches et/ou denticulés
QUERQUEVILLE C.I.N.	niveaux sus-jacents à la plage éémienne ?		Clet <i>et al.</i> , 1992	Paléolithique moyen récent avec quelques bifaces "micoquiens"

Tab. I. 4 – Etat des connaissances sur les principaux sites paléolithiques du Nord-Cotentin en 1999.

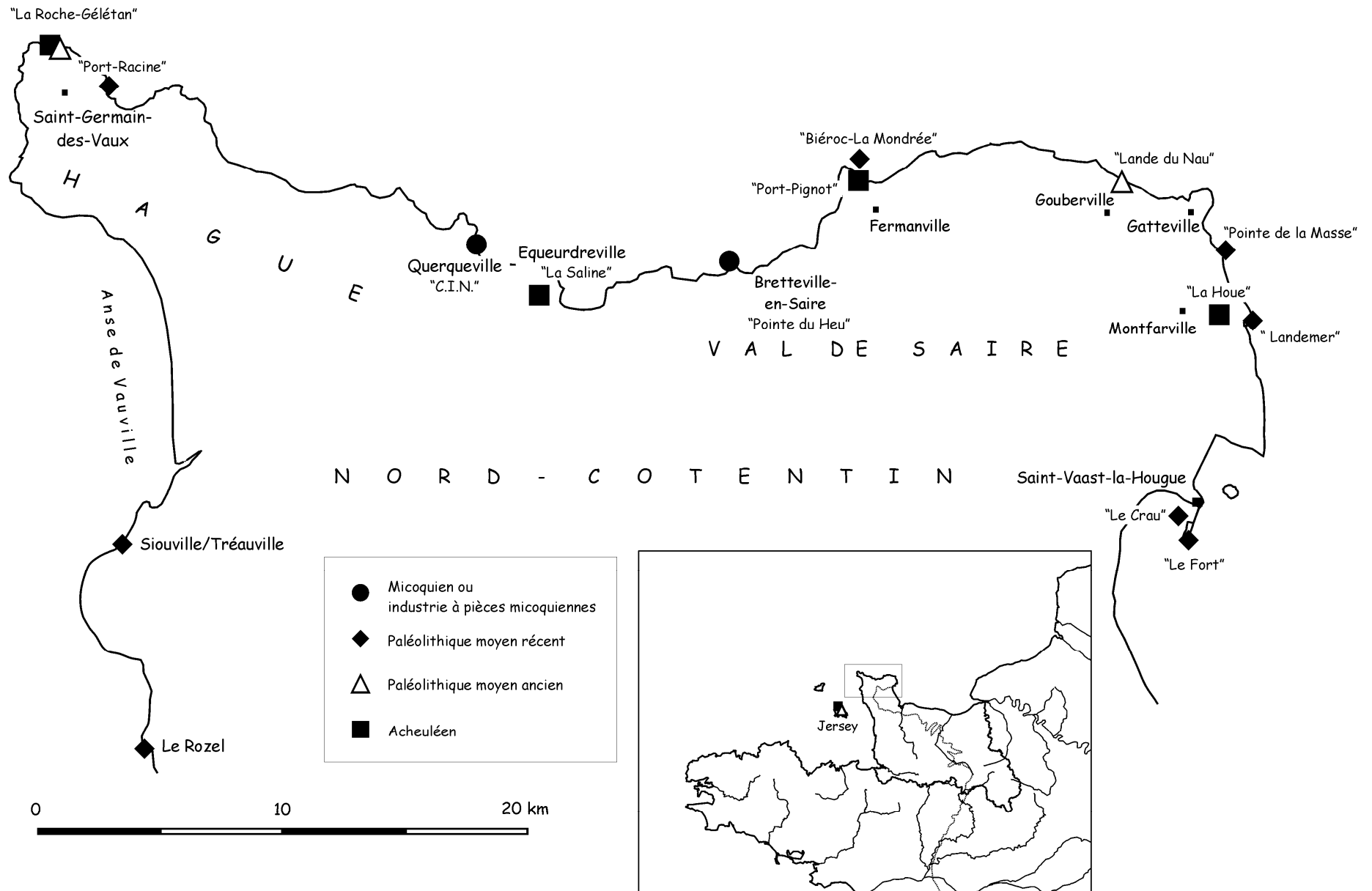


Fig. I. 36 – Carte de localisation des principaux sites paléolithiques du Nord-Cotentin (état des connaissances en 1999).

3.3. LES OCCUPATIONS ANCIENNES : L'ACHEULEEN SUPERIEUR

Les plus vieilles industries bas-normandes seraient attribuables aux pré-néandertaliens et/ou à *Homo erectus* et sont rapportables à l'Acheuléen supérieur et récent. Seul le Nord-Cotentin a livré des sites organisés, apportant des informations majeures, complétées sur le plan de l'occupation du territoire par de nombreuses découvertes au cours de prospections dans l'ensemble de la région.

Les principaux sites ayant livré des industries acheuléennes dans le Cotentin sont Port Pignot (Fermanville, Val de Saire) et la Roche Gélétan (Saint-Germain-des-Vaux, Hague) , 2 sites fouillés par D. Michel dans les années 1970-80 (Michel *et al.*, 1982 ; Michel, 1994).

On peut également citer les trouvailles de la Houe à Montfarville (Michel, 1969-70, 1971-72) et les industries à bifaces d'Equeurdreville – La Saline.

L'industrie est caractérisée par des bifaces associés à une industrie sur éclats.

3.3.1. Caractéristiques

Les sites acheuléens actuellement connus sont situés dans des positions d'abri, dans des encoches granitiques, aujourd'hui à une altitude d'une dizaine de mètres : Port Pignot entre +9 et +10,4 m NGF, La Roche Gélétan entre +12,6 et 14,2 m. Il est remarquable de retrouver sur ces sites des aménagements anthropiques : foyers construits à Port Pignot et alignements de blocs structurant l'espace, autour desquels s'organisent les amas de débitage.



Fig. I. 37 – Port Pignot : le foyer rectangulaire (Ph. D. Michel).

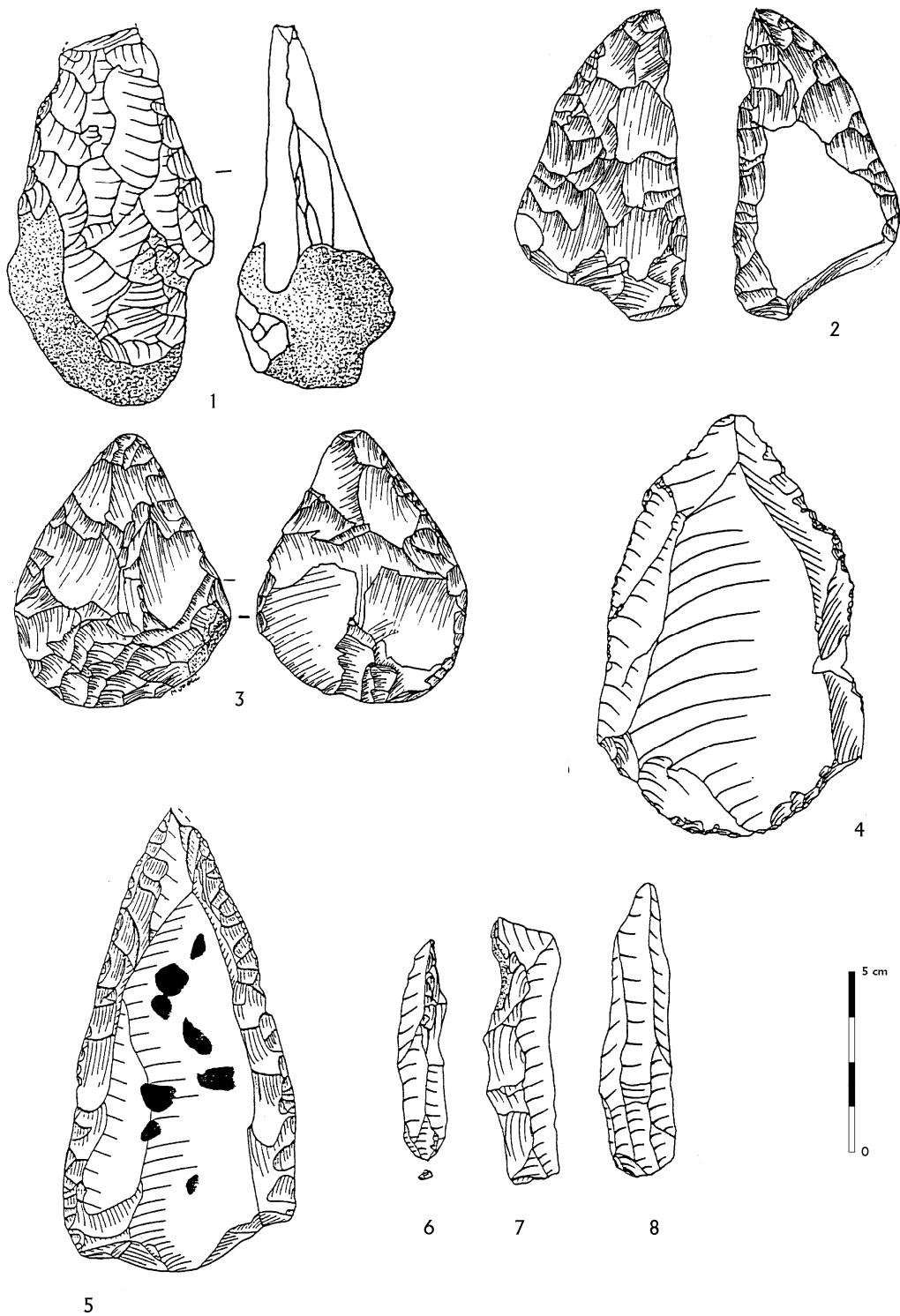


Fig. 1. 38 – Exemples de silex taillés du Paléolithique moyen du Nord-Cotentin (in Cliquet, à paraître). 1 – Querqueville C.I.N., biface micoquien ; 2 – Saint-Germain-des-Vaux, pièce bifaciale ; 3 – Digulleville "Jardeheu", biface cordiforme ; 4 – Saint-Vaast-la-Hougue "Le Fort", éclat levallois ; 5 – Gouberville "La Lande du Nau", racloir double convergent ; 6 à 8 – Saint-Germain-des-Vaux "Port-Racine", lames.

3.3.2. Contexte stratigraphique

Des dépôts marins, datés de l'interstade intra-saalien (stade isotopique 7), se sont trouvés piégés dans ces encoches granitiques et conservés sous des dépôts de pente et des loess. Les industries se situent au sommet de la plage à galets ou sont déjà interstratifiées dans les dépôts de pente : plusieurs occupations se succèdent à des époques différentes et sous des climats différents, au cours de la fin de la période saalienne (stades isotopiques 6 et 7).

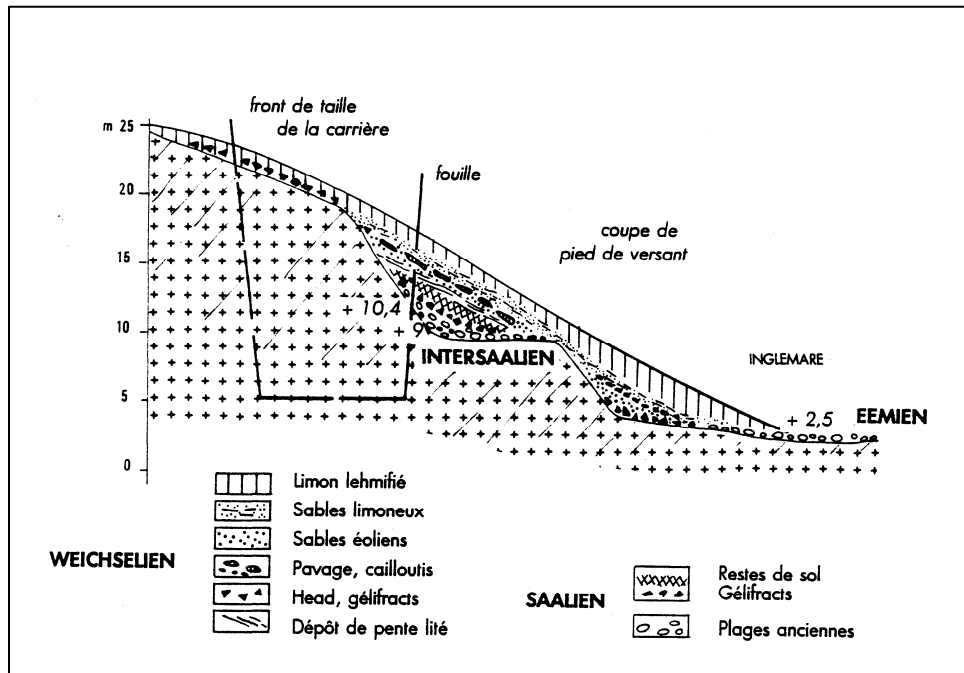


Fig. I. 39 – Coupe schématique du versant de Fermanville-Port Pignot (in Michel et al., 1982, modifié).

A la Roche Gélétan, l'industrie dite acheuléenne est remaniée : les silex sont intégrés dans les matériaux soliflués composant le head, provenant d'un niveau d'occupation situé plus en amont sur le versant.

3.4. UNE OCCUPATION DU PALEOLITHIQUE MOYEN PREPONDERANTE

La majorité des témoins retrouvés dans le Val de Saire et la Hague appartient au Paléolithique moyen récent, rapporté au dernier cycle interglaciaire / glaciaire (Éémien et Weichselien). On note la quasi-absence de témoins dans l'intérieur pour l'ensemble du Cotentin.

3.4.1. Industries à pièces micoquiennes

Deux séries retrouvées dans le Nord-Cotentin présentent des bifaces caractérisés par une base épaisse, une pointe dégagée et des bords concaves, associés à une industrie sur éclats (débitage levallois, racloirs) : ce sont les anciennes découvertes de la pointe du Heu à Bretteville-en-Saire (Menut, 1886) et la série de Querqueville – C.I.N. (Clet *et al.*, 1992). Ce type de biface présente des affinités avec les industries micoquiennes reconnues particulièrement en Europe centrale.

3.4.2. Faciès du Paléolithique moyen récent cotentinois

Le faciès dominant dans le Nord-Cotentin est le "*Moustérien à encoches et/ou denticulés*", représenté dans la plupart des sites : Port-Racine, Le Rozel, Siouville/Tréauville, Fermanville - La Mondrée, Saint-Vaast-la-Hougue, Montfarville...

Le Moustérien typique à racloirs dominants n'est représenté que dans les niveaux supérieurs de Saint-Vaast-la-Hougue et Port-Racine et dans le cordon du Crau, également à Saint-Vaast-la-Hougue.

L'étude de Port-Racine et du Rozel a en outre révélé l'existence d'un débitage laminaire volumétrique abondant.

Les faciès moustériens à bifaces sont jusque là quasiment absents du Cotentin, alors qu'ils sont bien présents dans le sud de la Basse-Normandie.

3.4.3. Principaux caractères des sites

Les nombreuses fouilles ayant eu lieu dans les années 70-80 ont mis au jour des gisements structurés montrant des témoins d'aménagement anthropique (Port-Racine, Gouberville, Saint-Vaast-la-Hougue) établis par l'Homme de Neandertal en position littorale.

Comme aux temps acheuléens, les hommes choisissent des positions particulières, les sites s'appuyant sur une limite naturelle : pied de falaise à l'abri des vents dominants pour Port-Racine, cuvette à Gouberville, abri-sous-roche au Rozel.

Les sites sont structurés ; l'aménagement est marqué par des agencements de blocs, des amas de débitage organisés autour de pointements granitiques. Les témoins d'activités de feu s'organisent en deux grands types : des foyers construits structurant l'espace domestique et des aires de combustion imbriquées, implantées en aval des occupations sur l'estran et probables témoins d'activités spécialisées (Cliquet & Vilgrain, 2000).

Le cas du site de la Mondrée à Fermanville est particulier puisqu'il se trouve actuellement immergé à -20,8 m NGF. L'industrie est un Paléolithique moyen à encoches et/ou denticulés, pris

dans une tange ou une tourbe (Scuvée & Verague, 1988). Ceci atteste de la présence humaine en Val de Saire au cours de la régression weichselienne. Notons qu'un tel site laisse présager l'existence de gisements comparables en aval du littoral actuel en position sous-marine.

3.5. LE PALEOLITHIQUE SUPERIEUR – LE MESOLITHIQUE

3.5.1. Absence ou submersion du Paléolithique supérieur?

Homo sapiens sapiens reste bien discret en Basse-Normandie alors que des sites aurignaciens sont connus dans le Finistère et les Côtes d'Armor.

Le Paléolithique supérieur n'est en effet représenté en Basse-Normandie que par des découvertes en prospection d'éléments du Paléolithique supérieur final (industrie à Federmesser) attribuables à l'Alleröd (Cliquet, *à paraître*), absente du département de la Manche.

Faut-il y voir le résultat de conditions climatiques trop rigoureuses et penser que le Nord-Cotentin fut un désert humain jusqu'au Mésolithique ? N'oublions pas que des occupations peuvent se trouver aujourd'hui submergées et qu'aucune prospection exhaustive n'a encore été réalisée.

3.5.2. La période mésolithique

En l'état actuel des connaissances, l'homme ne semble revenir dans le Nord-Cotentin qu'au Mésolithique (Ghesquière *et al.*, 2000). Le débitage du groupe du Nord-Cotentin, sur galets de silex, se rapporte globalement au style de Coincy, en vigueur durant le Mésolithique moyen. Les populations s'installent alors sur des promontoires aujourd'hui côtiers ou dans les zones proches de la mer (Auderville, Flamanville...). Quelques datations viennent préciser la chronologie : Flamanville à 8990 ± 180 BP (Gif. Tan 89334) et Auderville à 8460 ± 170 BP (Gif. Tan 89337).

3.6. L'APPEL DU LITTORAL ?

Le bilan sur la position des sites paléolithiques du Nord-Cotentin fait nettement ressortir un lien avec le trait de côte. Hasard ou coïncidence... ?

Depuis plusieurs années, cette forte densité de témoins d'occupation tout au long du littoral a suscité une réflexion sur un éventuel attrait pour la frange côtière, motivant les choix d'implantation des populations humaines (Cliquet, 1991, 1998). Nous pouvons remarquer qu'il n'existe pas de différences fondamentales entre les sites du Paléolithique moyen et ceux des périodes plus anciennes.

3.6.1. Intérêt d'une implantation en milieu littoral

Les intérêts d'une implantation en milieu littoral sont nombreux et indiscutables (fig.I.40).

Le premier est lié à la topographie. Microfalaises, caps, couloirs et cuvettes, abri-sous-roche, pieds de parois, sont autant d'abris naturels, procurant un espace protégé des vents dominants. L'espace anthropique se structure autour et dans cet espace naturel. Ces abris jouent, dans un contexte géologique différent, le même rôle que les parois calcaires du Périgord.

Le deuxième est l'accès à un écosystème riche, source de nourriture et de matières premières, en particulier sur ces côtes rocheuses. Ces longues traditions de collecte perdurent encore de nos jours : coquillages et crustacés font le plaisir des pêcheurs à pied, qui ont cependant délaissé l'oiselage et le charognage. La mer est également grande pourvoyeuse d'algues et de bois flotté utilisable comme combustible. Il est malheureusement difficile de prouver l'exploitation de l'écosystème marin en l'absence de restes organiques. Quelques indices récoltés à Port-Racine (Cliquet, 1991), tels que la présence de petits galets brûlés dans les foyers rappelant ceux amenés avec le varech et un fantôme de foraminifère benthique pris dans les sédiments, un élément de labridé (poisson de côte rocheuse) au Rozel, viennent appuyer ces spéculations.

L'exploitation du littoral n'empêche évidemment pas celle des vallées (eau douce, faune...) et des plateaux dans un système de prédation diversifiée.

Enfin, dans un pays de socle, le littoral semble être la seule porte d'accès au silex.

3.6.2. Matière première lithique

La matière première utilisée par les hommes préhistoriques du Val de Saire est, nous l'avons dit plus haut, quasi exclusivement le silex. Les autres roches sont anecdotiques (quelques rares éléments en grès, en quartz...). Il n'existe pourtant pas dans cette région armoricaine de formation géologique susceptible d'en fournir : seuls les galets du littoral et des anciennes plates-formes s'offrent au tailleur, lorsque l'altération et les chocs ne les rendent pas impropres à la taille. L'implantation d'un site sur un cordon de galets procure donc un accès direct à la matière première.

Cependant, lors des phases régressives, la question se pose d'une éventuelle exploitation de gisements crétacés aujourd'hui sous-marins. La mise en évidence de tels phénomènes est cependant difficile en l'absence de critères de reconnaissance sûrs. Le seul cas indéniable est le site de l'Anse de la Mondrée, où la grande taille des éclats laisse rêveur sur celle des rognons d'origine, probablement de taille métrique.

3.6.3. Mais où était la mer pendant les occupations ?

Les sites sont retrouvés aujourd'hui en position littorale (fait qui au bout de toutes ces pages doit être clair pour le lecteur). Mais qu'en était-il lors de leur implantation ? De nombreuses

occupations datent en effet du début de la régression puisqu'elles sont intégrées dans les sédiments continentaux immédiatement sus-jacents aux dépôts marins. D'autre part, pendant l'optimum éémien, il apparaît évident que l'homme ne pouvait s'installer à demeure sur la plage, dans une zone susceptible d'être attaquée par la première tempête venue...

Rappelons que le Nord-Cotentin est bordé par une forte dénivelée vers le Fleuve Manche. Même lors des régressions (tout au moins au début du Weichselien), la mer n'était pas si loin, quelques kilomètres au plus, et la falaise morte procurait toujours un abri idéal face à un espace continentalisé. On peut cependant penser que les cordons étaient progressivement masqués (sables éoliens, végétalisation...) poussant l'homme à aller chercher ses matières premières plus loin sur l'estran. A cet égard, des observations pertinentes ont été réalisées sur le site de la Cotte-de-Saint-Brelade où l'économie des matières premières semble directement liée à la position du rivage : la continentalisation des cordons empêchant l'accès aux galets de silex, l'homme se tourne vers d'autres ressources (Callow & Cornford, 1986).

Ainsi, les problématiques concernant les occupations paléolithiques du Nord-Cotentin sont principalement liées d'une part aux particularités d'une position littorale, largement exploitées par l'homme et d'autre part à la diversité des faciès du Paléolithique moyen, en particulier la présence d'un débitage laminaire parallèlement au débitage levallois. Tout cela peut se résumer en quelques questions simples.

QUI ?

quels hommes, quelles cultures matérielles (contemporanéité des différents faciès)

QUAND ?

position chronostratigraphique, relation temporelle occupation / niveau marin

OU ?

uniquement sur le littoral, ou aussi dans l'intérieur (vallées et plateaux), occupation du territoire, choix des sites

COMMENT ?

occupations saisonnières, exploitation des écosystèmes, types de sites

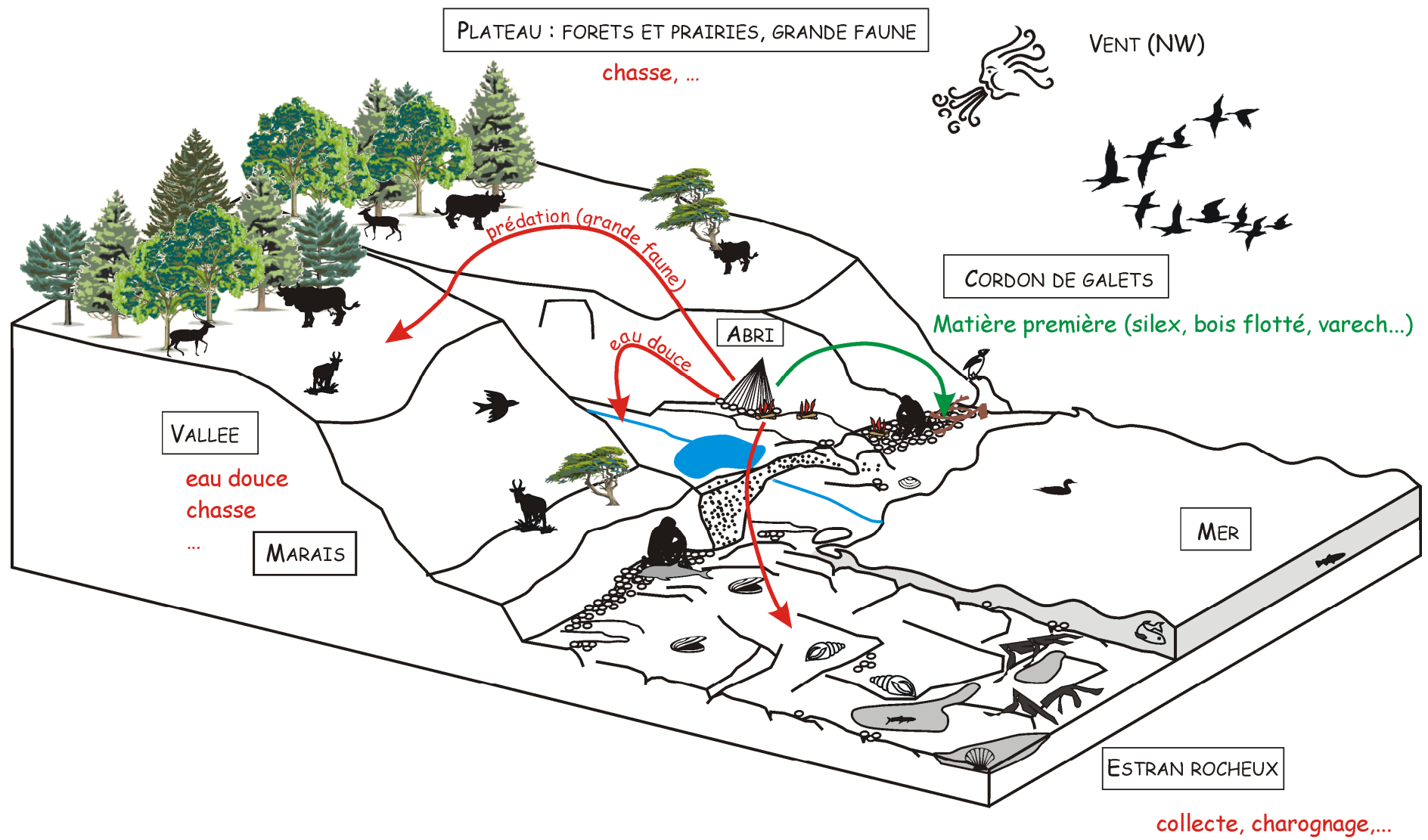


Fig. I. 40 – L'appel du littoral : configuration des côtes et exploitation par l'homme (échelles non respectées).

CONCLUSIONS

Nous espérons avoir montré, au cours des chapitres précédents, l'intérêt d'une étude poussée du secteur du Val de Saire pour la compréhension de l'activité néotectonique, des fluctuations eustatiques et climatiques, ainsi que des occupations paléolithiques dans le système Manche.

Il apparaît que malgré un avancement considérable et l'établissement d'un cadre chronologique, les études menées ces dernières décennies ont laissé bien des points dans l'ombre :

- **les connaissances sur les formations littorales et les occupations humaines sont restées incomplètes** puisqu'il s'agissait principalement d'études ponctuelles en lien avec des sites archéologiques et sans inventaire systématique ;
- **les niveaux marins les plus élevés sont toujours très mal connus, ne serait-ce que dans leur position topographique et leur extension ;**
- **les données géomorphologiques et archéologiques sont très rares dans l'intérieur des terres ; il existe peu de coupes naturelles et la couverture loessique masque les formations sous-jacentes.**

Ainsi, il reste difficile d'avoir une vision globale de l'évolution pléistocène et du Paléolithique du Val de Saire. A côté de points de repère majeurs que sont les sites fouillés et les études géomorphologiques associées, nous n'avons que des données fragmentaires.

Sur le plan géomorphologique, si l'existence d'un système de plates-formes marines étagées est connue, les caractéristiques et l'âge de chacune restent à déterminer, pour dégager la part de la tectonique et comprendre l'enregistrement des variations eustatiques.

Sur le plan archéologique, les prospections pédestres, majoritairement sur le littoral, restent pauvres en informations, en particulier sur la position stratigraphique des industries et par là même sur les datations correspondantes.

Ces recherches se sont donc orientées selon deux grands axes, ainsi qu'il été dit en introduction :

- **acquisition d'une vision synthétique des formations quaternaires dans le cadre d'un système littoral soumis aux variations du niveau marin au cours du Pléistocène et établissement d'un cadre chronostratigraphique clair ;**
- **compréhension de l'organisation des occupations paléolithiques, leur position stratigraphique et leurs relations avec le milieu naturel.**

DEUXIEME PARTIE : LE VAL DE SAIRE – UN SYSTÈME DE PLATES-FORMES MARINES ÉTAGÉES

*"Là pendant longtemps il séjourna seul et erra le long du rivage
ou se rendit sur les rochers à marée basse,
s'émerveillant devant les flaques et les grandes algues, les cavernes
suintantes
et les étranges oiseaux de mer qu'il vit et qu'il vint à connaître ;
mais la montée et la redescende des eaux et la voix des vagues furent
toujours pour lui la plus grande merveille
et toujours il lui semblait une chose nouvelle et inimaginable."*

JRR Tolkien

Dans la compréhension de la genèse d'un paysage, l'identification de paléosurfaces, d'altération ou d'érosion, est une démarche classique en géomorphologie (Cholley *et al.*, 1956 ; Elhaï, 1963 entre autres), bien qu'elles soient souvent difficiles à dater (Watchman & Twidale, 2002).

Nos travaux en Val de Saire nous ont mis en présence de **plusieurs surfaces topographiques étagées. Ce sont des surfaces d'érosion (plates-formes d'abrasion) dont l'origine marine est prouvée par les dépôts qu'elles supportent, et aujourd'hui régularisées par la couverture loessique.**

L'origine marine des dépôts est reconnue selon des critères sédimentologiques simples : sables bien classés à empreinte morphoscopique marine, galets roulés montrant de nombreux coups d'ongle et formés de roches extra-locales (silex). Le chapitre 1 présente, suite à un point bibliographique sur les faciès de plage, les caractéristiques de la sédimentation actuelle pour tenter de déterminer les éléments diagnostiques des milieux de sédimentation (estran, dunes...). Les limites de cette démarche actualiste résident dans les différences d'organisation que le littoral a pu présenter au cours du Pléistocène. L'identification du trait de côte, limite du système, revêt à cet égard une importance particulière.

Les recherches exposées dans le chapitre 2 ont pour objectifs de cartographier et caractériser plates-formes et dépôts, d'établir une chronostratigraphie relative avec les moyens dont nous disposons et de comprendre le fonctionnement du système morpho-sédimentaire en jeu.

CHAPITRE 1 : CARACTERISTIQUES DES FACIES DE PLAGE ET DU LITTORAL ACTUEL

Ce chapitre a pour objectif de déterminer les **caractéristiques sédimentologiques des faciès côtiers**, en général et dans le cas particulier du Val de Saire. Une courte revue bibliographique établit un bilan des principaux critères observés sur les plages actuelles, en particulier les plages à galets, et utilisés dans les séries anciennes.

En ce qui concerne le Val de Saire, il ne s'agit donc pas d'une étude dynamique de la sédimentation actuelle mais d'une étude statique des faciès permettant une comparaison avec les sédiments pléistocènes. Cela permettra également d'étudier les relations entre le stock sédimentaire actuel et le stock conservé sur les plates-formes étagées.

Déterminer les caractéristiques que doit présenter un dépôt marin est nécessaire à l'identification des remaniements éventuels. Il faut constamment garder à l'esprit que le littoral est un domaine dynamique et changeant et que la compréhension des caractères observés passe également par la prise en compte des remaniements possibles des sédiments postérieurement à leur dépôt initial. Les écarts d'échelles de temps entre le fonctionnement quotidien d'une plage et la fossilisation des sédiments dans l'état où on les observe aujourd'hui sont trop importants pour être négligés. Il paraît difficile de concevoir qu'un dépôt de matériel marin fossile puisse constituer un instantané de la sédimentation littorale.

Par ailleurs, les conditions d'observations sont nettement différentes : pour l'actuel, nous avons essentiellement une vision de surface tandis que pour les dépôts anciens, nous travaillons généralement sur des coupes.

Trois niveaux de réflexion se dégagent donc et portent sur l'identification : du façonnement marin des sables et des galets, de l'agent de dépôt primitif, des processus aboutissant au dépôt tel qu'on l'observe aujourd'hui.

La côte sépare le continent de la mer et peut se développer dans des contextes sédimentologiques et géomorphologiques variés (Reineck & Singh, 1973). Elle est le siège d'une sédimentation soumise à l'action prépondérante des houles et à des influences continentales. La plage est la zone comprise entre les niveaux des hautes et des basses mers, au sein de laquelle les conditions hydrodynamiques de dépôt peuvent varier rapidement, tant dans le temps que dans l'espace. Dans notre secteur d'étude, les plages sont des accumulations de sédiments terrigènes siliciclastiques.

Le profil typique d'une plage sableuse peut être divisé en plusieurs unités (fig. II.1, Guilcher, 1954 ; fig. II.2, Reineck & Singh, 1973) :

- la zone "terrestre" (*backshore*), constituée du haut de plage, d'un cordon littoral ou de dunes éoliennes, atteinte par la mer lors des marées de vives-eaux, correspondant au domaine supratidal ;
- la plage s.s. ou estran (*foreshore*) ou domaine intertidal, parfois séparée du haut de plage ou du cordon par une rupture de pente ;
- l'avant-plage ou prisme littoral (*shoreface*) dont la partie supérieure peut être découverte lors des basses mers de vives-eaux.

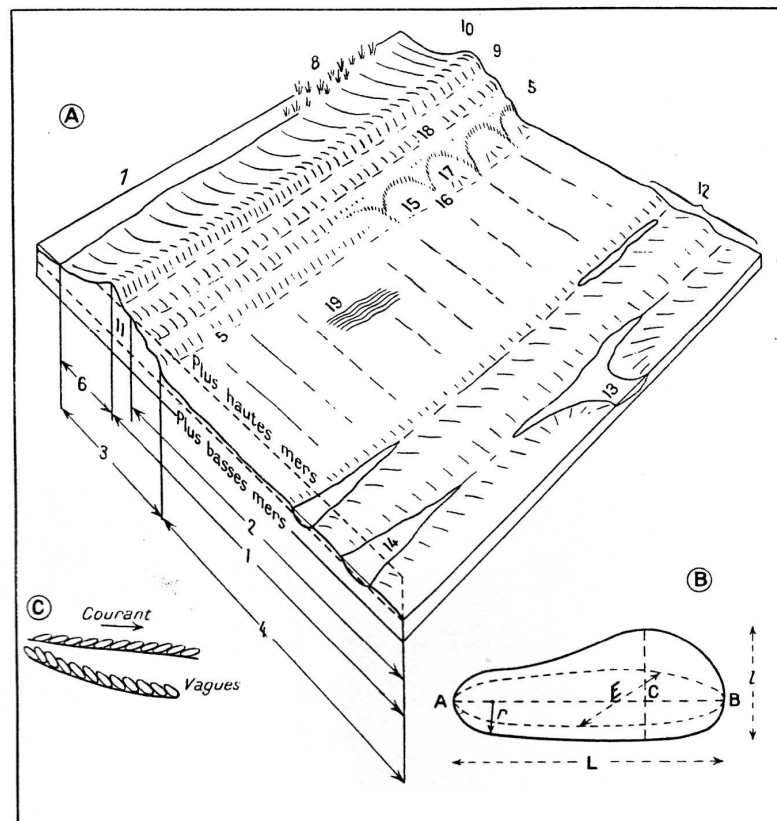


FIG. 5. — Terminologie et sédimentologie des plages

A) Terminologie : 1. Plage. — 2. Estran. — 3. Cordon littoral. — 4. Bas de plage. — 5. Ligne de flexion. — 6. Revers du cordon. — 7. Étang de barrage. — 8. Marais. — 9. Gradins de plage. — 10. Crête de plage. — 11. Trait de côte. — 12. Crêtes et sillons pré littoraux. — 13. Chenal de bas de plage. — 14. Mare de sillon pré littoral. — 15. Croissant de plage. — 16. Corne. — 17. Creux. — 18. Tête. — 19. Rides de plage.

B) Données morphoscopiques d'un galet. L : longueur. — l : largeur. — E : épaisseur. — r : plus petit rayon de courbure dans le plan principal (d'après Cailleux, Berthois et Tricart).

C) Les deux types d'imbrication des galets (d'après Twenhofel).

Fig. II. 1 – Terminologie et sédimentologie des plages (Guilcher, 1954).

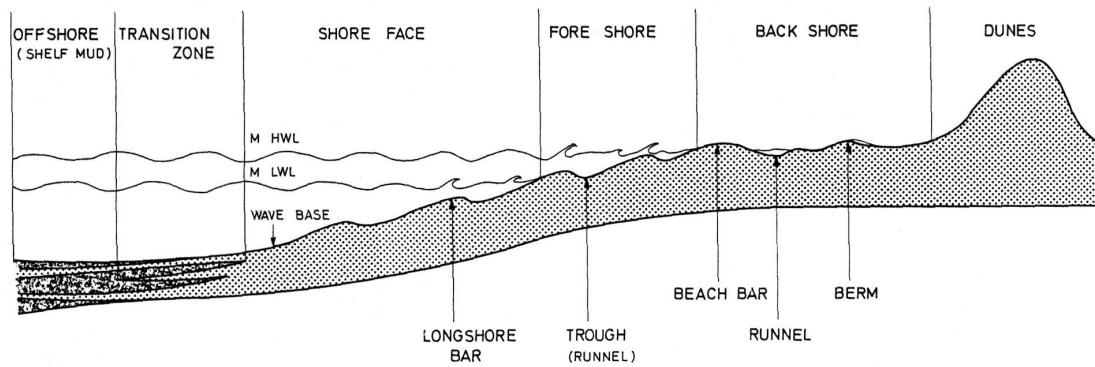


Fig. II. 2 – Profil de plage schématique et terminologie anglo-saxonne (Reineck & Singh, 1973).

1.1. L'IDENTIFICATION D'UN FACIES DE PLAGES

La bibliographie sur les caractéristiques sédimentologiques des plages et cordons actuels (*foreshore* voire *backshore* et *shoreface*) est relativement restreinte, les recherches privilégiant les aspects morphodynamiques, que ce soit pour les plages sableuses (Wright & Short, 1984 ; Horn, 1997) ou à galets (Orford *et al.*, 1991 ; Morel, 1997). Les côtes rocheuses sont globalement délaissées (Felton, 2002). Bourgeois & Leithold (1984) soulignent d'ailleurs les lacunes existant dans ce domaine, sachant que les formations de plage sont rarement conservées (Reineck & Singh, 1973 ; Hart & Plint, 1995 ; Gupta & Allen, 1999), à l'exception notable des séquences pléistocènes.

S'il est acquis que le caractère majeur des plages sableuses et sablo-graveleuses exposées aux vagues est le litage oblique plan à léger pendage vers le large (Short, 1984 ; Chamley, 1988 ; Neal *et al.*, 2002), les caractéristiques des plages de galets sont plus difficiles à mettre en évidence. En outre, plusieurs types de plages se distinguent selon les variations de la dynamique transversale au rivage (Jennings & Shulmeister, 2002) : *pure gravel beaches*, *mixed sand and gravel beaches* (dans lesquelles sable et galets sont mélangés en profondeur) et *composite gravel beaches* (galets clairement séparés des sables).

1.1.1. Les plages à galets

La morphoscopie des galets s'avère nettement insuffisante dans l'identification d'un faciès de plage (Cailleux & Tricart, 1963 ; Düringer, 1988 ; Hart & Plint, 1995). Par contre, un classement selon la forme des galets s'effectue lors du dépôt (Bluck, 1967 ; Orford *et al.*, 2002). Bluck (1967) a montré sur les plages à galets du Pays de Galles que les galets discoïdes se comportent différemment des galets ronds, d'où un tri au sein des accumulations littorales (fig.II.3). Il décrit quatre zones depuis la crête des cordons vers le large : une zone de galets discoïdes, une zone de galets discoïdes imbriqués, une zone où les interstices entre les galets sphériques sont comblés par des galets plus petits et une zone composée de gros galets ronds.

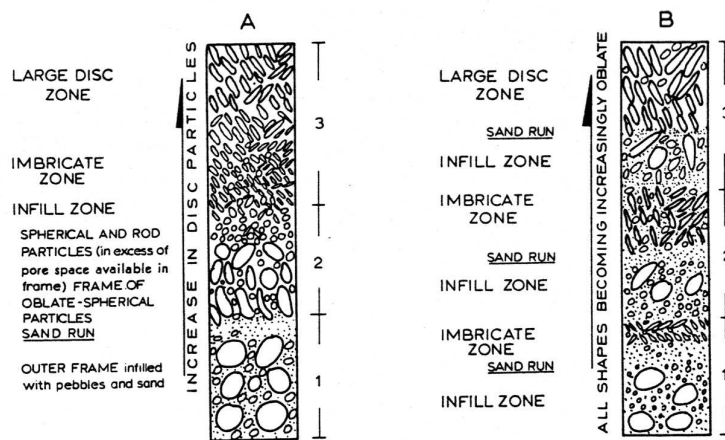
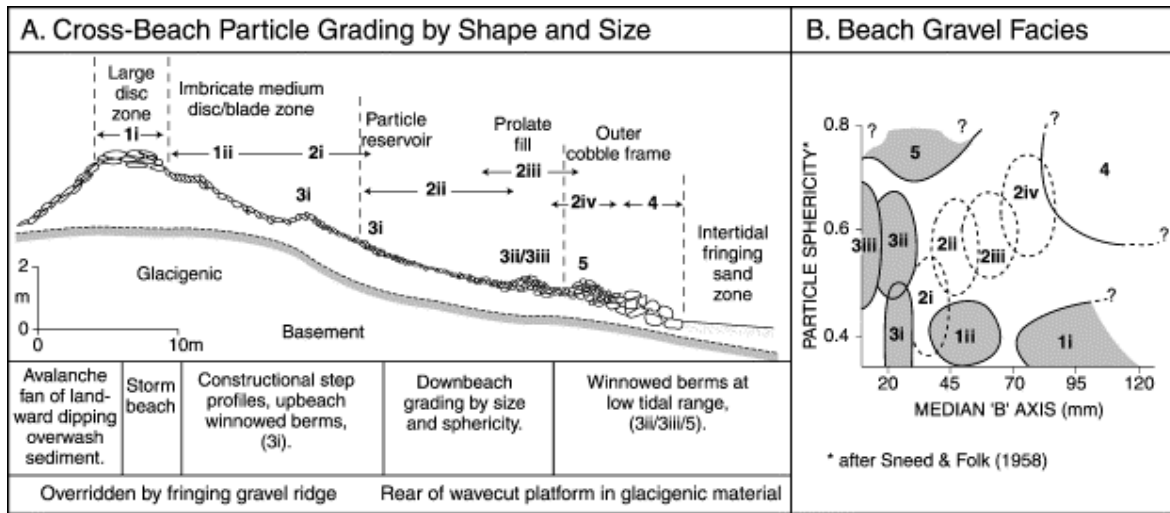


FIG. 29.—Model successions built up by the complete breakdown of the storm beaches. A is the Sker type and succession designated 1 overlain by 2 have been recorded in a few instances; the complete sequence has not been observed. B is the Newton type and once again the succession 1 overlain by 2 has been seen but the complete sequence has not.

Fig. II. 3 – Tri des galets selon leur forme dans une plage (en haut : Orford et al., 2002 ; en bas : Bluck, 1967).

Cailleux & Tricart (1963) avaient également remarqué que les galets plats tendent à s'accumuler en haut de plage alors que les galets arrondis retombaient vers le bas. Selon Bourgeois & Leithold (1984), les galets de plage déposés dans la zone de *swash* sont caractérisés par des couches de galets discoïdes bien classés et imbriqués. Enfin, il est reconnu que normalement, le grand axe des galets est orienté parallèlement au rivage (Reineck & Singh, 1973). Des litages obliques plans avec troncatures internes existent également dans les formations à galets (Hart & Plint, 1995).

La présence de matrice sableuse au sein des dépôts conglomératiques côtiers est variable. Deux hypothèses peuvent expliquer sa provenance : dépôt simultané ou infiltration (Hart & Plint, 1995). Selon Bluck (1967), la base des plages observées est généralement constituée d'un assemblage de galets plus gros dont les interstices sont comblés par un sédiment sableux ou graveleux, ce qui résulterait d'une infiltration. Par ailleurs, une coupe dans une plage actuelle de Bretagne (Pinot, 1965) montre que la base des dépôts marins est constituée d'une couche épaisse de

galets surmontée d'une alternance de sable et de galets correspondant aux démaigrissements successifs lors des tempêtes. L'ensemble est recouvert de dépôts sableux apportés par les dernières marées. Dans le Pays de Caux, les cordons sont constitués à 50 % de galets et à 50 % de sable (Costa, 1997).

L'orientation des galets doit être prise en compte bien qu'elle ne constitue pas un critère suffisant : Cailleux & Tricart (1963) montrent que l'orientation des galets perpendiculairement au mouvement est visible sur les plages mais n'est pas spécifique au milieu marin. Cette orientation est la marque d'un transport par traction, également marqué dans le sens de l'inclinaison des galets.

Quelques travaux sur des séries anciennes portent sur des critères d'identification de conglomérats marins *l.s.* (Düringer, 1988 ; Némec & Steel, 1984) mais il s'agit généralement de fan-deltas en milieu tectoniquement actif (Düringer, 1999 ; Némec *et al.*, 1984).

Némec & Steel (1984) récapitulent ainsi les caractéristiques des conglomérats de plage qui permettent de les différencier des conglomérats alluviaux et des écoulements gravitaires :

- litages plans obliques et imbrication des galets vers la mer ;
- classement vertical des galets selon la forme ;
- galets généralement bien classés au sein de chaque unité mais lits successifs pouvant montrer des variations importantes ;
- remplissage des interstices par des graviers ou du sable pouvant donner à l'ensemble une composition bimodale ;
- granoclassements beaucoup plus rares que dans les environnements de rivières en tresses.

1.1.2. Les sables

De nombreux auteurs s'accordent à interpréter les caractéristiques sédimentologiques des sables en terme d'agents et de milieux de dépôts, de signification paléogéographique et climatique et de provenance des stocks sédimentaires (Vatan, 1967 ; Cailleux & Tricart, 1963).

Les principaux paramètres sédimentologiques utilisés sont la granulométrie (mode, classement, médiane, etc.), la morphoscopie (état de surface des grains de quartz) et la pétrographie des sables (teneur en feldspaths issus de l'arène granitique, et en grains de silex, issus de la gélifraction des galets).

En général, les sables marins sont considérés comme bien classés, en particulier sur les plages (Vatan, 1967). Sur les plages marines, l'émoissé est acquis d'autant plus rapidement que la plage est vaste et ouverte à la houle (Cailleux & Tricart, 1963). Seules les petites plages montreraient 100 % de grains non usés (NU). Les sables éoliens se caractérisent par l'émoissé et le

dépoli des grains sous l'effet des chocs (Vatan, 1967). Cailleux & Tricart (1963) notent que l'éroulé éolien est très net autour de 0,7 mm, et parfois autour de 0,3 à 0,6 mm. Nous avons observé des grains mats jusqu'à environ 200 μm . Selon Friedman (1961), les sables de dune se différencient généralement des sables de plage par l'asymétrie (*skewness*) – positif pour les dunes, négatif pour les plages – ainsi qu'en portant sur un graphique le grain moyen contre l'asymétrie. Cependant, les dunes franches sont actuellement rares en Val de Saire, les constructions de haut de plage étant placées sous l'influence de la houle.

Il apparaît donc, ce qui n'a rien de surprenant, qu'il n'existe pas de caractère discriminant unique permettant d'identifier un faciès de plage à galets avec certitude. La présence de litages obliques plans et le classement des galets semblent les éléments essentiels parmi l'ensemble des critères de reconnaissance proposés. Un cordon de galets peut contenir du sable, en particulier à sa base.

En ce qui concerne les sables, le classement et l'état de surface des grains doivent être étudiés.

1.2. LE LITTORAL ACTUEL DU VAL DE SAIRE

1.2.1. Caractéristiques principales

➤ Paramètres dynamiques

- **Marnage**

Le Val de Saire appartient à un domaine macrotidal où le marnage peut dépasser 6 mètres.

- **Courants de marée**

La configuration de la côte est responsable de fortes variations dans les courants de marée, tant en direction qu'en vitesse (S.H.O.M., 1968).

Entre Saint-Vaast-la-Hougue et Barfleur (côte est), le flot (moins de 3 nœuds) est généralement plus court et un peu moins fort que le jusant. Les indentations du littoral expliquent que les courants soient partout plus ou moins giratoires. La côte est se trouve dans l'ensemble protégée de l'action du flot.

Sur la côte nord règnent de forts courants. Ils sont violents entre le Cap Lévi et la Pointe de Barfleur (jusqu'à 5 nœuds soit $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Le flot est prépondérant.

Ainsi, "les courants de marée favorisent le transit général de l'ouest vers l'est jusqu'à la pointe de Gatteville et du nord vers le sud ensuite. Ils permettent des apports depuis le large vers la côte jusqu'à la Pointe de Lévi et à partir de Barfleur. Par contre, dans le secteur entre Cap Lévi

et la pointe de Gatteville, les débris coquilliers n'atteignent pas le cordon littoral, et la violence des courants rend difficile la sédimentation des sablons et des poudres sur ce même cordon." (Hommeril, 1967).

- **Action de la houle**

Bien que les courants de marée expliquent les traits majeurs du déplacement des sédiments (Hommeril, 1967), la dérive littorale dépend principalement de l'action de la houle dominante. Le transit littoral ne semble exister que sur la côte est sous l'action des houles de nord et nord-est. D'autre part, les houles de mauvais temps, qu'elles soient de nord, nord-ouest ou nord-est, sont responsables de la destruction des cordons littoraux et des accumulations de haut de plage (Elhaï, 1963 ; Hirschberger *et al.*, 1988).

- **Les vents**

Dans le secteur étudié, l'action des vents est importante dans les transports sédimentaires et l'évolution du trait de côte en engendrant houle, courants et transports éoliens.

Sur la pointe de Barfleur, les vents proviennent essentiellement du secteur ouest (pour 20 % du temps), puis nord-ouest et sud-ouest. Les vents de NE et E, moins fréquents, sont cependant très actifs en raison de l'orientation des côtes (G.R.E.S.A.R.C., 1996).

➤ *Types de côtes*

Le littoral du Val de Saire, globalement défini comme une côte basse à secteurs rocheux, présente dans le détail des aspects très variés (fig. II.4).

Les côtes rocheuses à falaise sont peu développées car les vraies falaises rocheuses sont aujourd'hui nettement en arrière du littoral, sauf dans des secteurs comme la Pointe du Bruley à l'ouest du Cap Lévi. A l'ouest, la côte est façonnée dans les formations primaires et briovériennes sédimentaires. Un platier rocheux très schistosé s'étend largement en avant du littoral. La plage est réduite.

Cependant, pour la plus grande part, le littoral est façonné dans le granite de Barfleur. La côte est très découpée, souvent selon les diaclases. De nombreuses *pocket beaches*, petites plages en croissant s'appuyant sur de petits caps granitiques, s'échelonnent tout au long de la côte. La côte orientale, plus régularisée, présente ainsi des plages sableuses, appuyées sur une microfalaise limoneuse et reposant soit sur le platier granitique, soit sur des sédiments émiens ou holocènes (cas général sur la commune de Réville).

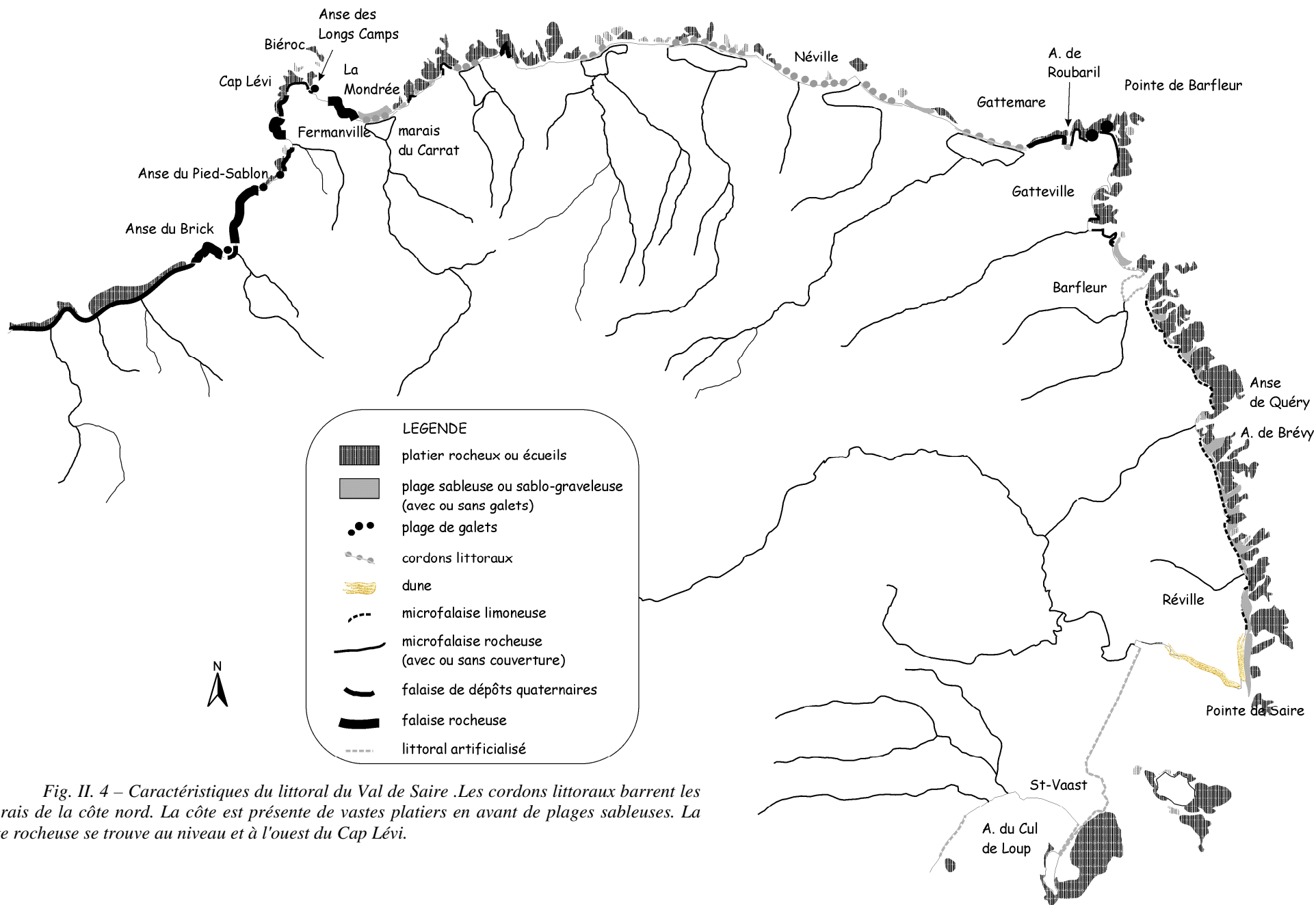


Fig. II. 4 – Caractéristiques du littoral du Val de Saire. Les cordons littoraux barrent les marais de la côte nord. La côte est présente de vastes plattiers en avant de plages sableuses. La côte rocheuse se trouve au niveau et à l'ouest du Cap Lévi.

Sur la côte nord, des marais littoraux se développent à l'aval des cours d'eau, isolés de la mer par des cordons sablo-graveleux. Le bilan sédimentaire de ces cordons a été fortement bouleversé dans le passé (extraction, en particulier entre 1939 et 1945). Pour la plupart (excepté Gattemare), ils sont en voie de démaigrissement : en cas de grandes marées de grandes langues sableuses envahissent l'arrière-cordon (phénomène de *washover*).

L'espace entre la Pointe de Saire et Saint-Vaast-la-Hougue, exutoire de la Saire, est incisé aux dépens du Briovérien. C'est un espace artificialisé, puisque la côte est régularisée par une digue, où les huîtres fournissent un stock bioclastique important tout en favorisant la sédimentation des fines.

1.2.2. L'érosion du littoral et la production de sédiment

➤ *L'érosion du granite*

Certains points de la côte montrent une altération en boules classique (Est de l'Anse du Pied Sablon). Le dégagement des boules au-dessus des hautes mers de vives-eaux (domaine supratidal) fournit une arène grossière. La formation de ces boules serait ancienne, éventuellement tertiaire (Hommeril, 1967).

Plus généralement, au-dessus des hautes mers, le phénomène actif sur le granite semble être la désagrégation granulaire, résultant d'une érosion alvéolaire aux dépens des feldspaths et micas (Hommeril, 1967 + obs. pers.)

Plusieurs facteurs interviendraient dans cette altération (Hommeril, 1967) :

- action des embruns par désagrégation due au sel ;
- micro-gélivation (exceptionnelle aujourd'hui) qui fragmente la roche ;
- agents biologiques (lichens...) ;
- agents atmosphériques (précipitations).

Hommeril (1967) rejette le rôle des simples variations thermiques sous nos climats.

Dans la zone intertidale supérieure, pauvre en faune et en végétation, s'exerce une érosion mécanique qui lisse et polit les boules de granite. Plus bas, le granite est souvent grenu, désagrégé, et recouvert de balanes, bigorneaux, patelles, algues..., jusqu'à être protégé par une carapace biologique.

Le produit de l'érosion des granites est donc une arène grossière (Vérague, 1996). Les gros blocs existent mais leur évolution en galets n'est pas prouvée. **A l'heure actuelle, il ne semble pas exister de processus aptes à produire des galets de granite.** La production paraît être le fait du

gel en période glaciaire. Certains secteurs riches en blocaille granitique correspondent indubitablement à des rejets de carrière.

Enfin, la majeure partie du sédiment granitique doit provenir du déblaiement d'arènes granitiques plus anciennes qui recouvraient le massif (Hommeril, 1967 p. 82).

➤ *L'érosion des roches sédimentaires*

Les schistes s'altèrent dans la zone supratidale. L'érosion met les filons de quartz en relief. Un poli mécanique apparaît sur le platier, en particulier dans les petits chenaux installés sur les plans de fracture. La schistosité de la roche favorise la production de galets plats.

➤ *Le recyclage des dépôts quaternaires*

L'érosion du littoral s'effectue en grande partie aux dépens des dépôts quaternaires qui forment les microfalaises, soit sous l'attaque directe de la mer, soit par éboulements et déblaiement. Ainsi, le printemps 2001, après une année très humide, a connu d'importants effondrements et coulées boueuses, qui n'ont été déblayés que lors des grandes marées d'équinoxe.

Les dépôts de plage fossile et les heads alimentent donc les plages actuelles en sable, galets et blocs. Les blocs anguleux sont intégrés aux cordons de galets et roulés tandis que les fractions fines sont emmenées au large par les courants.

1.2.3. Des accumulations sablo-graveleuses

La sédimentation actuelle sur les côtes du Val de Saire est une sédimentation généralement grossière, siliciclastique, organisée en accumulations sablo-graveleuses avec ou sans galets, en dunes, en cordons de galets. A ceci s'ajoutent quelques secteurs jouant le rôle de pièges à sédiments fins.

➤ *Un exemple de pocket beach alimentée par le granite : l'Anse des Longs Camps (Fermanville)*

La plage de l'Anse des Longs Camps (photo II.1¹) a fait l'objet d'observations uniquement sur les 20 cm supérieurs (fig. II.5). Il s'agit d'une petite plage sur platier granitique, protégée du flot par sa position sur l'est du Cap Lévi et du jusant par les rochers de Biéroc.

L'alternance des marées provoque un recouvrement de lits plus grossiers à galets par des sables plus fins, et vice versa. En haut de plage, des sables pour une part soufflés par le vent masquent les galets apportés antérieurement par les pleines mers de vive-eau. Le sable est grossier, bien classé en haut de plage (éch. ACT7) mais très mal dans la zone de swash (éch. ACT10). Sa

¹ se reporter au cahier photo.

pétrographie montre une origine nettement granitique (quartz, feldspaths, micas), les grains sont non usés.

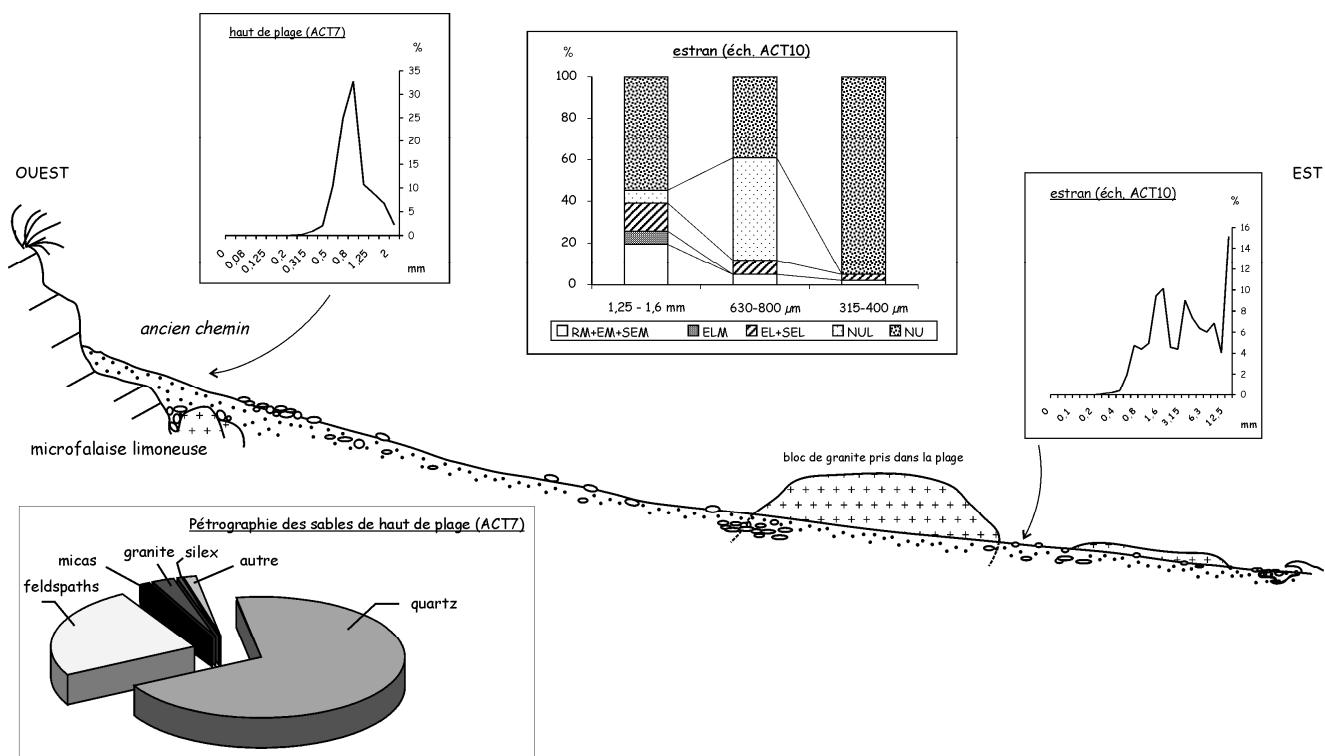


Fig. II. 5 – Profil schématique de l'Anse des Longs Camps (Fermanville) : une plage sur platier granitique. Longueur de profil : environ 30 m. Noter la présence de galets au sein des sables et l'accumulation plus ou moins éolienne bien classée en haut de plage.

➤ Les cordons littoraux

Les cordons littoraux sont des accumulations de sédiments meubles, accrochées aux deux extrémités sur des reliefs granitiques et séparant la mer de zones basses.

• Cordon de Gattemare

C'est un cordon puissant (1,3 km de long, 50 m de large) préservant un plan d'eau encore étendu (photo II.2). Les sondages pnt montré qu'il est épais de plus de 12 mètres.

Comme tous les cordons de la côte nord, il présente une pente forte vers la mer (10 à 20°) et douce sur le revers, et une granulométrie grossière (sable grossier à très grossier, plus graviers et galets). Les bioclastes sont rares, quelques coquilles de patelles dans les laisses de tempête. Le cordon n'est pas prolongé d'un estran et est directement soumis à l'action des houles (fig. II.6).

Le façonnement éolien des sables du cordon est net même si sa mise en place dépend principalement de l'action des houles. Le sédiment du front du cordon est très bien classé en bas de pente (mode de 0,8 à 1 mm). Par contre, au sommet, le mauvais classement du sédiment s'explique par l'importance des apports de grandes marées. Des structures sédimentaires (litages plans) ont été observées au revers du cordon dans les anciennes sablières (Delahaye, 1986).

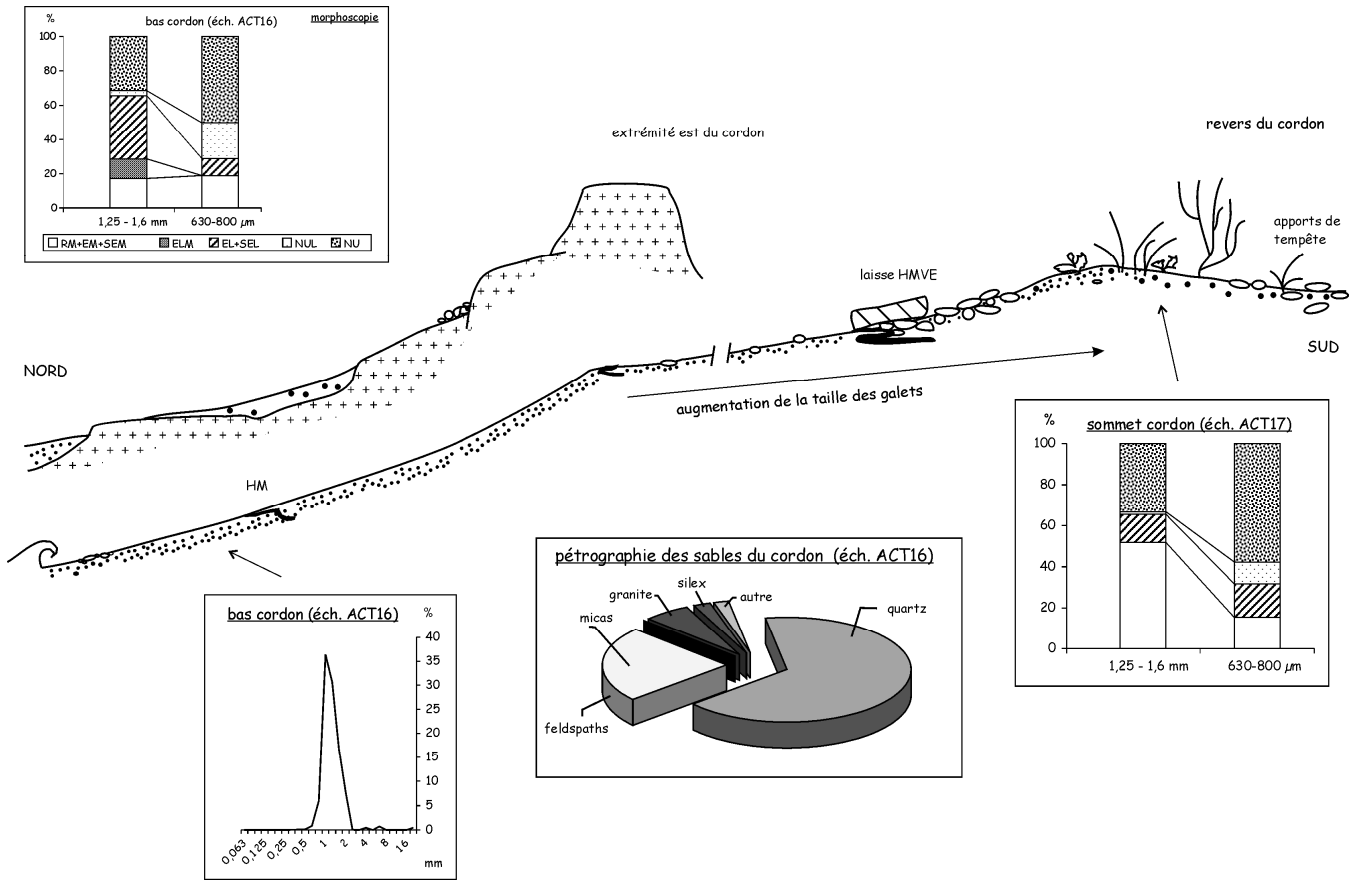


Fig. II. 6 – Profil schématique du cordon de Gattemare. Echelles non respectées. La largeur du cordon atteint 50 m pour une hauteur de 6 à 8 m.

Les sables contiennent une forte teneur en grains non usés granitiques suggérant un approvisionnement direct par l'érosion du granite. Des échanges entre le haut et le bas du cordon ont lieu durant la marée comme l'indique l'empreinte éolienne présentée par les sables de l'échantillon ACT16 situé au bas de la pente vers la mer.

- **Anse de la Mondrée**

Le stock sableux du cordon séparant l'Anse de la Mondrée des marais du Carrat (photo II.3) est plus fin qu'à Gattemare. L'empreinte marine (quartz émoussés luisants) est beaucoup plus nette. Dans l'ensemble, le sable est plus évolué et ne présente pas une teneur en grains non usés marquante, ce qui peut être dû à un stock plus ancien ou des sources plus lointaines. Le cordon est en outre dunifié et végétalisé. La pente est d'environ 8° pour le cordon et de 2,4° pour l'estran sableux. La rupture entre ces deux espaces est nette (fig. II.7).

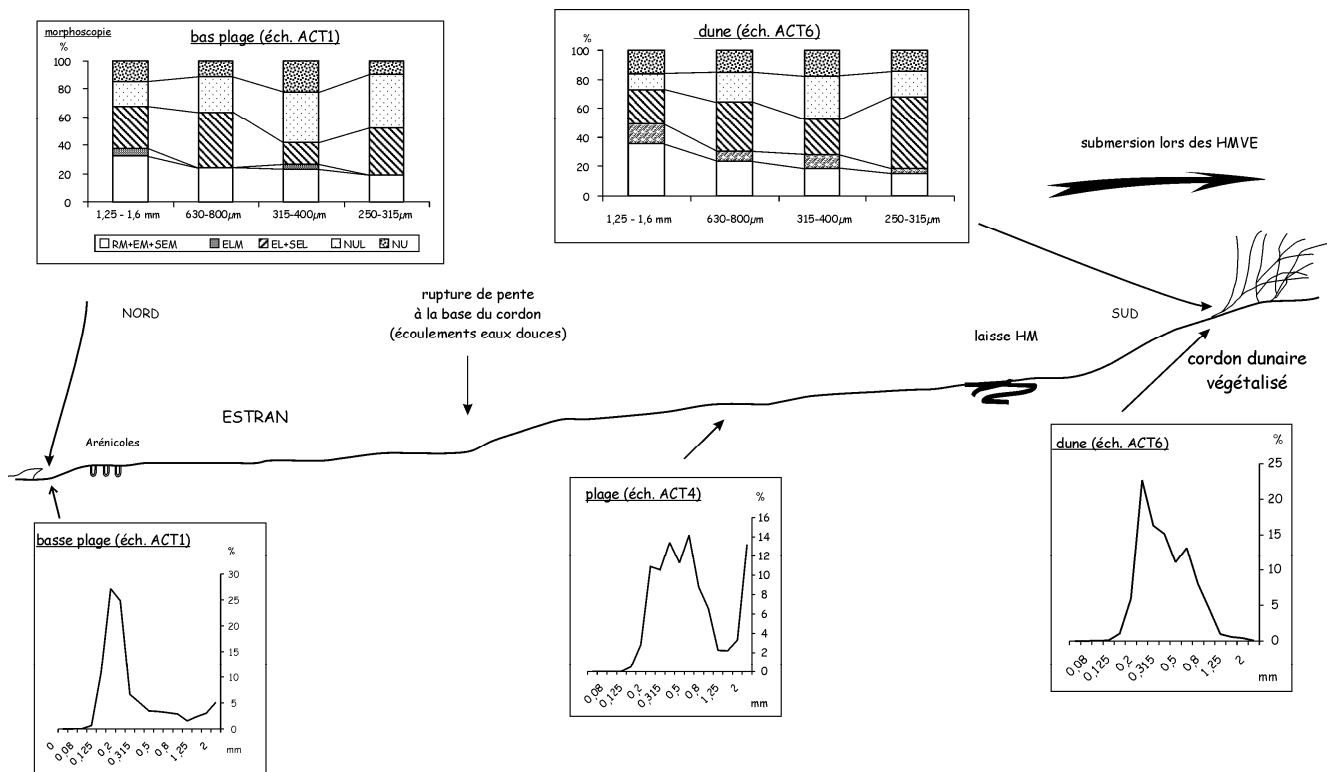


Fig. II. 7 – Profil schématique du cordon et de l'estran de la Mondrée. Longueur du profil : environ 150 à 200 mètres.

• **Cordon de Néville**

Nous citons ici le cordon de Néville comme exemple de la variabilité de la granulométrie des cordons de la côte nord. Le cordon est constitué de véritables petites billes granitiques de 0,5 à 1 cm de diamètre.

Ainsi, il apparaît que les cordons littoraux, situés dans des positions semblables, ayant la même signification géomorphologique, ne présentent pas la même signature morphoscopique et granulométrique.

➤ **Plages sableuses et dunes de la côte est**

Au sud de Barfleur, le littoral est globalement régularisé. Des plages sableuses alternent avec de petits caps rocheux peu élevés.

Les plages sont soit précédées d'un platier granitique (par exemple l'Anse de Quéry), soit ouvertes plus largement vers le large lorsqu'elles se trouvent sur un exutoire de vallon actif au cours du Weichselien. Généralement, il existe vers l'intérieur un bourrelet dunaire actif, voire une dune végétalisée.

En règle générale, les sables des hautes plages et a fortiori les sables de bourrelet dunaire sont bien classés même s'ils sont grossiers (Quéry : mode entre 630 et 800 μm , Pointe de Saire : dune franche autour de 250-315 μm).

- **Cas des Anses de Quéry et de Brévy**

Les sédiments actuels de la plage de Quéry recouvrent des dépôts quaternaires (cf. chap. 4). Les sables actuels sont épais de quelques centimètres à la limite du platier granitique à 50-150 cm en haut de plage. Le sommet de la plage est constitué d'un bourrelet dunaire de taille réduite qui s'appuie sur une microfalaise limoneuse. La pente du profil est de 4° environ. Des galets sont présents en bas d'estran au contact du platier.

La plage de Brévy, épaisse de plus d'un mètre, repose sur des dépôts pléistocènes et holocènes.

Dans ces deux anses, les sédiments de la plage montrent des litages plans très bien exprimés avec alternance de lits de sables et de lits graveleux à petits galets, en pente vers la mer (photo II.4). **Cette organisation interne est le critère diagnostique d'une plage**, ainsi que nous l'avons vu au début de ce chapitre.

- **La fraction biogène dans les sables des plages de la côte est**

Les sables siliciclastiques sont mêlés à une fraction biogène parfois non négligeable. En certains secteurs se déposent ainsi des accumulations de littorines (Est du Phare de Gatteville) ou de coquilles (Pointe de Saire). Sur la côte est, la teneur en bioclastes du sable augmente vers le sud ; il s'agit principalement de débris de coquilles de moules issues des colonies sauvages au large de Barfleur, auxquelles s'ajoutent débris de coques, d'huîtres, crépidules, patelles... Les sables de la Pointe de Saire sont quant à eux franchement des sables coquilliers.

➤ ***Les pièges à sédiments fins***

Le secteur de Saint-Vaast-la-Hougue se caractérise par une sédimentation fine. Plusieurs facteurs concourent à cette situation : aboutissement de la dérive littorale N-S, exutoire de la Saire qui fournit du sédiment, ostréiculture qui d'une part produit des matériaux et d'autre part favorise la rétention des fines et enfin conformation favorable au piégeage (rentrants au sud de la Pointe de Saire et surtout Anse du Cul de Loup).

Quelques petites anses étroites, telle l'Anse de Roubaril, partiellement artificielle (Voisin, 1900), permettent également le dépôt de sédiment fin. L'Anse de Roubaril se caractérise ainsi par une abondante décantation des micas.

1.2.4. L'omniprésence des galets

Les galets sont omniprésents sur l'ensemble des plages du Val de Saire. Il n'y a guère que les cordons dunaires de la Pointe de Saire qui, grâce à leur mise en place strictement éolienne, en soient dépourvus.

Les galets sont soit plus ou moins dispersés dans les accumulations sablo-graveleuses, soit regroupés en cordons de haut de plage sans matrice sableuse (Anse du Brick, certaines plages de Fermanville, de Gatteville).

➤ *Galets pris dans les sables (plages mixtes)*

Les galets sont généralement visibles au niveau atteint par la marée haute qui, soit met en place des épandages des galets sur le haut de plage (laisses de tempête), soit dégage des galets déjà présents de leur matrice sableuse.

Sur la plage de l'Anse des Longs Camps, des galets très roulés, mesurant 1 à 10 cm de diamètre sont dispersés en surface ou disposés en croissant. Mais il suffit d'enlever les 10 cm de sable superficiels pour dégager un assemblage compact de petits galets (2-5 cm) accompagné de quelques galets de plus gros module (20 cm), qui apparaît en surface dans la zone de swash.

Ce type de plage correspond à la catégorie "*mixed sand et gravel beach*" de Jennings & Shulmeister (2002), où sables et galets sont mêlés tant dans l'espace que dans l'épaisseur de la plage.

➤ *Cordons de galets individualisés*

Si la majorité des *pocket beaches* du Val de Saire sont constituées d'accumulations sablo-graveleuses riches en galets, **il existe quelques anses où un cordon de galets s'individualise en haut de plage.** C'est le cas "*composite gravel beach*" de Jennings & Shulmeister (2002), résultant d'un tri hydrodynamique transversalement au rivage.

- **Anse du Brick**

Au pied de la falaise s'étale un cordon de galets (photo II.5), hors d'atteinte de la plupart des marées, tout au moins dans sa partie supérieure. Le cordon est large de 20 à 30 m. Plus bas s'étend un vaste estran de sable fin en pente très douce, de l'ordre de 0,8°.

La principale caractéristique du cordon de l'Anse du Brick est la taille importante des galets qui atteint ou dépasse 30 à 40 centimètres. Vu la taille des galets, il n'y a pas d'agencement particulier. Les plus petits, qui présentent une tendance à la forme discoïde, sont rejetés au pied de la falaise lors des grandes marées. La majorité des galets sont en granite, leur taille suggérant pour

origine les boules d'altération, et en roches triasiques issues du démantèlement des conglomérats du plateau. Les silex sont quasiment absents.

- **Anse du Pied Sablon**

L'Anse du Pied Sablon présente un cordon de galets en croissant appuyé sur deux épaulements granitiques, à l'embouchure d'un ruisseau qui s'écoule aujourd'hui à travers le cordon (photo II.6). Sa forme est dépendante des marées. En particulier, lors des tempêtes d'équinoxe, l'ensemble des galets est repoussé vers le haut de plage. Au cours de l'année se façonnent ainsi plusieurs gradins.

Les **galets sont imbriqués sur les replats** et possèdent généralement une forme discoïde aux tailles supérieures à 5 centimètres. La taille des galets tend à augmenter vers le haut du cordon. Le cordon du Pied Sablon s'accorde ainsi aux descriptions de Bluck (1967).

- **Gatteville-le-Phare**

Les plages à galets de Gatteville-le-Phare s'étalent sur une côte basse entre des petits caps granitiques. A l'heure actuelle, ils sont limités vers le haut par les enrochements protégeant la route côtière mais pouvaient jadis s'étendre dans les espaces arrière-littoraux, en particulier lors des tempêtes. Les galets, principalement en silex, ne présentent pas de formes particulières. **Aucune structure sédimentaire n'a été observée.**

➤ *Pétrographie et provenance*

Les quelques comptages effectués dans les cordons de galets montrent une forte variation de la pétrographie des galets selon les points de la côte, pour une part en fonction de la lithologie locale.

Les roches constituant le stock de galets peuvent être séparées en trois classes :

- les roches locales, issues du substrat direct, souvent majoritaires ;
- les roches d'origine proche (Briovérien à proximité de la limite du batholite, Trias provenant de l'amont des rivières...);
- les roches d'origine plus lointaine : silex, faciès de la Hague...

La production et l'approvisionnement empruntent donc plusieurs voies : production locale directe lorsqu'il existe un agent de fractionnement adéquat (par exemple délitage mécanique des schistes briovériens), reprise des dépôts quaternaires (expliquant la présence des granites), apports des rivières (aujourd'hui négligeables), approvisionnement depuis la mer (Larsonneur, 1971). La plupart de ces processus semblent inactifs à l'heure actuelle, ce qui fait dire à Hommeril (1967) que *"les cordons de galets sont constitués par un stock ancien, alimenté par le démantèlement des*

terrasses normanniennes, par la solifluction et le gel périglaciaire. Pour l'essentiel, la mer « joue » avec les cordons qu'elle a constitués lors de la transgression flandrienne."

Morel (1997) affirme également que les cordons de galets dans le bassin de la Manche, où 90 % des apports au moins proviennent de la côte voisine, sont globalement "*des formes reliques quel que soit le linéaire observé*".

Par ailleurs, la pétrographie des cordons dépendrait non seulement de l'environnement géologique direct mais également de l'âge du stock sédimentaire, avec enrichissement en silex et en quartz aux dépens du granite et des roches briovériennes plus fragiles au cours du temps (Hommeril, 1967).

Le littoral du Val de Saire est dominé par une sédimentation siliciclastique homogène, alimentée par la désagrégation du granite. Les sables présentent fréquemment une granulométrie entre 200 et 400 micromètres. Les plages sont constituées d'accumulations sableuses ou sablo-graveleuses. Les galets sont quasiment omniprésents sur les estrans. Des cordons de galets s'individualisent dans certains secteurs (Gatteville, Fermanville...).

La morphoscopie des sables (tab. II.1) montre une forte éolisation des sommets de cordons et des hauts de plage. Cependant, des mouvements de sables sur l'ensemble du profil de la plage provoquent l'incorporation de sables éolisés dans le stock de l'estran. Les hauts de plage sont généralement bien classés sur les plages sableuses (dunes embryonnaires) mais l'action des houles et des tempêtes est responsable du mauvais classement des cordons sablo-graveleux.

Les galets sont nombreux. Leur provenance reste relativement énigmatique, en particulier pour les silex. Les relations entre ces sédiments actuels, les sédiments quaternaires et les sédiments du fond de la Manche seront dégagées dans la quatrième partie. D'ores et déjà, nous remarquons que le recyclage des formations quaternaires exposées à l'érosion est important.

Seules les plages de Quéry et de Brévy montrent les litages obliques plans retenus comme principal critère d'identification de faciès de plage. Par contre, la reconnaissance des faciès de plage à galets dans les coupes pléistocènes sera d'autant plus difficile que les accumulations actuelles sont dépourvues de structures internes. La forme des galets est également difficile à prendre en compte du fait de l'héritage triasique. Restent les critères de classement et d'homogénéité des galets.

	type de plage observé	exemples (n° éch.)	structures sédimentaires	signature morphoscopique	caractéristiques granulométriques et pétrographiques	position observée dans le profil / milieu de dépôt
domaine supratidal (cordon, dune, haut de plage)	<i>pocket beach</i> (avec dune ou microfalaise limoneuse)	Pointe de Saire (ACT20)		empreinte éolienne forte, même aux petites tailles	sable moyen bien classé	dune
		Quéry (ACT28)		éol. 20 % + NU	sableux à graveleux bien classé	dune embryonnaire ou bourrelet dunaire appuyé sur la microfalaise
	<i>pocket beach</i> type "fermé" (platier)	Longs Camps (ACT7, 9), Fouly (ACT24), Pte de la Masse (ACT29)		Longs Camps, Fouly : NU Pointe de la Masse : éol. très réduite, NU	graveleux	haut de plage (entre PMME et PMVE)
	<i>pocket beach</i> type "ouvert" (pas de platier)	Brévy, Pointe de Saire (ACT21)			sable moyen bien classé	
	cordon littoral	Gattemare (ACT17), Mondrée (ACT 6),		Gatt. : éol. forte malgré granulo graveleuse. (42 %) Mondrée . éol marquée (%M250 = 18) + NU	sableux à graveleux, mal classé à Gattemare	sommet cordon (soumis aux PMVE, ± dunifié)
domaine intertidal (estran)		Gattemare (ACT15 et 16), Mondrée (ACT3), Neville ACT18)		ACT15 : 1/3 NU 1/3 M 1/3 L ACT16 : 17% M	très bon classement ; SG à graviers	front de cordon (vers la mer), plage
	<i>pocket beach</i> type "fermé"	Longs Camps (ACT10), Anse de Brévy, Pied Sablon, Quéry (ACT25, 26)	Quéry, Brévy : litages plans	NU	granulométrie grossière, mal classé S issu du granite	estran court
	<i>pocket beach</i> type "ouvert" estran long	Pointe de Saire (ACT22,23) Brick (ACT12)		Brick : NU Pointe de Saire %M250 = 20	granodécroissant vers le bas Mondrée : S bien classé sur bas estran	haut estran
		Brick (ACT11), Mondrée (ACT1)	bioturbation (arénicoles)	Brick : NU Mondrée : très éolisé pour de l'estran (%M250 = 23)		bas estran
cas particuliers	fond de baie étroite	Roubaril (ACT13)			grande abondance de micas (décantation)	
	zones à sédimentation fine	La Hougue (ACT19)		grande majorité grains NU	abondance de foraminifères	
	cordons et plages de galets	Brick, Pied Sablon, Gatteville	imbrication sur les paliers du cordon au Pied Sablon		pas de matrice classement, module et pétro variables selon endroits	plage de galets

Tab. II. 1 – Traits diagnostics des sédiments actuels du littoral du Val de Saire. (NU : grains non usés, M : mats, L : luisants ; éol. = éolisation ; %M250 = pourcentage de grains mats dans la fraction 250-315 µm).

CHAPITRE 2 : ÉTAGEMENT, MISE EN PLACE ET AGE RELATIF DES DEPOTS MARINS PLEISTOCENES

Dans le nord-est du Val de Saire se dessine un système de replats topographiques étagés. La présence, signalée dès le début du XX^{ème} siècle, de dépôts d'origine marine sur ces replats a conduit à les considérer comme des plates-formes d'abrasion marine façonnées dans le substrat granitique (se reporter à l'historique, partie 1).

Quatre plates-formes ont été reconnues entre la mer et environ 35 mètres d'altitude (fig. II.8), auxquelles s'ajoutent la plate-forme actuelle et les reliques de la Mondrée à -20 m NGF¹. Elles correspondent soit à des espaces où des dépôts marins sont attestés, soit à des espaces dénudés où le granite est directement recouvert par des loess, voire à nu. Au cours des pages qui suivent, elles seront numérotées de PF IV à PF I depuis la plus ancienne vers la plus récente, la plate-forme actuelle étant la PF 0.

Ainsi, pour donner quelques repères approximatifs, la plate-forme I se trouve autour de 0 à + 6 m NGF, la plate-forme II de +10-15 m NGF, la plate-forme III autour de +20-25 m NGF et la plate-forme IV vers +30 m NGF.

Les plates-formes sont plus étendues vers l'est. Ce système est particulièrement bien conservé sur les communes de Tocqueville et Gatteville-le-Phare, bien qu'il existe également des lambeaux de plates-formes dans l'ensemble du Bas-Pays. Sur ces deux communes, l'étagement des plates-formes est net (profil 3, fig. II.8) : l'âge relatif de l'une par rapport à l'autre est alors clairement établi. Vers l'ouest, sur Fermanville, le relief est plus confus et s'abaisse progressivement vers la mer en paliers peu prononcés. Le "raccord géométrique" avec la partie est du secteur d'étude est parfois délicat.

L'étude des plates-formes passe par l'identification des limites morphologiques (ruptures de pente, paléofalaises) et un suivi de la continuité topographique des géométries repérées, le tout accompagné de l'analyse des plages fossiles proprement dites.

¹ Une carte synthétique des plates-formes marines est présentée en annexe.

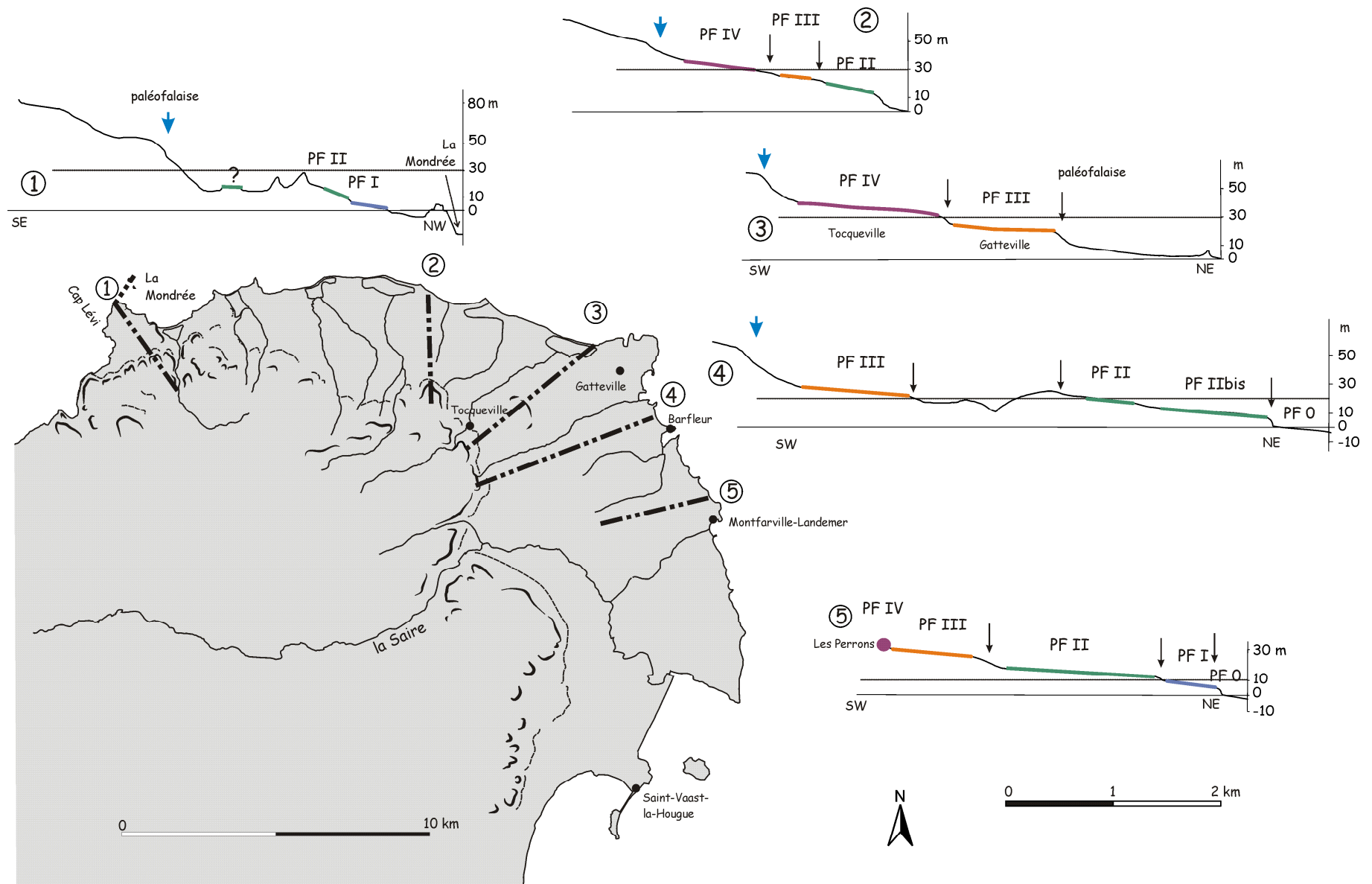


Fig. II. 8 – Profils topographiques montrant l'étagement des 4 plates-formes.

Les plates-formes ont été explorées principalement à la tarière et étudiées plus en détail grâce à des tranchées réalisées à la pelle mécanique dans des secteurs-clefs, les dépôts les plus récents affleurant dans les coupes littorales (en tout, plus de 200 points d'observation). Les dépôts marins sont ensuite caractérisés par granulométrie, analyses chimiques et diffractométrie aux rayons X (minéralogie des argiles)¹. Des comptages de galets ont été effectués lorsque c'était possible, visant à déterminer la répartition pétrographique des galets, et pour les silex leur état d'altération.

Dans un premier temps sont exposés quelques outils et résultats utilisés pour établir les corrélations, valider notre chronostratigraphie relative et établir le milieu de dépôt des sédiments observés. Nous présentons ensuite les dépôts marins pléistocènes étagés, organisés selon l'altitude des plates-formes d'abrasion qui les supportent, en prenant en compte la variabilité latérale. **La validité générale du critère altimétrique a été montrée a posteriori dans l'espace qui nous intéresse, par l'étude de terrain (continuité latérale) et par les analyses du degré d'altération** (cf. 2.1) qui nous ont permis de corréliser les lambeaux de plate-forme déconnectés les uns des autres.

Les altitudes des plates-formes sont données au niveau du substrat, ce qui permet des corrélations indépendantes de l'épaisseur de dépôts conservée. Les descriptions et interprétations présentées au cours de ce chapitre sont consacrées principalement aux dépôts d'origine marine, la couverture sédimentaire continentale étant traitée en troisième partie.

2.1. OUTILS STRATIGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

En l'absence de marqueurs lithologiques et biostratigraphiques, et dans l'impossibilité d'établir des relations géométriques directes entre lambeaux de plates-formes isolés, nous avons dû rechercher des marqueurs de chronologie relative autres. L'homogénéité des formations marines sur les diverses plates-formes (sables azoïques quartzeux avec ou sans galets) permet des comparaisons sur leur état d'altération. Si les dépôts sont originellement semblables, les différences observées aujourd'hui doivent être le résultat du temps écoulé. Cette démarche n'est pas nouvelle et a déjà été utilisée en particulier pour les terrasses fluviatiles (Bornand, 1978 ; Macaire, 1981 et 1986 ; Pellerin, 1977).

Parmi les témoins possibles de l'état d'altération, deux sont apparus accessibles et pertinents: l'état d'altération des silex et celui du sédiment, exprimé par la teneur et la minéralogie des argiles, ainsi que par les traits pédologiques. Les analyses chimiques sur arène ne donnent pas de résultats suffisamment probants pour caler l'ensemble des plates-formes.

¹ protocoles en annexe.

2.1.1. L'altération des silex

➤ *Pourquoi utiliser les silex ?*

La datation relative des formations grossières riches en galets est basée sur l'étude de l'évolution d'un type de roche que l'on s'attache à suivre sur l'ensemble des dépôts étudiés. Il faut donc choisir une roche remplissant un certain nombre de critères la rendant apte au raisonnement. En particulier, les galets doivent être sains lors de leur dépôt.

Ainsi, Pellerin (1977) a étudié l'altération des granites dans les nappes de l'Orne, en pratiquant des analyses diffractométriques directement sur les galets.

Le silex paraît dans notre secteur le choix évident :

- ✓ les roches du socle peuvent provenir d'un remaniement des formations triasiques à galets, très répandues dans le secteur (en particulier, quartz et grès quartzites) ;
- ✓ les roches briovériennes sont très fragiles et s'altèrent rapidement, de même que les roches issues du démantèlement des formations triasiques consolidées (arkoses, microconglomérats) et sont donc peu propices à une différenciation selon l'âge du dépôt ;
- ✓ l'altération des granites est difficilement mesurable selon notre méthode d'étude ;
- ✓ les roches filoniennes (aplites par exemple), bien que relativement favorables à ce genre d'étude (Verague *et al.*, 1991), sont peu fréquentes ;
- ✓ le silex est omniprésent dans quasiment l'ensemble des formations marines ; c'est même l'élément diagnostic qui permet de différencier immédiatement sur le terrain les formations quaternaires marines des dépôts triasiques ;
- ✓ dans certains dépôts, le silex constitue jusqu'à 80 % des galets, ce qui ne laisse guère d'autres possibilités.

Il est également intéressant d'étudier les silex pour deux raisons :

- la provenance des silex reste discutée ;
- le silex est la matière première privilégiée par l'homme dans l'ensemble des sites archéologiques.

Ainsi, les informations recueillies dans le cadre de cette approche stratigraphique pourront être utiles à d'autres fins.

➤ *Principe de l'étude*

L'étude des silex s'est effectuée selon deux approches

- l'une macroscopique, seule utilisable sur le terrain ;

- l'autre microscopique et analytique, destinée à comprendre davantage l'altération d'un silex et approfondir les observations faites à l'œil nu.

On considère que dans les plages, tout comme dans les formations fluviatiles (Gibbard, 1986), les frottements et les chocs pendant le séjour sur l'estran débarrassent rapidement le silex de son cortex originel¹, qui persiste cependant parfois dans les creux. L'extérieur du silex est alors constitué d'une fine patine blanche souvent mâchurée par les coups d'ongle (cas idéal prouvant l'activité marine) ou parfois totalement lisse (cas de la plage actuelle de Gatteville-le-Phare). Le cortex observable dans les plages fossiles est alors uniquement dû à l'altération. Nous pouvons parler de néocortex. Ce postulat de base correspond bien à la réalité en règle générale : il n'a ainsi pas été possible d'effectuer des mesures sur les silex des dépôts les plus récents, faute de cortex.

Après son dépôt, le silex s'altère : les restes de cortex originel et la patine évoluent en cortex d'altération qui s'épaissit par dissolution et perte de matière (Gibbard, 1986 ; Bridgland, 1990). La perte de poids due à cette désilicification peut être sensible (cas des silex dits cacholong).

Au plan macroscopique, des comptages ont été effectués sur les silex (supérieurs à 2 cm) des différentes plates-formes. Tous sont cassés au marteau pour noter l'épaisseur du cortex d'altération selon des catégories simples semi-quantitatives : mince (< 1mm), épais (1-3 mm), très épais (> 3 mm), blanc à cœur. Plus d'une centaine de silex a été comptée à chaque fois afin d'obtenir un résultat significatif. Notons que les coupes de Champ Fougères (§ 2.4.1) n'étaient pas assez profondes pour livrer une quantité de galets suffisante pour l'étude.

Au plan microscopique, nous avons étudié les caractéristiques physiques de silex représentatifs de nos comptages par mesure de la surface spécifique (total de la surface des pores) avec un analyseur de surface spécifique (communément appelé à tort BET), complétée par la détermination de la porosité au porosimètre à mercure. Le principe du porosimètre à mercure (*pore sizer*) est d'injecter du mercure à des pressions variées dans un échantillon de roche afin de connaître la porosité totale et la granulométrie des pores.

Par ailleurs, quelques lames minces ont été réalisées afin d'observer dans quelle mesure l'altération est visible par ce biais (porosité et état minéralogique), tout en déterminant l'origine géologique du silex et son influence éventuelle sur l'altération.

Dans un premier temps, des mesures ont été effectuées sur les cœurs des silex, de manière à vérifier si le silex s'altère dans son ensemble. Les valeurs obtenues sont trop faibles pour déceler des variations significatives (valeurs de surface spécifique inférieures à 0,1 m²/g et généralement

¹ pour la composition du cortex originel, voir Aubry, 1975.

autour de 0,02 m²/g). Ces mesures semblent confirmer qu'un silex s'altère de l'extérieur vers l'intérieur et que le cœur reste sain, la perte de matière caractérisant le cortex d'altération.

Le programme principal de mesure s'est donc intéressé aux cortex.

➤ *Apports des mesures à l'étude de l'altération des silex*

Les mesures de surface spécifique ont montré que plus un cortex est épais, plus sa surface spécifique est grande (tab. II.2) : le développement des pores se fait parallèlement à l'extension de l'altération vers le cœur du silex. Les valeurs de surface spécifique vont de 2,099 à 5,91 m²/g. Un silex particulièrement altéré (cacholong) atteint même 15 m²/gramme !

PF	épaisseur du cortex d'altération											
	BLC			TE			E			M		
	n° éch.	surf. sp. (m ² /g)	por. Hg (%)	n° éch.	surf. sp. (m ² /g)	por. Hg (%)	n° éch.	surf. sp. (m ² /g)	por. Hg (%)	n° éch.	surf. sp. (m ² /g)	por. Hg (%)
PF IV	TR5BLC	5,652	35	TR5TE (poudreux)	15,001		TR4E	3,257	20,7	TR2M	2,701	11,43
				TR4TE	4,085	27						
	TR4BLC	4,357		TR1TE	3,828		TR1E	3,258				
PF III							CF2ME	3,905				
							173E	3,838	16	CF2M	5,475	
							CH1E	4,479		CF4M	2,099	
							179A	2,557	16,7	179B	4,009	
PF II	144BLC	3,895		DEN4supTEbis	4,447		144E	3,843				
	144	5,913	19,6	DEN4supTE	3,558		DEN4supE	4,402		DEN4supM	3,281	
	DEN4supBLC	4,597					DEN4infTE/E	2,85				
	DEN4infBLC	5,095					DEN4infE	4,186				
PF I						Fouly	2,363	18,1				

Tab. II. 2 – Valeurs de surface spécifique et de porosité du cortex d'altération en fonction de l'épaisseur du cortex (M : mince, E : épais, TE, très épais, BLC : blanc à cœur) et de l'altitude du dépôt (PF : plate-forme). En grisé les silex jurassiques, les autres sont crétacés ou indéterminés. N° échantillon = n° coupe (cf. §§ suivants).

Les mesures au porosimètre à mercure confirment ces valeurs fortes, avec des porosités obtenues sur les cortex s'étendant entre 11,43 et 35,04 %, ce qui est supérieur aux valeurs autour de 10 % obtenues par Laignel sur des silex de l'argile à silex (Laignel & Meyer, 2000). Les silex des plates-formes marines fossiles sont ainsi plus proches des formations de bief à silex (Laignel *et al.*, 1998).

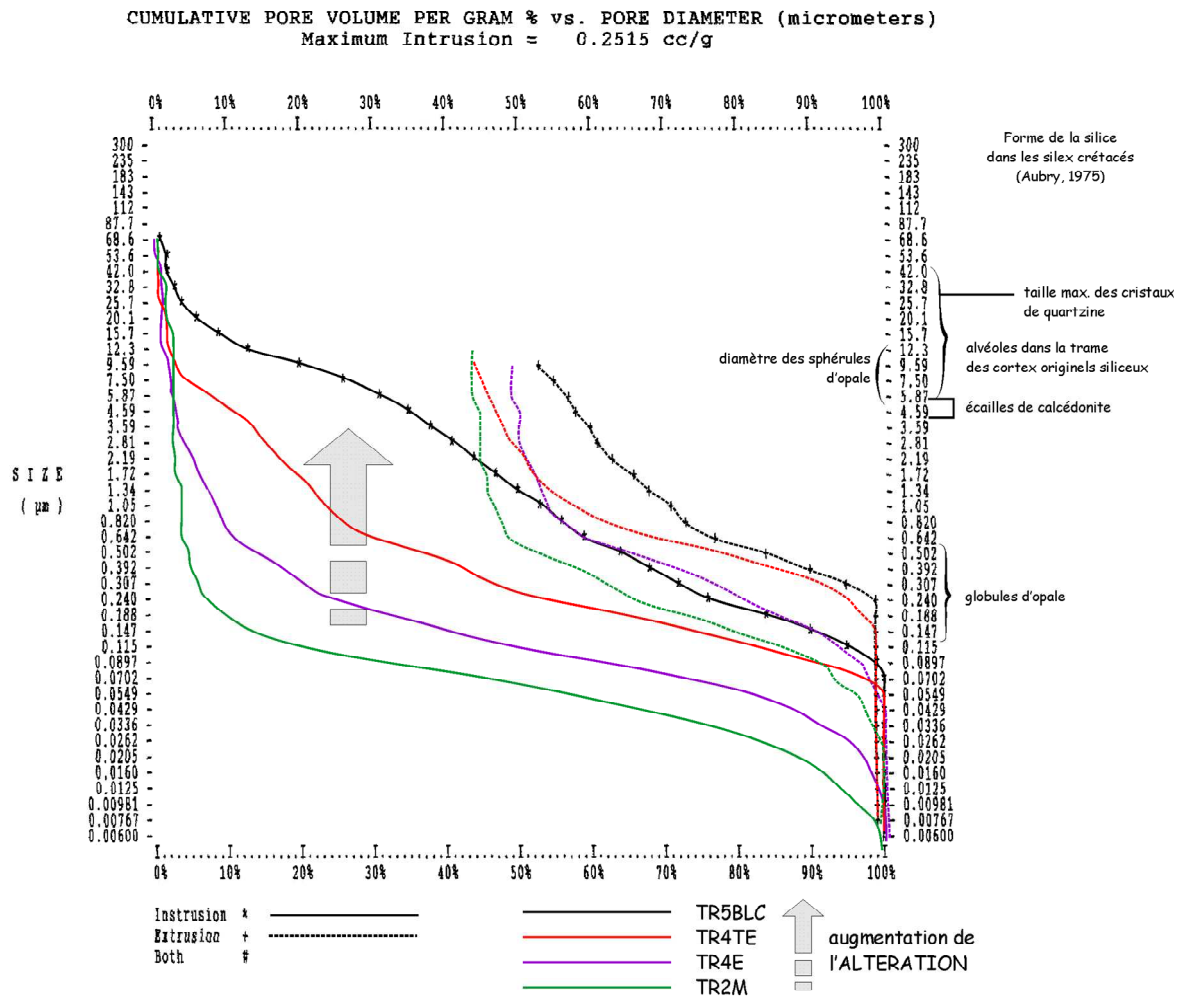


Fig. II. 9 – Courbes obtenues au porosimètre à mercure sur 4 silex issus de la plate-forme IV. En ordonnée, le diamètre des pores. A droite, en référence, dimensions atteintes par les différentes formes de silice (Aubry, 1975).

Le porosimètre à mercure (*pore sizer*) donne une courbe cumulée des diamètres des pores, calculée selon la pression de mercure injecté. Ainsi, sur la fig. II.9, on observe un décalage des courbes correspondant à une **augmentation de la taille des pores au cours de l'altération, parallèlement à l'épaississement du cortex**. On remarque que pour les échantillons TR5BLC et TR4TE, la courbe n'est plus une sigmoïde parfaite et indique l'existence de deux familles de pores. La différence entre les courbes d'intrusion et d'extrusion nous renseigne sur l'importance de la porosité piégée, c'est-à-dire des pores développés au sein de la roche mais reliés uniquement par de fins capillaires.

Les données de porosité permettent de calculer une surface spécifique. La différence entre cette surface spécifique calculée et la surface spécifique réelle mesurée au BET nous informe également sur la configuration des pores (tab II.3).

Réf. éch.	surface spécifique réelle BET (m ² /g)	surface spécifique calculée (m ² /g)	porosité Hg	diamètre des pores Md (µm)
TR5BLC	5,65	2,25	35,04	1,30
TR4TE	4,08	2,94	27,66	0,24
TR4E	3,26	5,09	20,75	0,11
TR2M	2,70	4,78	11,43	0,06

Tab. II. 3 – Tableau récapitulatif des surfaces spécifiques et des porosités obtenues pour une série de 4 silex de la plate-forme IV.

Pour les 2 silex les moins altérés, la surface spécifique calculée est supérieure à la surface réelle, ce qui est révélateur d'une porosité piégée importante : les renflements sont comptabilisés en pores plus petits en raison de la pression nécessaire pour injecter le mercure dans les capillaires très fins qui servent au remplissage. Les pores étant alors comptabilisés comme une somme de capillaires fins, la surface calculée est supérieure à la surface réelle. Par contre, pour les 2 plus altérés, la situation est inverse, la taille des pores augmentant et la porosité piégée diminuant, la pression d'injection du mercure nécessaire est faible et la surface calculée est sous-estimée, probablement aussi parce que la forme réelle des pores n'est pas circulaire comme on le considère dans les calculs.

➤ *Apports à la stratigraphie*

Les mesures de surface spécifique ont validé les catégories de cortex établies à l'œil nu.

Les histogrammes montrent une forte augmentation du nombre de silex au cortex très épais voire blancs à cœur depuis la plate-forme la plus basse jusqu'à la plus haute (fig. II.10). **L'altération des silex augmente donc bien globalement selon l'âge des dépôts.** Dans certains cas (coupe DEN4, § 2.5.1.), l'altération des galets semble signer la reprise de stocks plus anciens, bien que des variations dans l'exposition aux agents d'altérations soient également possibles.

Cependant, les comptages ont montré que l'ensemble des états d'altération sont représentés sur chacune des plates-formes fossiles (tab. II.2) : l'altération des silex n'est pas homogène et peut affecter certains plus que d'autres. Les paramètres expliquant cet état de fait sont jusqu'à présent très peu connus. Le rôle de la pétrographie ne semble pas négligeable, les différentes formes du quartz étant plus ou moins sensibles à l'altération.

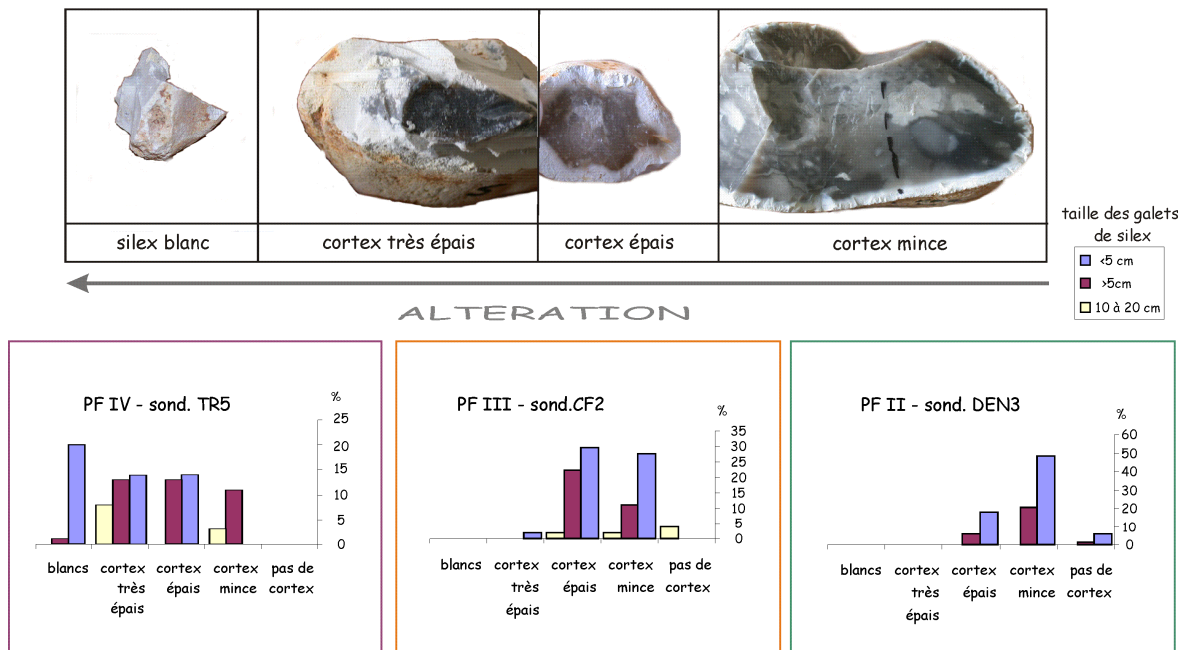


Fig. II. 10 – Altération des silex en fonction de l'altitude du dépôt.

Ainsi, nous pouvons affirmer que l'altération des silex est un marqueur adéquat de l'âge relatif des plates-formes. Le comptage d'un grand nombre de galets est nécessaire. Les catégories distinguées à l'œil nu correspondent à une réalité physique mesurable. L'altération des silex se développe à la fois vers l'intérieur du silex et par augmentation de la taille des pores dans le cortex.

2.1.2. Altération et pédogenèses

Le deuxième point étudié est l'évolution post-dépositionnelle du sédiment, ainsi que celle du substrat granitique sous-jacent (arénisation), exprimée par la minéralogie des argiles. L'arénisation correspond à l'altération de la plate-forme d'abrasion située sous les dépôts marins, qui devrait augmenter au cours du temps. Cependant, si la couverture sédimentaire empêche tout rajeunissement, elle protège également le granite de certains agents d'altération. Quelques coupes représentatives ont donc fait l'objet d'analyses classiques au diffractomètre aux RX sur lames orientées (échantillons naturels, glycolés, au four). Un certain nombre d'analyses chimiques (éléments majeurs) ont également été réalisées, en particulier pour déterminer le facteur responsable des fortes colorations et pour approcher les modes d'altération.

Les observations micromorphologiques permettent en outre d'apporter des éléments sur les pédogenèses inscrites dans les dépôts.

➤ *Arénisation*

Quelques analyses chimiques (teneurs en éléments majeurs) sur les arènes granitiques sous-jacentes aux dépôts marins tendent à montrer un appauvrissement en certains éléments au cours du temps (Fe, Mn, Mg, Ca, Na). Pour ces deux derniers, cela correspond à l'altération chimique des plagioclases, minéraux les plus altérables du granite (Godard *et al.*, *dir.*, 1994), qui libère les bases. CaO et MgO sont en outre très mobiles et sont rapidement évacués par les eaux d'infiltration (Vérague, 1996).

	éch.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
PF II	DEN4/1	16,50	2,08	0,064	0,27	0,61	2,09		0,32	0,08
PF III	CF2/1	12,50	1,25	0,014	0,09	0,63	2,30	1,35	0,18	0,03
PF IV	TR5/0	14,18	1,43	0,007	0,13	0,20	0,92		0,26	0,02

Tab. II. 4 – Teneurs en éléments majeurs des arènes granitiques (en % - éch. total).

	éch.	argiles	oxy-hydroxydes	autres minéraux
PF II	DEN4/1	illite (muscovite) traces kaolinite traces d'interstratifiés illite-smectite	traces goethite	quartz feldspaths
PF III	CF2/1	illite ouverte chlorite	gibbsite	quartz feldspaths
PF IV	TR5/0	illite chlorite altérée kaolinite	goethite limonite	quartz feldspaths

Tab. II. 5 – Cortèges argileux des arènes granitiques.

Ces quelques résultats confirment le caractère faiblement évolué des arènes du Val de Saire, d'âge quaternaire (Vérague, 1996). L'évolution correspond davantage à une altération géochimique ménagée qu'à l'action marquée d'une pédogenèse. La PF IV paraît plus altérée.

Cependant, nos rares données ne suffisent pas pour établir une chronostratigraphie.

➤ *Cortèges argileux des dépôts marins fossiles*

L'hydrodynamisme de dépôt des sédiments littoraux sableux exclut la présence d'argile (voir la granulométrie des sédiments actuels) mais les fines peuvent être infiltrées tardivement entre les grains de sables. Les argiles présentes aujourd'hui dans les dépôts peuvent donc être héritées (origine sédimentaire) ou néoformées (origine pédologique).

Les apports sédimentaires peuvent provenir des formations alentours :

- argiles triasiques, caractérisées par les illites ;
- altérites (de tout âge) ;
- sols anciens (sols interglaciaires,...)

Il semble impossible de réussir à caractériser des apports provenant d'éventuelles argiles à silex démantelées, puisque ces dernières ne présentent pas d'assemblage particulièrement

remarquable. Les travaux de Laignel (1997) et Quesnel (1997) ont montré que les argiles varient en fonction de l'âge des argiles à silex (ou RS, résidus à silex) : smectites et kaolinite dans les RS plio-quaternaires, kaolinite majoritaire à seule dans les RS cénozoïques.

Les argiles néoformées dépendent de la durée et de l'intensité de l'altération et des pédogénèses subies par le sédiment. Elles seront un indicateur de l'âge relatif des dépôts, à l'origine comparables (Bornand, 1978 ; Macaire, 1986 ; Duchaufour, 1997) et des conditions climatiques sous lesquelles s'effectuent les transformations (Fedoroff & Courty, 2002).

L'étude des diffractogrammes montre que le cortège argileux est globalement semblable pour l'ensemble des plates-formes. On note l'absence de chlorite. Des différences apparaissent cependant dans le détail.

	argiles
PF I	interstratifiés illite-smectite kaolinite illite
PF II	illite interstratifiés illite-vermiculite traces vermiculite hydroxy-alumineuse kaolinite
PF III	kaolinite illite généralement ouverte interstratifiés illite-vermiculite ?
PF IV	illite ouverte vers les smectites kaolinite argiles intermédiaires kaolinite-illite

Tab. II. 6 – Cortèges argileux des dépôts marins sur les différentes plates-formes.

Les diagrammes sur sédiments de la plate-forme IV montrent 2 pics dissymétriques à 10 et 7,1 Å, attribués à des illites ouvertes vers les smectites, représentant probablement des micas altérés, et des argiles intermédiaires entre kaolinite et illites. Ces dernières peuvent atteindre 10 à 15 % du cortège. Des interstratifiés illite-vermiculite apparaissent à l'état de traces dans les échantillons proches de la surface. La kaolinite est nettement dominante.

Les sédiments de la PF III sont également caractérisés par les illites et la kaolinite. Les illites, ouvertes, peuvent être dominantes sur la kaolinite (35 à 50 % d'illite pour 30 à 60 % de kaolinite). La différence avec les sédiments de la plate-forme IV tient dans l'absence de cette dissymétrie du pic de la kaolinite et donc à l'absence des argiles intermédiaires I-K.

Sur la plate-forme II, la kaolinite est toujours dominante, devant les interstratifiés illite-vermiculite et l'illite. La présence de ces interstratifiés donne un cachet saalien à l'assemblage (dans notre secteur d'étude, Camuzard, 2000).

Enfin, certains sédiments marins de la plate-forme I se distinguent des précédents par l'abondance des interstratifiés illites-smectites (atteignant 50 % à la base de la coupe BL6 de

Montfarville, cf. partie III), qui signent les pédogenèses de type éémien. Ceci a été également observé par Camuzard (2000) dans les profils de Tatihou.

Les loess sont quant à eux caractérisés par la présence des interstratifiés illite-smectites, et parfois illite-chlorite.

Ces argiles témoignent d'héritages ou de processus d'altération et de pédogenèse :

- kaolinite : formée par monosiallisation des roches acides (Duchaufour, 1997), elle peut provenir des arènes granitiques évoluées du massif (Vérague, 1996 ; Camuzard, 2000) ;
- illite et vermiculite : argiles qui dérivent des micas (muscovite et biotite), soit par simple héritage accompagné de microdivisions (illites à partir des muscovites), soit par ouverture des feuillets, accompagnée d'une disparition partielle ou totale des ions K^+ fixés et leur remplacement par des cations échangeables (vermiculites) (Duchaufour, 1997) ; les vermiculites sont également typiques des loess saaliens (Camuzard, 2000) ; l'illite est par ailleurs l'argile dominante à unique des dépôts triasiques ;
- smectites : peuvent être issues de la dégradation des illites par ouverture des feuillets ;
- chlorite : soit primaire dans certaines roches, soit secondaire, résultant d'une aluminisation poussée des vermiculites (Duchaufour, 1997).

Les cortèges argileux observés, dominés par la kaolinite et caractérisés par des variations dans la composition entre illite-smectites-vermiculites, semblent donc principalement refléter l'état d'altération des minéraux issus du granite. La vermiculite et les interstratifiés illite-vermiculite, ainsi que les interstratifiés illite-smectites paraissent par ailleurs liés aux apports loessiques.

En conclusion, les évolutions constatées dans les cortèges argileux depuis la plate-forme I à la plate-forme IV, bien que globalement peu marquées, constituent des indices précieux dans la reconnaissance des dépôts et la cartographie des différentes plates-formes.

2.1.3. Caractéristiques sédimentologiques des sables et milieu de dépôt sur les anciennes plates-formes

L'étude des plages actuelles a permis de dégager un certain nombre de paramètres granulométriques et morphoscopiques caractérisant les stocks siliciclastiques en fonction de leur position dans le système. Ce paragraphe a pour objet de montrer comment nous avons utilisé ces résultats dans l'étude des dépôts marins fossiles.

➤ *Granulométrie*

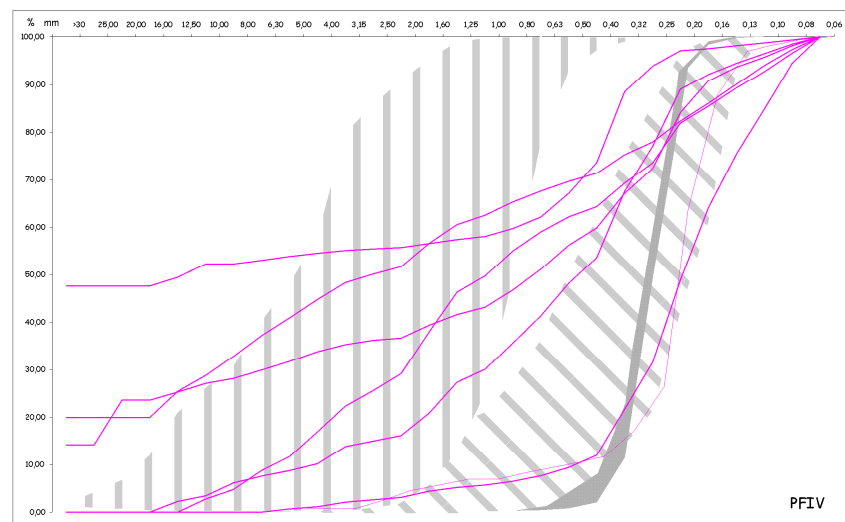
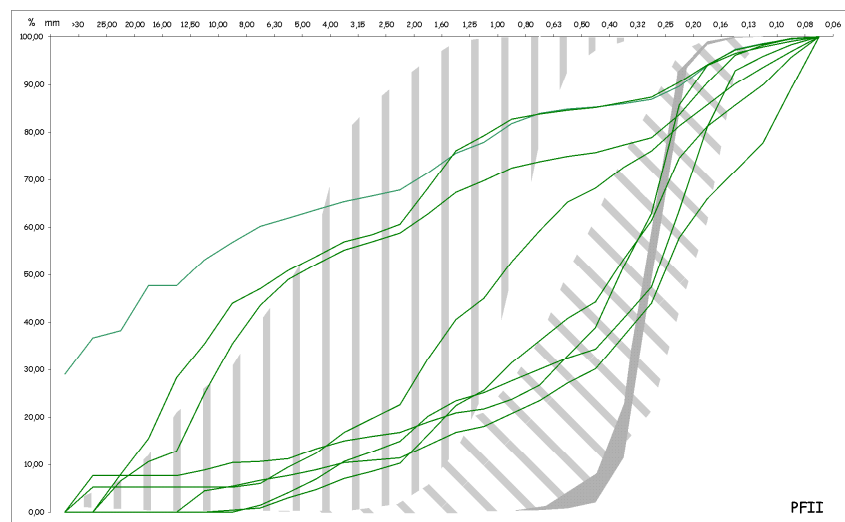
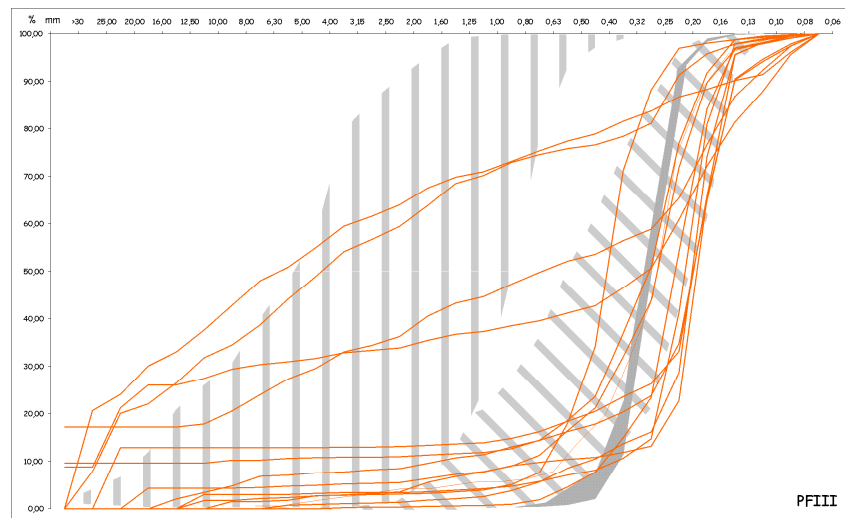
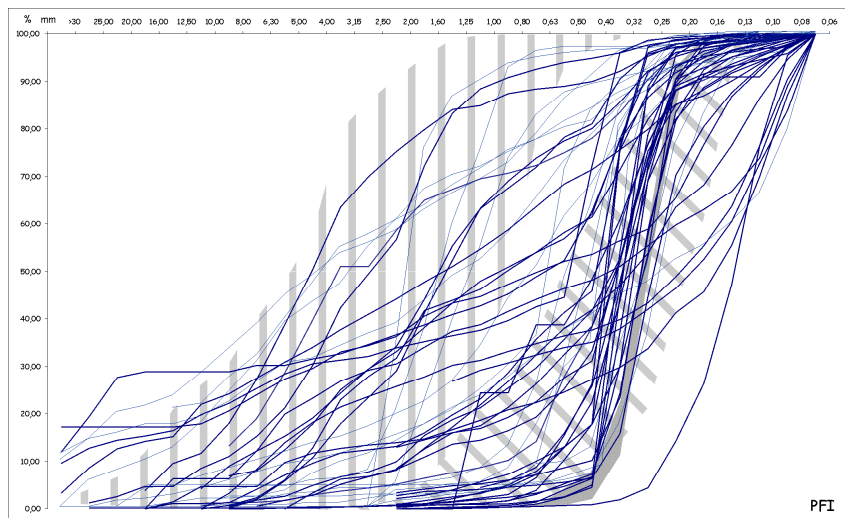
Afin de permettre une comparaison des sables seuls (stocks déposés primitivement) indépendamment de leur évolution post-dépositionnelle, nous avons choisi de travailler uniquement sur la fraction sablo-graveleuse des sédiments marins (>63 µm).

Les sables fossiles sont comparés aux sables actuels de manière à déterminer les milieux de dépôt (fig. II.11). Sur cette figure, les granulométries effectuées sur les sables actuels sont regroupées en trois courbes-enveloppes, correspondant aux sédiments sablo-graveleux à gauche et aux sables bien classés à droite.

Ces sables bien classés proviennent des estrans sableux et des hauts de plage, ces derniers étant caractérisés par une sigmoïde parfaite témoignant de leur très bon classement (en gris plein).

En ce qui concerne les plates-formes I et III, les courbes d'un large ensemble d'échantillons se superposent à la courbe-enveloppe des sables de dune et hauts de plage, ce qui est interprété comme la marque d'un milieu de dépôt semblable. **Les sables très bien classés observés sur les plates-formes fossiles peuvent donc être attribués à des estrans sableux, des hauts de plages ou des dunes, ce qui nécessite de trouver des critères de discrimination supplémentaires** (cf. § suivant).

Les autres courbes obtenues pour les sédiments des plates-formes fossiles correspondent à des sédiments sablo-graveleux mal classés. On remarque que ces courbes ne se superposent pas à la courbe-enveloppe des sédiments sablo-graveleux actuels. La tendance sigmoïdale est nettement moins nette dans les sédiments anciens, qui tendent donc à être moins bien classés. Ces différences peuvent peut-être s'expliquer par l'évolution post-dépositionnelle (enrichissement en fines pour la PF IV) ou par des dépôts différents sur des profils de plage différents de l'actuel. Nous pouvons par exemple imaginer des estrans de plage mixte plus larges sans véritables équivalents actuels.



GRANULOMETRIE DES ECHANTILLONS ACTUELS, dont la provenance est connue :



estran sablo-graveleux et cordon littoral (type Gattemare)



estran sableux



dune et haut de plage

Fig. II. 11 – Courbes granulométriques cumulées des sables fossiles reportées sur les courbes enveloppes des sédiments actuels.

➤ ***Classement et morphoscopie : l'identification des hauts de plages et des dunes***

Une fois déterminée la mise en place marine d'un sable, le problème reste donc la discrimination entre estran, haut de plage et dune, très importante dans la compréhension des contextes des occupations paléolithiques et des séquences de dépôt. Distinguer estran et haut de plage est à cet égard indispensable pour identifier séquences transgressives et séquences régressives : un estran surmontant un cordon de galets sera la marque d'une transgression (Gilbert A. *in* Charman *et al.*, 1996), tandis que le passage d'un estran à une dune signera plutôt une tendance régressive avec baisse relative du niveau marin.

Parmi les représentations graphiques possibles pour exposer les caractéristiques des sables, les plus parlantes se sont avérées être le classement en fonction de la moyenne (et dans une moindre mesure, l'asymétrie en fonction de la moyenne) et le pourcentage total de grains mats en fonction du classement (renforcée pour certains cas en ne considérant que l'éolisation de la fraction 250-315 μm). Deux ensembles se différencient nettement (fig. II.12) : d'une part, les sables *s.s.* (entourés en jaune ou bleu), et d'autre part les sables appartenant aux sédiments sablo-graveleux, que ces derniers correspondent à des plages mixtes ou des cordons littoraux. Les sédiments sableux *s.s.* forment un ensemble homogène même si les sables des hautes plates-formes présentent en général une médiane plus faible que les sables actuels.

Les graphiques du bas croisent caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des sables. Deux ensembles ressortent dans les sables bien classés dont l'un montre une tendance dunaire (éolisation poussée). La prise en compte du pourcentage de grains mats dans la fraction à 250 μm dégage plusieurs échantillons provenant probablement de dunes *s.s.* ou tout au moins de bourrelets dunaires. On remarque la présence dans les sables actuels d'un groupe constitué uniquement de grains non usés. De telles plages alimentées directement par de l'arène granitique n'ont pas été observées sur les plates-formes pléistocènes.

Ainsi, il apparaît que malgré le continuum existant entre estrans, hauts de plages et dunes, vraisemblablement du fait d'une homogénéisation des stocks sableux sur des plages courtes, **un ensemble se dégage par son bon classement et son éolisation marquée. Cet ensemble sera attribué préférentiellement à des dépôts de haut de plage, en fonction du contexte de l'ensemble du système sédimentaire.** En effet, sur les plages actuelles, les sables très bien classés d'estran ne sont jamais associés à des sédiments sablo-graveleux d'estran mais correspondent à des estrans larges (Anse du Brick et Anse de la Mondrée par exemple) en avant de cordons littoraux.

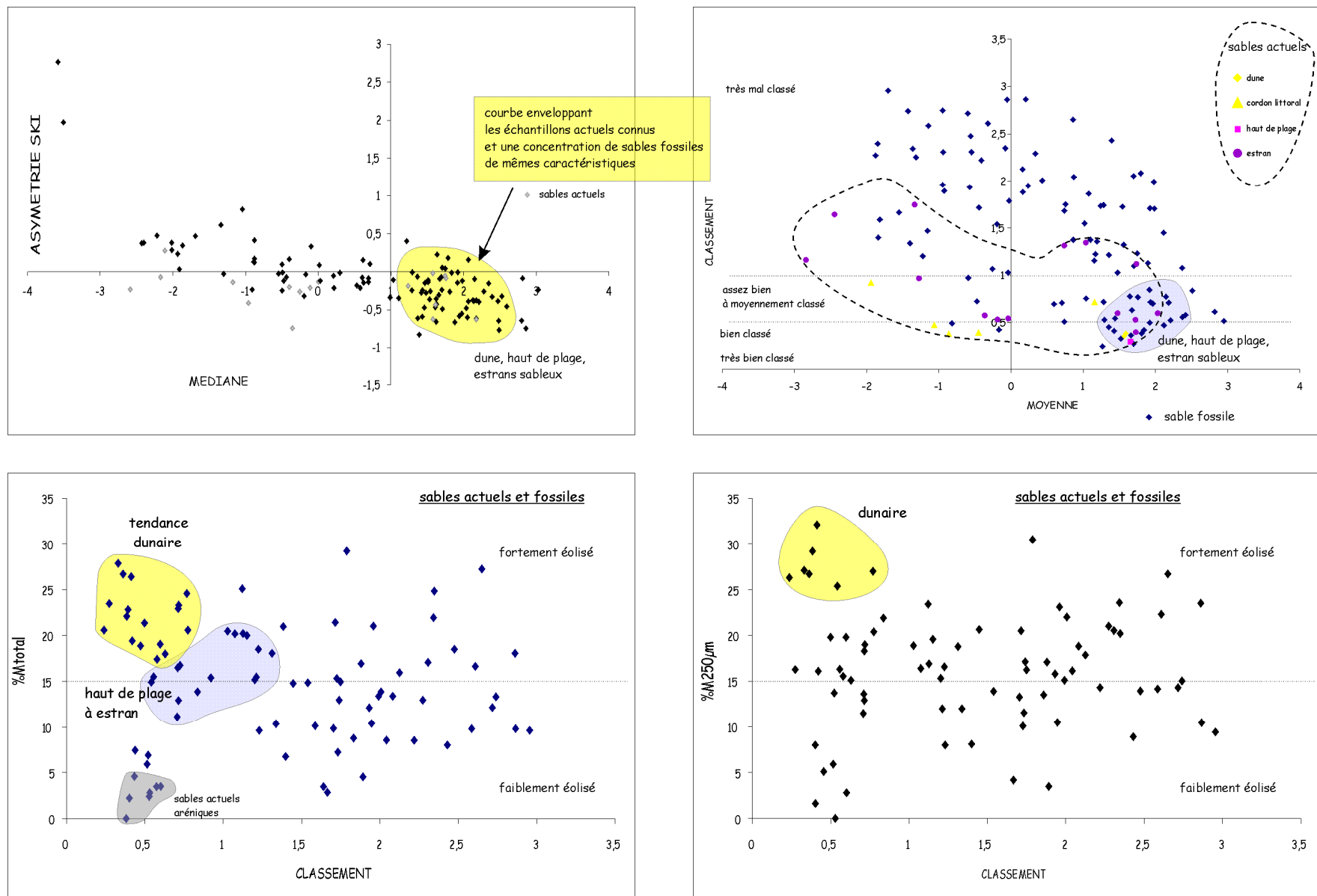


Fig. II. 12 – Représentation graphique des caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des sables actuels et fossiles (unités Φ). La comparaison entre sables actuels et fossiles permet dans une certaine mesure de déterminer les milieux de dépôts des seconds par analogie.

Les sédiments du front du cordon de Gattemare sont également très bien classés mais sont beaucoup plus grossiers. Par contre, les plages où l'estran est sablo-graveleux présentent des sables bien classés en haut de plage ayant tendance à former un bourrelet dunaire, le tri résultant de l'action éolienne.

L'analyse de l'ensemble des caractéristiques sédimentologiques des sables permet donc de proposer des interprétations en terme de milieux de dépôts. Une partie des sables très bien classés observés sur les plates-formes fossiles sont attribués plutôt à des faciès de haut de plage, voire à des dunes lorsque l'éolisation est particulièrement bien marquée. Cette interprétation s'appuie sur l'alliance d'un très bon classement et d'une éolisation nette, pour un mode granulométrique compatible. L'homogénéité des stocks sableux nécessite cependant d'être prudent et de considérer le profil de la plage dans son ensemble.

Par ailleurs, les stocks sablo-graveleux fossiles tendent à être moins bien classés que les actuels, ce qui, même en prenant en compte les évolutions post-dépositionnelles, pose la question de configurations de plages différentes par le passé.

➤ Bilan sur les critères sédimentologiques retenus

Les sources bibliographiques, l'étude des sédiments actuels et l'analyse des corpus sédimentaires fossiles permettent donc de proposer un certain nombre de critères utilisables dans l'interprétation des coupes pléistocènes du Val de Saire. Il est bien entendu que ces critères ne sont potentiellement valides que dans le secteur étudié du fait d'une homogénéité générale du stock siliciclastique et des milieux de sédimentation.

morphoscopie des sables	classement (indice de Folk)			présence de galets
	très bon à bon 0 à 0,5	moyen 0,5 à 1	mauvais > 1	
éolisation très marquée > 20-25 % éol. +++	mode de l'ordre de 200 µm: dune mode de l'ordre de 800 µ et +: cordon littoral		cordon littoral ?	galets dispersés possibles pour les cordons et apports de tempête
éolisation nette > 10-15 % éol. ++	haut de plage			
éolisation faible < 10 % éol. + ou -	estran sableux		estran de plage mixte	galets rares à nombreux
galets très nombreux seuls ou dans une matrice de sable grossier ou graviers = cordon de galets en haut de plage, la présence de matrice indiquant probablement la base du cordon (?)				
abréviations utilisées : éol. : éolisation = pourcentage de grains mats total sur les 4 fractions comptabilisées %M250 : pourcentage de grains mats dans la fraction 250-315 µm mar. : empreinte marine = pourcentage de grains luisants				

Tab. II. 7 – Critères sédimentologiques utilisés dans la détermination des milieux de dépôt des sables sur un profil de plage.

➤ Pétrographie des sables

La pétrographie des sables apporte également des éléments utiles à l'étude des dépôts marins fossiles, en particulier la teneur en silex. **Les sables les plus anciens sont enrichis en silex** par rapport aux sables plus récents (fig. II.13), ce qui est attribué en règle générale à l'altération et à la gélifraction des galets de silex présents dans le dépôt lui-même.

Par contre, certains échantillons issus de la PF I sont riches en silex (CAR5/1, CAR5/2, BL1/6...) contrairement au reste du corpus. Cette teneur élevée pourrait témoigner d'un remaniement de sables plus anciens. L'observation à la loupe binoculaire permet cependant dans les contextes de site de vérifier qu'il ne s'agit pas de microesquilles d'origine anthropique.

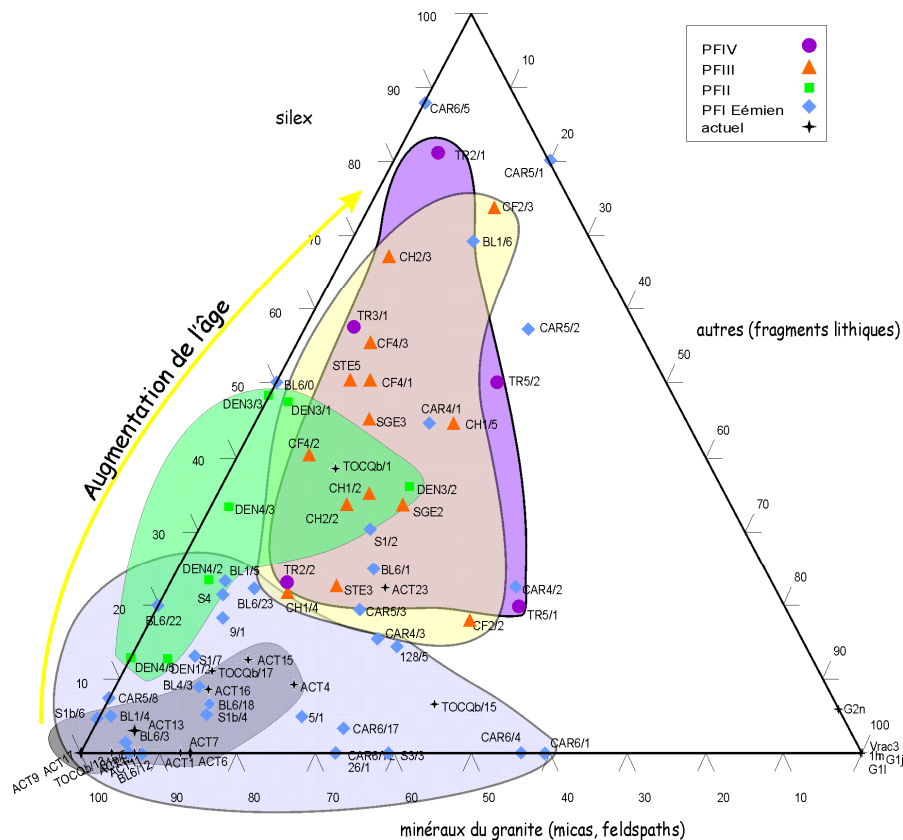


Fig. II. 13 – Pétrographie de la fraction non quartzreuse des sables (attention : les numéros d'échantillons ne correspondent pas toujours au numéro donné à la couche correspondante dans la description). Les sables anciens (PF IV et III sont enrichis en silex par rapport aux sables récents (PF I et actuel).

2.2. LES TEMOINS LES PLUS ANCIENS

2.2.1. Les dépôts de la Pernelle autour de 100 m NGF

Faute d'indications précises et malgré une prospection serrée à la tarière, **nous n'avons pu retrouver les témoins attribués au Pliocène signalés dans le passé à la Pernelle** (Pareyn, 1960 ; Hommeril & Pareyn, 1966 ; Elhaï, 1963). Deux reliquats de dépôts composés d'une argile sableuse jaunâtre emballant des galets peu émoussés avaient été observés à 110-112 m et 95-100 m NGF. Selon les auteurs, les galets sont issus des roches triasiques locales mais aussi de calcaires oolithiques hettangiens silicifiés. Elhaï avait également observé quelques galets de silex crétacés à proximité (Elhaï, 1963, p. 256). L'ensemble des caractéristiques de ces dépôts semble correspondre à une origine marine (par exemple, 3% des galets présentent des coups d'angle, le sable présente des grains émoussés luisants...).

Les seuls sables jaunes observés au cours de nos recherches sont des sables d'altération de formations gréseuses, en poches parsemant le sommet du plateau triasique. De couleur 10 YR 6/8¹, d'épaisseur supérieure à 1 m, ce sable, souvent argileux à la base, emballe des éléments anguleux et des débris de grès.

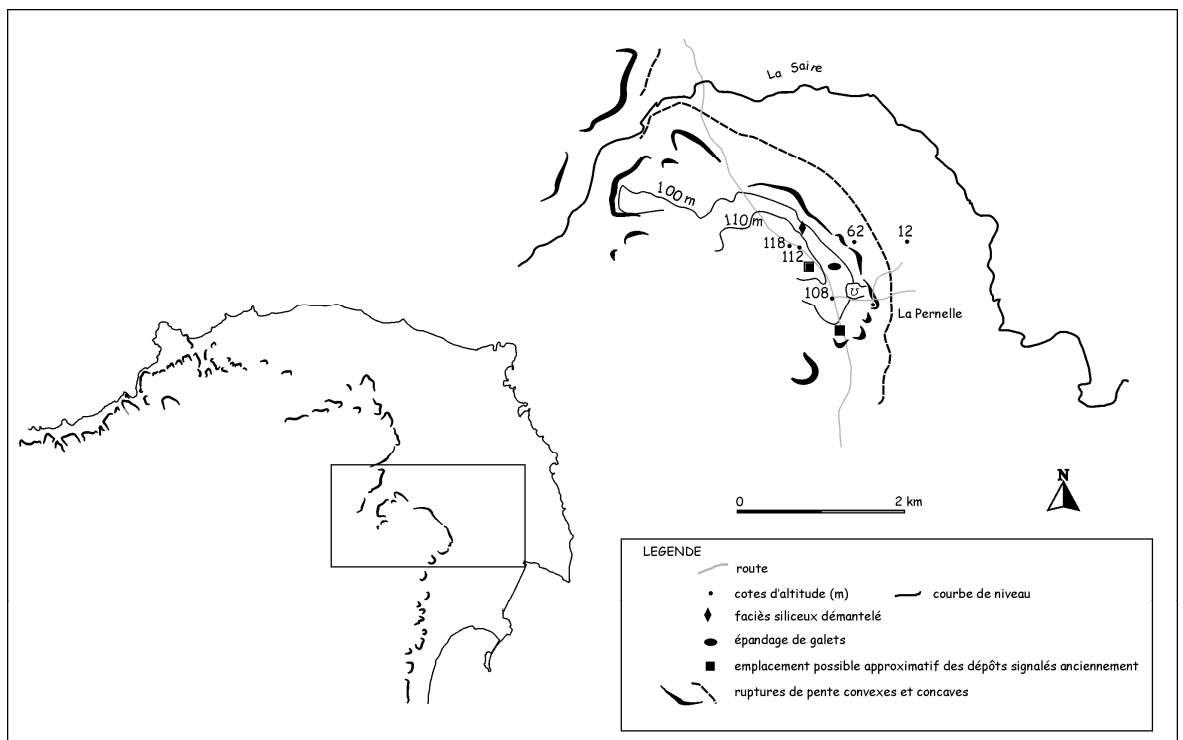


Fig. II. 14– Carte de situation des dépôts cités autour de la Pernelle.

¹ couleurs du Code Munsell, à l'état humide.

Par contre, autour de 110 m, sur un replat topographique peu marqué, une formation à galets apparaît dans les labours. Les galets, microconglomérats triasiques, grès très fins rouges,...., sont nettement roulés et présentent une altération marquée (patine voire gangue plus ou moins ferrugineuse). L'observation en labour ne permet pas de caractériser réellement cette formation. Les galets sont-ils marins ou fluviatiles ? Il est impossible de dire si ce que nous avons observé correspond à la terrasse 110 m de C. Pareyn. L'âge de cette formation ne peut être précisé : Pliocène, Pléistocène ancien ? Ces dépôts pourraient être équivalents aux dépôts conglomératiques conservés sur les crêtes en Bretagne (Bonnet, 1998), lesquels, érosifs sur les sables pliocènes, sont attribués au Pléistocène ancien.

Nous avons également retrouvé vers 105 m d'altitude des blocs anguleux d'une roche siliceuse orangée, calcaire magnésien silicifié probablement triasique¹ non connu par ailleurs, témoignant de fortes érosions sur le plateau laissant cette formation à l'état relique.

Notons que l'attribution au Pliocène est due à une analogie avec les Sables de Saint-Vigor, aujourd'hui attribués au Pléistocène inférieur (Baize, 1998).

2.2.2. Des plates-formes vers 50-60 m ?

Le secteur de Saint-Pierre-Église ne présente pas de dépôts quaternaires marins. **Par contre, la lecture du paysage révèle des replats topographiques à des altitudes de 50-60 m NGF.** Le granite y est sub-affleurant. Ces replats ne sont pas structuraux. Ils pourraient avoir été originellement façonnés par une action marine, ce qui expliquerait que ce secteur ne soit recouvert que d'arènes ménagées et non évoluées (Vérague, 1996). Sur la base de ces ruptures de pente, Joly (1939) pensait également identifier d'anciens littoraux autour de 60 m à Saint-Pierre-Église et Querqueville.

Ces replats, que l'on suit également vers Tocqueville, pourraient éventuellement être rapprochés de replats repérés sur Fermanville autour du hameau de la Judée légèrement plus haut autour de 65-70 m. Un sondage tarière dans ce hameau a révélé 1,50 m de loess nettement enrichi en sable (mode à 203 µm) à la base reposant sur le granite. Ces sables, qui contiennent des miettes de silex roulées et des grains émoussés luisants, pourraient éventuellement provenir d'anciens dépôts quaternaires proches, un apport plus lointain paraissant peu probable.

Il n'est pas absurde, si les témoins de La Pernelle existent, d'imaginer des niveaux intermédiaires entre 100 m et notre première plate-forme marine avérée à 29-32 m.

Elhäi (1963) rappelle à la suite des travaux de Hanson-Lowe et Mourant qu'il existe à Jersey un replat bien marqué à 200 pieds d'altitude, soit environ 60 m, dont le façonnement marin serait "*milazzien*" (Pléistocène moyen).

¹ détermination O. Dugué.

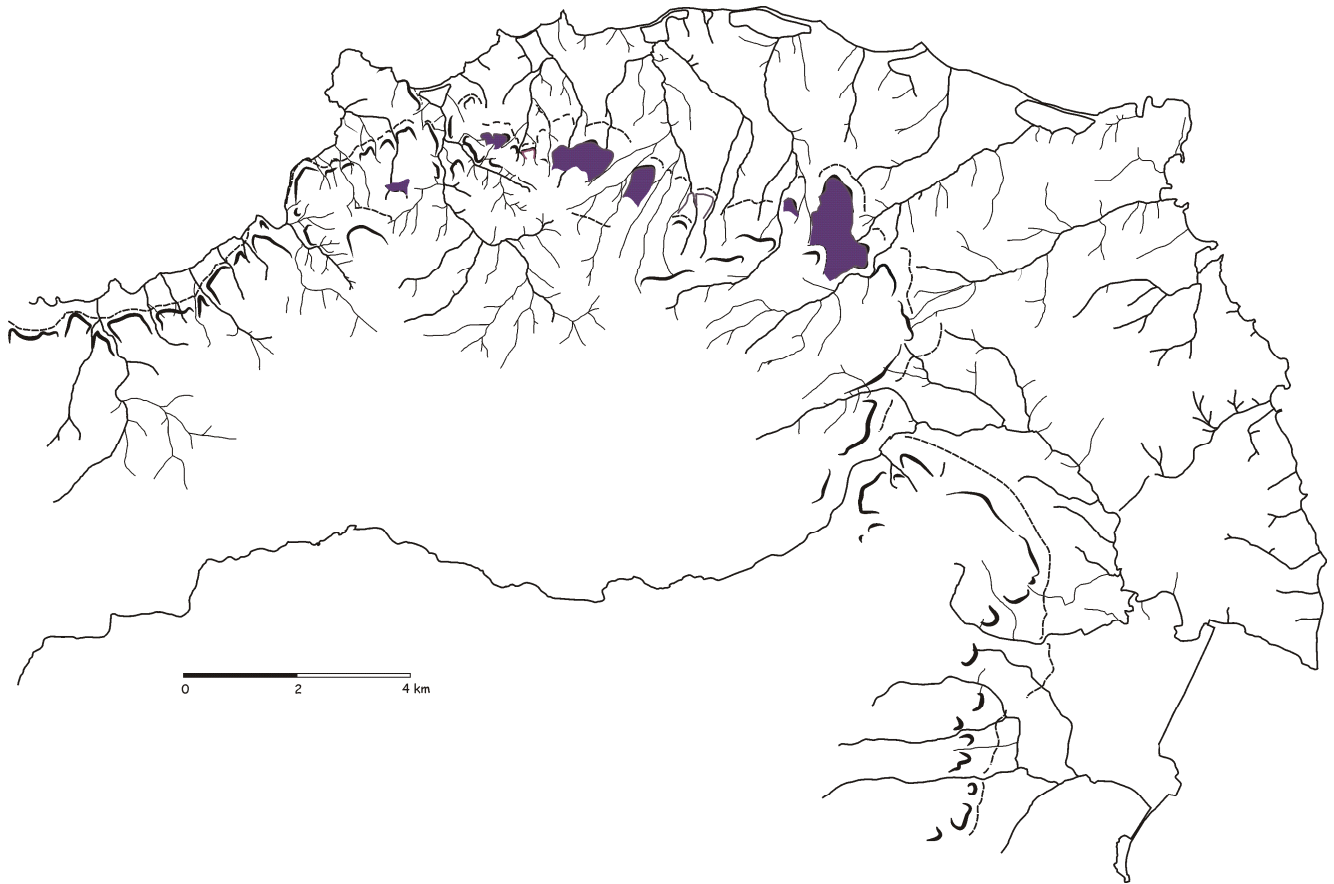


Fig. II. 15 – Extension des replats autour de 50 à 60 m.

2.3. PLATE-FORME IV (29-33 M – 38 M ?)

Il s'agit de la plus haute plate-forme identifiée avec certitude dans le Val de Saire, supportant des dépôts relativement épais (fig. II.16). Elle est largement développée au pied de l'escarpement de Tocqueville, où elle est séparée de la plate-forme III immédiatement inférieure par un talus. Seul ce secteur a d'ailleurs été creusé de manière approfondie, grâce à la réalisation de tranchées à la pelle mécanique. Le développement de cette plate-forme est exceptionnel dans le contexte Manche, tout au moins du côté français.

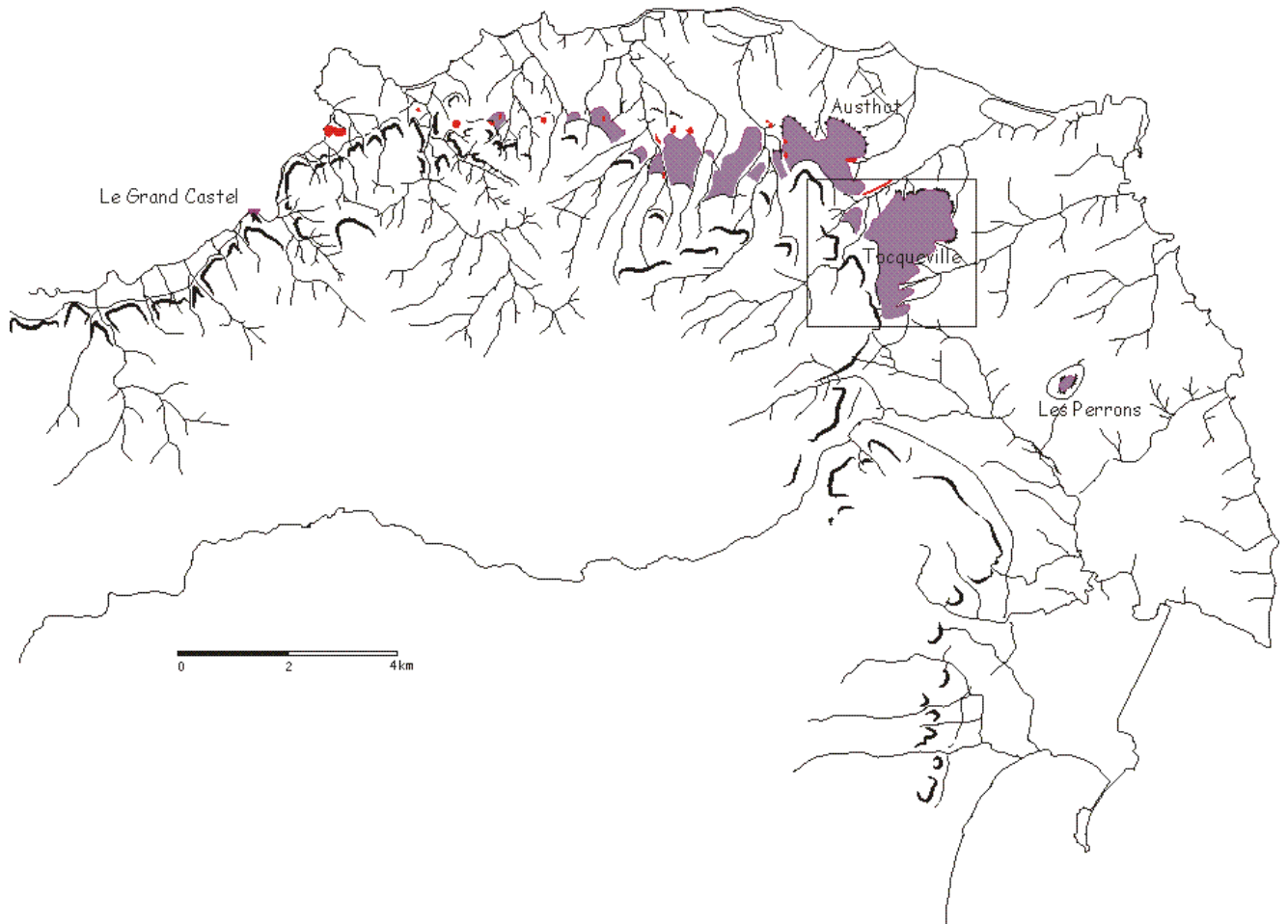


Fig. II. 16 – Extension de la plate-forme IV. En rouge, les affleurements granitiques.

2.3.1. Anneville "Les Perrons"

La butte des Perrons, point culminant du Bas-Pays proprement dit, constitue un témoin isolé au sud de la plate-forme IV.

Lors de la construction du château d'eau des Perrons, puis des hangars agricoles situés à proximité, furent observés des dépôts de galets pris dans une matrice argileuse (Blemus, 1970). Les galets apparaissaient à 30 m d'altitude.

Les prospections effectuées en 2001 n'ont pas permis de retrouver d'autres témoins, les sondages à la tarière n'ayant révélé que du loess sur le granite. La plate-forme d'abrasion se trouverait entre 27 et 29 m. Les dépôts observés dans le passé étaient probablement localisés dans des couloirs du granite. L'appartenance à la plate-forme IV est confirmée par l'analyse diffractométrique réalisée sur un échantillon conservé au Centre de Géomorphologie.

2.3.2. Maupertus – le Grand Castel

Le replat du Grand-Castel à Maupertus surplombe l'Anse du Brick à une altitude de 35-38 m NGF. Signalé par Verague *et al.* (1991), un gisement de galets a depuis disparu du fait de l'urbanisation. Malgré une altitude plus élevée, le niveau du Grand-Castel se raccorderait à la plate-forme IV de Tocqueville. Notons que les coupes observées à Tocqueville sont relativement éloignées de la paléofalaise marquée dans le paysage contrairement au Grand-Castel. L'éloignement à la paléofalaise pourrait expliquer cette différence d'altitude.

2.3.3. Coupes de Tocqueville "Le Trésor"

Les tranchées réalisées dans la parcelle du Trésor (fig. II.17) ont permis l'observation d'un système sédimentaire relativement complexe où cohabitent formations sableuses et formations à galets.

Nous décrivons et interprétons donc chaque coupe tour à tour, de l'amont vers l'aval (proximal vers distal) de la plate-forme, avant de proposer un schéma d'ensemble. Les interprétations ne concernent essentiellement que les dépôts marins et non la couverture sédimentaire.

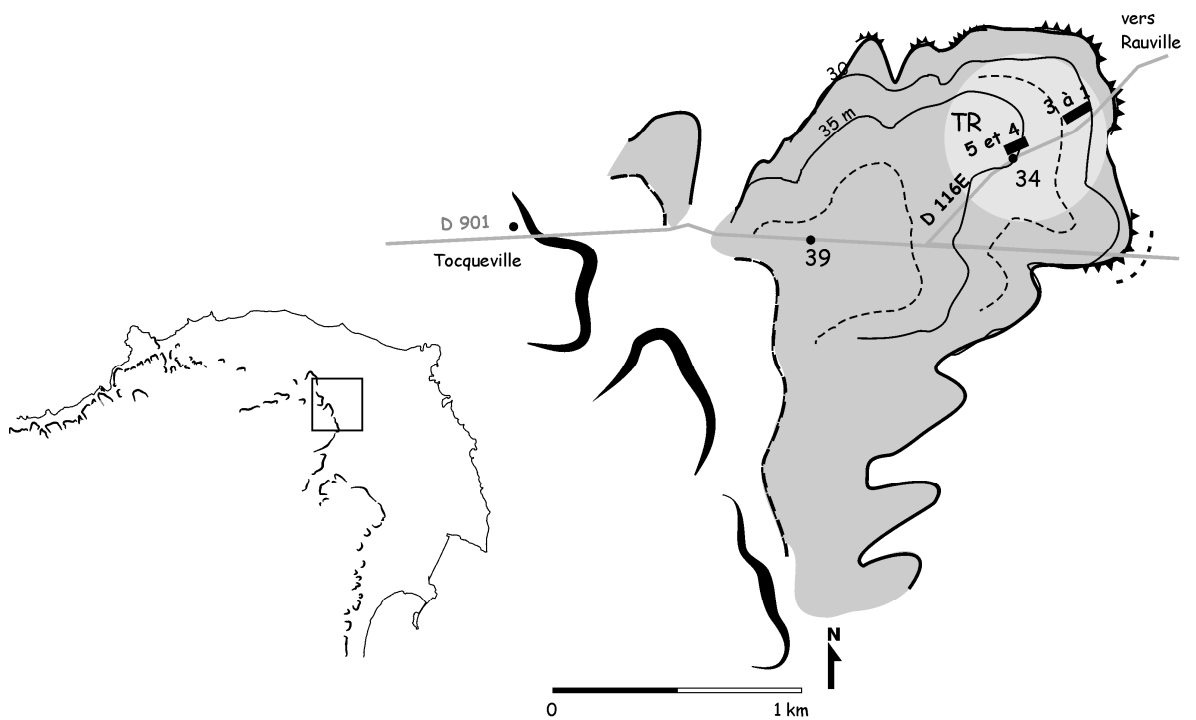


Fig. II. 17 – Croquis de situation des tranchées de Tocqueville-le Trésor (TR 5 à 1) sur la partie distale de la PF IV.

➤ TR5

• Description du profil (fig. II.18)

5) 0-45 cm : **loess** et petits galets (+ labour).

4) 45-225 cm : **dépôt de galets** dans une matrice composée de sable argileux, de petites poches silteuses puis d'argile bariolée (brun 10YR5/8, rouge 7,5YR5/8, gris 10YR7/8 et rose 2,5YR4/8) ; la majorité des galets sont des silex très bien émoussés, géolifracés ou entiers. S'y ajoutent des quartz, des microconglomérats triasiques altérés, des schistes fantômes. L'assemblage est quasi jointif ; teneur en argile = 21% (photo II.7) ;

micromorphologie : sable moyen (quartz, feldspaths, micas altérés) dans un fond de silt fin ; traces de pédogenèse fersiallitique démantelée avec fragments de cuirasse ferrugineuse et gros papules ; nodules ferrugineux témoignant peut-être d'une phase d'hydromorphie relative et de redistribution du fer ; revêtements poussiéreux puis argileux lités dans les chenaux (illites et smectites).

3) 225-255 cm : **sable argileux roux** (5YR5/8) à taches grises ; teneur en argile = 21 % .

micromorphologie : sable fin à moyen dans un fond poussiéreux ; structures de microilluviation granoclassées tronquant des revêtements argileux lités présents dans des fentes et parfois des chenaux ; ces revêtements sont parfois fragmentés mais il n'y a pas de papules.

2) 255-305 à 330 cm : **sable graveleux** (sable quartzeux + arène roulée) + petits galets (quartzites très bien roulés, quartz, granites, rares silex...). Les granites et les microconglomérats sont très altérés.

micromorphologie : graviers et galets dans un sable fin silteux ; quelques petits papules épars. Traces de silicifications secondaires.

1) granite très arénisé à environ **31 m NGF**.

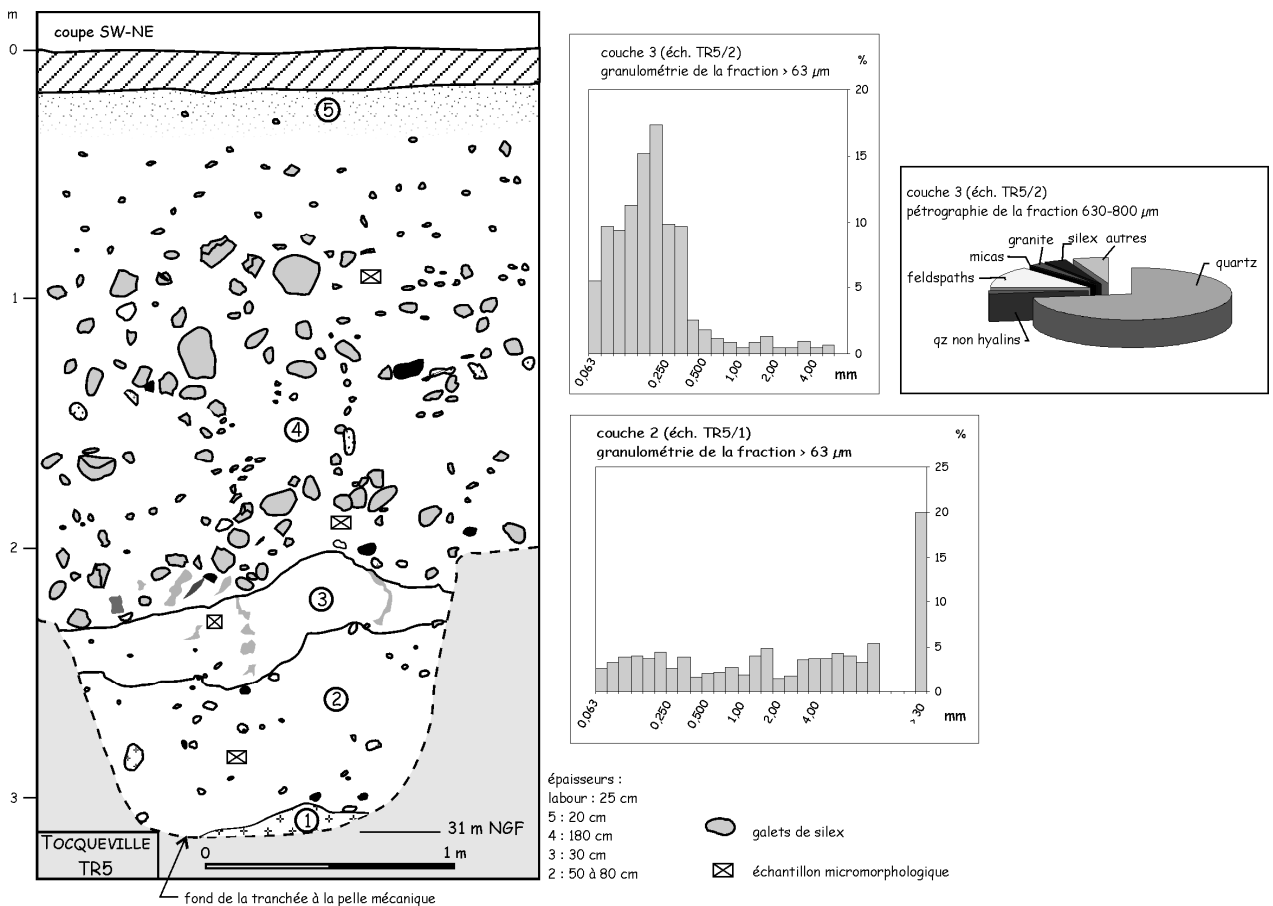


Fig. II. 18 – TR5 : Coupe et résultats analytiques. Les galets de la couche 4 sont majoritairement des silex.

• **Analyses chimiques**

couche	éch.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
4	TR 5/3	15,52	5,58	0,015	0,78	0,35	0,27	1,22	0,62	0,04
3	TR 5/2	9,13	2,29	0,026	0,40	0,25	0,10	1,31	0,49	0,03
2	TR5/1	8,01	1,71	0,008	0,28	0,15	0,27	0,30	0,30	0,02
1	TR5/0	14,18	1,43	0,007	0,13	0,20	0,92		0,26	0,02

Tab. II. 8 – Concentrations en éléments majeurs des sédiments de la coupe TR5 (en % - éch. total).

Les analyses chimiques montrent une forte augmentation de la teneur de plusieurs éléments (dont le fer) du bas vers le haut du profil (tab. II.8), qui peut être mise en relation avec la teneur en argile et donc l'altération des dépôts.

• **Interprétation**

LOG A SI SF SAH SB Cg	présence galets	classement des sables	empreinte marine / éolisation	faciès / milieu de dépôt probable	variations énergie de dépôt		variations du niveau marin	
					-	+	-	+
0							← Rég. → Tr. →	
1	très abondants			cordon de galets en haut de plage			←	
2	rares, à la base	moyen	éol. +++ mar. +++	sable haut de plage ou dune	↗	↗	↗	
0	dispersés	très mauvais (>2)	éol. ++ mar. ++	sable estran	↘	↘	↘	

Fig. II. 19 – Interprétation de la coupe TR5.

La coupe TR5 présente 3 unités distinctes de sédiments marins :

- à la base, une unité de sable graveleux (2) très mal classée est attribuée à un sable d'estran (plage sablo-graveleuse) ; elle repose sur une plate-forme d'abrasion granitique ;
- au-dessus, un sable roux (3) moyennement classé autour de 200 µm est interprété comme un sable de haut de plage voire une dune vu l'éolisation ;
- au sommet, 1,80 m de galets dans une matrice argileuse (4) ne semble pouvoir correspondre qu'à un cordon de galets accumulé en haut de plage.

Deux hypothèses peuvent expliquer la troncature de (3) par le cordon de galets (4) : l'une, "interne", est liée à la dynamique propre des agents de mise en place, la surface d'érosion témoignant alors d'une variation brutale de la dynamique littorale ; l'autre, "externe" est liée à une modification des conditions aux limites, c'est-à-dire du niveau marin. **Le cordon de galets correspond alors à un épisode transgressif déconnecté de l'état antérieur.** La brutalité du changement de sédimentation, alors qu'une tendance régressive se dessine dans les 2 premières couches, pauvres en galets, nous amène à favoriser la seconde hypothèse. **La coupe TR5 serait donc la superposition d'une séquence régressive (2 et 3) et d'un dépôt transgressif (4).**

Plusieurs phases pédogénétiques se distinguent :

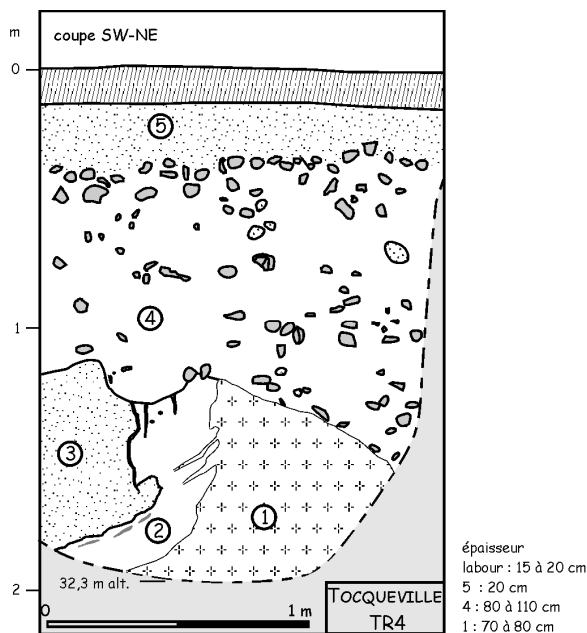
- phase fersiallitique (pédogenèse ancienne) ;
- démantèlement et redistribution du fer ;
- pédogenèse \pm actuelle marquée par des revêtements dans les chenaux de la couche 4.

Une phase "acide" est de plus suggérée par la présence de silicification secondaire dans la couche 2 et de grains de sables plus ou moins dissous dans la couche 4.

Le démantèlement de la pédogenèse fersiallitique implique que les dépôts ne sont pas strictement en place.

➤ TR4

• Description du profil (fig. II.20)



5) 0-40 cm : **loess** (+ labour) reposant sur un pavage quasi-jointif tronquant 4.

4) 40-150 cm : **formation à galets** ; matrice d'argile bariolée brun, rouge, gris, graveleuse (arène à grains anguleux) ; galets disposés en poches ; environ 75 % de silex bien émoussés à nombreux coups d'ongle ; arkoses et microconglomérats sont bien roulés ; beaucoup de silex sont géoliffractés.

3) 120-200 cm : sable fin légèrement argileux (10YR5/8) ; en placage peu épais sur la coupe, il s'agit probablement d'une **fente de gel** comblée par un sédiment éolien fin, prise longitudinalement, et dont le devenir vers le haut du profil n'est pas visible dans la coupe.

2) 120-200 cm : **sable fin argileux roux** (5YR5/8 à 4/8) marbré de gris, dont la teneur en argile augmente vers le sommet.

1) **arène granitique** probablement issue d'une boule de granite et remaniée sur la bordure, base de la coupe à 32,8 m NGF.

Fig. II. 20 – Coupe TR4.

• **Interprétation**

L'interprétation de cette coupe (fig. II.21) suit celle de la coupe TR5 (fig. II.19), dont elle est très proche dans l'espace.

m	LOG	présence galets	classement des sables	empreinte marine / éolisation	faciès / milieu de dépôt probable	variations énergie de dépôt		variations du niveau marin	
	A SI SF SH SG Cg					-	+	-	Tr. +
0		abondants			cordon de galets en haut de plage			←	← Rég. →
1		absents	moyen (0,77) Md = 216 µm	éol +++ EL. +++	haut de plage ou dune	↗		↗	
2									

Fig. II. 21 – Interprétation de la coupe TR4.

Le cordon de galets observé dans TR5 se retrouve ici, tronquant également un dépôt de haut de plage ou de dune. Le caractère transgressif de cette succession paraît également probable.

Les sédiments marins sont en outre perturbés par des phénomènes périglaciaires : fente de gel, malheureusement peu visible (couche 3) et troncature du dépôt de galets. Cette dernière se manifeste par un pavage de galets au sommet du dépôt : c'est un glaciais façonné antérieurement au dépôt du loess.

➤ **TR3**

• **Description du profil (fig. II.22)**

- 6) 0-105 cm : labour + **loess**, sableux à la base ; Bt mal exprimé, affecté par de l'hydromorphie.
- 5) dans la coupe SW : **fente de gel** comblée par des sables fins éoliens (couleur 10YR5/6) avec approvisionnement en graviers et sable par les lèvres de la fente ; une autre petite fente dans la coupe NE-SW montre que **le réseau est apparemment recoupé par (3)**.
- 4) 105-125 cm : **cailloutis** dans une matrice éolienne de silt sableux.
- 3) 125-145 cm : **colluvions sableuses** riches en graviers reposant sur une troncature ; les galets sont plus nombreux à la base.
- 2) 145-225 cm : **sable gravelo-argileux** (arène plus ou moins roulée en quantité variable) (7,5 YR 6/8) dont la teneur en argile augmente vers le haut ; galets et gros graviers majoritairement en silex.
- 1) **granite arénisé à 29,6 m NGF.**

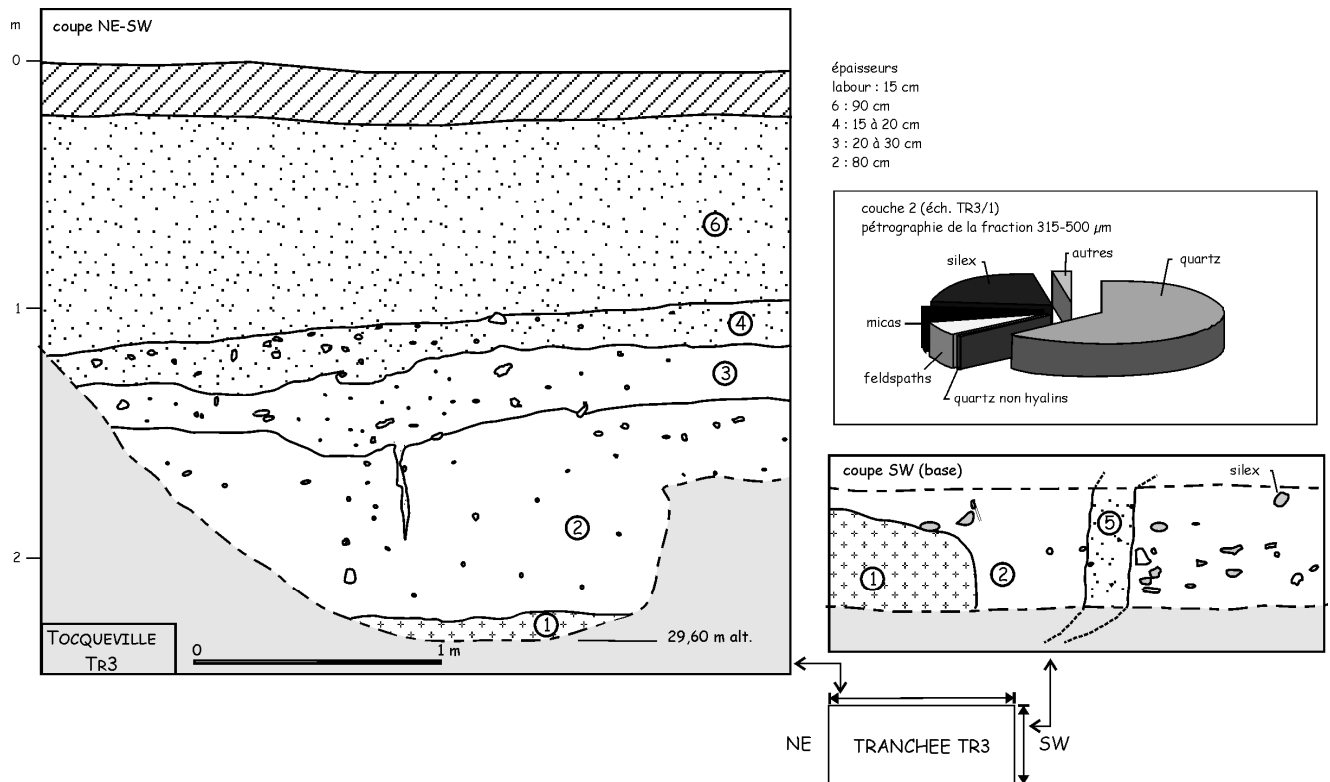


Fig. II. 22 – TR3 : coupes et pétrographie des sables. Noter la richesse en silex des sables.

• **Interprétation**

Seule la couche 2 correspond à un dépôt marin, les sédiments sus-jacents appartiennent à la séquence de couverture continentale périglaciaire.

La couche 2 est constituée d'un sable très grossier ($Md=0,988$ mm) et très mal classé ($So=2,12$). Le pourcentage de grains mats n'est pas négligeable (éol. 16 %). Ce sable est attribué à un estran de type sablo-graveleux.

La séquence de couverture débute par des colluvions riches en sable et en graviers roulés et emballant quelques galets. Ces colluvions remanient manifestement des sédiments marins. La matrice contient également une fraction silto-sableuse peut-être éolienne. La couche 2 est en outre recoupée par une fente de gel (de largeur 20 cm) comblée par un sable fin éolien (cf. partie III, chap. 2).

La base du loess 6 est chargée en graviers (couche 5), dont de nombreux géli fractas de silex.

➤ **TR2**

• **Description du profil (fig. II.23)**

- 6) 0-140 cm : **loess**, sableux à la base (+ labour).
- 5) petite fente comblée par du loess débouchant dans 4.
- 4) 140-180 cm : **cailloutis** dans une matrice de sable moyen très argileux, colluvié, chargé en arène granitique, de couleur 10 YR 5/8.

- 3) 180-220 cm : **sable graveleux** (sable + arène + miettes de silex) à passées lenticulaires plus ou moins argileuses ou graveleuses ; les sables sont rougeâtres, les passées argileuses gris-beige.
 - 2) 220-250 cm : **sable rouge** (5 YR 5/8), bien trié, friable
au sommet, hydromorphie avec marbrures grises (circulation d'eau à la limite de 2 et 3).
 - 1) 250-? : **sable grossier bien trié contenant de nombreux galets**, dont 70 % de silex, parfois de gros module (> 10-15 cm) et des granites altérés.
- La base de la coupe est à 29,6 m NGF.

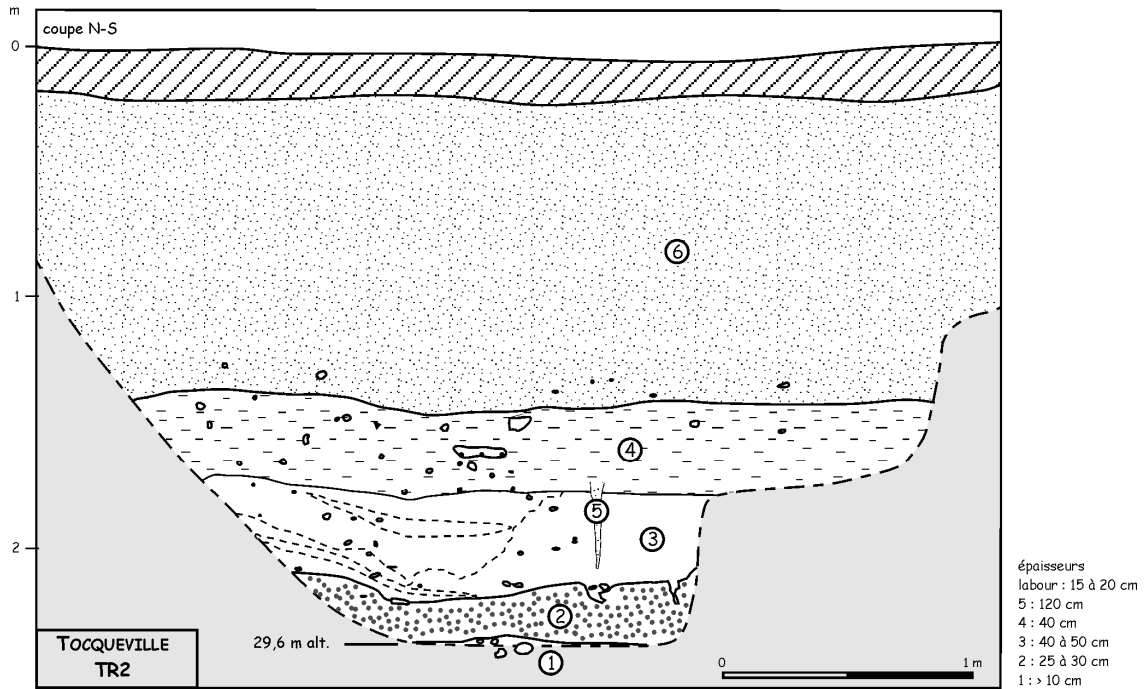


Fig. II. 23– TR2 : coupe. L'altitude du substrat granitique n'est pas connue.

• **Interprétation**

LOG A SI SF SH SG Gg	présence galets	classement des sables	empreinte marine / éolisation	faciès / milieu de dépôt probable	variations énergie de dépôt		variations du niveau marin	
					-	+	-	+
	absents	mauvais	éol. +++ EL +++	sable graveleux lenticulaire : estran ?			← Rég.	→ Tr. →
	absents	moyen	éol. ++ EL +	sable de haut de plage ?	↗			
	abondants	très mauvais	éol. ++ EL ++	SG et galets de haut de plage ?	↖			

Fig. II. 24 – Interprétation de la coupe TR2.

L'interprétation de la coupe TR2 est plus délicate dans le sens où les caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des sables sont moins tranchées. La formation à galets (couche 1) pourrait être une formation de haut de plage, du fait d'une éolisation des sables non

négligeable. La couche 2 serait également un sable de haut de plage. L'éolisation est relativement faible mais le sédiment se caractérise par une forte teneur en grains non usés.

Enfin, les lentilles graveleuses observées dans la couche 3 sont interprétées comme la trace (après remaniements) de litages obliques plans tels qu'on peut les observer sur les plages de Quéry et Brévy (chap. 1, 1.2.3. et photo II.4). La couche 3 correspondrait donc à un estran de plage sablo-graveleuse.

De même que dans la coupe TR3, les formations d'origine marine sont tronquées et recouvertes par des colluvions argileuses chargées en sable marin et en arène granitique. Une petite fente de gel comblée par un sable fin éolien est visible. L'ensemble est recouvert par un loess.

➤ TR1

• Description du profil (fig. II.25)

4) 0-105 cm **loess** homogène reposant sur une troncature très nette, de couleur 10YR5/6 (+ labour) ;

3) **fente de gel** se perdant au sommet dans les galets de (2). Il est donc probable que la partie supérieure de (2) soit fluée et scelle le réseau de fentes. Comblement par un sable fin éolien micacé très homogène (10YR5/6) ;

2) 105-145 cm : **sédiment argilo-graveleux** (7,5 YR 5/8) avec des poches de **sable franc** et de **nombreux galets**. La teneur en argile augmente vers le haut tandis que la taille des galets diminue. Dans la coupe SE-NW, le sédiment est plus sableux et nettement plus riche en petits galets ;

1) 145 - ? : **sédiment argilo-graveleux** (sable + arène roulée) **emballant de nombreux galets de grande taille** (jusqu'à 50 cm) : microconglomérats triasiques, granite, silex, quartzite, schiste altéré (photo II.8).

La base de la coupe est à 29 m NGF.

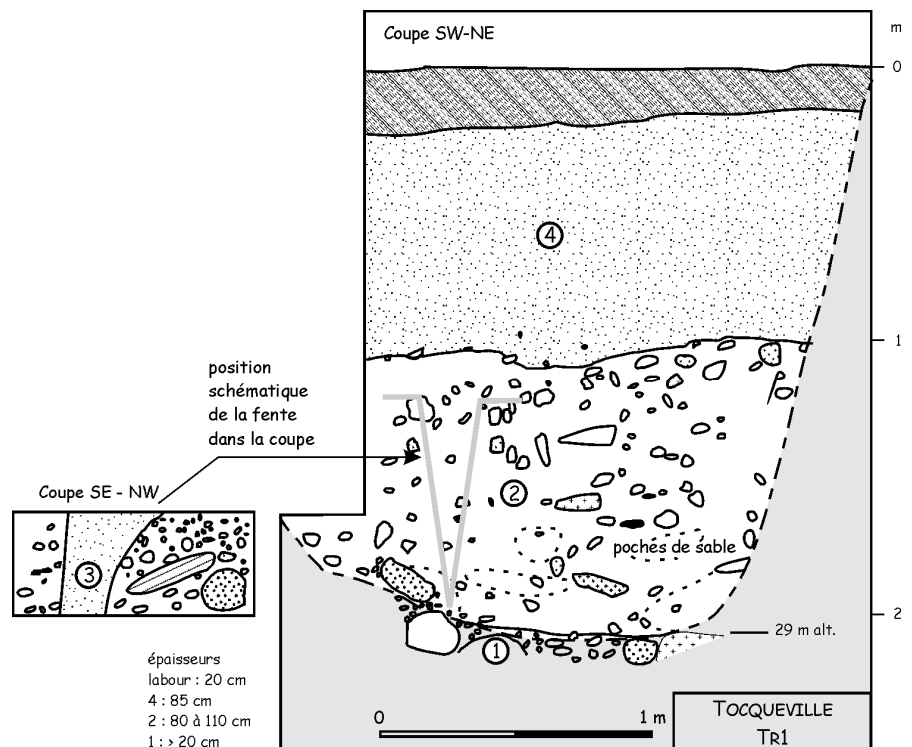


Fig. II. 25– Coupe TR1. En cartouche, détail de la coupe transversale à la coupe principale montrant une fente de gel.

• Interprétation

Deux ensembles de sédiments marins se distinguent dans cette coupe, en particulier par la taille des galets qui les constituent et l'abondance de la matrice.

L'abondance de la matrice de la couche 2 rend difficile une attribution à un cordon de galets de haut de plage, à moins qu'elle ne soit majoritairement secondaire (?). La couche 2 correspondrait plutôt à un estran de plage mixte riche en galets.

Par contre, **la couche 1 est remarquable par la taille des galets qu'elle contient** (photo II.8). Ce module de galets n'existe sur une plage actuelle que dans le cordon de l'Anse du Brick qui est dans une situation totalement différente en pied d'une falaise où le fort potentiel gravitaire permet le démantèlement des formations géologiques (boules d'altération du granite et roches triasiques). Or, ici, il n'existe pas de source d'apport de ce genre. Par contre, de tels galets se rencontrent également sur le platier de Gatteville lors des marées basses de vives eaux. Ces galets ne parviennent pas jusqu'au rivage.

La base du dépôt pourrait donc correspondre à des galets abandonnés sur le platier lors d'une phase transgressive, en raison de leur taille. Il se pourrait que ces galets prennent leur origine dès le façonnement de la plate-forme d'abrasion à une époque où la falaise était encore proche, alors qu'elle est aujourd'hui à plus d'1 km de la tranchée TR1.

Les formations marines sont tronquées brutalement par le loess, sans colluvions intermédiaires et sans cailloutis du type de ceux observés dans les coupes précédentes. Par contre, une fente de gel est nettement visible au sein de la formation à galets. Le fait qu'elle se perde au sommet dans la couche 2 laisse penser que cette dernière est solifluée au sommet et recoupe les fentes. Ainsi, il n'y aurait pas de cailloutis individualisé mais un premier remaniement périglaciaire plus faible, avant la troncature nette qui marque la base des loess.

➤ *Organisation et signification des sédiments marins de la plate-forme de Tocqueville "Le Trésor"*

Sachant que les observations ne sont faites que sur un transect, il reste difficile de dégager avec certitude la signification des dépôts décrits ci-dessus, la compréhension d'une dynamique littorale nécessitant également une vision transversale.

La pente générale de plate-forme granitique est de 0,7° environ (soit 1,2 %) sur le transect observé. La différence d'altitude entre les coupes ne dépasse pas 3 à 4 m, pour un profil long de 500 m, ce qui est compatible avec le marnage régnant aujourd'hui dans le Cotentin.

Cependant, **il semble exclu que les dépôts observés prennent place dans un profil de plage dont l'extrémité amont serait la falaise de Tocqueville** (fig. II.27). En effet, celle-ci se situe à près d'un kilomètre en arrière de la tranchée TR5, ce qui constitue un profil exagérément long par rapport aux interprétations en terme de milieu de dépôt proposées. Les coupes observées ne correspondent peut-être pas à la première phase de fonctionnement de la plate-forme d'abrasion fossile.

L'organisation des sédiments marins est complexe. Faciès à galets et faciès sableux cohabitent, suggérant des variations dans la dynamique littorale et des variations d'hydrodynamique de dépôt. Certains dépôts paraissent incompatibles : c'est-à-dire qu'ils ne peuvent être contemporains sur un même profil de plage.

Au sein des formations à galets, la coupe TR1 se distingue non seulement par la taille élevée des galets, mais aussi par une forte différence pétrographique. L'assemblage de galets, composé majoritairement de silex en TR2, 4 et 5, est dominé par les roches triasiques dans le sondage TR1

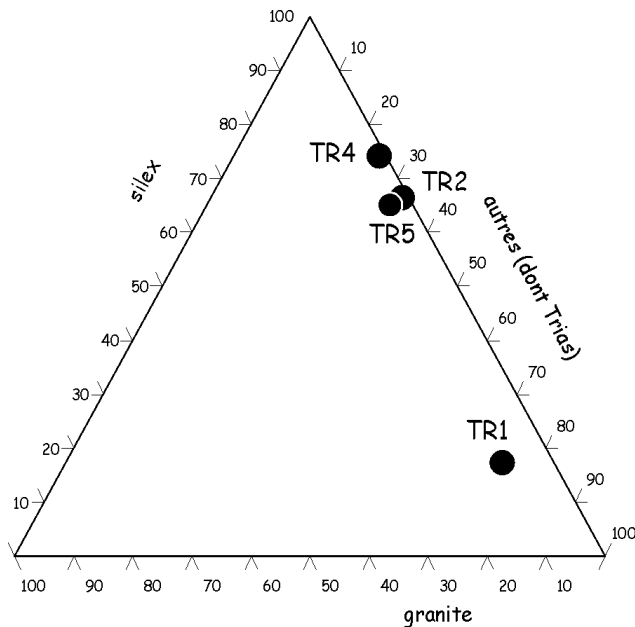


Fig. II. 26 – Pétrographie des galets.

La différence dans la composition des galets traduit une différence dans les apports et les sources. **Les galets de TR1 correspondent bien à la géologie locale, bien plus que les cordons de TR5 et TR4 si l'on considère que le silex est allochtone.** Faut-il y voir les reliques de la période de façonnement originel de la plate-forme et des débris issus d'une falaise primitive ?

Au moins 3 étapes se distinguent correspondant à 4 profils de plage successifs différents (fig. II.27).

Dans ce schéma, **nous proposons donc deux phases transgressives séparées par une phase régressive.**

Seuls les dépôts d'estran de la base de TR5 (couche 2) et les galets de TR1 correspondraient à la première transgression. Le couche 2 de TR5 étant attribuée à un estran, il est probable que des dépôts de haut de plage soient conservés plus proches de la paléofalaise, dans un secteur non exploré.

La séquence régressive est exprimée par une baisse de l'énergie de dépôt que l'on retrouve dans différentes coupes avec passage de dépôts d'estran à des dépôts de haut de plage.

Le deuxième haut-niveau marin est caractérisé par un changement dans la dynamique littorale avec mise en place de cordons de galets épais (couche 4 de TR5 et TR4). Le cordon de galets de TR5 et 4 semble transgressif sur les dépôts sous-jacents : le contact basal est érosif.

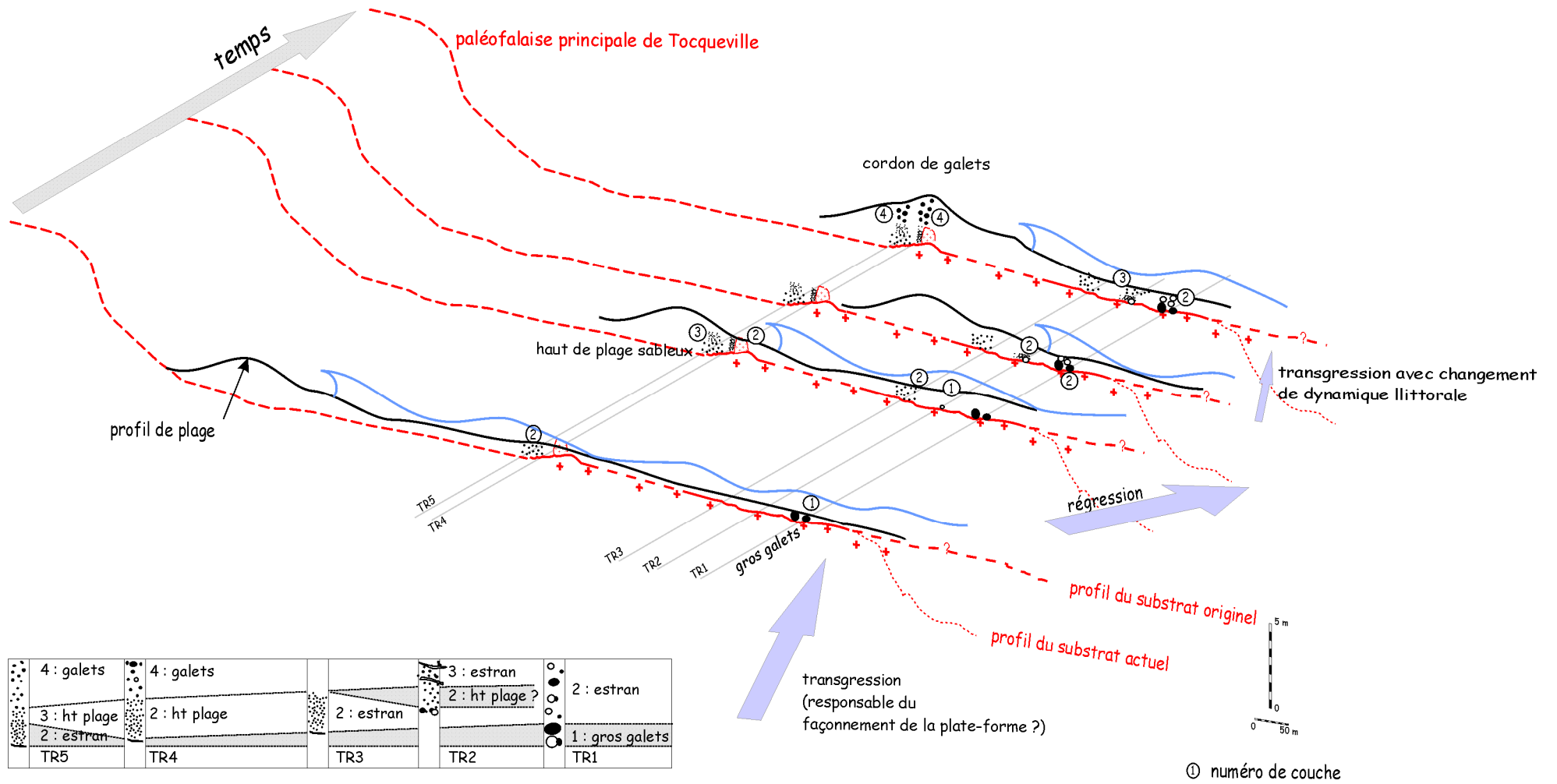


Fig. II. 27 – Reconstitution schématique de l'évolution des dépôts sur le transect de Tocqueville, plate-forme IV.

Ainsi, 2 phases de haut niveau marin séparées par une phase de régression sont enregistrées dans la stratigraphie, traduisant une pulsation du niveau marin, avec une avancée moindre dans la seconde phase. Il y a donc emboîtement des dépôts et conservation de séquences régressives (succession estran- haut de plage) et transgressives (succession haut de plage – estran ou haut de plage – cordon de galets).

2.3.4. Bilan

Le secteur de Tocqueville s'avère donc le plus riche en sédiments marins reposant sur la PF IV. Le substrat se trouve entre 29 et 33 m, sachant que 29 m correspond à la base de la coupe TR1, qui n'est pas au niveau du substrat. En TR5, l'épaisseur de dépôts marins atteint quasiment 2 mètres. Le transect observé, manifestement incomplet pour la première phase, est long de plusieurs centaines de mètres (fig. II.27), ce qui est plus long que la majorité des estrans actuels. L'enregistrement sédimentaire est complexe. L'absence de vision transversale ne permet pas de dire si le littoral de la PF IV à Tocqueville était plus ou moins linéaire ou s'il dessinait de petites anses entre deux caps granitiques comme aujourd'hui.

Le secteur d'Austhot (Néville-sur-Mer), plus à l'ouest, ne montre que des dépôts inférieurs à une cinquantaine de centimètres (sables orangés à galets) voire uniquement un pavage de galets à la surface de l'arène granitique. Peu de dépôts sont conservés, l'érosion a été plus importante. Encore plus à l'ouest, au hameau de la Crévonnerie (entre Saint-Pierre-Eglise et Angoville), le granite qui se trouve à environ 30 m d'altitude n'est recouvert que de 25 cm de loess. Au Hameau des Sens (Cosqueville), le granite affleure à 30 m d'altitude.

Ainsi, de l'est vers l'ouest, le rabotage de la plate-forme se fait plus marqué. La plate-forme disparaît en arrivant sur Fermanville. Par contre, le témoin du Grand Castel au-dessus de l'Anse du Brick pourrait s'y rattacher malgré une altitude 38 m NGF, peut-être due à une position plus proche de la paléofalaise.

Au sud, seuls les dépôts des Perrons piégés dans des couloirs témoignent encore de l'extension de la plate-forme IV, à une altitude de 29 NGF, la plate-forme de Tocqueville s'estompant probablement au niveau de Tronville.

2.4. PLATE-FORME III (19/22-26 M)

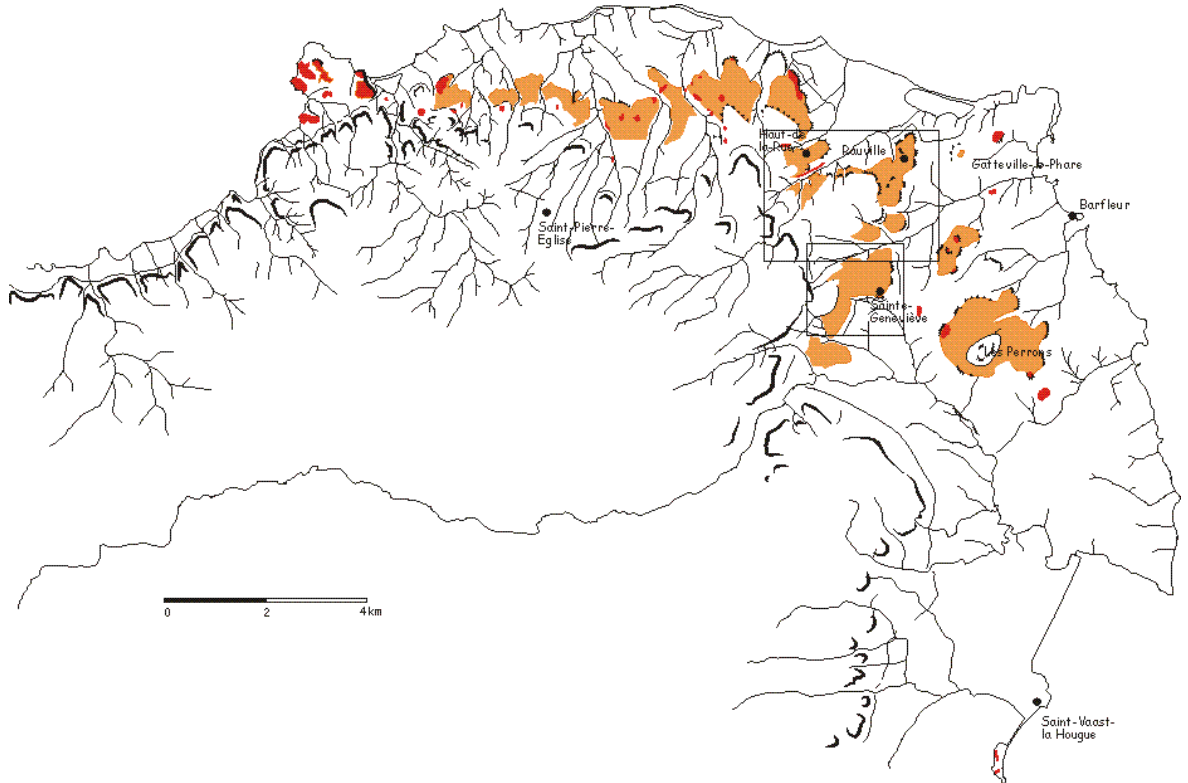


Fig. II. 28 – Extension de la plate-forme III.

La plate-forme III se situe à une altitude moyenne de 22, voire 19 m, à 26 m au niveau du substrat. Comme pour la PF IV, le secteur où les dépôts sont les mieux conservés se situe au nord-est du Val de Saire entre Sainte-Geneviève et Gouberville. La construction du chemin de fer de Cherbourg à Barfleur avait d'ailleurs permis de nombreuses observations dans le secteur de Rauville (Bigot, 1930 ; Dangeard & Graindor, 1956 ; Graindor, 1955 ; Elhaï, 1963).

2.4.1. Coupes de Gatteville "Champ Fougères" et "Clos Honoré"

Ces tranchées ont été réalisées dans le prolongement de celles de Tocqueville – Le Trésor, selon un transect perpendiculaire à la paléofalaise séparant les deux plates-formes. Le relief de cette paléofalaise, avérée par la topographie du granite, est accentuée en surface par la présence d'un vallon sec (fig. II.29).



Fig. II. 29 – Schéma de localisation des sondages CF et CH sur la plate-forme III.

➤ **CF1**

• **Description du profil (fig. II.30)**

5) 0-110 cm : **loess sableux** (+labour).

4) 110-140 cm : **sable fin éolien**, chargé en petits galets et graviers, dont des géliфраacts de silex.

3) 140-185 cm : **sable argileux** + arène (7,5 YR 5/8).

2) 185-205 cm : **sable** à teneur en arène très variable ; à la base, sable grossier franc (7,5 YR 5/8) ; les galets sont de grande taille (20-30 cm) ; la richesse en arène s'explique probablement par la proximité de la paléofalaise.

1) granite arénisé à 26 m NGF.

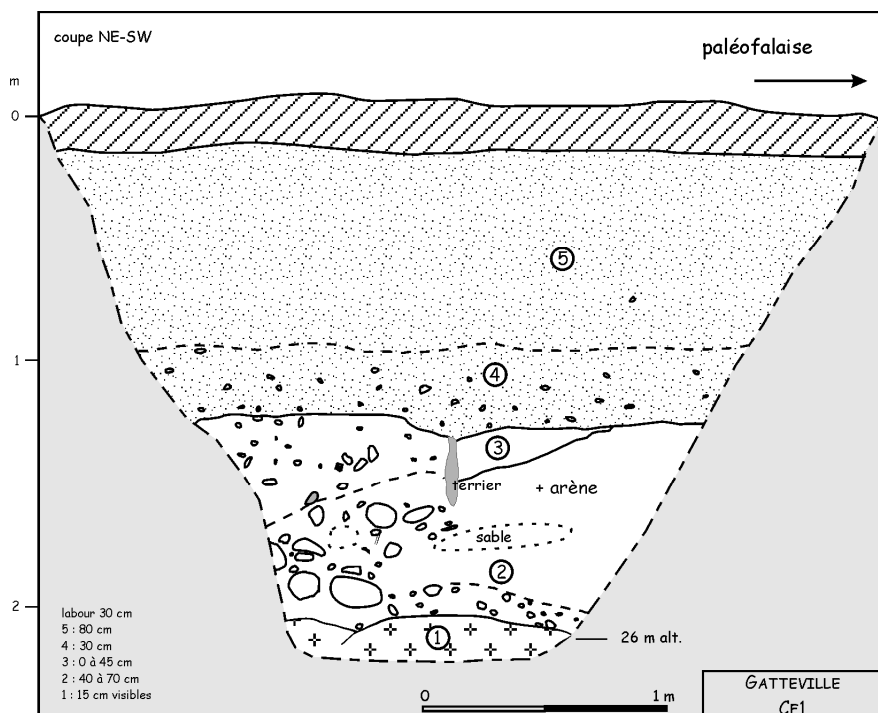


Fig. II. 30 – Coupe CF1.

- **Interprétation**

En raison de la position en pied de paléofalaise, **les dépôts originaux sont nécessairement des dépôts de haut de plage**. Le profil est cependant remanié par colluvionnement et incorporation d'arène. Cette coupe montre la possibilité de trouver un faciès de sable graveleux à galets en haut de plage lorsque l'on est proche d'une paléofalaise.

L'ensemble est tronqué et recouvert par une couverture loessique peu épaisse chargée en cailloutis à la base.

➤ **CF2**

- **Description du profil (fig. II.31)**

La coupe CF2 se situe à une trentaine de mètres de la paléofalaise. Elle se compose de haut en bas de :

- 8) 0-130 cm : **loess** supportant un horizon d'illuviation massif (+ labour) ;
- 7) 130-160 cm : **loess (silt grossier) avec Bt en bandes** ; la base est probablement solifluée (orientation des galets dans la pente avec le grand axe relevant) ;
- 6) 160-180 cm : **cailloutis** composé de graviers et petits galets dans une matrice loessique. Les graviers, supérieurs à 2 mm, sont constitués principalement d'arène grossière, accompagnés de petits galets de silex de 2 à 3 cm de diamètre. Accumulation de petits galets à la base ;
- 5) 180-200 cm : **sable argilo-graveleux** (7,5 YR 5/8), contenant gélifractions de silex et petits galets de silex blancs à cœur ; teneur en argile = 25,8 % ;
micromorphologie : agrégats arrondis composés de sable fin et moyen dans un fond silteux imprégné de fer et d'argile et contenant des papules ; coiffes sur graviers et agrégats ; illuviation discrète dans les fissures.
- 4) petit réseau de fentes local, comblé par un sable fin éolien meuble ;
- 3) 200-260 cm : **sable bariolé** très bien trié, orangé (7,5 YR 5/8) à roux (5 YR 5/8), jaune à la base (10 YR 7/8) ; rares galets dispersés ; teneur en argile = 16,4 % ;
micromorphologie : sable bien classé ; tous les grains sont revêtus d'argiles (mode d'assemblage skelsépique) ; accumulations d'argiles entre grains ; horizon d'illuviation en place.
- 2) 260-280 cm : **sable jaune** emballant des **galets de grande taille** (jusqu'à 10-20 cm), dont nombreux silex ;
- 1) granite arénisé : sommet boule à 25 m NGF.

- **Analyses chimiques**

éch.		Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
CF 2/5	coll. SA	10,42	4,74	0,035	0,31	0,33	0,22	1,35	0,44	0,03
CF 2/3	sable roux	6,30	2,43	0,004	0,12	0,15	0,18	0,92	0,18	0,03
CF 2/1	arène	12,50	1,25	0,014	0,09	0,63	2,30	1,35	0,18	0,03

Tab. II. 9 – Teneur en éléments majeurs sur sédiment total.

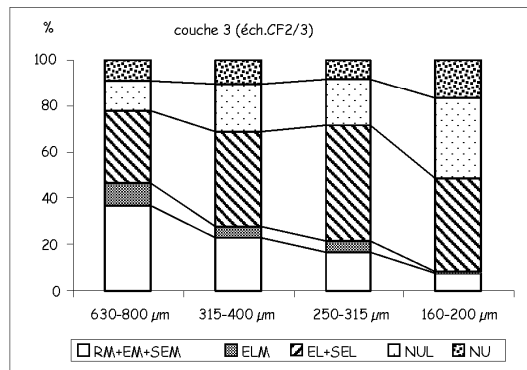
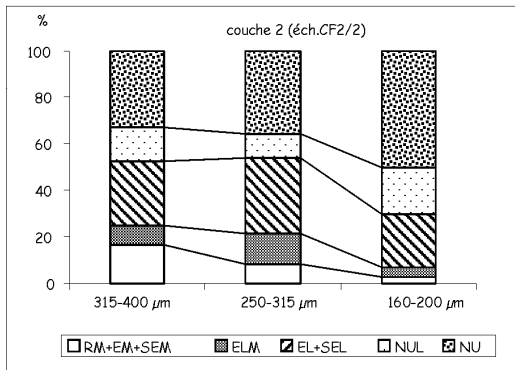
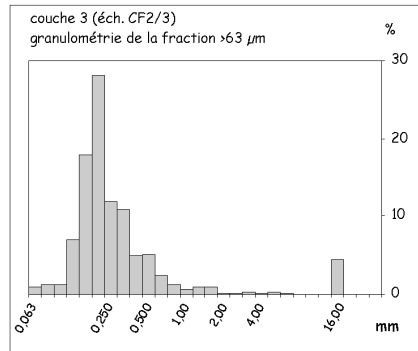
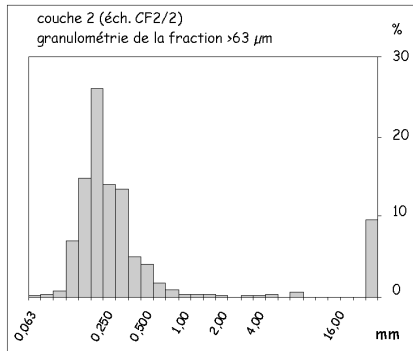
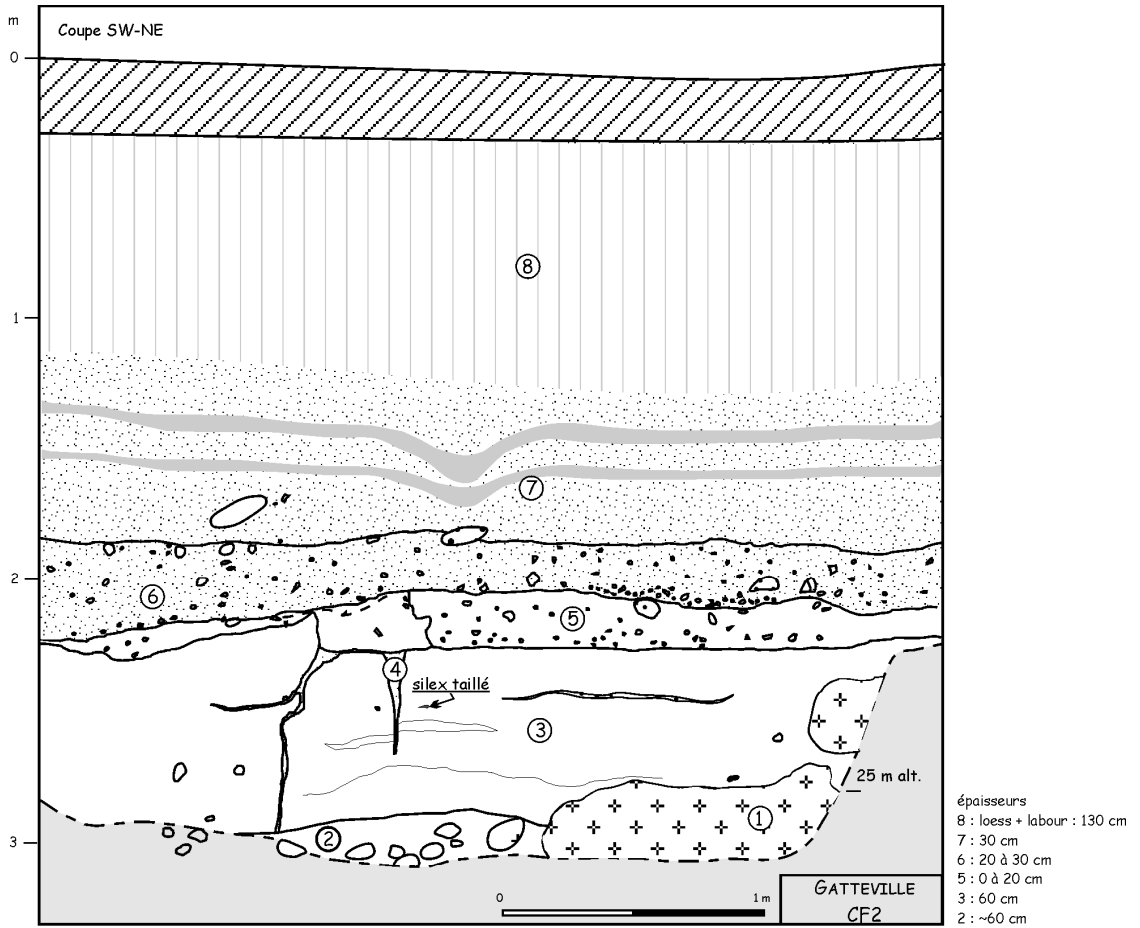


Fig. II. 31 – Coupe CF2 (photo II.9) ; granulométrie et morphoscopie des sables marins.

• **Interprétation**

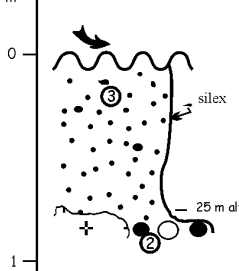
m	LOG	présence galets	classement des sables	empreinte marine / éolisation	faciès / milieu de dépôt probable	variations énergie de dépôt		variations du niveau marin	
	A SI SF SH SG Cg					-	+	-	Tr. +
0									
		très rares	moyen	éol. +++	dune				
1		abondants	moyen	éol. +	cordon de haut de plage ?	↙		↙	

Fig. II. 32 – Interprétation de la coupe CF2.

La coupe CF2 montre deux unités marines bien distinctes par la teneur en galets et l'éolisation des sables. La médiane de ces derniers reste néanmoins sensiblement identique (254 et 221 μm). L'ensemble repose sur des boules de granite (1) semblables à celles des platiers granitiques actuels.

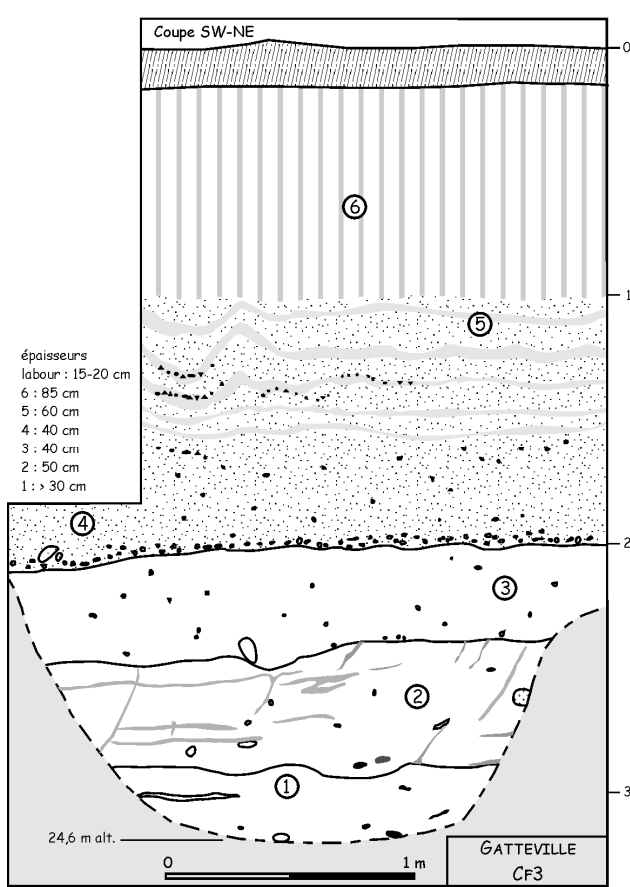
La couche de galets basale pourrait correspondre à un cordon de galets, vraisemblablement mis en place lors de la phase transgressive. **Le sable de la couche 3, relativement bien classé et très bien éolisé, correspond probablement à une dune. La présence d'un siliceux taillé au sein de cette couche est particulièrement intéressante et remarquable.** Nous aurons l'occasion d'y revenir. La succession observée est donc interprétée comme **une séquence régressive avec passage de dépôts grossiers à des dépôts fins** et d'un contexte de haut de plage ou d'estran à une dune.

La couleur du sable roux est d'origine pédogénétique, tous les grains de sable sont revêtus d'argile ferrugineuse. Il s'agit de l'horizon B d'un sol dont les horizons supérieurs ont disparus.

Les dépôts marins sont surmontés d'une séquence continentale complexe composée, comme nous l'avons vu dans les coupes TR2 et TR3, de colluvions sablo-argileuses, d'un cailloutis dans une matrice éolienne et d'un loess. Il existe également un petit réseau de fentes de gel comblé par un sable fin éolien qui peut également être rapproché de la coupe TR3. L'orientation des galets (relevant) à la base de la couche 7 témoigne probablement d'une légère solifluxion. Les colluvions sablo-argileuses correspondent à un sol totalement démantelé par le colluvionnement et le gel (responsable des coiffes).

➤ CF3

• Description du profil (fig. II.33)



6) 0-100 cm : **loess** supportant l'horizon Bt massif (+ labour) ;

5) 100-160 cm : loess sableux 10 YR 5/6 à 5/8 contenant de petites lignes de graviers ondulées ; le **Bt en bandes** est probablement affecté par une thixotropie locale ;

4) 160-200 cm : **dépôt éolien silto-sableux**, chargé en graviers (granite, silex) ; à la base, cailloutis de 10 cm d'épaisseur contenant de nombreux géliфраcts de silex et des petits galets ;

3) 200-240 cm : sable plus argileux que (2), chargé en graviers et petits galets centimétriques ;

2) 240-270 cm : **sable roux** (7,5 YR 5/8), bien classé, légèrement argileux, à galets dispersés

hydromorphie (marbrures grises) ;

1) 270-300 cm : **sable fin beige bien classé** (2,5 YR 7/6), propre, très friable, contient une lentille de sable induré ;

0) en fond de tranchée : **nombreux galets** (microconglomérats, quartzites, silex) dans une matrice de sable beige.

La base de la coupe se situe à 24,6 m NGF.

Fig. II. 33 – Coupe CF3.

• Interprétation

LOG	présence galets	classement des sables	empreinte marine / éolisation	faciès / milieu de dépôt probable	variations énergie de dépôt	variations du niveau marin
A SI SF SH SG Cg					- +	← Rég. → Tr. →
③	petits	mauvais (grav. + fines)	éol. +++ mar +++ NU +	haut de plage ??		
②	dispersés	moyen Md=230 µm	éol. +++ mar +++ NU +	haut de plage ?	?	?
①	absents	bon Md=180 µm	éol. +++ NU +++	dune ?		
	nombreux				←	

Fig. II. 34 – Interprétation de la coupe CF3.

Les sables de cette coupe ont indubitablement subi un façonnement marin et une forte éolisation. Le sable 1 se caractérise par une très forte éolisation, une granulométrie fine et un bon classement. Ces résultats tendraient à indiquer une origine dunaire. Les sables des couches 2 et 3

sont semblables du point de vue morphoscopique. Le mauvais classement de 3 tient à l'abondance de graviers qu'il contient (gélifracsts de silex, arène...). Par ailleurs, la couche 3 présente une forte teneur en particules fines (fraction < 63 µm = 55 %). Ces caractéristiques pourraient indiquer un remaniement ou tout au moins une altération du dépôt, qui serait l'équivalent latéral de la couche 5 de CF2. L'absence de colluvions argileuses nettes se retrouve dans la coupe CF4.

La base de la séquence éolienne se marque par ailleurs par une troncature très nette et un cailloutis.

➤ **CF4**

• **Description du profil (fig. II.35)**

7) 0-115 cm : **loess** supportant un Bt massif peu prononcé (+ labour) ;

6) 115-150 cm : **sable très fin éolien supportant un Bt en bandes** ondulées ;

5) 150-210 cm : **sable très fin éolien** (horizon "C" du loess), 10 YR 5/6, **chargé en lignes de graviers aréniques** ;

4) 210-240 cm : **sédiment éolien** reposant sur une limite érosive nette, riche en graviers (gélifracsts de silex, quartz, granite) ; rares petits galets ; la limite sommitale est probablement cryoturbée et/ou solifluée (flamines) ;

3) 240-290 cm : **sable silteux orange et gris** (10 YR 5/6) ; passée plus claire au sommet soulignée par un liseré foncé (10 YR 4/3) ; contient galets et graviers roulés ;

2) 290-315 cm : **sable grossier roux** (5 YR 5/8) marbré de gris, légèrement argileux, hydromorphe, souligné à la base par un liseré rouille induré ;

1) 315- ? : **sable jaune friable** ; en-dessous, **galets** dont granites arénisés et microconglomérats.

La base de la coupe se situe à 24,4 m NGF. La profondeur du granite n'est pas connue.

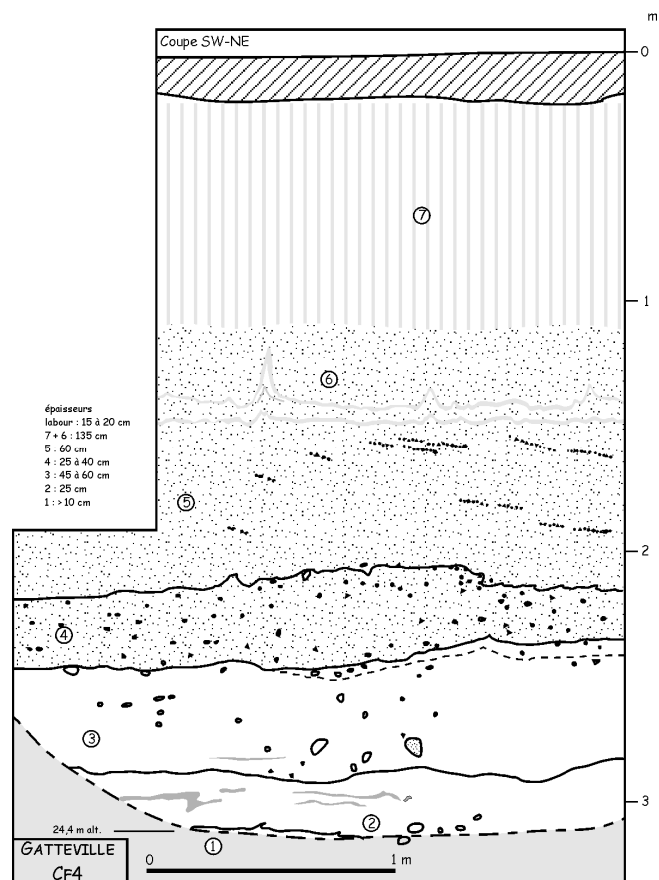


Fig. II. 35 – Coupe CF4

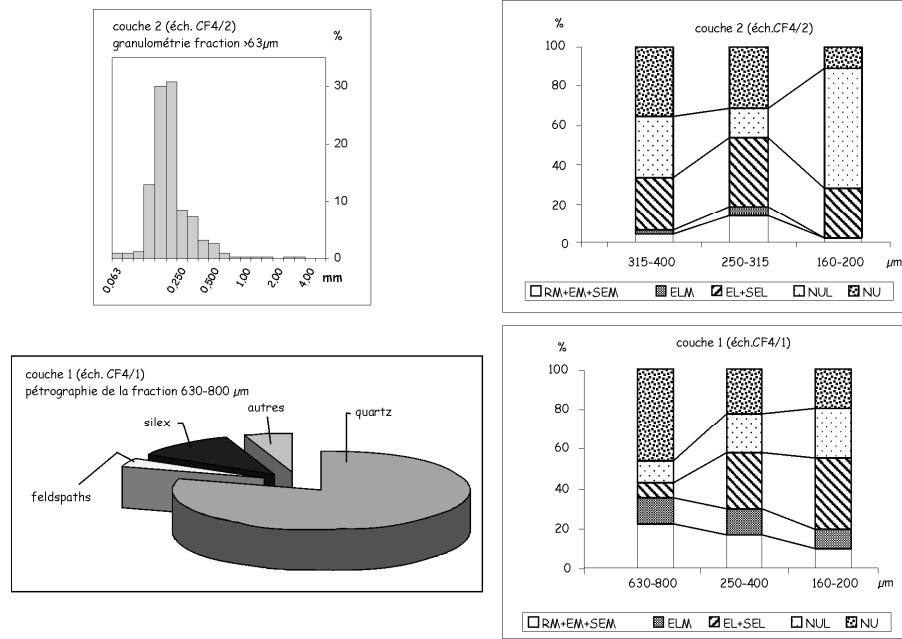


Fig. II. 36 – Coupe CF4 : caractéristiques des couches 1 et 2.

• **Interprétation**

De même que dans la coupe CF3, deux faciès semblables sur le plan des caractéristiques morphoscopiques se superposent (couches 2 et 3), ici attribuables à un estran (et à un haut de plage dans CF3). Ils se différencient là encore par la teneur en graviers et en fines de la couche supérieure. Cela correspond probablement à des phénomènes post-dépositionnels.

Ici comme en CF3, la troncature à la base de la séquence éolienne est très nette. La partie inférieure du sable fin éolien contient en outre des lignes de graviers attribuées à un ruissellement saisonnier

LOG A Si SF SM SG Cg	présence galets	classement des sables	empreinte marine / éolisation	faciès / milieu de dépôt probable	variations énergie de dépôt		variations du niveau marin	
					-	+	← Rég.	Tr. →
0	petits	silt + SM mal classé	éol. + mar. ++	estran		?		
1	dispersés	bon (SM)	éol. - mar. ++ NU ++	estran	↖			
24,4 m alt.	nombreux	bon (SM)	éol. ++ mar. +	haut de plage ou estran ?			↗	

Fig. II. 37 – Interprétation de la coupe CF4.

Les séquences de couverture de CF3 et CF4 sont particulièrement épaisses, ce qui est sans doute dû à la position en angle mort au pied de la paléofalaise.

➤ CH2

• Description du profil (fig. II.38)

6) 0-130 cm : loess, sableux à la base (+ labour).

5) 130-160 cm : sable bien trié très argileux, à graviers et nombreux petits galets (2-5 voire 10 cm), dont beaucoup de silex géolifracrés plus ou moins anciennement, grès, quartz...

4) 160-175 cm : sable argileux, soliflué (teneur en argile et silex élevées).

3) 175-185 cm : lentille de galets quasi-jointifs, plus argileuse que (2). Teneur en argile laissant penser que la lentille est déjà un apport soliflué.

2) 185-225 cm : sable homogène roux (10 YR 5/8), friable, quasiment sans galets.

1) granite arénisé à 22,2 m NGF.

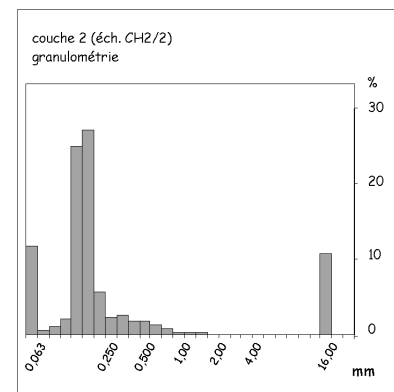
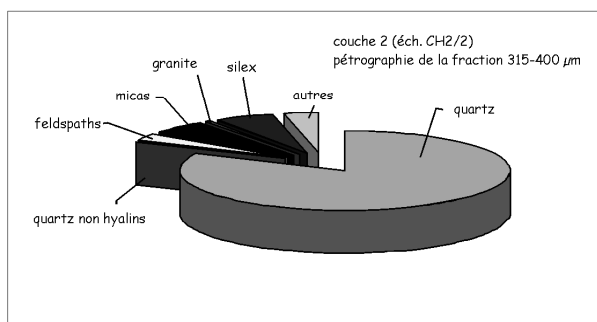
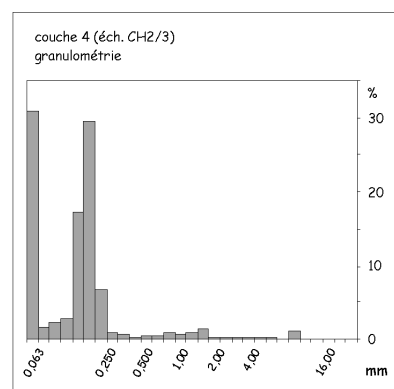
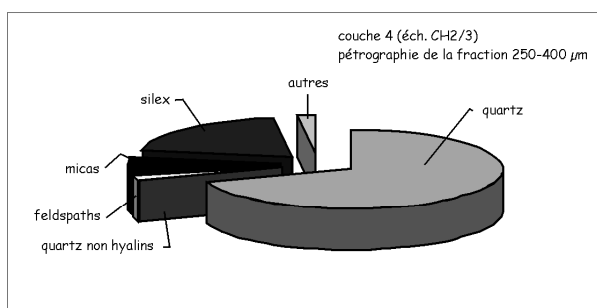
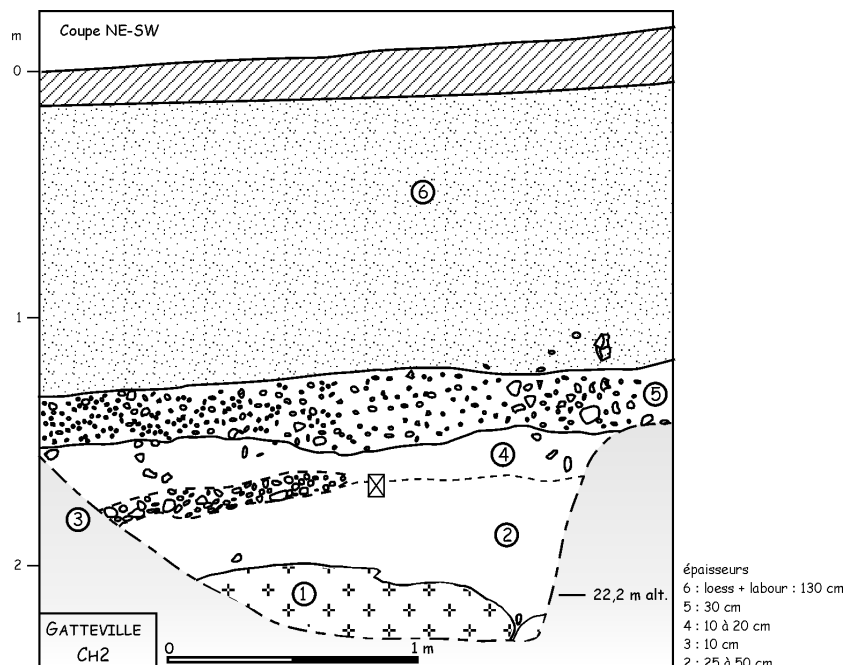


Fig. II. 38 – Coupe CH2 : coupe et résultats analytiques. La couche 4 est enrichie en grains de silex par rapport à la couche 2.

• **Interprétation**

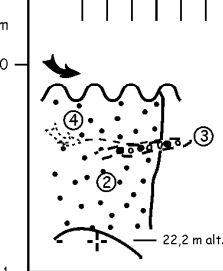
LOG A SI SF SMI SG Cg	présence galets	classement des sables	empreinte marine / éolisation	faciès / milieu de dépôt probable	variations énergie de dépôt		variations du niveau marin	
					-	+	-	Tr. + Rég.
	en lentille	moyen (SFA) + forte teneur en silex	éol. ++ mar. + NU ++	sédiment marin repris en dépôt de pente				
	rares à absents	moyen (SF)	éol. + mar. +++ NU +	estran ?				

Fig. II. 39 – Interprétation de la coupe CH2.

Les dépôts marins de la coupe CH2 se divisent en deux ensembles (couche 2 et couche 4) nettement différenciées par la teneur en fines et la teneur en silex. La fraction sableuse présente une médiane semblable (170 et 178 microns). Par contre, un élément intéressant est la teneur en silex du sable (fig. II.37) : de l'ordre de 6 % dans la couche 2 (éch. CH2/2), elle atteint 20 % dans la couche 4 (éch. CH2/3). **Cette teneur en silex élevée est interprétée comme la marque d'un sédiment plus évolué, plus altéré** (fig. II.13). Il s'agit donc probablement du remaniement d'un sable de type de celui de la couche 2 avec incorporation de sable altéré plus ancien.

La teneur en argile de la couche 5 laisse également penser qu'il s'agit de colluvions.

➤ **CHI**

La coupe CH1 se situe au niveau d'un vallon marqué par un berceau dans la topographie. Une partie des dépôts est manifestement alluviale (présence de chenaux).

• **Description du profil (fig. II.40)**

- 8) 0-140 cm : **loess**. Bt peu exprimé.
- 7) 140-150 cm : cailloutis (arène, graviers silex gélivés, galets grès et quartz) dans matrice loessique.
- 6) 150-160 cm : **chenal** présentant à la base un assemblage openwork de graviers (silex roulés, arène) et petits galets < 2cm (grès et granite) ; sable marin dans la fraction sableuse.
- 5) 160-190 cm : sédiment gravelo-argileux imperméable (arène, galets dispersés).
- 4) 190-200 cm : sable fin argileux.
- 3) 200-250 cm : sable arénacé ; passées grises de sable plus fin sans graviers.
- 2) 250-260 cm : sable + arène, contenant des galets ; les plus gros à la base, au contact du substrat granitique ; silex gélivés en place.
- 1) granite très arénisé, manifestement issu d'anciennes boules granitiques à 22,4 m NGF.

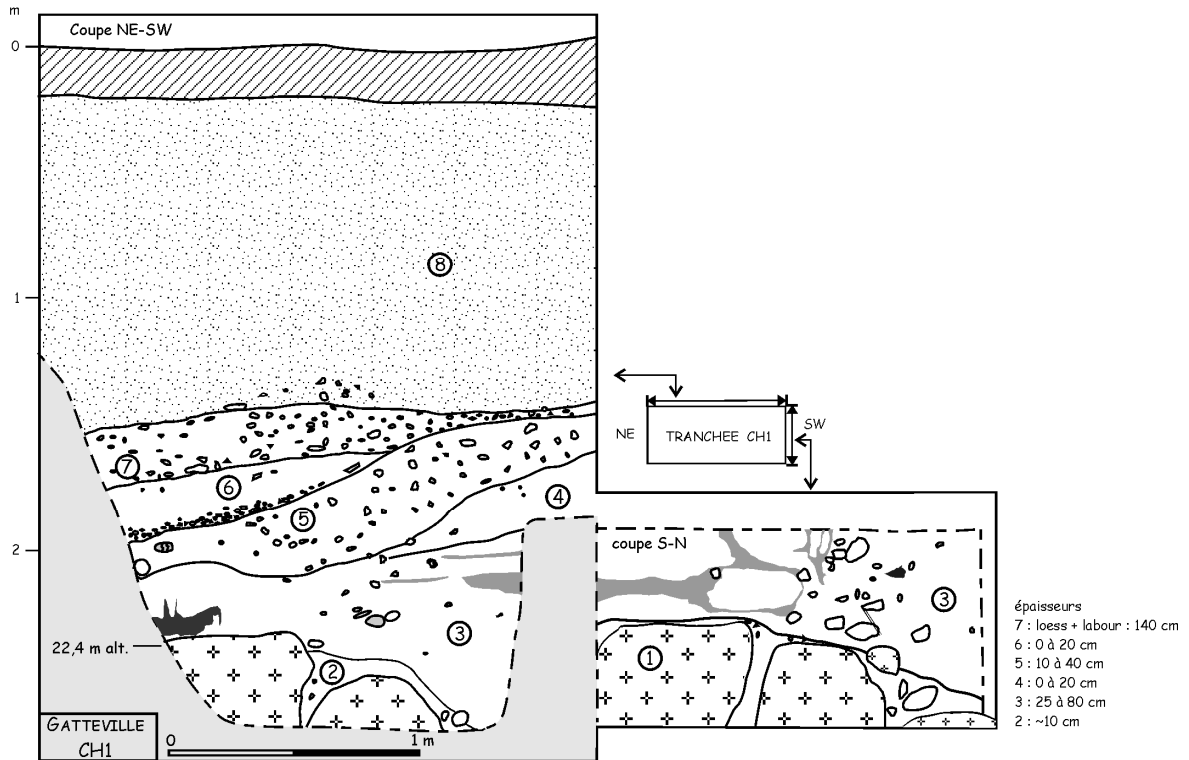


Fig. II. 40 – Coupe CH1.

• **Analyses**

		Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
CH 1/6	coll.	10,80	1,99	0,034	0,27	0,31	0,65	3,11	0,35	0,02
CH 1/5	6) SF arg.	9,66	2,20	0,046	0,32	0,26	0,28	1,68	0,53	0,02
CH 1/2	sable	6,79	2,30	0,012	0,18	0,23	0,24	0,74	0,26	0,03

Fig. II. 41 – Concentrations en éléments majeurs (en % sur éch. total).

Comme dans le cas de CF2, les colluvions sont enrichies en Al₂O₃ par rapport aux sables, ce qui reflète probablement la teneur en argile. Les teneurs élevées en cations basiques sont quant à elles liées à la fraction arénique du sédiment colluvionné, riche en plagioclases.

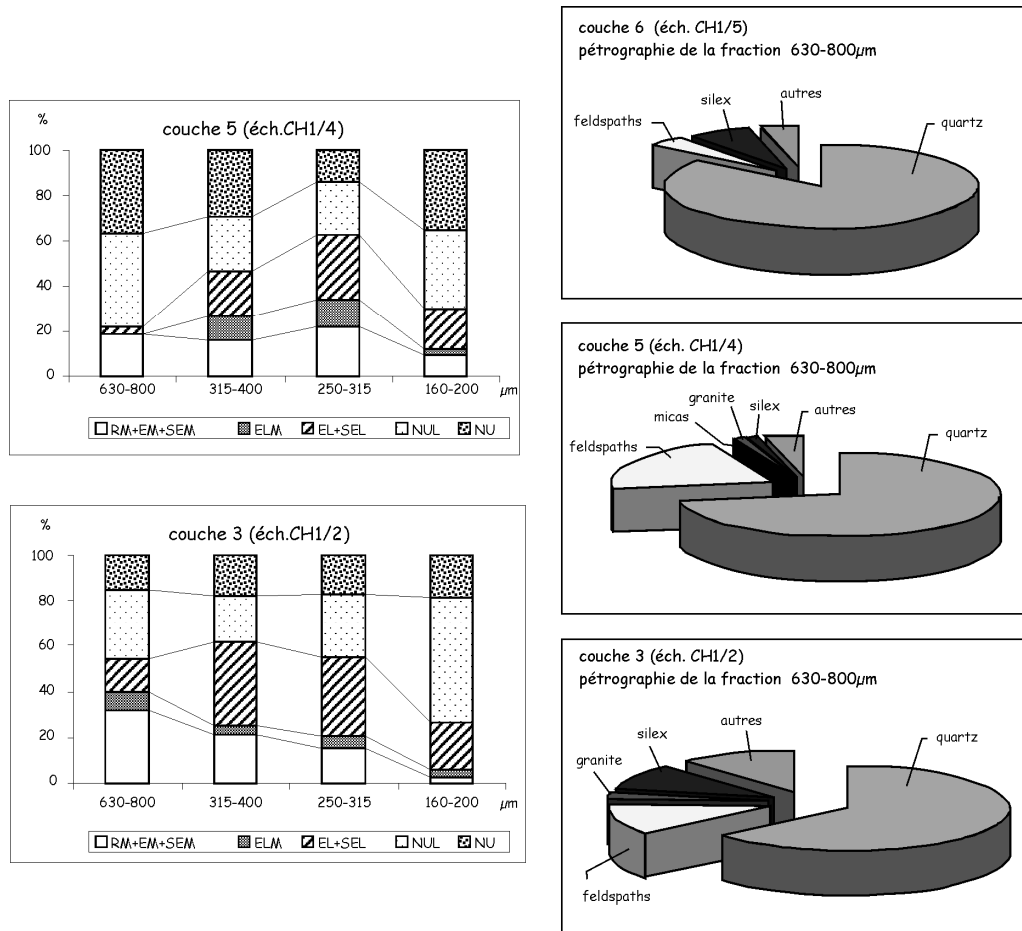


Fig. II. 42 – Morphoscopie et pétrographie des sables de la coupe CH1.

• **Interprétation**

LOG A Si SF SH SG Cg	présence galets	classement des sables	empreinte marine / éolisation	faciès / milieu de dépôt probable	variations énergie de dépôt - +	variations du niveau marin - Rég. Tr. +
				chenaux : alluvial remaniant marin		
	rare	bon (SF, Md = 179 µm)	éol. ++ mar. +++	haut de plage ou estran		
	assez nombreux			platier		?

Fig. II. 43 – Interprétation de la coupe CH1.

La coupe CH1 montre le passage d'un système marin à un système alluvial, sans que l'on puisse estimer l'importance des troncutures.

Les couches 2 et 3 sont mises en place par une dynamique marine. Le stock sableux est semblable à celui de CH2 (sable fin). Le bon classement et l'éolisation amènent à considérer la

couche 3 comme un sable de haut de plage, à moins qu'il ne s'agisse d'un estran fin ayant incorporé des sables éolisés.

La couche 3 est tronquée par **un système en chenaux** (couches 4 à 7) dont la mise en place est alluviale et/ou colluviale. La tranchée se situe d'ailleurs sur un vallon visible dans la topographie à proximité d'une source (présence d'un abreuvoir). Seule la couche 6 avec un cailloutis *openwork* témoigne d'une dynamique alluviale avec certitude. Les autres couches, massives, correspondent davantage à des dépôts de pente. Les sédiments repris dans cette dynamique continentale sont des sédiments marins (cf. morphoscopie) enrichis en arène (éch. CH1/4) et contenant de nombreux galets issus de formations voisines.

➤ **Organisation des faciès – système sédimentaire**

Les coupes étudiées constituent un transect à proximité immédiate de la paléofalaise, plus restreint dans l'espace que celui du Trésor. La longueur du transect observé atteint 150 m, ce qui correspond à un profil de plage actuelle. Cependant, il nous manque la partie plus distale de la plate-forme.

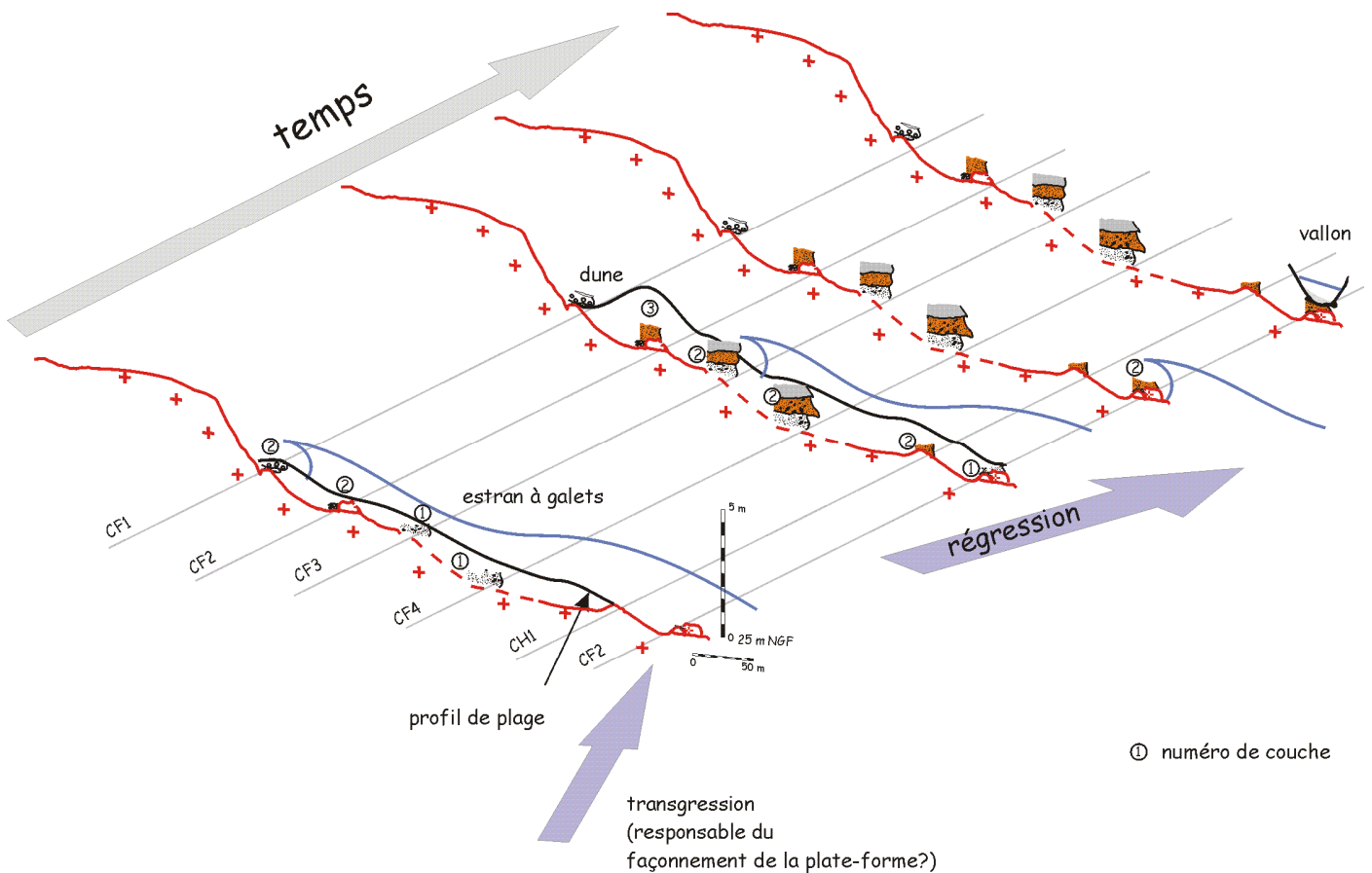


Fig. II. 44 – Schéma d'interprétation de la séquence stratigraphique de Champ Fougères et Clos Honoré.

L'évolution sur ce transect est plus simple que sur le Trésor. Il ne semble pas y avoir de pulsation du niveau marin. **La séquence conservée est une séquence régressive marquée par le passage d'une dynamique à galets à une dune dans les coupes les plus proximales (CF2) et un estran sableux dans les autres (coupes CF3, CF4, CH1).**

La granulométrie des sables diminue au long du profil vers le large, ce qui est caractéristique de l'organisation littorale (Guilcher, 1954).

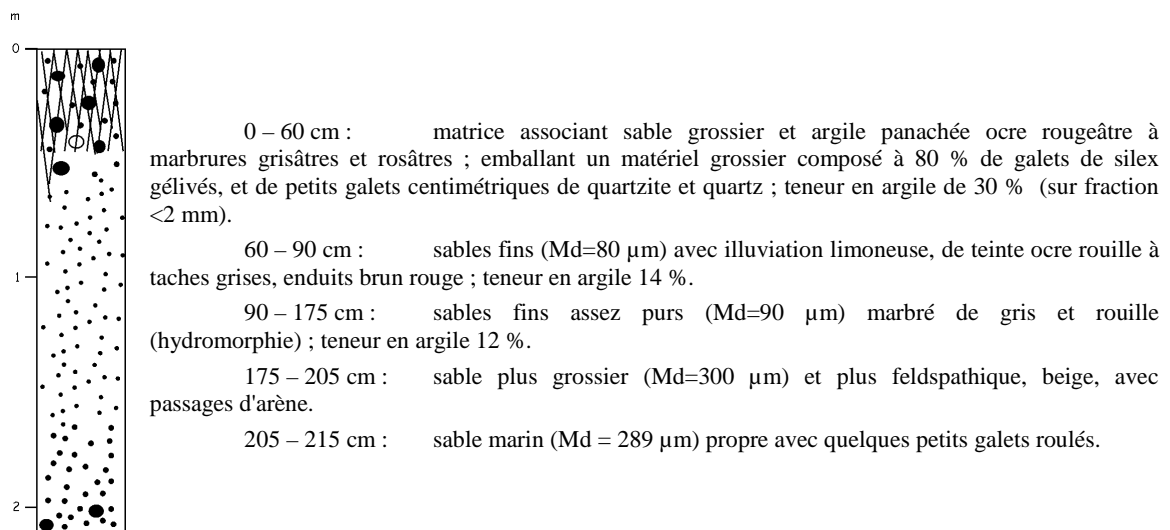
2.4.2. Gouberville – Haut-de-la-Rue

Le Haut-de-la-Rue sur la commune de Gouberville se situe sur l'interfluve au-dessus de la vallée de la Couplière, le long de la D125.

Une ancienne carrière montrait des poches de sables marins reliques, encore partiellement visibles dans la tranchée du chemin de fer. La plate-forme d'abrasion fossile est visible sur le bord du chemin vers 25 m NGF. Des épandages de galets parsèment les champs légèrement en contrebas (champ de la Fontaine Babillette) entre 20 et 26 m d'altitude. Un comptage de galets dans ce secteur a montré la dominance des roches triasiques et la quasi absence des silex.

Les données exposées ici proviennent des documents du Centre de Géomorphologie. La coupe a été levée par J.-P. Coutard et J.-C. Ozouf le 1^{er} juillet 1986. Cette coupe n'est plus visible.

Elle se situe ver 25 m NGF.



Il s'agit donc de dépôts anciens qui ont subi une pédogenèse importante et complexe, mais ensuite tronqués et perturbés par des phénomènes périglaciaires responsables de la gélifraction intense des silex. On note par ailleurs l'abondance de silex dans cette coupe, en totale opposition avec le comptage effectué dans le champ de la Fontaine Babillette, pourtant peu éloigné (environ 250 m). Quelques silex taillés ont jadis été récoltés dans le secteur à la base de la couverture limoneuse peu épaisse qui recouvre les dépôts anciens.

2.4.3. Sainte-Geneviève

L'espace entre le bourg de Sainte-Geneviève et l'escarpement de Tronville est recouvert d'une forte épaisseur de dépôts, atteignant 4 m, explorée uniquement à la tarière.

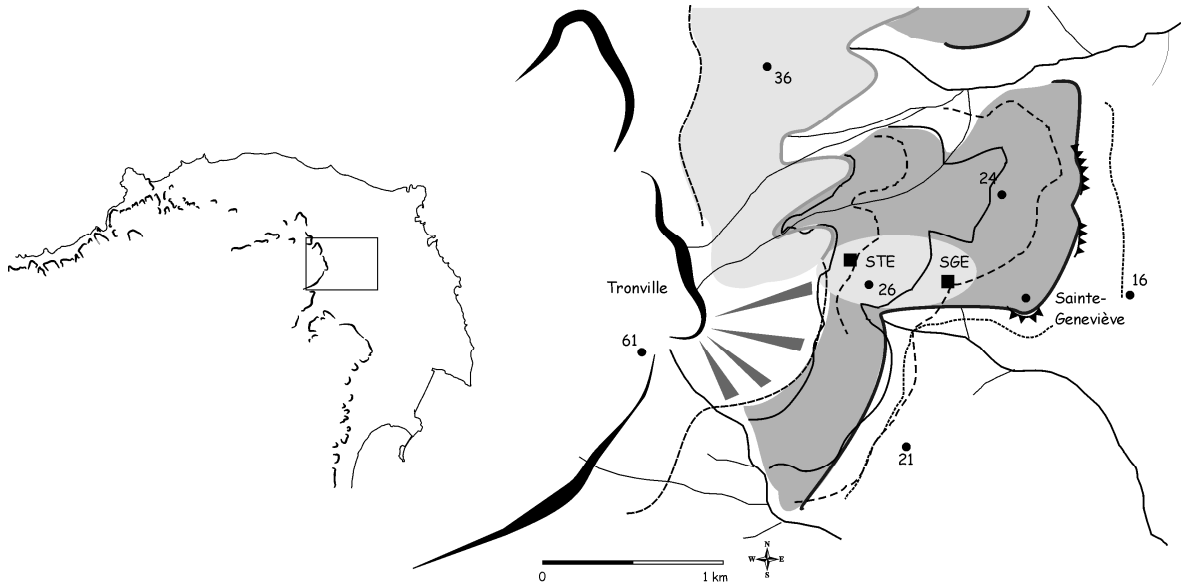


Fig. II. 45 – Schéma de situation des sondages de Sainte-Geneviève.

- **Sondage STE, dans le versant**

- 0 – 1,80 m : loess, hydromorphe à la base ;
- 1,80 – 2,00 m : loess sableux chargé en galets ;
- 2,00 – 4,00 m : sable graveleux, plus fin au sommet, emballant des galets dont le module augmente vers le bas (jusqu'à 10-15 cm), surtout à partir de 3,40 m ;
- 4,00 m : roche briovérienne altérée vers 23,5 m NGF.

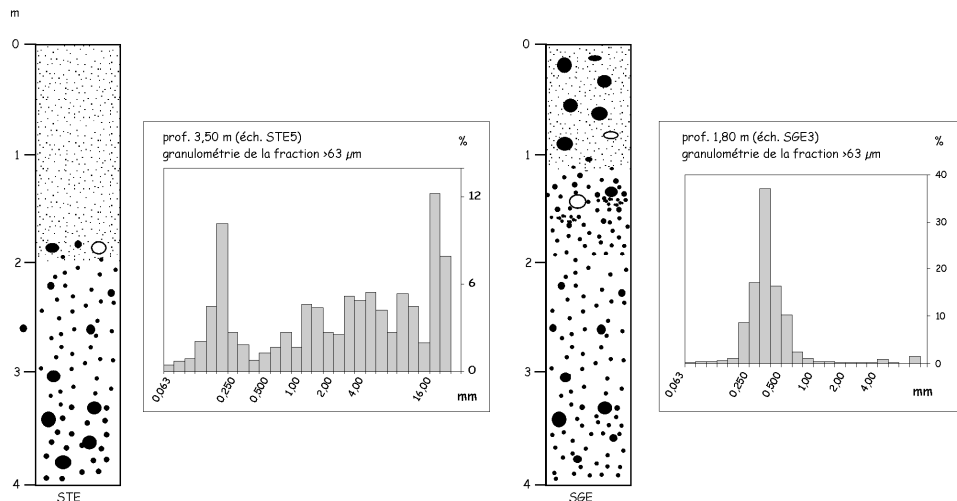


Fig. II. 46 – Logs et granulométrie des sables de Sainte-Geneviève.

- **Sondage SGE, sur le replat**

- 0 – 1,20 m : galets remaniés dans une matrice limono-argileuse.

1,20 – 1,70 m : sable moyen à grossier orange emballant des galets (granite, Trias, silex) atteignant 10 à 12 cm avec parfois des passées de sable fin.

1,70 – 4,00 : sable moyen très bien trié jaune, propre, sans galets sur 30 cm puis avec des galets épars (granite, Briovérien, Trias, silex...).

4,00 m : roche briovérienne altérée vers 19 m NGF.

Le substrat est ici une roche briovérienne altérée appartenant à l'auréole de métamorphisme. Le stock sableux reste cependant le même, c'est-à-dire siliciclastique et composé majoritairement de quartz. Les sables marins sont en outre pauvres en silex. L'échantillon STE5 montre un mélange de deux stocks, l'un sableux et bien classé, l'autre graveleux.

Le sondage STE montre un granoclassement décroissant dans une formation sablo-graveleuse à galets. La coupe est probablement très proche de la paléofalaise.

Dans le sondage SGE, il semble y avoir deux séquences avec là encore la superposition d'une formation sableuse sur une formation sablo-graveleuse à galets. En effet, le sable propre situé entre 1,70 et 2 m (éch. SGE 3) est bien classé et nettement éolisé ; il pourrait correspondre à un haut de plage sableux recouvrant une plage à galets. La séquence serait alors régressive. Cependant, l'ensemble est recouvert d'un deuxième apport de sédiment à galets dans une matrice sableuse grossière de granulométrie variable, qui pourrait être attribuée à un estran (empreinte marine plus marquée que l'empreinte éolienne). Y'a-t-il enregistrement d'une petite pulsation relative du niveau marin ? L'observation sur un sondage unique ne permet pas de conclure.

2.4.4. *Bilan*

La plate-forme III est largement développée dans l'ensemble du Val de Saire, en particulier au nord-est au contact de la paléofalaise, autour de 19 à 26 m. Plus largement dans le Bas-Pays, quelques jalons marquent l'extension passée des dépôts marins : la carrière de Gatteville en arrière du quai de chargement allemand où des galets sont épars à la surface du granite (photo II.10), le secteur des Perrons, généralement érodé.

L'épaisseur de dépôts marins conservée peut atteindre des valeurs importantes (près de 4 m sur Sainte-Geneviève, mais seulement 1 m dans les coupes du Champ Fougères). Les épaisseurs de Sainte-Geneviève sont nettement supérieures à l'épaisseur des plages actuelles de la côte est, telle que nous avons pu l'observer. Le sondage se trouve-t-il dans un couloir ? Faut-il y voir un cordon littoral ? A Gattemare nous avons pu observer des intercalations sableuses dans le cordon graveleux, comme dans le sondage SGE.

A l'exception du sondage SGE, malheureusement isolé, les coupes observées ne témoignent que d'une séquence régressive voyant se succéder dépôts grossiers à galets et sédiments sableux dunaires ou d'estran.

2.5. PLATE-FORME II ET IIbis (14-18 M / 9-13 M ?)

La cartographie de la plate-forme II s'avère plus complexe que celle des deux précédentes. Le relief, tant en surface que pour le substrat, est souvent moins marqué. Si une plate-forme se dessine nettement dans des secteurs comme celui de la Houe (Montfarville), les espaces entre Sainte-Geneviève et Barfleur s'avèrent plus délicats à interpréter. **L'altitude du substrat et la répartition des dépôts marins suggèrent un dédoublement de la plate-forme, sans séparation nette entre les épisodes** (fig. II.47).

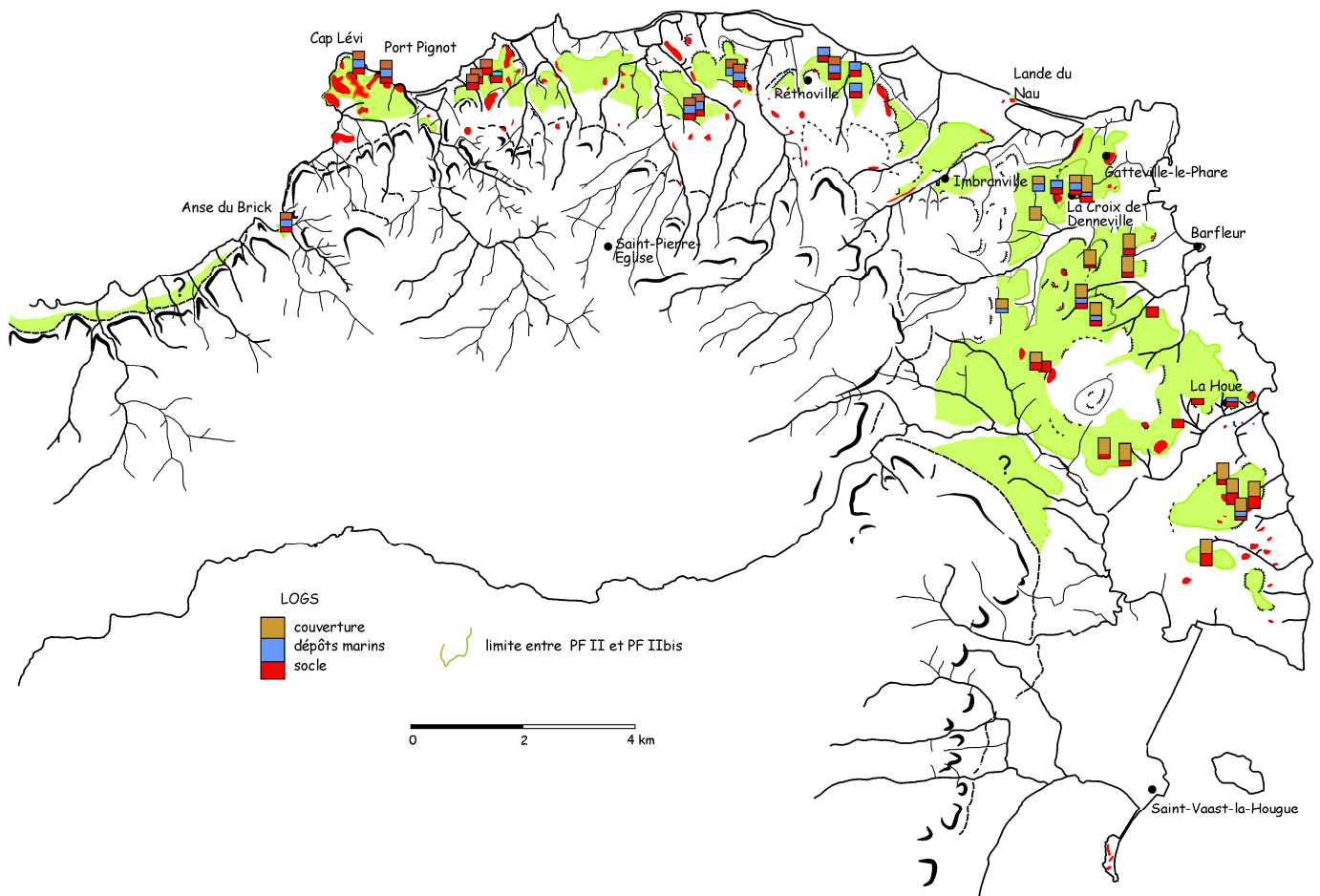


Fig. II. 47 – Extension de la plate-forme II - IIbis.

2.5.1. Secteur de Gatteville-le-Phare – La Croix de Denneville

Le secteur de Gatteville - La Croix de Denneville a été choisi pour sa position dans la continuation du transect décrit avec les coupes du Trésor et de Champs Fougères et en raison de la présence de galets dans certaines parcelles proches. De plus, un replat se dessine dans le paysage autour de 16 m d'altitude.

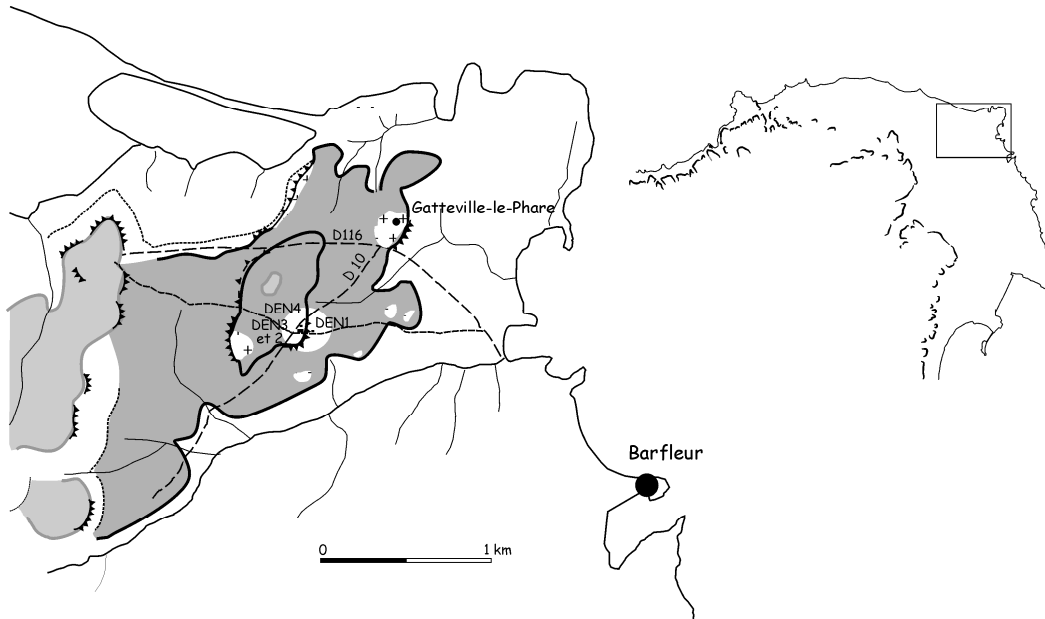
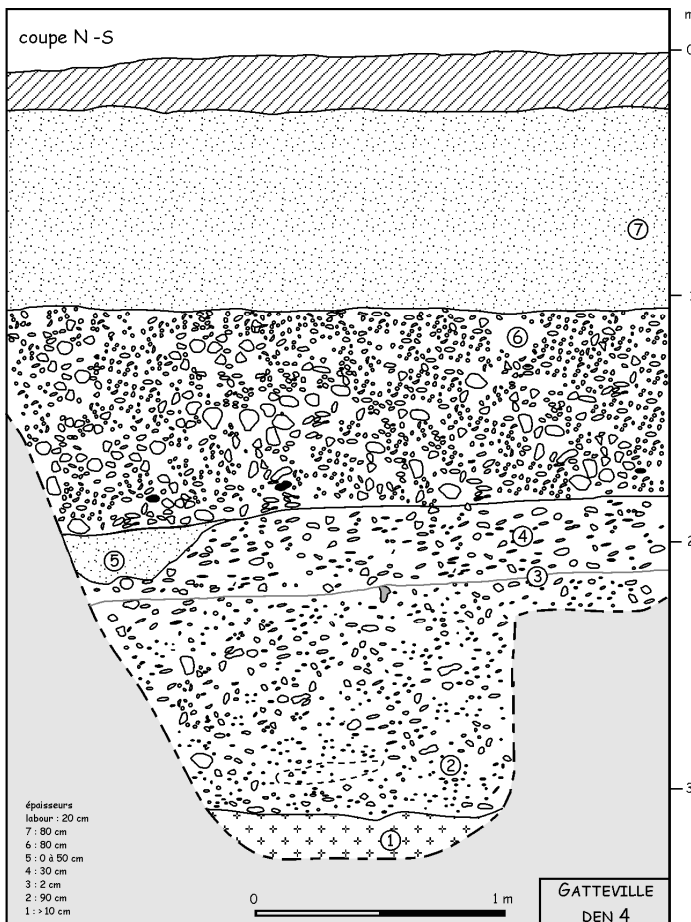


Fig. II. 48 – Situation des sondages de la Croix de Denneville.

➤ DEN4

• Description du profil (fig. II.49)



- 7) 20-100 cm : **loess** (+ 20 cm labour).
- 6) 100-180 cm : **galets jointifs** majoritairement en silex (module 3-5 cm voire 10-12 cm), dans une **matrice argilo-graveleuse** (teneur en argile = 22 %); tronque (5).
- 5) 180-200 cm : **sable fin éolien beige** ; limite basale nette, érosive ?
- 4) 180-210 cm : semblable à 2) mais galets plus dispersés et présentant une orientation préférentielle dans le sens de la pente ; matrice chargée en arène.
- 3) liseré noir : imprégnation ferreuse (probablement limite de battement de nappe).
- 2) 210-300 cm : **sable graveleux à galets**, contenant des passées franchement sableuses, friables ; taille des galets augmentant vers le haut.
- 1) granite arénisé à 12,80 m NGF.

Fig. II. 49 – Coupe DEN4.

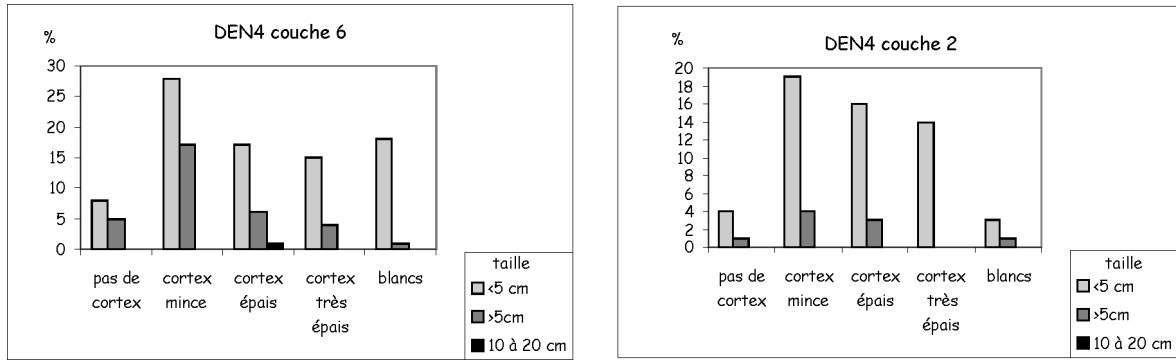


Fig. II. 50 – État d'altération des silex dans les formations de DEN4.

• **Interprétation**

La coupe DEN4 présente deux formations à galets nettement distinctes. Dans les couches 2 et 4, la matrice est sablo-graveleuse et la fraction sableuse contient 40 à 50 % de sable façonné par la mer. Dans la couche 6, le sable est constitué à 80 % de grains non usés issus de l'arène granitique. La teneur en argile atteint 22 %. Enfin, si l'état d'altération des silex est globalement semblable, **la couche 6 contient un surplus de petits galets blancs à cœur**, provenant probablement de dépôts plus anciens ou dus à une exposition à l'altération plus longue. Contrairement aux dépôts marins remaniés des coupes de Champs Honoré, la fraction sableuse de la couche 6 (éch. DEN4/5) ne présente pas une teneur en grains de silex importante.

La couche 6 pourrait constituer l'horizon d'altération des dépôts marins si elle ne tronquait pas un premier apport loessique préservé en poches (couche 5). Il s'agit probablement d'un debris flow.

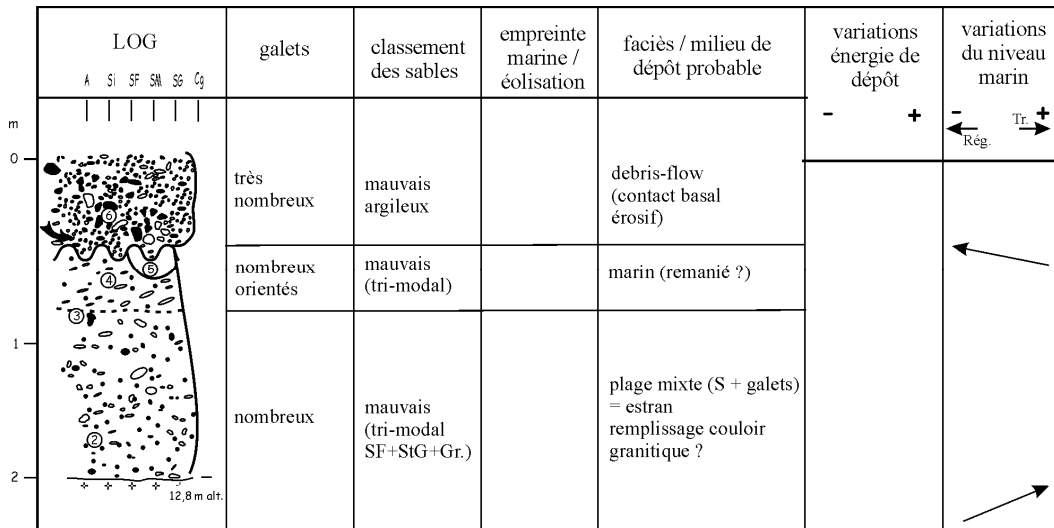


Fig. II. 51 – Interprétation de la coupe DEN4.

La position topographique par rapport à la coupe DEN3 laisse en outre penser que la coupe DEN4 correspond au remplissage d'un couloir granitique, comme il en existe à la Houe (partie III, chap. 2).

➤ **DEN3**

• **Description du profil (fig. II.52)**

- 4) 25-65 cm : **loess** très chargé en graviers et galets à la base, affecté par un horizon Bt massif ;
- 3) 65-85 cm : **sable moyen roux** (7,5 YR 5/8), graveleux, emballant de nombreux galets ;
micromorphologie : sable mal classé avec revêtements argileux autour des grains ; gros grains ferrugineux issus d'un sol démantelé.
- 2) 85-110 cm : **silt argileux jaune-gris** (10 YR 6/6 à 6/8) ;
micromorphologie : silt quartzeux avec glauconie et micas organisés en agrégats et restes de croûtes ferrugineuses ; revêtements argileux dans les chenaux.
- 1) 110-130 cm : silt argileux (10 YR 5/4) contenant des graviers de silex roulés et de l'arène granitique graveleuse. Granite à 15 m NGF.

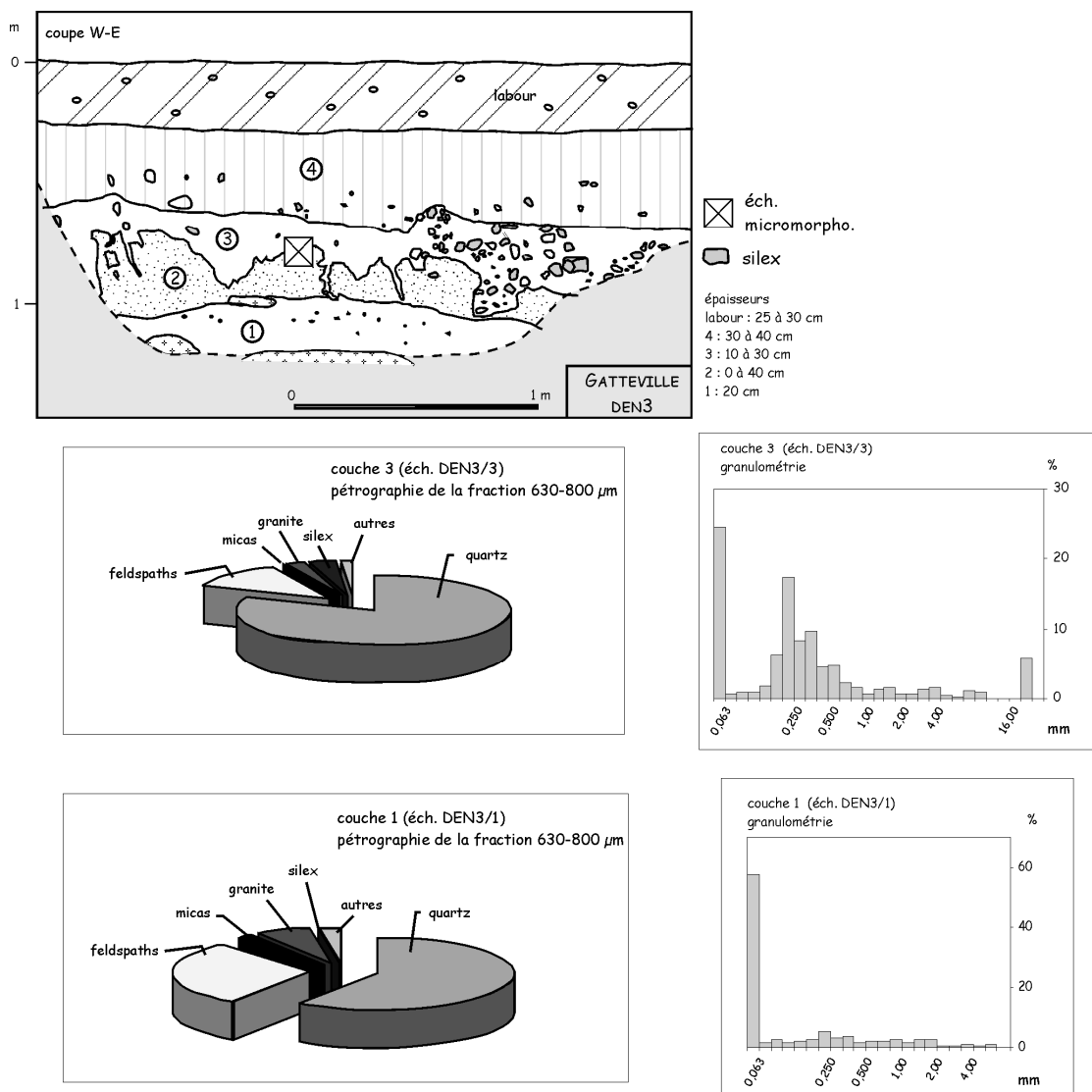


Fig. II. 52 – Coupe DEN3 ; pétrographie et granulométrie des couches 1 et 3.

- **Interprétation**

La coupe DEN3 est très comprimée. Elle est différente de toutes les autres coupes étudiées par la présence de dépôts silteux à la base. Seule la couche 3 présente les caractéristiques d'un matériel marin. En lame mince, il apparaît que la couche 2 est un matériel loessique ayant subi une pédogenèse démantelée dont il reste des nodules ferrugineux.

L'interprétation proposée est donc la suivante :

- **les couches 1 et 2 correspondent à un matériel loessique**, légèrement chargé en sable marin et en arène (cf. teneur en feldspath de l'éch. DEN3/1), interprété comme un loess saalien supportant le sol éémien ;
- **la couche 3 correspond à un matériel marin remanié** comparable à la couche 6 de DEN4, montrant les vestiges d'une pédogenèse ancienne et qui subit la pédogenèse de type sol lessivé de surface.

Le sable marin présent dans la couche 1 est interprété comme les reliques de dépôts marins décapés avant le dépôt du loess.

La coupe DEN2, légèrement plus bas sur la pente présente également une accumulation de petits galets pris entre les boules de granite dans une matrice silteuse.

➤ *DEN1*

- **Description du profil**

Cette coupe est située en contrebas par rapport aux précédentes, sur le versant.

- 5) 0-30 cm : labour.
- 4) 30-160 cm : **loess**, sableux à la base, chargé en granules et graviers sur toute la hauteur (majoritairement graviers de silex, dont certains roulés) avec des blocs de granite dispersés dans la masse.
- 3) 160-185 cm : **sable légèrement argileux orange-roux** à graviers de silex et quelques galets épars (granite, silex).
micromorphologie à cheval sur limite 2/3 : alternance de lits sableux et de lits de sable graveleux avec revêtements dans certains vides ; coiffes épaisses sur les gros graviers dues à la cryoturbation.
- 2) 185-190 cm : sable fin à moyen jaune-beige riche en micas et chargé en arène granitique.
- 1) granite arénisé à 12,3 m NGF.

- **Interprétation**

On ne retrouve pas dans la couche 3 les témoins de pédogenèse ancienne présents dans les sédiments de DEN3. La granulométrie de la couche 2 se rapproche de celle de DEN3/3 mais le sable est nettement plus évolué et moins arénique. Les sables de DEN1 constitueraient donc des reliquats de dépôts marins non affectés par la pédogenèse. Partiellement intégrés à la séquence de couverture, ils ont subi l'impact de la cryoturbation.

➤ *Bilan sur Denneville*

Les coupes de Denneville s'avèrent donc relativement complexes dans le sens où les dépôts marins les plus évolués ne semblent pas en place. Les couches 3 de DEN3 et 6 de DEN4 sont des apports de dépôts marins pédogénéisés mais transportés et vraisemblablement mis en place après le dépôt des loess saaliens et la pédogenèse éémienne, soit au Weichselien. Leur provenance ne peut être lointaine mais reste indéterminée en l'état actuel des prospections.

La coupe DEN1 se situe en contrebas des 3 autres, le granite se trouvant à 15 m NGF en DEN2 et 3 et à 12,8 m NGF en DEN1. Par contre, la base de DEN4 se trouve à 12,3 m. Ces variations d'altitude indiquent qu'il existe deux plates-formes ou tout au moins un bas platier 2 à 3 m en-dessous de la plate-forme principale, auquel se raccorderait la base du couloir.

2.5.2. Plate-forme dénudée du Bas-Pays et reliques

La plate-forme II est conservée sur de vastes étendues dans le Bas-Pays proprement dit, avec en particulier de grands replats autour de 10 à 12 m (Quénanville, La Houe, Gatteville-le-Phare). Une prospection à la tarière a montré que **pour une large part elle est dénudée** : le granite (ou les faciès de l'auréole de métamorphisme) est à nu ou masqué par des loess. Les dépôts marins sont généralement inexistantes, sans que l'on puisse préciser si cela résulte d'une érosion ou d'une absence de dépôt.

Ainsi, dans la parcelle de Quénanville, les dépôts marins sont totalement absents : les 5 tranchées montrent un loess épais de 0,8 à 2,5 mètres reposant directement sur le granite abrasé entre 11 et 12 m NGF (photo II.11). De même, le bourg de Gatteville-le-Phare, comme l'ensemble des hameaux du Bas-Pays, est construit sur une plate-forme granitique nue autour de 10 m NGF (photo II.12).

Seuls quelques secteurs ont conservé des sables et des galets marins, repérés par exemple à Réville (près de Courclais, 14 m d'altitude) ou La Houe à Montfarville en position de couloir (cf. partie III).

2.5.3. Imbranville

Dans le secteur d'Imbranville, une plate-forme d'abrasion est incisée par un cours d'eau et se trouve visible dans la vallée à 12 m NGF. Elle se situe en bas de versant au pied des plates-formes IV et III, légèrement marquées par des talus, la PF III étant quasiment absente. Des dépôts de galets reposent sur cette plate-forme, signalés par Bigot (1930) et Elhaï (1963). L'étude de la coupe montre en réalité que le matériel d'origine marine s'organise en une grande lentille reposant sur la surface du granite (photo II.13). C'est un dépôt gravitaire dont l'origine est à rechercher plus

haut sur la pente. Un petit paléosol de type plinthite est marqué au sommet de l'arène. La présence de matériel marin appartenant originellement à la PF II à Imbranville n'est donc pas prouvée.

Sur le versant d'en face, en contrebas de la fontaine Babillette, les restes éventuels de dépôts marins sont de même confondus avec les colluvions de la plate-forme III.

L'action fluviatile se manifeste par un décapage des rebords de la vallée où le granite se trouve à nu.

2.5.4. Réthoville et la côte nord

La plate-forme II s'observe dans l'ensemble du nord du Val de Saire. Parmi les témoins, la coupe de Réthoville, signalée par Hommeril (1967) sur la route de la mer, montre sur une vingtaine de mètres de longueur des galets reposant sur le granite dans une matrice limono-sableuse, à une altitude d'environ 12 m NGF. Ces dépôts sont attribués par Hommeril à des dépôts de "plature" (1967). Un silex taillé a été récolté dans cette coupe parmi les galets.

2.5.5. Port Pignot et le Cap Lévi

➤ *Plate-forme et couloir de Port Pignot*

Le site de Port Pignot, présenté dans la première partie et aujourd'hui disparu, a livré une occupation paléolithique associée à une plage fossile et recouverte par deux cycles de dépôts périglaciaires (Coutard *et al.*, 1981). La plate-forme d'abrasion est située entre 9 et 10,4 m NGF. **Cette altitude basse correspond en fait au fond d'un couloir granitique.**

Les dépôts de plage, de couleur 10 YR 5/6, sont constitués d'un sable moyen roux emballant des graviers et galets roulés et entourent des boules de granite en cours d'altération. Les galets de taille supérieure à 10 cm sont composés essentiellement de granite et d'aplite. Les galets de 2 à 10 cm sont en silex, quartzite, quartz et microgranite. La teneur en argile des sables (sur fraction < 2 mm) varie de 6,7 à 14 %. Le cortège argileux est composé de kaolinite, d'illite, de vermiculite, et d'interstratifiés C-V. L'ensemble est recouvert par une séquence de couverture périglaciaire complexe (cf. fig. I.33) remaniant les dépôts marins à la base.

➤ *Sur le Cap Lévi*

Le lambeau du Port Pignot se trouvait isolé dans une encoche granitique mais correspond à l'épandage de galets visible dans les champs du Cap Lévi au nord-est du Sémaphore. Un sondage à la tarière en haut du champ, c'est-à-dire vers 15 m NGF, a révélé 20 cm de sable roux marin reposant sur le granite.

Les plates-formes conservées sur la commune de Fermanville sont par ailleurs portées sur la fig. III.1 en troisième partie.

2.5.6. Le niveau moyen de l'Anse du Brick

Vu les altitudes atteintes par la plate-forme II dans le Val de Saire, le niveau intermédiaire de l'Anse du Brick (Vérague *et al.*, 1991) semble s'y rattacher. Malheureusement, les coupes ne sont plus visibles.

Sous des colluvions de sables et arène granitique se trouvait 1 m de sédiment sableux bien classé avec quelques lentilles de petits galets à émoussé marin. En-dessous, apparaissait un épais niveau de galets marins (>1m) reposant sur la granite à 17,4 m NGF.

Cependant, il apparaît qu'entre le niveau du Grand-Castel, associé à la PF IV et celui-ci, associé à la PF II, il manque l'équivalent de la PF III. Nous pouvons donc supposer qu'un niveau marin a disparu dans l'Anse du Brick ou bien n'a jamais été enregistré. La position en fond de baie étroite est de fait favorable à l'érosion par le ruisseau du Nid du Corps.

2.5.7. Bilan

La cartographie de la PF II montre l'existence de deux types d'espaces différents : des espaces situés entre 14 et 17 m NGF environ, montrant des dépôts marins ou correspondant à l'altitude d'ouverture de couloirs dans le granite, et des espaces situés autour de 10 à 12 m dénudés où le granite est lisse comme un œuf. En dehors des couloirs, nous n'avons pas observé de dépôts marins autour de 10-12 m d'altitude. Cependant, il est bien entendu que la limite entre ces deux ensembles n'est pas toujours marquée par un talus comme c'est le cas à Denneville (cf carte fig. II.47).

Se dessine donc un système de plate-forme dédoublée avec une partie proximale recouverte de dépôts marins et une partie distale nue. Cette partie distale ne semble pas accueillir de dépôts marins lors de la phase régressive. Seul le site de la Lande du Nau à Gouberville présente des reliques de dépôts marins probablement assez tardifs dans la régression.

Il ne se dégage pas de constantes dans les dépôts conservés, hormis la permanence de dynamiques à galets (Réville-Courclais, Denneville,...) et la présence de sables roux témoignant des pédogenèses subies depuis le dépôt.

2.6. PLATE-FORME I (0 – 7 M ?)

Une plate-forme d'abrasion fossile s'étend sur une bonne part du littoral, généralement légèrement au-dessus des hautes mers actuelles. Sur la côte nord, elle est très étroite puisque le littoral actuel en érosion tend à se confondre avec le paléo-rivage. Des dépôts marins fossiles sont observables principalement dans les coupes littorales. Sur la côte est, le littoral plus bas permet des observations plus larges.

Les objectifs sont de déterminer et comprendre les variations d'altitude de cette plate-forme fossile, d'analyser les dépôts qui la recouvrent et enfin de comprendre les relations qu'elle entretient avec la plate-forme actuelle.

2.6.1. *Identification de la plate-forme d'abrasion*

Deux familles de critères permettent d'identifier cette plate-forme d'abrasion fossile et de la distinguer de l'actuelle, des critères géométriques (morphologie du platier) et des critères basés sur les dépôts qu'elle supporte :

- platier bien abrasé et régularisé, reconnaissable par sa morphologie, au-dessus des hautes mers actuelles ;
- séquence sédimentaire développée, marine à la base, reposant sur le substrat abrasé (cas de la côte nord et de Montfarville) ;
- lambeaux sableux reliques en cours d'érosion (cas de la côte est à la Mare de Montfarville et à la Pointe de Fouly à Réville) ;
- séquence sédimentaire située sous les plages actuelles (cas de Quéry) ;
- dépôts en fond de marais littoral (repérés à Gattemare, Delahaye, 1986).

La plate-forme ainsi dessinée reste parfois floue dans ses limites proximale et distale, en particulier sur la côte est où il n'existe pas toujours de paléo-falaise bien exprimée. Elle a été repérée depuis Bretteville-en-Saire jusqu'à Saint-Vaast-la-Hougue. Au niveau de Bretteville-en-Saire et sur la côte nord, nous n'avons pas pu déterminer si la PF I s'étend jusqu'à la paléofalaise, et il est probable que ce n'est pas le cas. L'extension de cette plate-forme vers l'escarpement de la Pernelle reste également inconnue.

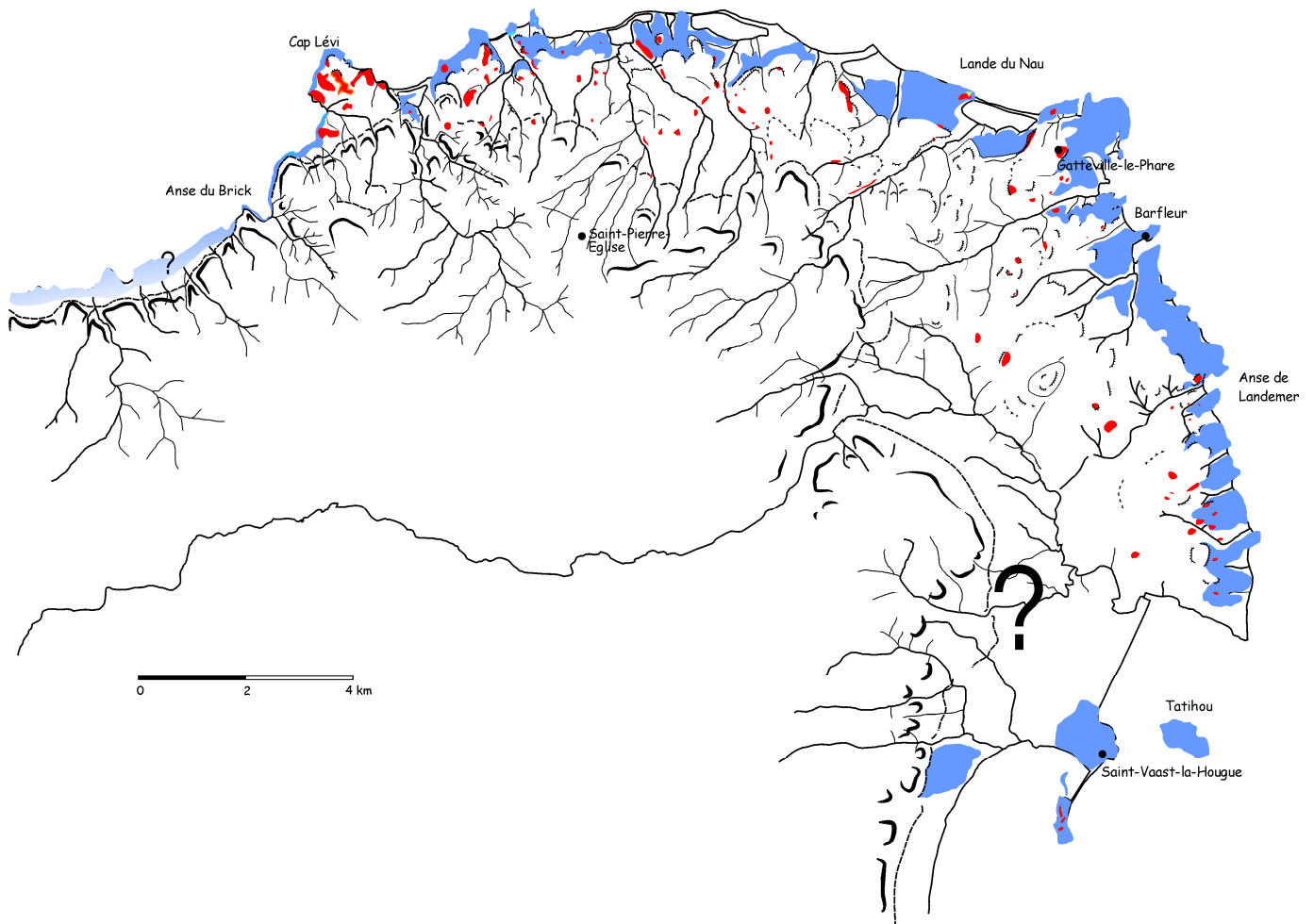


Fig. II. 53– Extension de la plate-forme I.

2.6.2. Le problème du niveau inférieur de l'Anse du Brick

➤ Description du profil

La coupe du niveau inférieur de l'Anse du Brick est une des plus belles coupes littorales du Cotentin (photo II.14 et fig. II.54), située à proximité de l'exutoire du ruisseau du Nid du Corps.

Sur une plate-forme d'abrasion nette repose une plage de galets. Le module de ces derniers est très important, atteignant 30 à 80 cm de diamètre, ce qui est comparable aux galets du cordon actuel qui les recycle en partie. L'espace entre les gros galets est rempli par des petits galets de 5 à 15 centimètres. La matrice est un sable arénique très graveleux ferruginisé, renfermant 7,6 % d'argile. Au sommet, la matrice est déjà composée du sable jaune sus-jacent.

Au-dessus se trouvent des sables jaunes friables bien classés. Ces sables sont très propres (teneur en argile de 2,7 % par rapport à fraction < 2mm). En lame mince, les grains sont plus ou moins revêtus d'argile et paraissent lavés. Ceci mis à part, il n'existe pas de fraction fine et l'assemblage est *openwork*. Des structures sédimentaires de type litage plan sont visibles, composé de lignes de cailloutis, voire de lentilles de galets vers l'ouest de la coupe.

Ces sables sont tronqués par les dépôts de head, parfois chenalisants. Le head, épais de plusieurs mètres, est caractérisé par l'abondance de fragments anguleux de quartz filoniens. La partie supérieure est riche en blocs de granite. La matrice est très variable, depuis des silts argileux jusqu'à des sables marins argilisés.

➤ *Interprétation et âge*

Comme il a été dit dans la première partie, la plage fossile de l'Anse du Brick a été, de par son altitude (6,6 m NGF à sa base) et l'altération de certains galets, attribuée à l'interglaciaire intra-saalien (Verague *et al.*, 1991).

Cependant, le levé exhaustif des coupes littorales n'a pas montré de rupture avec les coupes voisines de Fermanville, le platier fossile présentant une altitude relativement constante (hors vallons) depuis l'Anse de Cap Lévi jusqu'au Brick. Les coupes de l'Anse de Cap Lévi et de la Pointe du Bruley étant attribuées sans équivoque à l'Éémien, cet argument géométrique met en doute l'attribution de l'Anse du Brick à une phase plus ancienne.

L'altération de certains galets peut s'expliquer par une reprise de sédiments plus anciens, ce qui, vu la proximité de la paléofalaise et la présence de niveaux plus anciens immédiatement au-dessus, est aisément concevable.

L'hypothèse d'une datation « jeune » est confirmée par les datations absolues effectuées sur les sables jaunes sus-jacents à la plage à galets. L'âge obtenu est de $120 \pm 8,9$ et $115 \pm 11,88$ ka. La datation a été effectuée sur les sables et non sur la plage à galets elle-même mais la présence des sables jaunes dès le sommet des galets confirme une mise en place dans la continuité.

En conclusion, le sommet des galets atteint certes une altitude élevée, autour de 10 m NGF, mais à Port Pignot, dépôts saaliens confirmés les plus proches, l'altitude 10 m correspond à la base des dépôts, de plus dans un couloir granitique.

Les datations confirment une mise en place des dépôts sableux à l'Éémien. Il paraît donc difficile d'attribuer la plage à galets de l'Anse du Brick à un interglaciaire plus ancien, même s'il n'est pas exclu que la plate-forme d'abrasion fossile soit polygénique.

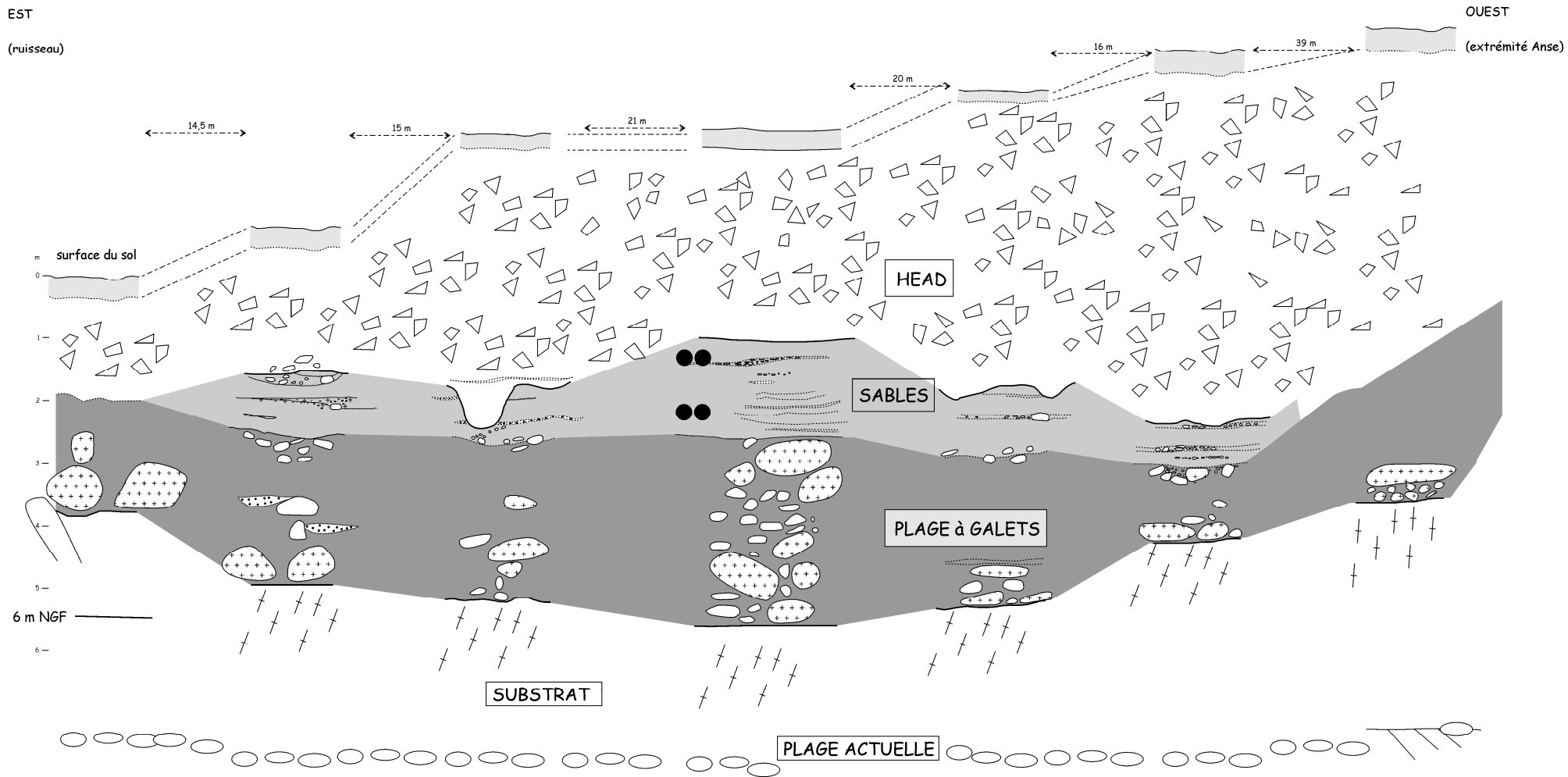


Fig. II. 54 – Coupe schématique de l'Anse du Brick. Points noirs = prélèvements pour datations OSL.

2.6.3. Le site de la Lande du Nau, marqueur d'un paléo-littoral ?

Le site archéologique de la Lande du Nau à Gouberville (Vilgrain, rapports de fouille) se trouvait abrité dans une cuvette du granite à l'extrémité d'une avancée rocheuse vers le marais de Gattemare, à proximité du littoral. Une séquence sédimentaire, composée de reliques de plage ancienne (restes de sables et galets) et de dépôts de pente limono-sableux, colmate cette cuvette. Comprimée et compactée par le gel (fragipan), cette séquence a été rapportée dans un premier temps au complexe éémien-weichselien, les occupations étant contemporaines de la base des dépôts de pente.

Or, les datations obtenues récemment par thermoluminescence placent les silex chauffés et donc les occupations humaines dans l'intervalle 128 ± 20 à 187 ± 26 ka, soit au cours du stade 6 (Cliquet *et al.*, 2003). Ces résultats s'accordent avec les conclusions émises par D. Cliquet à la suite du ré-examen des séries lithiques.

Sur le plan géomorphologique, cela implique que la cuvette de la Lande du Nau n'a pas été déblayée par la mer lors du dernier interglaciaire, et constitue donc un marqueur pour estimer la position du littoral éémien. La présence de dépôts marins au fond de la cuvette ne peut s'expliquer que s'il s'agit d'un reliquat distal de la plate-forme antérieure (PF II), qui s'étend globalement entre 10 et 17 mètres d'altitude. Les dépôts marins de la Lande du Nau correspondraient alors à une phase tardive de la régression.

En ce qui concerne les altitudes, le fond de la cuvette se situe à 5,50 m NGF (au contact du granite) mais elle est cernée par des affleurements rocheux atteignant 7- 8 m, voire à l'ouest 8,27 m NGF, isolant cet espace de la mer.

Notons qu'à proximité du site de la Lande du Nau existe une plage attribuée au dernier interglaciaire (plate-forme I), en partie masquée par le sable actuel, reposant sur un platier situé entre 0,7 et 3 m NGF, le sommet des dépôts marins atteignant 4,6 à 5,9 m NGF (données Centre de Géomorphologie, inédit). Enfin, les observations réalisées à l'occasion de la fouille du site de Gouberville ont montré l'existence de dépôts marins éémiens sur le côté intérieur de l'avancée rocheuse de la Lande du Nau, ce qui signifie que la mer éémienne a pénétré dans l'espace du Marais de Gattemare, aujourd'hui séparé de la mer par un cordon épais.

Le site de la Lande du Nau est un jalon important dans la reconstitution du littoral éémien. Il prouve que le niveau moyen de la mer n'a pas atteint les 8 m NGF.

2.6.4. Les coupes littorales, des sédiments marins ?

L'identification de la plate-forme d'abrasion n'est qu'une première étape. Dans une optique paléoenvironnementale en relation avec les occupations humaines, il importe de savoir si les dépôts

qu'elle supporte sont réellement des dépôts marins. Il s'agit de décortiquer la signification spatio-temporelle des faciès rencontrés.

Le bilan que nous avons réalisé sur les caractéristiques des faciès côtiers (chap. 1) nous a permis de déterminer que plusieurs dynamiques concourent à la formation des dépôts tels qu'ils sont observables aujourd'hui :

- dynamique marine (houle, vent) ;
- dynamique alluviale ;
- dynamique périglaciaire (solifluxion, cryoturbation...).

Des dépôts de galets marins peuvent donc correspondre à :

- des dépôts strictement marins ;
- des dépôts marins remaniés sur place par le gel (galets dressés, cellules de cryoturbation...) ou la solifluxion ;
- des dépôts marins remaniés par les cours d'eau ;
- des dépôts de pente issus de matériel marin situé à une altitude plus haute.

Ce problème sera examiné plus en détail dans les chapitres suivants, qui détaillent deux secteurs, dont le secteur de Fermanville où affleure une grande variété de faciès sédimentaires.

2.7. LA PLATE-FORME D'ABRASION ACTUELLE (PLATE-FORME 0)

La limite proximale de la plate-forme actuelle se trouve vers +2 m NGF. La mer peut atteindre des altitudes supérieures lors des marées de vives-eaux et des tempêtes. Ainsi, à Fermanville, le sommet du cordon de galets du Pied Sablon peut dépasser 5 m tandis que le haut de plage de l'Anse de Quéry se trouve vers 3,6 m NGF. Vers le large, la plate-forme actuelle se développe vers -1 à -2 m NGF, le 0 des cartes marines se situant à -3,277 m NGF à Cherbourg et -3,474 m NGF à Saint-Vaast-la-Hougue.

Selon Lautridou *et al.* (2000), la plate-forme actuelle est polygénique. Il s'agit de la plate-forme fondamentale des fonds de la Manche, retouchée pour la dernière fois lors de la transgression holocène. Ce polygénisme est attesté par exemple par la présence de dépôts miocènes sur le platier rocheux de Gouville-sur-Mer à l'ouest du Cotentin (Hommeril, 1964), qui cependant n'existent pas au large de la côte nord (Larsonneur, 1971). Cette plate-forme fondamentale est également identifiée sur les côtes anglaises au sud de la Cornouaille (Walsh, 1999 *in* Scourse et Furze, eds, 1999). La plate-forme fondamentale marine des fonds de la Manche résulte non seulement d'une abrasion marine mais également d'un façonnement aérien continental lors des phases régressives, avec incision d'un vaste réseau de drainage.

Les relations entre la plate-forme actuelle et la plate-forme du dernier interglaciaire sont complexes. Quatre cas de figure se présentent :

- la PF 0 se développe aux dépens de la PF I, c'est-à-dire que la PF I est détruite par l'élaboration d'une nouvelle plate-forme à une altitude inférieure ;
- la PF 0 est confondue avec la PF I, c'est-à-dire que l'érosion littorale actuelle exhume la plate-forme fossile qui devient la plate-forme active ;
- la PF 0 se forme en érodant des dépôts weichseliens (Anse de Quéry) et éémien reposant sur la plate-forme I ;
- la PF 0 se forme en érodant des dépôts holocènes dans des zones où la PF I n'existe pas ou plus puisqu'elle est elle-même incisée au cours du Weichselien.

L'étude comparée de Fermanville et de Montfarville nous permettra de déterminer s'il existe réellement des secteurs au fonctionnement différent ou si les différences observées (façonnement *vs* exhumation) ne correspondent pas simplement à une position différente vis-à-vis du littoral éémien. Nous essaierons à cet égard de dégager le rôle de la pente de la plate-forme.

2.8. LA MONDREE A -20 M NGF, UN SITE EXCEPTIONNEL

En l'état actuel des connaissances, il n'existe qu'un seul témoin de dépôts littoraux situés à une altitude nettement inférieure à celle de la plate-forme actuelle : le site paléolithique de la Mondrée sur Fermanville, qui sera décrit en troisième partie.

Les dépôts témoignent d'un niveau marin autour de -20 m NGF. Nous verrons que l'ensemble des données converge pour leur attribuer un âge weichselien.

2.9. CONCLUSIONS

Quatre plates-formes étagées attestées avec certitude se distinguent donc dans le Val de Saire (carte en annexe). S'y ajoute une éventuelle cinquième plate-forme autour de 50 à 60 m, représentée par des replats topographiques, qui serait l'équivalent de la plate-forme à 200 pieds des Iles anglo-normandes. La présence de dépôts pliocènes n'a pu être confirmée.

Les quatre plates-formes se situent aux altitudes de :

- **PF IV : 29-33 m, voire 38 m à proximité de la paléofalaise ;**
- **PF III : 19-26 m ;**
- **PF II : partie proximale à 14-18 m, distale à 9-13 m ;**
- **PF I (cf. troisième partie) : 0-7 m.**

La dénivelée d'une plate-forme se situe donc autour de 7 à 8 mètres, ce qui est compatible avec le marnage observé aujourd'hui.

Ces quatre plates-formes sont plus ou moins recouvertes de dépôts marins, la PF III semblant être celle où ils sont le mieux conservés. **Les séquences conservées sont principalement régressives.** Seule les coupes de la plate-forme IV au niveau de Tocqueville montrent l'enregistrement d'une pulsation relative du niveau marin par un changement radical de la dynamique de dépôt.

Les faciès à galets sont présents dans la presque totalité des coupes, y compris, en ce qui concerne la plate-forme I, dans des secteurs où se déposent actuellement des sables. Les dépôts marins, pédogénéisés parfois à plusieurs reprises, sont généralement tronqués par la séquence de couverture weichselienne.

Les plates-formes ne sont pas toutes semblables, en particulier la plate-forme II qui est dédoublée avec une partie distale nue et où les dépôts sont globalement rarement conservés.

La paléogéographie pléistocène est difficile à reconstituer mais vu la longueur des transects observés, il est probable qu'il y ait de fortes différences par rapport à l'actuel, où les estrans sont généralement courts. A cet égard, la longueur du transect de Tocqueville sur la plate-forme IV en regard des faciès identifiés, laisse penser que les dépôts observés ne sont pas en relation avec la paléofalaise.

Les âges des différentes plates-formes seront discutés dans la dernière partie où un schéma chronostratigraphique sera proposé. D'ores et déjà, nous attribuerons au cours des chapitres suivants un âge éémien à la plate-forme I et un âge intra-saalien à la plate-forme II.

**TROISIEME PARTIE : DEUX
SECTEURS A LA LOUPE –
FERMANVILLE ET
MONTFARVILLE**

CHAPITRE 1 : FERMANVILLE : SEDIMENTATION ET OCCUPATIONS HUMAINES DURANT LES STADES 7 A 1

Pour mettre en lumière les caractéristiques de la sédimentation pléistocène en domaine littoral et des occupations paléolithiques associées, deux secteurs ont fait l'objet d'études détaillées. Choisis du fait d'une richesse reconnue dès le début de nos recherches, ils se caractérisent en particulier par la présence de plusieurs plates-formes marines et d'occupations humaines nombreuses s'échelonnant sur une large période.

Sur Fermanville, nous nous sommes efforcés à décrire de façon détaillée l'ensemble des coupes littorales afin de distinguer les différents faciès présents, de comprendre leur répartition et proposer une séquence pédo-sédimentaire synthétique. Nous nous sommes par ailleurs attachés à retrouver l'ensemble des témoins d'occupations récoltés par les amateurs au cours des décennies passées et à acquérir une vision synthétique des occupations préhistoriques, tant paléolithiques que plus récentes¹. Cette synthèse sur les occupations humaines² s'est accompagnée d'une étude stratigraphique et d'une cartographie de l'intérieur.

Cette étude détaillée est le seul moyen de comprendre la stratigraphie des dépôts éémien et weichselien, de dégager les facteurs de préservation et/ou de remaniements des dépôts quaternaires (ruisseau, proximité de la falaise...) et sur le plan archéologique d'appréhender les choix d'emplacement des sites, de mettre en lumière les périodes d'occupation humaine.

La commune de Fermanville, d'une superficie de 1160 ha, se caractérise par une côte rocheuse longue d'environ 12 km, très découpée et bordée par des plages riches en galets. La topographie, façonnée aux dépens du Granite de Barfleur, est complexe. La proximité de la bordure du batholite entraîne l'existence de nombreux filons (aplite, microgranite, cornéenne,...) et de zones tectonisées favorables à l'érosion. Entre l'Anse du Brick et la Vallée des Moulins, le relief est fortement contrasté. Le Cap Lévi apparaît comme une zone basse dont l'altitude ne dépasse pas 30 m, s'étendant au pied d'un escarpement marqué.

¹ Collections de G. Barbanchon, S. Coutard, G. Deffayet, Y. Herlan, L. Jeanne, L. Juhel, G. Vilgrain, J.-M. Yvon.

² Les études lithiques ont été réalisées par D. Cliquet (SRA Basse-Normandie), en compagnie de E. Ghesquière (INRAP) pour les périodes post-paléolithiques. Remontages S. Coutard et D. Cliquet.

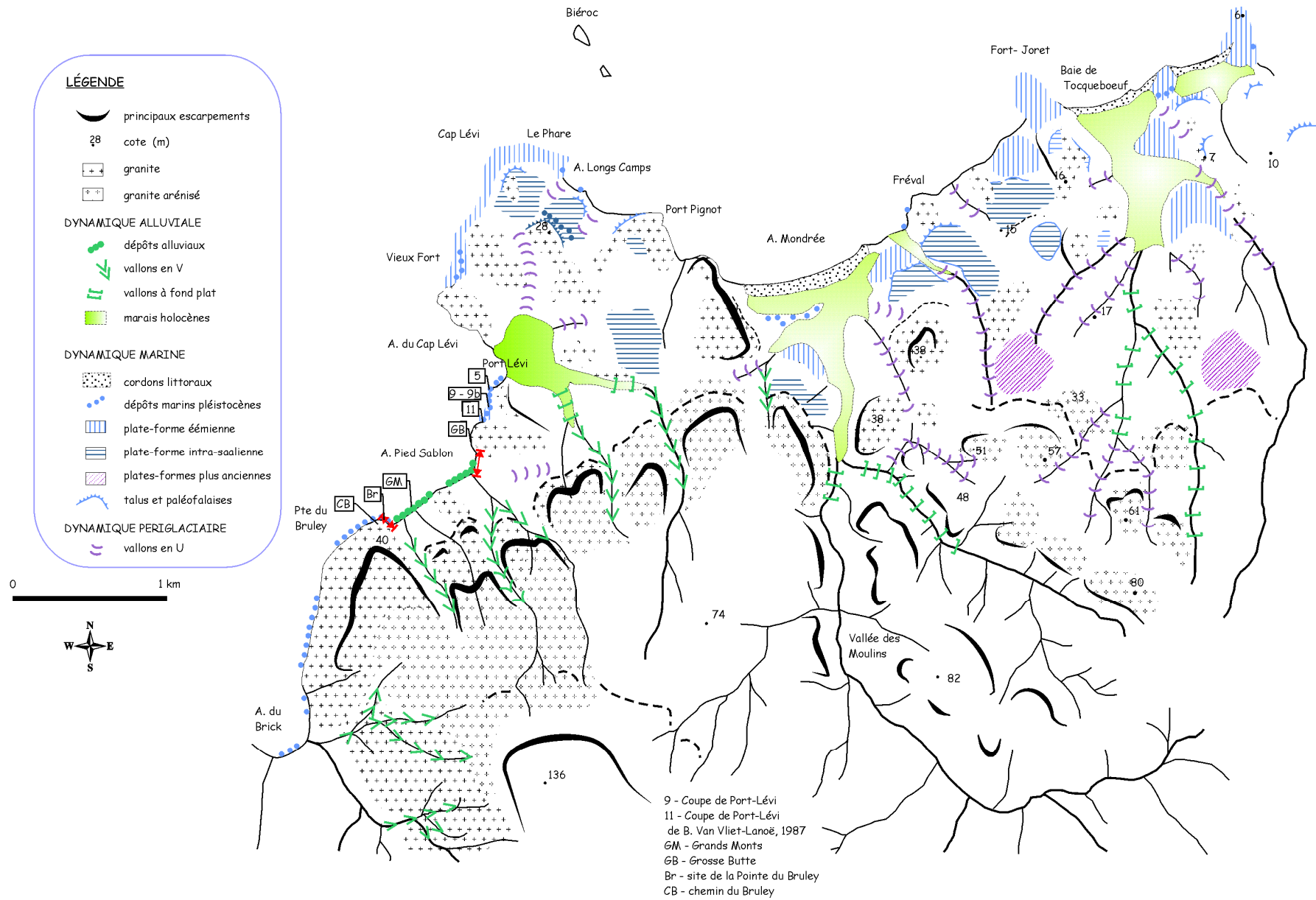


Fig. III. 1 – Fermanville : croquis géomorphologique.

Celui-ci, d'une hauteur de 20 m, s'étend SW-NE de la Pointe du Bruley où il se confond avec la falaise littorale, à la vallée des Moulins. L'escarpement est probablement une falaise morte, disséquée par des vallons en V descendant du plateau. **La zone basse du Cap (photo III.1) résulte de plusieurs phases d'érosion marine.** Des sables et des galets sont conservés à Port Pignot (+10 m NGF) et au pied du Sémaphore (+16 à 22 m). La vallée des Moulins est elle-même fortement incisée dans le plateau granitique et s'écoule dans une vallée étroite aux versants très raides.

A l'est de la vallée des Moulins, le relief est plus confus et s'abaisse progressivement vers la mer. Il faut probablement voir dans ces paliers peu prononcés les reliques de plates-formes d'abrasion marine "lissées" par l'érosion et démembrées par de nombreux vallons.

Au-dessus de 40 m d'altitude (sommet du talus et arrière-pays), les altérations sont bien conservées (arènes épaisses, boules en voie de formation). Par contre la basse plate-forme apparaît à cet égard totalement dénudée (Coutard *et al.*, 1981).

La couverture sédimentaire est en général peu épaisse, en particulier sur les hauteurs. La couverture loessique n'est souvent qu'un saupoudrage mêlé d'arène fraîche, à l'exception de piégeages dans les vallons et de surépaississements localisés en position de versant. **Les formations quaternaires marines et périglaciaires (head) sont cantonnées pour la plus grande part à la frange côtière.**

Les basses vallées, barrées par des cordons littoraux, sont occupées par des marais inondés en période hivernale. Leur comblement comprend des sables, des galets, des sédiments issus de l'érosion des arènes granitiques et des sédiments éoliens ainsi que de fortes épaisseurs de tourbe (partie IV, chap. 2).

1.1. VARIETE DES FACIES SEDIMENTAIRES

Le secteur de Fermanville est cité par Elhaï (1963) comme un des secteurs montrant de nombreuses plages perchées. Les levés de coupes littorales ont rapidement confirmé les observations de Coutard *et al.* (1981) : les dépôts de "plage" des anciens auteurs correspondent en réalité à de multiples faciès sédimentaires traduisant une grande variété de dynamiques et de paléomilieus. Dans leur majorité, ils ne peuvent être attribués à une mise en place uniquement marine. **La complexité de la côte rocheuse a entraîné une forte variabilité sédimentologique, la séquence sédimentaire étant par ailleurs plus ou moins dilatée.** S'observent ainsi des faciès marins, des dépôts ruisselés, cryoturbés et soliflués, des faciès fluviaux (cône alluvial du Pied Sablon).

Nous avons classé ces différents faciès selon leurs caractéristiques avant de les replacer dans la topographie pour comprendre leur répartition et leur signification en termes de remaniements, d'érosion, d'accumulation. Cette classification traite des faciès à galets puis des faciès sableux. Elle permet de retracer l'évolution des dépôts depuis les plages *s.s.* jusqu'à leur intégration dans la séquence de couverture.

La position en pied de paléofalaise implique évidemment que les dépôts marins originels sont des dépôts de haut de plage.

1.1.1. Faciès à galets

➤ *Faciès de plage*

En l'absence d'imbrication des galets et de critères réellement pertinents y compris sur les faciès actuels, la détermination du caractère de plage fossile *s.s.*, c'est-à-dire en place telle qu'elle s'est déposée, reste un exercice périlleux.

• **Caractéristiques**

Les dépôts observés ne sont pas organisés de façon particulière : **les galets ne montrent pas d'orientation préférentielle**, la forme des galets est variable selon leur pétrographie (schistes plats, silex globuleux, granite ovalaires...) et l'émousé est bon. L'assemblage est homogène et compact, à support clastique (photo III.2).

La matrice, plus ou moins abondante, est généralement une **matrice sableuse grossière** voire sablo-graveleuse, arénique. Le sable est composé de grains majoritairement non-usés, auxquels se joint une fraction éolisée pouvant atteindre plus de 20% (éch 9/1) .

• **Synthèse et interprétation paléoenvironnementale.**

Ces dépôts sont interprétés comme des **cordons de galets littoraux**, avec ou sans matrice (cordons de galets et plage mixte sable/galets) **en position supratidale à intertidale** (proximité de la falaise morte). Cette interprétation est renforcée quand le dépôt est en contact direct avec la surface d'abrasion marine.

Le sommet des cordons peut être infiltré par des limons argileux, témoins d'un sol de type ranker (Van Vliet-Lanoë, 1988) ou venus avec les heads sus-jacents.

➤ *Faciès fluviales (litages et granoclassements) : coupe de l'Anse du Pied Sablon*

Ce sont **des dépôts de galets dans une matrice sableuse, lités, parfois granoclassés**. Ils sont bien développés dans l'Anse du Pied Sablon, à l'exutoire d'un vallon encore actif. Le vallon voisin des Grands Monts montre un corps sédimentaire différent, en particulier par la relative pauvreté en galets. Il tend davantage vers les litages visibles par ailleurs localement dans des dépôts sableux (cf infra).

Le manque de vision en trois dimensions et la troncature par érosion rendent cependant difficile la compréhension du fonctionnement du système sédimentaire. La coupe observée (fig. III.2 et photo III.3), légèrement oblique par rapport au littoral actuel, est plus ou moins orthogonale au vallon actuel et au corps sédimentaire étudié.

- **Caractéristiques du corps sédimentaires du Pied Sablon (faciès selon Miall, 1996)**

Unité 1 : la base de l'ensemble (1a) est constituée de gros galets disjoints reposant sur une surface d'abrasion granitique, sans orientation préférentielle dans le sens de l'observation, sur une épaisseur de 60 cm environ (photo III.4). On n'observe pas de chenaux mais parfois des lentilles de sable dans la partie supérieure. Le sommet de ce dépôt est horizontal, les creux étant parfois comblés par un assemblage compact de petits galets (1b). Faciès Gm pour 1a et Gc pour 1b.

Unité 2 : au-dessus se trouve un corps sédimentaire à alternance de lits sableux bruns foncés (Sm) et de lits de galets (Gm à Gp) (photo III.5). Sans montrer d'imbrication, les galets sont orientés parallèlement aux lits. Ce sont majoritairement des granites, quartz et quartzites, schistes (généralement altérés) de l'auréole de métamorphisme ou d'enclaves dans le granite, auxquels s'ajoutent quelques silex. Le module des galets est de 5 à 15 cm dans la partie litée, beaucoup plus gros à la base (plus de 25 cm). Les lits sableux ne présentent pas de stratifications obliques. Il est difficile parfois de distinguer nettement s'il s'agit d'alternances Gm/Sm ou de séquences granoclassées de type Gms. A proximité du thalweg actuel, les lits sont horizontaux avec des séquences granoclassées. On observe de nombreuses tronçures internes (couches biseautées). Vers l'est (extrémité de l'anse), les lits sont orientés vers le nord-est avec un pendage de 3°. Les lits grossiers y sont moins épais que les lits fins. A l'ouest du thalweg, une coupe perpendiculaire au littoral montre un litage net avec un pendage atteignant 10° vers la mer (fig II.55).

Ainsi dans le détail, plusieurs faciès se distinguent :

- litages en auges (St : *sand with trough cross-beds*)
- litages plans (Gp : *Gravel with planar cross-beds*)
- apports massifs (Gm et Sm : *massive Gravel, massive Sand*)

Unité 3 : ce corps sédimentaire est tronqué et recouvert d'une couche de galets homogène, attribuée à des coulées massives (Gm) tronquant les dépôts sous-jacents, montrant des galets verticalisés par cryoturbation (photo III.6).

Unité 4 : head chargé en galets

Unité 5 : loess sur lequel se développe un podzol.

Dans la coupe de la fig.III.3, l'unité 1 possède une matrice sablo-graveleuse de couleur 5YR5/8. L'ensemble 2a est un sédiment très graveleux millimétrique. Dans l'ensemble 2b, les lits sableux sont constitués d'un sable grossier très bien classé (7,5YR5/6). Seul le sommet contient une fraction silteuse, le sédiment y est moins bien classé, avec une fraction d'origine marine discrète, et principalement des grains non usés (éch. 128/5), du fait d'une mise en place différente (head).

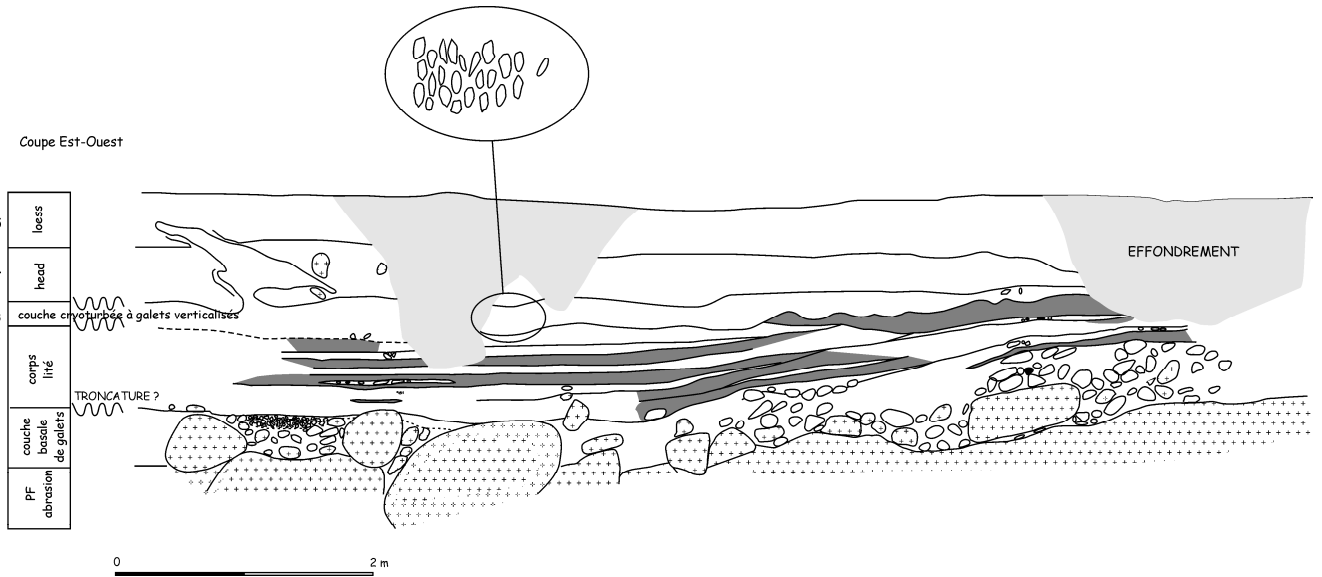


Fig. III. 2 – Coupe schématique partielle de l'Anse du Pied Sablon montrant le biseautage des lits sableux. En gris foncé, les lits sableux.

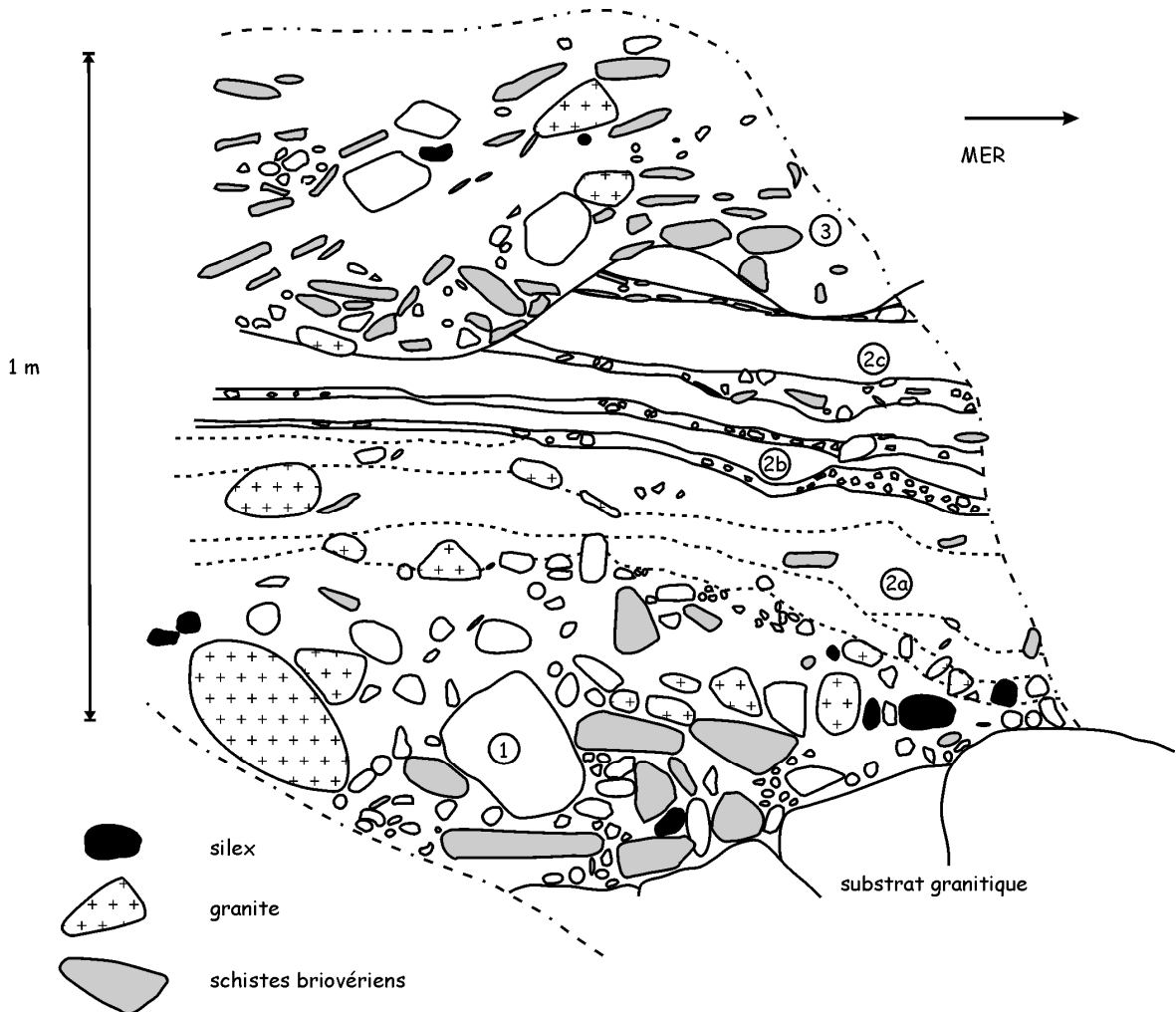


Fig. III. 3 – Détail d'une coupe perpendiculaire au littoral à l'ouest de l'Anse (coupe 128). Noter le pendage vers la mer.

- **Synthèse et interprétation paléoenvironnementale**

Les litages plans indiquent clairement une mise en place par une dynamique alluviale (écoulement unidirectionnel, Miall, 1996). L'alternance Gm/Sm se rapproche du modèle GB (*Gravel Bar*) de Miall, tandis que les séquences granoclassées correspondent au faciès SG (*Sediment Gravity flow*). L'association des deux architectures est classiquement reconnue comme la marque d'un système de cône alluvial et de rivière en tresses (Miall, 1996 ; Walker & James, 1992 ; Einsele, 1992). Cette dynamique reprend ici un matériel d'origine marine.

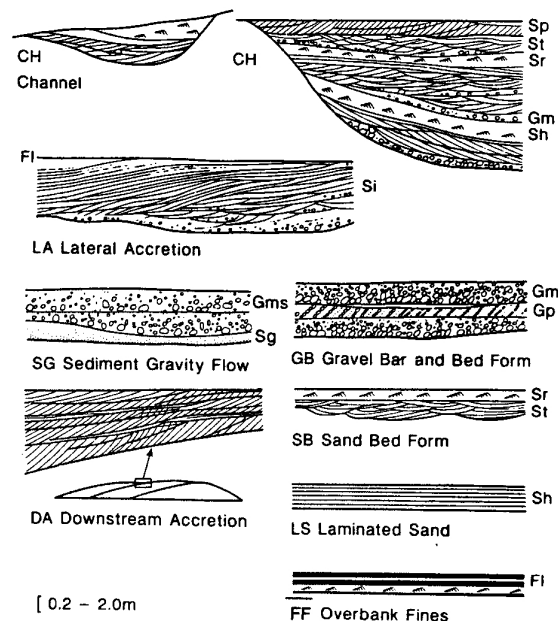


Fig. III. 4 – Les huit éléments architecturaux de base dans les dépôts fluviaux (Miall, 1996).

Le secteur où se développent ces corps sédimentaires est nettement emboîté par rapport aux plages les plus proches : le substrat est entre + 4,4 et + 4,7 m NGF contre +5 à +6,6 m pour les platiers fossiles qui l'encadrent.

L'unité 1, avec des galets disjoints (Gm) reposant sur une plate-forme d'abrasion granitique, est interprétée comme un debris flow, coulée massive remaniant une plage probablement plus ou moins sur place. Au sommet des galets, des décharges de petits galets compacts qui se biseautent se mettent en place. Ce seraient les faciès les plus proximaux du système, soumis à un écoulement gravitaire. L'unité 1 joue le rôle de nappe de fond pour les apports postérieurs.

L'unité 2 résulte d'un alluvionnement clastique grossier de type rivière en tresses. Les litages sont caractéristiques d'une position plus distale. La variation dans les faciès lités est due aux variations d'énergie en différents points du corps sédimentaire. De manière générale, le litage est

mieux exprimé vers l'est de la coupe. Les lits sableux sont érodés par les décharges successives à l'ouest. Une lentille sableuse conservée témoigne du caractère en tresses. Des litages en auges à deux endroits de la coupe signent la présence de chenaux (axe d'écoulement). A l'est de la coupe, les litages plans sont érodés par le chenal.

L'unité 3 marquerait le retour des écoulements gravitaires, les galets ne présentant plus de litages, ni de lentilles sableuses. Cette unité est en outre affectée par la cryoturbation (galets redressés, photo III.6).

Ce type de système sédimentaire se met en place dans un contexte dépourvu de végétation en contrebas des reliefs dénudés. Dans le cas présent, le matériel grossier est présent sur place sous forme de dépôt marin. Les observations de terrain semblent en outre montrer que le corps sédimentaires ne provient pas de l'axe du vallon mais des reliefs latéraux.

Estimer le temps de fonctionnement de ce corps sédimentaire est hasardeux. Tronqué par des dépôts plus massifs (unité 3), **le cône alluvial a probablement fonctionné pendant le début du Weichselien alors que les précipitations et la fonte du sol gelé permettent des débits importants aptes au transport et au remaniement des galets.**

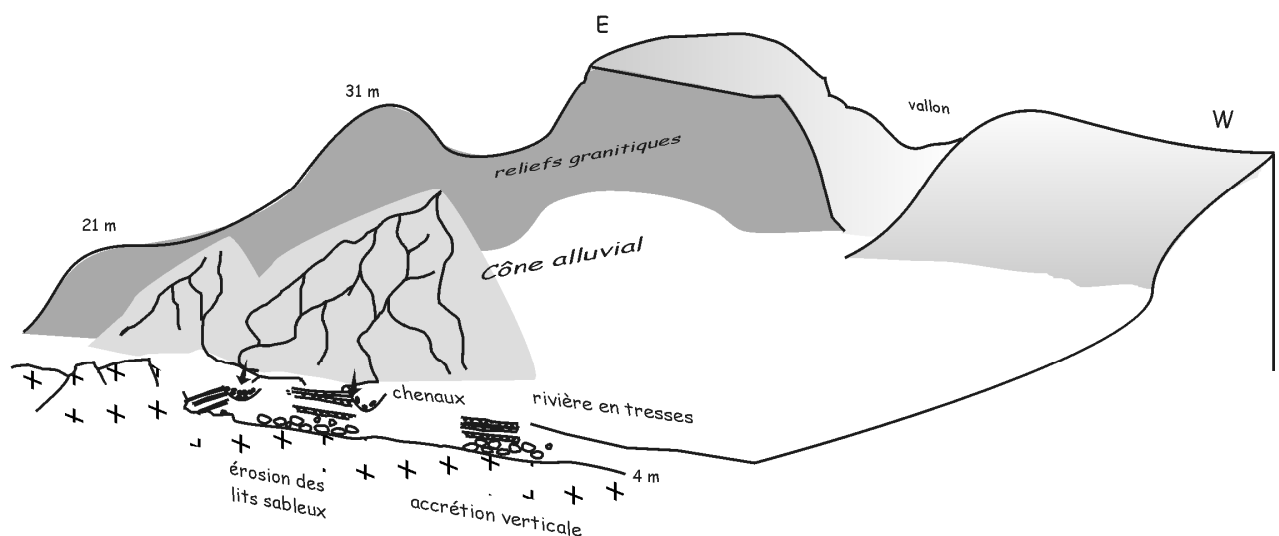


Fig. III. 5 – Hypothèse de construction du corps sédimentaire du Pied Sablon depuis une source latérale.

➤ *Dépôt de galets marins soliflué et/ou cryoturbé ("head à galets")*

Cette appellation recouvre plusieurs niveaux de remaniement, car si certaines modifications sont évidentes (galets redressés, cellules de cryoturbation), il est parfois moins facile de déterminer dans quelle mesure les dépôts de galets sont soliflués sous l'action du gel-dégel.

Les faciès classés ici sont donc des dépôts de galets marins dont les caractéristiques ne cadrent plus avec la dynamique marine. Deux paramètres principaux sont considérés : la géométrie

du dépôt et les éléments qui le composent (teneur et caractéristiques de la matrice, état des galets). Il arrive ainsi fréquemment que les galets de silex soient géoliffractés en place.

Nous avons donc observé des dépôts parfois mêlés à des blocs anguleux de granite dans une matrice limono-graveleuse, montrant des galets redressés, des orientations particulières... La dynamique périglaciaire s'exerce indifféremment aux dépens de faciès marins ou de faciès fluviaux.

- **Dépôts à galets réorientés (exemple de la coupe du Vieux Fort)**

Ces dépôts de galets de gros module montrent **une réorientation des galets selon la pente, typique des dépôts de head** (Watson & Watson, 1970), **marquant l'intervention des processus de solifluxion**. En effet, ici, comme dans les heads, les galets sont orientés perpendiculairement au littoral et sont relevant vers la mer, en relation avec le sens de déplacement (photo III.7).

- **Dépôts à galets redressés**

Les galets redressés et les injections témoignent de l'impact de la cryoturbation (French, 1996 parmi d'autres). Les phénomènes d'injection des galets le long de fentes se produisent quand le matériau sus-jacent est plus fin, par un gonflement cryogénique différentiel dû à un gradient de gélivité (Van Vliet-Lanoë, 1988 p. 493). Les galets sont réalignés par rapport aux involutions. Ce phénomène ne nécessite pas la présence d'un permafrost, les structures pouvant être induites par les gels saisonniers (French, 1996). Des galets redressés sont visibles dans l'Anse du Pied Sablon (unité 3). De très beaux exemples sont visibles à Jardeheu dans la Hague (Camuzard, 2000) ou en Bretagne (Renouf & James, 2001).

1.1.2. Faciès sableux et fins

➤ *Faciès sableux à galets dispersés*

Le littoral sud-est de l'Anse du Cap Lévi montre des dépôts sableux souvent lités, toujours en position d'accumulation en creux et parfois secondairement cryoturbés avec des festons (photo III.8).

- **Caractéristiques**

Les faciès sableux à galets dispersés dans la masse sont de deux types : lités ou non.

Dans les sables lités, les galets sont isolés et alignés dans le litage. Ce faciès s'organise en corps sédimentaires d'accumulation dans des points topographiques bas ou dans des creux plus restreints entre les affleurements granitiques (photo III.9).

Les sables non lités surmontent les faciès à galets de plage dans la continuité par des dépôts sableux et emballent des galets isolés sans orientation préférentielle (cas la coupe 9, Vb).

➤ ***Faciès sableux homogènes marins (intertidal ou supratidal)***

Ce faciès, couramment observé à Montfarville ou sur les hautes plates-formes, paraît plus rare à Fermanville, dans les dépôts fossiles comme dans les plages actuelles. Sont attribués à une mise en place de ce type le sable présent au niveau du site de la Pointe du Bruley (§ 1.1.4.) et les sables jaunes-orangés de la coupe 9bis. Ces derniers sont bien classés dans les sables moyens (Md=317 µm) et sont fortement éolisés (%Mt_{tot} = 23). **Ces caractéristiques se rapportent à un sable ayant subi un façonnement en haut de plage. Ces sables ont fait l'objet d'une datation OSL à 110,75 ± 7,56 ka.**

A la Pointe du Bruley, le sable, plus grossier (Md = 410 µm), est riche en grains non-usés issus de l'arène et en grains d'autres roches (schistes micacés,...). L'éolisation est relativement faible (%Mt_{tot}=8,8).

➤ ***Faciès fins***

Ce faciès concerne principalement le complexe pédologique de la coupe 9 de l'Anse du Cap Lévi (§ 1.2.2.), développé sur un sédiment silteux.

Dans le contexte étudié, il semble difficile d'attribuer à ce sédiment si fin une origine marine, bien qu'il contienne une fraction sableuse riche en grains émoussés-luisants. Par ailleurs, ce sédiment fin silteux, affecté par une pédogenèse rubéfiante, est dans une position stratigraphique semblable à celle des sables orangés de la coupe 9bis, à une altitude identique.

Une origine marine étant peu probable du fait de la granulométrie et une origine éolienne peu probable du fait de la composition et du mauvais classement du sédiment, ce sédiment est vraisemblablement mis en place par une dynamique alluviale et/ou colluviale. L'origine du sédiment lui-même peut être recherchée dans des sables marins et dans l'arène granitique pour la partie grossière et dans la reprise de loess pour la partie fine.

➤ ***Faciès de head fin***

Les heads fins correspondent à un déplacement sur une distance plus ou moins longue, avec mobilisation de matériel allochtone à l'échelle de l'affleurement, par gélifluxion et/ou ruissellement. Les accumulations se font en particulier dans les zones basses (cf. faciès de la Pointe du Bruley, § 1.1.4). Le sédiment est généralement arénique et riche en argiles.

Dans la coupe décrite par Van Vliet-Lanoë (1988), des dépôts de head fins correspondent à des dépôts marins anciens remobilisés sur le versant.

Ainsi, une phase de dépôts de pente "fins" en période humide précède les heads à blocs, provoquant le décapage des stocks fins (altérites développées aux dépens du substrat, dépôts marins anciens, ou loess anciens).

1.1.3. Heads à blocs

Les heads "francs" à blocs sont largement présents. Ce sont des dépôts massifs dépourvus de structures sédimentaires. La matrice fine, abondante, est généralement limono-argileuse, parfois sableuse. La fraction grossière est composée d'arène et blocs de granite témoignant du démantèlement des reliefs. S'y ajoutent souvent quelques galets épars venant de l'amont et des boules de granite qui chutent des glacis situés plus haut (par exemple les boules éparses sur le glacis de Pointe du Bruley/Carneville). Ces dépôts ne sont pas des debris flows massifs mais plutôt des coulées se déplaçant par cryoreptation et gélifluxion lente (Van Vliet-Lanoë, 1988).

1.2. ORGANISATION DES FACIES ET SEQUENCES PEDO-SEDIMENTAIRES

1.2.1. Répartition des faciès du Port Lévi à l'Anse du Pied Sablon

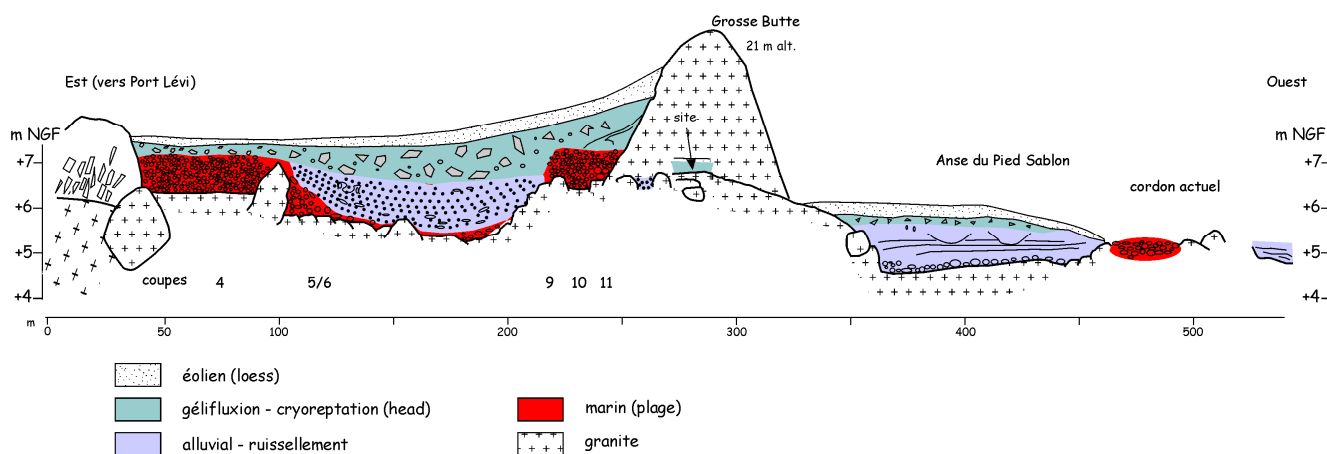


Fig. III. 7 – Coupe littorale schématisée du Port Lévi à l'Anse du Pied Sablon avec répartition des faciès sédimentaires.

Le schéma fait ressortir la conservation des dépôts de plage sur les points hauts qui ne constituent pas des axes de drainage soumis à l'érosion. Les faciès alluviaux se placent au niveau des dépressions. Encore visibles dans le paysage, ces dépressions sont également marquées dans le substrat granitique, ce qui suggère que ces espaces étaient déjà en creux au cours de l'Éémien et peut-être des périodes précédentes. Le cône alluvial du Pied Sablon est ainsi nettement emboîté.

La conservation des dépôts dépend également du contexte de l'arrière-littoral comme le montre le cas de la Grosse Butte. Si, au niveau des coupes 9 et 11, les dépôts éémien sont conservés sur une épaisseur relativement importante en raison d'une position favorable, le site de la

Grosse Butte sur le flanc d'une butte granitique a subi une forte érosion et un décapage complet des dépôts marins, à une altitude pourtant identique.

1.2.2. Séquences pédo-sédimentaires

Deux coupes montrant une séquence pédo-sédimentaire complexe ont fait l'objet de descriptions plus détaillées : l'une par B. Van Vliet-Lanoë (1988, p. 705) et l'autre par nos soins, en étroite collaboration avec J.-P. Camuzard. Ces deux coupes sont proches l'une de l'autre mais montrent des séquences pédo-sédimentaires différentes.

➤ *Séquence de Port Lévi (coupe 11)*

La base de cette coupe (substrat granitique) est à +6,5 m NGF, ce qui est identique à l'altitude de la coupe de l'Anse du Brick. La coupe se situe par ailleurs au pied d'un promontoire. La séquence suivante est décrite (VanVliet-Lanoë, 1988) :

- D1 : plage à matrice sableuse incorporant de très gros blocs ; puis passant à un cordon de galets infiltré de matériel humifère (ranker) ;
- D2a : petit head limono-arénacé incorporant du charbon de bois puis head limono-arénacé assez épais, avec fragipan ;
- D2b : développement d'un réseau de gloses puis illuviation d'argile passant latéralement à un BtgX (sol brun lessivé à lessivé glossique) ; teneur en argile 20 à 45 % ;
- D2c : limon arénacé déferrifié par hydromorphie ;
- D3a : l'ensemble est flué en association avec un matériel de plage plus ancien et très pédogénéisé (CO) ;
- D3b : matériel dunaire sur lequel se développe un podzol ;
- heads à matrice limono-arénacée puis franchement limoneuse.

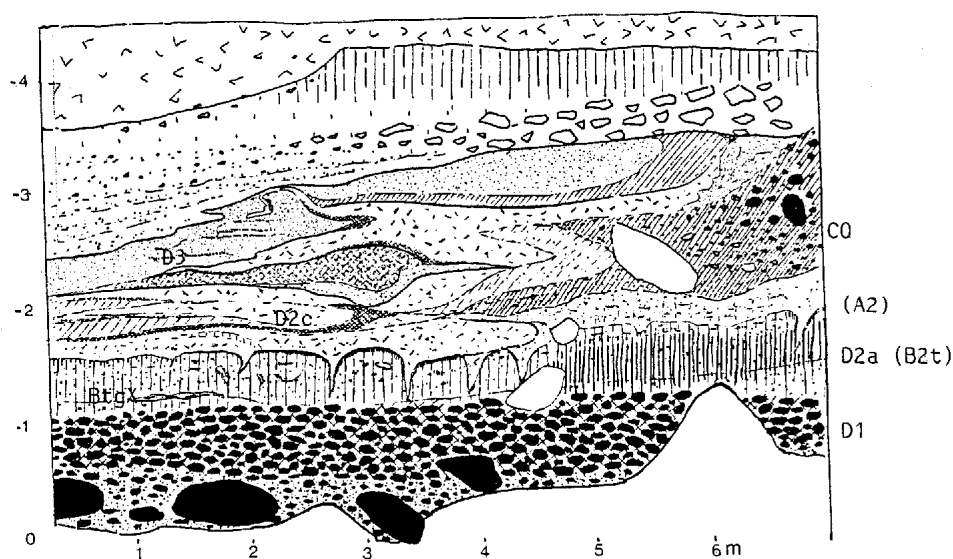


Fig. III. 8 – Coupe de Port Lévi (Van Vliet-Lanoë, 1988). Echelle en mètres.

L'interprétation proposée par Van Vliet-Lanoë (1987, p. 695 et 715) est la suivante, avec quelques variations dans la numérotation :

- D1 : **formation littorale éémienne**, contemporaine du sol brun lessivé développé sur loess dans l'intérieur (stade 5e) ;
- Pédocomplexe D2
 - D2a : soit sol développé sur un petit head mis en place par cryoreptation ou coulée boueuse, soit ranker sur formation littorale (interstade 5d) ;
 - D2b : formations coiffées par un **sol brun lessivé parfois assez rubéfié (Bt) traduisant un contexte tempéré océanique**, contemporain de la mise en place de la "dune ocre" du Rozel (interstade 5c) ;
 - D2c : phase froide avec mise en place de colluvions limoneuses et de coulées boueuses et développement d'un sol hydromorphe (Bt devient BtgX) attribué à la présence de congères ; les charbons de bois sont interprétés comme les témoins d'une forêt boréale (interstade 5b) ;
- Pédocomplexe D3 :
 - D3a : heads à dynamique de cryoreptation ;
 - D3b : stabilisation du paysage marquée par la formation d'un petit sol podzolique (interstade 5a) ;
- Mise en place de heads par gélifluxion au Pléni-glaciaire.

➤ *Séquence de Fermanville Port Lévi (coupe 9)*

Cette coupe est particulièrement remarquable dans le secteur par la dilatation de la séquence entre le cordon de galets éémiens et le head massif (photo III.10). Plusieurs pédogenèses sont visibles.

• **Description du profil (fig. III.9)**

La séquence est la suivante (de haut en bas) :

- I (0-20 cm) : sol de surface, sablonneux humifère en mottes ;
- II (20-80 cm) : **loess** (silt sableux) weichselien à granules, brunifié de façon homogène, présentant une discontinuité très nette à la base ;
- IIIa1 (80-100 cm) : silt grossier à sable fin, à caractère de **fragipan net avec structure lamellaire au sommet** (photo III.12), **flammèches décolorées** (10YR8/2), matrice brune légèrement rougeâtre ;
- IIIa2 (100-110 cm) : matériel loessique (silt sableux) légèrement argileux brun-noir (10YR4/3) – paléosol ? ;
- IIIb1 (110-115 cm) : sable mal classé brun (7,5YR4/4) ;

- IIIb2 (115-120 cm) : **sommet rubéfié du head**, riche en arène (5Y4/6) ;
- IIIb3 (120-170 cm) : **head** emballant de gros galets de granite dans une matrice de sable moyen à grossier, parfois friable, orangée (10YR6/6) ;
- IIIc (170-180 cm) : base head brun rougeâtre argileux (illuvial) (5YR4/6 à 5/6)
- IVa (180-190 cm) : **gley sur silt** emballant de petits cailloux centimétriques granitiques, de couleur gris clair à brun-jaunâtre (2,5Y7/1 à 2,5Y8/1)
- IVb1 (190-200 cm) : partie sommitale de b2, cryoturbée, intégrant des sables gris en poches et des flammèches noires cryoturbées ;
- IVb2 (200-210 cm) : **silt rubéfié, avec plinthite, jaune-orangé** (teinte rouge 5YR5/8, grains d'hématite 10R4/6, passées plus jaunes 7,5YR6/6), très festonné ;
- IVc (210-220 cm) : présent dans la partie gauche de la coupe; petit gley sur sédiment silteux, décoloré (blanc-grisâtre teinté de beige) ;
- Va (220-230 cm) : **sable grossier, sommet de Vb, noir** (teneur en MO = 11,2 ‰ ?), festonné, pénétrant dans les niveaux inférieurs avec un dégradé de couleur ;
- Vb (230-250 cm) : sable grossier à galets dispersés ;
- Vc (250-330 cm) : **plage à galets** dans une matrice de sable grossier, galets de module 2 à 6-7 cm, en grès, granite, quartz, silex.
- substrat granitique à +6,7 m NGF.

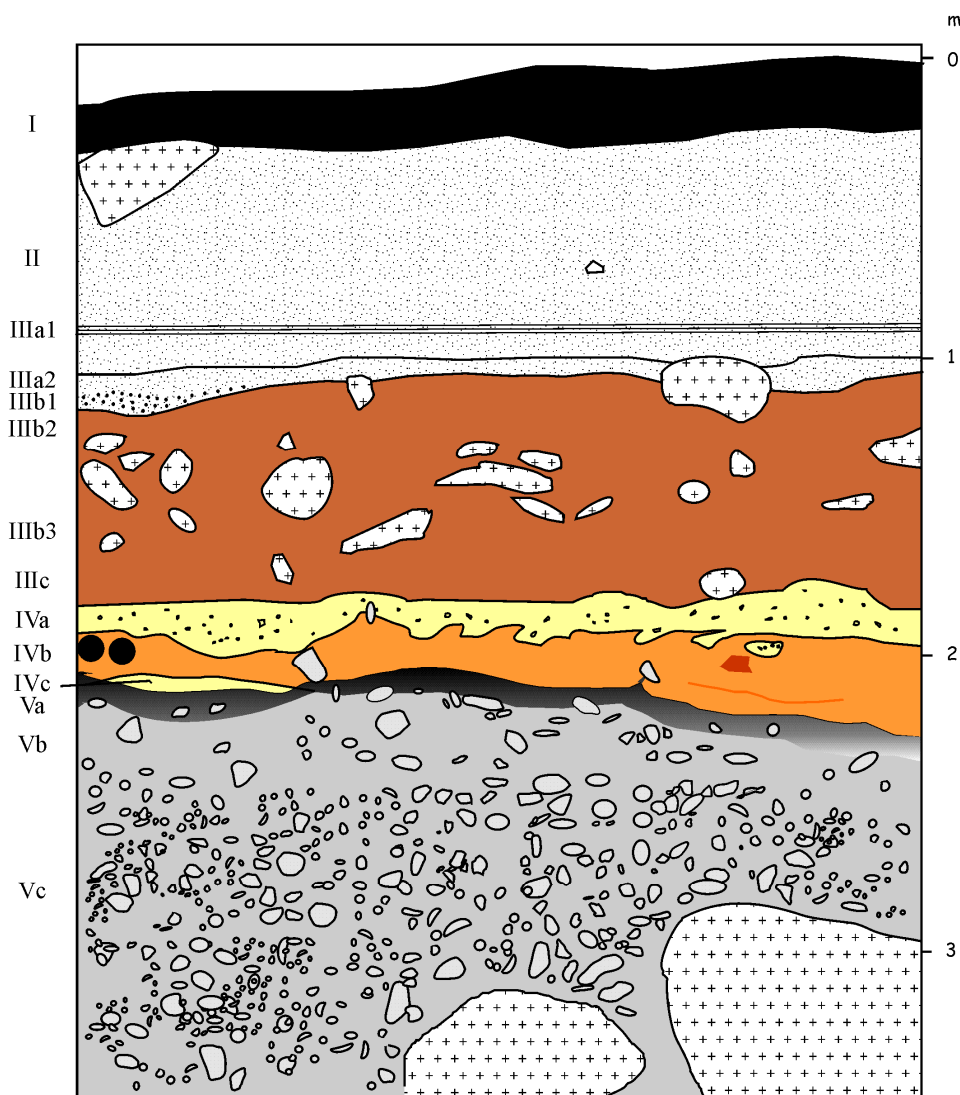


Fig. III. 9 – Coupe dite coupe de Port Lévi (point 9).

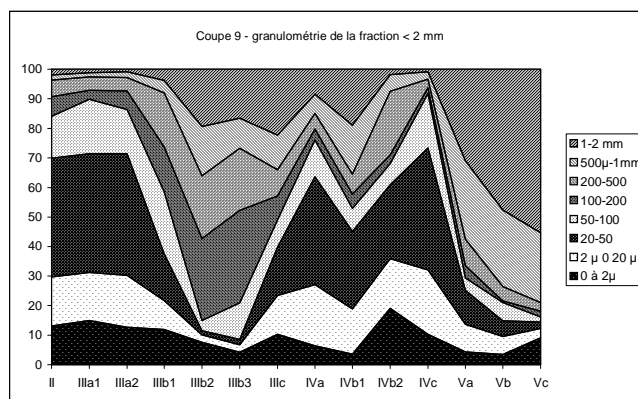


Fig. III. 10 – Granulométrie des formations de la coupe 9 de Port Lévi¹.

• **Interprétation**

LOG	sédiment	mode de dépôt	pédogenèses et évolution post-dépositionnelle
II	silt	éolien (loess)	brunification fragipan à structure lamellaire et zones décolorées horizon brun : paléosol ?
IIIa1			
IIIa2 IIIb1 IIIb2	silt sableux sable fin	éolien ou colluvial ?	illuviation et rubéfaction au sommet
IIIb3	blocs et galets dans une matrice mélant arène, sables altérés, silt et argiles	head à blocs	illuviation à la base ?
IIIc IVa	sable marin (grains EL et grains NU), teneur en arène augmente vers le haut	alluvial ou colluvial ?	gley avec petites poches d'arène pédogenèse rubéfiante à plinthite, secondairement cryoturbée petit gley localisé
IVb IVc Va Vb	sable graveleux à galets isolés	plage remaniée ?	sommet noirci par MO et incorporation de particules fines affecté par la cryoturbation
Vc	galets dans matrice de sable grossier	base de cordon de galets de haut de plage	

Fig. III. 11 – Modes de dépôt et pédogenèses dans la coupe 9.

La couche Vc, constituée de galets dans un sable grossier est une formation d'origine marine, probablement la base d'un cordon de galets de haut de plage. En effet, dans les conditions actuelles, la partie sommitale des cordons de galets ne présente pas de matrice. La partie supérieure de cette formation (Vb et Va) semble remaniée car les caractères sédimentaires ne correspondent pas exactement à ceux d'un dépôt de plage. Cela s'explique par la régularisation du sommet des formations lors du retrait du niveau marin. L'imprégnation par de la matière organique,

la présence de charbons, de fragments végétaux et des particules fines et le caractère microaggloméré de l'horizon sont attribués à la végétalisation des dépôts marins et à une petite pédogenèse humifère.

Cette formation marine est surmontée d'un dépôt silteux qui se charge en éléments aréniques non usés vers le haut. La mise en place de ce dépôt, dont nous avons déjà parlé plus haut, est probablement soit alluviale, soit colluviale. Ce dépôt fin supporte un complexe pédologique (photo III.11) composé de **trois sols déformés par la cryoturbation** (flammèches, festons...). A la base, mais uniquement à gauche de la coupe se trouve un premier petit gley décoloré. Au-dessus apparaît **la pédogenèse principale, rubéfiante, qui donne une teinte rouge-orangée au sédiment.** En lame mince, cette pédogenèse se traduit par la présence de revêtements d'argiles fines brun-orangé dans les pores et chenaux. La masse basale est totalement imprégnée de fer, orange vif en lumière réfléchi. Ce type de pédogenèse nécessite un climat tempéré. Une deuxième phase d'illuviation poussiéreuse peut être mise en relation avec la dégradation du climat. L'action du gel est marquée par des fentes vésiculées et des figures de glissement, ainsi que par la fracture polygonale de certains grains de quartz. L'horizon est déstructuré.

Au-dessus apparaît un gley qui s'exprime par une décoloration du sédiment, associé aux festons de cryoturbation.

L'ensemble silteux pédogénéisé est recouvert, sans que l'on puisse estimer l'importance d'une éventuelle troncature, par les apports de gélifluxion constituant le head. Ce dernier contient des poches de sables altérés argileux à la base, provenant d'horizons illuviés plus anciens. Le head correspond au démantèlement des formations présentes sur les versants et est alimenté pour une part par la gélifraction du granite (apports d'arène et de blocs).

Le sommet du head est rubéfié, ce qui marque peut-être une petite pédogenèse lors d'une stabilisation du milieu.

L'origine du sable IIIb1 peut être discutée. Ce sable provient probablement du remaniement de formations proches, dans la continuité du head. Du fait d'un mauvais classement et d'une texture grossière, il est difficile de lui attribuer une origine éolienne, bien que des dépôts sableux en base de séquence éolienne aient été observés à Port-Pignot (Coutard *et al.*, 1981).

La couche IIIa2 a également dans un premier temps été attribuée au remaniement de dépôts loessiques saaliens. **Cependant, les cortèges argileux des dépôts IIIa2, IIIa1 et II sont proches et ne contiennent pas de vermiculites alors qu'ils contiennent de la chlorite,** ce qui est plutôt une signature weichselienne. La teinte brun-noir de la couche IIIa2 est attribuée à un petit paléosol sans que nous disposions d'autres arguments que la couleur. **Au-dessus se trouve un fragipan particulièrement bien formé avec une structure lamellaire visible à l'œil nu** (photo III.12). Ce fragipan témoigne de l'existence d'un sol gelé.

¹ granulométries effectuées à l'INRA, Arras.

Enfin, la couche II, silteuse et éolienne, est un loess weichselien brunifié.

La séquence d'événements suivante peut donc être retracée :

- dépôt de plage à galets massif ;
- remaniement du sommet de la plage avec probablement troncature du cordon ; formation d'un petit sol organique ;
- dépôt de matériel silteux emballant du sable grossier et de l'arène, attribué à une dynamique alluviale ou colluviale à partir de loess anciens ; petit gley localisé ;
- pédogenèse fersiallitique avec ferruginisation : nodules de fer et imprégnation de la masse basale – concrétion avec plinthite de 1,5 mm d'épaisseur ;
- cryoturbation et gley, démantèlement du sol fersiallitique ;
- head massif ;
- dépôt sableux peu épais ou tronqué ;
- premier dépôt de loess ;
- développement d'un fragipan avec une structure lamellaire (Nagelbeek ?) ;
- dépôt d'un deuxième loess weichselien et brunification ;
- sol actuel.

Une interprétation chronologique de la séquence peut être proposée. **Une datation absolue a été réalisée au niveau des dépôts orangés IVb2 et a donné $118,06 \pm 12,33$ ka, ce qui date le dépôt des sédiments fins de la fin de 5e ou pendant 5d.** La pédogenèse rubéfiante, nécessitant des conditions tempérées, est attribuée au stade 5c. Le gley qui la surmonte est attribué à la dégradation du stade 5b. Une illuviation pénétrant dans les fissures de gel pourrait être la marque discrète de l'amélioration climatique du stade 5a.

Le dépôt du head est classiquement attribué aux stades 4 et 3.

Le fragipan, inconnu par ailleurs dans cette position stratigraphique, n'a peut-être qu'une valeur locale.

1.2.3. La séquence Éémien-Weichselien de Fermanville

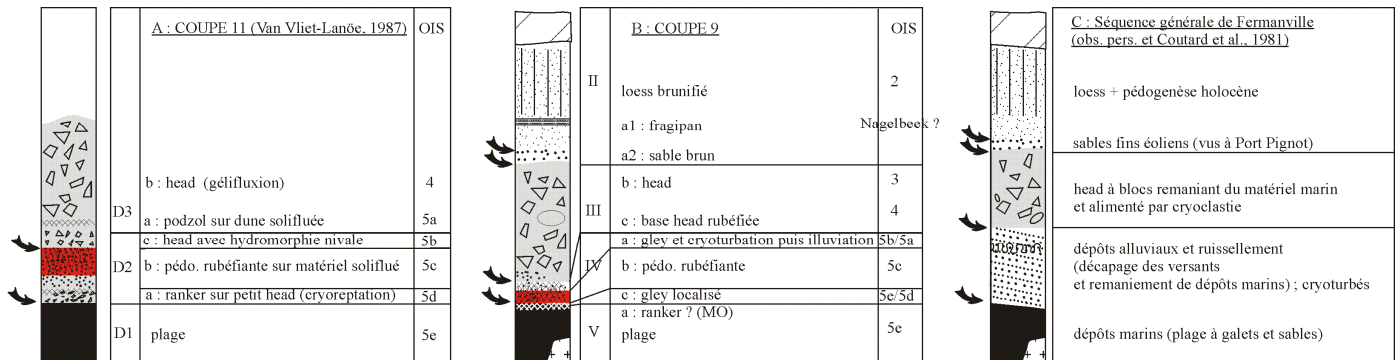


Fig. III. 12 – Séquences éémien-weichselien de Fermanville. A – séquence déterminée par Van Vliet-Lanoë (1988) à partir de la coupe 11. B – séquence décrite à partir de la coupe 9. C - séquence générale sur le littoral de Fermanville. Flèche noire = troncature.

Dans le cas général, au-dessus des formations marines se déposent des formations ruisselées, voire alluviales (coupe 5, Pied Sablon,...) qui évacuent les stocks d'arène et de sédiments fins présents sur les versants. La dynamique passe ensuite à une dynamique de dépôts de pente par gélifluxion et cryoreptation qui mobilise ce qui reste (altérites évoluées des plateaux) puis les produits de la gélifraction du granite, entraînant une dégradation des reliefs.

Les dépôts loessiques sont généralement peu épais et sont discontinus. Ils sont fréquemment chargés en arène granitique.

Ces calages chronostratigraphiques seront rediscutés pour l'ensemble du Val de Saire au cours de la quatrième partie.

1.3. LES OCCUPATIONS PALEOLITHIQUES DE FERMANVILLE : POSITIONS STRATIGRAPHIQUES ET VARIETE DES INDUSTRIES

1.3.1. Le Paléolithique moyen ancien

➤ Port Pignot

• Contexte de l'occupation

Déjà décrit dans la première partie, le site se trouve dans un couloir entaillé dans l'éperon granitique qui sépare l'Anse des Longs Camps de l'Anse d'Inglemare.

Le site fouillé et publié par D. Michel comporte trois assemblages lithiques statistiquement représentatifs, eu égard à la faible surface accessible à la fouille (Michel *et al.*, 1982). Ces derniers et les foyers ont été rencontrés associés à un niveau de plage anté-éémien, caractérisé par la

présence de boules de granite et de galets, et à des dépôts révélateurs d'un climat froid humide, rapportés au Saalien (stade isotopique 6) (Coutard *et al.*, 1982). L'occupation humaine a donc commencé pendant le haut niveau marin et s'est poursuivie ensuite pendant les périodes saaliennes déjà froides qui ont suivi.

- **Industrie lithique**

Le gisement de Port-Pignot compte parmi les gisements majeurs de Basse-Normandie par l'exceptionnel état de conservation des structures, de combustion notamment. L'analyse qui suit synthétise les données fournies par D. Michel.

Le premier niveau, constitué de 463 pièces en silex, se caractérise par **un débitage levallois bien affirmé**. L'outillage, majoritairement sur éclat comporte principalement des encoches (12 %), secondairement des racloirs et des denticulés. Les bifaces comptent 2 bifaces amygdaloïdes, 1 biface partiel, 1 biface discoïde, 8 bifaces hachereau et 1 biface cassé. Attribuée à un Acheuléen, pauvre en racloir, cette série, dont l'indice de biface est faible (IB : 7,6), n'est pas sans évoquer les séries de la phase ancienne du Paléolithique moyen, riches en encoches.

Le niveau médian, fort de 336 objets en silex, 1 en grès et 1 en quartzite, peut-être défini par un débitage levallois, et par un outillage dominé par les encoches (13,6 %) et les denticulés ; les couteaux à dos naturels sont ici nombreux (22,8%). Seuls deux hachereaux représentent les bifaces (IB : 3,3). Attribué à un faciès proche de l'Evenosien, l'assemblage présente de nombreuses affinités avec les industries de la phase ancienne du Paléolithique moyen, riche en encoches, et secondairement en denticulés.

La troisième série comporte 575 objets en silex, vraisemblablement en position dérivée (Michel, 1982), de débitage levallois. Parmi les pièces techniques, les couteaux à dos naturel apparaissent nombreux (24,5 %). L'outillage est dominé par les encoches (15,4 %) et les denticulés. La série compte peu de racloirs, de couteaux à dos et de bifaces (IB : 3,4). Attribuée à un Acheuléen, pauvre en bifaces et en racloirs, cette série s'apparente à un Paléolithique moyen ancien, riche en encoches et denticulés.

L'analyse technologique conduite sur une petite série de 91 artefacts, collectée par G. Vilgrain avant l'intervention de D. Michel, permet de préciser "l'ambiance techno-typologique" du site (tab. E.1¹). Tous les éléments de la chaîne de débitage sont présents, de l'éclat de décorticage au nucleus à son état ultime d'exhaustion... Aucune pièce de façonnage d'outil bifacial n'a été reconnue. Cependant la série comporte un "hachereau". La lecture technologique des nucleus et des enlèvement de plein débitage atteste une production d'éclats prédéterminés conduite selon des schémas opératoires directs mais principalement discoïdes et levallois. Aucun outil n'a été reconnu.

¹ Les tableaux de décompte des séries lithiques sont présentés dans l'annexe E.

L'analyse de l'ensemble des éléments issus de la publication, de l'observation partielle des séries de fouille conservées au Musée de Normandie à Caen, et des ramassages effectués par G. Vilgrain tendent vers une attribution des industries de Port-Pignot à un Paléolithique moyen ancien, datable de la fin du Saalien, où les bifaces "revêtent un caractère de reliques".

- **Conclusions**

Les points importants à retenir sont :

- occupation en pied de paroi dans un couloir (photo III.13) ;
- organisation de l'habitat autour de foyers construits ;
- occupation dans la plage pendant son fonctionnement (pièces roulées à la base), puis plus tardivement (pièces fraîches) ;
- industrie prise au sommet d'une plage attribuée au stade 7 ; les datations absolues sont impossibles à effectuer puisque le site a disparu lors de l'extension de la carrière ;
- industrie appartenant à la phase ancienne du Paléolithique moyen ;
- le plus ancien site d'habitat de Fermanville et du Val de Saire.

➤ *Le Chemin de la Pointe du Bruley*

Cette petite série a été collectée par L. Jeanne sur le chemin douanier dans l'arène granitique. L'absence de sédiments interdit toute tentative de calage stratigraphique. L'altitude de cette série est de +10,7 m NGF, ce qui est semblable à l'altitude du site de Port Pignot.

L'assemblage s'individualise par le fort module des pièces qui témoigne de la mise en œuvre de rognons de taille respectable, supérieure au décimètre.

L'ensemble n'est statistiquement pas représentatif, puisque constitué de 13 artefacts, où aucun nucleus n'a été reconnu (tab. E.2). Le débitage comporte des éclats de décortilage et des enlèvements de plein débitage qui attestent de la gestion de surface, soit par débitage direct, soit par la méthode levallois. Les produits longs sont représentés par un éclat laminaire, une lame et une lame levallois. Aucun outil n'a été individualisé.

Ce petit ensemble original est attribuable au Paléolithique moyen.

1.3.2. Occupations du Paléolithique moyen récent sur le platier granitique attribué à l'Éémien

Ces séries sont au contact direct du platier granitique fossile, prises dans le granite désagrégé et consolidé. La couverture sédimentaire, comprenant généralement un loess colluvionné

riche en arène, est restreinte à absente. L'altitude est de 6 à 7 m NGF pour le site de la Grosse Butte, au-dessus des hautes mers actuelles et moindre pour les deux autres (phare du Cap Lévi et Anse des Longs Camps). Des pièces éparses dans une position semblable sont régulièrement récoltées sur l'ensemble du littoral de Fermanville (Fort Joret, Pointe de Fréval...).

➤ **La Grosse Butte**

La série de la Grosse Butte est prise dans le granite désagrégé dans un secteur d'altération en boules en cours de dégagement (fig. III.13).

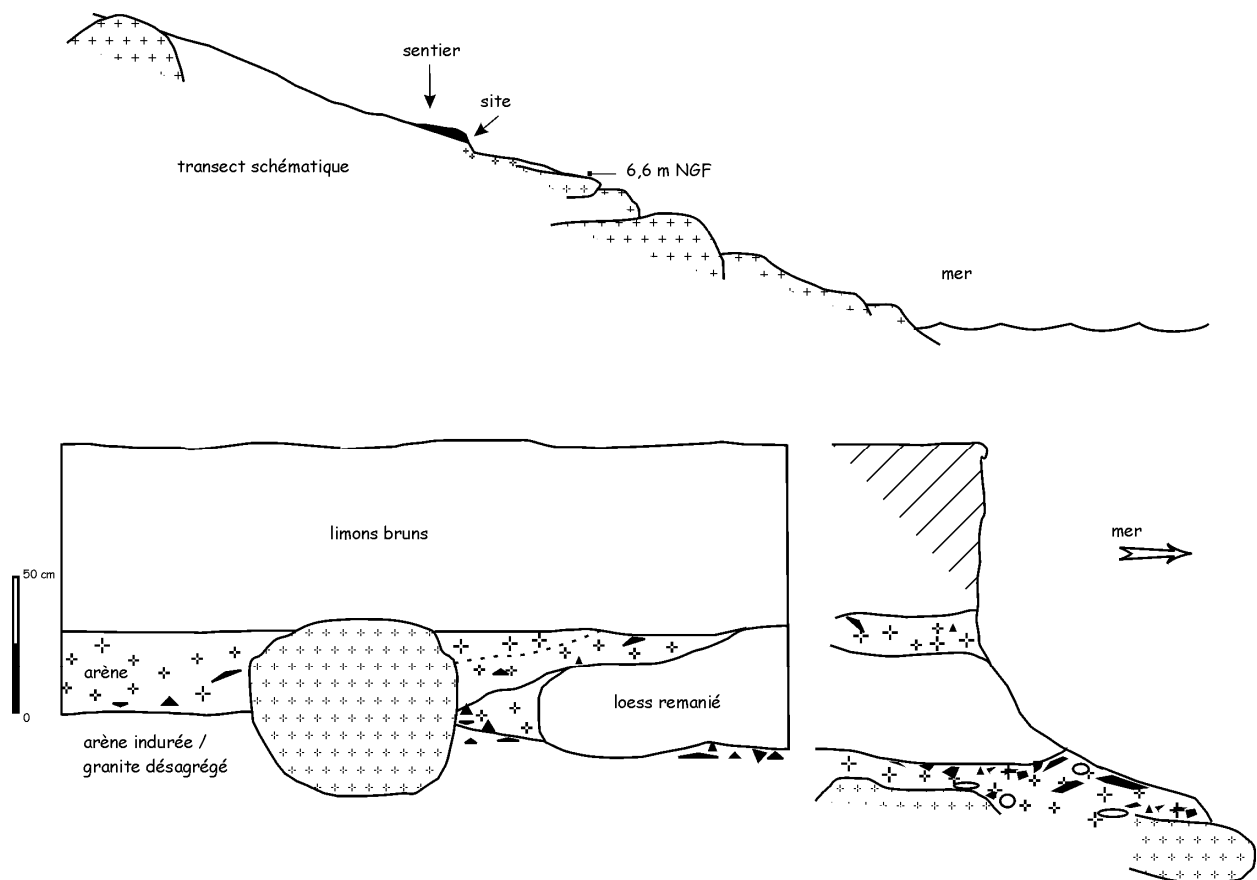


Fig. III. 13 – La Grosse Butte : coupe schématique et position de l'industrie.

L'arène basale, mêlée de sable grossier marin et de petits galets, est affectée par une pédogenèse marquée par la présence d'une matrice limoneuse, d'une forte porosité de chenaux et d'une coloration rougeâtre. Elle est fortement chargée en charbons, attribués à l'occupation anthropique.

L'état d'altération du loess sus-jacent (porosité de chenaux, imprégnation ferro-manganique dans les fissures, structures de gel...) amène à le considérer comme un loess saalien remanié en

dépôt de pente, et non comme un loess weichselien en place. Les limons bruns sommitaux sont fortement aréniques du fait de la maigreur de la couverture sédimentaire sur le versant.

Il semble que la série lithique ne soit pas strictement en place mais légèrement solifluée puisque des pièces sont également présentes dans l'arène sus-jacente au loess remanié. La position sur une pente rend tout à fait possible une légère solifluxion depuis un point situé plus haut, l'abondance d'esquilles de silex et la fraîcheur des pièces lithiques excluant un remaniement poussé.

Quelques galets présents dans l'arène peuvent soit être les reliquats d'un dépôt marin, soit être des apports anthropiques. Nous privilégions la première hypothèse du fait de l'existence de galets de tailles diverses et de graviers roulés, voire de sable, enrichissant l'arène, ce qui n'empêche pas leur utilisation par l'homme.

La séquence de la Grosse Butte pourrait donc résulter des événements suivants :

- dépôts marins en haut de platier (6 à 7 m NGF) ;
- érosion laissant quelques reliquats de sables et galets mêlés au produit de l'altération du granite ;
- occupation parallèle à la formation d'un petit sol, l'industrie étant ensuite protégée par son insertion dans l'arène ;
- dépôt des loess remaniés puis colluvionnement d'arène provenant de plus haut sur le versant et contenant également des témoins de la même occupation ; l'arène de base est indurée sous l'action du gel et des infiltrations de sédiment fin ;
- dépôts des limons sableux de surface et pédogenèse crypto-podzolique donnant une couleur noire.

L'altitude de ce petit site est identique à celle des platiers fossiles recouverts de galets de l'ensemble de l'Anse de Cap Lévi. Il est donc clair que le site était atteint par la mer à l'Éémien, au moins lors des grandes marées.

La série de la Grosse Butte correspond à une occupation postérieure au décapage du granite, et à l'érosion d'éventuels dépôts éémiens dont il ne resterait que des reliques (quelques galets, du sable...), facilitée par la pente et la position de cap. Les traces de pédogenèses rougeâtres pourraient éventuellement être corrélées avec la pédogenèse rubéfiante observée dans la coupe 9.

L'hypothèse privilégiée est donc celle d'une occupation post-éémienne, recouverte par des dépôts de pente remaniant les loess anciens et protégée des phases érosives par l'incrustation dans l'arène granitique consolidée. L'occupation pourrait prendre place à la fin du stade 5.

La série lithique se répartie sur l'ensemble de la surface observée, sans groupements apparents d'objets. Ces vestiges pourraient traduire la proximité d'une aire d'habitat. **Les**

témoignages de combustion sont très nombreux, 170 éléments lithiques en sont affectés. Ce sont principalement des esquilles et des débris, secondairement des petits éléments et des enlèvements, et enfin un nucleus. Tous ces vestiges témoignent de la proximité d'au moins une structure de combustion. Malheureusement, la faiblesse de la couverture sédimentaire du niveau archéologique ne permet pas de tenter une datation TL sur silex chauffés.

- **L'industrie**

- Matières premières

La taille importante des rognons de silex utilisés, supérieure à celle des rares galets de silex des plages éémiennes et actuelles de Fermanville (tab. III.1), pose question. Les nodules mis en œuvre présentent des dimensions maximum situées entre 100 mm et 150 mm. Elle implique que les hommes paléolithiques se sont approvisionnés ailleurs que dans leur entourage immédiat. Leur présence pourrait être l'indicateur d'une occupation en contexte de régression permettant l'accès à des cordons de galets de plus gros modules aujourd'hui en mer. Ceci n'est pas sans rappeler le site du Mont-Dol, où l'approvisionnement en silex n'a pu se faire que grâce à la mise à disposition de cordons plus proches des sources de silex en contexte régressif (Langouët & Morzadec-Kerfourn, 1995).

Par ailleurs, il semble que les rognons non exploités et juste testés soient ceux de mauvaise qualité (cœurs chailleux, inclusions...).

	Pied Sablon haut cordon actuel	Pied Sablon bas cordon actuel	Bruley site plage fossile	Bruley, nord pointe plage fossile	coupe 4	coupe 5	coupe 10	Pied Sablon unité 1
% silex dans les galets	11,6	9	0	2	16,8	22,8	20,3	2
taille moyenne silex					4,9 cm	4,4 cm	5,5 cm	

Tab. III. 1 – Abondance et taille des galets de silex sur le littoral de Fermanville et dans les dépôts éémiens.

- Analyse lithique (tab. E.5) :

Le débitage levallois apparaît bien représenté tant par les supports de débitage où les nucleus de gestion unipolaire dominant, que par les enlèvement levallois (50 % des pièces de plein débitage). La présence de pointes pseudo-levallois pourrait être liée à une production de surface récurrente centripète, voire à une mise en œuvre de nucleus discoïde (?). La production laminaire est faible et ne semble pas être la finalité du débitage. La série comporte un éclat Kombéwa.

L'assemblage ne comporte qu'une pièce retouchée, un denticulé aménagé sur un éclat de gestion de surface.

L'assemblage lithique de la Grosse Butte se caractérise par une production d'éclats prédéterminés – levallois et de gestion de surface épais – où la gestion unipolaire récurrente domine. Malgré quelques affinités avec les séries lithiques datables de la phase ancienne du Paléolithique moyen, Port-Pignot à Fermanville et Gouberville, l'ensemble de la Grosse Butte semble se rapporter à la phase récente du Paléolithique moyen.

Notons qu'il existe à proximité des pièces éparses dans des positions stratigraphiques semblables.

Les 44 pièces collectées jadis par G. Deffayet à proximité immédiate du site sondé (tab. E.4) reflètent une "ambiance générale" qui évoque sans conteste la série collectée en place. La production levallois, majoritairement unipolaire, est bien illustrée. Par ailleurs, les quelques éclats de gestion de surface épais traduisant une mise en œuvre de deux surfaces sécantes, ainsi que les enlèvements (éclat et pointe) pseudo-levallois illustrent un débitage conduit sur nucléus discoïde. Cette chaîne opératoire était vraisemblable mais non prouvée sur le site, en raison du caractère atypique des éclats de gestion de surface épais.

Tous ces éléments corroborent les observations effectuées sur la série trouvée en place.

➤ *Le Phare du Cap Lévi*

Les silex de ce locus, plus ou moins dispersés, sont pris dans le granite désagrégé et consolidé, en compagnie de quelques galets, probables reliquats de plage. Il n'y a pas de couverture sédimentaire. L'altitude est de 4,2 m NGF.

L'industrie fraîche, parfois lustrée, évoque le Paléolithique moyen : débitage levallois, discoïde... La position sur le platier éémien implique une occupation post-éémienne. L'industrie est postérieure au décapage des dépôts marins éventuels.

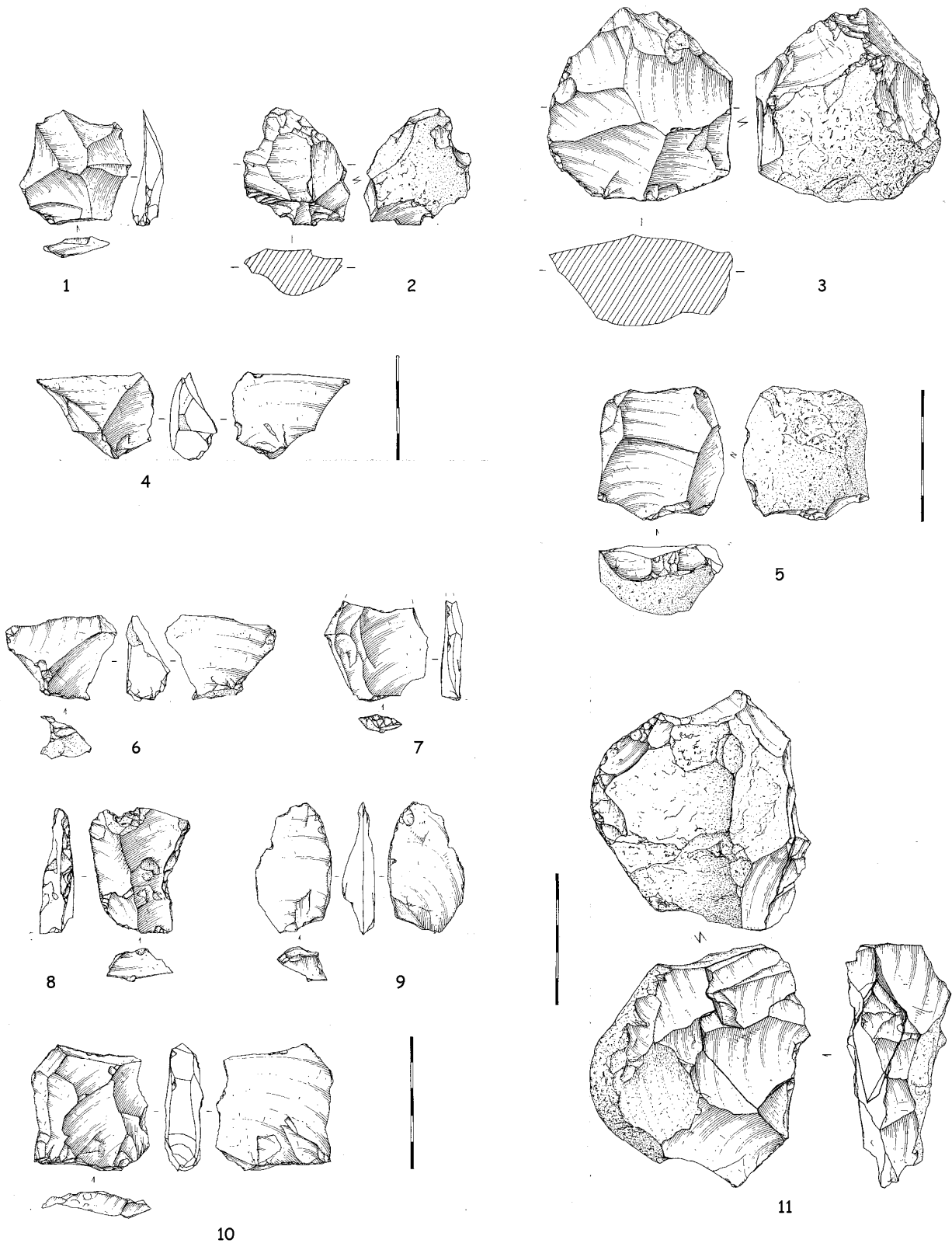


Fig. III. 14 – Industrie du site de la Grosse Butte (dessins P. Alix – éch. centimétrique). 1, 4, 6 et 10 : éclats de plein débitage ; 2 : nucleus de gestion de surface ; 3 et 5 : nucleus levallois ; 7 : éclat retouché ; 8 : encoche ; 9 : éclat kombewa ; 11 : nucleus à débitage direct unipolaire récurrent.

➤ *L'Anse des Longs Camps*

L'Anse des Longs Camps a livré un petit amas de débitage piégé entre deux boules de granite, fouillé par L. Juhel en 2001 (Juhel, 2003). La stratigraphie est comparable à celle de la Grosse Butte, avec de haut en bas :

- 0-40 cm : remblais récents ;
- 40-65 cm : limons bruns foncés (colluvions holocènes issues des loess ?)
- 65-100 cm : silt brun clair arénacé avec quelques lentilles sableuses, des traces de rouille et des glosses d'hydromorphie ; à sa base, un petit niveau sableux homogène, grisâtre, qui n'est pas présent sur toute la coupe ;
- 100-110 cm : dépôt sablo-graveleux arénacé, induré et de couleur noire, contenant l'industrie lithique et quelques charbons.
 micromorphologie : arène, sable, abondance de petits nodules ferrugineux en cours de dissolution témoignant probablement d'un paléopodzol soumis à l'hydromorphie.
- 110 cm : granite arénisé à environ 5 m NGF.

Quelques galets sont piégés à proximité à environ 4,2 m NGF.

Les silex taillés (tab. E.3), dont de nombreuses esquilles (94 sur un total de 124 éléments), sont pris dans l'arène grossière enrichie en sable marin fin (grains émoussés-luisants dans la fraction 160-200 µm). Ils sont parfaitement frais.

L'assemblage lithique des Longs-Camps est constitué de 118 pièces. Cet ensemble, circonscrit dans l'espace correspond soit à un amas de débitage, soit plus vraisemblablement à une aire de rejet de produits de débitage et de combustion.

La série intègre, outre deux nucleus et un percuteur en grès, quelques éclats, mais surtout de très nombreux petits éléments et esquilles (n : 92) et une quantité importante de pièces chauffées issues de toutes les séquences de la chaîne opératoire (55 % des artefacts). Comme pour toutes les séries collectées sur le littoral de Fermanville, la matière première mise en œuvre par les paléolithiques est issue des cordons de galets marins. Parmi les pièces technologiquement représentatives (n : 21) figurent deux nucleus levallois, dont un participe à un remontage et illustre de ce fait une chaîne de production récurrente orthogonale.

La majorité des pièces collectées témoignent d'une production prédéterminée levallois : éclats de décorticage et de plein débitage, et nucleus. Aucun outil n'a été reconnu.

Comme le souligne L. Juhel (rapport PCR, année), "*la présence d'un percuteur s'avère intéressante. Les percuteurs sont habituellement peu représentés dans les gisements moustériens du Nord-Cotentin. Seul le gisement de Gouberville (fouille G. Vilgrain 1981-1986) a livré une belle série de galets de grès bouchardés, de masse et de volume parfois assez importants (étude en cours)*".

Le site de l'Anse des Longs Camps correspond vraisemblablement à une aire de rejet proche d'un espace habité par les hommes de la phase récente du Paléolithique moyen. Le petit amas illustre la production de produits levallois. L'abandon en cours de taille par l'homme

paléolithique est marqué par le remontage du dernier éclat levallois sur son nucleus et la présence d'un percuteur en grès. La taille de ce dernier paraît importante par rapport au module des éléments débités, ce qui est sans doute responsable des accidents de Siret survenus lors du débitage.

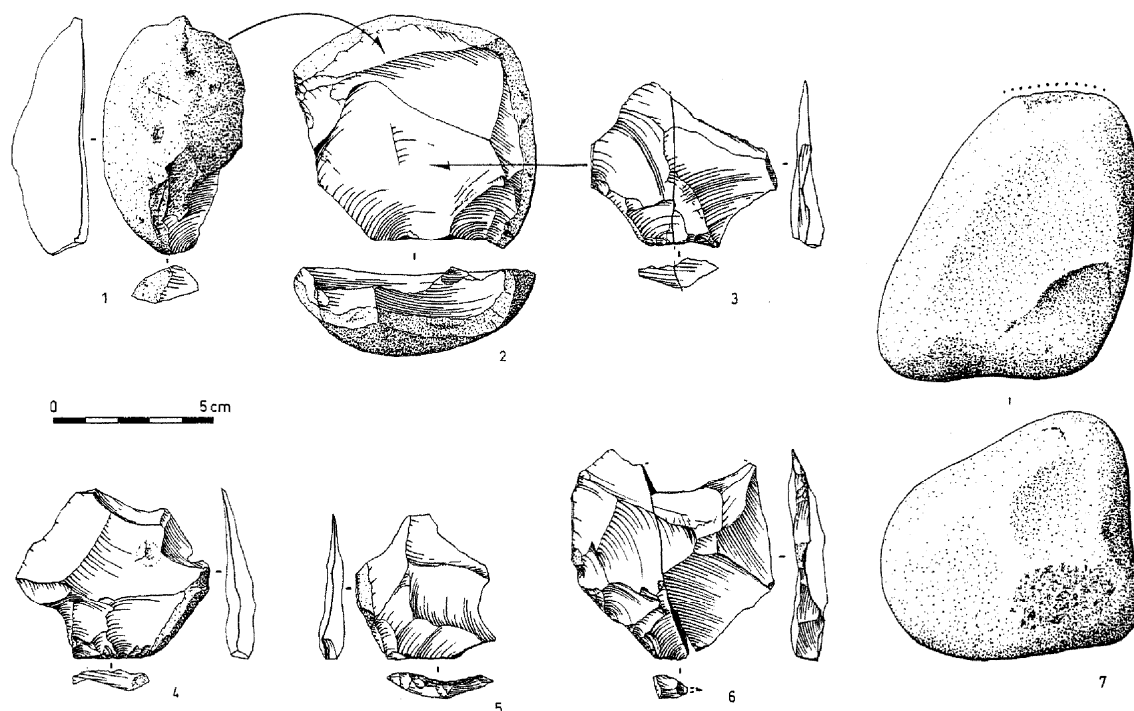


Fig. III. 15 – Fermanville, Anse des Longs Camps - industrie lithique (dessins L. Juhel) : remontage entre un éclat cortical prédéterminant (n°1), un nucleus levallois récurrent de gestion orthogonale (n°2) et un éclat levallois à fracture de Siret (n°3) ; éclats levallois (n°4 et 5) ; éclat levallois à fracture de Siret (n°6) ; percuteur (n°7).

Ces industries du Paléolithique moyen récent sont donc postérieures au façonnement du platier et postérieures à l'érosion des dépôts marins. Il ne reste généralement que quelques galets épars reliques. Les silex retrouvés sont frais et non émoussés, mais parfois lustrés, peut-être sous l'effet d'écoulements d'eau à la surface de la roche.

L'âge de ces témoins d'occupation est difficile à déterminer avec précision vu la compaction des séquences sédimentaires mais les traces de pédogenèse démantelée amène à privilégier une occupation vers les interstades 5c à 5a. La taille des silex de la Grosse Butte laisse en outre penser que les occupations prennent place dans un contexte suffisamment régressif pour autoriser l'accès à des sources de matières premières plus lointaines que les cordons éémiens côtiers.

1.3.3. Silex roulés remaniés dans les plages et les heads à galets

Les pièces lithiques roulées prises dans les plages à galets franches ou remaniées sont assez fréquentes, en particulier dans l'Anse de Cap Lévi. Il est cependant impossible de leur attribuer un âge. De même que des silex roulés se retrouvent sur les plages actuelles, ces pièces peuvent correspondre soit à des témoins d'occupations contemporaines de la plage, soit à des témoins d'occupations plus anciennes repris de dépôts antérieurs érodés.

Il s'agit généralement de débitage levallois classique. A noter toutefois la présence d'un biface sur plaquette très affecté par le gel découvert dans l'Anse du Pied Sablon (Scuvée, 1976).

1.3.4. Silex frais en sommet de plage : le site de la Pointe du Bruley

La belle série de la Pointe du Bruley correspond à un amas de débitage localisé sur moins d'un mètre carré. Les silex reposent ou sont infiltrés dans le sommet de la plage de galets (photo III.14)

- **Description de la coupe au niveau du site:**

(de haut en bas)

- 0-40 cm : loess sableux brun à granules (pas de loess *s.s.* au sommet de la coupe) ;
- 40-145 cm : head (blocs de granite anguleux), dans une matrice fine orangée pour les 65 cm inférieurs et essentiellement loessique pour les 40 cm supérieurs, enrichie en arène très grossière ;
- 145-185 cm : **dépôts de pente orangés ruisselés**, remaniant probablement des altérites et des arènes issues du plateau et contenant encore quelques blocs de granite, plus sableux à la base. Latéralement, le dépôt se dilate (70 cm d'épaisseur). Le litage y est plus net avec une alternance de lits d'arène granitique et de limons argileux, parfois sableux (lits de 5 à 12 cm d'épaisseur). L'ensemble est affecté par le gel dans son sommet (figures de cryoturbation, structure lamellaire) ;
- 145-215 cm (70 cm d'épaisseur au maximum) : **dépôt de plage constitué principalement de galets de granite, auxquels s'ajoutent des fragments nombreux de quartz de filon gris**, sub-émoussés, des galets de cornéenne, de roches briovériennes... Les silex sont très rares. L'ensemble est emballé dans une matrice sableuse jaunâtre. Le toit de la plage est infiltré par des limons sablo-argileux bruns. La plage emballe de gros blocs de granite émoussés. **Latéralement un dépôt sableux s'individualise au-dessus des galets**, eux-mêmes emballés dans un sédiment graveleux arénique roulé (fig. II.70) ;
- substrat : Granite de Barfleur à proximité d'une grande enclave de cornéenne (roche sombre verdâtre schistosée) à +5 m NGF.

La série lithique se situe dans et sur le toit de la plage, en relation directe avec un gros bloc de granite émoussé, à +5,7 m NGF. La position généralement verticalisée des silex taillés et leur répartition permet d'affirmer qu'ils sont en fait infiltrés entre les galets. Par ailleurs, l'abondance d'esquilles, voire de micro-esquilles, exclut que les silex ait subi un ruissellement important. L'industrie s'est trouvée à cet égard protégée par les blocs de granite qui l'entourent.

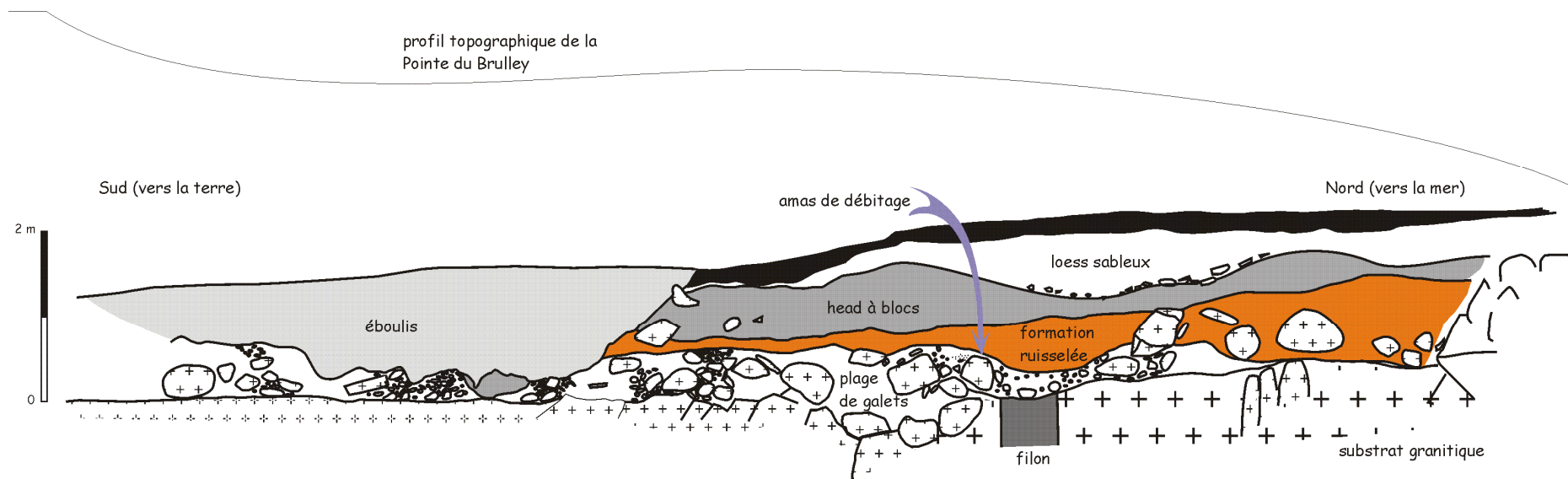


Fig. III. 16 – Coupe longitudinale générale de la Pointe du Bruley et position du site (coupe littorale sur la face est de la pointe).

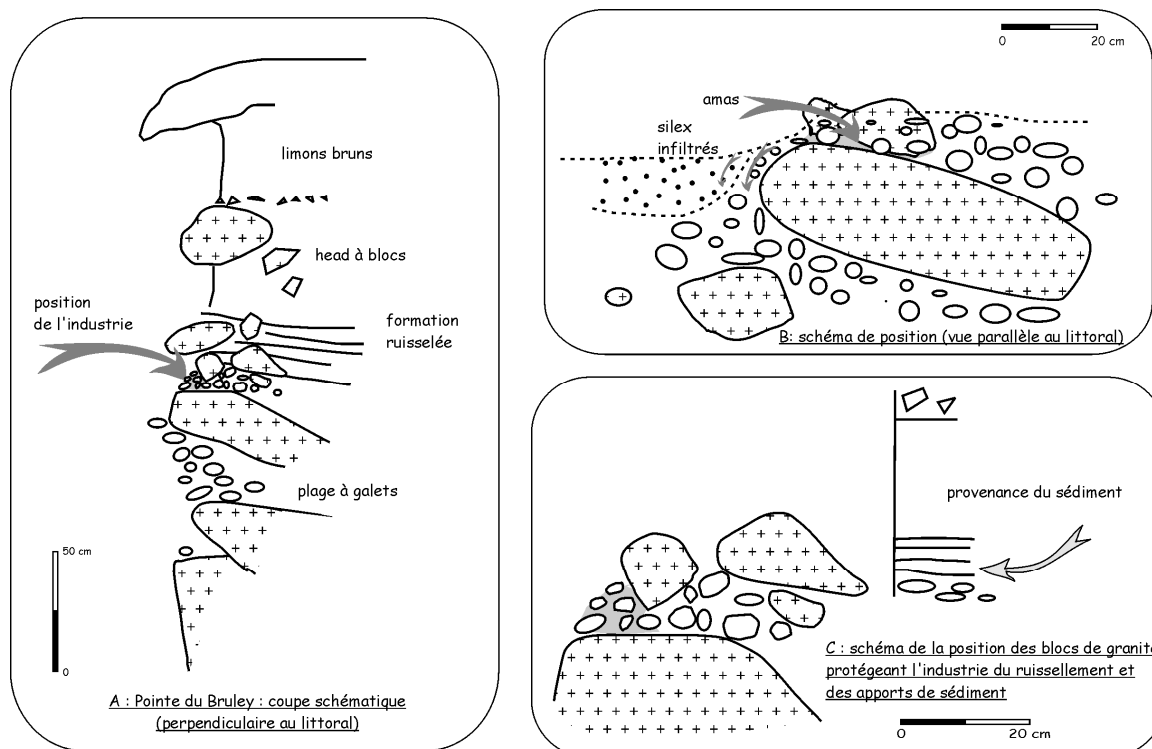


Fig. III. 17 – Schéma de situation de l'industrie de la Pointe du Bruley.

Quelques pièces se trouvent prises dans le sable, au nord et en contrebas de la série principale (10 à 20 cm plus bas). Les remontages ont confirmé que ces quelques pièces retrouvées nettement plus bas dans la coupe s'intègrent néanmoins au même amas de débitage.

• Matières premières

La série lithique est constituée de 573 éléments débités dans des galets de silex, vraisemblablement issus des cordons littoraux. Les modules des pièces attestent une taille décimétrique des rognons mis en œuvre. Les galets de petit module < 150 mm sont fréquemment rencontrés dans les séries lithiques attribuables à la phase récente du Paléolithique moyen, alors que les rognons mis en œuvre durant la phase ancienne du Paléolithique moyen apparaissent plus conséquents (> 150 mm).

La majorité des silex taillés sont constitués de deux matières premières différentes : l'une gris clair à taches sombres, dépourvue d'éléments corticaux, l'autre noire à micro-inclusions, mate, possédant un cortex rugueux. Les remontages ont été plus poussés sur le rognon gris. Ainsi il y aurait :

- 1 rognon noir de grande taille ;
 - 1 rognon gris à petites taches (éléments laminaires, remontage) au toucher "moussant" ;
 - 1 rognon dont est issu un éclat levallois épais tronqué ;
 - 1 rognon avec une grosse inclusion chailleuse, au toucher rugueux ;
- auxquels s'ajoutent des éléments issus d'au moins 4 autres silex.

- **Industrie**

L'essentiel des artefacts provient du rognon noir (environ 77 %). Ils illustrent tous les éléments de la chaîne opératoire liée à la mise en œuvre du bloc : éclats corticaux et d'aménagement, enlèvement prédéterminés de plein débitage – éclats levallois et produits laminaires –, petits éléments et esquilles. Ce bloc a livré le seul nucleus de l'assemblage, ainsi que quelques gros éclats ayant fait l'objet d'un réemploi (photo III.15). La face plane de ces quelques sous-produits de la chaîne opératoire levallois a été exploitée en utilisant les convexités naturelles des enlèvements. Un éclat kombéwa pourrait témoigner de ce débitage.

La production est orientée vers l'élaboration d'enlèvements prédéterminés – éclats levallois et produits laminaires, dont une lame à section trapézoïdale ! La chaîne opératoire levallois est très partiellement illustrée par un remontage technique. La percussion dure est attestée par les accidents de taille de type Siret (n : 4), et des esquillements des bulbes.

Les outils, peu nombreux, se caractérisent comme souvent en Cotentin par une retouche discrète et comportent : un racloir denticulé, un racloir latéral concave, un racloir transversal concave, 3 encoches, et 2 Retouches Abruptes Mince. Les racloirs sont aménagés sur éclats levallois, les encoches sur lame et éclats de décorticage.

	Gris/noir	Gris/blanc	Noir lustré	Total
Eclats levallois	18	7	2	27
Lames levallois		4		4
Eclats laminaires	11	3		14
Lames et lamelles	4	3		7
Lame à arêtes parallèles		1		1
Lame section trapézoïdale	1			
Eclats Kombéwa	1	1		2
Total	35	19	2	56

Tab. II. 10 – Pointe du Bruley : principaux produits de plein débitage.

	Gris/noir	Gris/blanc
Racloir denticulé	1	
Racloir latéral concave	1	
Racloir transversal concave	1	
Encoche	3	3
Retouche Abrupte Mince	2	
Total	8	3

Tab. II. 11 – Pointe du Bruley : outils.

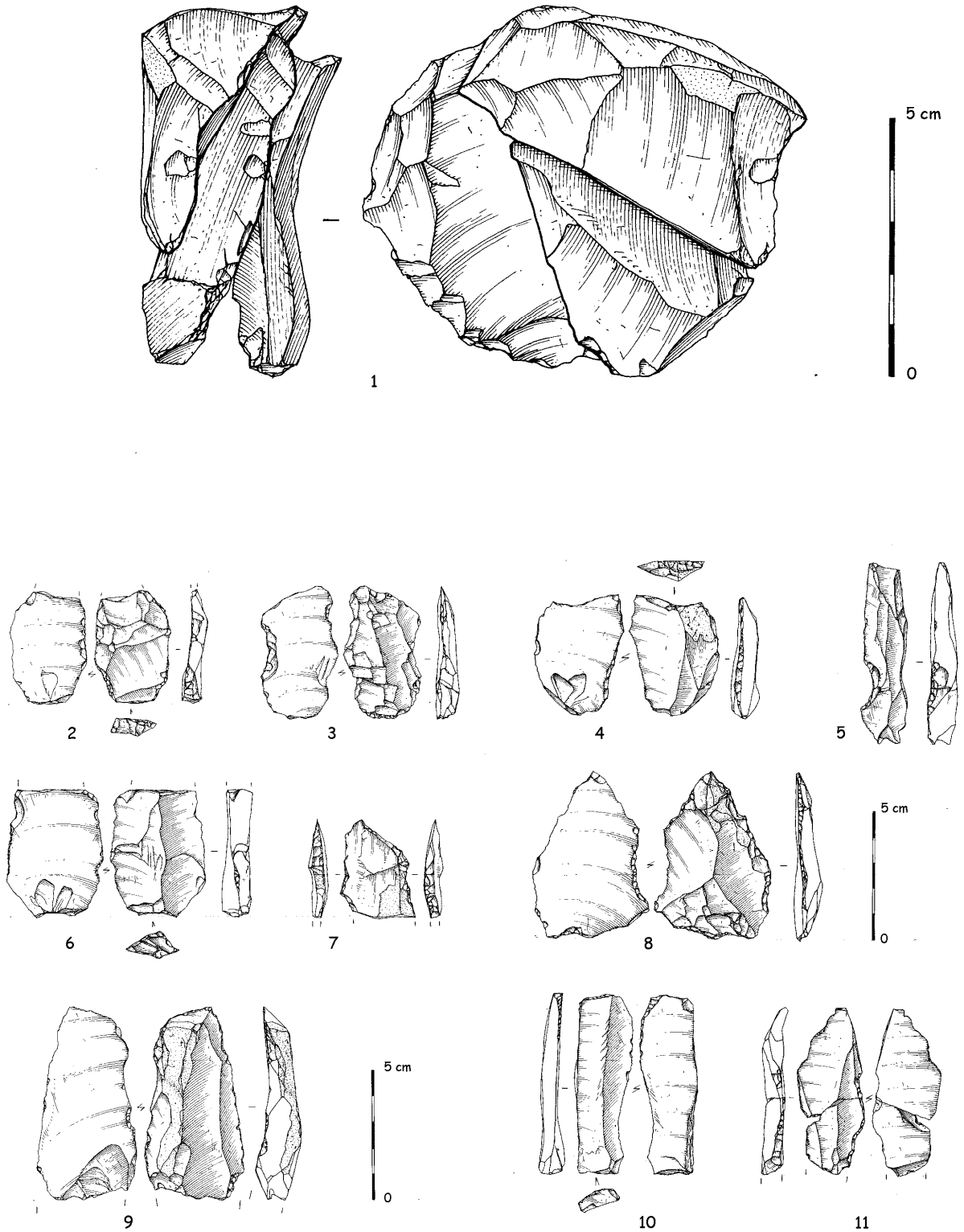


Fig. III. 18 – Industrie du Bruley (dessins P. Alix). 1 : nucleus levallois avec remontage ; 2, 3, 6, 7, 9 : éclats retouchés ; 4 : éclat retouché à front concave ; 5 : encoche sur lame ; 8 : racloir ; 10 et 11 : retouche abrupte sur lame.

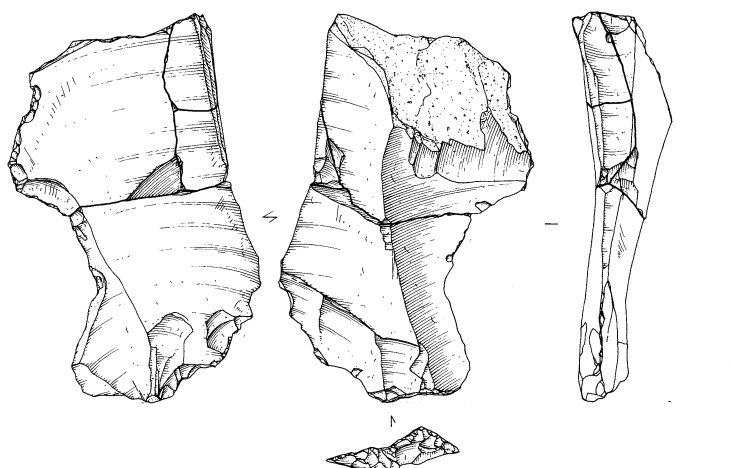


Fig. III. 18 (suite) – Eclat utilisé comme support pour le débitage d'un éclat laminaire sur sa tranche.

La série gris/blanc comporte les éléments appartenant à au moins deux blocs : un bloc "moussant" au toucher avec des petites inclusions blanches et grises, et un bloc de silex gris mat "rugueux" avec des inclusions de type nodule. Ces deux blocs sont représentés par des séquences de plein débitage, d'aménagements et peut-être par un aménagement de crête sur le bloc "mat" (?). Les nucleus et les pièces de décortication et d'épannelage des blocs sont absents. Le débitage est orienté vers la production d'éclats prédéterminés et d'enlèvements laminaires (photo III.15).

Les outils sont peu nombreux et ne regroupent que 3 encoches. Les supports affectés par les encoches sont uniquement des produits de plein débitage : un éclat levallois, une lame levallois et un éclat de gestion de surface

La majorité des artefacts est constituée de pièces de petites dimensions : esquilles, petits éléments et débris (450, soit 78,5 % de l'ensemble). L'analyse technologique et technique n'a donc porté que sur 128 enlèvements, soit 22,3 % des artefacts. Les pièces de décortication et d'aménagement apparaissent bien représentées, quoique qu'elles soient presque exclusivement issues du rognon gris/noir (50 éclats corticaux et d'aménagement, soit 39 % des enlèvements).

Parmi les produits de plein débitage (78 pièces, soit 61 % des enlèvements), les éclats prédéterminés s'avèrent bien représentés (71 pièces, soit 55,5 %), tant les enlèvements levallois (24,3 % du plein débitage) que les produits laminaire (21,9 % du plein débitage). Ces deniers sont principalement issus de chaînes opératoires levallois (lames levallois, éclats laminaires levallois, produits d'aménagement de convexité latérale dans le cadre d'une gestion uni ou bipolaire opposée de la surface levallois).

Cependant, une lame à arêtes parallèles et une lame à section trapézoïdale ne sont pas sans évoquer les mises en œuvres laminaires volumétriques, déjà reconnues dans le Cotentin à Saint-Germain des Vaux / Port-Racine et au Rozel. Un remontage partiel de crête pourrait éventuellement illustrer une initialisation volumétrique. Ces raccords, trop partiels, peuvent aussi trouver place dans une chaîne de production levallois. Le fait que ces trois éléments soient issus de trois matières premières différentes, et l'absence de pièces techniques caractéristiques (nucleus tournant ou semi tournant de gestion uni ou bipolaire opposée, lame à crête, tablette de ravivage de plan de frappe) incitent à la prudence. Seule la surveillance du site, érodé par l'érosion littorale est susceptible d'apporter des éléments nouveaux.

Les éléments lithiques collectés dans l'amas de produits de débitage attestent d'une mise en œuvre d'un bloc où tous les éléments de la chaîne opératoire sont représentés, et de l'exploitation partielle de rognons en silex gris/blanc, illustrée par quelques séquences de débitages ; les séquences d'épannelage et les nucleus font défaut. Ces pièces témoignent soit de la mise en œuvre sur place de plusieurs blocs de matières premières – amas en position primaire -, soit d'une aire d'évacuation de produit de taille.

La lecture technique des pièces révèle un débitage principalement effectué au percuteur dur : bulbes bien marqués, souvent affectés d'esquillements, accidents de Siret. Cependant, comme l'a observé L. Juhel¹, certains éclats prédéterminés présentent des bulbes larges et diffus qui plaideraient en faveur de l'utilisation de percuteurs tendres.

Notons, par ailleurs la présence d'artefacts chauffés : 2 lames, 2 petits éléments en gris / blanc, qui témoignent de la proximité d'une structure de combustion.

• Conclusions

La coupe montre une séquence classique sur le littoral du Cotentin : succession plage – dépôts de pente périglaciaires. La spécificité de cette coupe réside dans le développement des dépôts ruisselés, dû à la présence d'une petite dépression à cet endroit (érosion de l'enclave) permettant l'accumulation d'un matériel fin issu du plateau soumis à l'érosion au Weichselien.

La période d'occupation est clairement postérieure au fonctionnement de la plage vu sa fraîcheur. L'infiltration des silex entre les galets implique que l'occupation est antérieure ou tout au moins contemporaine du colmatage de la plage fossile par des infiltrations de particules fines. Elle pourrait donc être contemporaine d'un petit sol formé sur le toit de la plage à la fin de l'Éémien. Les silex ne sont en outre pas affectés par le gel.

¹ voir le rapport d'activité du P.C.R. Paléolithique de Basse-Normandie pour l'année 2001, p. 37-40.

La série se caractérise donc par un débitage levallois et une production laminaire bien affirmés. Sans être réfutée, l'existence d'un éventuel débitage laminaire volumétrique mérite d'être confirmé par de futures découvertes de pièces techniques caractéristiques.

L'outillage, discret, ne comporte que quelques pièces affectées d'encoches et de racloirs de mauvaise facture. Cette panoplie instrumentale intègre parfaitement le cortège des séries du nord du Cotentin, notamment de la phase récente du Paléolithique moyen. Selon les observations géomorphologiques, le petit ensemble de la Pointe du Bruley pourrait être placé au début du Weichselien ancien (stade 5d), voire à la toute fin du stade 5e.

1.3.5. Silex frais sous, à la base ou dans les heads

De nombreux silex taillés épars sont pris dans la zone de contact entre le sommet de la plage à galets et les dépôts de pente (sommet plage/base head) ou dans les dépôts de pente eux-mêmes.

- **Sommet plage/base head**

Parmi les pièces éparses recueillies entre le sommet de la plage éémienne et le head, on note un petit nucleus levallois unipolaire à la pointe du Bruley. Ces pièces sont généralement fraîches et non roulées. Il est difficile de leur attribuer un âge précis. Entre le dépôt de la plage à l'Eémien et la mise en place du head se place un hiatus recouvrant une large part du stade 5 et probablement le début du stade 4. Cette période est matérialisée ailleurs par des sols interstadias.

- **Dans le head**

Les pièces lithiques y sont fréquentes. Les arêtes sont souvent non émoussées mais les silex sont généralement gélifractés, ce qui témoigne des conditions climatiques régnant lors du dépôt.

Parfois nombreux, ces silex taillés ne correspondent toutefois pas à des sites bien individualisés.

Deux interprétations peuvent être données à la position dans les dépôts de pente : soit il s'agit de témoins d'occupations anciennes remaniés, soit il s'agit d'occupations contemporaines des coulées de solifluxion. Le cas de la Pointe du Brick, où les silex sont nombreux et frais correspondrait à ce second cas de figure.

Sur un certain nombre de sites du Cotentin, il est fréquent que des pièces lithiques soient déplacées par les coulées de solifluxion. Le cas de la Roche Gélétan (Hague) est exemplaire à cet égard puisque deux phases d'occupations sont mêlées : les pièces de l'Acheuléen final, datées autour de 210 000 BP par thermoluminescence, sont roulées, émoussées et associées à des lambeaux de plage ancienne, car déplacées depuis l'amont, tandis que l'occupation paléolithique

Quatre unités sismiques principales sont visibles :

- l'unité A est limitée au sommet par un réflecteur bien marqué, interprété comme une surface d'érosion majeure. Des incisions sont visibles, pouvant atteindre 5 m d'amplitude. Il s'agit du granite tronqué par une surface d'abrasion diaclasée et incisé par un réseau de drainage ; sur le profil 5, l'extrémité sud-est voit le granite à nu, ce qui est confirmé par les images obtenues au sonar à balayage latéral ;
- l'unité B est quasi-transparente, présente dans les incisions, et atteint 5 à 6 m d'épaisseur ; il pourrait s'agir de remplissages fins ;
- l'unité C montre très peu de réflecteurs internes, très discontinus, à amplitude et fréquences faibles ; la base est parfois bien marquée (profil 6) et sub-horizontale ; il pourrait s'agir d'une couverture sablo-graveleuse ;
- l'unité D, en surface, montre de nombreux réflecteurs internes, avec une continuité moyenne à bonne ; l'épaisseur est généralement de 3 à 4 mètres. Cette unité peut être interprétée comme la couverture sédimentaire holocène à actuelle. Larssonneur (1971) signale en effet une couverture de sables et de sable graveleux terrigène dans l'Anse de la Mondrée.

unité	épaisseur acoustique (temps double en ms)	épaisseur en mètres
A		
B	0 à 3	0 à 4,5 m
C	4 à 7	3 à 6 m
D	2 à 5	2 à 4 m

Tab. III. 2 – Épaisseur des différentes unités sismiques (vitesse du son dans les sédiments de 1,7 à 1,8 mètres/milliseconde).

L'image que l'on obtient de l'Anse de la Mondrée est donc celle d'une plate-forme granitique s'enfonçant vers la mer avec des talus peu marqués (visible sur les profils 2, 3 et 6), et parcourue de petits cours d'eau. Une couverture d'âge inconnu (unité C) piège des sédiments dans les dépressions. Des lambeaux de couverture sédimentaire mésozoïque sont peut-être présents sur le granite dans certains secteurs où les réflecteurs sont particulièrement bien marqués.

Mission Seistec - février 2002 - Anse de la Mondrée

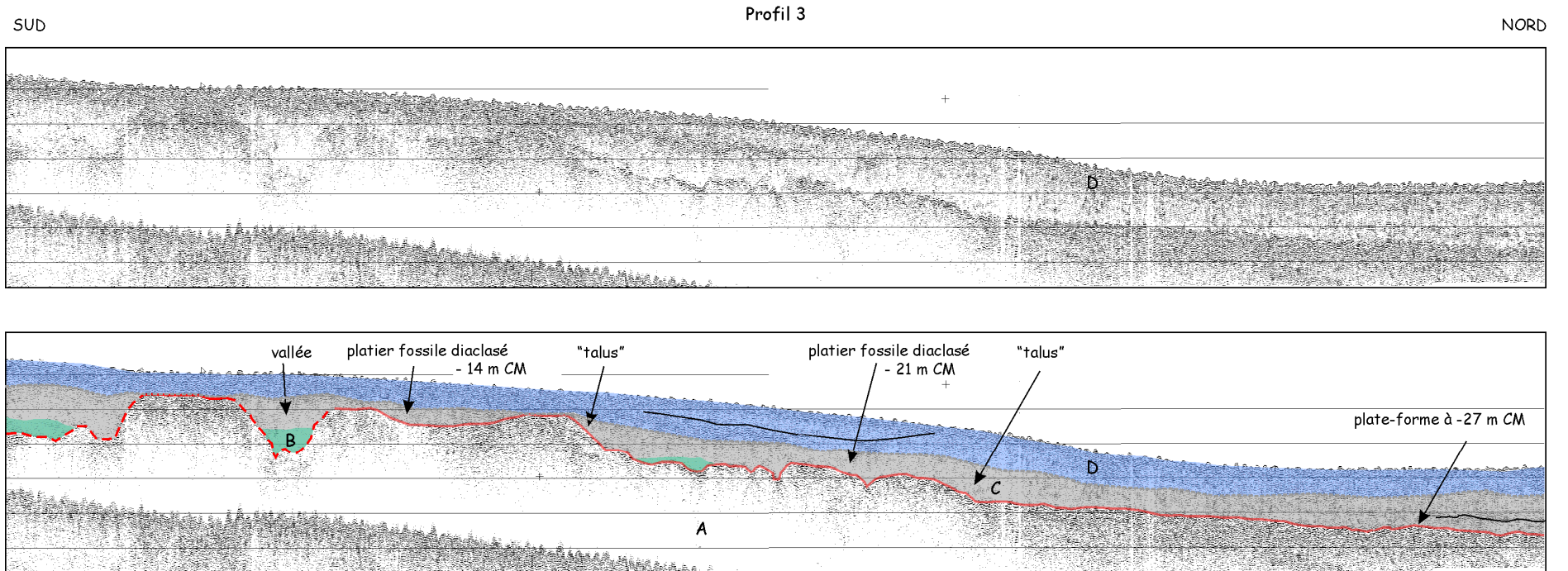
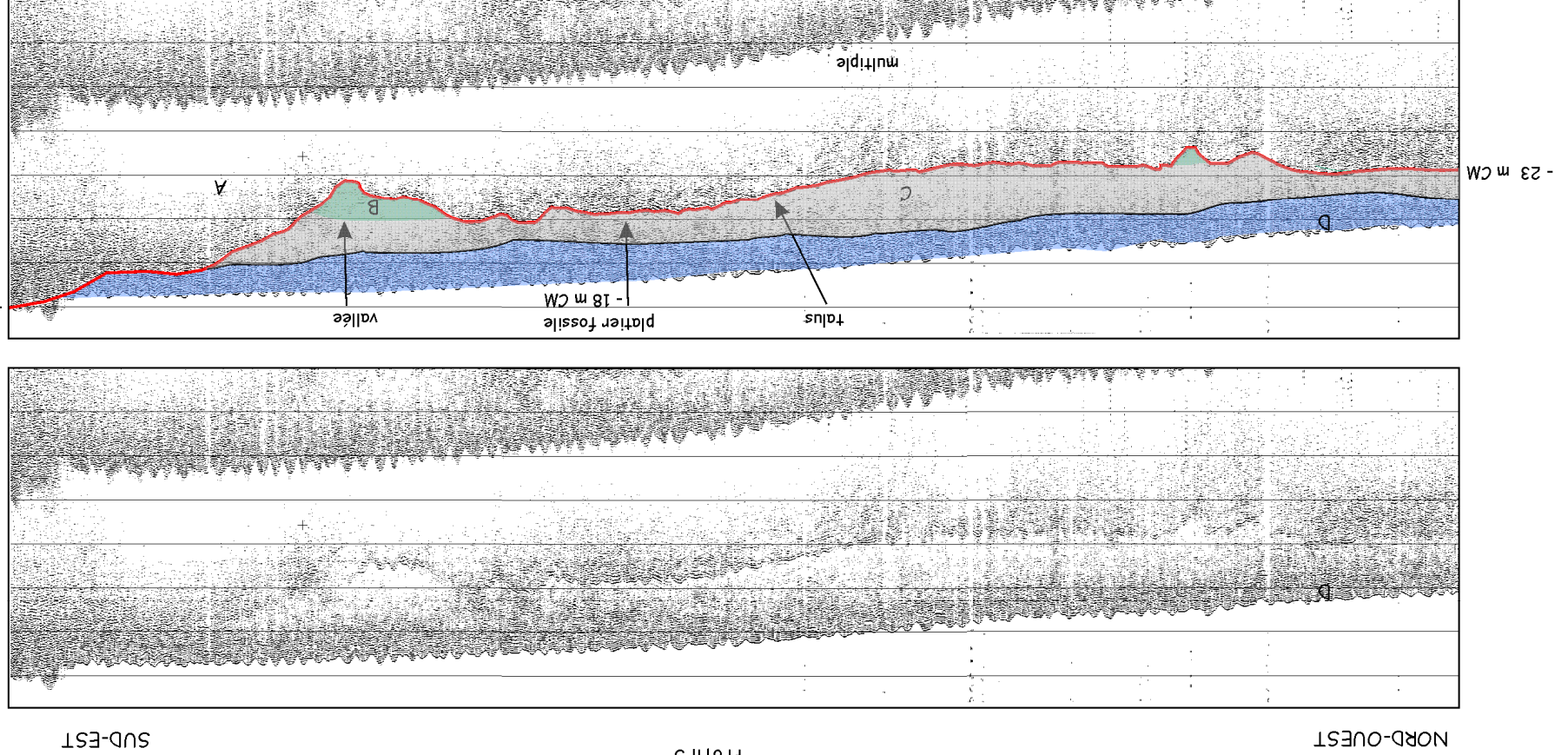


Fig. III. 20 – Profil sismique 3 : brut et interprété ; profils 5 et 6 pages suivantes.

Profil 5

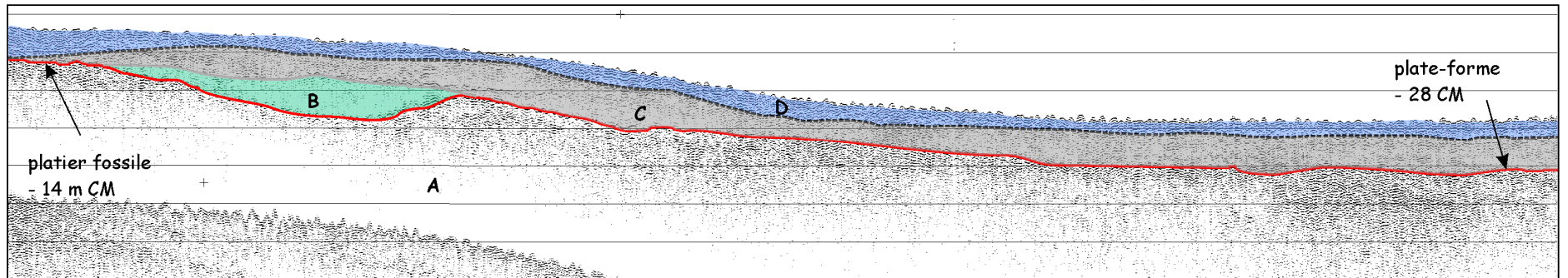
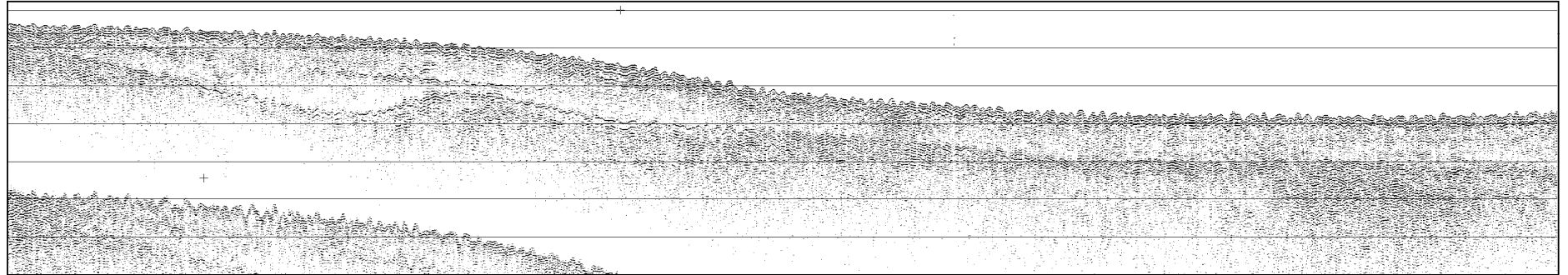


Mission Seistec - février 2002 - Anse de la Mondrée

Profil 6

SUD

NORD



Le granite présente des surfaces horizontales interprétées comme des platiers fossiles. Ces platiers se trouvent entre -18 et -23 m CM (soit environ -21 et -26 m NGF) sur le profil 5, tandis que 2 niveaux séparés par des talus se distinguent nettement à environ -14 et -21 m CM (soit environ -17 et -23 m NGF) sur le profil 3. Une vaste plate-forme plus basse s'étend autour de -28 m CM (-31 m NGF).

➤ *Contexte topographique du site*

Le site se trouve à environ 17 m C.M. soit -20 m NGF de profondeur au pied des rochers de Biéroc (Cap Lévi), qui forment une falaise sous-marine (photo III.16). La falaise de Biéroc, constituée de granite diaclasé, débute par une pente d'environ 60°. Le tombant du récif présente ensuite une rupture de pente vers -13 m de profondeur (à marée basse), au-delà de laquelle la paroi devient quasi-verticale.

Un relevé de la topographie a été effectué au sondeur, pour préciser la morphologie du site d'habitat *l.s.* (fig. III.22). Les hommes se seraient donc installés en pied de paroi à l'abri des vents dominants, ce qui n'est pas sans rappeler le site de Port-Racine (Cliquet, 1994). Au pied de Biéroc s'étend un replat, puis le fond de l'Anse remonte en pente douce vers la plage.

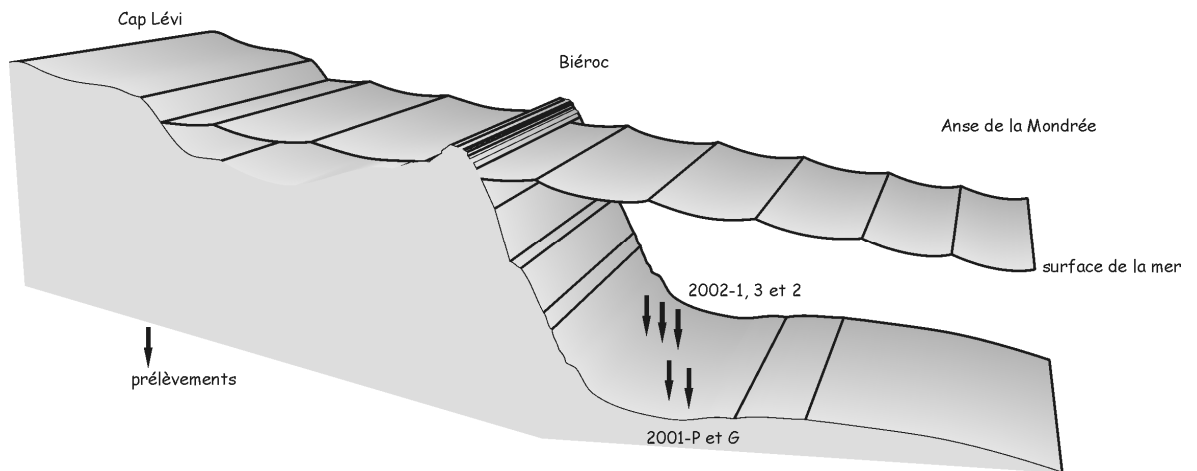


Fig. III. 21 – Schéma topographique montrant la position du site en pied de paroi et la position approximative des prélèvements. Cf. fig. III.19 ; échelle non respectée.

Le pied de l'escarpement de Biéroc pourrait donc se rattacher au platier situé légèrement en contrebas autour de -20 m CM, visible sur le profil 5, le plus proche du site.

Les trois sondages effectués en 2002 montrent que l'aire d'occupation s'étend au moins sur une cinquantaine de mètres par rapport au pied de l'abrupt rocheux. Si les conditions de fouilles n'ont pas permis de préciser le contexte chronostratigraphique du site, notamment de déterminer si nous sommes en présence d'une ou deux occupations, la campagne 2002 a mis en évidence une

bonne conservation du site. En effet, le sondage 2 atteste d'une concentration de produits d'épannelage d'un bloc de silex, dont certains éléments se raccordent. Par ailleurs, l'équipe de plongée aurait vu des vestiges d'une structure de combustion dans le sondage 2002-3 ? Cependant la technique employée (suceuse à eau) n'a pas permis de recueillir les charbons de bois aperçus.

➤ *Industrie*

- **Origine de la matière première**

Le débitage du site de Biéroc-la Mondrée se caractérise par les dimensions importantes des silex taillés, inhabituelles en Cotentin. Les sites fouillés sur le littoral (Port-Racine, La Roche Gélétan, Gouberville....) témoignent en effet de l'exploitation de galets issus de cordons littoraux, généralement inférieurs à 20 cm. Il n'existe pas d'autres sources de silex sur le continent.

Sur le site de Biéroc, certains éclats de décorticage atteignent des dimensions supérieures à 15 cm et un bloc de 40 cm de long a été récolté, ce qui implique un approvisionnement différent (photo III.17). L'origine de cette matière première se trouve obligatoirement en mer.

Les déterminations effectuées sur lames minces indiquent qu'il s'agit de silex crétacés.

Ce problème rejoint celui plus général de l'origine des silex des cordons de galets du Val de Saire qui sera traité en cinquième partie. Selon des témoins oculaires, des dalles de silex reposeraient par 30 mètres de fond au large du Cap Lévi. Il ne nous a pas été possible de vérifier cette information.

- **Mobilier lithique collecté en plongée au pied des récifs de Biéroc**

- Révision du mobilier archéologique collecté en 1970/1971 (Cliquet, 1992 ; Margot, 1998)

L'opération de fouille conduite en 1970 / 1971 avait livré un abondant matériel lithique, publié en 1988 (Scuvée & Vérague 1988). Une étude générale des occupations anthropiques du nord Cotentin avait suscité quelques interrogations quant à l'attribution de la série à un Moustérien de tradition acheuléenne et motivé un réexamen du mobilier à la faveur des nouvelles problématiques générées par l'analyse technologique (maîtrise présentée par S. Margot, 1998, Paris I / Sorbonne).

Quelques interrogations restaient non résolues. La publication de F. Scuvée et J. Verague (1988) faisait état de chaînes de production, levallois notamment, et de façonnage de pièces bifaciales. L'existence de pièces bifaciales avait été mise en doute (Cliquet, 1992), en raison de l'absence de pièces caractéristiques (éclats de taille de biface) et eu égard à l'iconographie peu explicite de ces "bifaces" figurés dans la monographie. L'accès au matériel n'avait pas été possible.

La reprise des collections par Margot (1998) a mis en évidence les schémas de production d'éclats prédéterminés mis en œuvre – levallois et discoïde – et l'absence totale d'éléments de chaînes de façonnage de pièce bifaciale (tab. E.7 et E.8).

o Le mobilier issu des plongées 2000 - 2002

Les campagnes conduites en 2000 (tab. E.9), 2001 (tab. E.10) et 2002 (tab. E.11a à c) ont permis de confirmer la présence d'une industrie "fraîche" directement en surface et en stratigraphie, souvent associée à un sédiment sableux (sondages 2002-1, 2 et 3), et à un niveau gris (tange ?, sondages 2002-1 et 2).

La visibilité au fond ainsi que les conditions de gisement (sédiments sableux instables, courants...) n'ont pas permis de différencier d'éventuels niveaux d'occupation. Le mobilier collecté en sondage comporte quelques artefacts repris par la mer ; l'essentiel du matériel présente un aspect "frais".

Les pièces émoussées et roulées présentent les mêmes caractéristiques que les artefacts d'aspect "frais". Signalons cependant un éventuel éclat de façonnage.

Si deux niveaux archéologiques sont pressentis, l'analyse typo-technologique des pièces récoltées depuis les années 1970 porte sur la totalité des artefacts. Comme pour les études précédentes, nous remarquons que **la production levallois est largement majoritaire**, avec notamment des schémas variés – uni et bipolaire – voire centripète. La production est orientée vers l'élaboration de grands éclats prédéterminés (levallois) qui servent éventuellement de support à l'outillage (racloir et encoche clactonienne dans le cas présent).

La production de supports longs a pu être reconnue dans les sondages 2002-2 et 3. Ce sont des éclats laminaires ou / et des lames obtenus par gestion de surface, dont certains par la méthode levallois. La méthode kombewa est attestée par la présence de nucléus sur éclat et d'enlèvements. Le tailleur utilise la convexité naturelle de la face plane de grands produits de débitage.

L'outillage comporte, comme pour les séries préalablement étudiées, des pièces affectées de coches (encoches et denticulés) et des raclours.

Bien que le silex soit quasi exclusif, deux artefacts en quartz de filon ont été collectés.

Les sondages, limités dans l'espace (1,5 m x 1,5 m), ont révélé des concentrations de produits de débitage, dont certains participent à un assemblage. En effet, 7 pièces corticales ou partiellement corticales illustrent une séquence de décorticage d'un bloc (photo III.18). Cependant les conditions de collecte du mobilier n'ont pas permis "d'isoler" le mobilier susceptible d'appartenir soit à un amas de débitage, soit à une aire de rejet de produits débités, et ou une concentration de produits rejetés.

➤ **Contexte stratigraphique**

Les campagnes de plongées réalisées en 2001 et 2002 sur le site de la Mondrée ont permis le prélèvement de 3 carottes et quelques observations stratigraphiques complémentaires. Les

carottes 2002 et 2001 n'ont pu être recalées précisément les unes par rapport aux autres. Cependant, elles sont toutes prélevées autour de -17 m CM.

La stratigraphie s'avère relativement constante avec sous une maigre couverture actuelle de sable graveleux, 15 à 25 cm (voire 60 cm dans la carotte de 1985) de sable gris vaseux coquillier, parfois riche en matière organique, au sommet duquel se trouve l'industrie.

En dessous apparaît un sable grossier généralement beige à ocre, coquillier ou azoïque, emballant des petits galets. Ce sable est riche en grains de roches briovériennes. La granulométrie augmente vers le bas (en particulier carotte 2002-2 où la base est constituée de galets) tandis que les analyses morphoscopiques menées sur la carotte 2001-G révèlent une empreinte éolienne plus marquée dans la partie supérieure. Seule la carotte 2001-P (AM2) présente une passée de sédiment fin silteux au sein de cet ensemble vers 45 cm de profondeur, supportant le bloc de silex testé. A noter la présence d'un silex taillé dans les sables à une profondeur semblable dans la carotte 2001-G.

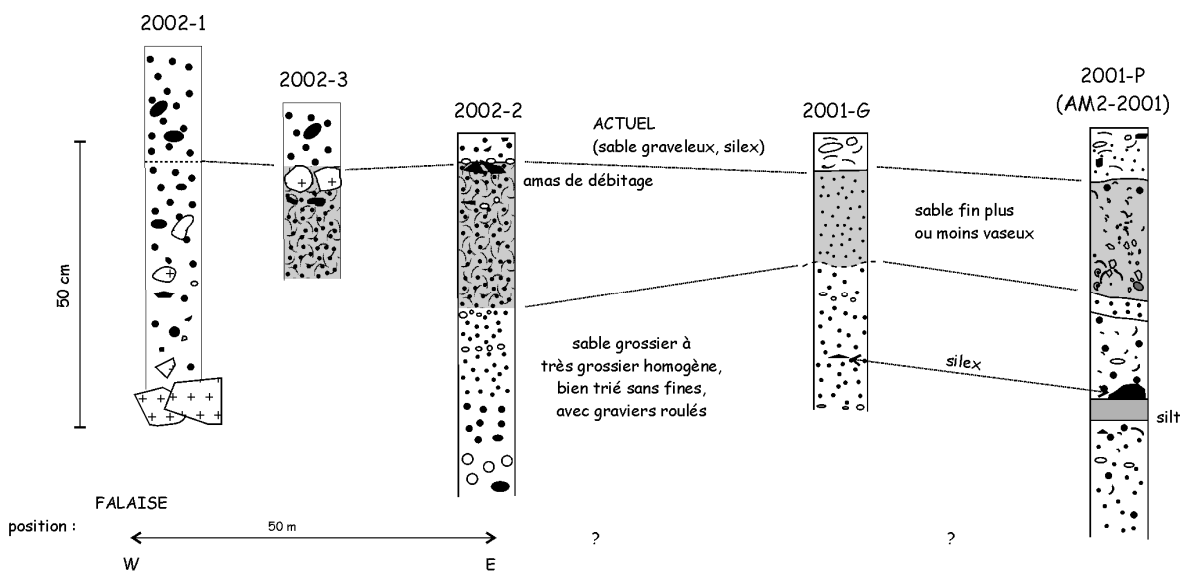


Fig. III. 22 – Données sédimentologiques des carottes de la Mondrée.

Raccorder cette séquence stratigraphique avec les faciès acoustiques des profils sismiques s'avère particulièrement hasardeux du fait de l'éloignement entre les profils et les carottages et de la différence d'échelle entre les observations.

➤ Analyse palynologique et interprétation chronostratigraphique (M. Clet)

Les analyses palynologiques ont été réalisées par Martine Clet (UMR 6143 CNRS) sur une des carottes prélevées en 2001 (2001-P), l'autre s'avérant stérile, et sur la carotte prélevée en 2002

(2002-2). Les résultats ont été confrontés à ceux obtenus sur la carotte prélevée en 1985 par J.-P. Auffret (Clet, 1988).

- **Données palynologiques de la carotte AM3 (La Mondrée 2002-2)**

La carotte 2002-2 a été faite à environ 50 mètres de la paléofalaise de Biéroc. Elle mesure 68 cm de hauteur. Seul le sable vaseux gris coquillier a fait l'objet d'une analyse pollinique (12 à 31 cm). Il contient un silex taillé au sommet, correspondant à l'amas de débitage observé lors du prélèvement.

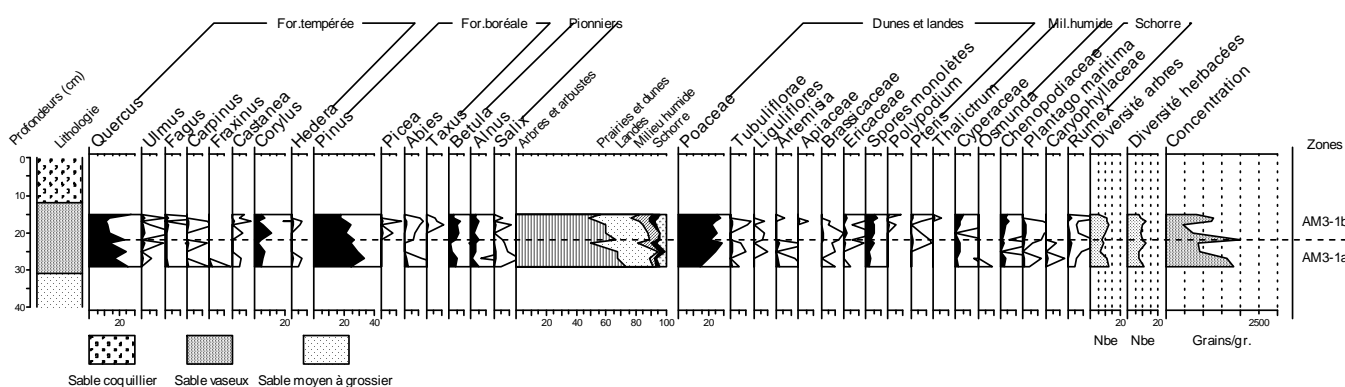


Fig. III. 23 – Diagramme pollinique de la carotte AM3 (2002-2).

Le sable vaseux présente un assemblage pollinique relativement homogène avec une concentration pollinique faible (moins de 2500 grains par gramme de sédiment) indiquant un transport ou un remaniement des grains de pollen après leur dépôt. Deux palynozones sont définies. A la base (AM3-1a), les pourcentages d'arbres et d'arbustes atteignent des valeurs généralement supérieures à 60%. *Pinus*, *Quercus* et *Corylus* sont les principales essences. La végétation herbacée est constituée principalement de Poaceae et de spores de fougères bordant un schorre de peu d'importance. Au sommet de cette zone, les herbacées se développent. Au-dessus, les pourcentages d'arbres et d'arbustes diminuent légèrement (AM3-1b).

- **Données palynologiques de la carotte AM2 (La Mondrée 2001 P)**

Le sondage AM2 est situé à quelques dizaines de mètres du précédent, un peu plus vers le large, et toujours à environ -21 m NGF de profondeur. Il présente une lithologie presque identique avec un sable vaseux gris assez fin riche en coquilles et gravillons roulés de 6 à 22 cm; un sable grossier avec galets et graviers roulés entre 22 à 45 cm et la présence d'un silex sur une tange pauvre en matière organique à 45 cm.

Seuls les niveaux à 12, 14, 18, 26 et 35 cm ont permis l'analyse, le reste de la carotte était stérile. Les assemblages polliniques sont homogènes et comme dans le sondage AM3 décrit précédemment, la concentration pollinique est très faible. Deux palynozones sont définies.

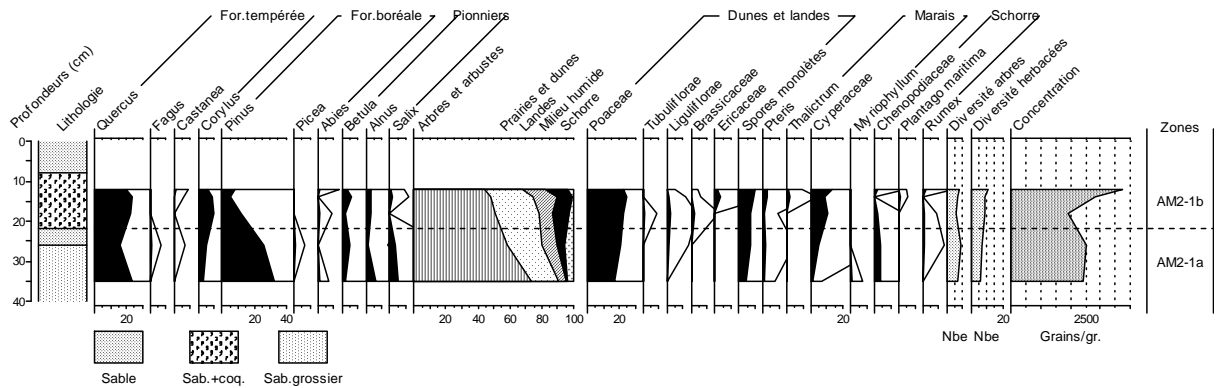


Fig. III. 24 – Diagramme pollinique de la carotte AM2.

La zone AM2-1 : 35 à 22 cm

Le sommet des sables grossiers est caractérisé par un assemblage pollinique formé essentiellement de *Pinus* et de *Quercus*. Les Poaceae sont également bien représentées. Cet assemblage correspondrait à une forêt de chênes et pins en bordure de dunes.

La zone AM2-2 : 22 à 12 cm

Les pourcentages de pins sont en nette diminution. Ceux des chênes, noisetiers et Poaceae augmentent. Une zone humide s'installe en bordure de la dune.

Dans cette carotte, le schorre est peu important et a tendance à régresser vers le sommet. Le paysage est semi-ouvert. La concentration et la diversité polliniques sont faibles : le remaniement et le transport des grains sont évidents.

• **Données palynologiques de la carotte AM1 (La Mondrée 1985)**

La position de cette carotte par rapport aux autres est imprécise. Un sable fin gris-verdâtre silto-argileux de 60 cm d'épaisseur recouvre un sable fin (60 à 80 cm) puis un sable coquillier.

L'ensemble du diagramme est dominé par les spores de fougères et les Chenopodiaceae, végétation caractéristique d'un paysage de bordure de schorre, jouant sur les variations entre les Chenopodiaceae qui s'accroissent lorsque les spores de fougères diminuent. Les pourcentages d'arbres et d'arbustes sont peu élevés. Quatre palynozones principales sont définies.

A la base (AM1-1), les pourcentages d'arbustes (*Corylus*, *Betula*, *Alnus*) sont les plus élevés, mais les pourcentages de AP (Pollens d'arbres et d'arbustes) atteignent seulement 30%. La zone AM1-2, présente une première extension des Chenopodiaceae (AM1-2a) suivie par une nette régression du schorre (AM1-2b). Les arbustes sont en nette diminution et *Pinus* devient l'arbre dominant. A la base de AM1-3a, le schorre à Chenopodiaceae progresse de nouveau, bientôt remplacé par la lande à fougères. Les Poaceae augmentent et les pourcentages d'arbres et d'arbustes sont toujours aussi faibles. En AM1-3b, le schorre devient très important au détriment de la lande à fougères et les

pourcentages de pollen de *Pinus* s'accroissent. Au sommet, la zone AM1-4 correspond au remaniement par les sables de la couche antérieure. Pendant les phases d'accrétion du schorre, la concentration pollinique quoique encore très faible est un peu plus élevée.

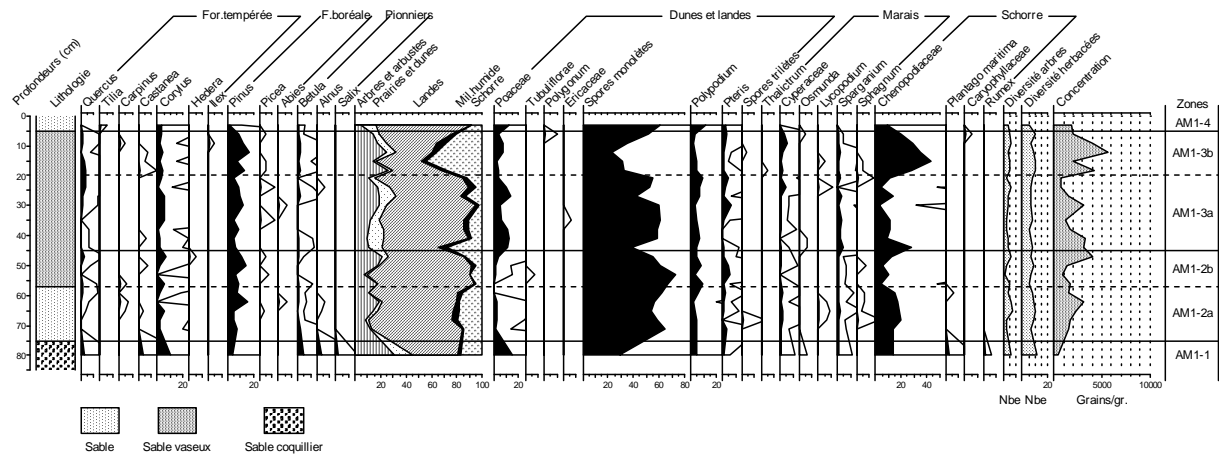


Fig. III. 25 – Diagramme pollinique de la carotte AM1.

• Corrélations et évolution des paysages

Selon la méthode développée par Prentice (1986) et Prentice *et al.* (1992), chaque taxon pollinique est attribué à un type de végétation en relation avec les différents biomes actuels. Plusieurs biomes sont définis en fonction du climat, soit du sud vers le nord : la forêt tempérée, la forêt boréale, la forêt boréale nordique à arbustes et landes, la steppe froide herbacée et la toundra en bordure des pôles ou des inlandsis. Aux biomes forestiers sont associés divers groupements végétaux correspondants à la végétation locale (tab. III.3). Cette démarche appliquée à nos diagrammes permet de décrire l'évolution du paysage à la Mondrée.

Dans les trois sondages, l'analyse pollinique a été faite sur des sédiments antérieurs au dépôt d'amas de débitage ou de silex taillés de type moustérien. La corrélation entre les trois sondages n'est pas évidente, étant donné le manque de précision quant à la localisation de la carotte AM1, prélevée paraît-il à environ 1 km du rivage, alors que les deux autres sondages ont été fait entre 50 et 100 m de la paléofalaise. Cependant il semble que la partie supérieure du sondage AM1 (AM1-3) soit contemporaine des sondages AM2 et AM3 qui présentent une évolution comparable.

	BIOMES ⁽¹⁾		Espèces caractéristiques
	Interglaciaires - Glaciaires	Interglaciaires et interstades littoraux	
FT-Forêt tempérée	Forêt tempérée océanique	Forêt tempérée océanique	<i>Fagus, Castanea, Juglans, Celtis, Ilex, Acer, Quercus, Tilia, Ulmus, Fraxinus, Carpinus, Corylus, Hedera...</i>
<i>VL7-Ripisylve arbustes pionniers</i>	Végétation locale associée à la forêt tempérée et à la forêt boréale	Ripisylve et arbustes pionniers (milieu humide)	<i>Alnus, Betula, Salix</i>
<i>VL6 - Ptéridophytes</i>		Eléments écologiquement non significatifs Végétation locale	Pteridophytae
<i>VL5 - Landes</i>		Landes	Ericaceae,
<i>VL4-Dunes</i>		Dunes et prairies	Poaceae, Asteraceae,...
<i>VL3- Végétation hygrophile</i>		Eléments hygrophiles, lieux humides	Filipendula, Thalictrum, Epilobium.... Cyperaceae, Lycopodium,
<i>VL2 - Végétation aquatique</i>		Eléments aquatiques d'eau douce	<i>Myriophyllum, Typha, Nymphaea, Nuphar, Sparganium... Sphagnum,</i>
<i>VL1 - Schorre</i>		Schorre	Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, <i>Armeria maritima, Plantago maritima</i>
B1 - Pinus		Conifères eurythermiques	
B2 - Forêt boréale	Forêt boréale et arbres de taïga		<i>Abies, Picea, Larix Betula, Cupressaceae</i>
C1 - Forêt boréale nord	Forêt boréale arbustive et lande à Ericaceae		<i>Alnus, Betula, Salix Ephedra, Hippophae Ericaceae, Polygonum</i>
C2 - Steppe froide herbacée	Steppe froide herbacée		<i>Artemisia, Helianthemum, Asteraceae, Apiaceae, Rubiaceae, Ranunculaceae, Rosaceae...</i>
C3 - Toundra	Toundra		Poaceae, Saxifragaceae <i>Thalictrum, Empetrum... Lycopodium, Sphagnum</i>

Clet-Pellerin, M. 2003

(1) : after Prentice *et al.*, 1992.

Tab. III. 3 – Biomes végétaux du Pléistocène.

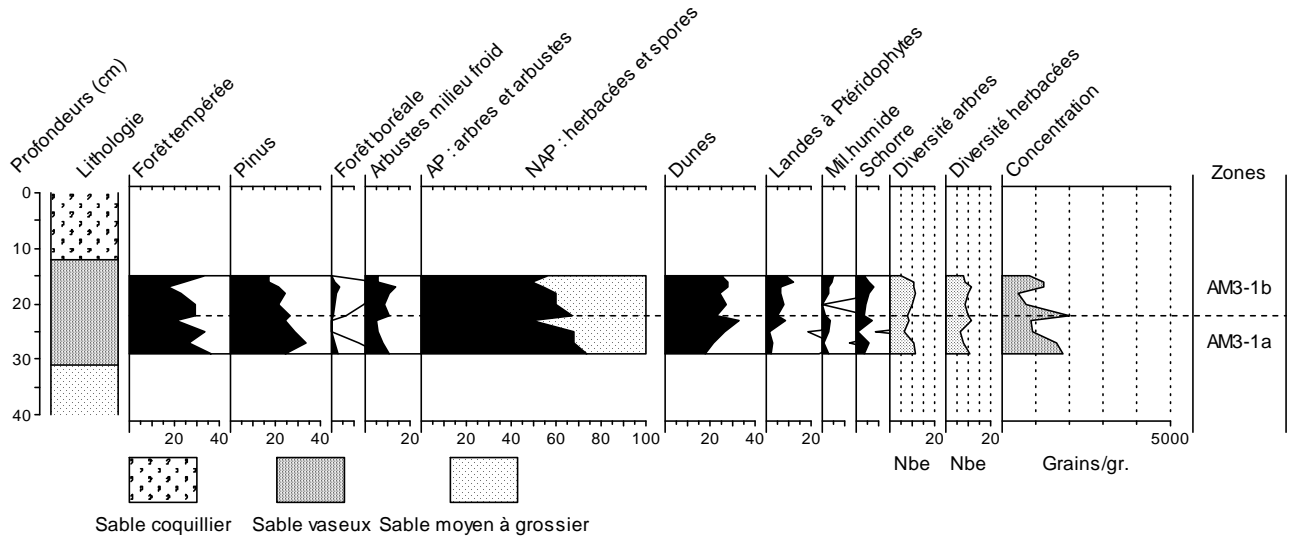


Fig. III. 26 – Répartition de la végétation dans la carotte AM3 (2002-2).

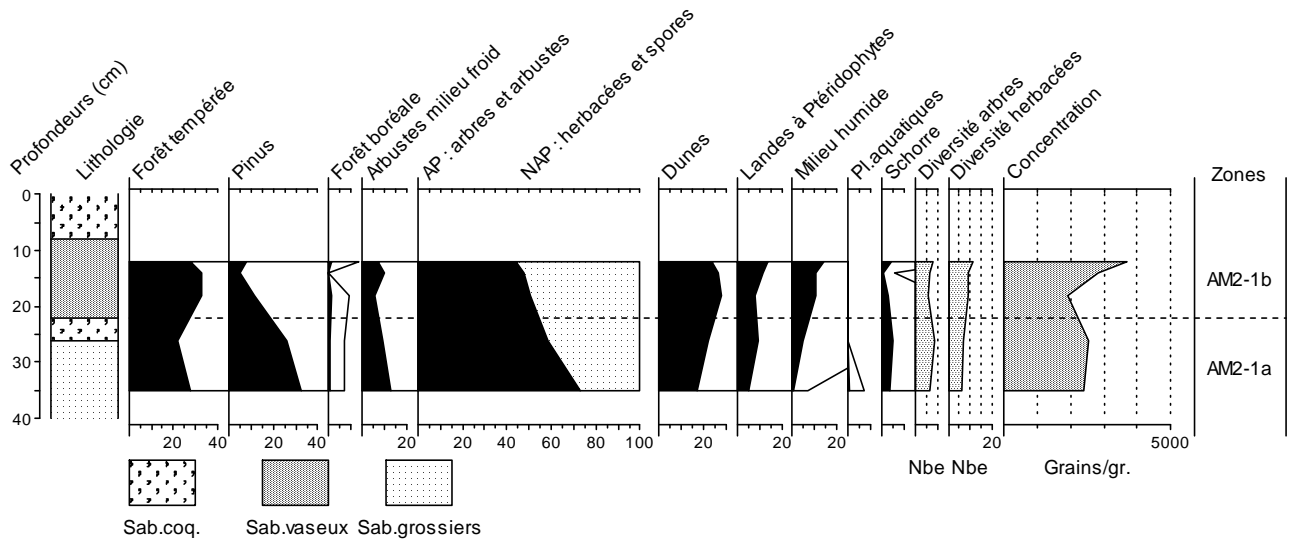


Fig. III. 27 – Répartition de la végétation dans la carotte AM2 (2001-P).

La base du sondage AM1 avec l'association Chenopodiaceae – lande à fougères indique l'existence d'un schorre régulièrement envahi par la mer, dans un contexte sédimentaire de fin de transgression. La régression du niveau marin n'est sensible qu'au sommet de la palynozone AM1-3b lorsque les pourcentages de Chenopodiaceae diminuent nettement.

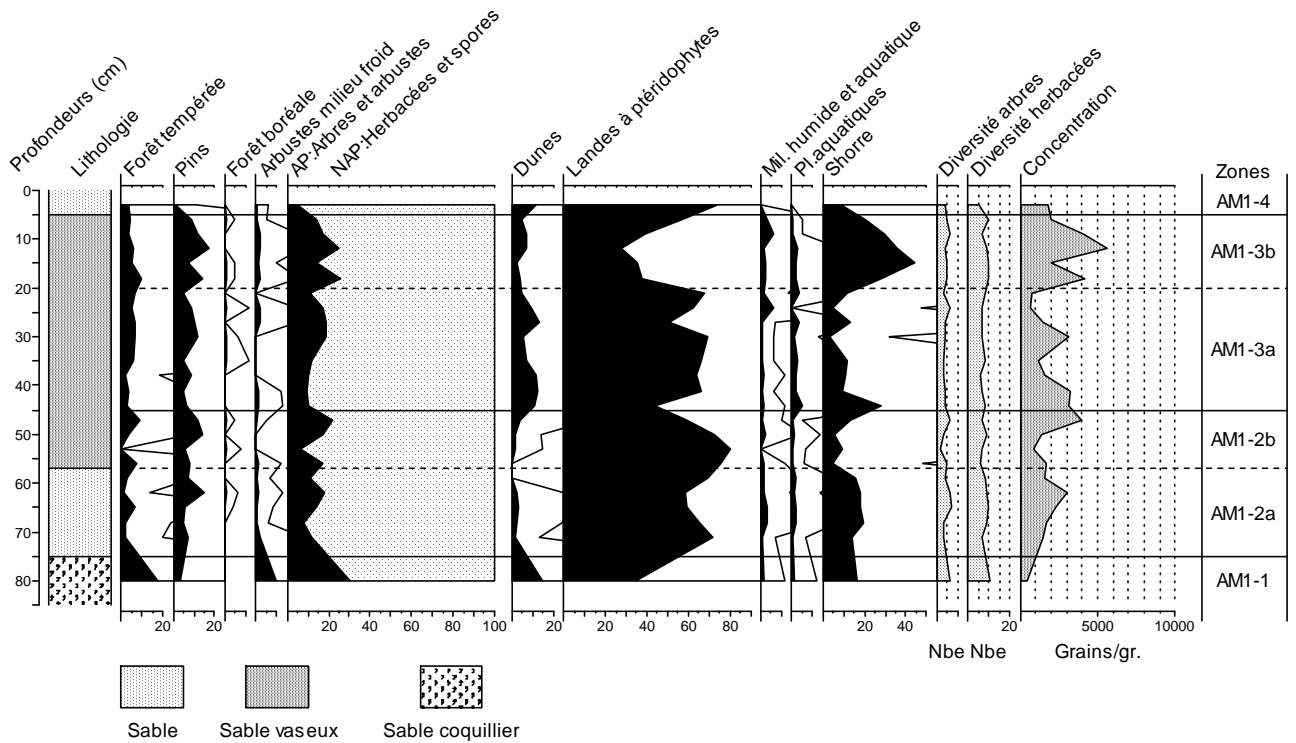


Fig. III. 28 – Répartition de la végétation dans la carotte AM1 (1985).

L'abondance de pollen de pin sans doute sur-représentés dans la zone AM1-2b (domaine marin) marque également la fin de la transgression et favorise le développement d'une dune recouverte de fougères puis de Poaceae, en bordure du schorre. Au-dessus, les pourcentages de grains de pollen de pin et ceux du schorre diminuent (AM1-3b) et la corrélation avec AM2-1b et AM3-1b paraît évidente. La végétation arbustive (association *Pinus*, *Quercus*, *Corylus*) évoque un climat tempéré de phase interstadaire.

Les carottes AM2 et AM3 présentent un assemblage pollinique de marais d'eau douce se développant en arrière d'un cordon littoral. Les apports polliniques des arbres en bordure sont plus importants que dans la carotte AM1 mais le cortège reste le même.

Deux possibilités se présentent :

- 1) les sédiments des deux carottes sont contemporains mais AM1 a été prélevée en bordure d'un schorre dans le milieu marin et AM2 en milieu continental derrière un cordon littoral ;
- 2) la carotte AM2 suit la succession schorre-marais d'eau douce au cours du cycle régressif et est alors postérieure aux sédiments de la carotte AM1.

La première hypothèse semble la plus plausible à cause des proportions encore importantes des arbres de la forêt tempérée retrouvées dans la carotte AM2 et de l'importance du schorre dans la carotte AM1. En effet si le cycle de régression était plus avancé au point de transformer le schorre en marais continental, le climat se serait suffisamment refroidi pour entraîner le remplacement de la forêt tempérée par la forêt boréale.

- **Position de l'industrie**

Les silex taillés récoltés se trouvent principalement en surface des sables gris vaseux, c'est-à-dire d'après l'assemblage pollinique sur un marais en arrière d'un cordon littoral. Seuls deux artefacts trouvés à environ 45 cm de profondeur témoignent d'un éventuel premier niveau d'occupation. Le niveau de sable fin compact de la carotte AM2 pourrait à cet égard témoigner d'une stabilisation du cordon et de la formation d'un paléosol.

La fraîcheur de l'industrie, qui ne montre aucune trace de remaniement ni de gel, implique un recouvrement rapide par des apports sédimentaires, érodés depuis.

- **Attribution chronologique**

Dans les trois sondages, l'analyse pollinique a été faite sur des sédiments antérieurs à une occupation paléolithique. La présence épisodique de *Picea* et d'*Abies* et l'association arbustive : *Quercus*, *Corylus* et *Pinus* évoque un **climat tempéré frais de phase interstadaire antérieure à l'Holocène.**

La forêt tempérée dégradée (pauvre en espèces) est présente en même temps que *Pinus* et les faibles proportions de *Carpinus*, *Abies* et *Picea* qui n'apparaissent ici qu'à l'état de traces excluent la possibilité de dater ce niveau de la fin de l'optimum climatique de la phase 5e. **L'assemblage pollinique différencie donc l'épisode enregistré à la Mondrée de celui des Ilets et d'Annoville-Hauteville, attribué à la fin du 5e/5d (Clet, 1988). L'attribution à un interstade postérieur (5c ou 5a) semble donc probable.**

L'observation des assemblages polliniques nous amène à privilégier l'hypothèse d'une attribution au stade 5a, sans certitude. En effet, la végétation de la forêt tempérée présente, dans ces trois sondages, une diversité très amoindrie par rapport à la végétation de l'optimum climatique 5e. Ceci pourrait s'expliquer par l'occurrence de deux phases froides (5d et 5b) entre l'interglaciaire 5e et la période de dépôt des sédiments analysés.

Ainsi, compte tenu des résultats palynologiques et de la profondeur de prélèvement des échantillons, l'interstade durant lequel prend place l'occupation pourrait être l'interstade 5a.

Cette occupation du Paléolithique moyen récent prend place en pied de paroi, contexte habituel en Nord-Cotentin. Le niveau d'occupation, associé à un schorre en bordure de dune, correspond à un platier fossile visible en sismique autour de -20 m CM, limité vers la large par

un talus. L'occupation prend place dans un contexte régressif, qui explique probablement la mise à disposition d'une matière première exceptionnelle.

La composition et l'âge du remplissage de l'Anse observé en sismique sont inconnus et mériteraient une étude approfondie de manière à déterminer dans quelle mesure des dépôts weichseliens peuvent être conservés (comblement de vallées, plaine côtière ?...).

1.3.7. L'absence d'occupations en dehors de la frange littorale ?

La prospection pédestre détaillée ci-dessous a confirmé la quasi-absence de témoins d'occupations paléolithiques en dehors de la zone littorale. On note la présence d'un éclat dans la Vallée des Moulins et de quelques éclats épars dans les champs, mais probablement pris dans des terres rapportées. Les sondages systématiques à la tarière permettent d'apporter quelques éléments pour en comprendre les raisons.

La couverture sédimentaire loessique s'est avérée généralement peu épaisse (50 cm à 1 m) et mêlée d'arène granitique. **Le loess repose dans la grande majorité des cas directement sur le granite.** La campagne de sondages tarière nous livre donc l'image d'un paysage dénudé jusqu'à la roche avant le dépôt du loess. **Dans ce contexte, toute occupation paléolithique éventuelle a été déblayée par l'érosion.**

Les occupations littorales sont quant à elles insérées dans des séquences stratigraphiques nettement plus dilatées où les érosions sont moindres, ce qui s'explique par la position en angle mort en pied de paléofalaise. Ainsi, des découvertes de témoins paléolithiques en dehors de la frange littorale ne pourraient se faire que dans des contextes de piégeage à l'écart des zones d'érosion : rupture de pente, pied de versant... A l'exception de quelques pièces éparses remaniées, il apparaît donc impossible de découvrir des gisements paléolithiques en surface. Notons que des dépôts marins reliques sont présents sporadiquement et mériteraient une attention particulière. Enfin, la Vallée des Moulins ne paraît guère plus favorable dans la mesure où les versants sont très raides et tapissés d'éboulis sous une très faible épaisseur de limons.

1.4. OCCUPATION DU TERRITOIRE AUX PERIODES POST-PALEOLITHIQUES

Une prospection pédestre menée par L. Jeanne et C. Duclos dans l'ensemble des parcelles disponibles¹, accompagnée d'une étude lithique par E. Ghesquière, a permis d'acquérir une vision d'ensemble des occupations post-paléolithiques de Fermanville. L'objectif principal était de comparer les densités d'occupations et les positions d'implantations sur un secteur restreint.

Le contexte géologique a été déterminé par des sondages systématiques à la tarière.

La période post-paléolithique est représentée par des stations de surface où les concentrations sont importantes, témoignant de la destruction partielle ou totale de sols d'occupation, et des artefacts dispersés dans les labours. L'industrie se caractérise par l'utilisation de petits galets, généralement inférieurs à 10 cm (faciès dits « côtiers »). Le Mésolithique voit le développement des nucléus à lamelles, qui seront absents des périodes postérieures. L'absence de sites fouillés et de céramiques ne permet généralement pas d'attributions chronologiques précises pour le Néolithique et les Âges des métaux (protohistoire *l.s.*).

1.4.1. Le Mésolithique

L'un des points forts de cette prospection est la mise en évidence d'une forte occupation mésolithique. Le Mésolithique s'avère très bien représenté en particulier dans sa phase finale par au moins 3 sites majeurs : le Carrat, la Janière et le Cap Lévi (Yvert, 2003). Certaines stations de surface moins importantes ont en outre fourni des pièces (en particulier des armatures) témoignant de la phase moyenne du Mésolithique mais aussi du stade final et/ou des faciès de transition entre cette période et le Néolithique ancien.

Cette nouvelle prospection a montré un attrait certain pour une bande côtière d'environ 2 km (fig. III.29). La répartition s'éloigne toutefois légèrement du modèle d'occupation décrit par Ghesquière *et al.* (2000), puisque les sites ne sont pas cantonnés à des promontoires ainsi qu'il apparaît dans la Hague. Les Mésolithiques semblent néanmoins privilégier les hauts de versants orientés vers la mer (le Carrat, Cap Lévi). La proximité d'un cours d'eau n'est apparemment pas une préoccupation majeure. Cependant, dans l'interprétation des implantations, il ne faut pas oublier que le niveau marin n'avait pas encore atteint son niveau actuel.

En effet, bien que les datations absolues soient rares pour cette période, nous pouvons citer une date obtenue récemment sur une structure de combustion à Digulleville-la Gravette (Hague) : Ly-10477 – 6590 à 6438 cal BC (Vilgrain, 2002). Une telle datation correspond à un niveau marin encore 10 m sous l'actuel (Bonnot-Courtois *et al.*, 2003). Les sondages dans les marais holocènes ne remontent malheureusement pas jusqu'à cette époque et ne permettent pas d'apporter des éléments sur le contexte paléoenvironnemental.

¹ En raison d'une forte déprise, les terres labourables accessibles à la prospection n'atteignent que 4 % de la superficie communale, soit 45 ha. La méthodologie et l'intégralité des résultats de cette prospection sont exposés dans le rapport de L. Jeanne (Jeanne, 2002) disponible au Service Régional de l'Archéologie Basse-Normandie.

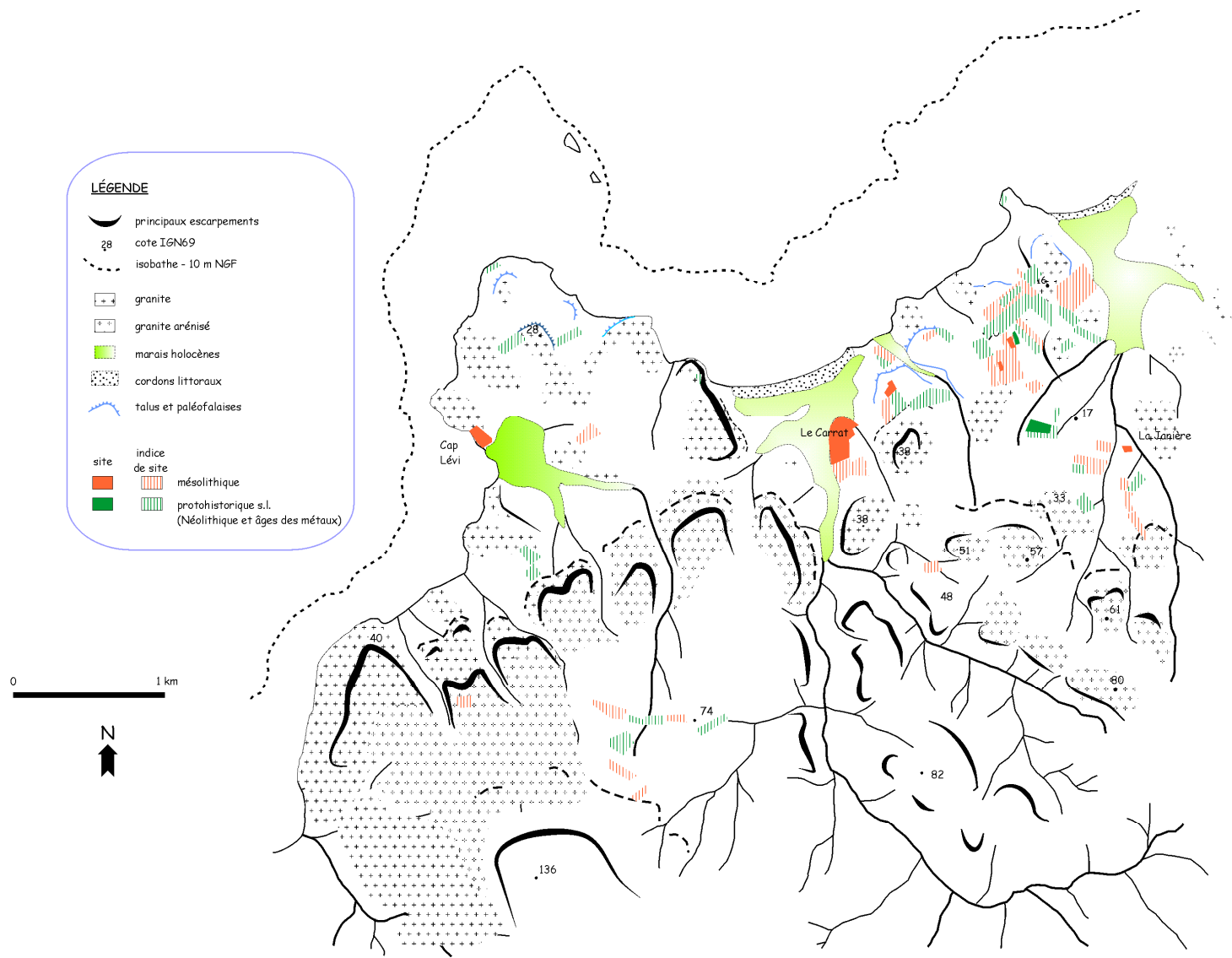


Fig. III. 29 – Carte des occupations mésolithiques et protohistoriques l.s. de Fermanville reconnues en prospection (d'après Jeanne, 2002). L'isobathe -10 m représente le niveau moyen de la mer autour de 8000 BP.

1.4.2. Néolithique et protohistoire

Les stations de surface attribuées aux périodes récentes sont nombreuses mais nous manquons de sites bien individualisés permettant de caractériser les cultures matérielles.

En effet, la matière première dont sont issus les artefacts récoltés dans les labours n'est guère favorable à la taille. La taille réduite des galets utilisés et leur qualité parfois médiocre rendent les industries néolithiques du Val de Saire spécifiques des milieux côtiers. La comparaison avec les industries « classiques » du Nord-Ouest de la France s'avère difficile voire impossible. L'étude de ces faciès "côtiers" reste à faire.

En ce qui concerne les périodes d'occupation, l'étude des tourbières, exposée en troisième partie, ne révèle une anthropisation marquée qu'à partir de 1300 BP environ, soit pendant la période historique. Cela peut être mis en rapport avec le fait que les occupations néolithiques semblent éviter les zones basses (fig. III.30). Les sites néolithiques occupent globalement les mêmes positions que les mésolithiques, bien que dans certains secteurs, ils semblent se rapprocher des cours d'eau.

Enfin, des prospections dans les années à venir devraient pouvoir déterminer si la densité d'occupation sur la commune de Fermanville est représentative de l'ensemble du Val de Saire.

1.5. CONCLUSIONS

La commune de Fermanville est un espace complexe où sont conservés des témoins de **plusieurs plates-formes marines** (fig. III.1). **La période de fonctionnement de la paléofalaise principale ne peut être précisée mais pourrait être contemporaine de la plate-forme III**, en raison des altitudes de sa base.

La plate-forme II est bien développée mais ne conserve que de rares lambeaux de sédiments (Sémaphore,...) dont le site de Port-Pignot, protégé par sa position dans un couloir.

Tout le littoral montre des coupes dans les formations émiennes et weichseliennes. **La plate-forme I se trouve entre +5 et +7 m NGF, ce qui est comparable à l'altitude de la coupe de l'Anse du Brick.** Des zones basses (4 à 5 m), probablement déjà en creux à l'Éémien, accueillent des formations alluviales (Pied Sablon, coupe 5).

Les séquences pédo-sédimentaires conservées sont pour certaines très dilatées, ce qui permet de décrire le passage des conditions interglaciaires à glaciaires en position littorale. Deux datations viennent apporter un calage à la base des séquences : les sables et silts sus-jacents aux formations à galets et supportant une pédogenèse rubéfiante sont datés de $118,06 \pm 12,33$ ka dans la coupe 9 et de $110,75 \pm 7,56$ ka latéralement.

Le secteur de Fermanville se caractérise par un phase de ruissellement/alluvionnement généralisée à la base du Weichselien, imputable à la position en pied de relief qui entraîne des

débâts importants et met du matériau à disposition. Cette phase humide est suivie du dépôt d'un head dont la composition dépend des matériaux disponibles.

Il apparaît donc que les dépôts marins sont conservés sur des points hauts, les zones en creux faisant office d'axes de drainage étant remaniées et comblées par les formations alluviales et ruisselées. **Nombreux sont les dépôts de galets remaniés par la solifluxion (Vieux-Fort), le gel (galets redressés) et l'eau (Pied-Sablon).**

Les principaux hiatus dans la séquence se placent à la base et au sommet du head. On note l'absence de loess anté-Nagelbeek ? La majorité des coupes présente un head directement au contact du sommet de la plage, ce qui représente un hiatus d'au moins 30 000 ans si l'on se réfère à la coupe de Port-Racine (Cliquet *et al.*, 2003).

Les occupations humaines retrouvées sont pour plupart situées sur un platier déjà décapé (Grosse Butte, phare...), ce qui les place entre les stades 5d et 5a. **Seul l'amas de débitage de la Pointe du Bruley, infiltré dans le sommet de la formation marine à galets et sableuse peut être attribué à la fin du stade 5e ou au début du stade 5d.** La fréquence des silex taillés pris dans le head peut provenir soit d'occupations démantelées et remaniées, soit d'occupations contemporaines. **Il n'existe pas d'occupations postérieures au dépôt du head.** Les occupations mésolithiques sont intégrées dans les limons noirs de sub-surface.

Par ailleurs, l'approvisionnement en silex, difficile dans les cordons éémien vu la rareté des rognons, se faisait probablement plus au large, sur la plate-forme émergée.

Le site de la Mondrée est un site unique par sa position sous-marine. L'attribution au stade 5a mérite d'être confirmée. L'emplacement du site en pied de paroi, comme dans d'autres sites majeurs du Cotentin, montre la permanence des choix d'implantations pendant le Weichselien inférieur.

CHAPITRE 2 : MONTFARVILLE : UN EXEMPLE DE LITTORAL EEMIEN DENSEMENT PEUPLE

Montfarville, sur la côte est, appartient au Bas-Pays. Le littoral est une côte basse sableuse parsemée de petits caps granitiques peu élevés. Le bas estran est constitué d'un platier bien développé. **Le paysage résulte d'un façonnement marin dont témoignent la topographie globalement plane et des dépôts marins retrouvés localement.** L'ensemble est recouvert d'une épaisse couverture loessique qui masque les éventuels paléo-reliefs.

L'Anse de Landemer, protégée au nord par le Cap de Landemer, s'étend à l'exutoire d'une petite vallée peu encaissée où coule le ruisseau de la Mare Barré (photo III.19). Le relief est de façon générale peu marqué par comparaison avec Fermanville. Cependant, il s'organise nettement en deux ensembles : le plateau, autour de 12-17 mètres d'altitude, plate-forme conservant des reliquats de dépôts marins, et la vallée, remblayée à l'Holocène (cf. partie IV, chap. 2). Un versant raccorde ces deux domaines.

Au niveau de la Houe, un éperon s'avance sur la vallée, encadré par deux vallons aujourd'hui secs et comblés par la couverture éolienne. Sur le rebord du plateau, le granite est visible à de nombreux endroits (ancienne carrière, camping). La couverture sédimentaire est globalement mince. Vers l'est, le plateau s'abaisse plus progressivement vers l'Anse de Quéry (nappage de loess), le rebord, adouci, étant incisé légèrement par quelques vallons (fig. III.32).

La commune de Montfarville fait l'objet depuis longtemps de prospections et de recherches archéologiques (fig. III.30). La présence d'industrie paléolithique est signalée en particulier sur le Cap de Landemer, dans l'Anse du même nom et sur le versant bordant la Mare Barré en rive gauche. Les principales stations sont celles de La Houe (prospections de M. Lemièrre et D. Michel) et de Landemer (prospections M. Bogard, F. Scuvée, D. Michel). Sur la commune voisine de Réville, des témoins paléolithiques sont signalés sur la Pointe de Sly.

Dès 1973, des sondages géomorphologiques ont été réalisés par les membres du Centre de Géomorphologie à la demande de D. Michel. Une première synthèse chronostratigraphique a été proposée en 1982 (Michel *et al.*, 1982).

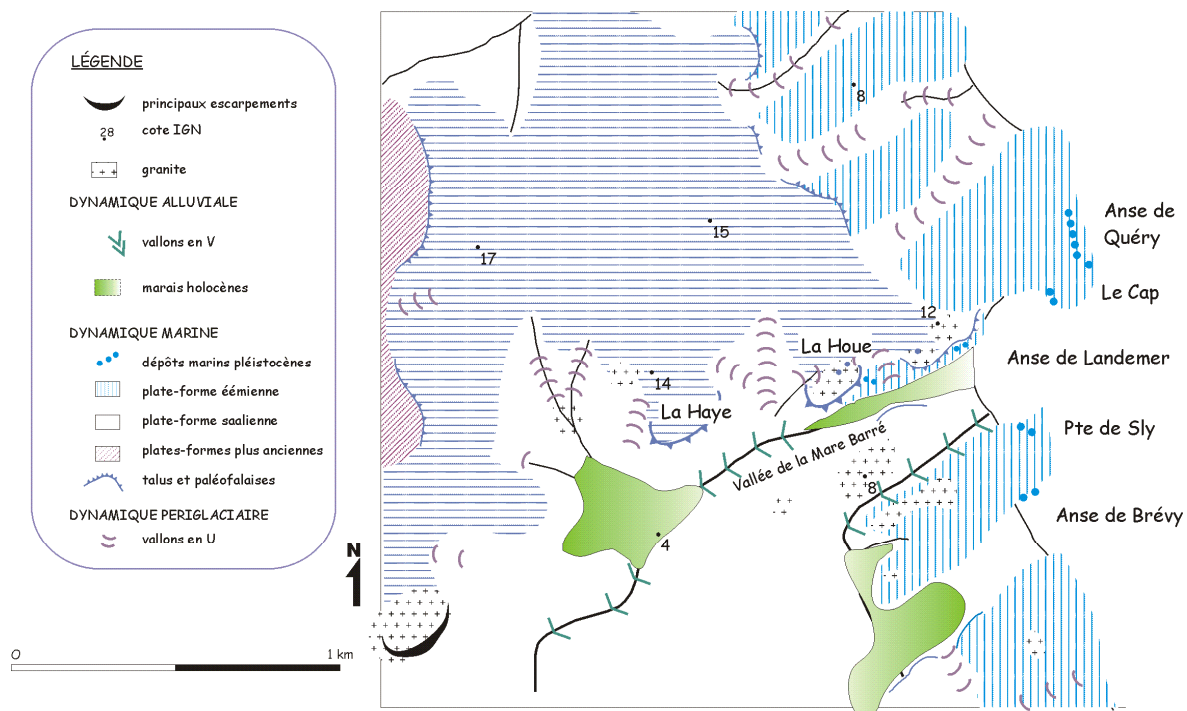


Fig. III. 31 – Schéma géomorphologique du secteur de Landemer.

2.1. SUR LE PLATEAU : LA HOUE ET LA HAYE

Les prospections effectuées par M. Lemièrre et D. Michel¹ ont montré l'existence d'un mélange d'industries du Paléolithique ancien et moyen, du Mésolithique et du Néolithique autour de la Houe et la Haye, nettement en hauteur par rapport à la vallée (Michel, 1969-70, 1971-72). Les industries paléolithiques de surface sont pour certaines très émoussées et patinées (patine blanche), alors que d'autres sont très fraîches. Un site mésolithique occupe l'éperon.

Des sondages pratiqués en 1973 à La Houe pour déterminer le contexte géomorphologique des occupations ont mis en évidence **des restes de dépôts marins entre 13 et 16 m NGF**. Leur sont associées des industries attribuées alors à un Acheuléen supérieur, dans une position stratigraphique restée peu claire (Michel *et al.*, 1982).

2.1.1. Stratigraphie des dépôts marins et géométrie de la plate-forme

La principale coupe est celle de la fosse Vbis (parcelle Vc sur la fig. III.30), où une forte épaisseur de dépôt est piégée dans un couloir granitique. Le sommet de la coupe se situe à 16 m NGF.

- 0-0,30 m : terre végétale sableuse grisâtre avec galets dispersés ;
- 0,30-0,60 m : limon rouge avec nombreux galets et bandes sableuses ;
- 0,60-0,80 m : lentille de sable jaune légèrement consolidé, encadrée par deux liserés ferro-manganiques ;

¹ Nous avons pu revoir les séries découvertes par Mme Michel grâce à l'amabilité de la Société des Sciences de Cherbourg, dépositaire des collections, et de J.-M. Yvon.

0,80-1,70 m : sable ocre à galets roulés et graviers (briovérien, quartzite, grès, granite, silex) entrecoupé de 2 passées plus arénacées épaisses de 10 à 20 cm ;

1,70- >2,10 m : sable jaune beige.

L'ensemble des sables est dépourvu d'argile, ce qui implique une disparition des éventuels horizons d'altération.

Plus largement, les 7 sondages pratiqués par Verague (inédit, fig. III.30 en petits losanges) sur le plateau entre la Houe et la Haye donnent des éléments sur la conservation des dépôts marins en bordure de plate-forme. La profondeur du granite est variable. Sur les versants, le substrat est recouvert de 2 à 3 m de couverture loessique, sableuse à la base. Sur le plateau (point 5), la couverture est inférieure au mètre, le substrat se trouvant vers 12 m d'altitude. Par contre, au point 7, des sables marins se trouvent vers 10 m d'altitude au fond d'un couloir entaillant la plate-forme.

2.1.2. La station à bifaces de la Houe (Vc)

Les séries lithiques, récoltées en surface, ne peuvent malheureusement pas être rapportées à la stratigraphie décrite ci-dessus. Le matériel regroupe 215 pièces dont 180 artefacts d'aspect "frais", une pièce "mate" et 34 objets roulés (tab. E.12). La matière première mise en œuvre est constituée de galets de silex décimétriques.

Tous les éléments de la chaîne opératoire de débitage sont attestés, entames, éclats de décortilage, pièces d'aménagement et d'entretien, éclats de plein débitage et quelques petits éléments, malgré les conditions de collecte. La production est orientée vers l'élaboration d'enlèvements prédéterminés : éclats levallois et de éclats de gestion de surface dont certains épais. **Ces derniers ne sont pas sans évoquer le charentien. Le débitage unipolaire domine.**

La lecture technologique du mobilier atteste d'une gestion de surface conduite selon un débitage "parallèle" des enlèvements (principalement levallois) ou "sécant" (essentiellement discoïde), et du façonnage de pièces bifaciales. L'originalité de la série consiste en la présence d'éclats produits selon la "**méthode clactonienne**". Ce sont soit des enlèvements épais, longs, à dos cortical, soit des éclats courts trapus. Enfin, notons la présence de deux éclats kombéwa.

Cet assemblage lithique serait donc l'expression d'un système de production fondé sur la coexistence de plusieurs schémas opératoires et d'une chaîne de façonnage. Le fait a précédemment été reconnu dans les séries charentiennes rapportables au Saalien (Geneste et al., 1997).

L'outillage (tab. E.14 et 15) apparaît dominé par les racloirs (n : 7, soit 44 % de l'outillage) où les formes convexes l'emportent. Deux racloirs transversaux convexes ont été aménagés par des **retouches de type Quina** sur des supports épais. Les becs sont obtenus par encoches dégageant un robuste rostre (n : 3).

Les pièces bifaciales, façonnées sur galet marin, affichent toutes une dissymétrie en plan et présentent des arêtes sinueuses (n : 4). Ces outils, épais, sont de petites dimensions (inférieures à 90 mm).

La série roulée, forte de 34 pièces, présente les mêmes caractéristiques techniques, technologiques et typologiques que l'assemblage précédent. **Les racloirs dominent l'outillage** (4 pièces / 5) et comportent un racloir latéral simple convexe, un racloir bifacial latéral convexe et deux racloirs transversaux convexes qui comme précédemment évoquent le charentien.

Une pièce bifaciale dissymétrique épaisse complète la "panoplie instrumentale".

En raison des travaux menés pendant la seconde guerre mondiale, la possibilité d'apports de terres contenant cette industrie inhabituelle doit être considérée.

Au niveau de la Houe/La Haye, la plate-forme II est globalement dénudée et recouverte de 50 à 60 cm de loess granuleux et d'arène à l'exception de couloirs profonds ayant piégé des sédiments marins. Les versants bordant la plate-forme sont nappés par une épaisse couverture loessique. La position de l'industrie ne peut être précisée mais il existe manifestement deux séries, distinctes par leur état d'altération et les techniques mises en œuvre. L'utilisation de la méthode clactonienne et le cachet charentien sont inhabituels pour le Val de Saire. Les deux séries appartiendraient au Paléolithique moyen ancien et se placeraient au cours du Saalien.

2.1.3. Le matériel issu des ouvrages de la dernière guerre (blockhaus et tranchée allemande, V_A de D. Michel)

Le mobilier collecté sur ce gisement provient notamment des terrassements effectués pour la construction du blockhaus et du creusement d'une tranchée.

La série lithique est constituée de 69 éléments (tab. E.16) dont l'état physique apparaît variable ; 50 objets présentent un aspect "frais", 14 pièces une apparence "mate" et 5 artefacts sont émoussés. L'ensemble du matériel est débité et façonné dans des rognons de silex issus des cordons littoraux. Les modules des pièces attestent une taille décimétrique pour les rognons mis en œuvre.

La plupart des éléments de la chaîne opératoire liés à la mise en œuvre des rognons est illustrée : éclats corticaux et d'aménagement, enlèvement de plein débitage – éclats levallois et de gestion de surface. Cependant, les petits éléments et les esquilles font défaut. Comme pour les séries précédemment étudiées, **l'originalité de l'assemblage consiste en la présence de pièces épaisses, pour certaines courtes, qui évoquent la production d'enlèvements selon la "méthode clactonienne"**, et d'éclats prédéterminés témoignant de schémas opératoires levallois et discoïdes. **Le débitage unipolaire apparaît prépondérant.**

Une pointe de pièce bifaciale et quelques éclats de façonnage illustrent la production de pièces bifaciales.

L'utilisation du percuteur dur semble prépondérante ; seuls 3 éclats de façonnages présentent les stigmates de l'utilisation du percuteur tendre.

Les éléments des séries "fraîche" et "mate" présentent les mêmes caractéristiques typo-technologiques.

Les outils sont peu nombreux et comportent, pour la série "fraîche", un racloir convexe sur face plane et une pointe de biface, de facture soignée, et pour la "série mate", une éventuelle pièce bifaciale aménagée sur un nucléus de gestion centripète (?).

Cet ensemble présente de nombreuses affinités avec la série issue de la station à bifaces de la Houe.

2.2. DES OCCUPATIONS SUR LE LITTORAL EEMIEN, AUJOURD'HUI VERSANT NORD DU RUISSEAU DE LA MARE BARRE

La vallée de la Mare Barré est dissymétrique : le versant nord est plus abrupt. Cette disposition en position d'abri en contrebas du site de la Houe nous a poussé à effectuer quelques investigations à la pelle mécanique de manière à découvrir les paléo-reliefs masqués par la séquence de versant et explorer sur le plan archéologique une petite vallée proche du littoral. En fait, il s'est avéré que cet espace était envahi par la mer au cours de l'Eémien !

Les tranchées ont révélé une séquence éolienne épaisse, ayant subi une pédogenèse avec formation d'un horizon d'illuviation aujourd'hui en sub-surface sous les labours. Les matériaux de surface sont des colluvions récentes pelliculaires, voire des apports anthropiques, déconnectés des sédiments sous-jacents. En bas de pente, les dépôts pléistocènes laissent place à une tourbe à lentilles graveleuses qui comble la basse vallée (cf. partie IV, chap. 2).

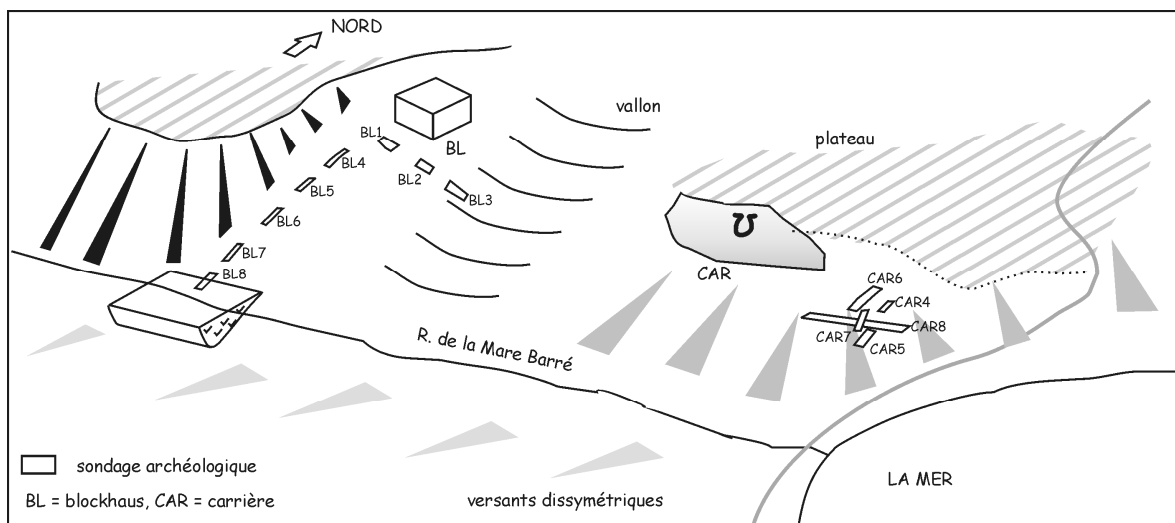


Fig. III. 32 – Croquis de situation des tranchées réalisées sur le versant nord de la Mare Barré.

2.2.1. Le secteur de Montfarville – Blockhaus

➤ *Disposition générale*

Dans le secteur du blockhaus, les tranchées est-ouest sur le flanc du vallon ont révélé **une forte épaisseur (supérieure à 3 m en BL3) de sédiment éolien encore partiellement carbonaté¹**.

Le long du versant nord-sud, de pente environ 4,5°, l'épaisseur de la couverture augmente vers le bas de pente. Les dépôts éoliens masquent et régularisent le versant : le granite, d'abord proche de la surface, disparaît ensuite sous plus de deux mètres de sédiment. Des lignes de cailloutis, des passées sableuses propres, s'intercalent dans la partie inférieure des sédiments éoliens, témoignant de phénomènes de ruissellement. Apparaissent également des passées de "cailloutis" (loess chargé en graviers) épaisses de 10 à 20 centimètres.

Cette couverture éolienne s'est déposée sur un cailloutis de base constitué principalement de géli fractas de silex et d'arène (visible en BL4, BL5), reposant soit directement sur le granite altéré soit sur des sables marins. En BL1 et BL6 le granite est ainsi recouvert de sédiments sableux marins (BL6) à graveleux (BL1) emballant et/ou recouvrant des silex taillés.²

➤ *BL1*

- **Description du profil**

A 2,20 m de profondeur, sous le loess, est atteint un cailloutis épais de 3 cm environ qui constitue le sommet d'un ensemble sablo-graveleux. Ce dernier emballe des géli fractas de silex, parfois de petits galets pluricentimétriques (roche briovérienne, granite...), et repose directement sur le granite. L'ensemble est biseauté vers l'est, où le loess repose directement sur la roche. Les silex taillés, dont certains ont subi une forte géli fraction en place, se trouvent dans ce sable graveleux. L'analyse morphoscopique révèle qu'il s'agit d'un sable marin contenant des éléments granitiques non usés. L'altitude de ce cailloutis est de 9,3 m NGF.

- **Mobilier lithique**

Le mobilier lithique collecté lors de l'ouverture du sondage BL1 n'est statistiquement pas représentatif ; il ne comporte que 11 artefacts d'aspect "frais" (tab. E.20). La matière première mise en œuvre se compose de galets de silex marin. Le nombre minimum de rognons débité est de 2, éventuellement 3. La petite série ne comporte pas de nucleus et apparaît constituée uniquement d'éclats de débitage. La présence d'esquilles, d'éclats de décorticage et de plein débitage témoignerait d'une aire de débitage ou de sa proximité immédiate.

¹ L'étude de la couverture sera reprise au cours de la quatrième partie

² Photos de lames minces : photo III.22

Le débitage levallois est présent. Les vestiges d'enlèvements conservés sur les faces supérieures des éclats levallois de plein débitage attestent une mise en œuvre unipolaire récurrente soit parallèle, soit convergente. Cependant la finalité du débitage ne semble pas être la production d'enlèvements très longs.

Seul un artefact est affecté d'une retouche, il s'agit d'un racloir latéral simple concave (tab. D3).

La faiblesse numérique de la série interdit toute comparaison avec le mobilier collecté par D. Michel à proximité du blockhaus (série V_A).

➤ Coupe BL2

La coupe BL2 montre 3,20 m de sédiments éoliens reposant sur le granite (vers 7,8 m NGF), avec une limite de décarbonatation bien marquée. A l'œil nu, **un litage discret mais net s'observe**, souligné par quelques lits de graviers aréniques. Les chenaux sont nombreux (action biologique).

micromorphologie : un échantillon pris à cheval sur la limite de décarbonatation à 1,80 m de profondeur révèle un sable fin (100µm environ, parfois 125 à 150 µm) composé de quartz et feldspaths, de paillettes de muscovites, avec **beaucoup de minéraux lourds dont des minéraux de métamorphisme** (sillimanite...), une abondance de glauconie, des cristaux de calcite. A ce sable fin s'ajoutent quelques graviers granitiques et de grandes biotites détritiques.

L'assemblage plasmique est skelsépique (paillettes de micas distribuées autour des grains de quartz). Les carbonates se présentent sous forme de plages de micrite en cours de désintégration, fragmentées, et sont redistribués autour des chenaux (action des vers de terre). Des **faciès vannés** avec concentration des minéraux lourds témoignent d'un tri mécanique. Le sable fin éolien est en outre affecté par une structure de type fragipan nette avec **figures de cryoturbation**.

➤ Coupes BL4 et BL5

Les coupes BL4 et BL5 montrent **un sable fin éolien chargé en lignes de cailloutis aréniques reposant sur le granite**. L'épaisseur est de 1 à 2 mètres. En dehors des restes de Bt, le sable fin est carbonaté.

micromorphologie : un échantillon pris dans l'horizon Bt montre un loess sableux très mal classé (40 à plus de 200 µm), ce qui est sans doute dû à un mélange avec des apports sableux locaux. Le loess est quartzo-feldspathique, chargé en glauconie mais il contient peu de minéraux lourds. Il est mêlé de graviers aréniques. L'argilisation est marquée dans les fentes et chenaux par des revêtements bien cristallisés (biréfringence jaune-grise).

Dans la coupe BL5, le sable fin éolien présente une alternance de bandes claires et sombres à passées caillouteuses. Les lits graveleux sont composés d'arène granitique graveleuse. Le mode du sable fin se place autour de 70 µm.

micromorphologie : l'échantillon BL5/11 montre une organisation sédimentaire litée avec orientation des micas. Les carbonates sont concentrés dans les passées grossières. La lame mince BL5/12 confirme ce litage, auquel s'ajoute une ségrégation des minéraux lourds (tourmaline, zircons) et micas.

L'absence de granoclassement et la présence de la fraction fine fait penser plutôt à une mise en place par ruissellement diffus.

➤ *La coupe BL6*

La coupe BL6 est la coupe la plus complexe du transect.

- **Description du profil (fig. III.33 et photo III.20)**

L'ensemble du profil est carbonaté, à l'exception des labours.

9) 0-15 cm : labour (colluvions sablo-limoneuses pelliculaires) : brun foncé, structure grumeleuse, à graviers et galets, racines... ;

8) 15-25 cm : **loess sableux massif** (granulométrie 50 à 100 µm) ;

7) 25-35 cm : **cailloutis supérieur** : sable fin à très fin éolien emballant des graviers granitiques et du sable grossier. Cette couche contient en abondance des concrétions carbonatées correspondant à des manchons formés autour des racines et tiges d'herbacées steppiques présentes lors du dépôt ; limite supérieure diffuse ;

6) 35-70 cm : **loess sableux**, plus compact qu'en 4), présentant quelques bandes plus claires ; ces bandes claires sont plus grossières (100 µm au lieu de 60 µm) ;

5) 70-80 cm : cailloutis inférieur : sable fin éolien brun emballant des graviers de granite, du sable marin et de petits galets de silex géolifractions ;

micromorphologie : le cailloutis est un sédiment à dominante éolienne mais mal classé (granulométrie entre 60 et 400 µm) composé de quartz, feldspaths, micas blancs, glauconie, grains de calcite, zircons... auxquels s'ajoutent quelques bioclastes et des graviers aréniques (quartz, biotites...). La masse basale est imprégnée de carbonates. La cryoturbation est marquée par des coiffes sur les graviers granitiques et des coiffes continues sur plusieurs grains limoneux.

4) 80-120 à 170 cm : **sable fin éolien (mode autour de 103 µm) carbonaté, montrant des lignes d'épaisseur centimétrique sableuses et des poches de sables et graviers propres résultant d'un tri mécanique** ;

micromorphologie : sable fin éolien propre (quartz, feldspaths, micas, glauconie, minéraux lourds, grains de calcite) alternant avec des lits de sable moyen (300 à 400 µm) mêlé de silex ;

3) géolifractions de silex et poches de sables grossiers propres jalonnant la surface des sables roux, dont le sommet est remanié et tronqué ; en lame mince le contact, très franc, est souligné par des sables grossiers propres contenant des silex et des minéraux lourds ;

2) 120 à 170- 190 cm : **sables roux plus ou moins indurés par du fer**, homogènes, bien classés autour de 360 µm. Ce sable est constitué de grains non usés issus du granite et de grains de quartz émoussés-luisants. S'y ajoutent **10 à 20 % de grains mats marquant une activité éolienne**. Carbonatation dans les pores par des carbonates issus des loess sus-jacents. Le sable roux est parfois infiltré entre les silex taillés et le granite sur quelques millimètres d'épaisseur ;

micromorphologie : sable grossier quartzeux (quartz, feldspaths, quelques micas) emballant des graviers aréniques, dans un fond de silt fin poussiéreux. L'agrégation est développée. **Les traits texturaux sont présents sous forme de revêtements bruns clair lités à la base et de papules au sommet. Agrégation et papules témoignent du remaniement et de la troncature du dépôt.**

1) au contact du granite, arène mêlée à de petits géolifractions de silex émoussés. **Cette mince couche contient les silex taillés**. De rares galets sont piégés dans les anfractuosités, emballés dans les sables roux sus-jacents ;

0) granite érodé, façonné en boules à 7,1 m NGF.

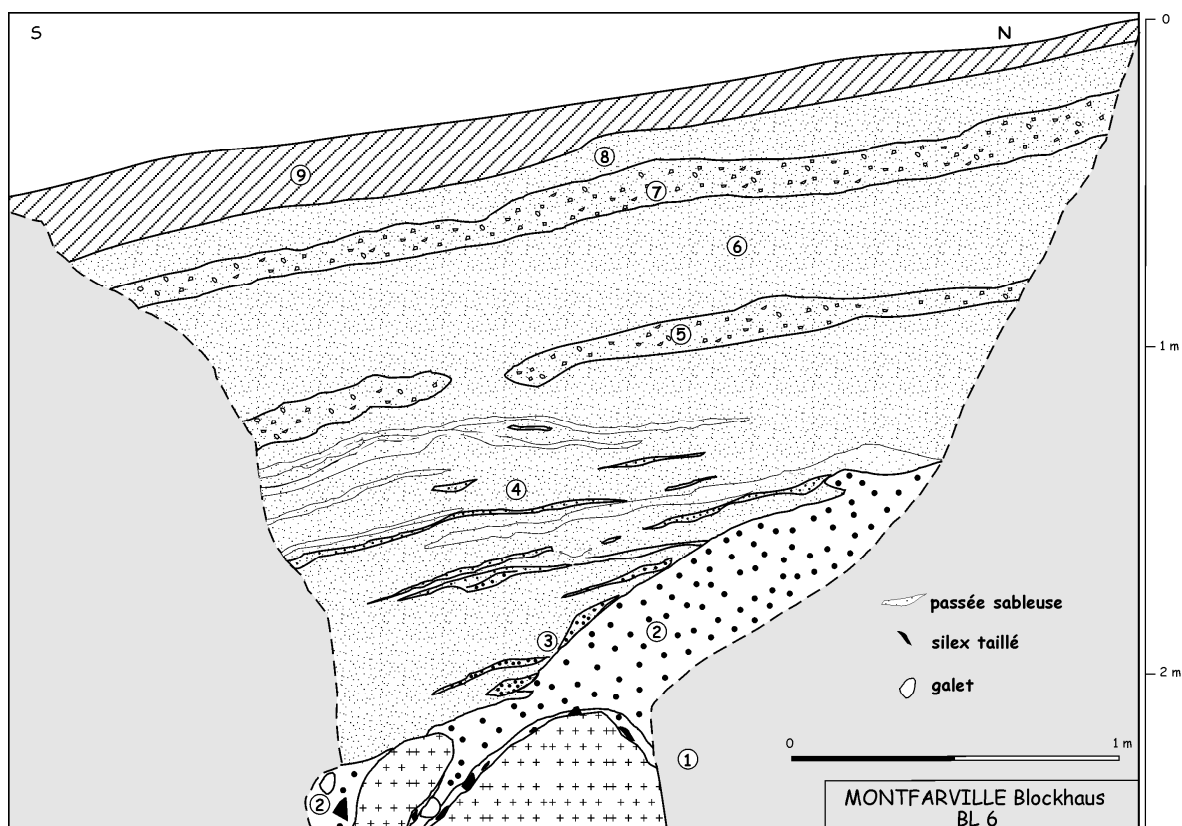


Fig. III. 33 – Coupe BL6.

- **Position stratigraphique de l'industrie lithique**

L'industrie lithique, très fraîche, riche en esquilles, se trouve prise dans le sédiment (1) directement au contact du granite dont les pièces suivent les contours (photo III.21). Les silex s'étagent sur une dénivelée d'une trentaine de centimètres selon les formes de la roche. Les pièces les plus grosses sont généralement dans les anfractuosités en position basse. Cette disposition particulière laisse supposer **un ré-étalement des silex sous l'effet d'une dynamique très douce, contemporaine de son enfouissement sous le sable.**

Les caractéristiques de ce sable (1) sont typiques d'un sable marin soumis à des influences éoliennes, c'est-à-dire d'un haut de plage. La zone d'occupation humaine, sur le platier granitique, a été recouverte très rapidement par ces sables, peut-être accumulés légèrement plus haut sur la pente. Les silex taillés, parfaitement frais, n'ont subi ni l'action des vagues, ni celle du gel.

- **Étude lithique de l'industrie récoltée dans le sondage BL6**

Le sondage BL. 6 a livré un abondant matériel (643 pièces d'aspect "frais" mis en œuvre dans des galets littoraux, en silex de diverses natures et en grès (tab. E.21).

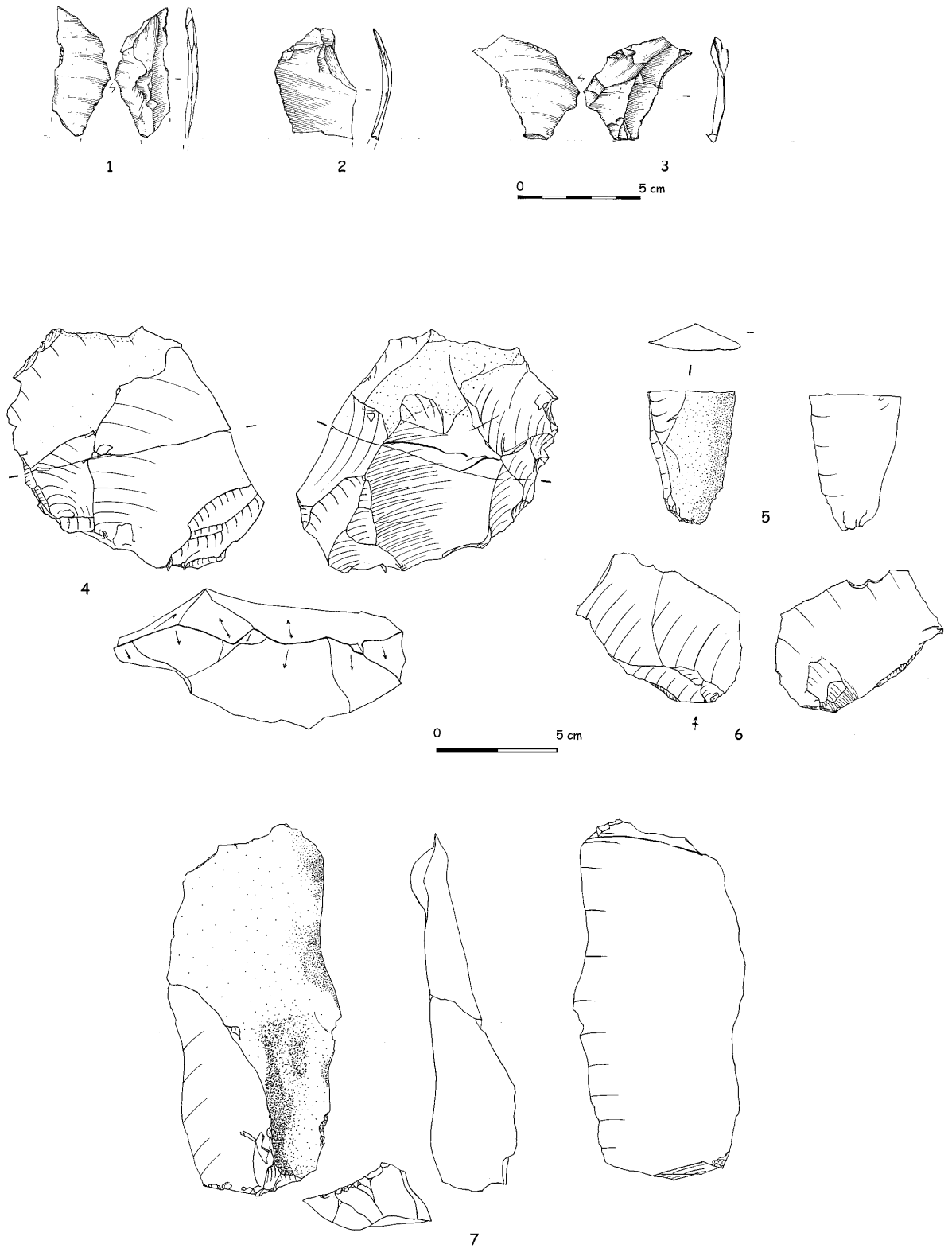


Fig. III. 34 – Coupe BL6 – industrie (1 à 3 : dessins P. Alix, 4 à 7 : dessins S. Coutard). 1 à 3 : éclats de façonnage de biface ; 4 : nucleus levallois à gestion unipolaire ; 5 : éclat laminaire ; 6 : éclat levallois ; 7 : éclat partiellement cortical de gros module.

Tous les éléments issus de la chaîne opératoire figurent parmi ce matériel. **Le débitage gérant une surface apparaît majoritaire**, bien que seuls deux nucleus illustrent cette production (un nucleus discoïde et un levallois de gestion récurrente unipolaire). Les enlèvements levallois attestent une gestion unipolaire prédominante. Quelques lames et lamelles figurent au sein de l'assemblage lithique. Il s'agit de produits longs obtenus par gestion de surface, comme pour la production d'éclats.

Quelques éclats fins cintrés détachés par percussion tangentielle pourraient témoigner du façonnage de pièces bifaciales (fig. III.34, 1 à 3).

La présence de tous les éléments participant à la production d'éclats et de quelques éclats de façonnage de pièces bifaciales plaident en faveur d'une aire de production peut-être à proximité d'une unité d'habitation comme semblent l'indiquer les deux artefacts affectés par le feu.

Trois esquilles émoussées pourraient appartenir à une occupation antérieure.

➤ *Conclusions chronostratigraphiques sur le secteur du blockhaus*

Le marqueur principal de la stratigraphie de BL6 est la pédogenèse rubéfiante affectant les sables marins. Ces sables, bien classés, sont probablement, vu leur altitude relativement élevée par rapport aux autres dépôts émiens connus, mis en place par le vent et non par la mer elle-même.

La pédogenèse qu'ils supportent est rapportée au stade 5c par corrélation avec les coupes de Fermanville. Les traits pédologiques sont en place dans la partie inférieure et déstructurés dans la partie supérieure : seule la partie supérieure des sables est remaniée. Les sables marins paraissent donc en place et peuvent être attribués à la fin du stade 5e ou du stade 5d.

L'occupation, antérieure au dépôt et à la pédogenèse des sables, pourrait alors prendre place au cours de la période 5e.

En ce qui concerne la coupe BL1, l'interprétation est plus délicate en l'absence de repères. L'altitude élevée laisse de toute façon penser que l'industrie prend place à la base d'une séquence de dépôts de pente remaniant des sédiments marins issus du plateau de la Houe. Leur état de fraîcheur exclut cependant que les silex taillés aient été incorporés aux sédiments d'origine antérieurement à leur déplacement. L'occupation daterait alors de la fin du 5 ou du 4.

2.2.2. Découvertes anciennes autour du hameau de Landemer

➤ *Fondations d'une maison en arrière de la carrière (IIM_B de D. Michel)*

En 1973, des observations ont été faites à l'occasion du creusement des fondations d'une maison vers 10 m NGF au-dessus de l'ancienne carrière, immédiatement au nord-ouest des

tranchées que nous avons pratiquées entre 2000 et 2003. Des silex taillés y ont été récoltés par D. Michel.

La coupe comprend de haut en bas :

- 0-55 cm : galets marins dispersés dans un sédiment limono-sableux brun ;
- 55-80 cm : silt beige jaunâtre assez homogène décarbonaté (dans une poche de 4 m de long) avec quelques silex lessivés surtout près des bords de la poche. Contact plus ou moins ondulé avec le niveau sous-jacent ;
- 80-120 cm : loess argileux rougeâtre (environ 21% d'argile) reposant sur une couche de galets marins altérés contenant des silex taillés ;
- 120 cm : granite altéré argilisé vers 8,8 m NGF.

La couche de galets est interprétée comme un remaniement d'un dépôt marin situé au-dessus en altitude. Le loess argileux rougeâtre pourrait être le témoin d'un sol ancien comme le sol éémien. Le silt beige est un loess weichselien (cortège de minéraux lourds caractérisé par l'abondance de la hornblende, de l'épidote et de la tourmaline).

12 objets constituent la série IIIMB : 5 pièces présentent un aspect "frais", 6 un aspect lustré et 1 est "roulée". Il s'agit principalement d'éclats, dont deux levallois (tab. E.17).

➤ *Maison du carrefour et poteau téléphonique (IIIMA et IIIM)*

Une coupe a été observée dans les fondations d'une maison, à environ 15 m de la microfalaie actuelle, avec de haut en bas (Michel, 1971-72) :

- 0-0,4 m : sol brun lessivé holocène ;
- 0,4-1,25 m : loess brun jaunâtre décarbonaté passant à un loess carbonaté ;
- 1,25-1,75 m : sable blond et galets roulés non altérés correspondant à un niveau de plage éémienne ;
- 1,75-2,00 m : sable limoneux brun rougeâtre ;
- 2,00-2,25 m : limon brun rougeâtre.

L'industrie se trouve dans la couche de sable et galets. Elle est composée de 8 objets dont 2 d'aspect "frais" et 6 "émoussés" (tab. E.17 et E.18). Le seul nucléus de la série "fraîche" est aménagé sur un gros éclat de gel.

L'ensemble lithique du site référencé III M est constitué de 65 artefacts dont 44 d'aspect "frais", 17 d'aspect "lustré et/ou émoussé" et de 4 éclats "roulés". Tous les éléments de la chaîne de production sont représentés ; les nucléus s'avèrent nombreux (16%). Le débitage s'effectue par gestion de surface soit directe soit selon la méthode levallois, principalement selon un schéma unipolaire. La production levallois apparaît bien affirmée. Le façonnage de pièce bifaciale n'est que pressenti. Le débitage est effectué au percuteur dur comme en témoignent les éclats affectés de bulbes bien marqués, parfois doubles. La petite série "fraîche" ne compte aucun outil.

L'ensemble "émoussé et / ou lustré" présente globalement les mêmes caractéristiques que le précédent assemblage. L'originalité de cette petite série consiste en la présence d'un nucléus à débitage semi tournant. Parmi ces pièces figure un racloir latéral simple concave.

➤ *Série III récoltée en surface*

L'assemblage collecté en surface est constitué d'un ensemble de 89 pièces regroupant 67 artefacts d'aspect "frais" et 22 pièces "émoussées" (tab E.19). Tous ces artefacts sont en silex débités sur des galets littoraux de dimension décimétrique.

Tous les éléments de la chaîne opératoire de débitage sont représentés, avec une bonne proportion de pièces liées au décorticage, et à l'entretien et l'aménagement des surfaces de plan de frappe et de débitage. La production s'effectue par gestion de surface majoritairement parallèle, secondairement sécante. La lecture technologique des nucléus et des enlèvements illustre les schémas de débitage mis en œuvre – directs et levallois –. La gestion des surfaces de débitage apparaît très dominée par une production unipolaire (44%), cependant la gestion centripète compte pour 31 %, notamment liée au débitage de type discoïde. La finalité du débitage semble être la production d'éclats minces, et d'enlèvements allongés (éclats laminaires, lames et lamelles).

Bien qu'aucune pièce bifaciale n'ait été collectée, un éventuel éclat de façonnage pourrait témoigner de la confection d'outils bifaciaux.

Le débitage s'effectue au percuteur dur. Seul l'éventuel éclat de façonnage présente les stigmates d'une percussion tendre tangentielle.

L'outillage retouché ne comporte qu'une pièce affectée d'une encoche.

Le petit assemblage de pièces "émoussées", fort de 22 objets, présente les mêmes caractéristiques que la série sus-étudiée et ne compte aucun outil.

2.2.3. Le secteur de Montfarville – carrière

Plus proche de la mer que le secteur du blockhaus, le secteur de la carrière a livré des coupes complexes et révélé une très forte densité d'occupation.

➤ **CAR4**

• **Description du profil et position de l'industrie**

- 4) 0-10 cm : labour reposant sur le Bt tronqué ;
- 3) 10-195 cm : loess sablonneux à sable fin éolien sur lequel s'est développé un sol avec Bt massif puis en bandes ;
- 2) 195-215 cm : cailloutis à galets (quartz, granite) et silex géolifracés, incorporant une lentille de sable propre litée tronquée ;
- 1) 215->240 cm : **sable roux-gris marins emballant les silex**. Ceux-ci semblent concentrés en un seul niveau à environ 25 cm sous le sommet des sables. L'industrie est fraîche, avec des esquilles. Ce niveau se trouve à environ 4,9 m NGF.

- **Étude de la série lithique**

La petite série collectée dans le sondage CAR4 est constituée de 92 éléments (tab. E.22) qui témoignent de la mise en œuvre des matières premières sur place ou à proximité immédiate. Toutes les phases de la production sont représentées depuis le décorticage des blocs, jusqu'au plein débitage et la retouche de certains supports.

Le débitage levallois est bien exprimé. **Trois nucléus levallois illustrent la production récurrente bipolaire opposée.** Celle-ci s'oriente vers la production de produits allongés. Quelques artefacts affectés par le feu soulignent la vraisemblable proximité d'une aire de combustion.

➤ **CAR5**

- **Description du profil (fig. III.35)**

- 7) 0-35 cm : labour ;
- 6) 35-130 cm : loess avec Bt massif. La limite de décarbonatation est nette ;
- 5) 130-170 cm : loess sableux jaune-beige ;
- 4) 170-190 cm : cailloutis riche en arène et gélifractions de silex, quelques quartz sont roulés mais la majorité des éléments sont anguleux ;
- 3) 190-230 cm : **sable marmorisé**. Au sommet une passée de sable jaune foncé propre ;
- 2) 220-230 cm : **sable blanc propre**, à empreinte marine ;
- 1) **granulat arénique très mince (plus épais dans les creux), supportant les silex taillés et quelques galets** ;
- 0) substrat granitique érodé en boules à 3,9 m NGF.

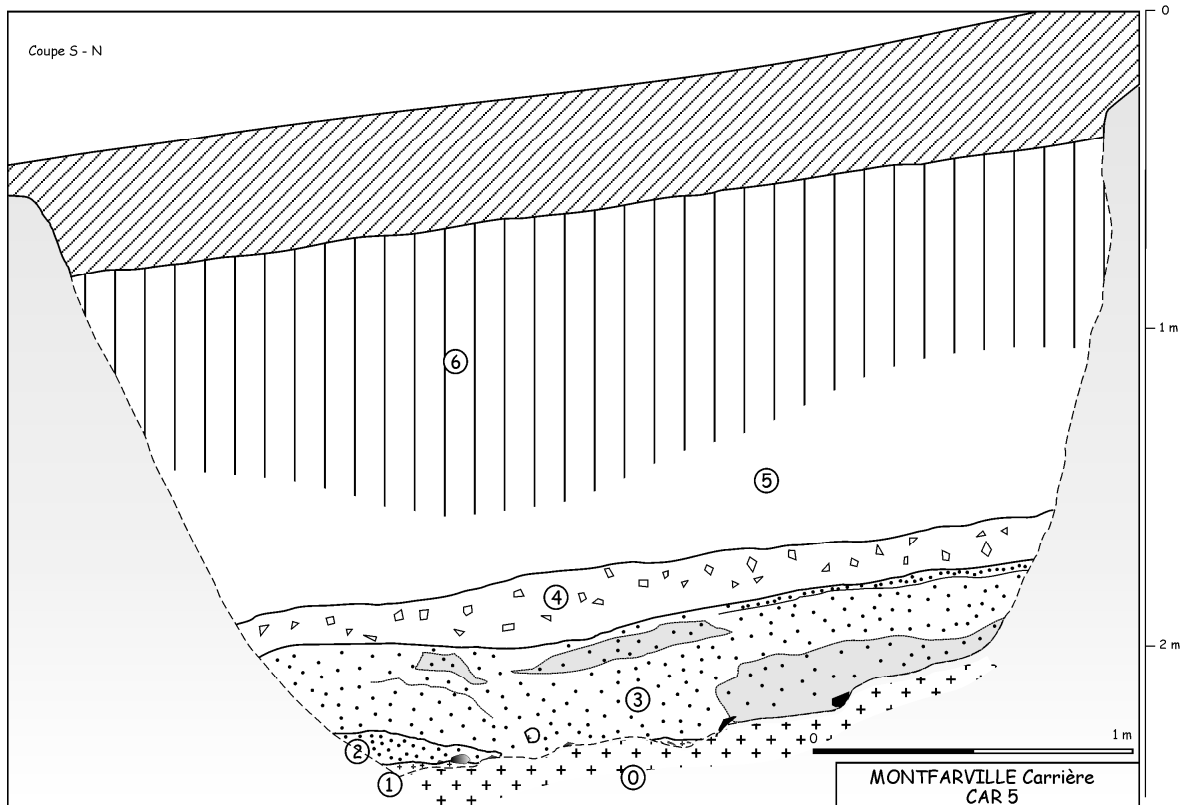


Fig. III. 35 – Coupe CAR5. L'industrie paléolithique se place au contact du granite sous les sables marins (2 et 3).

- **Étude de la série lithique**

La série comporte une cinquantaine de pièces (tab. E.23). Si celles-ci sont relativement peu nombreuses, l'assemblage autorise quelques observations. Ainsi, tous les éléments de la chaîne de production s'avèrent représentés : éclats de décortiquage, éclats d'aménagement de surface et de plan de frappe, enlèvements de plein débitage et nucleus. La production levallois bipolaire opposée est attestée par un nucleus et quelques enlèvements. L'outillage ne comporte qu'un racloir sur face plane. Comme pour les autres sondages il semblerait que nous soyons en marge d'une aire domestique. Les deux enlèvements brûlés plaideraient en ce sens.

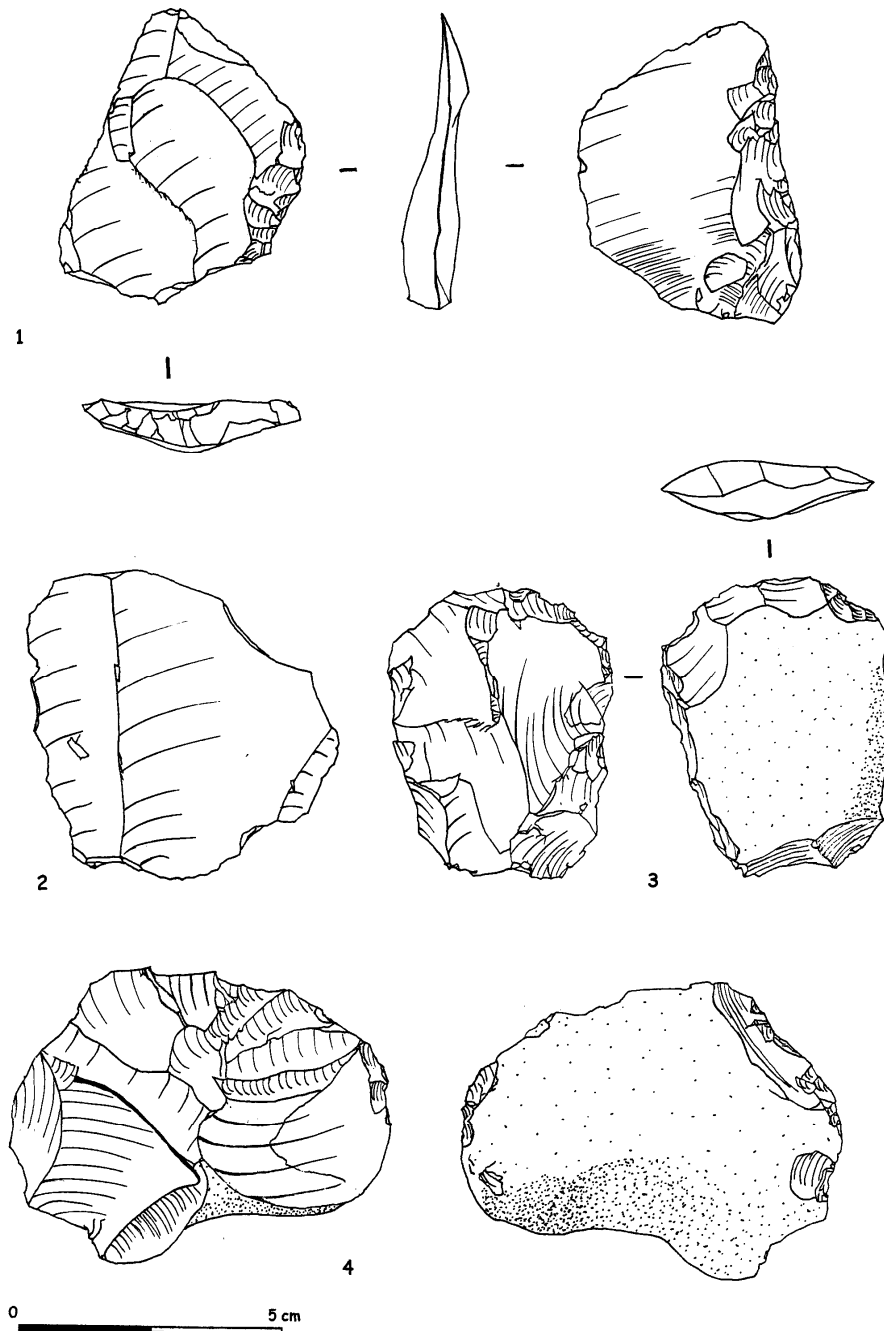


Fig. III. 36 – Coupe CAR5 : industrie lithique. 1 : racloir à retouche alterne ; 2 : éclat levallois ; 3 et 4 : nucleus levallois de gestion bipolaire opposée.

Sept pièces ont un aspect lustré. Elles regroupent notamment des éclats de décorticage et des produits illustrant une production levallois (nucléus levallois de gestion orthogonale et éclat levallois). Cette petite série pourrait appartenir à l'ensemble préalablement étudié, et être affectée par des processus d'altération liés à la dynamique du site.

➤ *Tranchée CAR6*

- **Description du profil (fig. III.37)**

7) 0-30 cm : labour (sable limoneux brun foncé 10 YR 3/3) emballant des galets, nombreuses racines ; limite basale très nette (troncature) ;

6) 30-150 cm : **loess, sableux à la base** (10 YR 6/6), sur lequel s'est développé un sol lessivé avec un horizon Bt. Les horizons supérieurs du sol ont disparu. La troncature est très nette ;

6a) 30-90 cm : **Bt massif** rougeâtre (7,5 YR 5/6) à structure prismatique et forte porosité de chenaux (diamètre centimétrique) ;

micromorphologie : l'argilisation dans la masse et les revêtements argileux lités dans les pores et chenaux sont typiques d'un Bt de sol brun lessivé, ce qui est confirmé par la présence de concrétions ferro-manganiques rondes. La bioturbation par les vers de terre est développée (terriers en piles d'assiettes). Le loess est quartzo-feldspathique, chargé en paillettes de micas et en glauconie. Les minéraux lourds sont rares (zircons, hornblende verte).

6b) 90-150 cm : **illuviation en bandes** ; les bandes rouges sont généralement plus épaisses que les claires (5-7 cm contre 1-3 cm) ;

5) 150-180 cm : cailloutis à petits blocs décimétriques de granite altéré, arène, gélifracsts de silex, rares galets, dans une matrice de silt à sable très fin éolien brune (10 YR 5/6). La teneur en argile est variable et peut provenir de l'illuviation affectant les loess sus-jacents.

4bis) 180-190 cm : sable fin à moyen très propre (blanc) contenant quelques graviers aréniques et des sables marins (grains EL) ;

4) 190-240 cm : **sables fins gris-orangé flammés à structure lamellaire affectés par des phénomènes de gélifuxion** ; dans la partie supérieure, présence d'une lentille noire, manganique ; **ces sables supportent un petit sol plus ou moins démantelé** :

micromorphologie : le sable est un mélange de sable moyen sub-émoussé à arrondi et de grains anguleux, voire de graviers aréniques et de silex, dans un fond de sable très fin (présence de glauconie, tourmaline, sillimanite, zircons...). **Les traits pédosédimentaires sont nombreux : les pores sont comblés par des revêtements argileux (illites) formant un petit horizon d'illuviation.** Certains sont fragmentés sur place (papules) tandis que les argiles de la masse basale s'organisent autour des grains en structure polyédrique, ce qui témoigne de l'action du gel. A ceci s'ajoutent des traits d'appauvrissement en fer et en argiles, responsables de la couleur grise d'une partie des sables ;

3) 240-255 cm : cailloutis : sable graveleux à petits galets (granite, silex) et gélifracsts roulés ;

2) 255-275 cm : **sable roux** (5 YR 4/8) et gris homogène très bien classé autour de 400 µm, contenant quelques galets épars dont un semble être un percuteur ;

1) 275->300 cm : **sable quartzeux marin très grossier emballant de nombreux galets** très émoussés dont des blocs de schistes roulés supérieurs à 50 cm de longueur. Cette couche contient **quelques pièces paléolithiques roulées** (éch. CAR6/17) ;

0) substrat granitique érodé en boules entre 6,2 m et 5,5 m NGF.

Les silex taillés se trouvent au sommet des sables (2), et mêlés à la passée graveleuse qui forme la base du cailloutis (3), jamais dans le cailloutis. Ils pénètrent également à l'intérieur du sable, en particulier dans les poches grises, avec des pièces verticalisées et des esquilles dispersées dans les 10 cm supérieurs.

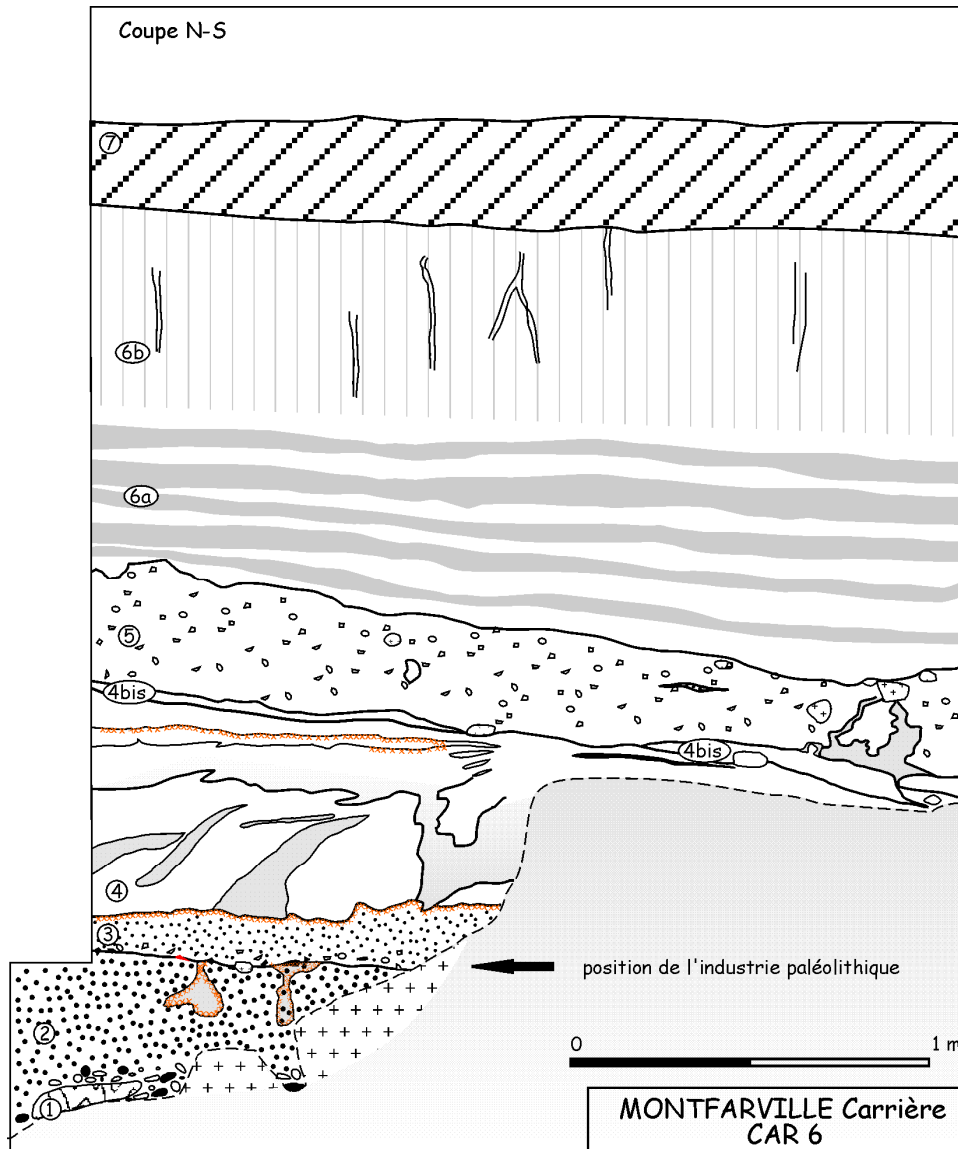


Fig. III. 37 – Coupe CAR6. En 2 : les sables marins pédogénéisés sous-jacents au niveau d'occupation.

- **Étude de la série lithique**

La série collectée dans le sondage CAR6 est statistiquement importante : 485 pièces d'aspect "frais" issues des sables rouges et 10 artefacts émoussés appartenant à une occupation antérieure (tab. E.24).

Parmi ce mobilier figurent des nucléus levallois (1,2 %), de très nombreuses esquilles et petits éléments (55,7 %) et des enlèvements issus du plein débitage (13 %). La production semble orientée vers l'obtention d'enlèvements levallois préférentiels comme en témoignent les éclats prédéterminés et les nucléus. La mise en œuvre s'effectue majoritairement selon un schéma unipolaire. Un petit nucléus récurrent de gestion centripète pourrait illustrer un débitage "poussé à l'ultime état d'exhaustion" de la matière première. La production laminaire est présente, dont une lame à arêtes parallèles sans qu'il soit possible de préciser le concept du débitage. Enfin, deux

pièces pourraient signifier le façonnage de pièces bifaciales : un éclat de façonnage et un enlèvement d'affûtage. Malgré le nombre important d'artefacts, aucune pièce bifaciale n'a été collectée.

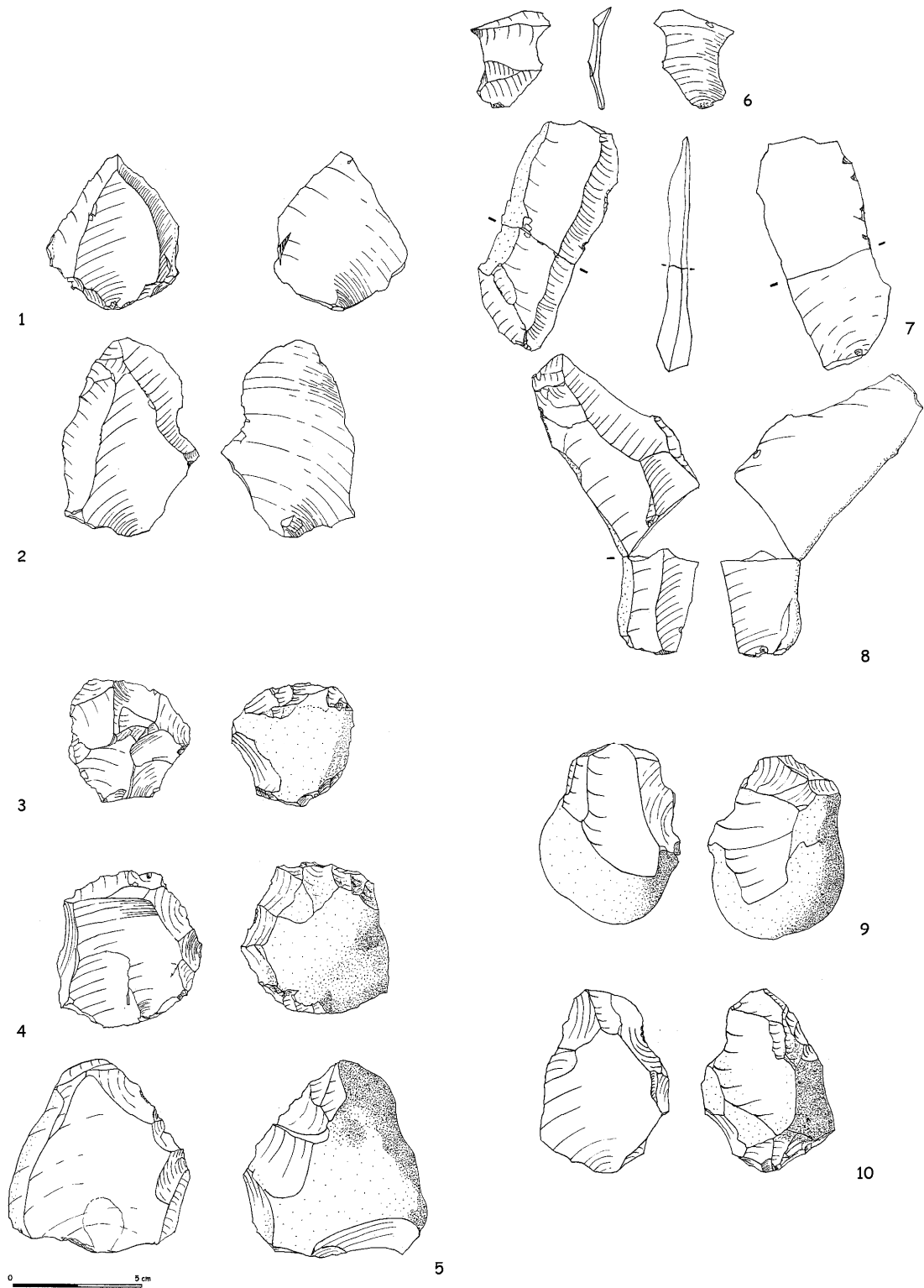


Fig. III. 38 – CAR6 : industrie lithique. 1 et 2 : éclats levallois ; 3 : nucleus levallois à gestion centripète ; 4 : nucleus levallois à gestion unipolaire ; 5 : nucleus levallois unipolaire à éclat préférentiel ; 6 : éclat de façonnage de biface ; 7 et 8 : éclats laminaires ; 9 et 10 : nucleus levallois.

Le tri du mobilier a mis en évidence des lots de matières premières distinctes mais seul un raccord entre deux éclats a été trouvé.

Les dix pièces issues de la plage à galets (couche 1) comportent outre 9 artefacts roulés (5 petits éléments, 3 éclats corticaux, 1 éclat de plein débitage issu d'une gestion de surface), un nucléus levallois de gestion bipolaire émoussé.

➤ *CAR7 et CAR8*

• **Description du profil**

La coupe CAR7 a été réalisée en 2002 lors d'un retour sur site pour datation absolue et la coupe CAR8, transversale et qui recoupe la précédente, en 2003. La coupe CAR8 apporte des informations majeures pour la compréhension de l'ensemble du secteur de la carrière en permettant de relier les 4 autres coupes.

La séquence sédimentaire de CAR8 est composée de (fig. III.39) :

- 5) labour ;
- 4) loess sableux
 - 4b : loess sableux supportant un horizon Bt en bandes, le Bt massif est quasiment absent (repris dans les labours) ;
 - 4a : sable fin éolien plus ou moins lité à la base avec des passées sablo-graveleuses, et pour une part carbonaté dans la tranchée CAR7, un lambeau plus rouge au sein des loess sableux pourrait être la trace d'un paléosol ;
- 3) cailloutis d'arène fine et de sable marin dans une matrice de sable fin éolien, plus ou moins lité, emballant des silex généralement lustrés ; sommet des sables parfois souligné par un liseré ferrugineux ;
- 2) **sable marin blanc très propre et friable, emballant des paquets de sables roux pédogénésés et contenant une grande abondance de silex taillés dont de nombreuses esquilles ;**
 - 1) substrat granitique découpé en boules bien formées.

Dans la tranchée CAR8, le granite est atteint vers 4,6 m NGF à l'ouest et 3 m NGF à l'est.

• **Industrie lithique**

Le sondage CAR.7 a permis la récolte de 216 artefacts, comportant 204 pièces d'aspect "frais" et 12 pièces légèrement "émoussées" (tab. E.25). La matière première mise en œuvre est essentiellement constituée de galets de silex littoraux ; deux artefacts sont en quartz (1 nucleus de petite taille et 1 éclat).

Toutes les étapes de la chaîne opératoire sont illustrées au sein de la série "fraîche". **Le débitage géant une surface apparaît majoritaire**, comme en témoignent les nucleus (2 nucleus levallois de gestion préférentielle unipolaire, 2 nucleus levallois récurrents de gestion bipolaire orthogonale et un nucleus de gestion de surface sur éclat), ce que confirme la lecture technologique des enlèvements. Les quelques produits longs (lame au sens morphométrique) ont été obtenus, soit par un débitage récurrent uni ou bipolaire géant une surface, soit dans le cadre du façonnage de pièces bifaciales.

Bien que la série ne comporte aucun biface, l'assemblage lithique compte quelques éclats de façonnage de pièces bifaciales.

L'outillage ne comporte qu'un racloir double biconvexe aménagé sur un éclat levallois de gestion unipolaire.

Cet ensemble présente de nombreuses affinités avec l'ensemble collecté dans le sondage CAR6.

Tous ces éléments plaident en faveur d'une aire de production vraisemblablement à proximité d'une unité d'habitation, comme semblent l'attester les 21 artefacts affectés par le feu.

Le petit ensemble constitué de 12 pièces "émoussées" présente les mêmes caractéristiques que le précédent assemblage, à savoir : présence d'un débitage levallois et d'une pièce témoignant du façonnage d'un outil bifacial.

La tranchée CAR8 a livré 491 artefacts d'aspect "frais" et 12 pièces lustrées (tab. E.26).

Comme dans les sondages ouverts en 2000 et 2002, la matière première utilisée par les préhistoriques est principalement constituée de galets de silex littoraux. **L'originalité du sondage consiste en la présence de matériaux de substitution au silex.** Ce sont : un nucléus de gestion de surface en grès, un nucléus sur plaquette de grès à débitage direct de gestion unipolaire, un éclat en grès éocène et un galet de quartz qui ne présente aucun stigmate de percussion.

Toutes les étapes de la chaîne opératoire sont illustrées depuis les éclats d'entame jusqu'au nucléus à son ultime état d'exhaustion. Les nucléus apparaissent bien représentés (n : 10) et les petits éléments très nombreux (47% des artefacts). **Le débitage levallois apparaît bien affirmé** et la méthode kombéwa attestée (3 éclats). La mise en œuvre s'effectue par gestion de surface, majoritairement unipolaire.

Bien que la série ne comporte aucun biface, l'assemblage lithique compte quelques éclats de façonnage de pièces bifaciales. L'outillage, peu abondant apparaît constitué d'un racloir concave sur face plane, d'un racloir latéral simple convexe, de deux pièces affectées d'une encoche retouchée. La mise en œuvre s'effectue au percuteur dur, comme en témoigne les bulbes bien marqués et les nombreuses fracturations qui affectent ces derniers.

Cet assemblage présente de nombreuses affinités avec les ensembles collectés dans les sondages CAR6 et CAR7.

Comme pour les excavations préalablement étudiées, les éléments issus du sondage CAR8 plaident en faveur d'une aire de production vraisemblablement proche d'une unité d'habitation, comme semblent l'attester les 24 pièces affectées par le feu.

Les 12 artefacts "lustrés" qui constituent le petit ensemble associé au cailloutis à la base du loess ne se distinguent pas du mobilier de la série "fraîche". Notons seulement la présence d'un bloc de quartz testé.

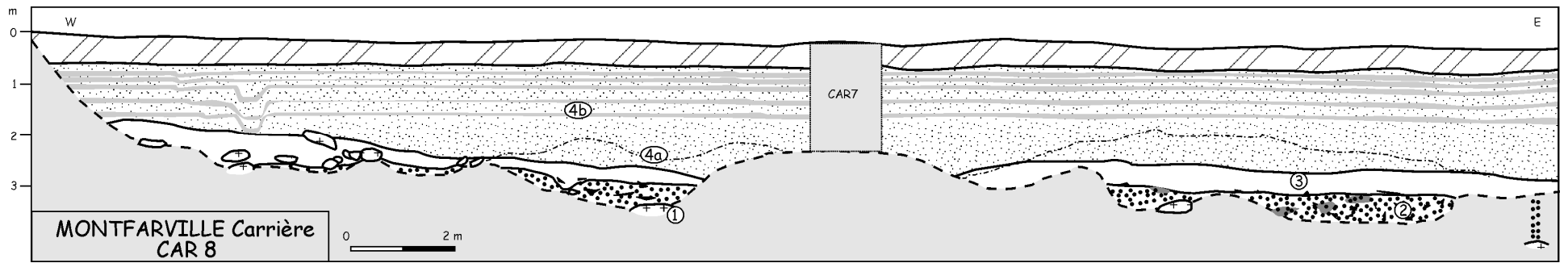


Fig. III. 39 – Coupe CAR8.

➤ *Synthèse stratigraphique sur le secteur CAR*

La relation entre l'industrie et la séquence pédo-sédimentaire, en particulier les sables présents à la base des coupes, est complexe. La multiplication des tranchées, réalisée dans un louable désir d'éclaircissement, fut loin de simplifier le problème.

Plusieurs points doivent être discutés – l'homogénéité des sables, les caractères de la pédogenèse rubéfiante et de son démantèlement, l'unicité de l'occupation paléolithique et son éventuel remaniement.

• **Caractéristiques des sables marins**

L'étude des sables associés à l'industrie lithique (éch. CAR6/1 et CAR6/TL, CAR7/4, CAR4/1, CAR5/1, CAR5/2...) montre qu'il s'agit de sables marins marqués par le vent et l'eau, attribuables à un **haut de plage, voire à une dune** (fig. III.40). Sur le plan granulométrique, ces sables sont homogènes.

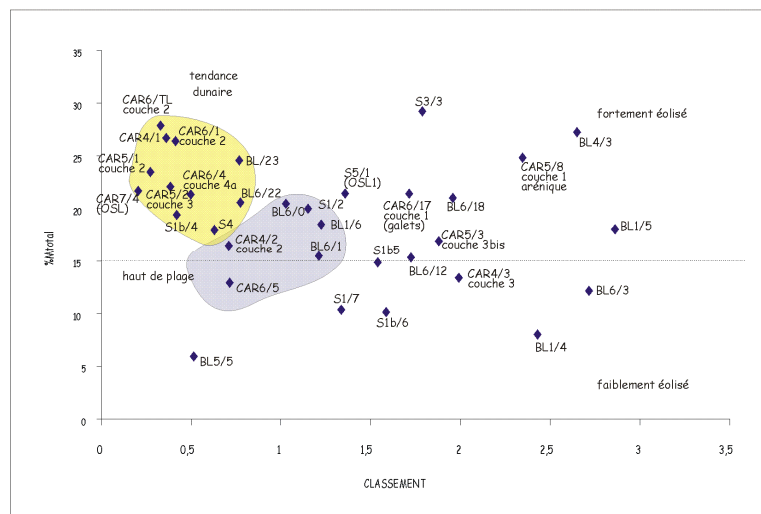
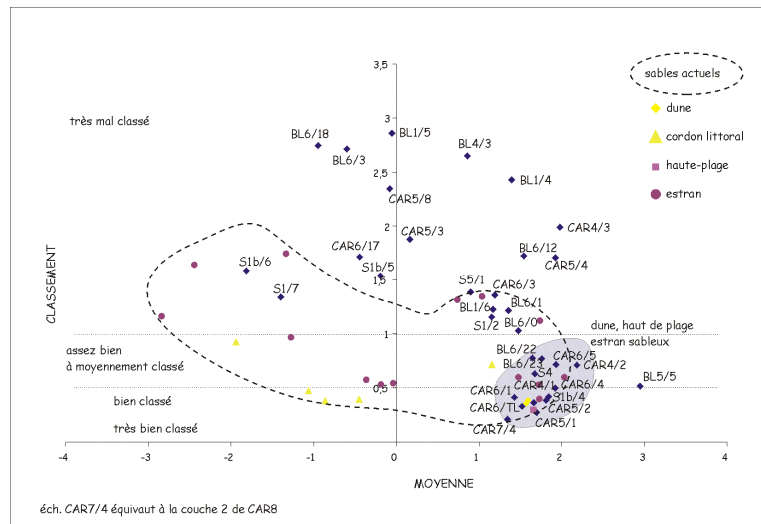


Fig. III. 40 – *Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des sables fossiles de Montfarville (cf. fig. II.12).*

Cependant, **des différences nettes apparaissent entre les différentes coupes en ce qui concerne la morphoscopie et la pétrographie**. Les sables des coupes CAR5 et CAR4 sont enrichis en silex. CAR5 est en outre beaucoup plus riche en grains non usés : le sable est moins évolué. Ces caractéristiques sont interprétées comme le résultat d'un remaniement des sables avec incorporation d'arène et de silex géoliffractés, ainsi que d'esquilles émoussées issues de l'occupation.

- **La pédogenèse rubéfiante**

La pédogenèse rubéfiante affectant les sables est comparable à celle de BL6. Dans le sondage CAR8, l'horizon pédologique est démantelé et se présente sous forme de blocs de 20 à 30 cm de large sur 10 à 20 cm d'épaisseur épars dans la partie supérieure des sables, par ailleurs propres et meubles (photo III.23). Dans le sondage CAR5, elle est absente.

- **Une ou plusieurs occupations ?**

L'appartenance des séries récoltées dans les tranchées (dans les sables) à une seule et même occupation est difficile à prouver du fait de l'absence de remontages indubitables entre des silex issus de différentes tranchées. Cependant, bien qu'il n'y ait pas de remontages, l'appartenance d'éclats aux mêmes rognons paraît probable. Les différentes matières premières (silex noir, brun tacheté, miel, silex gris...) se retrouvent dans chaque série. Dans CAR8, tranchée la plus longue, la nappe de vestiges ne semble pas s'interrompre, malgré la présence de zones où la densité est plus forte. L'industrie est homogène sur le plan technologique, même si elle présente quelques variations au sein des assemblages, explicables dans le cas d'un site unique par une différenciation spatiale.

Les indices de remaniement au niveau des silex taillés eux-mêmes sont faibles puisqu'ils sont globalement frais. A cet égard, la répartition des silex lustrés ou émoussés indique encore un remaniement au niveau des sables non pédogénéisés (tab. III.4), c'est-à-dire dans les sondages CAR5, CAR7 et CAR8.

	CAR6	CAR4	CAR5	CAR7	CAR8
frais	489	92	51	205	491
émoussés ou lustrés	0	0	7	12	12

Tab. III. 4 – Répartition des éléments émoussés ou lustrés (hors pièces roulées prises dans la plage à galets de CAR6).

La répartition des silex dénote en outre une dispersion au sein de la masse sableuse, interprétée comme une évidence de remaniement, surtout dans les sables meubles. Dans CAR6, les silex sont concentrés au sommet des sables, les silex infiltrés dans la masse sont généralement verticalisés au niveau des poches grises lessivées. Par contre, dans CAR8, les silex sont présents

depuis le cailloutis tronquant les sables jusqu'à une trentaine de centimètres de profondeur, en particulier le long des blocs pédogénéisés. En règle générale, le remaniement des silex taillés semble associé aux phénomènes de circulation des eaux dans les sables (association avec des plages lavées, des concrétions ferrugineuses...). Cependant, ce remaniement est limité dans l'espace et en intensité, ainsi que le confirme la grande quantité d'esquilles présente.

Ainsi, rien ne permet d'affirmer que l'ensemble de l'industrie n'est pas contemporain, tout au moins à l'échelle géologique, même s'il s'agit d'un palimpseste représentant quelques siècles d'occupation.

	CAR6	CAR4	CAR5	CAR7 et CAR8
position industrie	hiatus sus-jacent aux sables roux – quelques pièces infiltrées le long des plages lavées	concentrés à 20 cm sous le sommet des sables gris-orangés	au contact du granite sous les 40 cm de sables jaunes et blancs	dispersés dans les sables blancs et friables sur 40 cm d'épaisseur, pièces verticalisées, plusieurs pièces intégrées au cailloutis sus-jacent au sable

Tab. III. 5 – Position de l'industrie dans les différents sondages.

• Synthèse chronostratigraphique

Deux hypothèses principales peuvent être proposées pour expliquer la genèse du site archéologique. L'une considère que l'occupation est immédiatement postérieure à la troncature du sol, l'autre que l'industrie, prise dans les sables, est exhumée par l'érosion. Cette dernière reste peu plausible en ce qui concerne CAR6 : la troncature se serait faite juste sur le niveau d'industrie en conservant les esquilles... La première hypothèse reste la plus vraisemblable. Dans ce cas, l'industrie de CAR5, située sous les sables (non pédogénéisés) au contact du granite, peut soit correspondre à une occupation antérieure à celle de CAR6, soit témoigner de l'absence de sable dans ce secteur lors de l'occupation, les sables provenant du remaniement des dépôts sur le versant.

La séquence débute en CAR6 par une plage de galets dans une matrice graveleuse qui se trouve à environ 5,8 m NGF et que l'on ne retrouve pas dans les autres coupes malgré leur position plus basse et où n'existent que quelques galets dispersés. Cette accumulation de galets témoigne d'une forte énergie de dépôt et est interprétée comme des apports de vives-eaux piégés en arrière de blocs granitiques. La plage à galets est donc attribuée au stade 5e, lors du maximum transgressif.

Les galets sont surmontés de sables épais de plus de 30 cm en CAR6 et atteignant 1,40 m à l'extrémité est de CAR8, tranchée dans laquelle ils recouvrent des boules de granite bien formées. Cette formation, plus épaisse à l'origine, est fortement fluée selon la pente. **Deux datations au sommet de cette couche en CAR7 donnent $94,67 \pm 15,39$ ka et $68,10 \pm 7,01$ ka** (photo III.24). La marge d'erreur de la première date est importante et est compatible avec un dépôt à la charnière 5e/5d en début de phase régressive. Une autre hypothèse serait de considérer que les

deux datations sont celles du remaniement, les datations ayant été effectuées dans la coupe CAR7 où le sol rubéfié est démantelé.

Ces sables ont subi une pédogenèse rubéfiante attribuée au stade 5d par corrélation avec les coupes de Fermanville et d'autres secteurs du Cotentin (cf. partie IV chap. 1 pour la discussion complète).

Dans la coupe CAR6, les sables roux sont tronqués et recouverts par l'intermédiaire d'un cailloutis de sables géliflués sur lesquels se développe un petit horizon Bt visible en lame mince. Ce dépôt est attribué au stade 4, par l'abondance des figures de gélifluxion (Lautridou, 1985) : c'est l'équivalent latéral des limons bruns feuilletés. Dans les autres coupes, ces sables géliflués sont absents et la séquence de couverture débute par des sédiments éoliens sableux fortement ruisselés, voire un cailloutis d'arène fine dans une matrice éolienne. La troncature des sables roux s'exprime dans les autres coupes situées plus bas par le démantèlement complet du sol, dont des morceaux sont conservés au sein des sables propres non affectés par la pédogenèse.

La position de l'industrie en CAR6 est claire : elle est associée au hiatus séparant les sables marins des sables géliflués. La pédogenèse étant attribuée au stade 5c, l'occupation prend place au cours des stades 5b ou 5a. Dans les coupes voisines, les sables dunaires sont démantelés et ré-étalés à cause de la forte pente en emballant les silex taillés. Ces derniers restent cependant frais car ils ne subissent pas de frottements violents. Ce phénomène est également reconnu sur le site du Rozel où les remontages ont mis en évidence le déplacement et l'empilement de paquets de sables dunaires sans que ce remaniement n'émousse les silex (Cliquet, en préparation).

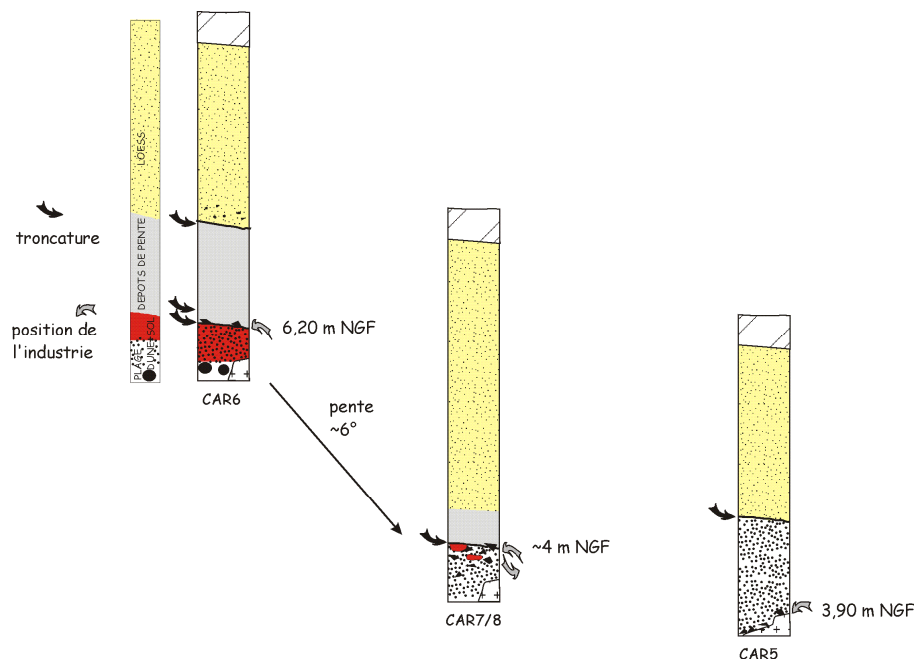


Fig. III. 41 – Profils pédo-sédimentaires et position des témoins d'occupation.

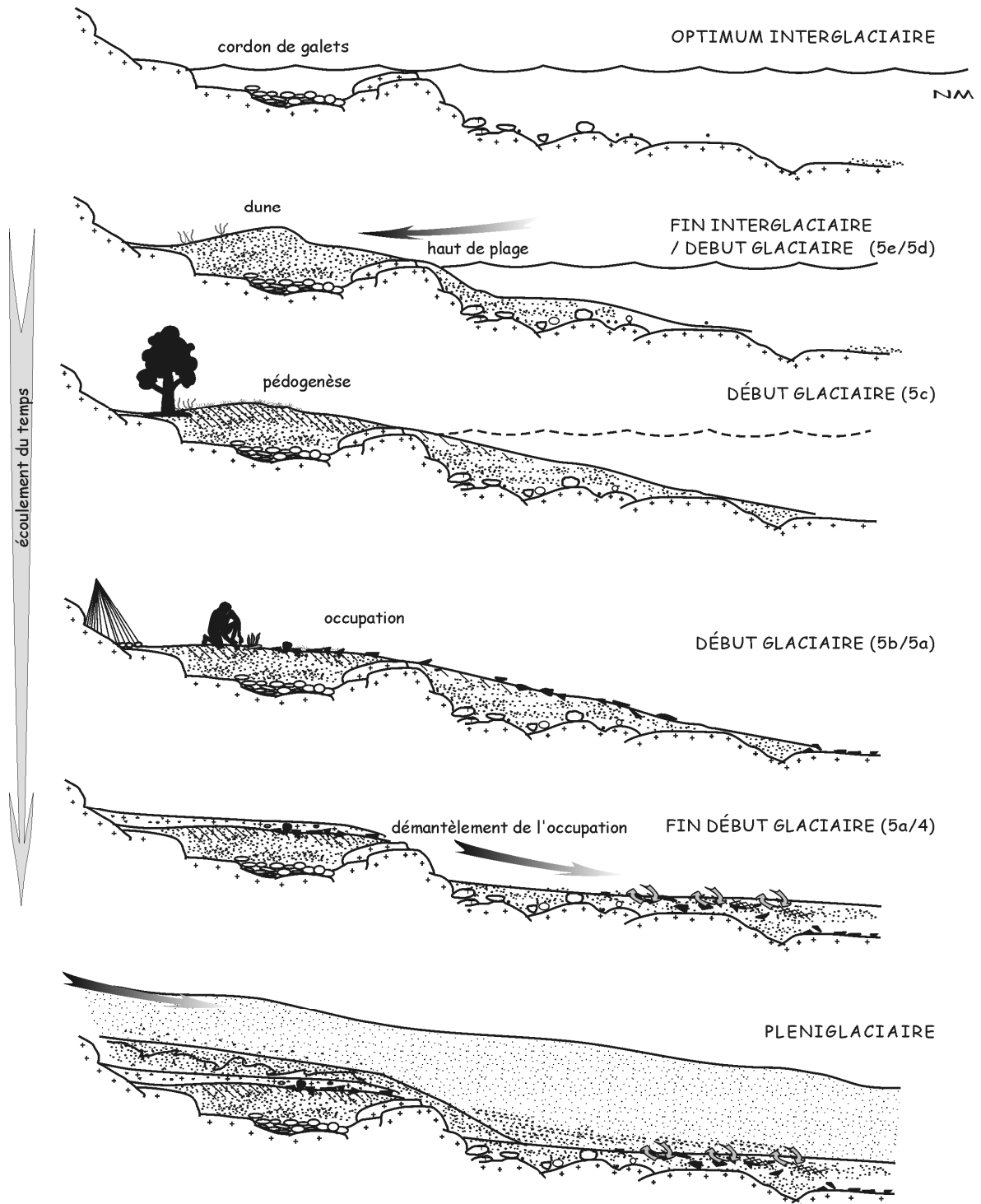


Fig. III. 42 – Hypothèse de mise en place de l'industrie et de la séquence pédo-sédimentaire.

2.2.4. Conclusions sur les occupations du versant nord de la Mare Barré

➤ *Positions stratigraphiques*

Les sondages effectués à Montfarville ont donc mis au jour un ensemble d'occupations paléolithiques le long d'une côte rocheuse. L'ensemble est très homogène mais toutes les

occupations n'ont-elles pas le même âge puisqu'elles n'occupent pas la même position stratigraphique au sein de la séquence éémien-weichselien.

Ainsi, l'occupation des tranchées CAR est sus-jacente aux sables pédogénéisés alors qu'en BL6, elle est en-dessous. L'hypothèse d'un remaniement des sables qui seraient flués depuis une position plus haute sur le versant postérieurement à la pédogenèse et qui viendraient recouvrir l'occupation de BL6 est contredite par la fraîcheur des traits pédogénétiques.

La similarité entre la série lithique de BL6 et les autres traduirait donc une persistance des modes de débitage au cours du temps.

➤ *Matières premières*

Les faciès de silex utilisés sont très variables. Une série comme celle de CAR présente autant de variétés de silex que de rognons débités. Les matières premières sont semblables entre les occupations du secteur du blockhaus et de la carrière, ce qui traduit un approvisionnement comparable.

Toutefois, quelques grandes familles se dégagent (photo III.25) :

- silex gris mats tachetés ;
- silex bariolés dans les teintes brunes voire verdâtres, très tachetés ;
- silex noir à microinclusions (également présent au Bruley à Fermanville) ;
- silex homogène à texture très fine, translucide, généralement noir ;
- silex lités.

Sur le plan géologique, ces silex sont issus de formations crétacées et jurassiques.

	BL1	BL6	CAR6	CAR5	CAR4	CAR7
silex gris mats tachetés	1	2	3	1	1	2
silex gris à texture savonneuse		1				
silex gris à beige chailleux		1	2	1	1	
silex noir à microinclusions		2	1	1	1	1
silex homogène à texture très fine, translucide, généralement noir	1	1	1	1	1	1
silex lités			1	1	1	
silex à texture fine bariolés dans les teintes brun-chocolat voire verdâtres, très tachetés		4	6	5	3	2
divers		2				
autres roches		1				

Tab. III. 6 – Pétrographie et nombre minimum de galets de silex débités dans les séries lithiques du versant nord de la Mare Barré.

L'ensemble des éléments corticaux prouvent en outre qu'il s'agit de galets marins : cortex mâchurés à coups d'ongle, formes arrondies...Quelques éclats de décortilage présentant des

apophyses pourraient témoigner d'une exploitation occasionnelle d'affleurements continentaux maintenant immergés.

➤ *Industries*

Le mobilier collecté dans les sondages autorise à proposer une attribution à la phase récente du Paléolithique moyen pour l'ensemble des séries. Cependant certaines distinctions peuvent être notées.

L'assemblage du sondage BL1, statistiquement peu représentatif, se caractérise par la présence de pièces levallois obtenues selon un schéma unipolaire récurrent parallèle ou convergent. La série ne compte aucun éclat de façonnage de pièce bifaciale.

La série issue du sondage BL6 se singularise par la présence de produits issus d'une gestion de surface, notamment levallois, conduite selon une gestion unipolaire prédominante, et vraisemblablement d'éclats de façonnage de pièces bifaciales.

La petite série collectée dans le sondage CAR4 s'individualise par la recherche de produits allongés, notamment par la mise en œuvre de la méthode levallois récurrente bipolaire opposée. Aucun produit de façonnage de biface n'a été identifié.

La petite série du sondage CAR5 présente quelques affinités avec l'assemblage précédent, notamment la production d'enlèvements levallois selon un schéma bipolaire opposé.

La série collectée dans le sondage CAR6, statistiquement importante, se distingue par la prédominance d'une production d'enlèvements levallois préférentiels, et peut-être par le façonnage de pièces bifaciales.

L'ensemble lithique collecté dans le sondage CAR7 s'avère statistiquement représentatif. Il se caractérise par une production d'éclats prédéterminés et d'enlèvements allongés, où la méthode levallois apparaît bien affirmée. Quelques éclats de façonnage témoignent de l'élaboration de pièces bifaciales. Deux artefacts en quartz attestent le possible recours à des matières premières de substitution.

Caractéristiques	BL.1	BL.6	CAR.4	CAR.5	CAR.6	CAR.7	CAR.8
Débitage discoïde		X					
Levallois récurrent unipolaire	X	X			X		X
Levallois récurrent bipolaire opposé			X	X			X
Levallois récurrent bipolaire orthogonal						X	
Levallois récurrent centripète						X	X
Levallois linéal					X	X	X
Façonnage de pièces bifaciales pressenti		X	X			X	X
Méthode Kombéwa		X	X			X	X

Tab. III. 7 – Caractéristiques principales des ensembles lithiques récoltés dans les tranchées ouvertes entre 2000 et 2003 sur le versant nord de la vallée de la Mare Barré.

La tranchée CAR8 a livré un abondant matériel obtenu selon des schémas opératoires directs, et surtout levallois. La méthode kombéwa est attestée ainsi que le façonnage de pièces bifaciales. Dans ce sondage, les paléolithiques ont introduit et/ou mis en œuvre sur le site des matières premières autres que le silex : le grès, le grès éocène et peut-être le quartz.

Si les sondages pratiqués ne couvrent qu'une surface limitée, certains éléments permettent de proposer quelques hypothèses quant à la nature des sites. Dans la plupart des cas, toutes les pièces participant à la chaîne opératoire ont été collectées, parfois en abondance (BL6 et CAR6). Cette densité et la composition de l'assemblage laisseraient supposer que nous serions en présence d'aires liées à la production d'enlèvements, voire de façonnage de pièces bifaciales (BL6, CAR6 et CAR8). Presque tous les sondages ont par ailleurs livré des artefacts affectés par le feu, à l'exception de BL1, témoignant de la présence d'aires de combustion. Sommes-nous en périphérie d'unités domestiques ou d'aires de débitage, proches de l'habitat ?

Cinq sondages ont en outre livré un mobilier émoussé ou roulé, témoin d'occupations antérieures (BL6, CAR5, CAR6, CAR7 et CAR8).

2.3. SOUS LA PLAGES, LA PLAGES : L'ANSE DE QUÉRY

La plage de l'Anse de Quéry est une plage à dominante sableuse très courte, le platier débutant à environ 70 m du trait de côte. Elle présente la caractéristique de ne pas correspondre à l'exutoire d'un vallon.

Une industrie paléolithique piégée dans un conglomérat ferrugineux entre 0 et +1 m NGF a été découverte par le passé à l'extrême sud de l'anse (Graindor & Scuvée, 1970). Une interprétation à notre sens erronée tant du contexte géologique que de la série lithique avait conduit les auteurs à parler de Cromérien et d'industrie archaïque (Graindor & Scuvée, 1970 ; Scuvée & Alduc, 1981 ; Verague & Scuvée, 1986). Michel *et al.* (1982) en accord avec Elhaï (1963), rajeunissent ces dépôts : le conglomérat ferrugineux n'est qu'un alios formé dans la zone de battement des marées, emballant des reliques de formations marines éémiennes piégées dans le platier. De tels alios sont visibles de-ci de-là sur l'estran.

Les nouvelles investigations n'ont pas permis d'observer ce conglomérat mais ont mis au jour une forte densité de témoins d'occupation associés à des formations marines fossiles.

La position des tranchées est figurée sur la figure III.30 en début de chapitre.

2.3.1. Tranchées S1 et S2

- **Description du profil (fig. III.43)**

A l'extrémité de la tranchée vers la mer, le profil est le suivant :

- 4) 0-40 cm : sable légèrement coquillier actuel ;
- 3) 40-75 cm : **sable fin éolien** ;
- 2) 75-90 cm : **sédiment chargé en géliфраcts de silex émoussés**, sablonneux au sommet, sablo-graveleux à la base ;
- 1) 90- ? : **sédiments sablo-graveleux à litages obliques plans** vers la mer (lits bien classés de graviers, sables grossiers, sables fins).

Les silex taillés se trouvent principalement associés à la couche de transition graveleuse remaniant le sommet de la plage, ou parfois plus franchement à la plage ancienne. Il s'agit donc d'une position secondaire.

Vers le haut de plage (+3,6 m NGF), la tranchée S2 montre 2,1 m de loess sableux supportant un Bt. Les sédiments éoliens reposent directement sur la plage ancienne sans qu'il y ait de couche graveleuse remaniée, seuls quelques géliфраcts de silex épars marquant la base des dépôts. Trois silex taillés ont été récoltés à la base du loess sableux.

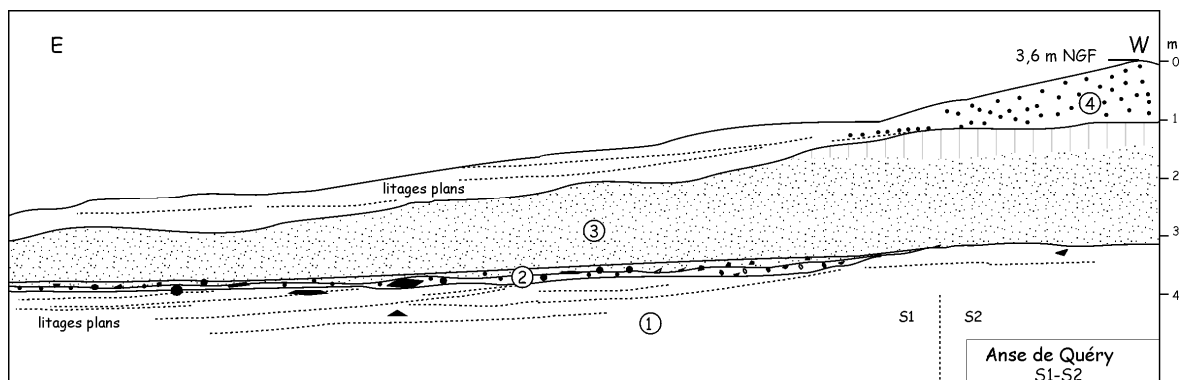


Fig. III. 43 – Profil de la tranchée S1-S2.

- **Industrie lithique des sondages 1 et 2**

Le sondage 1 a livré un ensemble d'artefacts qui se distinguent par leur aspect physique en trois groupes principaux : les éléments "frais" qui comptent pour environ 25 %, les artefacts émoussés qui s'avèrent majoritaires (58 %) et les objets lithiques roulés qui représentent 17 % de l'ensemble (tab. E.27 et 28). Parmi les artefacts de nombreuses pièces sont affectées par le feu. Témoignent-elles de l'existence d'un espace domestique ou d'un incendie naturel après abandon du site ?

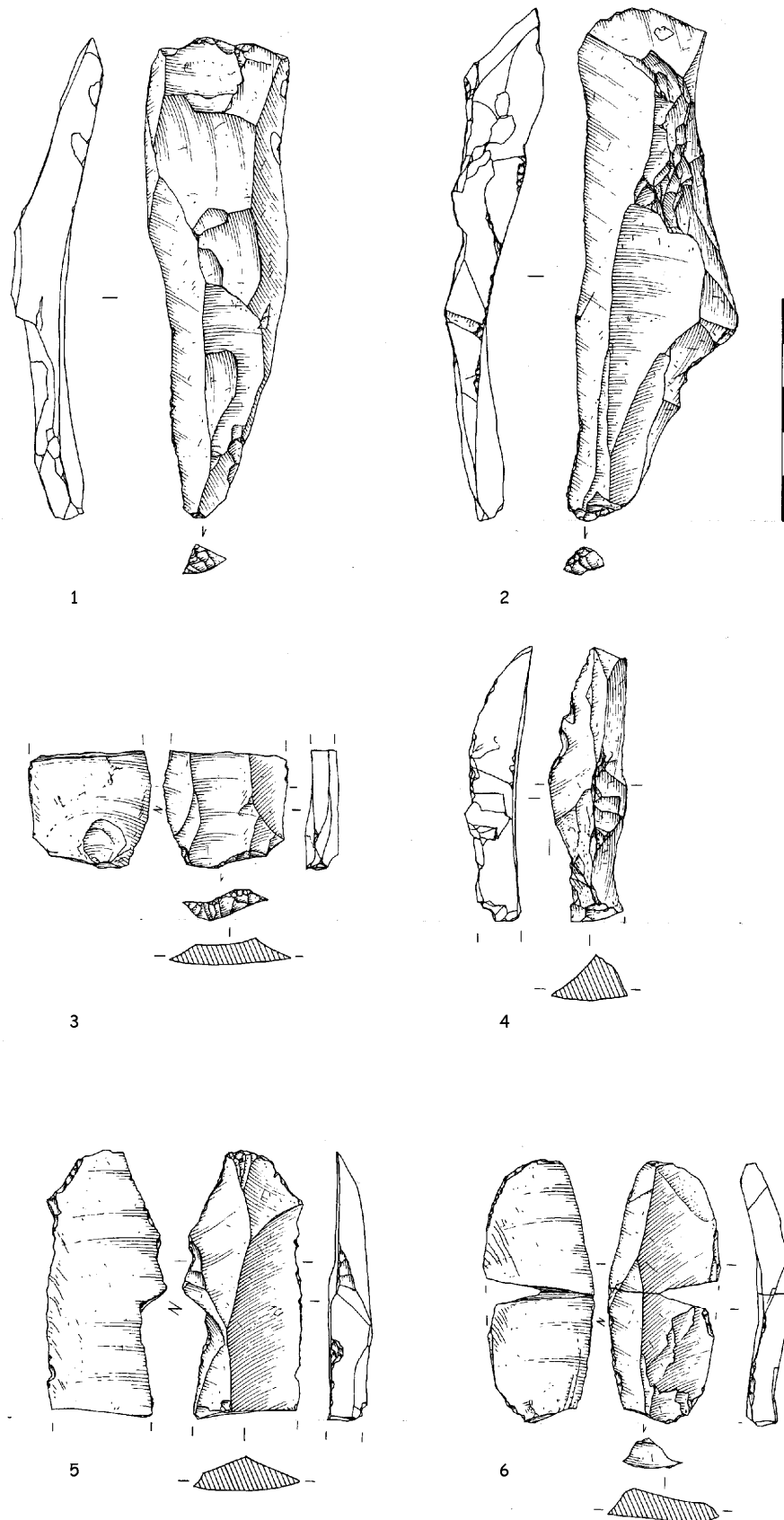


Fig. III. 44 – Anse de Quéry : industrie (dessins P. Alix). Débitage laminaire volumétrique – 1 : lame de plein débitage ; 2 : lame à crête partielle à un seul versant ; 4 : lame à crête partielle. Débitage de gestion de surface – 3, 5, 6 : éclats laminaires.

L'assemblage lithique ne comporte pas d'esquilles, ni de pièces de petites dimensions en raison du remaniement de l'industrie ; cependant celle-ci ne semble pas, à en juger par l'état de surface du matériel lithique, avoir été "déplacée" sur une grande distance.

La série "fraîche" (n : 15 objets) comporte, outre les pièces de décorticage et un nucleus gérant une surface, des enlèvements qui illustrent une gestion de surface (éclats et peut-être lame levallois, éclat kombéwa) et une **gestion volumétrique du débitage laminaire** (éclats laminaires, lames à arêtes parallèles, lame à crête ; fig. III.44).

L'assemblage lithique "émoussé" (n : 34 pièces) présente de grandes similitudes avec l'ensemble précédent. Le débitage levallois y est attesté ainsi que la production de **lames à arêtes parallèles**. Un éclat de quartz illustre la mise en œuvre de roche locale autre que le silex.

Aucun élément n'illustre le façonnage de pièce bifaciale.

Quant à la série roulée, rien n'indique une éventuelle contemporanéité avec les deux ensembles précédents.

L'ensemble n'a livré aucun outil.

Le sondage S2 n'a livré que 3 pièces émoussées dont deux nucleus (tab. E.28). La lecture technologique de ces deux supports de débitage atteste la production d'éclats prédéterminés levallois de gestion centripète et la production d'enlèvements conduits depuis un plan de frappe sur un nucleus à débitage tournant. La série n'est statistiquement pas représentative pour tenter les comparaisons avec l'assemblage issu de S1.

2.3.2. Tranchées S3, S4 : des sables homogènes

- **Descriptions des profils**

Au nord de l'anse, 2 tranchées ont été réalisées sur le haut de plage en limite de végétation, soit autour de +3,6 m NGF (tranchées 3 et 4).

Dans ces deux tranchées, environ 50 cm de sable gris homogène reposent sur le granite : il s'agit alors soit du substrat, soit de blocs parfois plurimétriques emballés dans le sable dont l'épaisseur totale est inconnue. Le sable, contenant des silex taillés épars, est localement chargé en fer et manganèse provenant des eaux circulant au contact du granite proche. Il s'agit d'un sable grossier très bien éolisé. Dans la tranchée S4, sous 40 cm de sable gris, sur une des boules granitiques (probablement le substrat en place), a été récolté un petit ensemble de silex taillés frais, dont un nodule explosé sous l'action du feu.

Ces dépôts sableux de plage sont séparés d'un loess sableux beige par une petite couche de transition (10 cm d'épaisseur) chargée là encore de gélifracts de silex émoussés. Le loess atteint 1,20 m d'épaisseur en S3, sans Bt, mais seulement 50 cm en S4 avec Bt.

- **Industrie lithique**

Le mobilier collecté dans S3 (tab. E.29) s'avère majoritairement "frais". Les quelques objets mis au jour témoignent de la production d'éclats prédéterminés selon un schéma levallois unipolaire.

La série issue de S4 s'avère plus représentative (n : 101 objets ; tab. E.30). Elle comporte essentiellement des pièces "fraîches" (86 %) qui témoignent de toutes les séquences de la chaîne opératoire : nucleus, esquilles, éclats d'aménagement, enlèvements de plein débitage, pièces de décorticage...et même un éclat de retouche.

L'analyse technologique du mobilier atteste une production orientée vers la fabrication d'éclats prédéterminés (**levallois**) selon un schéma gérant une surface et de **lames à arêtes parallèles** issues d'un schéma gérant un volume (lame à crête à deux versants).

De nombreux fragments de silex ayant subi l'action du feu ont été collectés (environ 50 % de la série).

2.3.3. La tranchée S5

La tranchée S5 a été ouverte en 2002 dans le but d'effectuer une datation absolue sur les sables homogènes repérés en S3 et S4 (photo III.26).

La coupe est la suivante :

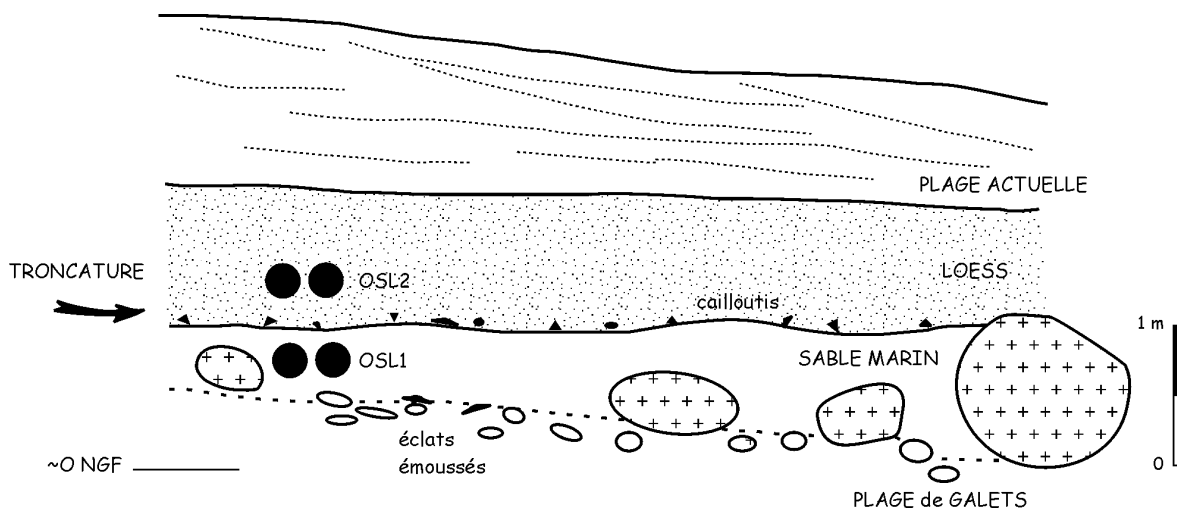


Fig. III. 45 – Coupe de la tranchée S5. Les points noirs indiquent les prélèvements OSL.

Cette coupe diffère des précédentes par la présence d'une plage de galets sous les sables marins. **Le sable (éch. S5/OSL) est assez bien classé et bien éolisé et s'apparente à un sable de haut de plage** (fig. III.40).

Deux datations OSL ont été effectuées :

- **OSL1 : plage de sable, datée à $125,54 \pm 10,82$ ka ;**

- **OSL2 : base des loess sableux, datée à $45,60 \pm 2,66$ ka.**

Entre les dépôts marins et les loess sableux se place donc un hiatus majeur, représentant une durée de 80 000 ans.

2.3.4. Synthèse chronostratigraphique

La séquence de dépôts retrouvée sur la plage de Quéry montre donc des dépôts de plage émiens (litages et granoclassement) recouverts par des dépôts weichseliens d'origine éolienne (en première approche). Une couche de transition, visible surtout en S1, remanie le sommet de la plage en incorporant des apports de gélifractions et de petits galets de silex, ainsi que du loess dans sa partie supérieure. L'épaisseur du loess augmente vers le haut de la plage où le sol holocène est encore visible.

Cette séquence se biseaute vers la mer qui l'érode.

Deux datations OSL viennent caler cette séquence. La plage de sable visible en S5, et corrélée avec les sables de S3 et S4, est datée de $125,54 \pm 10,82$ ka, c'est-à-dire d'un âge début à pléni-émien. Vu leur âge et leur altitude basse, les dépôts conservés à Quéry pourraient donc correspondre à la phase transgressive de l'Émien. Cette situation n'est pas sans rappeler les coupes de Tatihou (Camuzard, 2000) où une formation dunaire du début de l'Émien est conservée sous les formations à galets pléni-émiennes.

La datation effectuée sur les sédiments éoliens sera discutée au cours du chapitre 1, partie IV.

Les cinq sondages ouverts sur l'actuel estran de l'anse de Quéry illustrent la variabilité des industries associées à un paléo-estran, tant sur le plan technologique que sur le plan de la position stratigraphique et du remaniement. La nature des artefacts rencontrés dans les 4 tranchées semble traduire une certaine homogénéité de l'ensemble qui apparaît orienté vers la production d'éclats prédéterminés, exploitant une surface (levallois) et de lames à arêtes parallèles gérant un volume.

sondage	type d'industrie	roulés/émoussés/frais	impact du gel	présence d'esquilles	position strati.	remarques
S1	LEVALLOIS LAMINAIRE	13 / 34 / 15	léger	non	couche de transition	les deux industries indifféremment fraîches ou émoussées
	?	0 / 8 / 3	non	non	plage	
S2	LEVALLOIS	0 / 2 / 0	non	non	base loess	
		0 / 1 / 0	non	non	plage	
S3	LEVALLOIS	0 / 2 / 5	non		sables marins	
S4	LEVALLOIS LAMINAIRE ?	0/17/101	non	nombreuses	sables marins sur boule granitique	émoussés = esquilles

Tab. III. 8 – Caractéristiques des industries de l'Anse de Quéry en relation avec leur position stratigraphique.

Dans les tranchées S1 et S2, l'industrie lithique se trouve soit à la base de la couche de transition, soit plus franchement dans le sommet des sédiments marins. L'absence de petits éléments associés à la mise en œuvre des matières premières siliceuses ainsi que la proportion d'artefacts "émoussés" et "roulés" laissent penser que cette industrie est en position secondaire, suite à une remobilisation liée, soit à la dynamique littorale, soit aux processus de versant à l'origine de la couche à gélifracts de silex. La première hypothèse paraît peu probable dans le sens où la faible proportion de silex roulés exclut que l'ensemble ait subi l'action de la houle. Cependant, les silex taillés ne sont pas gélifractés, ce qui impliquerait la présence d'une couverture sédimentaire protectrice, disparue depuis. Remarquons que la pente faible a probablement induit une dynamique de versant douce.

Ainsi, en ce qui concerne l'industrie de S1 et S2, il semble probable que l'industrie était en surface de la plage à l'époque de la formation de la couche de transition et qu'elle ait été remaniée ainsi que le sommet de la plage par les processus de versant. Il est possible que certains artefacts plus franchement dans la plage éémienne appartiennent à une occupation plus ancienne. L'absence de petits éléments associés à la mise en œuvre des matières premières siliceuses plaiderait en faveur de cette hypothèse, que la proportion d'artefacts "émoussés" et "roulés" semble corroborer.

La période d'occupation se placerait donc entre les stades 5d et 3. Il est d'ailleurs reconnu dans le Nord-Ouest de la France que les industries laminaires du Paléolithique moyen se placent entre les stades 5d et 5a (Antoine *et al.*, 2002). En Cotentin, deux sites ont livré de telles industries : le site de Port-Racine, daté de 70 000 ans et le site du Rozel entre 100 et 115 ka (Cliquet *et al.*, 2003) qui confirment ce phasage.

Dans les sondages S3 et S4, plus haut sur l'estran, l'industrie est protégée dans des sables de haut de plage, à proximité du granite. L'épisode érosif qui a remanié le mobilier du sondage 1 ne l'a pas affecté. Les esquilles et les petits éléments s'avèrent très nombreux, principalement dans le sondage 4. Les assemblages lithiques collectés semblent ne pas avoir été l'objet de transport et de brassage important.

Si la corrélation entre les sables de S5 et ceux de S4 et S3 est valide, ce qui probable vu la proximité des coupes, **l'occupation prendrait place au cours du stade 5e.** Il est exceptionnel de trouver des témoins d'occupation pour cette époque (Speleers, 2000). **Il existerait donc déjà du débitage laminaire volumétrique dès le stade 5e,** observation qui demande confirmation.

Les sondages pratiqués à l'Anse de Quéry n'ont pas permis de retrouver le conglomérat ferrugineux signalé par Scuvée, bien que certaines fosses aient montré un phénomène aliotique au contact des eaux circulant sur le granite (S3).

2.3.5. D'autres sites sur le littoral est

Les dépôts de l'Anse de Quéry se caractérisent donc par une altitude très basse, proche du 0 NGF. Sur le littoral oriental du Val de Saire, deux autres locus permettent d'observer des dépôts marins émiens au contact du platier au niveau des hautes mers : la pointe au nord de la Mare de Montfarville et la Pointe de Fouly sur Réville. Ces deux sites sont en cours d'érosion, la mer exhumant le platier éémien.

➤ *Stratigraphie*

A Fouly, la coupe est composée d'environ 1 m de loess reposant sur un sable marin bien classé, avec entre les deux une accumulation de petits gélifracfs de silex (fig. III.46). Le sable est bien le même que celui conservé de place en place sur le platier et sous les boules de granite, emballant l'industrie (photo III.27). Il s'agit d'un sable éémien de haut de plage moyen à grossier (Md=364 μ m), plus ou moins induré et rubéfié. Le granite se trouve vers 4 m NGF.

L'industrie, dégagée par l'érosion actuelle est très fraîche. Plusieurs locus s'individualisent sans qu'il soit possible d'affirmer qu'il s'agit ou non d'occupations différentes, la position stratigraphique étant la même.

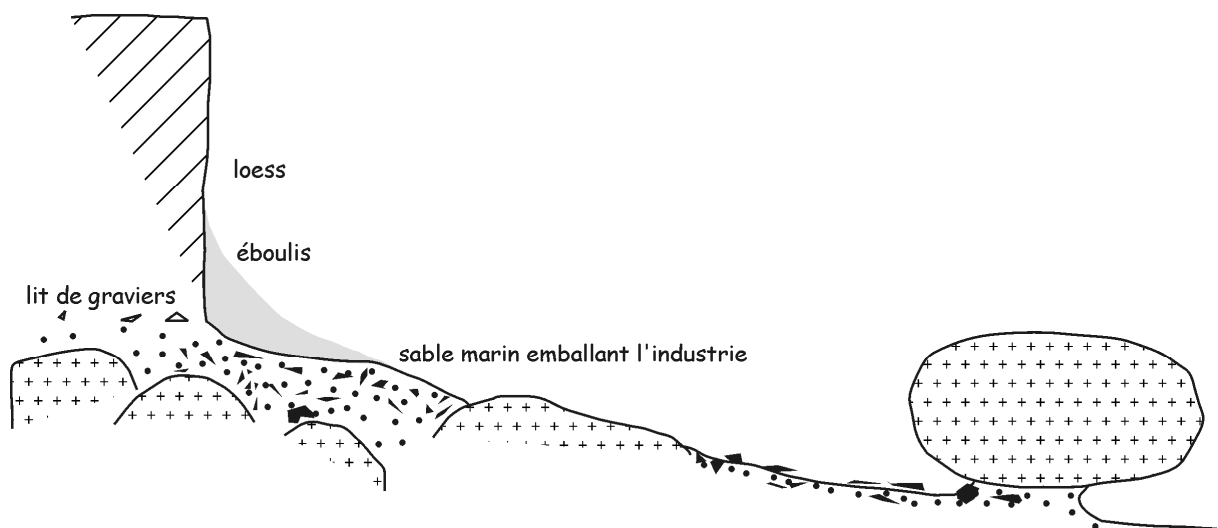


Fig. III. 46 – Position de l'industrie de la Pointe de Fouly.

Sur la pointe au nord de la Mare de Montfarville, un lambeau de sable induré par des oxydes de fer est piégé sur le haut estran, vers 3,5 m NGF (photo III.28). Ces sables emballent des rognons de silex extrêmement gélifracés en place : les éclats de gel sont restés en contact avec les silex dont ils proviennent. Le dépôt sableux n'a donc pas été remanié depuis lors. Quelques silex taillés ont été recueillis dans ces lambeaux. Il s'agit principalement de gros nucleus levallois et de

quelques éclats aux arêtes fraîches et à patine blanche. **Ce lambeau sableux n'est plus qu'un reliquat où sont pris les éléments les plus gros (galets, nucleus).** L'érosion a été forte, que ce soit depuis le début du Weichselien (avant le dépôt du lœss) ou au cours de l'Holocène.

En l'absence de datations absolues, irréalisables du fait de la faible épaisseur de sédiments et de la présence de nombreuses boules granitiques, il est impossible de déterminer si les dépôts conservés sont transgressifs ou régressifs.

➤ *L'industrie*

• **La Mare de Montfarville**

Le site de la Mare à Montfarville a livré deux petites séries (tab. E.31), l'une est constituée de 15 artefacts d'aspect frais, l'autre de 12 pièces émoussées ou roulées.

La série "fraîche" se caractérise par "l'abondance" des nucleus (6 pièces sur 15). Ces derniers regroupent essentiellement des supports de débitage gérant une surface (nucléus à débitage direct, nucléus levallois). Le débitage témoigne aussi de la volonté de produire des enlèvements prédéterminés dont des éclats levallois préférentiels. Aucun outil n'a été reconnu.

L'ensemble "roulé / émoussé" s'individualise par une bonne représentation des pièces de décorticage, secondairement par des éclats de plein débitage. La méthode levallois est attestée, le débitage discoïde pressenti.

La faiblesse numérique de ces deux assemblages n'autorise aucune diagnose si ce n'est une attribution au Paléolithique moyen, et ne permet pas raisonnablement de préciser la fonction du site.

• **La Pointe de Fouly**

Plusieurs petits lots d'artefacts ont été collectés à la faveur des prospections et du sondage. Les différents états de surface témoignent d'une évolution taphonomique distincte des mobiliers lithiques. Certaines pièces sont "roulées" (n : 5 ; tab. E.32), d'autres ont un aspect "émoussé" (n : 17 ; tab. E.33), enfin la plupart sont "fraîches" (n : 230 ; tab. E.34).

○ Les pièces "roulées"

Parmi les 5 pièces roulées collectées figurent trois petits éléments, un éclat de décorticage et un enlèvement levallois.

○ Les pièces "émoussées"

La série ne compte que 17 pièces, issues de 4 lots différents. Notons simplement, outre la présence d'éclats levallois, l'existence d'un nucléus de débitage tournant géré depuis un plan de frappe.

- La série "fraîche"

Ces enlèvements à l'aspect physique "frais" proviennent de 6 lots dont un principal (locus). Bien que tous ces artefacts proviennent des sables, rien n'indique une contemporanéité ou l'appartenance à un même niveau archéologique de l'ensemble récolté.

Seuls les lots issus du locus principal et de la concentration de produits lithiques située au nord du blockhaus sont pertinents, les autres ensembles, statistiquement non représentatifs, ne donnant qu'une tendance générale.

Parmi les constantes figure la provenance de la matière première. Tous les artefacts possédant des plages corticales attestent une origine littorale des galets mis en œuvre (cortex nettoyés, coups d'ongles, apophyses érodées et patinées).

La série du locus principal (n : 129 pièces) apparaît constituée d'éléments issus de l'ensemble des chaînes opératoires de débitage : entames, éclats de décortilage, produits de plein débitage dont les enlèvements prédéterminés (levallois, discoïde, et kombéwa), éclats d'aménagement et d'entretien et nucleus. Ceux-ci sont nombreux (6%), ainsi que les produits de plein débitage (34 %). Ces derniers sont dominés par la production d'éclats levallois (72 % du plein débitage) ; les lames sont présentes (13,5 %) ainsi que la technique Kombéwa (1 enlèvement).

Deux éclats fins cintrés détachés par percussion tangentielle pourraient témoigner du façonnage de pièces bifaciales (?). La série comporte une pièce bifaçoïde de petites dimensions qui n'est pas sans rappeler le matériel collecté par Voisin à Bretteville-en-Saire.

L'outillage ne comporte qu'un racloir latéral simple convexe et deux éclats affectés d'une encoche. Ces trois "outils" sont aménagés sur des éclats de décortilage !

L'ensemble collecté au nord du blockhaus (n : 50 pièces) semble comporter davantage de "rebuts" de taille, notamment des nucleus (10 %), des pièces d'épannelage et de décortilage (43 % du débitage) ainsi que des esquilles, des petits éléments et des débris (14 %). Parmi les produits de plein débitage, les enlèvements levallois (19 %) et les produits laminaires (3 %) s'avèrent peu nombreux, à la différence des éclats de gestion de surface (24 %), notamment issus de nucleus discoïdes. Les produits laminaires et levallois paraissent avoir été otés de l'ensemble, comme tendrait à le démontrer la dichotomie existant entre les types de chaînes opératoires attestées par la lecture technologique des nucleus, à leur état ultime d'exhaustion, et les produits de débitage qui leurs sont associés.

- Bilan et diagnose

L'analyse globale des 6 lots de mobilier collectés à la Pointe de Fouly confirme les observations conduites sur les deux séries principales, à savoir :

- une bonne représentation des nucleus (8 %), des éclats de décorticage et de mise en forme des supports de débitage (37 %) ;
- une production dominée par les éclats prédéterminés, notamment levallois (30 %) ;
- un débitage laminaire affirmé (6 %) ;
- la présence d'éclats kombéwa ;
- la pauvreté en outils.

En somme, la mise en œuvre des galets de silex littoraux est orientée vers la production d'éclats prédéterminés, principalement levallois, secondairement discoïdes. Les nucleus témoignent d'une gestion de surface majoritairement unipolaire, parfois peu élaborée bien que par essence levallois (débitage direct). Le tailleur utilise directement la morphologie du bloc sans avoir à mettre en place les convexités distales et latérales. Après obtention de quelques éclats, les enlèvements rebroussement faute d'entretien de la convexité distale et le nucléus est abandonné.

Cependant les nucléus levallois "classiques" et discoïdes apparaissent relativement bien représentés (12 nucléus sur 20). Les enlèvements levallois attestent une gestion unipolaire prédominante. Quelques lames et lamelles figurent au sein de l'assemblage lithique. Il s'agit principalement de produits longs obtenus par gestion de surface, comme pour la production d'éclats.

La présence de tous les éléments participant à la production d'éclats, de quelques éclats de façonnage de pièces bifaciales et d'un biface plaident en faveur de vestiges d'aires de production, peut-être située à proximité d'une unité d'habitation. Les quelques artefacts affectés par le feu rencontrés semblent corroborer cette hypothèse.

Ces séries lithiques témoignent d'une ou de plusieurs occupations datables du début du Dernier Glaciaire, et s'apparentent aux nombreuses séries collectées sur le littoral du Val de Saire. Le recours à la TL sur silex chauffés permettra peut-être de préciser l'attribution chronologique de ces assemblages lithiques.

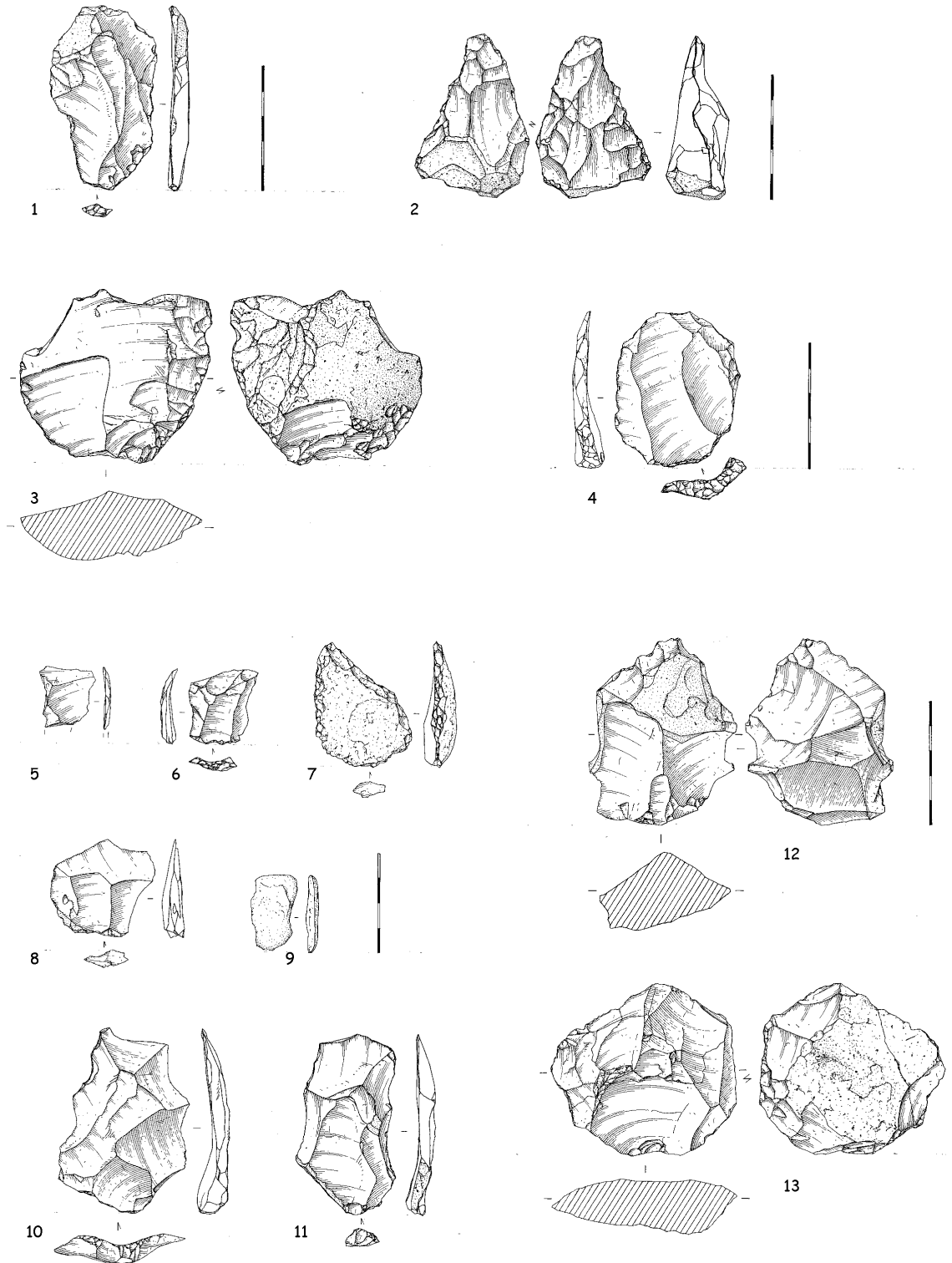


Fig. III. 47 – Industrie de la Pointe de Fouly (dessins P. Alix). 1, 4 : éclats levallois ; 2 : pièce bifaçoïde ; 3 : nucleus levallois sur éclat ; 5 et 6 : éclats d'aménagement ; 7 : racloir double convergent sur éclat cortical ; 8, 10 et 11 : éclats de plein débitage levallois ; 9 : éclat en grès ; 12 : nucleus de gestion de surface mixte avec une face en débitage levallois croisé et l'autre en débitage direct ; 13 : nucleus levallois bipolaire.

2.4. CONCLUSIONS

Le secteur de la Houe-Landemer est remarquable par la présence de deux plates-formes marines supportant toutes deux des occupations paléolithiques.

La PF II est caractérisée par la conservation de dépôts marins dans des couloirs granitiques qui s'ouvrent vers 16 m d'altitude. Vers l'est, cette plate-forme s'abaisse jusqu'à une altitude de 10-12 m. La rupture entre les PF II et IIbis décrite par ailleurs n'est ici pas visible.

La station à bifaces de la Houe, située sur la bordure de la PF II, et l'espace du blockhaus (V_A) situé légèrement en contrebas, témoignent d'un système de production fondé sur la coexistence de plusieurs schémas opératoires de débitage et d'une chaîne de façonnage de pièces bifaciales. Les débitages clactonien, discoïde et levallois y ont été reconnus, ainsi que la méthode kombéwa. Ces deux ensembles pourraient être rapportés à la phase ancienne du Paléolithique moyen et présentent quelques affinités avec les séries charentiennes du Saalien.

Les tranchées réalisées sur le versant de la Mare Barré et dans l'Anse de Quéry ont mis en évidence de fortes variations dans l'altitude du platier fossile de la PF I (de l'ordre de 7 m), mises en relation avec la position par rapport au paléo-rivage. Rien ne permet de penser qu'il existe deux plates-formes distinctes. Les épaisseurs de dépôts marins conservées et la dilatation des séquences pédo-sédimentaires sont variables. La présence de galets à la base de la coupe CAR6 témoigne de variations dans l'énergie de dépôt entre l'Éémien et l'Actuel, probablement dues à une configuration différente du littoral. Les coupes de la carrière et du blockhaus ont en effet montré que la mer pénétrait dans cet espace à l'Éémien, sans que l'on sache sur quelle distance.

L'occupation de BL6 semble antérieure à celle de CAR6, bien que les industries soient semblables sur le plan technologique et sur celui des matières premières utilisées.

L'image que l'on retire de cet ensemble de découvertes est celle d'un littoral abrité accueillant une forte densité d'occupations, qui ne sont cependant pas toutes strictement contemporaines. Vu les interprétations chrono-stratigraphiques proposées, il apparaît que seules les occupations contenues dans S4 et dans BL6 dateraient du stade 5e et correspondraient à des occupations en bordure du littoral.

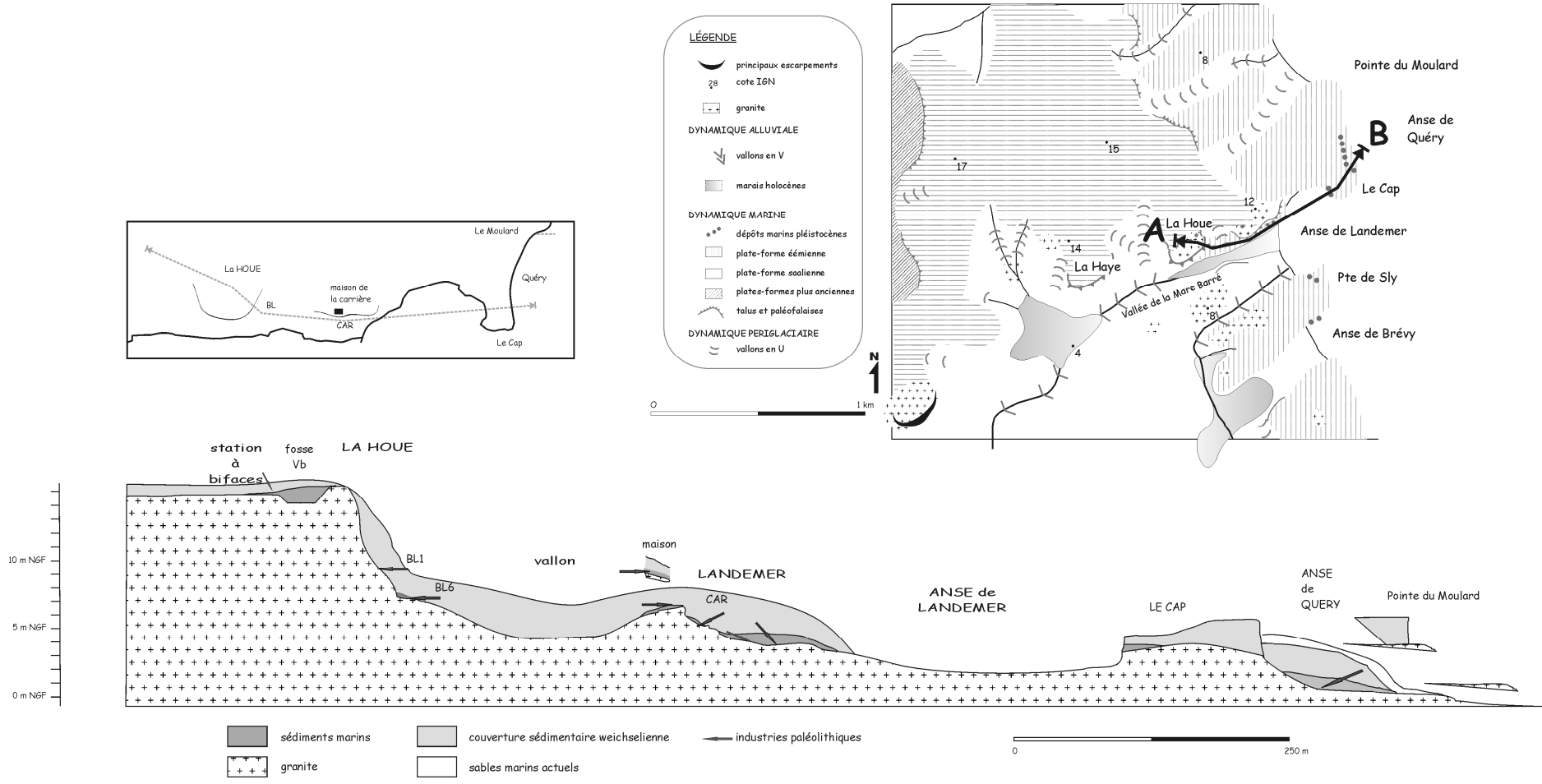


Fig. III. 48 – Transect schématique La Houe-Quéry montrant l'étagement des plates-formes fossiles et la position des industries.

CONCLUSIONS

Les secteurs de Fermanville et Montfarville apparaissent très différents dans l'organisation du relief et la répartition des dépôts marins, tant pour l'actuel que pour les plages fossiles.

L'Anse de Port-Lévi à Fermanville montre des plages à galets perchées bien au-dessus des hautes mers actuelles tandis que Montfarville présente un littoral bas où de petites microfalaises limoneuses bordent une plage de sable.

Cependant, les sondages pratiqués à Montfarville plus dans l'intérieur des terres ont montré qu'il n'y avait en fait pas de différences dans les altitudes maximales atteintes par le niveau marin éémien. Le contraste est apparent du fait de la position du trait de côte actuel par rapport au trait de côte éémien. Les dépôts marins sont donc moins bien conservés (en superficie) sur Fermanville, ce qui implique un potentiel de découvertes archéologiques moindre et qui diminue d'année en année du fait de l'érosion littorale.

Sur le plan des occupations humaines, la densité est forte dans les deux secteurs. Les sites découverts sur Fermanville (Bruley, Grosse Butte...) forment cependant de plus petits ensembles que celui du versant de la vallée de la Mare Barré à Montfarville. Dans ce dernier secteur, l'occupation est dense et correspond probablement, bien que nous n'ayons eu un aperçu qu'en tranchées, à un site d'habitat. L'industrie de la Houe reste unique par ses affinités avec les industries charentiennes et l'emploi de la méthode clactonienne. Bien que saalienne, elle est très différente des industries de Port-Pignot et Gouberville.

Les séquences de couverture sont également différentes en particulier en raison d'une topographie plus douce sur Montfarville, entraînant un potentiel gravitaire moindre. Ainsi, à Montfarville les dépôts de pente ne sont pas des heads à blocs mais des dépôts loessiques ou sableux remaniés.

QUATRIEME PARTIE : MORPHOGENESE CONTINENTALE ET RELATIONS AVEC LES PLATES-FORMES

" En nombre d'endroits le permafrost a des centaines de mètres d'épaisseur et est recouvert d'une épaisse couche de terre sur laquelle poussent des arbres. Comment cet amalgame de glace, de roches et graviers, de restes d'animaux et de végétaux est-il arrivé là ?

Certains mammoths retrouvés dans le permafrost avaient encore de la nourriture subtropicale en bouche. Comment et par quoi ont-ils été surpris ?"

élucubrations d'un internaute

Nous avons montré que le réseau de drainage et donc les grands traits du relief dépendent principalement du bâti litho-structural, tandis que la morphogenèse marine est responsable du façonnement de plates-formes d'abrasion largement conservées.

Le modelé de ce relief se fait quant à lui sous l'influence première du climat.

Le Quaternaire, caractérisé par les alternances glaciaire-interglaciaire, connaît des phases de stabilité du milieu (les interglaciaires, caractérisés par un couvert végétal continu) et des phases de forte activité morphogénétique (les périodes glaciaires). **Le façonnement du modelé se fait ainsi principalement pendant les périodes froides grâce à un potentiel érosif plus élevé** (précipitations, gel et couvert végétal restreint ou absent).

Dans nos régions, les périodes froides correspondent à un climat périglaciaire, caractérisé par de longues périodes de gel alternant avec des phases de dégel. Plusieurs dynamiques se mettent alors en place : dynamiques de versants commandées principalement par la gélifraction et la solifluxion, dynamique de cryoturbation dans les sols, dynamiques fluviales marquées par des hauts débits et une capacité érosive importante, dynamique éolienne lors des phases sèches permettant la déflation. Ces processus président à l'élaboration d'un modelé périglaciaire dont certaines formes ont perduré jusqu'à l'époque actuelle.

Le chapitre 1 présentera donc les dépôts liés aux dynamiques de versants, ainsi que la couverture éolienne recouvrant le Val de Saire.

Les alternances glaciaire-interglaciaire contrôlent également les variations du niveau marin et le comportement des cours d'eau, auxquelles les basses vallées s'avèrent particulièrement sensibles. Le chapitre 2 exposera dans quelle mesure les cours d'eau ont incisé le substrat lors des phases régressives et décrira les conséquences de cette incision sur le fonctionnement des basses vallées en période interglaciaire, lors des phases transgressives et pendant les hauts niveaux marins en prenant l'exemple de la période holocène.

CHAPITRE 1 : DYNAMIQUES PERIGLACIAIRES : VERSANTS ET COUVERTURE EOLIENNE. LA SEQUENCE WEICHSELIENNE DU VAL DE SAIRE

En début et en milieu de période glaciaire, se place une phase froide et humide au cours de laquelle les versants, caractérisés par un fort potentiel gravitaire, sont déstabilisés et sont le lieu de mouvements de matériaux donnant des dépôts de pente détritiques.

A cette période de dégradation des reliefs qui s'exerce tant aux dépens des versants des cours d'eau qu'aux dépens des falaises littorales, succède une phase d'ennoiement généralisé sous des apports éoliens qui uniformise la topographie et qui correspond à un climat plus sec.

Cette couverture se compose de loess, sables limoneux ou sables de couverture, dont l'homogénéité sur une grande distance, indépendamment de la diversité des substrats, et le bon classement témoignent de l'origine éolienne (Antoine, 1990 p. 25). Une zonation granulométrique, bien connue dans le nord-ouest de l'Europe (Paepé & Sommé, 1970 *in* Antoine, 1990), s'observe en fonction de la distance aux sources (en l'occurrence les paléo-estuares et les fonds exondés de la Manche et de la Mer du Nord, Lautridou, 1985). La fraction dominante d'un loess typique se place entre 10 et 50 μm (limons ou silts) (Lautridou, 1985), tandis que la médiane des sables de couverture atteint 100 à 150 μm (Lautridou *et al.*, 2000). La teneur en argiles d'un loess est de 10 à 20 %. Les sédiments éoliens de ce type sont composés essentiellement de quartz, accompagnés de feldspaths et micas. La teneur en carbonates est variable.

La sédimentation éolienne prend la relève des dépôts de pente dans un continuum parallèlement aux modifications climatiques. La séquence dépôts de pente - loess doit donc être considérée dans son ensemble pour en comprendre l'enregistrement. En domaine littoral, sa mise en place débute lorsque la dynamique continentale prend le relais de la dynamique marine du fait de la régression. Pour le dernier cycle, elle débute ainsi à la fin de l'Éémien pour se terminer lors de la stabilisation du milieu au début de l'Holocène, grâce à des conditions climatiques favorables à l'établissement d'un couvert végétal protecteur et au retour de la mer qui recouvre les zones de déflation.

Les caractéristiques de la séquence weichselienne du Val de Saire – séquence très peu dilatée, granulométrie souvent sableuse¹ – rendent difficiles les corrélations avec les séries loessiques épaisses et complexes des régions limitrophes situées plus à l'est (Haute-Normandie, Somme) dont le cadre

¹ Les sédiments éoliens du Val de Saire étant généralement des sables fins ou des silts grossiers, nous emploierons souvent le terme de loess sableux.

chronostratigraphique est aujourd'hui bien établi (Lautridou, 2003 ; Antoine *et al.*, 2002). En particulier, l'absence de paléosols bien exprimés nous prive d'un marqueur stratigraphique majeur.

Quelles corrélations peut-on alors établir entre ces deux types de séquences si différents ? Les loess et sables de couverture du Cotentin appartiennent-ils tous au Pléni-glaciaire supérieur, comme il est généralement admis (Camuzard, 2000 ; Lautridou, 1985 ; Lautridou *et al.*, 2000...) ?

1.1. DYNAMIQUE DE VERSANTS ET DEGRADATION DES RELIEFS

L'activité périglaciaire s'exerce principalement aux dépens des versants, caractérisés par un fort potentiel gravitaire. Les processus de versants auront un impact variable et s'exprimeront selon des modalités différentes suivant la lithologie et les matériaux disponibles et l'exposition. Certains dépôts, comme le Trias meuble, seront par exemple plus sensibles à la solifluxion, tandis que les reliefs granitiques fourniront des blocs anguleux et des stocks d'arène.

1.1.1. Séquences de versants dans les vallées

➤ *Coupe de la carrière des Planques de Cherbourg*

Une coupe a été observée dans la vallée de la Saire à la faveur d'une carrière dans les Arkoses cambriennes du Becquet (fig. IV.1), ouverte en rive droite près du carrefour des Planques de Cherbourg (carrière des Bruyères, commune du Mesnil-au-Val).

Sur l'ensemble de la carrière, les arkoses sont fissurées et feuilletées (schistosité varisque).

En haut de pente (profil 1), des plaquettes de 15 à 20 cm de longueur sur 5 à 10 d'épaisseur s'individualisent et sont fauchées vers le bas de pente (photo IV.1). L'inclinaison des plaquettes diminue vers le sommet du profil, tandis que le calibre des blocs s'affine et que la teneur en matrice de l'ensemble augmente.

Plus bas sur le versant, les plaquettes altérées dans la masse s'organisent parallèlement à la pente (10 à 15°) et forment parfois des convois de blocs (profil 3). Dans ce même profil s'observent des loupes de glissement emportant des géli-fracts d'arkoses emballés dans une matrice sableuse issue de la désagrégation de la roche (bouillie périglaciaire). Elles reposent sur des sables lités et cryoturbés.

Le sommet de la séquence est constitué de colluvions limoneuses mêlées de galets triasiques. Seul le profil 3 montre une poche de loess relativement propre.

Le front de taille perpendiculaire à la pente recoupe un chenal d'environ 10 m de largeur, atteignant 5 m de profondeur et comblé par des sables arkosiques lités (photo IV.2). Les colluvions à galets triasiques y sont biseautées.

Géli-fraction, loupes de géli-fluxion, fauchage du substrat vers le bas de pente,... témoignent de l'activité périglaciaire responsable de la mise en place de cette séquence de versant.

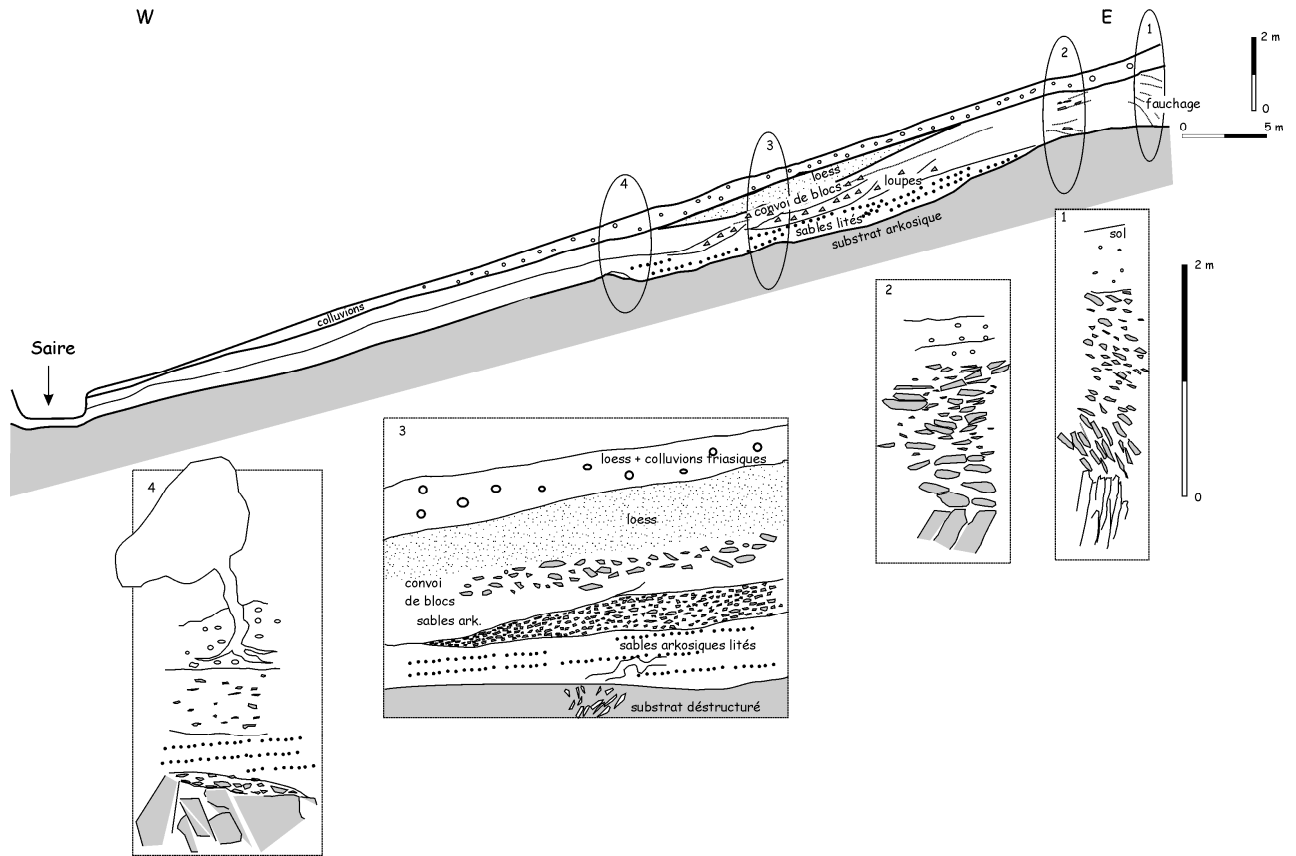


Fig. IV. 1 – Coupe de la carrière des Planques de Cherbourg.

➤ **Coupe de Gonneville**

Observée à la faveur de travaux de construction, cette coupe se situe en rive gauche de la vallée de la Saire, dans la partie haute du versant (photo IV.3).

Le substrat est constitué de siltites et grauwackes briovériens fauchés vers le thalweg. Au-dessus s'accumule une séquence complexe où intervient la décantation et/ou le ruissellement d'un matériel sableux très micacé (couche 4) sur la contre-pente d'une masse issue de l'altération et de la gélifraction des schistes (couches 1 à 3).

Le matériel basal (1) remanie des schistes altérés. Dans le détail, il semble y avoir deux lobes emboîtés. Au-dessus, la couche (2) est constituée d'une matrice silto-argileuse pulvérulente issue de la désagrégation complète de la roche emballant des fragments de roche centimétriques encore solides. La couche 3, sablo-caillouteuse, montre une couleur lie de vin (10R 2/2), marqueur de l'altération infra-triasique.

Ces 3 couches sont recouvertes par un ensemble caillouteux puis sableux atteignant 60 cm d'épaisseur (couches 3 et 4), qui comble la dépression créée à l'arrière des lobes de solifluxion. Les sables, extrêmement riches en micas blancs, contiennent quelques lits d'argile oranges ou roses.

L'origine de ce matériau micacé est probablement à rechercher au sein même des formations briovériennes.

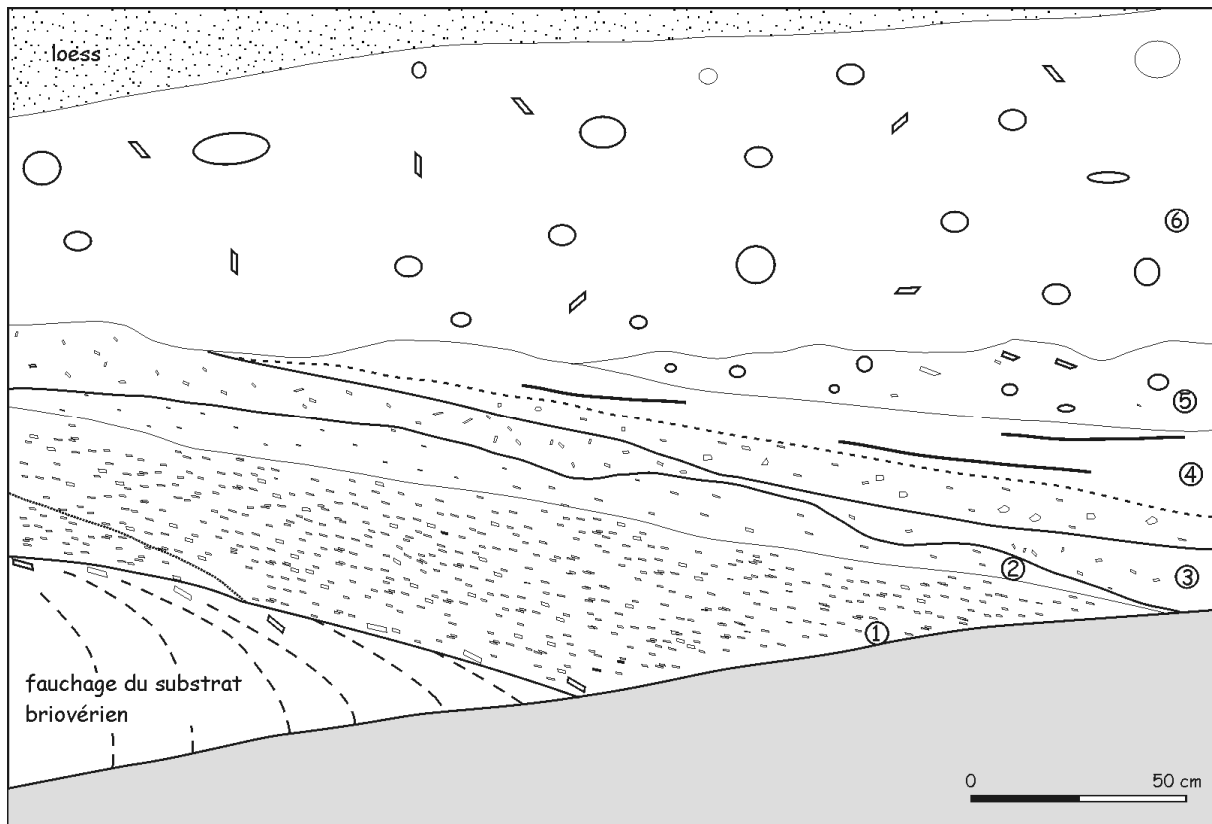


Fig. IV. 2 – Coupe schématique de Gonneville (fragment).

L'ensemble est tronqué par des colluvions triasiques massives, organisées en deux paquets : l'un (5) jaune (2,5Y6/6) avec petits galets de quartz et quartzite, encore très chargé en débris de schistes, l'autre (6) rouge (5YR4/8 à 7,5YR5/8) dominé par les galets triasiques parfois de grande taille. Le contact entre ces deux masses est franc et horizontal.

Le tout est recouvert par 1 m de loess et recoupé par la topographie actuelle du versant.

➤ *Observations sur les altérites briovériennes*

Les formations schisteuses briovériennes sont le matériau parent d'altérites épaisses aisément mobilisables sur les versants : altérites argileuses infra-triasiques et miettes de schistes "saines" issues de la gélifraction. Ces manteaux s'étalent sur les versants à la faveur des processus de solifluxion et masquent le substrat.

Dans la vallée de la Saire et de ses affluents, le haut des versants est fréquemment recouvert d'une épaisseur d'altérite infra-triasique qui peut atteindre 2 à 3 mètres (photo IV.4). Les bas de versants sont occupés par des manteaux de gélifractions saines de faible épaisseur résultant de la gélifraction périglaciaire.

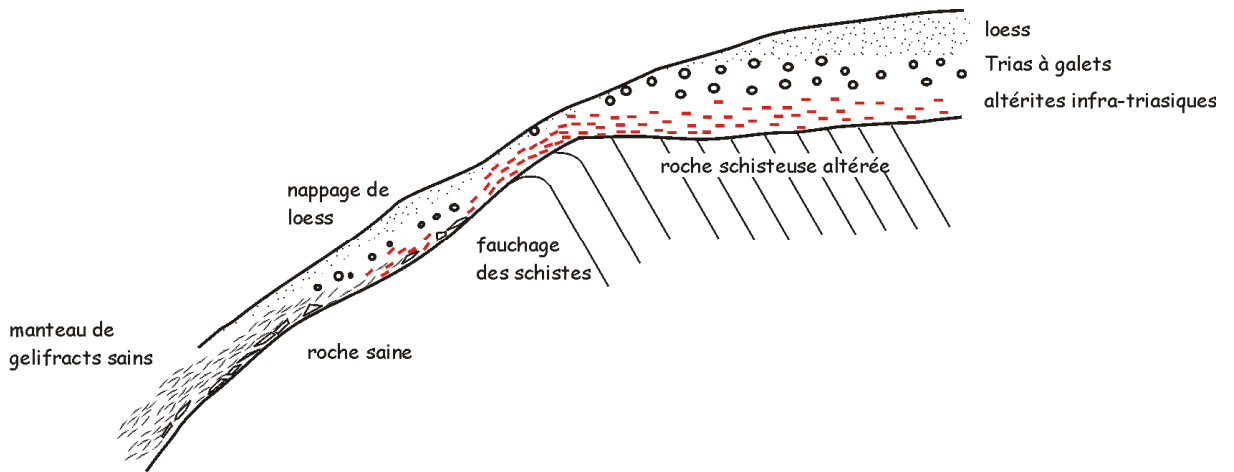


Fig. IV. 3 – Schéma montrant l'organisation des dépôts de pente en domaine briovérien.

Les principaux témoins d'altérite infra-triasique sont signalés sur la carte géologique (partie I).

➤ *Coupe de la Noire Vallée*

La Noire Vallée est une petite vallée très encaissée entaillant le rebord du plateau triasique de Carneville. Une ancienne carrière à flanc de vallée montre une forte épaisseur (2 m visibles) de sables quartzeux lités contenant des graviers roulés et quelques galets dans la partie supérieure.

Ces sables sont issus de l'altération et de la désagrégation du Trias consolidé, comme en témoignent les teintes rouges, jaunes ou verdâtres, et ont été ruisselés sur la pente.

1.1.2. Décapage des sommets de versants sur les ruisseaux côtiers

Le paragraphe précédent a exposé quelques cas de séquences sédimentaires de versant, pris en particulier dans le bassin versant de la Saire.

Cependant, il existe de nombreux cours d'eau dont les versants sont dénudés. C'est le cas de la majorité des cours d'eau côtiers, depuis le Grand Val jusqu'à la Couplière, dans divers domaines géologiques et géomorphologiques.

La vallée du Grand Val est intéressante à cet égard puisqu'elle présente à l'amont un secteur empâté par les apports loessiques, avec plus de 4 m de loess sur le versant ouest, puis un secteur où les versants rocheux sont à nu, sans couverture loessique ni altérites. Le ruisseau s'écoule entre deux parois rocheuses. La dénudation doit être mise en relation avec le profil longitudinal de la vallée, qui présente une forte rupture de pente vers la mer (fig. I.20, chap. 1, partie I). L'augmentation de la pente du cours d'eau accroît sa capacité érosive et entraîne l'absence de dépôts de pente. L'érosion est d'autant plus efficace que la vallée est étroite.

Dans le Bas-Pays, les hauts de versants sont également dénudés, et laissent voir le granite à nu, souvent arénisé. Ceci correspond à l'incision des cours d'eau dans les plates-formes d'abrasion, dont nous parlerons au chapitre suivant (§§ 2.1.1 et 2.1.2.).

1.1.3. La dégradation des falaises littorales

Les dynamiques périglaciaires affectant l'ensemble des reliefs, il est évident que les falaises littorales connaissent au cours du Weichselien le même sort que les versants des vallées intérieures.

La dégradation des falaises entraîne la formation d'épais dépôts de pente appelés head. Ainsi que nous l'avons vu à Fermanville, en contexte granitique, les séquences montrent généralement plusieurs faciès de dépôt de pente, d'abord fins issus de la mobilisation des altérites et des arènes puis grossiers lorsque la falaise abonde en blocs par gélifraction. Par contre sur la côte est à Montfarville, les pentes plus faibles et l'absence de reliefs à démanteler entraînent l'absence de heads à blocs.

Sur le littoral nord, au niveau de Bretteville-en-Saire un vaste prisme de head s'étend en contrebas de la paléofalaise, dans une disposition comparable à ce qui est observable dans la Hague, bien que l'épaisseur des dépôts soit moindre dans les coupes littorales (5 à 6 m à Bretteville contre 15 à 20 m à Ecalgrain dans la Hague). Cependant, il faut remarquer que le littoral actuel est plus proche de la paléofalaise à Ecalgrain. Les quelques aperçus que l'on peut avoir du sommet du head à la faveur de fondations de maisons montrent un head à blocailles (Arkoses du Becquet) dans une matrice loessique surmonté d'un loess plus ou moins graveleux avec des passées grossières.

Les dynamiques périglaciaires sont donc responsables de la mise en place de séquences de versants dans les vallées, abondées par la gélifraction des roches (schistes briovériens, arkoses cambriennes, arkoses et microconglomérats triasiques....). L'impact des phénomènes périglaciaires est d'autant plus fort que la roche est préalablement altérée. Les fortes pentes existant dans l'intérieur du Val de Saire favorisent les transports sur les versants.

Les falaises littorales subissent également une dégradation et une dénudation poussées à l'origine de la formation de dépôts de head dont le faciès dépend des matériaux présents localement.

Le principal processus actif est la solifluxion, et plus particulièrement la gélifluxion propre aux climats froids.

1.2. LA COUVERTURE EOLIENNE

1.2.1. *Données stratigraphiques*

Les données présentées ci-dessous sont principalement des observations effectuées lors de la réalisation de tranchées visant à atteindre les niveaux marins fossiles. Ces coupes ont été présentées dans la partie précédente (partie III, chap. 2, § 2.2.1.).

➤ *Montfarville, en position de versant*

- **Le secteur du blockhaus**

- Caractéristiques des sédiments éoliens

L'ensemble des coupes est constitué de loess sableux, classés autour de 100 µm à la base et qui s'affinent nettement vers le haut des profils.

Deux stocks peuvent être généralement distingués, en particulier en BL2 et BL6 (observations en lames minces) :

- **à la base, un stock sableux, montrant des litages des faciès vannés**, et marqué par l'abondance des minéraux lourds, en particulier issus du métamorphisme (sillimanite) ;
- **au sommet, un stock silteux massif** caractérisé par des minéraux lourds ubiquistes (zircons, un peu de hornblende).

La proximité du substrat granitique se marque par la présence fréquente de graviers aréniques au sein des sédiments éoliens.

- Modes de dépôt

La structure originelle de dépôt d'un loess est isotrope et ouverte, les grains étant disposés de façon aléatoire, sans orientation préférentielle. La proportion de vides est importante. Toute caractéristique autre témoigne d'une transformation syn- ou post-dépositionnelle (Balescu, 1988).

Or, dans les coupes de Montfarville, les caractéristiques des sédiments montrent que les modes de dépôt ne sont pas exclusivement éoliens.

A une échelle macroscopique, les lits de sables propres granoclassés prouvent l'intervention de processus de ruissellement au cours de la première phase de dépôt. La fraction grossière est toujours un mélange arène fraîche + sable marin + miettes de silex provenant de l'environnement immédiat et dont la pente favorise le transport. L'influence de la pente est également marquée dans le pendage des litages, tant au plan macroscopique que microscopique.

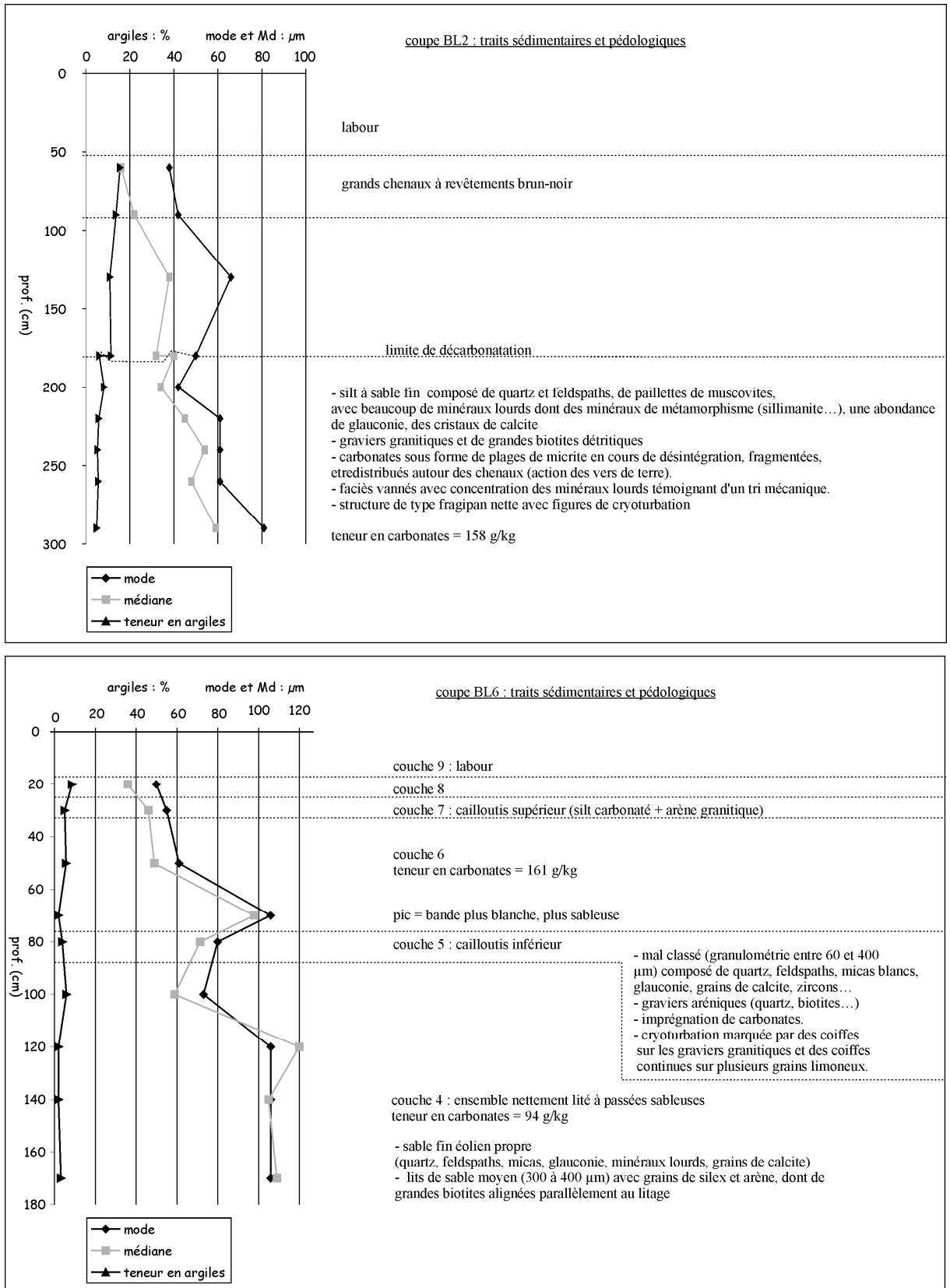


Fig. IV. 4 – Caractéristiques granulométriques et micromorphologiques de la couverture éolienne des coupes BL2 et BL6 dans le secteur du blockhaus.

Au plan microscopique, les lames minces révèlent également des traits sédimentaires¹ significatifs. Dans les coupes observées, la granulométrie de détail du loess est fréquemment caractérisée par une **alternance de lits plus ou moins grossiers** (S, SF ou Silts). Certaines lames minces montrent des **faciès vannés** (BL2, BL5/12), témoins d'un tri soit par le vent soit par l'eau, provoquant la concentration des minéraux lourds et le départ des fines et des grains plus légers. Enfin, des **alignements de biotites détritiques de grande taille** (400 µm à 1 mm) sont visibles dans les échantillons BL6/14 (coupe BL6, couche 4) et BL5/11 (coupe BL5, 1,80 m prof.).

Cet ensemble de caractères témoigne de l'activité de processus de versant au cours du dépôt des sédiments éoliens et/ou d'un dépôt de sédiments éoliens remaniés. L'absence de granoclasses et la présence de la fraction fine pourraient résulter d'un ruissellement diffus. La présence de ces litages grossiers et des apports locaux (sables, arène...) rappelle la coupe observée dans le vallon de Luc-sur-Mer (Coutard *et al.*, 1970 ; Lautridou, 1985 p. 340), où le limon calcaire inférieur contient des lits de cailloutis issus de sables marins anciens et de la gélifraction du calcaire. Le limon inférieur de Luc présente par ailleurs une teinte légèrement orangée attribuée à l'incorporation au sédiment du sol éémien, phénomène que nous n'avons pas observé dans la parcelle du blockhaus.

- Evolution post-dépositionnelle : impact de la cryoturbation

De manière générale, **l'impact du gel sur le sédiment est bien marqué :**

- coiffes sur les grains grossiers et coiffes limoneuses sur plusieurs grains ;
- fissuration ;
- organisation des argiles en réseau polygonal ;
- *sliken slides* ;
- fragmentation de revêtements argileux .

Ces structures ont été pour la plupart décrites par Van Vliet-Lanoë (1988).

Certaines lames minces (BL6, couche 5 par exemple) montrent ainsi des traits de cryoturbation nets : coiffes sur les graviers et surtout *pseudo-platy structure* (Mücher & Vreeken, 1981), c'est-à-dire des petits lits discontinus de fines recouvrant plusieurs grains et situés sur des fentes dues à la glace de ségrégation (Van Vliet-Lanoë, 1988).

- **Les coupes du secteur de la Carrière**

- Caractéristiques des sédiments éoliens

En CAR7 et 8, les sédiments éoliens vont du sable fin au loess sableux. Le sédiment est manifestement ruisselé à la base, sur 40 cm à 1 m d'épaisseur, avec des lignes de cailloutis arénique.

¹ Voir les tableaux d'interprétation des traits pédo-sédimentaires en annexe.

Les sédiments éoliens affectés par la pédogenèse holocène sont quant à eux semblables au stock supérieur de BL6. Les minéraux lourds, assez rares, sont dominés par les zircons et la hornblende.

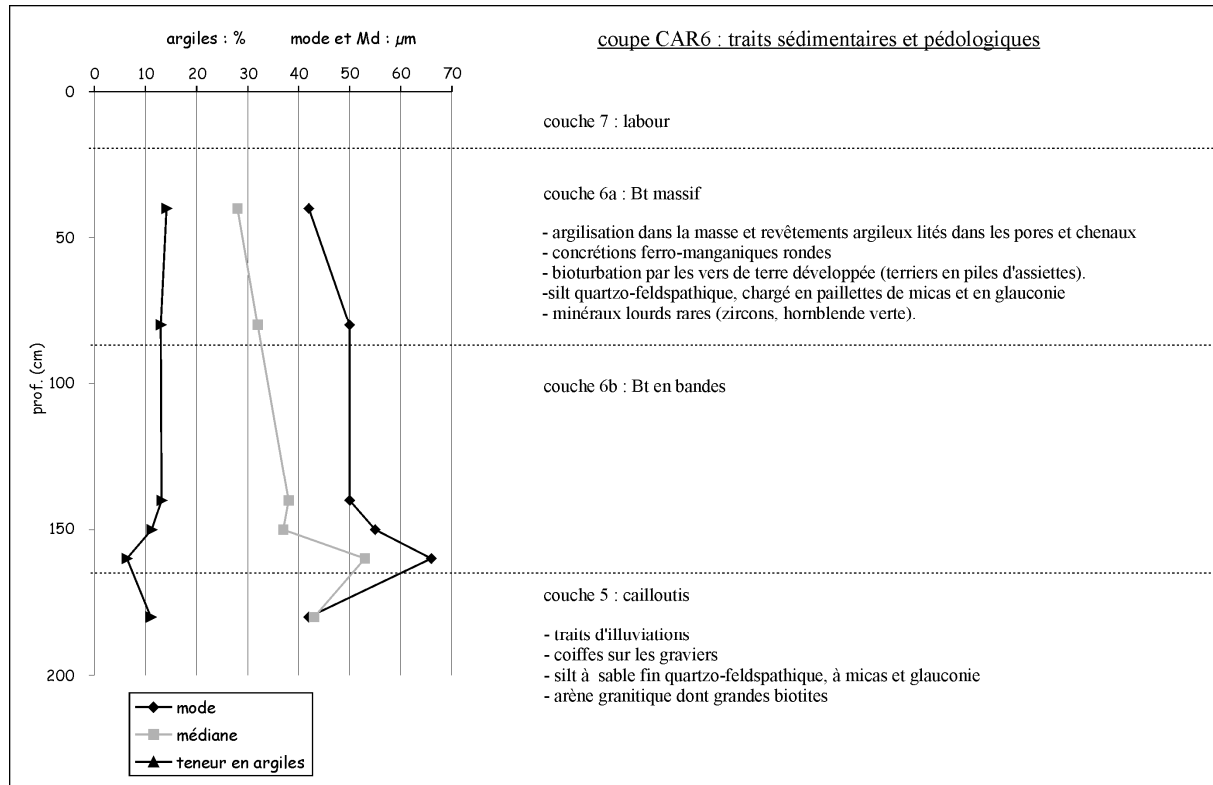


Fig. IV. 5 – Caractéristiques granulométriques et micromorphologiques de la couverture éolienne dans la coupe CAR6.

o Modes de dépôt et remaniements

Les loess sableux reposent en CAR6 sur un cailloutis de base (couche 5). Le dépôt de ce dernier est à l'origine d'un léger démantèlement du sol affectant le sommet des sables géliflués (couche 4). Le gel est très actif et s'exprime par la fracturation des revêtements argileux, l'organisation des argiles, une structure lamellaire... Les sables de la couche 4 sont en outre affectés par des processus de gélifluxion, visible dans l'orientation des glosses lessivées.

Dans les coupes CAR7 et 8, le cailloutis est épais de 10 à 40 cm, très riche en arène fine. Une datation OSL donne une datation erronée ($16,60 \pm 1,02$ ka) du fait des caractéristiques du sédiment (richesse en feldspath, blanchiment insuffisant).

➤ *Saint-Vaast-la-Hougue / Le Fort*

Pour compléter la fouille du site paléolithique de Saint-Vaast-la-Hougue, des tranchées à la pelle mécanique ont été réalisées en 1985 sur la presqu'île de la Hougue, à l'intérieur du périmètre militaire (sondages dits "des tennis" ; Fosse, rapports de fouilles). Le relief de cette petite presqu'île,

comprenant entre autres deux pointements rocheux culminant à 20 m, a permis le dépôt et la conservation d'une couverture éolienne complexe sur le versant exposé à l'est. Les données exposées ici sont issues des documents conservés au Centre de Géomorphologie.

Les coupes des tennis (fig. III.6), qui tranchent les dépôts plaqués sur la moitié inférieure du versant, révèlent une séquence de couverture complexe, résultat d'apports variés et de remaniements multiples (de bas en haut) :

- **dépôts de galets marins à +7,8 m NGF** (cordon de tempête ?) ;
- **dune** de sable fin à moyen épaisse de 3 m et affectée d'une pédogenèse de type sol lessivé avec une **illuviation en bandes** ;
- première unité silto-sableuse. Il s'agit de silts remobilisés par gélifluxion et ruissellement, bruns (7,5 YR 5/6), d'aspect lité, qui viennent raviner la dune sous-jacente ;
- **formations de pente hétérométriques (head à blocs)**, à matrice sableuse à la base et silteuse au sommet ;
- **sablons homogènes d'origine éolienne** s'affinant vers le haut et affectés par la pédogenèse de type sol brun lessivé avec Bt en bandes puis massif.

La coupe du Port-aux-Dames montre également une plage ancienne surmontée d'un ensemble de limons géliflués offrant de très belles structures en crochets, flammes, ondulations typiques de la solifluxion. Ces limons sont localement lessivés. Ils sont recouverts d'un head à matrice sablo-limoneuse puis de silts éoliens.

Sur le chantier I (site paléolithique), la coupe montre

- plage ancienne (épaisseur 30 à 40 cm) ;
- vestiges de dune et de sol lessivé très démantelé ;
- limons sableux géliflués et ruisselés, incorporant des blocs de granite dispersés plus abondants à la base ;
- head remanié par les travaux de fortification ;
- remblai.

Deux datations OSL ont été réalisées cette année au niveau du chantier I dans ce qui s'avère être des limons ruisselés emballant des blocs de granite, par corrélation avec les autres coupes, en relation avec un niveau d'industrie paléolithique bien individualisé lors de la fouille et dont nous avons retrouvé quelques éléments. **Les dates obtenues sont $89,08 \pm 6,38$ ka et $95 \pm 7,85$ ka**. La base du head se place donc dans le Weichselien inférieur, période reconnue par ailleurs pour connaître des phases de colluvionnement/solifluxion "précoces". La fraction limoneuse provient probablement du remaniement de limons sableux saaliens piégés entre les reliefs granitiques de la presqu'île de la Hougue. Cette phase n'existe pas à Port-Racine (fig. IV.12). Cette carence réside probablement dans l'absence de sédiments à déplacer, le site de Port-Racine étant peu favorable à la présence de loess saaliens (exposition défavorable, pentes fortes, position d'éperon). D'autre part, il semble reconnu que

les énergies déployées au Weichselien inférieur étaient encore trop faibles pour attaquer la falaise elle-même.

Sur l'ensemble du site de la Hougue, la série sédimentaire se compose donc :

- d'une plage marine ancienne puis d'une dune sur laquelle se développe un sol lessivé rougeâtre démantelé ;
- de limons bruns géliflués et ruisselés localement lessivés ou hydromorphes, se déposant au cours du Weichselien inférieur ;
- d'un head grossier à blocs de granite ravinant les dépôts antérieurs, à matrice d'abord locale puis éolienne ;
- de sablons et silts d'origine éolienne avec développement au sommet d'un sol brun lessivé.

Limons bruns géliflués et head proviennent de la mobilisation du matériel sur les versants par cryoclastie, gélifluxion et ruissellement et sont attribués au glaciaire ancien weichselien.

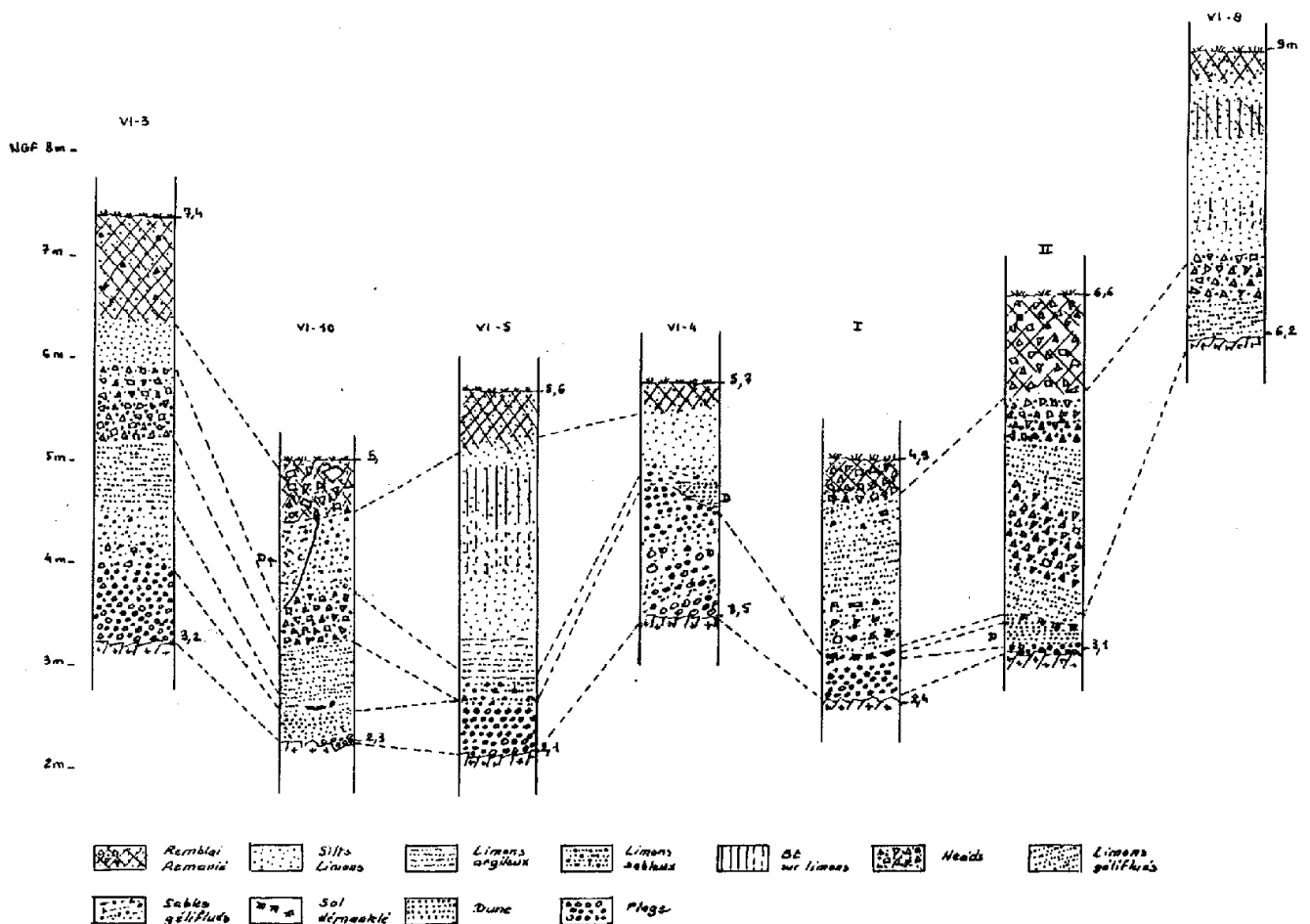


Figure 2

Fig. IV. 6 – Coupes dans les formations quaternaires du Fort de la Hougue (Coutard et al., 1985, inédit).

➤ *Tocqueville – Gatteville : couverture sur dépôts marins anciens et réseau de fentes de gel*

Les tranchées réalisées sur le secteur de Tocqueville - Gatteville recoupent deux plates-formes topographiques étagées d'origine marine décrites dans la deuxième partie. L'épaisseur de la couverture éolienne est variable, avec en particulier une surépaisseur sur le haut de la plate-forme inférieure, dans l'angle mort formé par la paléofalaise.

Dans l'ensemble, la base de la séquence éolienne est sableuse. Elle contient fréquemment des gélifracsts de silex, des petits galets entraînés par solifluxion, sur une épaisseur de 10 à 50 centimètres. Quelques coupes présentent des épisodes de ruissellement dans la moitié inférieure des dépôts (CF4).

Le sol lessivé holocène est diversement développé. L'horizon d'illuviation Bt, souvent en bandes à la base, est plus ou moins marqué.

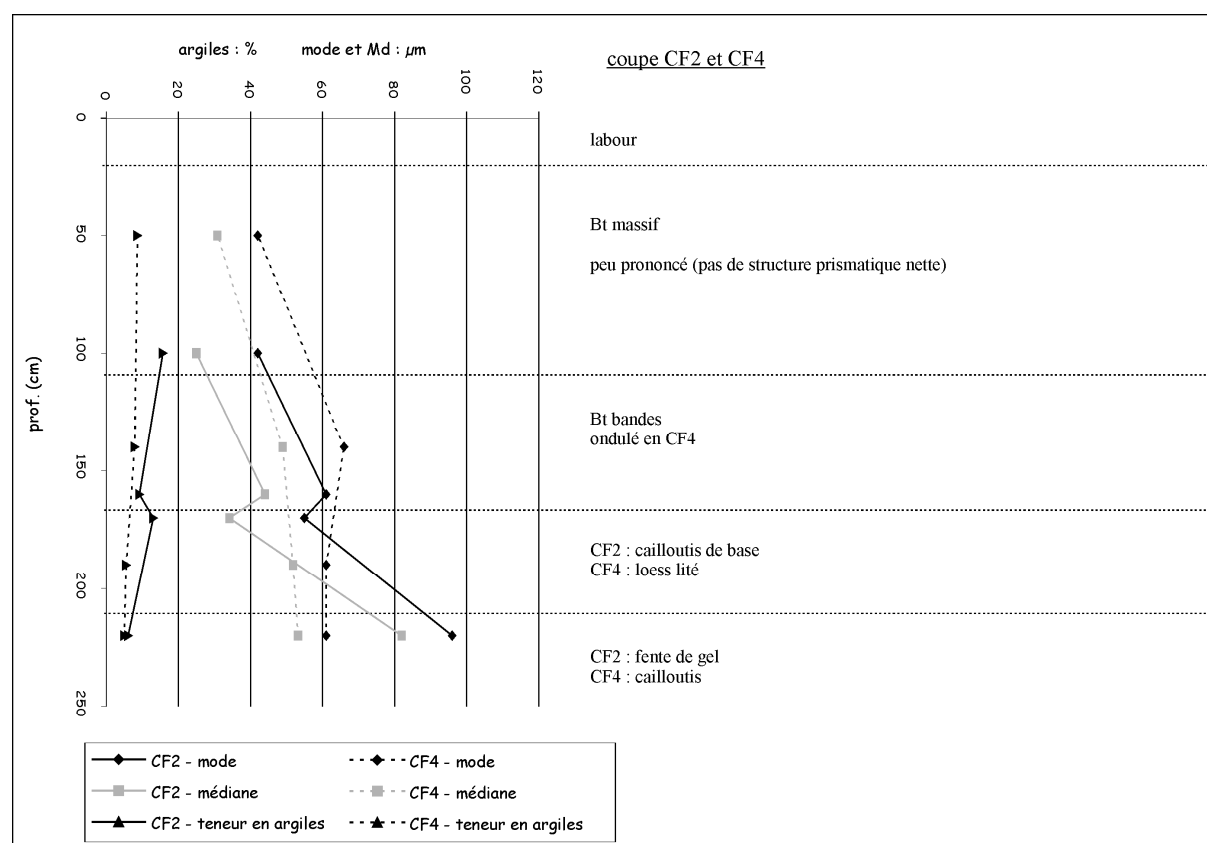


Fig. IV. 7 – Caractéristiques granulométriques de la couverture éolienne dans les coupes CF2 et CF4 (Gatteville-le-Phare).

Dans les espaces explorés à la pelle mécanique, **le secteur du Trésor est le seul à avoir livré un réseau de fentes de gel largement développé.**

Les fentes de gel observées dans TR3 (photo IV.5) et TR1 sont séparées de 50 m environ mais il est impossible de déterminer la taille des polygones vu les conditions d'observation. **La largeur des**

fentes à l'ouverture atteint 20 à 30 cm et leur profondeur plus d'1 mètre. Elles sont comblées par un sédiment éolien sablonneux micacé homogène, de teinte parfois grisâtre.

Les fentes du Trésor sont des structures cryogéniques. Il n'a pas été observé de rebroussement de l'encaissant au contact de la fente, ni de laminations verticales à l'intérieur. Le comblement, éolien et homogène, est différent de l'encaissant. Ces fentes s'apparentent au type "*sand wedge*" ou coin sableux, caractérisé par des lèvres non déformées et un remplissage fin homogène massif, ou peut-être au type "*sand vein*", structure à comblement massif, bordures vives, planaires ou ondulées, et de forme généralement branchue à discontinue (Washburn, 1979 ; French, 1996 ; Murton *et al.*, 2000 – fig. 9 p. 913, types A à C).

Selon French (1996), les coins de sable sont des fissures dues au gel qui se développent sous l'effet de la contraction thermique du sol. En l'absence d'eau susceptible de combler la fissure, celle-ci se remplit de sable éolien, différent de l'encaissant de la fente. Les *sand wedges* sont les témoins de conditions périglaciaires avec pergélisol. Elles se développent généralement dans les régions arides (moins de 100 mm d'eau par an) et sont visibles aujourd'hui dans les régions polaires antarctiques. **Cependant Murton *et al.* (2000) ont observé la formation de *sand wedges* et *veins* sous l'influence de gels saisonniers sans qu'il soit besoin d'un permafrost.**

Lautridou (1985, p. 280) a souligné la rareté des fentes de gel en Normandie. De telles structures fossiles (*sand wedges* et *ice wedges*) se rencontrent dans la région d'Avranches (Lautridou, 1985), de Lessay (Coutard *et al.*, 1991), à Guernesey (Gurney *et al.*, 1998) dans le Massif armoricain, et dans les carrières de Glos (Calvados ; Helluin *et al.*, 1977 ; Lautridou, 1985) et du Mesnil-Esnard (Seine-Maritime ; Lautridou, 1985) pour la Normandie loessique. Les *ice wedges* (coins de glace) et les plus grands *sand wedges* (en particulier lorsqu'ils sont ouverts dans le substrat rocheux) sont considérés comme les témoins de la présence d'un permafrost.

La localisation de ces fentes, uniquement sur cette plate-forme, doit correspondre à des conditions particulières permettant leur développement. French (1996) signale que la formation des fentes dépend du substrat, du fait de variations dans la température du sol : l'ouverture d'une fente dans des argiles nécessite une température moins basse que dans des sables ou des galets. La teneur en argile des dépôts marins du Trésor, plus élevée que celle des dépôts du Champs Fougères, joue peut-être un rôle non négligeable dans cette particularité. Le fait que la couverture soit moins épaisse dans la parcelle du Trésor que dans celle du Champs Fougères, aujourd'hui et peut-être au moment de la formation des fentes doit également être pris en compte, de même que l'altitude.

➤ *Dans l'intérieur : Carneville*

Quelques coupes de loess ont pu être décrites dans l'intérieur des terres. La principale étendue loessique se trouve malheureusement occupée par l'aéroport de Maupertus, ce qui rend toute observation dans ce secteur impossible.

- **Coupe décrite par Coutard & Ozouf en 1974 (*non publiée*)**

coupe sise dans une carrière d'arène

0-35 cm :	horizon brun-noir avec nombreuses racines, composé de limons et sable fin ;
35-65 cm :	brun plus clair, moins de racines, limon + sable fin + graviers de granite ;
65-100 :	limon beige riche en sable fin ;
100 :	sommet de lehm – discontinuité avec quelques langues de solifluxion
100-155 :	lehm ocre rouge avec léger remaniement vers le haut (apport d'arène) ; enduits argileux rouges dans les 20 premiers centimètres ;
155-220 :	limon lité à doublets épais, beige clair/brun rouge ; vers le bas (205-220), sable fin riche en muscovite ;
220-240 :	ligne de cailloux épaisse de 18 à 20 cm avec imprégnation de fer dans les 2 premiers centimètres ; base : sable limoneux, arène, galets de quartz, silex, et granite dont certains avec émoissé éolien ;
240 :	arène granitique.

La médiane des sédiments éoliens se situe entre 25 et 50 μm , ce qui est typique des loess.

- **Coupe de la D 612**

observation lors de la réfection d'un talus routier (point 79 - 2001) :

0 - 40 cm :	horizon de labour (horizon A) riche en matière organique ;
40 - 120 cm :	loess argileux orangé (Bt) ;
120 - 150 cm :	horizon de transition ;
150 - 330 cm :	loess beige non pédogénéisé.

Ces deux coupes montrent que **la couverture loessique peut atteindre une épaisseur importante dans l'intérieur des terres**. A Digosville, une épaisseur de plus de 4 m a également été observée. **Ce sont des loess généralement plus silteux et plus argileux que les loess sableux du Bas-Pays décrits plus haut.**

1.2.2. Caractéristiques de la couverture éolienne du Val de Saire

L'ensemble des informations recueillies nous permet de proposer un schéma général de la couverture éolienne du Val de Saire.

Au cours des périodes froides, le Val de Saire se trouve largement recouvert par une couverture éolienne, comme l'ensemble de la Normandie (Lautridou *et al.*, 2000). L'épaisseur de cette couverture est variable. Faible sur certains plateaux – il s'agit juste parfois d'un saupoudrage – elle peut atteindre 2 à 3 m à Carneville et dans le Bas-Pays, sans compter les sur-épaississements locaux dans les contextes favorables au piégeage et à la conservation des dépôts (vallons sous le vent, angles morts...). L'épaisseur et l'aspect de la couverture éolienne sont d'autant plus variables qu'elle moule une topographie complexe, mêlant plates-formes quaternaires d'origine marine, vallées, vallons

et interfluves, reliefs résiduels de granite, plateaux... Nous sommes loin des grandes étendues homogènes des plateaux normands comme ceux du Pays de Caux.

➤ *Répartition*

La carte fig. IV.8 nous montre l'extension et la répartition de la couverture éolienne, plus étendue que ce qui était indiqué sur la carte géologique au 50 000^{ème} (Graindor & Pareyn, 1969). Seuls les versants des vallées principales sont plus ou moins épargnés, ainsi que certains plateaux comme celui de La Pernelle.

L'épaisseur cartographiée est l'épaisseur minimale déposée puisque dans un grand nombre de cas, les horizons supérieurs du sol ont disparu par érosion.

Les épaisseurs maximales de loess se trouvent dans les espaces situés face à l'est (en particulier pied de l'escarpement de la Pernelle). **Les plus grandes épaisseurs sont dans le Bas-Pays et sur le plateau de Maupertus-Carneville.** Vers le nord-ouest, les dépôts sont plus minces, soit du fait de dépôts moindres (taux de sédimentation plus faible pendant la même durée ou période enregistrée plus courte ?), soit du fait d'une dénudation plus poussée. Par ailleurs, les loess reposant directement sur ou à proximité de reliefs granitiques sont rarement purs et sont mêlés à des apports aréniques graveleux. C'est le cas dans la majorité des coupes littorales de Fermanville.

Certaines vallées comme le Grand Val au niveau du Plat Douet témoignent d'une érosion des loess après leur dépôt : le versant exposé à l'est présente une épaisseur de loess supérieure à 3 m, diminuant rapidement vers le bas du versant. Ceci ne peut être dû qu'à une érosion à la base du versant lors de la reprise des écoulements déblayant les dépôts dans la vallée au Tardiglaciaire ou à l'Holocène.

Les vallons en berceau, qui ont conservé le modelé périglaciaire et n'ont donc pas connu de reprise d'écoulement importante, sont plus favorables à la conservation de l'ensemble de la couverture loessique déposée. Cependant, quelques exemples montrent tout de même une ablation des horizons supérieurs du sol, comme le vallon de Montfarville – blockhaus.

➤ *Granulométrie*

La granulométrie de la couverture éolienne varie tant verticalement que spatialement (fig. IV.9 et IV.10).

Sur le plan spatial, **un gradient granulométrique décroissant s'observe du nord-est vers l'ouest et le sud.**

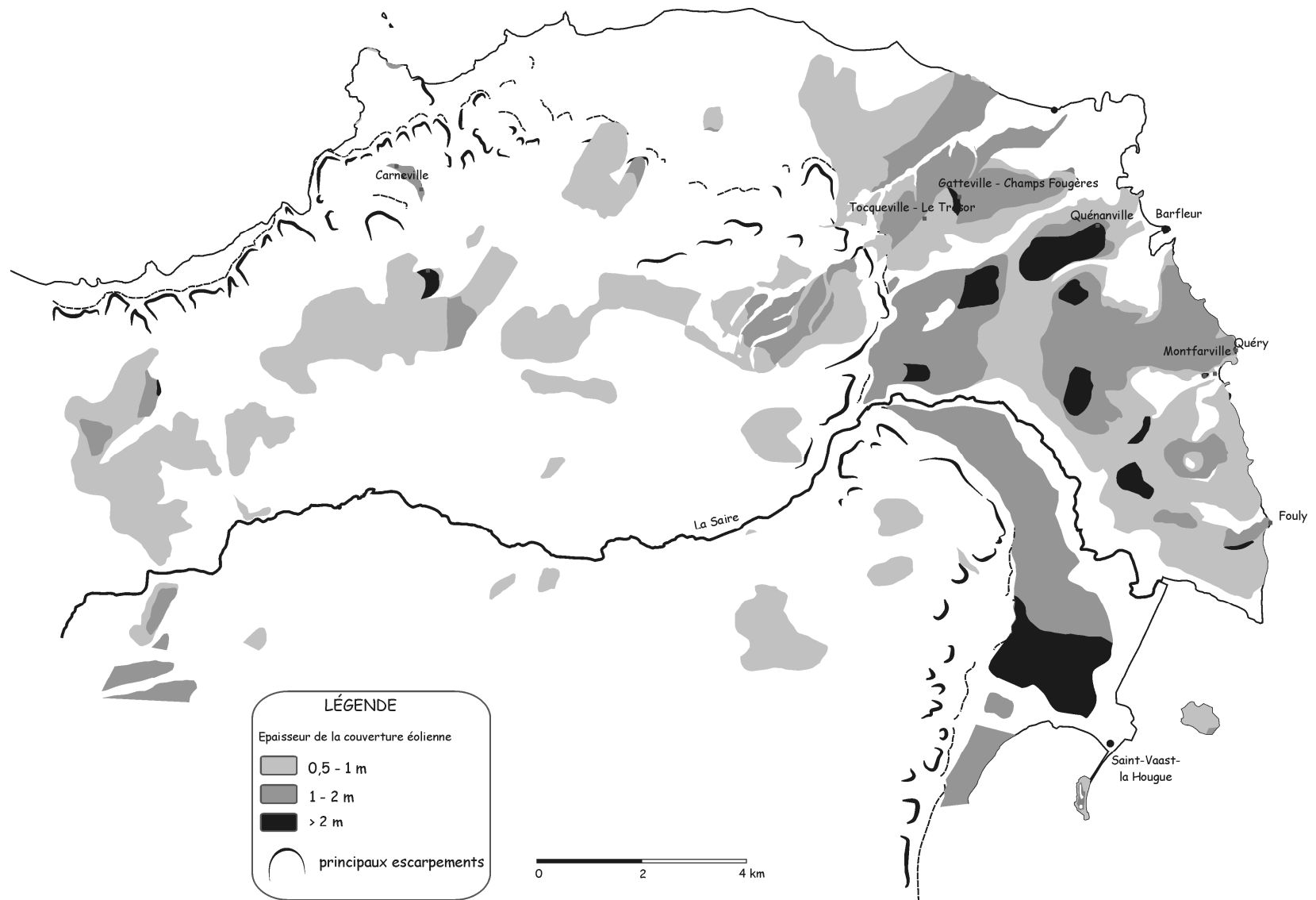


Fig. IV. 8 – Carte de répartition de la couverture éolienne du Val de Saire. Carte à valeur qualitative établie à partir des levés de terrain (dont environ 80 sondages) et de la carte géologique au 1/50 000 (feuilles Cherbourg et Saint-Vaast-la-Hougue).

D'autre part, en général, **les sédiments éoliens sont plus grossiers à la base et s'affinent vers le sommet**, passant de sables fins ou de silts grossiers à des loess s.s. Cette variation est effective au niveau du mode, indépendamment de l'argilisation holocène.

Les sédiments les plus grossiers observés (modes vers 100 μm) sont d'une part les sables fins pris dans les fentes de gel (coupes TR1, CF2) et les poches prises sous des colluvions à galets (coupes DEN3 et DEN4) et d'autre part, les sédiments de la base des coupes BL6 et CAR8 (Montfarville). Les sables fins de la base de BL6 sont en outre caractérisés par une très faible teneur en argile.

De manière générale, les sédiments éoliens les plus grossiers sont à la base de la couverture éolienne dans le nord-est du Bas-Pays.

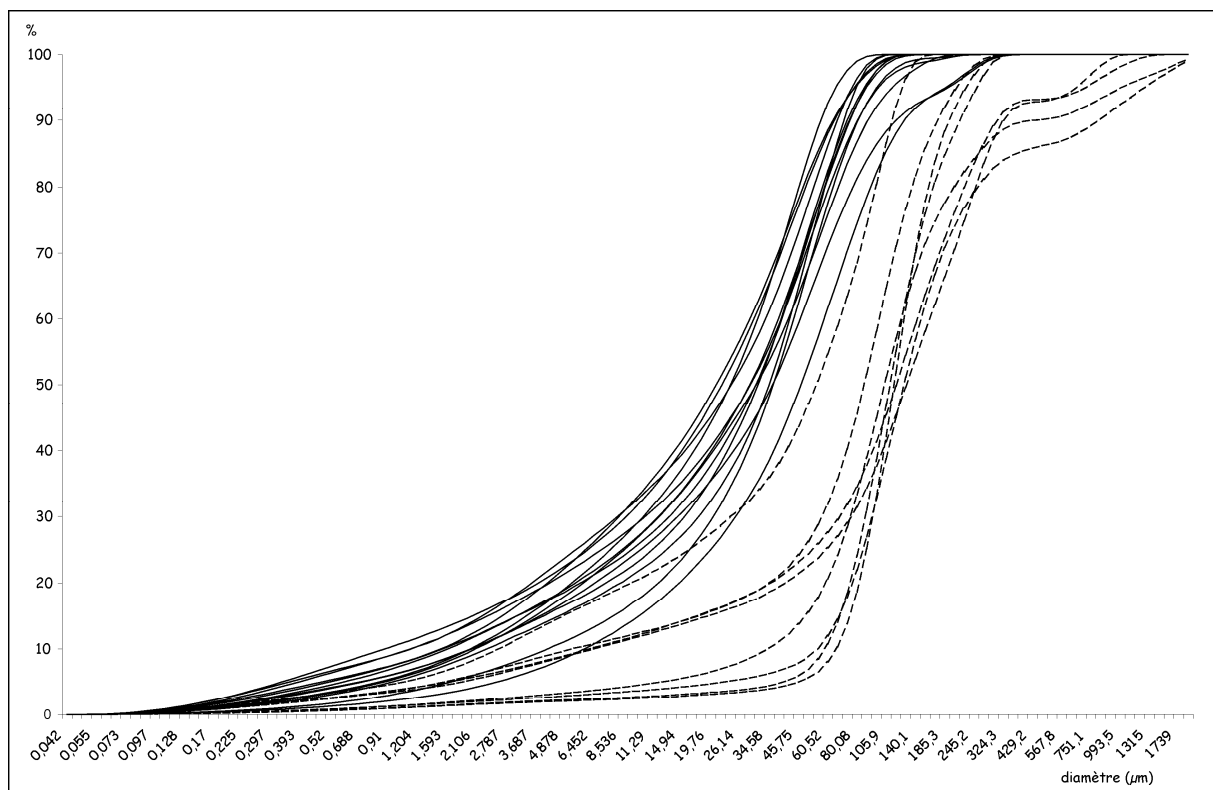


Fig. IV. 9 – Quelques courbes granulométriques cumulées. En trait plein, loess, en pointillés, sables fins éoliens.

Les sédiments éoliens du Val de Saire se classent majoritairement dans les silts grossiers (50 à 63 μm) et les sables fins (mode autour de 100 μm) à la base de la séquence et dans les silts moyens (40 à 50 μm) au sommet. **Ces caractéristiques granulométriques placent pour une part ces sédiments dans les Sables de Couverture (cover sands)**, de granulométrie cependant plus fine qu'en Baie du Mont-Saint-Michel (où la médiane atteint 250 μm , Lautridou, 1985). Rappelons que l'extension principale des sables de couverture couvre une large bande allant des Pays-Bas à la Pologne (French, 1996).

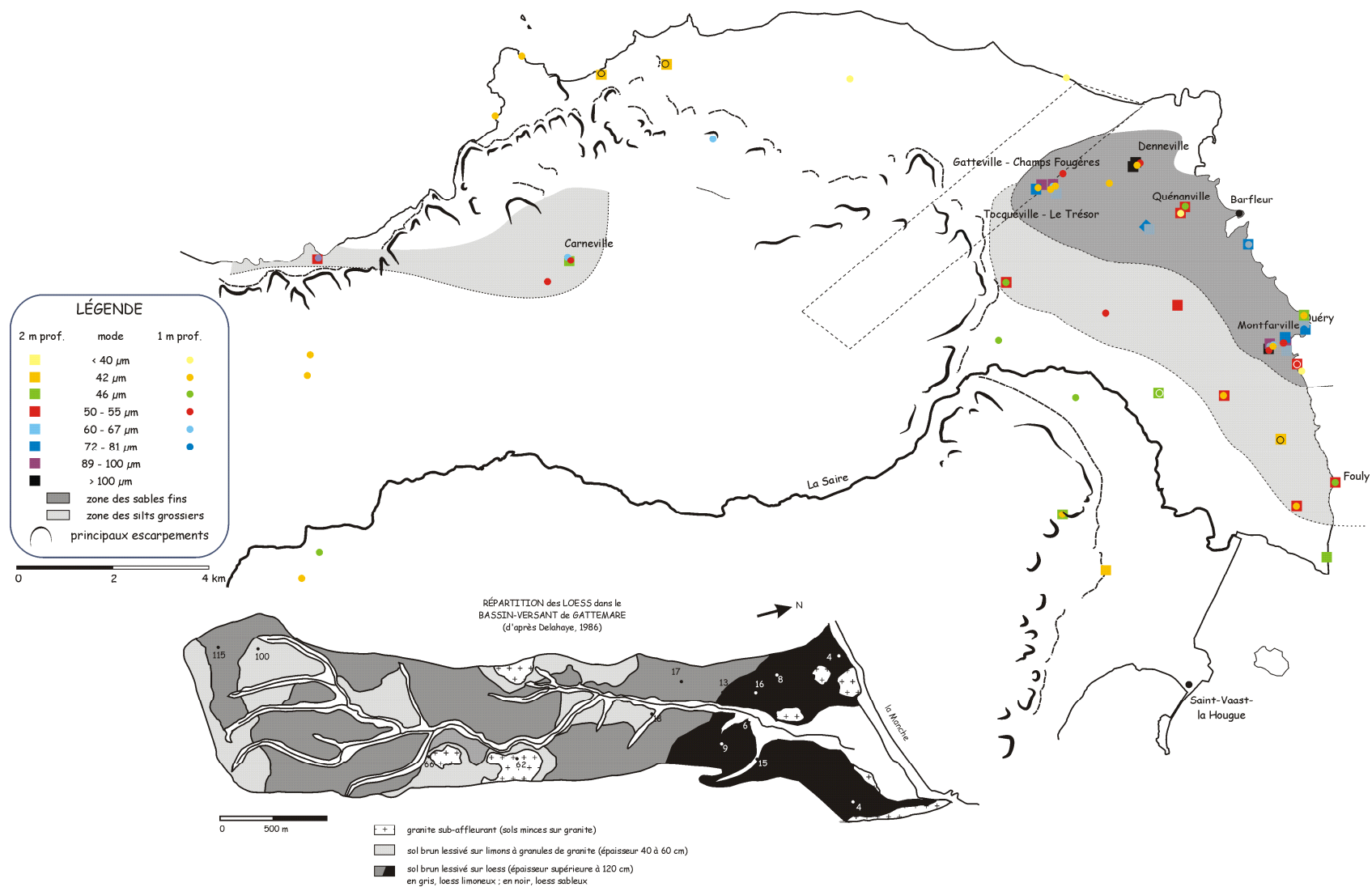


Fig. IV. 10 – Évolution spatiale et verticale de la granulométrie des sédiments éoliens du Val de Saire. Détail de Gatteville (in Delahaye, 1986).

La présence conjointe de ces sables de couverture fins et de loess *stricto sensu* montre que le Val de Saire se situe dans la zone de transition entre loess silteux et sables de couverture et peut être comparé toutes proportions gardées au secteur du Mont-Saint-Michel ou à la Flandre (Lautridou, 1991).

➤ *Minéralogie des argiles*

Neuf échantillons ont fait l'objet d'analyses diffractométriques sur lames d'argiles orientées : 3 dans le sol brun lessivé, 1 dans une fente de gel du Trésor, 4 dans les loess sableux ou les sables fins, 1 dans un loess.

Les diffractogrammes obtenus sont homogènes, y compris pour les loess sableux et le contenu des fentes. Le pic de la kaolinite est bien marqué. Le pic de l'illite, net, est adossé à un plateau entre 10 et 14 Å, correspondant à des interstratifiés irréguliers de type 10-14s (illite-smectites) (Holtzapfel, 1985). La chlorite est discrète.

Le loess à petits lits de graviers et le Bt en bandes de la coupe CF4 montrent en outre la présence d'interstratifiés illite-chlorite.

Par contre, la base de la coupe BL6 (éch. BL6/4 – couche) et les sables géliflués de CAR6 (couche) sont caractérisés par la présence d'interstratifiés illite-vermiculite au lieu des illites-chlorites et par l'absence de chlorite.

Ces résultats diffèrent des analyses effectuées sur les loess de Tatihou par J.-P. Camuzard (Camuzard, 2000) car nous ne retrouvons pas l'abondance des chlorites. Cette absence relative des chlorites est assez surprenante dans la mesure où la chlorite est généralement présente dans les loess weichseliens de la province normande et abondante dans ceux de la province bretonne (Lautridou, 1985, p. 401). **Du fait de cette pauvreté en chlorite, les loess du Val de Saire se rattacheraient donc davantage au stock normand que breton.**

➤ *Carbonates et décarbonatation*

L'observation de loess et sables éoliens carbonatés frais a permis de montrer **le caractère initialement carbonaté de la sédimentation éolienne weichselienne du Val de Saire**, ce malgré un substrat local totalement dépourvu de formations calcaires. Les carbonates sont issus des sources, par exemple des craies présentes sur la plate-forme continentale. Les sédiments éoliens carbonatés subsistent préférentiellement lorsque l'épaisseur est forte, souvent à une profondeur supérieure à 1,7 mètre.

Les mesures de teneur en carbonates effectuées sur les loess (tab. IV.1) ont donné des valeurs entre 36 et 175 g/kg (soit 3,6 à 17,5 %). Aucune relation claire entre la teneur en carbonates et la profondeur ne se dégage, ce qui laisse penser que l'intensité de la décarbonatation est fortement dépendante des conditions locales. Cependant, il est clair que la présence de carbonates à moins d'un

mètre de profondeur (cas de BL6 ou de l'Anse de Quéry) témoigne d'une érosion récente des sédiments sus-jacents, ce qui est confirmé par l'absence de Bt.

Échantillon	Localisation	Teneur en carbonates (g/kg)	Prof. (cm)	Présence Bt
229/2	Vallée de la Mare Barré	90	200	non
Quéry S3/2	Anse de Quéry	175	80 S + 80 LS	non
Quéry S1/1	Anse de Quéry	118	40 S + 30 LS	non
BL2/6b	Montfarville	158	180	oui
BL6/9	Montfarville	161	50	non
BL6/4a	Montfarville	94	170	non
351/2	Néhou	36	310	non
QUEN6	Quénanville	1	170	oui
BREYV2	Anse de Brévy	100	270 + 90	oui

Tab. IV. 1 – Teneur en carbonates de quelques sédiments éoliens du Val de Saire.

Les carbonates se présentent parfois sous forme de grains détritiques respectant la granulométrie du loess (cristaux de calcite mâclés). **Ils sont cependant généralement redistribués dans la masse sous forme de plages micritiques et de manchons calcitiques visibles à l'œil nu, correspondant à des chenaux racinaires ou à des pseudomorphoses de tiges herbacées.** La redistribution des carbonates a également pu envahir des formations uniquement siliciclastiques comme les sables marins éémiens sous-jacents (coupe Montfarville BL6). On note le lien entre les plages carbonatées et les passées les plus grossières, propices à l'installation des racines et bénéficiant d'un meilleur drainage (évident dans l'échantillon BL5/11).

Certaines coupes ont permis d'observer une limite de décarbonatation nette, séparant un sédiment beige riche en carbonates d'un sédiment plus brun décarbonaté, situé au dessus. La limite de décarbonatation et la base de l'horizon argilique ne sont pas toujours confondues.

La décarbonatation est cependant classiquement associée à la pédogenèse holocène, dont elle constituerait la première étape.

Dans le Val de Saire, il est probable que la décarbonatation soit encore active, d'autant plus que l'apports de sables holocènes en domaine littoral entraîne une podzolisation des profils de sol brun lessivé (Camuzard, 2000).

➤ *La pédogenèse de surface : un sol brun lessivé sur loess*

Dans la plupart des coupes et des sondages, les loess et sables éoliens sont affectés par une pédogenèse de type sol brun lessivé, caractérisée par l'existence d'un horizon argilique (le Bt) de couleur rougeâtre. Cet horizon Bt est divisé en 2 ensembles : l'un massif à structure prismatique,

l'autre (en-dessous) constitué d'une alternance de bandes sombres rougeâtres et de bandes claires beiges d'épaisseur pluricentimétrique, parfois ondulées (photo IV.6).

Le sol brun lessivé est le cas général des sols sur loess mais certains secteurs en sont dépourvus. Les loess peu épais (<1m) et chargés en arène que l'on trouve sur le littoral nord (Fermanville par exemple) ne sont pas affectés par ce type de pédogenèse, peut-être en raison de leur faible épaisseur et d'une faible teneur en argile, insuffisantes pour le développement d'un sol lessivé. Dans le bocage, Lautridou (1985, p. 295) a conclu que le sol brun lessivé ne se forme que sur des loess suffisamment épais (plus de 1,5 m) et bien drainés.

D'autre part, l'influence de la granulométrie serait non négligeable, le caractère sableux étant considéré comme défavorable à la formation d'un horizon d'illuviation massif (Van Vliet-Lanoë *et al*, 1992). Les sables dunaires attribués au Tardiglaciaire de Genêts (Manche), classés autour de 200 µm, supportent ainsi un sol à tendance podzolique (Lautridou, 1985, p. 300).

Certains secteurs particuliers en milieu humide subissent en outre une forte hydromorphie qui ne permet pas le développement du sol brun lessivé ou qui a provoqué sa disparition (cas de Tocqueboeuf, chap. suivant).

- **Signification et genèse du Bt en bandes**

L'horizon de Bt en bandes n'existe que dans les secteurs où le loess est plus ou moins sableux. Il est par exemple absent de la coupe de Carneville. Cela est conforme à ce qui a été montré par Van Vliet-Lanoë (1988, p.304), à savoir que les bandes soulignent des discontinuités granulométriques dans la masse du loess et n'existent donc que dans les loess relativement mal classés et sableux.

Les bandes du Bt montrent souvent des involutions en coupe. Lors de l'ouverture des tranchées, nous avons remarqué que ces involutions correspondent en plan à des structures concentriques (fig. IV.11 et photo IV.6).

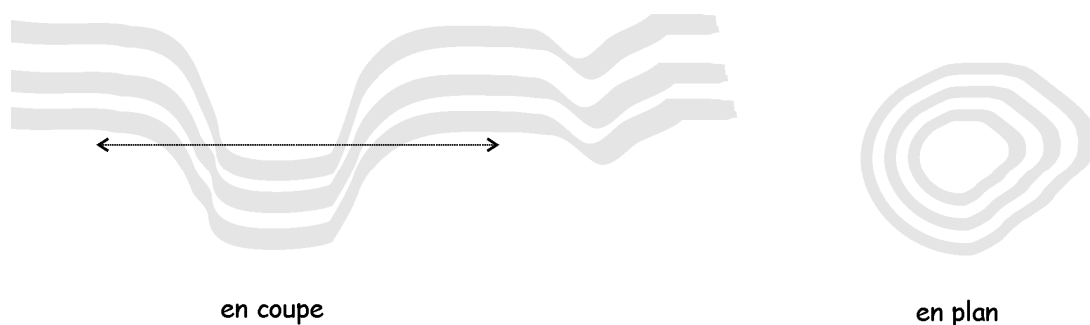


Fig. IV. 11 – Involutions des bandes du Bt en coupe et en plan (épaisseur des bandes : 2 à 5 cm).

Ces involutions des bandes reflètent des discontinuités granulométriques déformées au sein des loess. Les formes observées font penser à des déformations du sédiment par la fonte de culots de neige ou à des figures de charge.

En contexte loessique de plateaux (Haute-Normandie, ...) le Bt en bandes n'existe pas mais les profils montrent un loess à litage coloré, appelé le limon à doublets (Lautridou, 1985), dans une position stratigraphique comparable. Le Bt en bandes diffère du limon à doublets par l'épaisseur importante des bandes, pluricentimétriques, alors que les doublets sont de l'ordre du millimètre.

Les conditions de formation et la signification du Bt en bandes restent mal connues. **Il paraît admis que la migration des argiles est interrompue en fonction de la granulométrie du sédiment.** La texture litée du dépôt, même très discrète, provoquerait un arrêt de l'illuviation et une fixation des argiles et du fer dans les lits les plus fins, moins perméables (Lautridou, 1985 p. 217 ; Van Vliet-Lanoë, 1988 p. 304).

Les auteurs s'accordent moins sur les phénomènes à l'origine de la migration des argiles. Deux hypothèses ont été émises pour expliquer la genèse d'un Bt en bandes :

- hypothèse "illuviation" faisant intervenir **l'illuviation des argiles au cours de la formation du sol brun lessivé de surface attribué à l'Holocène**. Dans cette hypothèse, le Bt en bandes appartient pleinement à la pédogenèse de type sol brun lessivé. Les bandes ne sont pas contemporaines, les plus profondes étant les plus jeunes : l'effacement relatif vers le bas (bandes moins nettes) témoignerait d'une accumulation moindre et donc d'une illuviation moins poussée et d'un âge plus jeune ;

- hypothèse "fonte du pergélisol" : les bandes se formeraient par migration des argiles lors de la fonte du pergélisol (migration des argiles sous l'effet d'abondantes circulations d'eau). Les bandes seraient plus ou moins synchrones. la conséquence de cette hypothèse est de proposer un âge de formation antérieur à l'Holocène ; en outre, la décarbonatation doit précéder la formation des bandes pour permettre la migration des argiles (Van Vliet-Lanoë, 1988, Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992).

Dans le Val de Saire, rien ne permet d'argumenter en faveur de la seconde hypothèse puisqu'il n'existe aucun indice de pergélisol continu alors que le Bt en bandes est visible dans l'ensemble du Bas-Pays. Les fentes de gel observées au Trésor sont extrêmement localisées et les figures de cryoturbation connues dans les coupes littorales peuvent être attribuées à des phénomènes de gel-dégel saisonniers. Par ailleurs, nous n'avons pas observé de cryoturbation du Bt en bandes, les figures observées pouvant correspondre à des déformations du sédiment antérieurement à la formation des bandes.

Il est important de noter qu'à l'heure actuelle, les bandes ne sont observées que sous le Bt massif attribué à l'Holocène. D'éventuelles bandes plus haut dans le profil, qui témoigneraient d'une genèse antérieure sont bien sûr masquées par la pédogenèse du sol brun lessivé.

- **Âge du sol brun lessivé**

L'hypothèse classique est celle d'un horizon argilique se formant à partir du début de l'Holocène sous un couvert végétal développé, avec un paroxysme à l'Atlantique.

Pour Van Vliet-Lanoë (1990), la pédogenèse de type sol brun lessivé avec formation d'un Bt massif débute au Tardiglaciaire. L'illuviation primaire serait contemporaine de la fonte du pergélisol et le Bt serait déjà formé au Bölling en relation avec la persistance d'un gel saisonnier, avant le Dryas récent. En cas de décarbonatation plus tardive, l'illuviation s'effectuerait surtout au Préboréal (Van Vliet-Lanoë, 1988, p.375). Dans cette conception, les horizons argiliques se sont éluviés en milieu boréal et non tempéré.

Cependant, contrairement à cet auteur, nous n'avons observé aucun cas où les microstructures de cryoturbation recourent les traits d'illuviation du sol brun lessivé, ni de déformations par solifluxion même sur pente forte. Un âge holocène paraît donc plus probable.

Par ailleurs, le sondage des marais de Tocqueboeuf où le Bt est effacé par des phénomènes d'hydromorphie implique que la genèse du sol lessivé est antérieure à la mise en place du régime humide. L'installation de la tourbière peut donner un repère utile à cet égard avec un début de la tourbification vers 4000 BP.

- **Troncature du profil**

Nous avons déjà signalé à plusieurs reprises qu'une forte érosion tronque ce sol brun lessivé, entraînant la disparition des horizons A (coupes de Montfarville BL1 à 3, Champs Fougères) ou du Bt lui-même (coupes de Montfarville BL4 à 7). **L'importance de l'ablation peut être chiffrée de 60 cm à 1,2 m d'épaisseur par comparaison avec les profils complets.** Sur le littoral (par exemple dans l'anse des Longs Camps ou au Moulard), la troncature des horizons A et E est nette. Le Bt reste en relief et se trouve recouvert de dépôts sableux holocènes.

En l'absence d'autres facteurs, la troncature est attribuée à l'action anthropique (labours). Sur le littoral, le rôle du climat et de l'action marine ne doivent pas être négligés.

Cette troncature des horizons superficiels est compatible avec un âge holocène pour le Bt, s'il est formé avant l'Atlantique.

1.3. CHRONOSTRATIGRAPHIE DE LA SEQUENCE WEICHSELIENNE DU VAL DE SAIRE

Établir une chronostratigraphie nécessite de trouver les marqueurs lithologiques et temporels adéquats. Les marqueurs dont nous disposons sont :

- les minéraux lourds et la granulométrie = signature sédimentologique (ambiance de dépôt et nature des matériaux)

- les paléosols = signature pédologique (ambiance climatique et marqueur temporel par corrélations). Les paléosols sont très peu nombreux dans les séquences weichseliennes observées et absents des dépôts éoliens.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer l'absence des paléosols du type sols gris forestiers attribués au Weichselien inférieur observés dans la moitié nord de la France (sols de Saint-Pierre-les-Elbeuf, Lautridou, 1985 ; sols de Saint-Sauflieu , Antoine *et al.*, 2002) , absence déjà discutée par Lautridou (1985) :

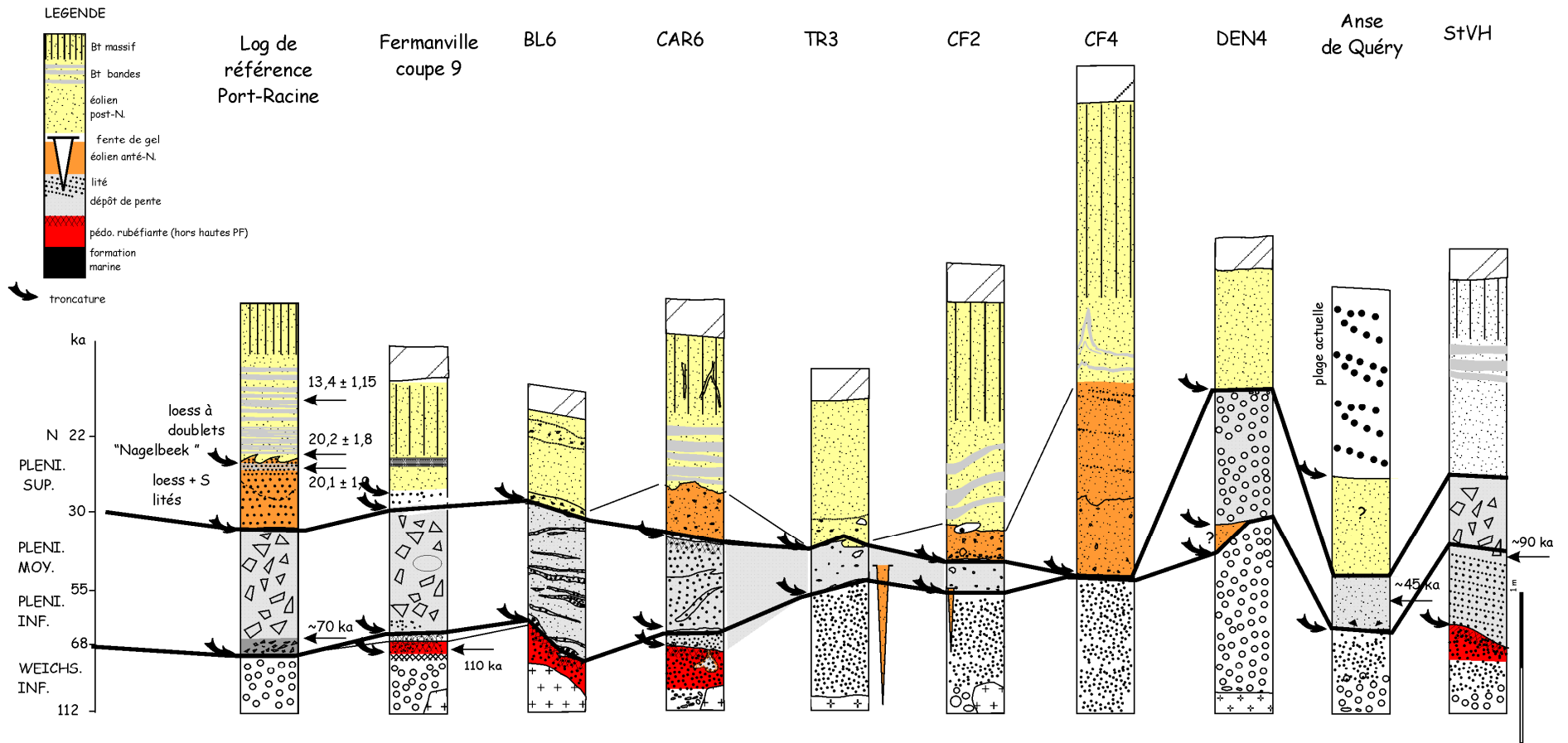
- conditions peu ou pas favorables à la pédogenèse (granulométrie grossière, climat, végétation, ...) ; nous pouvons invoquer une vitesse d'accumulation du sédiment encore supérieure à celle de décarbonatation, impliquant une pédogenèse très faible lors d'interstades très courts (Lautridou, 1985, p 417)
- pédogenèse d'un autre type ;
- pas d'enregistrement pour cette période car absence de tout substrat pour supporter la pédogenèse ;
- érosion de l'ensemble.

1.3.1. Des témoins de loess antérieurs au Weichselien ?

Les témoins de couverture éolienne saaliens sont rares en Basse-Normandie, et le Cotentin ne fait pas exception à la règle. Parmi les témoins connus, nous pouvons citer ceux de Saint-Jean-le-Thomas, de Jersey – Belcroûte et d'Ecalgrain (Lautridou, 1985).

Une absence totale de dépôts au Saalien paraît peu probable, même si la position du Val de Saire peut apparaître défavorable vis-à-vis des apports en comparaison de la Plaine de Caen ou du Pays de Caux. En effet, si comme l'a montré Lautridou (1985, 1990), les loess sont apportés par des vents d'ouest-nord-ouest balayant les fonds de la Manche et en particulier les paléo-estuariens, source détritique importante, les régions alimentées par les dépôts de la Baie de Seine sont susceptibles de recevoir davantage d'apports que le Cotentin, plus à l'écart des sources.

Cependant, il faut plutôt faire intervenir des périodes d'érosion importante. Ainsi dans la coupe de Port Pignot où sont conservés des dépôts saaliens, il n'existe pas de loess et ne reste du sol éémien que sa racine développée sur des dépôts de pente.



datations de Port-Racine : TL sur silex chauffés (Cliquet et al., 2003)
secteur 1 : 61±6, 67±10, 80±8, 69±8 ka
secteur 4 : 74±7, 68 ± 6 ka

autres datations : OSL sur sédiment
Port-Racine (Folz, 2000)
StVH (Saint-Vaast-la-Hougue) : 89,08 ±6,38 et 95,62 ± 7,85 ka
Anse de Quéry : 125,54 ± 10,82 ka
Fermanville, coupe 9 : 118,06 ± 12,33 ka
Fermanville, coupe 9bis : 110,75 ± 7,56 ka

Fig. IV. 12 – Logs stratigraphiques (log de Port-Racine d'après Folz, 2000 et Cliquet et al., 2003 ; StVH : log synthétique de Saint-Vaast-la-Hougue d'après Coutard et al., 1985, inédit).

➤ **Diagnostiquer le Saalien**

Les loess saaliens peuvent être :

- en place dans la séquence stratigraphique, ils sont alors identifiés par leur position dans la séquence – cas d'Ecalgrain où le loess saalien supporte un sol brun lessivé (Van Vliet-Lanoë, 1988), Jersey Belcroûte (Keen *et al.*, 1996) et Saint-Jean-le-Thomas ;

- remaniés (hérités). Le remaniement peut être le fait de processus de solifluxion ou alluviaux mais aussi d'une reprise par le vent qui érode et redépose en premier les sédiments autochtones.

En ce qui concerne le premier cas, **il n'y a pas de loess saaliens en place identifiés dans notre secteur d'étude.**

L'identification d'une origine saalienne dans le deuxième cas demande de trouver des signatures reconnaissables.

La composition du stock de minéraux lourds est délicate à interpréter. Balescu (1988) a démontré que le changement dans la composition du stock de minéraux lourds déjà observée par Lautridou (1985) se place non pas entre le Saalien et le Weichselien mais au sommet du Saalien lui-même, ce qui fait que les loess fini-saaliens ont la même signature que les loess weichseliens : hornblende verte et grenats. Le doute est donc possible pour les loess fini-saaliens. Cependant le stock de minéraux du métamorphisme (sillimanite, disthène, plagioclases de métamorphisme, zircons...) identifie avec certitude le Saalien.

La minéralogie des argiles est également un indice. Selon Camuzard (2000), le loess saalien se distingue par la présence de vermiculites hydroxy-alumineuses souvent accompagnées de gibbsite (cas des cellules de cryoturbation de Jardeheu, de Tatihou) ; la chlorite n'existerait que dans les loess weichseliens (Lautridou *et al.*, 2000), accompagnée par les interstratifiés chlorite-vermiculite, les smectites et les interstratifiés illite-smectite dans l'horizon illuvial (Camuzard, 2000).

Enfin, un ensemble d'indices peut permettre d'identifier un sol éémien sur loess saalien démantelé et redéposé : les dépôts sont évolués (teneur en argile élevée, couleur rouge) et l'analyse micromorphologique confirme la présence de papules.

➤ **Témoins de pédogenèse éémienne dans le Val de Saire**

Dans le Val de Saire, **nous n'avons jamais trouvé le sol éémien en place** (à l'exception de la racine du sol à Port-Pignot dont nous parlions ci-dessus). Par contre, la coupe de la maison à Montfarville-Landemer (cf. partie II, chap. 4, § 4.2.2.) présente un dépôt silteux rouge qui pourrait être interprété comme un sol éémien démantelé. Par ailleurs, la coupe DEN3 (Croix de Denneville, partie II) montre un loess pédogénéisé interprété comme un loess saalien affecté par la pédogenèse éémienne démantelée (traits pédologiques, présence de vermiculites...).

➤ **Remobilisation de stocks saaliens en base de séquence weichselienne**

Les observations en lame mince sur les loess lités de la base des coupes de Montfarville blockhaus ont montré l'abondance des minéraux du métamorphisme. La même composition est notée dans les sables géliflués de la base de la coupe CAR6 et dans les coupes de Tatihou (Camuzard, 2000). L'analyse diffractométrique révèle dans ces mêmes dépôts la présence d'interstratifiés illite-vermiculite et l'absence de chlorite, ce qui donne également un cachet saalien.

Il est donc probable qu'une part des sables fins de la base des coupes BL6 et BL2, ainsi que les sables de CAR6 soit issue du remaniement de sédiments saaliens présents localement. L'absence d'argile dans les dépôts de sable fin (éch. BL6/4, teneur en argile de l'ordre de 2 à 3 %) montre qu'il ne s'agit pas de solifluxion à partir des anciens dépôts qui devaient logiquement être altérés. **Le remaniement est relativement avancé avec un tri par le vent et l'eau (confirmé par les litages grossiers) qui est responsable d'une évacuation des fines.** La présence de ces sédiments propres implique par ailleurs une disparition des horizons du sol éémien dans un premier temps. L'absence de loess saaliens sur le plateau implique de toute manière un déblaiement total. Par ailleurs, la présence de carbonates au sein des dépôts de la base de BL6 ne peut résulter que d'une recarbonatation depuis les loess sus-jacents, ce qui est compatible avec les teneurs observées, plus faibles dans l'échantillon BL6/4a que dans l'échantillon BL6/9.

Par ailleurs, à Fermanville, les coupes de la Grosse Butte et de l'Anse des Longs Camps présentent au-dessus du granite des dépôts silteux loessiques compactés et déstructurés correspondant probablement à des loess saaliens soliflués (partie III, chap. 2, § 2.3.2.), l'analyse diffractométrique mettant là aussi en évidence la présence de vermiculite.

1.3.2. Pédogenèse, troncatures et remaniements en base de séquence

➤ **La (les) pédogenèse(s) du Weichselien inférieur**

La séquence weichselienne débute dans de nombreuses coupes par un sol lessivé rubéfié développé sur dépôts marins puis tronqué voire démantelé (coupes BL6, CAR6, Fermanville Port-Lévi, Le Rozel...).

Les datations effectuées sur les sédiments qui ont subi cette pédogenèse s'accordent sur un dépôt vers 110 000 BP, soit à la charnière des stades 5e et 5d (tab. IV.2). Par exemple, au Rozel (Hague), la formation concernée est un sable dunaire, l'échantillon LR1 étant pris à environ 30 cm au-dessus de la plage fossile (Folz, 2000 ; Cliquet *et al.*, 2003). Les âges obtenus concordent avec l'interprétation proposée, à savoir que les dunes sont des formations régressives. **Développée sur des dépôts marins éémiens, cette pédogenèse se déroule donc nécessairement au cours du Weichselien inférieur.**

	<i>sédiment sur lequel se forme le sol rubéfié</i>	<i>âge (ka)</i>	<i>observations</i>	<i>références</i>
Fermanville – Port Lévi, coupe 9	silt (alluvial ou colluvial ?)	118,06 ± 12,33		ce travail
Fermanville – Port Lévi, coupe 9bis	sable	110,75 ± 7,56		ce travail
CAR7	sable marin (dunaire ?)			ce travail
Le Rozel	dune	102 ± 10 (éch. LR4) 113 ± 11 (éch. LR3) 107 ± 10 (éch. LR2) 115 ± 11 (éch. LR1)	horizon en bandes	Folz, 2000 Cliquet <i>et al</i> , 2003
Saint-Vaast	dune	5c ?	horizon en bandes	Van Vliet-Lanoë, 1987

Tab. IV. 2 – Âge des formations supportant le sol lessivé rubéfié .

Plus généralement, les travaux de Van Vliet-Lanoë (1988) sur la séquence weichselienne du Cotentin ont conclu à l'existence d'un pédocomplexe éémien sur loess regroupant 3 sols bruns lessivés correspondant aux interstades 5e, 5b, 5a. Sur dépôts marins éémiens, seuls deux pédogenèses peuvent être enregistrées, la première correspondant à la période de dépôt des plages. Parmi ces 3 sols, c'est le deuxième qui présente la rubéfaction la plus intense (couleur 7,5YR5/6). Pour Van Vliet-Lanoë (1988, p. 709), cette rubéfaction, étonnante dans le contexte du Weichselien ancien, est le résultat de la redistribution et du fractionnement de goethite héritée d'altérites. Ce sol brun lessivé assez rubéfié est reconnu dans de nombreuses coupes et constitue la phase D2a dans le schéma de Van Vliet-Lanoë , c'est-à-dire l'interstade 5c.

L'attribution de ce sol lessivé rubéfié au stade 5c proposée par Van Vliet-Lanoë (1988) semble confirmée par les datations absolues réalisées.

La période de démantèlement du sol pourrait éventuellement être approchée dans la coupe CAR7. Les datations relativement jeunes obtenues sur la partie supérieure des sables marins, non concordantes, de $94\ 670 \pm 15\ 390$ ans et environ $68\ 100 \pm 7010$ ans (?) sont probablement significatives d'un remaniement. Par contre, il est difficile de déterminer si le remaniement a été suffisant pour provoquer une mise à zéro des quartz et si les datations sont valides en absolu.

A Port-Racine, la pédogenèse et son démantèlement sont antérieurs à 70 000 ans, âge de l'occupation paléolithique prenant place dans le hiatus entre la plage éémienne et les dépôts de head.

Ce sol rubéfié est tronqué dans l'ensemble des coupes sauf à Fermanville – Port Lévi où la transition avec le gley semble se faire dans la continuité.

➤ *Troncature et dépôts de pente*

La troncature du sol Weichselien inférieur est généralement recouverte par des dépôts de pente : sables géliflués probablement saaliens en CAR6, et à Saint-Vaast-la-Hougue, head à Port-

Racine... La coupe BL6 est quant à elle difficile à interpréter car la dissociation entre remaniement de dépôts de loess saaliens et nouveaux apports éoliens est difficile à faire.

Comparables aux limons bruns feuilletés ou aux limons ruisselés décrits à Saint-Pierre-les-Elbeuf (Lautridou, 1985), les dépôts de pente peuvent être attribués au Weichselien ancien (fin du stade 5) et/ou au Pléniglaciaire inférieur et moyen (stades 4 et 3).

Au sommet des sables de CAR6, un petit horizon Bt pourrait correspondre à l'amélioration climatique du Pléniglaciaire moyen. Ce petit horizon d'illuviation existe aussi dans les heads de Saint-Vaast et Port-Racine. Dans les régions loessiques, cette période se caractérise par un arrêt dans le dépôt des loess et le développement de sols de type sol lessivé brun arctique (Villiers-Adam, Saint-Acheul).

Sur les hautes plates-formes, la séquence éolienne repose sur des colluvions argileuses à galets résultant probablement de l'addition de plusieurs phases d'érosion/accumulation. Le caractère polygénique de ces colluvions est mis en évidence par le fait qu'elles sont traversées par les fentes de gel, qu'elles tronquent ensuite (cf infra).

1.3.3. La séquence éolienne

La coupe de Port-Racine est remarquable dans le Cotentin par la présence de deux loess, l'inférieur grisâtre, carbonaté (14,6 %) et lité, le supérieur à doublets. Il s'agissait jusqu'à présent de la seule occurrence de limons à doublets et de deux générations de loess en Cotentin. La granulométrie de ces deux loess se situe entre 25 et 100 µm, ce qui est du même ordre que dans le Bas-Pays du Val de Saire. Les deux loess sont séparés par un niveau cryoturbé interprété comme le niveau de Nagelbeek (22000 BP).

➤ *Le "cailloutis de base" : la sédimentation éolienne commence dans un contexte encore érosif*

Deux formations à éléments grossiers apparaissent généralement en base de séquence : les dépôts de pente souvent tronqués qui servent de semelle à la séquence éolienne et un cailloutis à matrice loessique qui marque la continuité d'une dynamique érosive parallèlement au dépôt éolien avant passage à dynamique sédimentaire éolienne "pure". Ces cailloutis témoignent de crises érosives qui s'exercent aux dépens du granite mis à nu avec production d'arène et des dépôts marins antérieurs avec productions de gélifracts de silex. Ces derniers apparaissent comme l'ultime résidu des formations marines, accompagné de rares graviers de grès et de sables quartzeux, éléments les plus résistants aux ravages du temps.

En base de séquence loessique est ainsi généralement présent un cailloutis composé de graviers (arène, silex) dans une matrice éolienne, pouvant atteindre plus de 30 cm d'épaisseur. Il

contient des galets de silex pluricentimétriques, des graviers roulés, et surtout de l'arène, quand il existe des affleurements granitiques à proximité (CF2/6 proche paléofalaise). Ce cailloutis se limite parfois à des gélifractions de silex plus ou moins émoussés, souvent de teinte jaunâtre épars à la base du loess. Dans certaines coupes (CF2, CF3...), un véritable lit de graviers roulés, de petits galets et d'arène s'individualise. La limite supérieure du cailloutis, intégré à la base du loess, est soit nette (cas de BL6 ou CF2), soit diffuse (cas de TR3). Ce cailloutis témoigne d'une phase d'érosion contemporaine de la mise en place du régime de dépôt éolien. Il pourrait soit correspondre dans un domaine différent à la matrice loessique du sommet du head, soit plus tardif correspondre à la formation des glacis de Nagelbeek.

En TR et CF, le sommet de ce cailloutis montre des déformations de type solifluxion (galet orienté, flamines).

➤ *Les fentes de gel et les dépôts de sable fin*

Les caractéristiques des sables fins éoliens présents dans les fentes de gel du Trésor (fraîcheur, cortège argileux, minéraux lourds) ne permettent pas de les attribuer à une période antérieure au Weichselien.

En Normandie, il existe deux grandes phases de formation de fentes de gel, l'une à la base du Pléniglaciaire supérieur, l'autre au niveau de l'horizon dit de Nagelbeek. Les fentes sont tronquées par les colluvions argileuses. Elles sont donc antérieures à leur dernière remobilisation, qui est probablement Nagelbeek. **Les fentes de gel, tronquées par un épisode érosif correspondant probablement à Nagelbeek, se seraient donc formées vers 30 000 ans, période pour laquelle des réseaux de fentes sont reconnus dans la moitié nord de la France (Antoine *et al.*, 1998).**

Dans les sédiments éoliens sableux massifs observés, une seule datation absolue, réalisée sur le loess sableux de l'Anse de Quéry, vient apporter un repère chronologique précis...et inattendu. La base du loess a été datée par OSL de $45\,690 \pm 2\,660$ ans BP, ce qui place le dépôt au cours du Pléniglaciaire moyen. Or, s'il existe des loess du Pléniglaciaire inférieur localement (Picardie, Antoine 1990), le Pléniglaciaire moyen est considérée au niveau européen comme une période d'arrêt dans la sédimentation loessique (par exemple Nussloch) avec développement de sols (Cambisols à Nussloch). A ce jour, il n'existe d'ailleurs pas de dépôts éoliens connus pour cette période dans le Cotentin. **Les sédiments d'origine éolienne de la coupe S5 à l'Anse de Quéry sont donc interprétés comme des colluvions remaniant des sédiments plus anciens, dont le dépôt prend place au cours du Pléniglaciaire moyen.** Cela correspond au complexe de Villiers-Fossard (Antoine *et al.*, 1998).

➤ *Les apports de loess*

Au-dessus des colluvions, le loess est généralement massif, seule la coupe CF4 montrant une phase de dépôt avec petits lits de graviers bien marqués (loess lité carbonaté plus ou moins sableux) susceptible d'être l'équivalent des loess lités de Port-Racine et antérieurs à Nagelbeek. .

Le sommet des colluvions et dépôts de pente marquerait donc généralement à la fois la troncation de la base du Pléniglaciaire supérieur et celle de Nagelbeek (?).

➤ *Provenance des apports éoliens weichseliens*

Lautridou (1985, 1990) a identifié les principales sources d'apports éoliens comme des paléostuaires abandonnés sur la plate-forme exondée de la Manche. Ainsi, pour les loess de Haute-Normandie et du Calvados, l'orientation des vents responsables des apports est nord-ouest, tandis que pour la Baie du Mont-Saint-Michel et Jersey, elle est ouest.

Dans le cas du Val de Saire, les loess présentent les caractéristiques du stock normand, ce qui semble indiquer une provenance dans la Manche Centrale ou la Baie de Seine. Par ailleurs, les plateaux de la Hague mettent le Val de Saire à l'abri des vents d'ouest.

Les sédiments éoliens sont plus grossiers et plus épais au nord-est. Ils sont accumulés au pied de l'escarpement de la Pernelle (La Buhotterie) alors qu'ils sont absents sur le plateau. Le gradient granulométrique de Gattemare indique par ailleurs une perte de compétence des vents depuis la mer vers l'intérieur parallèlement à une augmentation de l'altitude. Au nord, la couverture est peu épaisse tandis que l'on retrouve de fortes épaisseurs, de loess et non de sable fin, sur le plateau de Maupertus.

La répartition des sédiments éoliens s'accorde donc avec les observations réalisées en Belgique par Goossens (1988) et confirmées par des expérimentations en tunnel à vent : les loess s'accumulent préférentiellement en pied de talus face au vent et non, comme on pourrait le croire dans les positions sous le vent. **Au vu des expériences de Goossens (1988) et des gradients granulométriques observés, les apports de sédiments éoliens du Val de Saire proviendraient du nord-est.**

Au nord-est du Val de Saire se trouve la confluence de la paléo-Seine et du Fleuve Manche, auxquels se joignent la Vire et la Taute dont le tracé est reconnu en sismique (Alduc, 1979). Dans le schéma proposé par Lautridou (1985, 1990), **la zone d'apport pour le Val de Saire pourrait être un paléostuaire Vire-Taute, probablement placé aux environs de la confluence avec le Fleuve Manche. Les vents responsables ne seraient donc pas les vents principaux nord-ouest qui approvisionnent la Plaine de Caen, mais des vents secondaires du nord-est.**

Dans la grande majorité des coupes, les sédiments éoliens s'affinent vers le haut du profil. L'hypothèse la plus probable pour expliquer cet affinement est une perte de compétence des vents au cours du temps.

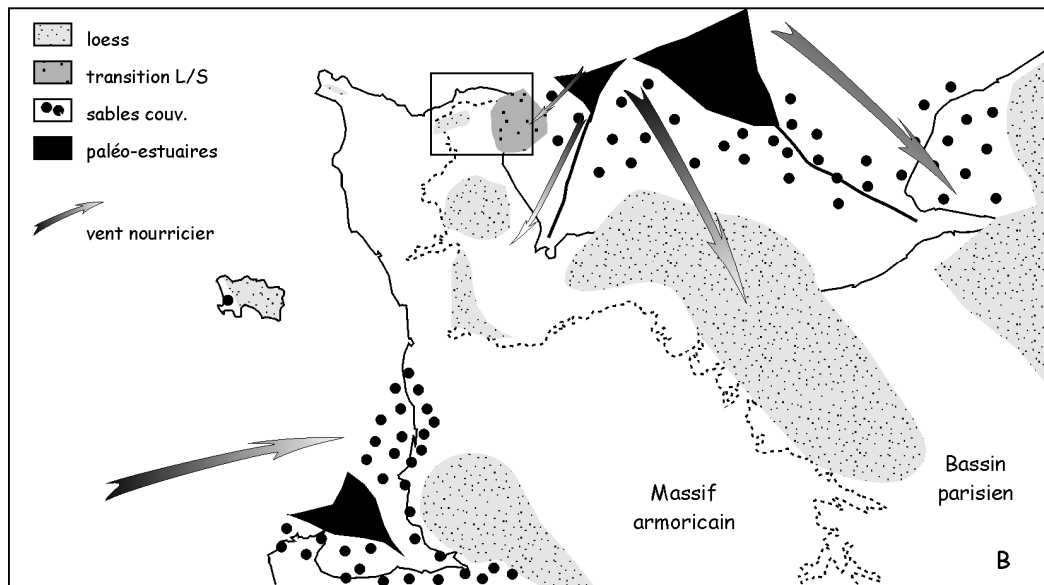
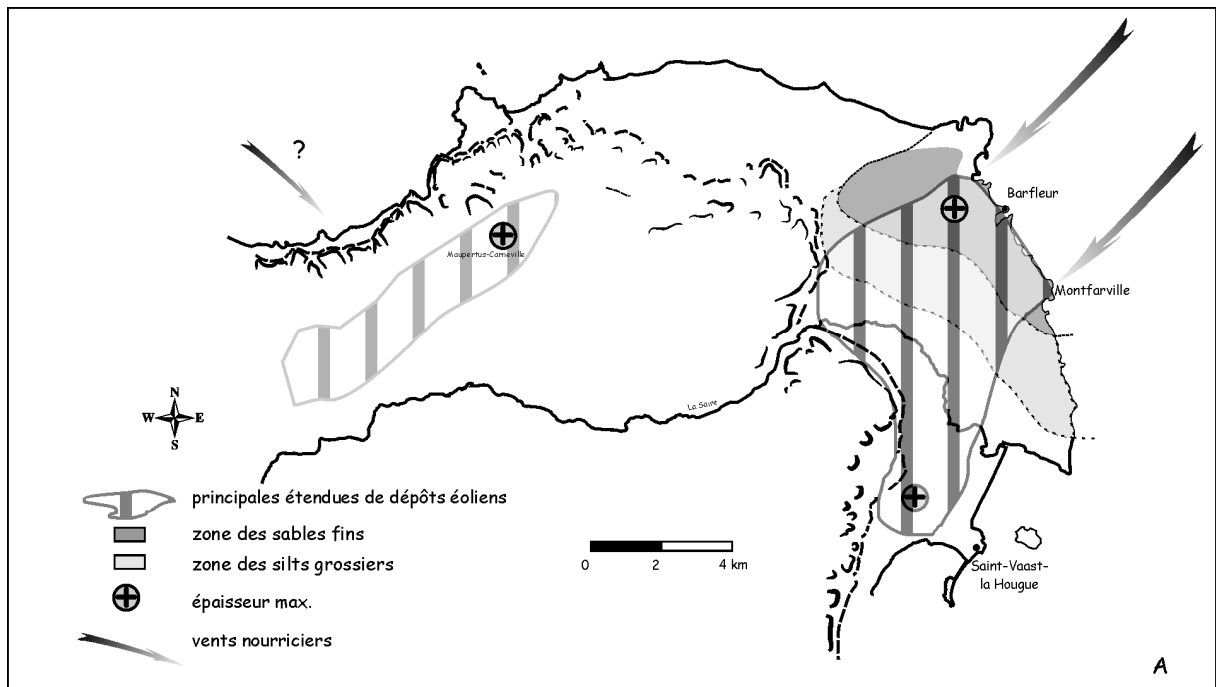


Fig. IV. 13 – A : répartition des sédiments éoliens du Val de Saire. B : hypothèse d'alimentation en loess et sables de couverture pendant le Weichselien en Basse-Normandie depuis les paléostuaires (d'après Lautridou, 1985, 1990 ; Lautridou et al., 2000).

1.4. CONCLUSIONS

Les enregistrements éoliens du Val de Saire sont très éloignés des séquences loessiques du Bassin Parisien. Le style se rapproche de celui de la campagne de Caen ou de la Baie du Mont-Saint-Michel, avec un modelé périglaciaire vallonné propice à l'érosion et des séquences courtes et peu dilatées. Le caractère sableux de certains dépôts fait du Val de Saire une région de transition entre les domaines loessiques s.s et les domaines de sables de couverture. Les dépôts proviendraient du nord-est.

Les conditions locales entraînent l'existence de phases d'érosion majeures au début du Weichselien tronquant dépôts éémiens et saaliens, et au début du Pléniglaciaire. Les éventuels sols noirs et les dépôts du Pléniglaciaire moyen ont généralement disparu. Les variations dans la séquence semblent principalement liées au potentiel gravitaire et au potentiel d'apports locaux (disponibilité matériaux pour le head, de sédiments anciens...). Ces périodes d'érosion sont enregistrées dans les heads et autres colluvions argileuses sous-jacentes au loess. L'horizon dit de Nagelbeek (22 000 BP) est discret, excepté à Port-Racine. Les loess sableux antérieurs à cet épisode sont conservés dans les fentes de gel. Enfin, la présence de loess tardiglaciaire, suspectée à Port-Racine dans la Hague n'est pas mise en évidence dans le Val de Saire.

La séquence weichselienne du Val de Saire est la suivante :

- *pédogenèse du Weichselien inférieur (stade 5c) sur un substrat bien daté, donc équivalente aux sols noirs du Nord de la France dans un contexte différent ;*
- *gley ;*
- *troncature majeure et démantèlement à la charnière Weichselien inférieur/Pléniglaciaire inférieur (limite entre les stades 5a et 4) ;*
- *dépôts de pente dont la composition dépend du contexte environnant et du potentiel d'apports (head à blocs, dépôts marins remaniés, altérites, loess....), commençant généralement par une phase de dépôt fins par ruissellement ou solifluxion, tant dans les vallées qu'en contexte littoral ;*
- *troncature majeure à 30 000 BP environ , à la fin du Pléniglaciaire moyen après une petite pédogenèse (inscrite au sommet de CAR6 par exemple) ;*
- *dépôts de loess anté-Nagelbeek conservé dans les fentes de gel ;*
- *troncature dite de Nagekbeek ;*
- *dépôt de la couverture éolienne post-Nagelbeek.*

CHAPITRE 2 : DYNAMIQUE FLUVIALE, INCISION DU SUBSTRAT ET REMBLAIEMENT HOLOCENE DES BASSES VALLEES

En contexte périglaciaire, le comportement des cours d'eau est modifié par la chute du niveau de base, ainsi que par l'accroissement des débits et de la capacité d'érosion et de transport. Ces modifications sont enregistrées dans les dépôts alluviaux (nappe de fond) et dans la morphologie et peuvent être responsables de l'incision du substrat (Schumm, 1993).

Cette incision du substrat est observée dans de nombreuses vallées (Orne – Pellerin, 1977 ; Seine – Lefebvre *et al.*, 1994). Dans le Val de Saire, malgré le peu d'importance des cours d'eau côtiers, la base de cette incision dans le granite peut atteindre -10 m (Havre de Crabec), voire -20 m CM (Divette dans la Grande Rade de Cherbourg ; Geotechnip, 1967).

Cette incision est responsable de la création de vastes espaces dégagés sous le niveau de la mer actuel correspondant donc à la partie aval de bassins versants continentaux entaillés dans le granite. Ces dépressions sont submergées puis comblées au cours de l'Holocène au fur et à mesure de la remontée du niveau marin, dans la recherche d'un équilibre avec la dynamique marine.

Dans le Val de Saire, la configuration des dépressions en basses vallées est quelque peu différente sur les côtes nord et est. Au nord, la côte est régularisée par des cordons sablo-graveleux abritant des marais encore temporairement ou en permanence en eau. Sur la côte est, les étendues sont plus restreintes et généralement totalement asséchées, en partie par la mise en valeur agricole.

L'intérêt de ces espaces réside dans la variété des sédiments, dans la mise en place et le stade atteint par le comblement. De nombreuses questions se posent :

- quelle est l'importance de l'incision ?
- le comblement est-il totalement holocène ou conserve-t-il des dépôts tardiglaciaires voire pléistocènes ? Quand se placent les grandes phases de déblaiement, si elles existent ?
- quelles informations l'étude du comblement nous donne-t-elle sur les paléoenvironnements successifs depuis l'Éémien et particulièrement à l'Holocène ?
- à quel stade en est le système vis-à-vis de la remontée du niveau marin et de l'évolution du littoral ?
- quelles informations peut-on en retirer pour reconstituer le fonctionnement des basses vallées lors des interglaciaires plus anciens, en relation avec le système de plates-formes étagées ?

Par ailleurs, au sein de ces remplissages existent des tourbières qui apportent de précieuses indications sur les paléoenvironnements holocènes. L'analyse palynologique a été effectuée par

Martine Clet (UMR 6143 CNRS). Seuls les principaux résultats seront exposés ici, l'ensemble de l'étude palynologique fera l'objet d'une publication ultérieure.

L'étude de ces remblaiements holocènes permet de décrire le fonctionnement des basses vallées en contexte interglaciaire et est le seul moyen de comprendre le fonctionnement de ces mêmes espaces au cours de l'Éémien, complément indispensable à la description des plates-formes marines. La reconstitution des modalités de l'érosion périglaciaire fluviale et de la transgression holocène est également primordiale pour comprendre le devenir des plates-formes marines et évaluer le potentiel archéologique des secteurs littoraux.

L'incision des cours d'eau constitue un élément important pour la compréhension des contrôles eustatiques et tectoniques sur la morphogénèse.

2.1. DYNAMIQUE PERIGLACIAIRE DES COURS D'EAU ET INCISION DU SUBSTRAT

2.1.1. Développement du réseau de drainage sur les plates-formes fossiles

Les plates-formes marines étagées sont parcourues par un réseau de drainage développé pour une part après leur fossilisation. En effet, deux catégories de cours d'eau peuvent se distinguer : les cours d'eau qui naissent en amont de la plate-forme et continuent leur cours à travers elle et les cours d'eau qui naissent sur la plate-forme.

Le premier cas concerne les cours d'eau principaux qui prennent leur source sur les plateaux intérieurs. Leur cours est incisé dans le socle, y compris dans le socle constituant les plates-formes. Nous pouvons supposer que ces vallées se jetaient dans la mer pendant la période de fonctionnement marin de la plate-forme. Il est également possible que, à l'image de ce qui s'observe sur la plate-forme actuelle, ces cours d'eau étaient déjà incisés. Aujourd'hui ce sont des vallées à fond plat ou en V dont les versants sont souvent décapés.

Le deuxième cas concerne principalement les vallons secs en berceau, dont la forme témoigne de l'origine périglaciaire. Après leur émergence, les espaces constitués par les plates-formes marines sont soumis à la morphogénèse continentale et reçoivent les précipitations. La concentration des écoulements donne naissance, lorsqu'une quantité d'eau suffisante est réunie (Anderson *et al.*, 1999), à de nouveaux axes de drainage, en particulier au niveau de la paléofalaise.

Dans les deux cas, l'acquisition d'un profil d'équilibre à travers des plates-formes étagées entraîne une forte incision et une érosion des versants au niveau des bordures de plates-formes, où le granite est souvent à nu.

Le comportement des vallons est particulièrement intéressant du fait de l'alternance des plates-formes, espaces relativement plans où les écoulements sont faibles, et des talus qui les séparent, où la pente s'accroît. Ainsi, un vallon fortement incisé sur un talus peut quasiment disparaître sur la plate-forme sous-jacente et renaître à nouveau sur sa bordure aval. Certains vallons se perdent ainsi au point qu'il est difficile de déterminer la direction des écoulements originels. En fait, il s'agit probablement de deux générations de vallons, nés indépendamment sur la bordure de leur plate-forme respective et reliés ensuite. **Le comportement des vallons est ainsi un précieux indice dans la cartographie des plates-formes en mettant en évidence leur bordure.** En Apulie (Italie), où le nombre de plates-formes est plus élevé, plusieurs générations de vallées sont reconnaissables, aboutissant chacune à une plate-forme représentant son niveau de base (Mastronuzzi *et al.*, 2002). Dans ce cas, contrairement au Val de Saire, les vallées se forment pendant les interglaciaires à partir d'émergences de la nappe phréatique. **Dans le Val de Saire, l'initiation du réseau de drainage est attribuée aux conditions périglaciaires** (cf. coupe CH2) : les vallons ne sont pas contemporains du fonctionnement de la plate-forme où ils naissent ni de celle sur laquelle ils aboutissent. Les vallons en V, connaissant un écoulement actuel peuvent traverser plusieurs plates-formes. La différenciation entre les vallons en U restés secs et les vallons en V actifs reste peu claire et doit dépendre de la concentration des écoulements préférentiels à la surface du granite. Les sources prenant naissance au-delà d'une certaine quantité d'eau et se situent préférentiellement en pied de talus.

Le réseau de drainage est responsable du découpage des plates-formes qui perdent leur continuité spatiale au cours du temps (Anderson *et al.*, 1999) et finissent par disparaître sous l'effet de l'érosion. Celle-ci se développe sur les versants par recul des interfluvies et par érosion régressive.

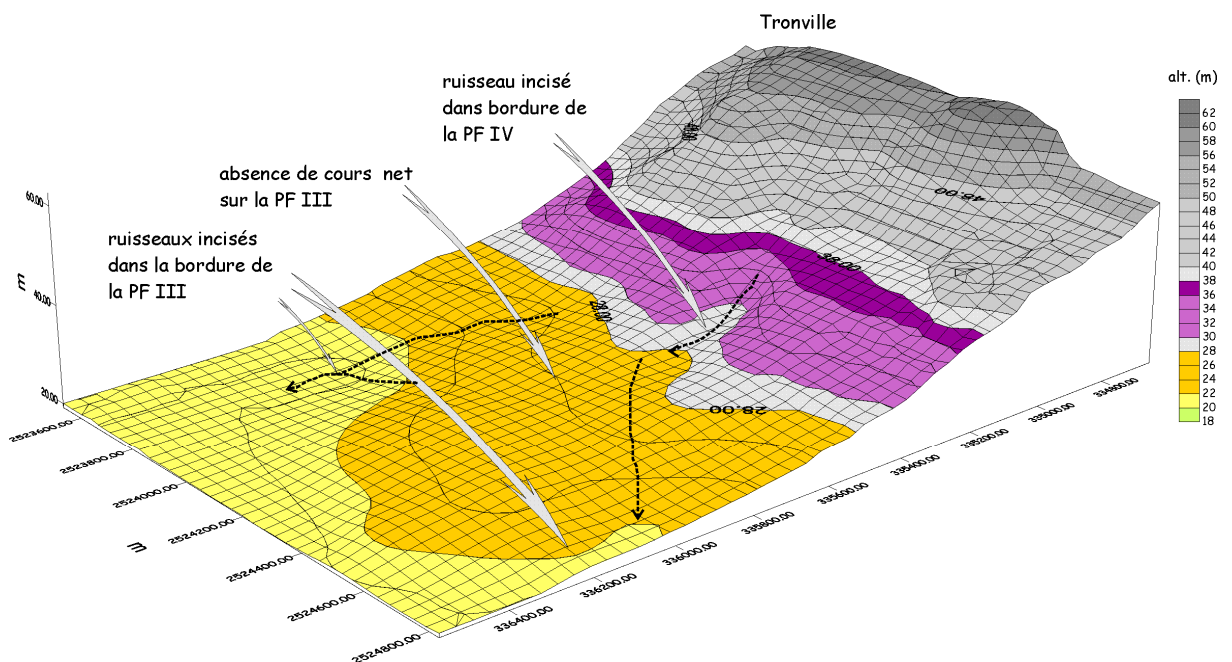


Fig. IV. 14 – Comportement des vallons (aujourd'hui secs) sur les plates-formes marines fossiles.

2.1.2. L'incision dans le substrat des cours d'eau côtiers

Les petits ruisseaux côtiers, dont le débit actuel est faible, possèdent néanmoins des vallées fortement incisées dans le substrat et masquées par les remblaiements holocènes et la couverture sédimentaire marine actuelle.

L'amplitude de cette incision peut être de l'ordre de la dizaine voire de la vingtaine de mètres par rapport au 0 NGF. Des valeurs moindres ont été observées dans le cas de la Mare de Réville.

L'incision dans le substrat a été mise en évidence lors des études réalisées dans le but d'établir un port en eau profonde pour pétroliers au niveau de Cherbourg (Geotechnip, 1967). L'exploration de la plate-forme (Grande Rade et Baie du Becquet) à l'étinceleur a fourni une carte des isobathes au toit du substrat sur laquelle se détachent nettement les anciens cours de la Divette et du ruisseau du Grand Val (fig. IV.15). Dans le cas de ce dernier, l'incision atteint plus de 10 m sous le fond actuel et s'atténue nettement vers 35 m CM sur un replat.

L'incision dans le bedrock est difficile à dater précisément. S'il semble que les fleuves aient coulé sur le substrat dans certains secteurs au cours de la régression weichselienne (Antoine *et al.*, 2003), où la chute du niveau marin a atteint 120 m, l'incision primitive est plus ancienne, comme l'indique la conservation de plusieurs terrasses alluviales emboîtées dans la Fleuve Manche (Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999) ou au large de Brest (Hallegouet & Morzadec, 1977). En Bretagne, Bonnet (1998) considère que l'incision des cours d'eau en mer est contemporaine de celle du domaine terrestre, l'évolution postérieure, assujettie aux variations eustatiques, se faisant en sédimentation sur la côte sud du fait d'une légère subsidence relative.

Au niveau des basses-vallées actuelles du Val de Saire, à proximité du trait de côte, les incisions observées diminuent du nord vers le sud (tab. III.3)

	Gattemare	Crabec	Mare Barré	Mare de Réville
prof. m NGF	-8,5	-8	<-5	-3,2

Tab. IV. 3 – Profondeur du substrat au niveau des basses-vallées du Val de Saire.

Cette évolution peut être liée à deux paramètres : la pente de la plate-forme et l'importance des cours d'eau (longueur et donc débit et capacité érosive).

Ainsi que l'on peut le voir sur la fig. IV.16, le ruisseau du Grand Val, incisant les Arkoses cambriennes du Becquet, plonge rapidement en mer, tandis que le ruisseau d'Escarboville s'étale sur la plate-forme de la basse vallée de la Saire façonnée dans les schistes briovériens (cf. § suivant).

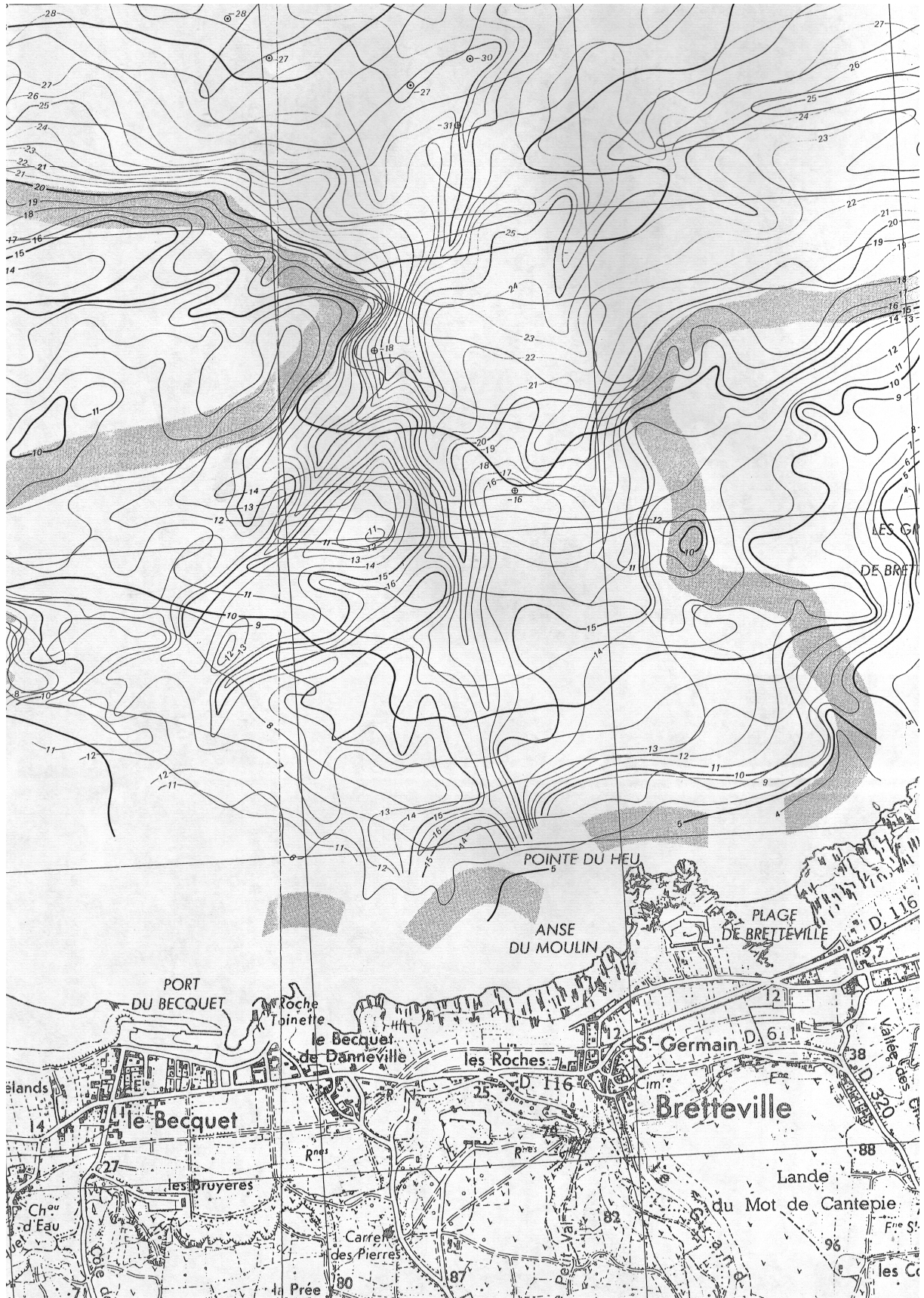


Fig. IV. 15 – Incision du ruisseau du Grand Val dans les fonds de la Baie du Becquet (en grisé, roche affleurante, isobathes en trait gris : toit du substrat, isobathes en trait noir : fond la mer). Équidistance des courbes : 1 m (Geotechnip, 1967).

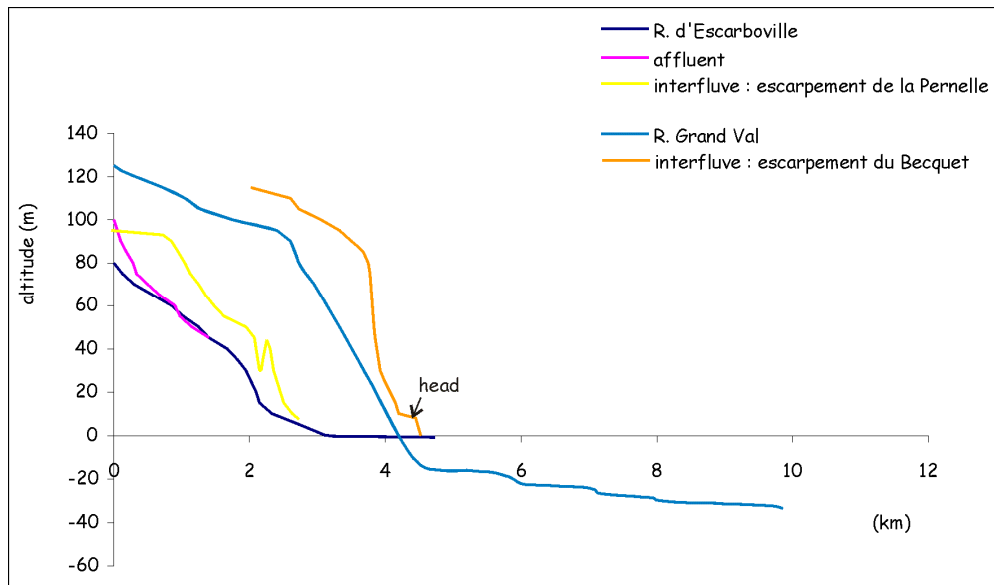


Fig. IV. 16 – Comparaison entre le Ruisseau du Grand Val descendant de l'escarpement du Becquet sur la côte nord et le Ruisseau d'Escarboville descendant de l'escarpement de la Pernelle sur la côte est (position des cours d'eau en première partie). Profils longitudinaux au substrat (aval du R. Gand Val d'après Geotechnip, 1967).

Nos observations se sont limitées aux espaces continentaux, à l'exception de l'Anse de la Mondrée où les quelques profils sismiques réalisés montrent des incisions dans le granite profondes de 6 à 7 m environ. Le comblement sédimentaire des basses vallées a montré la quasi-absence de dépôts pléistocènes. Seul le sondage HOU dans les marais de Gattemare (fig. III.22) contient un reliquat de loess. Ce dépôt nous indique que si les basses vallées sont déblayées lors de la régression weichselienne, la reprise des écoulements et le retour de la mer ne suffisent pas à évacuer l'ensemble de la couverture éolienne. Il est d'ailleurs probable que dépôts alluviaux et éoliens soient repris dans le comblement holocène (faciès des "silts bleus"), ainsi que nous le verrons plus loin.

2.1.3. La Saire, rivière périglaciaire divagante

L'ensemble des sondages tarière visant à retrouver la trace d'un paléochenal de la Saire n'ont montré qu'une nappe de fond reposant sur une plate-forme régulière façonnée aux dépens des formations schisteuses briovériennes. La Saire ne présente pas de traces d'incision weichselienne ou plus ancienne. Ces observations à terre concordent avec l'absence de paléovallée en mer, qui mériterait cependant d'être confirmée par une exploration sismique.

La séquence observée à plusieurs reprises comprend 2 unités lithologiques :

- à la base, une unité épaisse de 1,5 m à 2,5 m , formée de galets et parfois de sables graveleux, correspondant à la nappe de fond déposée en phase périglaciaire ;
- au sommet une unité silteuse ou silto-sableuse épaisse de 0,6 m à 2 m environ.

		COM	CHA	GRA	SAL
unité 2	silts	0,6	1,8	1,6	2,7
unité 1	nappe de fond	2	2,5	0,60	0

Tab. IV. 4 – Épaisseur des unités stratigraphiques dans la basse vallée de la Saire (en m).

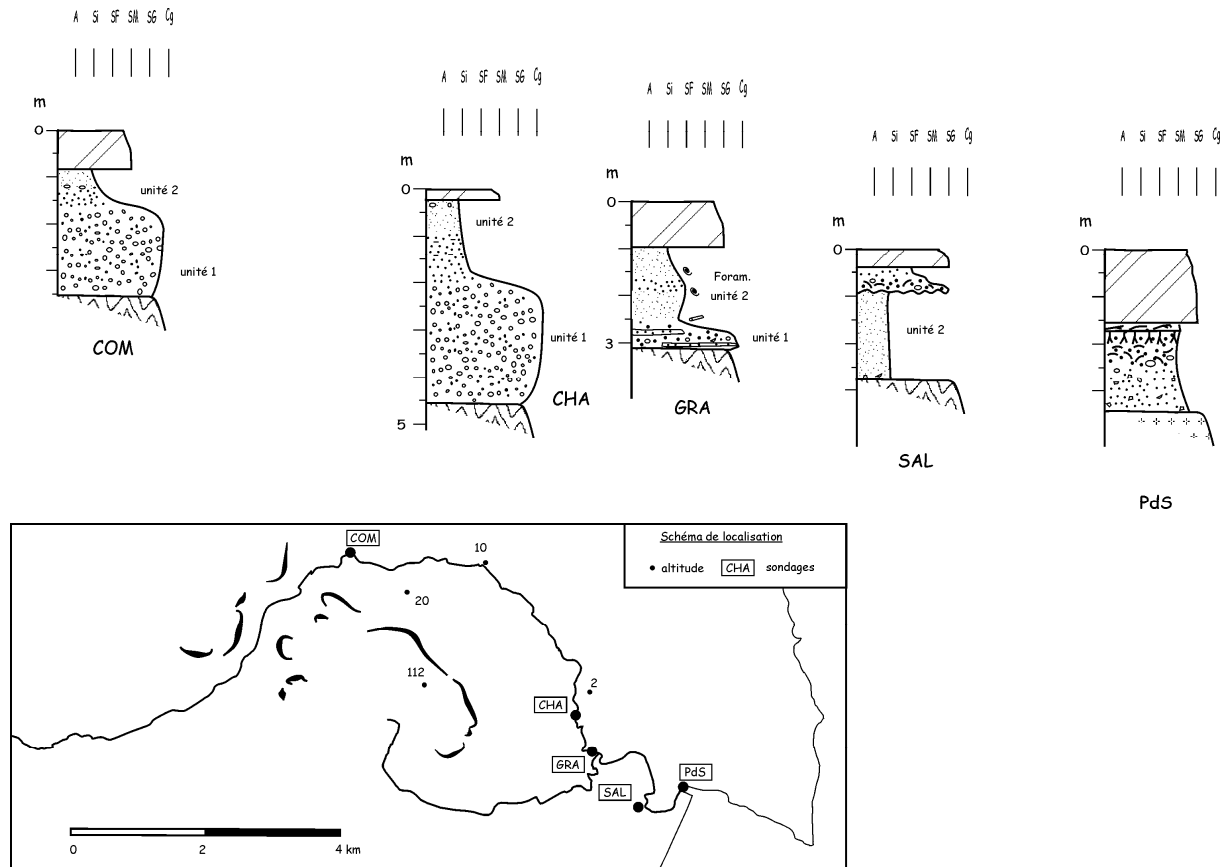


Fig. IV. 17 – Logs stratigraphiques de la basse vallée de la Saire.

➤ **Composition de l'unité 1 : la nappe de fond**

L'unité 1 est composée de galets issus des formations triasiques (galets de grès paléozoïques ou galets de démantèlement des faciès consolidés) et d'une forte fraction graveleuse principalement issue de l'érosion des schistes briovériens et des faciès fins triasiques. La matrice contient une fraction sableuse constituée de grains anguleux (quartz, Briovérien) sans empreinte marine.

Il s'agit de la nappe de fond de la Saire.

Vers l'aval, l'épaisseur de cette nappe de fond diminue rapidement jusqu'à disparaître du fait d'un remaniement et/ou d'un déblaiement par la mer à l'Holocène. Dans le sondage GRA, la base est ainsi constituée de sable graveleux composé principalement de schistes briovériens, contenant des éléments ligneux témoignant d'un âge holocène.

➤ *L'absence d'incision*

Les sondages réalisés dans la vallée actuelle ont donc montré que la Saire s'écoule sur une plate-forme régulière à environ 0 m NGF, sans que nous ayons décelé de chenal incisé dans le substrat. Ce comportement surprend dans un secteur où le moindre des ruisseaux côtiers présente une paléovallée marquée.

L'absence de paléovallée de la Saire signifie donc que ce petit fleuve a accommodé la chute du niveau de base non par incision mais nécessairement par augmentation de la sinuosité (Schumm, 1993). La Saire a ainsi développé une large plate-forme permettant la divagation. Il est cependant possible qu'un cours incisé dans la plate-forme se développe plus au large, ce qui mériterait d'être vérifié par une campagne sismique.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer ce comportement particulier :

- rôle de la lithologie – les schistes briovériens sont moins résistants que le granite et l'érosion aréolaire (latérale) se trouve facilitée ;
- pente de la plate-forme : la Saire est éloignée des fosses de la Manche ; cependant la Mare de Réville l'est tout autant et montre une incision ;
- impact tectonique avec un jeu de blocs différent au niveau de la Saire et dans le secteur granitique plus au nord ; un affaissement de la zone pourrait expliquer l'absence d'incision ;
- un cours de la Saire pendant les périodes froides nettement différent de l'actuel.

Si l'on considère cette dernière hypothèse, deux trajets peuvent être proposés, l'un vers le nord dans un couloir d'érosion affectant la plate-forme III, l'autre vers le nord-ouest par la vallée de la Mare Barré. L'un comme l'autre sont peu vraisemblables du fait de l'absence d'indices concrets. Ainsi, à l'amont de la Mare Barré, un sondage tarière a montré l'absence de tout dépôt alluvial. Le seuil à 7 m correspond également à une source. Les altitudes des seuils impliquent dans tous les cas que ces éventuels anciens cours sont nettement antérieurs à l'Éémien.

L'hypothèse la plus crédible pour expliquer l'absence d'incision de la Saire dans le substrat est la différence lithologique entre granite et schistes briovériens alliée à la pente de la plate-forme continentale, faible de ce côté du Val de Saire.

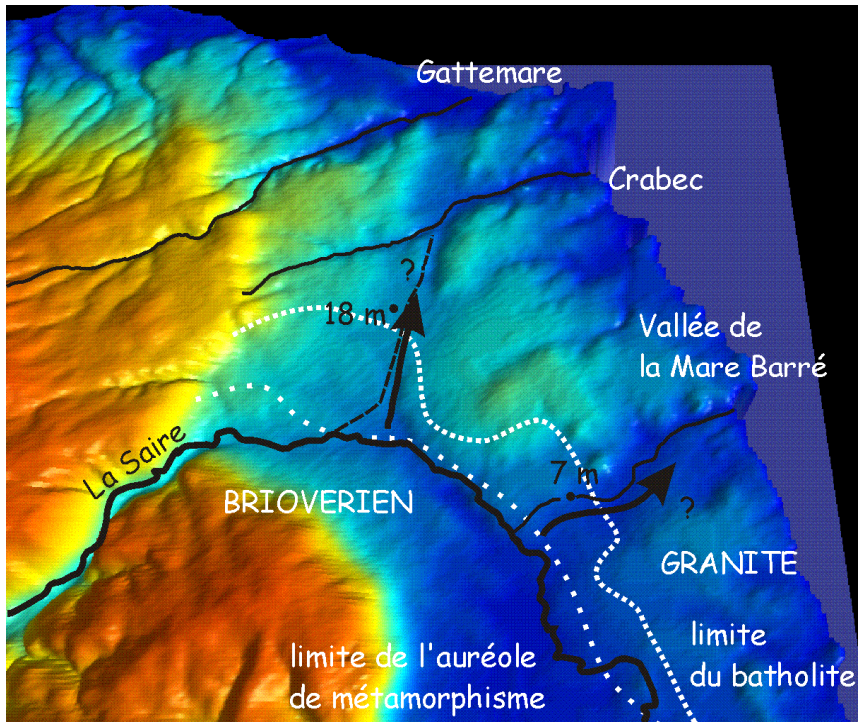


Fig. IV. 19 – Hypothèses pour un ancien cours de la Saire.

2.2. REMBLAIEMENTS HOLOCENES : DONNEES STRATIGRAPHIQUES

L'incision dans le substrat pendant les périodes glaciaires est donc responsable de la création de dépressions topographiques sous le niveau de la mer actuel qui se trouvent comblées lors de la transgression holocène.

Reconnus depuis longtemps dans les principaux estuaires normands, tels la Seine (Lefebvre *et al.*, 1974 ; Lefebvre, 1977), l'Orne (Clet-Pellerin *et al.*, 1977 ; Pellerin, 1977) et la Baie du Mont-Saint-Michel (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002), ou sur le littoral du Calvados sous forme de tourbes d'estran (Elhaï & Larsonneur, 1969), les remblaiements holocènes sont nettement moins bien connus dans les petits ruisseaux côtiers. Par le passé, dans le Cotentin, seule la vallée de la Divette a fait l'objet de sondages dans le Port de Cherbourg (Geotechnip, 1967), et un certain nombre de travaux ont porté sur l'évolution des havres de la côte ouest (Elhaï, 1963 ; Billard *et al.*, 1995).

Récemment, une étude sur les remblaiements de basses vallées dans la Hague (Levalet, 2001) fournit un point de comparaison régional intéressant, bien qu'il s'intéresse plus particulièrement à l'anthropisation, tandis que S. Garnaud (2003) a réalisé la première synthèse sur les dépôts holocènes aujourd'hui en position intertidale et surtout subtidale en Baie de Seine, offrant une vision plus large des phénomènes transgressifs holocènes dans la Manche.

Nos recherches ont donc été l'occasion de découvrir les remblaiements holocènes du Val de Saire. Nous avons effectué à cet effet 6 forages avec le camion-tarière du BRGM. Ces forages majeurs sont complétés par des sondages à la tarière manuelle et des observations en tranchées.

Chaque sondage a fait l'objet de lavages et d'observations à la loupe binoculaire. Un ensemble de séquences réparties tout au long du littoral a fait l'objet d'analyses palynologiques, fructueuses en particulier sur les dépôts tourbeux, de manière à percevoir l'évolution des paysages. Nous avons également pu effectuer un certain nombre de datations ^{14}C pour caler les séquences, datations réalisées au Centre d'Études Nordiques de l'Université Laval à Québec (notation UL-).

Les résultats de cette étude seront publiés par ailleurs et seul un résumé est présenté ici, de manière à percevoir le comportement des basses vallées pendant un interglaciaire.

2.2.1. Marais arrière-littoraux de la côte nord

➤ Marais du Carrat (Fermanville)

Le Marais du Carrat s'abrite derrière le cordon de l'Anse de la Mondrée (photo IV.7). Il se trouve inondé pendant la période hivernale et subit des intrusions marines du fait de la destruction du système de régulation hydrologique. L'Anse de la Mondrée est l'exutoire de la Vallée des Moulins, fortement encaissée dans le granite. Un sondage pratiqué en amont du marais vers 3 à 4 m d'altitude, au niveau où la vallée commence à s'élargir (soit 700 m en arrière du trait de côte) a révélé une épaisseur de 2,5 m de silt, plus ou moins tourbeux reposant sur le granite.

➤ Marais de Tocqueboeuf (Fermanville - Cosqueville)

Le marais d'arrière-cordon de Tocqueboeuf, situé sur la commune de Fermanville, a fait l'objet d'une exploration à la pelle mécanique sur sa bordure ouest en contrebas d'un pointement granitique. Le sondage à la pelle mécanique a été complété par 2 sondages à la tarière manuelle atteignant plus de 4 mètres de profondeur, To1 et To2 (fig. IV.20 et IV.21). Des tourbes ont également été observées sur l'estran. Dans ce marais, des sédiments détritiques sont conservés sur les bordures tandis que l'axe de drainage est occupé par des tourbières.

- **La séquence pédo-sédimentaire de la bordure ouest du marais**

L'ensemble du profil visible dans la tranchée est fortement marqué par l'hydromorphie (bariolage gris-orangé, concentrations ferrugineuses).

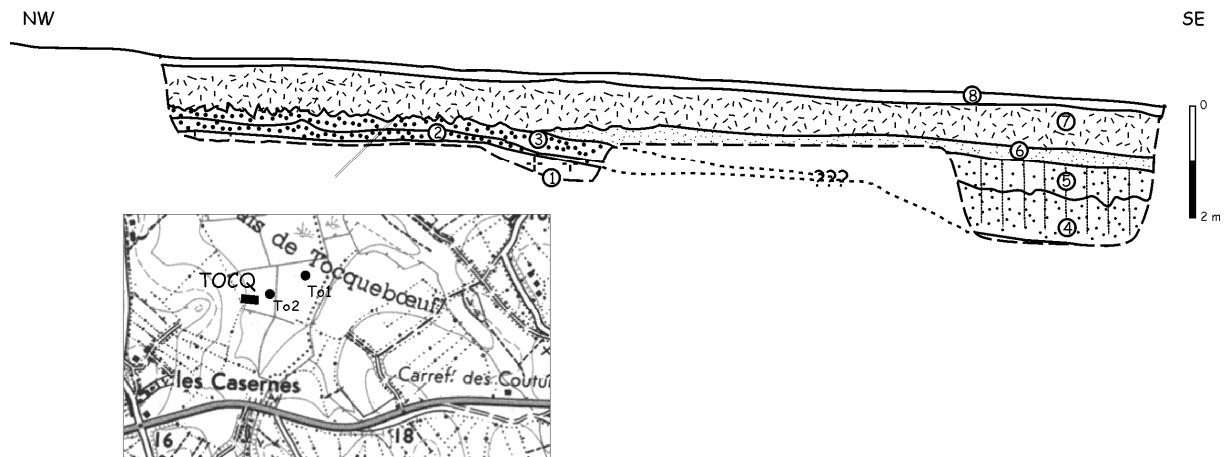


Fig. IV. 20 – Position et profil de la tranchée de Tocqueboeuf.

A l'extrémité est de la tranchée, le creusement a atteint l'arène (1), entraînant un écoulement d'eau qui a stoppé l'exploration. La coupe montre de bas en haut :

- (4) **silt à sable fin orangé** (70 cm d'épaisseur) ; teneur en argile 7,6 % ; mode 123 μm , Md 61 μm ; micromorphologie (éch. TOCQb19) = sédiment sableux mal classé dans un fond silteux loessique (minéraux lourds tels la tourmaline et la glauconie). Sur le plan pédologique s'est d'abord développé un horizon d'illuviation, marqué par des revêtements argileux dans les chenaux, des hyporevêtements et une argilification dans la masse. Des traits d'appauvrissement (pertes de fer, plages lavées) témoignent d'une évolution en pseudogley (horizon Btg) ;
- (5) **sable fin orangé-gris** (30 cm d'épaisseur) ; micromorphologie (éch. TOCQb/20) = sable fin probablement éolien (nombreux minéraux lourds). Présence de chlorite et de kaolinite. Revêtements argileux dans les pores et argilisation dans la masse permettant d'identifier un ancien horizon B. Traits ferrugineux et d'appauvrissement : nodules de fer concentrés et plages lavées. Tendance forte à l'hydromorphie ; l'évolution en pseudogley est moins poussée que dans l'échantillon TOCQb/24 ;
- (6) **silt gris sombre** très humide et collant (40 cm d'épaisseur) ; micromorphologie (éch. TOCQb21) = silt à sable très fin probablement éolien, emballant nombreux graviers aréniques et grains de sable dans une matrice très poussiéreuse. Beaucoup de fragments végétaux et de charbons. Présence de chenaux racinaires. Pas de traits texturaux. Ex-horizon A ou plutôt colluvions ;
- (7) **sable silteux** riche en graviers, emballant quelques galets, montrant une forte ferruginisation organisée autour des chenaux racinaires (80 cm d'épaisseur) ; micromorphologie (éch. TOCQb24) = fond de sable fin loessique (hornblende,...) et sable voire graviers d'arène (colluvions) ; argilisation dans la masse très ferrugineuse, avec des nodules de fer. Plages parfaitement lavées du fer et des argiles. Pseudogley net et très frais, probablement actif.
- (8) terre végétale sablonneuse, riche en graviers d'arène, racines (20 cm d'épaisseur).

Vers l'ouest, la profondeur diminue. Le granite altéré supporte une couche mince de sable propre gris à empreinte marine (2) (éch. TOCQb/13) ou orange (en poches). Un sable argileux orange (3) la sépare de l'ensemble graveleux à racines (7).

micromorphologie de (2) (éch. TOCQb23 et 22) = beau sable bien trié (160-200 μm) composé de quartz et feldspath avec des micas blancs, beaucoup de glauconie, zircons. Grains subanguleux à émoussés. Pas de revêtements mais accumulation d'argiles dans les fissures. Fragments végétaux de grande taille ferruginisés. Horizon à tendance podzolique.

Enfin, à l'extrémité ouest, la couverture sédimentaire s'amincit (petit sol maigre limono-sableux sur arène) jusqu'à laisser le granite à l'affleurement.

La tranchée a donc révélé une forte épaisseur de dépôt éolien adossé à un relief granitique, ayant subi une pédogenèse de type sol brun lessivé avec développement d'un horizon Bt. Aujourd'hui, le sol fonctionne en pseudogley et subit une forte hydromorphie. L'horizon devient un Btg montrant des traits ferrugineux et des traits d'appauvrissement. La partie supérieure du sol, sur sédiments colluviés, est affectée d'un pseudogley actif.

Il semblerait que la topographie du granite dessine un léger replat et un petit ressaut sur lequel repose le sable gris (2). Ce dernier pose question. Il présente une nette empreinte marine aux tailles inférieures à 350 μm (60 % des grains sont des émoussés-luisants). Par contre, aux grandes tailles, le sable est alimenté directement par l'érosion du granite (grains d'arène non-usés).

Aussi peut-on émettre 2 hypothèses :

- **le sable gris (2) est un sable marin éémien conservé sur un petit replat du granite ;**
- le sable gris est d'âge holocène, venu reposer sur la bordure de l'estuaire.

Les relations stratigraphiques avec les loess n'apportent guère d'éléments de réponse mais la première hypothèse nous paraît la plus probable.

- **Les sondages To1 et To2 : le comblement tourbeux du marais (fig. IV.21)**
- **Les tourbes sur estran**

Lors des grandes marées de l'automne 2002, des tourbes sont apparues sur le bas estran de Tocqueboeuf environ 1 m au-dessus des plus basses mers. Elles s'avèrent très chargées en morceaux de bois voire de troncs, dont du chêne (Billard, comm. orale). Des aménagements anthropiques en bois peuvent être identifiés en surface ainsi que de probables traces de pacage, comme on en connaît en Baie du Mont-Saint-Michel.

➤ *Marais de Gattemare (Gouberville – Gatteville-le-Phare)*

Le Marais de Gattemare, au débouché du ruisseau de la Couplière, présente une grande surface ennoyée : 17 ha de plan d'eau, 24 ha de zones marécageuses et 53 ha de prairies inondables. Le cordon littoral est puissant et couvre 10 ha (Delahaye, 1986).

3 sondages ont été réalisés avec le camion-tarière du BRGM :

- sondage GAT, sur le revers terrestre du cordon ;
- sondage HOU, en bordure de l'étang ;
- sondage COIN, à proximité de l'attache est du cordon.

Seuls les deux premiers sont présentés dans la figure IV.22, le troisième montrant plus de 12 m de cordon sablo-graveleux avec une intercalation tourbeuse entre 4 et 5 m de profondeur.

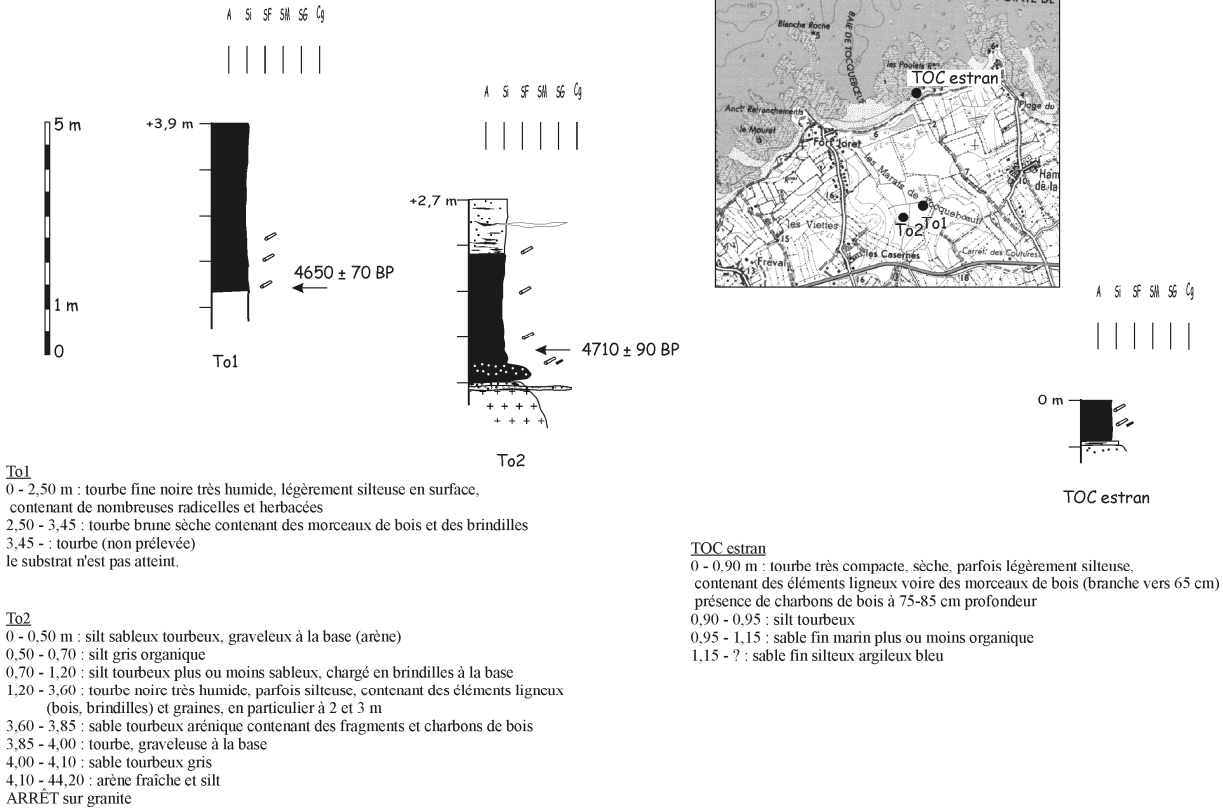


Fig. IV. 21 – Logs stratigraphiques des sondages dans le marais de Tocqueboeuf.

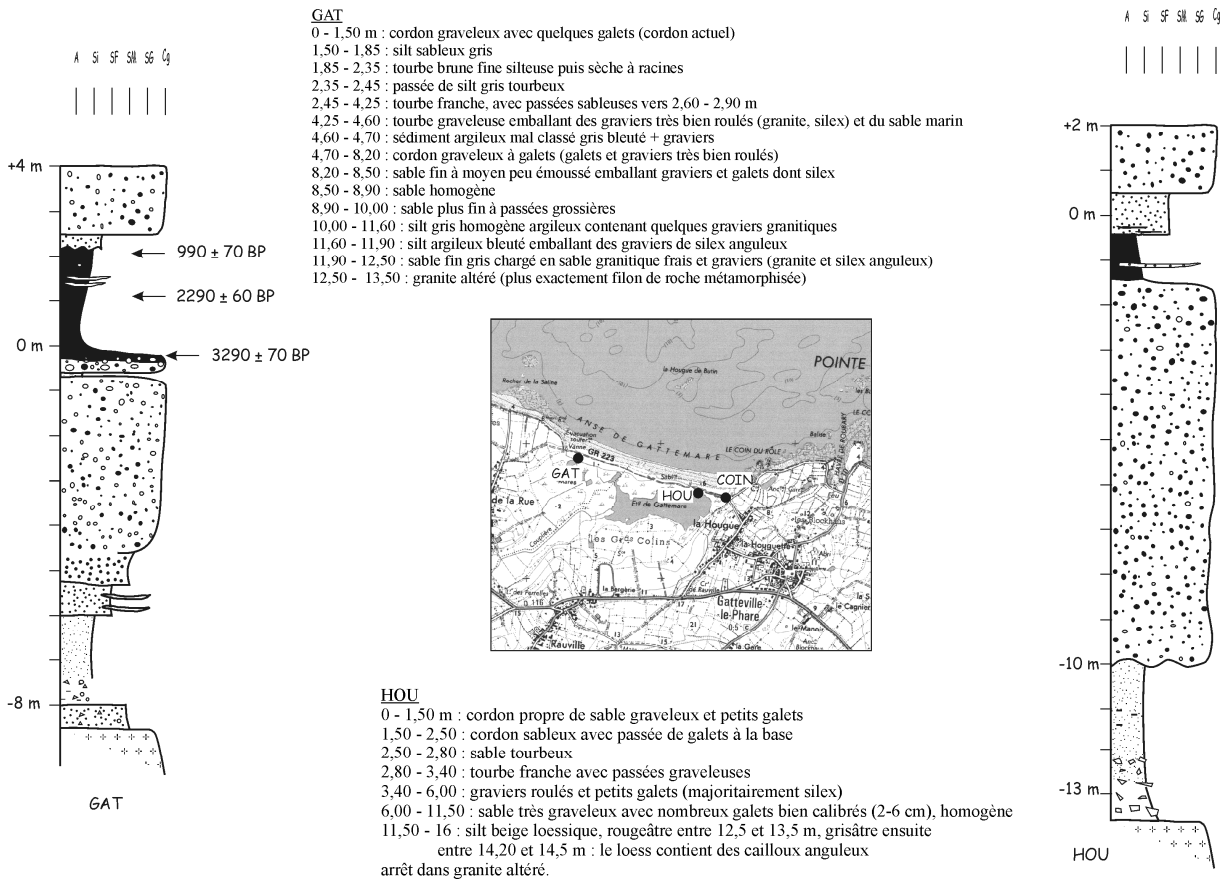


Fig. IV. 22 – Logs stratigraphiques des sondages dans le marais de Gatteville.

2.2.2. Basses vallées de la côte est

➤ Havre de Crabec (Gatteville-le-Phare)

Un sondage au camion-tarière a été effectué au débouché de l'étroite vallée du Cliquempoix, à quelques mètres de l'exutoire forcé actuel, à 4 m NGF. Le forage de Crabec a livré un remblaiement épais d'au moins 13 m. Sous un cordon sableux sub-actuel épais se trouve une série tourbeuse et silteuse épaisse de plus de 8 mètres.

L'ensemble des sédiments fait effervescence à l'acide chlorhydrique et l'observation à la loupe binoculaire révèle des bioclastes et de petits gastéropodes entiers. Nous n'avons pu expliquer pourquoi les éléments carbonatés sont conservés ici et pas dans les autres comblements de vallée, même proches (Gattemare, la Mare de Réville...).

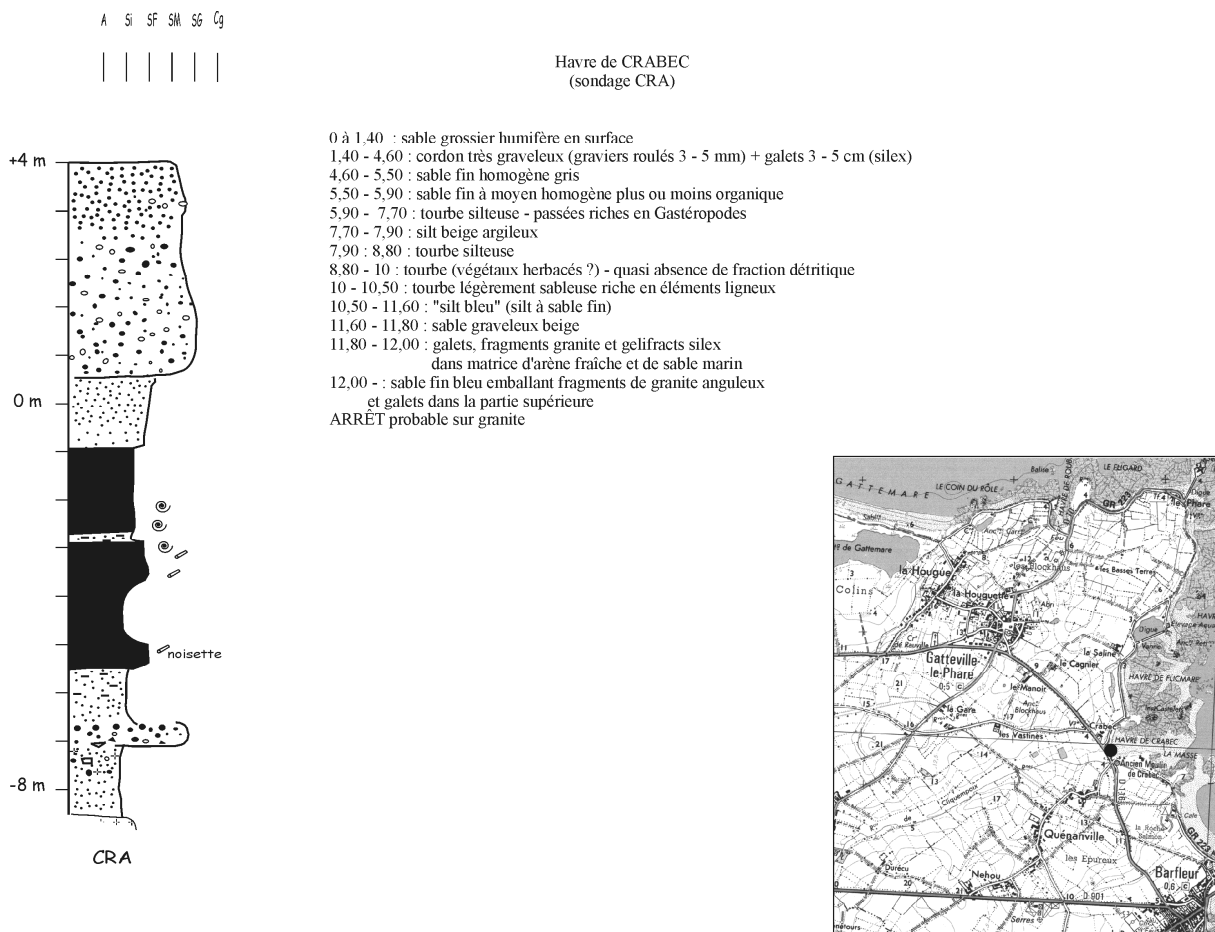


Fig. IV. 23 – Log stratigraphique du sondage dans le Havre de Crabec.

➤ *Vallée de la Mare Barré : Landemer – La Haye (Montfarville)*

Les sondages de Landemer et de la Haye sont implantés dans l'axe de la vallée de la Mare Barré, en contrebas des tranchées décrites dans la partie précédente, chap. 4. Le sondage de la Haye est situé plus en amont.

Le sondage de la Haye montre une tourbe reposant sur des silts bleus compacts. Le sondage de Landemer est intégralement dans la tourbe, sur plus de 7 mètres. Dans les deux cas, le substrat n'est pas atteint : à la Haye, la tarière manuelle s'est trouvée bloquée dans les silts bleus, à Landemer elle s'est avérée trop courte...

Si la basse vallée de la Mare Barré est aujourd'hui remblayée par des dépôts continentaux, nous avons vu qu'à l'Eémien elle était envahie par la mer.

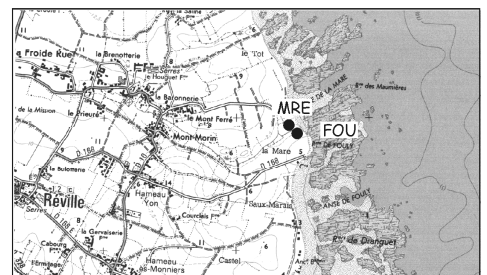
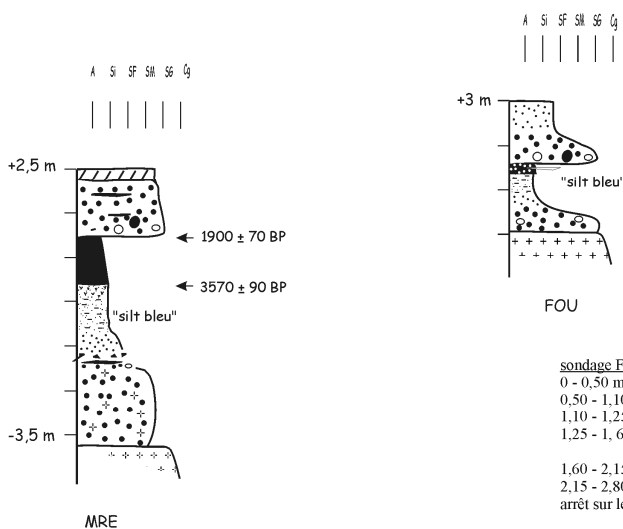
➤ *La Mare (Réville)*

Deux sondages ont été réalisés avec le camion-tarière du BRGM dans la Mare au nord de la Pointe de Fouly :

- sondage FOU, sur la bordure sud de la dépression ;
- sondage MRE, plus proche de l'axe de la vallée mais probablement pas dans le secteur de profondeur maximale.

sondage MRE

0 - 0,30 m : sable fin à grossier dunaire humifié plus ou moins en remblai
 0,30 - 0,60 : sable grossier brun, tourbeux (ranker sur dune)
 0,60 - 1,30 : sable grossier marin gris clair
 1,30 - 1,60 : sable graveleux avec petits galets
 1,60 - 1,70 : sable tourbeux
 1,70 - 2,60 : tourbe silteuse
 2,60 - 2,80 : silt tourbeux
 2,80 - 3,00 : silt argileux gris foncé
 3,00 - 3,70 : silt argileux bleu, enrichi en sable fin à la base
 3,70 - 4,30 : sable fin gris beige, graveleux vers 4,00 m, chargé en gélifractions de silice et arène vers 4,20 m
 4,30 - 4,50 : galets (silice roulés, graviers schistes) et arène, surmontés d'une passée organique de 2 à 3 cm d'épaisseur
 4,50 - 6,20 : sable granitique puis arène fine
 arrêt sur granite altéré



sondage FOU

0 - 0,50 m : sable fin brun (horizon de surface)
 0,50 - 1,10 : cordon sableux
 1,10 - 1,25 : galets de petit module dans une matrice de sable grossier
 1,25 - 1,60 : tourbe avec passées sableuses et petits galets dispersés, voire sable tourbeux (sable marin à dunaire)
 1,60 - 2,15 : argile silteuse bleue graveleuse à la base
 2,15 - 2,80 : sable grossier graveleux à petits galets
 arrêt sur le substrat granitique frais

Fig. IV. 24 – Logs stratigraphiques des sondages dans la Mare au nord de la Pointe de Fouly.

➤ **L'Anse de Brévy (Réville)**

Neuf tranchées ont été réalisées sur toute l'étendue de l'Anse de Brévy, *grosso modo* selon deux transects perpendiculaires au littoral. L'un est proche de la Pointe de Sly (tranchées 1 à 4), l'autre de l'extrémité sud de l'anse (tranchées 6 à 8).

- **Description des coupes**

cf. fig. IV.25 page suivante

- **Principaux résultats**

Le premier transect (tranchées 1-4) est semblable à celui de l'Anse de Quéry, exposé dans la deuxième partie. Les profils montrent :

- le sable de la plage actuelle, présentant des litages obliques plans ;
- une couverture loessique weichselienne, avec un horizon Bt plus ou moins bien exprimé (en 1, 2 et 3), épaisse de 2,50 m environ, montrant parfois un pavage de gélifracts à la base ;
- des dépôts sableux très bien triés propres (3) ou graveleux aréniques (4).

Il s'agit donc de dépôts éémien et weichseliens conservés sur un platier fossile.

Par contre, le second transect présente des dépôts totalement différents, dont des limons marmorisés témoins de marais littoraux, voire des horizons tourbeux (6 et 7). Le sable de la base de (7) est ainsi un sable quartzueux gris avec des passées d'argile bleue de type schorre, contenant des débris végétaux.

Le transect I se situe sur une zone basse, probablement un bas estran à l'Eémien, recouverte par des loess.

Le transect II est dans l'axe des écoulements weichseliens qui ont érodé les dépôts éémien. Il montre une séquence de remblaiement holocène avec des limons probablement issus de l'érosion des loess environnants et au sommet une tourbe déjà sableuse. Cette tourbe correspond sans doute à un marais en arrière d'un cordon dunaire, comparable à celle étudiée dans la Mare de Réville, située un peu plus au sud. L'Anse de Brévy était alors l'exutoire du Marais de Maltot. L'érosion actuelle ré-attaque ces dépôts récents au fur et à mesure que le littoral recule. Notons que les eaux du Marais de Maltot s'écoulent aujourd'hui au nord de la Pointe de Sly, dans une zone où le granite n'est que faiblement incisé, ce qui confirme le caractère récent de cette orientation.

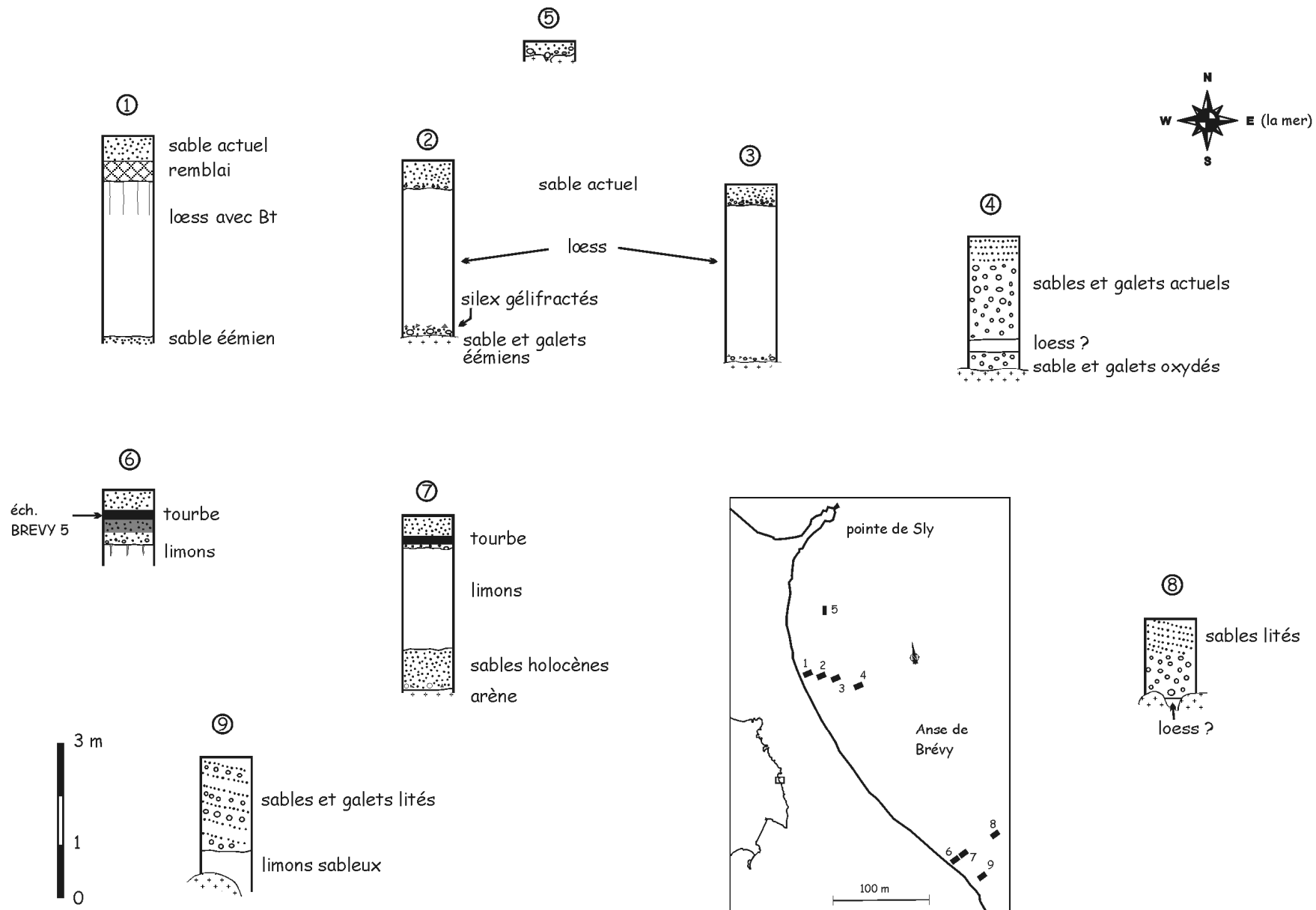


Fig. IV. 25 – Coupes schématiques des tranchées réalisées dans l'Anse de Brévy (Réville).

2.3. ÉVOLUTION SEDIMENTAIRE HOLOCENE DES BASSES VALLEES

2.3.1. *Dynamique marine du début de l'Holocène*

La période weichselienne laisse des basses vallées échancrées, soit vidées de leur comblement sédimentaire dans la course au niveau de base pendant les périodes de compétence maximale des cours d'eau, soit partiellement remblayées par des dépôts alluviaux grossiers périglaciaires ou des loess (cas de HOU). Ces espaces laissés par des cours d'eau avides de regagner un équilibre avec une mer lointaine vont être comblés lors de la transgression holocène qui voit son retour.

Plusieurs configurations ont été explorées : vallées étroites (Havre de Crabec, vallée de la Mare Barré) ou vastes espaces ouverts (marais de Gattemare).

➤ *Les sédiments grossiers (unité 1)*

La base des séquences est généralement constituée de sédiments grossiers, sables et galets, souvent mêlés d'arène au contact avec le substrat.

Dans le sondage CRA, les sédiments sont graveleux avec de petits galets (grès, silex), des gélifracts de silex, des fragments de granite. Dans GAT, il n'existe qu'un sable fin graveleux emballant des graviers de silex et de granite anguleux. Dans les deux cas, le sable est principalement non-usé, l'empreinte marine est discrète. Nous supposons que ce sont là des sédiments déposés sous une dynamique marine mais reprenant probablement des dépôts alluviaux et/ou des dépôts marins fossiles. **La présence de gélifracts de silex prouve la reprise de dépôts ayant subi une altération périglaciaire continentale.** Cette formation est l'équivalent des graviers de fond des fleuves plus importants, dans un contexte de cours d'eau de faible compétence.

Dans le sondage CRA, un échantillon pris dans cette formation contient des pollens manifestement transportés dont une forte proportion d'arbres et d'arbustes auxquels se joignent fougères et herbacées. La proximité de la mer est attestée par une végétation halophile de schorre.

En ce qui concerne MRE et FOU où des galets de silex sont mêlés à de l'arène granitique, le doute est permis en raison de l'altitude du dépôt : il pourrait s'agir de reliquats de plage éémienne.

Ainsi, dans un premier temps, les basses vallées sont envahies par la mer, qui remanie les dépôts alluviaux éventuels et apporte les sédiments abandonnés sur la plate-forme. Cette dynamique marine est probablement responsable du déblaiement ou de la troncature des loess dont il reste quelques reliques dans le sondage HOU. On remarque par ailleurs dans le sondage de la vallée des Moulins, l'absence de dépôts tant alluviaux que marins à la base de la séquence.

La mer remonte vers l'amont mais ne semble pas s'engager très loin dans les vallées proprement dites. La base du sondage To2 (marais de Tocqueboeuf) est détritique mais il s'agit manifestement des produits d'érosion de la couverture éolienne par une dynamique alluviale.

➤ *Sédimentation estuarienne fine : les "sils bleus" (unité 2)*

Les dépôts grossiers marins sont recouverts par les "sils bleus", dépôts de silts ou de sables fins très compacts plus ou moins argileux, de teinte grise franchement bleutée, visibles dans la plupart des sondages. La profondeur de ces dépôts est d'environ -8 m NGF dans les sondages GAT et CRA mais de -2 à -3 m dans les autres sondages. Ils sont absents dans les sondages To1 et 2. Cette différence traduit probablement une variation latérale de l'évolution du trait de côte.

La granulométrie de ce dépôt laisse penser que le matériau-source est les épandages loessiques des versants et de la plate-forme. Nous avons pu remarquer à Quéry et Brévy que les loess sont présents sous la plage actuelle, et en HOU et TOCQ que des loess étaient présents dans les dépressions et sur les versants des marais littoraux.

Dans le sondage CRA, les silts bleus sont partiellement carbonatés. Ces sédiments sont généralement dépourvus de pollens. Seul un échantillon dans le sondage CRA présente des pollens transportés représentant le paysage environnant (forêt à *Quercus* et *Corylus*, lande à fougères et herbacées). Dans l'Anse de la Mare à Réville, Hommeril (1972) a observé une faune malacologique dans un silt sous-jacent à la tourbe regroupant des formes terrestres et surtout d'eau douce.

Cependant, Elhaï (1963) lors d'études dans les Marais du Cotentin a retrouvé dans ces sédiments bleus à gris bleu, argileux ("argiles bleues") à sableux, des pollens de Chénopodiacées et des diatomées permettant de leur attribuer une origine saumâtre. L'épisode des silts bleus traduirait donc une avancée de la mer dans les vallées formant estuaires. Elhaï attribue ces dépôts au Boréal (Elhaï, 1963).

Les argiles silteuses bleues ont également été observées par S. Garnaud en Baie de Seine (Garnaud, 2003, p. 229). Leurs caractéristiques (bioturbation, radicelles de roseaux....) sont typiques de dépôts mis en place dans un ancien marais maritime, soumis à des phénomènes d'*overwash*.

Ainsi, les silts bleus pourraient regrouper des sédiments semblables sur le plan sédimentologique mais correspondant à des environnements de dépôt différents, soit estuarien (saumâtre, schorre), soit de marais littoral (eau douce), en fonction de la configuration des lieux de dépôt (larges espaces ouverts en Baie de Seine, espaces plus fermés dans les basses-vallées). La couleur bleutée tiendrait au confinement du milieu. Les sédiments ont d'ailleurs tendance à virer au brun à l'air libre.

➤ *Construction des cordons littoraux*

Le passage du milieu marin ou estuarien aux marais littoraux et aux tourbières nécessite la construction des cordons littoraux séparant les espaces intérieurs des intrusions marines.

La construction d'un cordon littoral résulte de la coïncidence de facteurs favorables, à savoir, un stock de sédiment disponible nécessitant la mise en place d'une dérive littorale efficace et la présence de points d'appui rocheux pour accrocher le cordon, facteurs bien évidemment liés à la hauteur du niveau marin. La période de construction du cordon correspond donc à un moment où le niveau moyen des basses mers atteint une altitude supérieure à celle de sa base.

Deux cas se présentent ensuite ainsi que le montre la répartition des tourbes d'estran : le cas général où le cordon migre au cours du temps vers l'intérieur laissant apparaître les tourbes sur l'estran, et le cas particulier de Gattemare, où le cordon paraît très stable depuis sa formation, malgré la poursuite de la transgression holocène.

Le cordon barrant le marais de Gattemare est remarquable par son épaisseur qui atteint plus de 10 mètres. Sa construction serait précoce vu la profondeur de sa racine. Cela peut correspondre à un contexte favorable vis-à-vis de la morphologie locale et de la dérive littorale mais il est également possible que le cordon prenne appui sur un cordon éémien (Delahaye, 1986 p. 81). Un cas de construction dunaire prenant appui sur un cordon de galets recouverte de loess est reconnu à Barneville (Coutard, comm. orale).

2.3.2. Contexte géomorphologique et évolution des tourbières

L'ensemble des travaux menés dans les basses vallées du Val de Saire a montré l'omniprésence des tourbières, qui semble un "passage obligé" dans l'histoire des comblements. Cette caractéristique se retrouve dans les basses vallées de la Hague (Levalet, 2001). Le passage des silts bleus aux tourbes est rapide, sans récurrences, ce qui témoigne d'une modification majeure des conditions du milieu.

La tourbière est un écosystème de zone humide permettant l'accumulation de matières organiques mal décomposées (au minimum 20 à 30 %) et de matières colloïdales inorganiques en conditions anaérobies et dans un environnement saturé en eau (Taborin, 1999). Les tourbières holocènes sont, dans nos régions, des tourbières plates, ou basses, alimentées en eau par leur substratum, c'est-à-dire par la nappe phréatique. La tourbification est donc un phénomène continental prenant place en contexte d'eaux douces, ou à la rigueur saumâtres, ce qui implique d'une part l'existence d'une zone déprimée en cours de colmatage, et d'autre part une protection vis-à-vis des intrusions marines.

Dans nos forages, deux types de tourbières peuvent être distingués :

- les tourbières de fond de vallée, éloignées du littoral (Tocqueboeuf, et dans une moindre mesure La Haye et la vallée des Moulins) ;
- les tourbières immédiatement en arrière de cordon, parfois intercalées dans le cordon (Gattemare et autres), qui subissent des récurrences détritiques lors des reculs du cordon ou des phénomènes d'*overwash*.

Les tourbières de fond de vallée évoluent vers un colmatage naturel suivi d'un passage à une sédimentation alluviale ou colluviale, tandis que les tourbières d'arrière-cordon sont assujetties directement aux variations du trait de côte. La suite logique de cette évolution en contexte transgressif est l'apparition des tourbières fossiles sur l'estran.

La tourbière de Tocquebœuf est la plus continentale des tourbières étudiées. La tourbe semble reposer directement sur le substrat granitique. Des apports latéraux (colluvions sableuses, arène) s'intercalent parfois dans la tourbe. Les tourbes atteignent aujourd'hui une altitude supérieure aux alluvions du petit ruisseau qui draine le marais. Cependant, elles affleurent également sur l'estran, superposées aux silts bleus.

Dans le marais de Gattemare, la tourbière (GAT, HOU et COIN) s'installe au sein du cordon sablo-graveleux. Les niveaux de tourbe forment probablement des lentilles discontinues, ce qui expliquerait que Delahaye (1986) n'ait pas reconnu leur existence. Par contre, il existe toujours une tourbière dans le marais principalement en arrière de l'étang (Delahaye, 1986). Dans le sondage GAT, la tourbière fonctionne pendant plus de 2000 ans à la faveur d'un stationnement prolongé du cordon littoral.

En dehors de Gattemare, toute la côte nord présente des tourbes d'estran. Ces dernières ont été reconnues au Becquet (Elhaï, 1963), à l'anse de la Mondrée (Coutard *et al.*, 1981), Tocqueboeuf (ce travail), Vrasville (Delahaye, 1986), ainsi que dans la Hague à Urville-Nacqueville (Elhaï, 1963), et dans l'Anse Saint-Martin (Levalet, 2001).

Le début de la tourbification n'est pas synchrone dans l'ensemble des basses vallées (voir analyse palynologique et datations), pour une part en raison de la variation des contextes explorés. Il dépend de l'altitude de la tourbière, de la hauteur de la nappe phréatique et donc du niveau marin, ainsi que de la présence de cordons littoraux.

La tourbification la plus ancienne a été observée dans le Havre de Crabec (CRA) où elle débute au cours de l'Atlantique.

2.3.3. Étude palynologique des tourbières

L'ensemble des remplissages tourbeux a fait l'objet d'analyses palynologiques réalisées par M. Clet-Pellerin¹. La variation des assemblages palynologiques permet de reconstituer l'importance relative des biomes et l'évolution de la végétation. Dans le domaine étudié, la forêt est représentée principalement par *Quercus* (le chêne) et les pionniers par *Corylus* (le noisetier). *Pinus* (le pin) est quasiment absent. *Alnus* (l'Aulne) composant la ripisylve est très présent dans l'ensemble des forages étudiés, de même que les landes à fougères et herbacées. Les taxons de zone humide sont principalement les Poaceae et les Cyperaceae, accompagnées parfois de fougères hygrophiles (*Osmunda*). Les influences marines sont marquées par la présence des Chenopodiaceae (plantes halophiles du type *Obione* ou *Salicorne*). Enfin, l'anthropisation du milieu se marque par les défrichements responsables de l'apparition des prairies à plantes rudérales et plus discrètement par des pollens de Céréales.

➤ Un exemple de tourbière de vallée : Tocqueboeuf To1

L'analyse porte sur les 2, 50 m du sommet de la tourbe noire.

TOCQUEBOEUF, sondage 1 (To1)
Analyse M.Clet, 2002

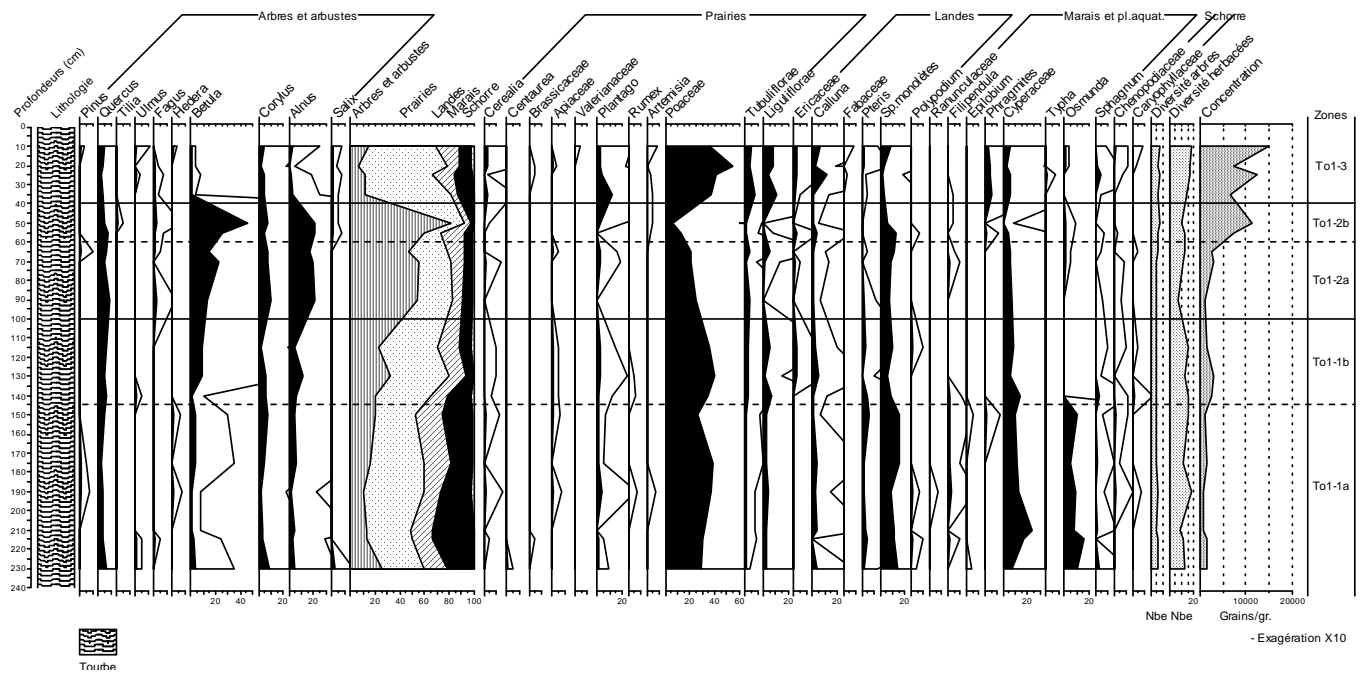


Fig. IV. 26 – Diagramme palynologique du sondage To1.

Le diagramme, relativement homogène, est caractérisé par l'abondance des Poaceae et par le développement local de *Betula*. La base du diagramme est caractérisée par la dominance de la prairie à

¹ Des datations ¹⁴C (dont plusieurs financées par le programme Eclipse) viennent caler ces séquences. Des extrapolations à partir de ces dates ont été faites à l'aide du logiciel Dep-Age (programme L.J.Maher). Les attributions des chronozones correspondent au contexte de l'Europe du Nord-Ouest.

Poaceae entourant une zone humide à Cyperaceae et d'une fougère hygrophile – *Osmunda* associée généralement à *Alnus*. La faible concentration pollinique et les faibles pourcentages d'*Alnus* sont des indices de remaniement des grains de pollen. En To1-2b, vers 60 cm, les espaces boisés par *Betula* et *Alnus* recouvrent l'ensemble du paysage, au détriment des prairies et des zones humides.

➤ *Un exemple de tourbière d'arrière-cordon, Gattemare*

L'analyse porte principalement sur le niveau tourbeux situé dans le cordon littoral sablo-graveleux. La végétation est essentiellement une végétation herbacée de milieu humide.

Gat-1 : 5,80 à 4,70 m : un seul échantillon dans les sables et graviers contient des pollens. La végétation est celle d'une zone humide à Cyperaceae entourée d'un espace herbacé avec de nombreuses fougères. Quelques aulnes bordent ce marais.

Gat-2 : 4,25 à 3,50 m : la base de la tourbe est caractérisée par le développement de plantes aquatiques puis des Cyperaceae avec une augmentation des fougères. Les Cyperaceae atteignent des pourcentages supérieurs à 50% vers 3,90 m, ce qui correspond à un haut niveau marin. Les céréales apparaissent vers 3,80 mètres. Les pourcentages de pollens d'arbres et d'arbustes sont peu élevés, le paysage est ouvert.

Gat-3 : 3,50 à 2,25 m :

Gat-3a : 3,50 à 2,75 m : dans la tourbe silteuse, la zone humide à Cyperaceae est toujours en expansion et vers 2,90 m un plan d'eau libre avec *Myriophyllum* est présent. Il correspond à une remontée de la nappe phréatique interprétée comme le contrecoup d'un haut niveau marin. Céréales et plantes rudérales attestent d'une influence anthropique.

Gat-3b : 2,75 m à 2,25 m : le plan d'eau libre régresse ce qui permet le développement des fougères. Au sommet de cette zone, les proportions de pollen d'*Alnus* et de *Quercus* augmentent.

Gat-4 : 2,25 à 1,60 m

Gat-4a : 2,25 m à 1,85 m : le sommet de la tourbe est caractérisé par la régression du marais à Cyperaceae malgré la présence d'un nouveau plan d'eau libre, reflet d'une nouvelle oscillation positive du niveau marin. Cependant le milieu devient plus sec et la prairie à Poaceae et Asteraceae occupe la majeure partie du paysage.

Gat-4b : 1,85 m à 1,60 m : la tourbe est surmontée d'un silt. Les zones humides sont remplacées par une végétation herbacée. Les arbres et arbustes sont peu nombreux.

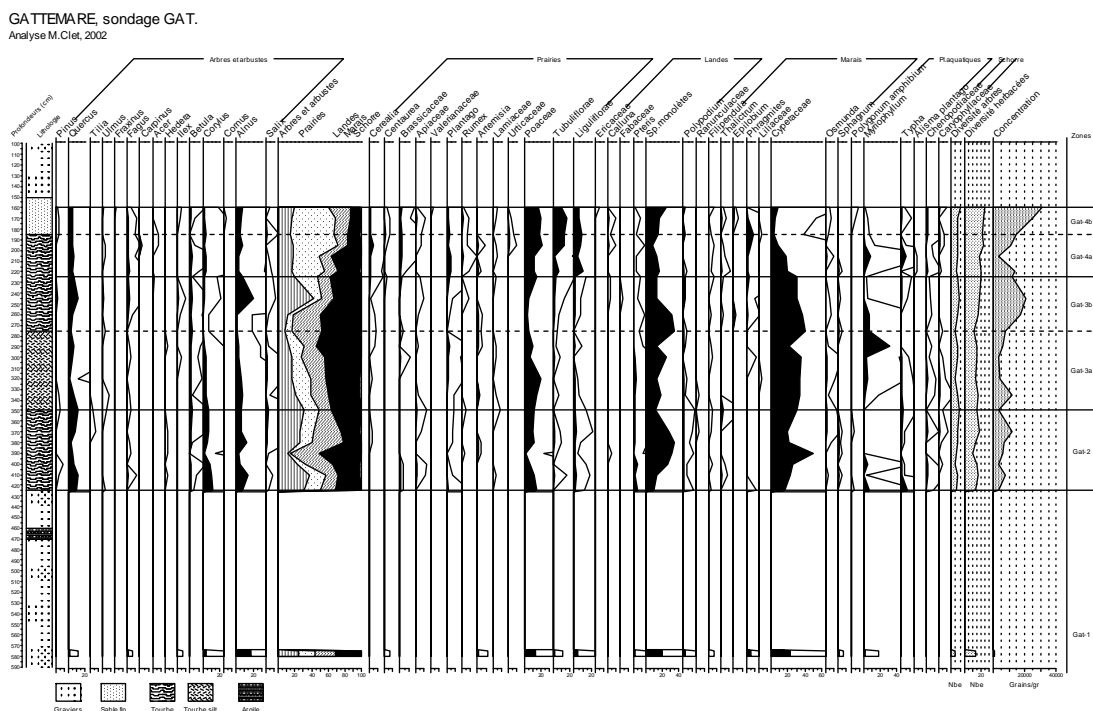


Fig. IV. 27 – Diagramme pollinique du sondage GAT (marais de Gattemare).

Trois datations ^{14}C ont été obtenues, l'une à la base de l'horizon tourbeux à 4,35 m : 3290 ± 70 BP (UL-2509), la deuxième à 2,95 m : 2290 ± 60 BP (UL-2506) et l'autre au sommet de la tourbe : 990 ± 60 BP (UL-2508). Ces dates permettent d'attribuer cet épisode tourbeux au Subatlantique. Dans ce sondage, *Fagus* (le hêtre) est présent depuis la base de l'analyse. Les céréales apparaissent vers 2800 BP et sont présentes en continu depuis 2200 ans BP environ. Le développement de la prairie se produit entre 1300 et 1270 ans BP. Les hauts niveaux de la nappe phréatique matérialisés par la grande abondance de *Myriophyllum*, peuvent être datés de 3200, 2200 et 1060 ans BP. Dans ce diagramme, les chénopodiacées sont rares ; **le marais n'est pas influencé par la présence d'eau salée, malgré sa position immédiatement en arrière du cordon.**

De manière générale, les analyses palynologiques montrent les phases de développement des zones humides sous l'effet des remontées des nappes phréatiques (zones humides d'eau douce à Cypéracées), ainsi que l'influence des intrusions marines (plantes halophiles). La végétation subit en outre l'influence de l'homme (défrichement, céréales....) qui interfère avec les modifications régionales de la végétation.

2.3.4. Évolution historique : la mer à l'assaut du continent

➤ *Alluvions et colluvions limoneuses récentes*

Dans les espaces les plus internes, hors d'atteinte du recul des cordons, les tourbières sont plus ou moins colmatées par des formations alluviales et colluviales récentes. Ainsi, à Tocqueboeuf, le sondage To2 se termine par 1,20 m de silts organiques, et le sondage de la Haye présente 40 cm de silt sableux probablement issus de l'érosion des versants.

➤ *Érosion du littoral et envahissement des marais par la mer*

Dans le cas des tourbières d'arrière cordon, nous avons vu que certaines se retrouvent aujourd'hui sur l'estran (ToEs) tandis que d'autres sont simplement recouvertes de sédiments marins (CRA, MRE). En raison de l'intensité de l'érosion du littoral, de l'ordre de 50 m en 150 ans à Réville (Hinschberger *et al.*, 1988), il est probable que ce ne soit qu'une question de temps....ainsi que le montre la tourbe sous-jacente au sable dans l'anse de Brévy. D'autre part, les cordons sont en voie de démantèlement sur la côte nord à l'exception de Gattemare.

2.3.5. Bilan : évolution des paysages holocènes et chronologie

L'évolution des paysages holocènes dans les basses vallées est directement liée aux variations du niveau marin et à la dynamique du trait de côte.

Au cours du Weichselien, l'incision des ruisseaux et l'importance des écoulements saisonniers ont entraîné un déblaiement partiel des dépôts marins, dans les secteurs exposés à l'érosion. Ainsi, l'Anse de Brévy, exutoire d'un ruisseau, s'est trouvée quasiment déblayée tandis que l'Anse de Quéry conservait ses dépôts émiens.

Lors de la transgression holocène, la mer a déblayé à son tour les dépôts pléistocènes dont les couvertures loessiques. Les sédiments témoins des incursions marines sont généralement des sédiments sablo-graveleux grossiers produits des remaniements. L'âge de ces premiers dépôts dans les basses vallées du Val de Saire est difficile à déterminer. Si l'on considère les altitudes, ils se trouvent vers -9 m NGF en GAT et -8 m NGF en CRA. Selon la courbe de remontée du niveau marin établie en Baie du Mont-Saint-Michel (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002), cette étape prendrait place durant le Boréal.

L'épisode dit des "siltés bleus" semble diachronique selon les sondages, en raison de fortes variations d'altitude. Attribués à un contexte d'estuaire ou de marais maritime, ces dépôts prendraient place pour les plus anciens à la fin du Boréal.

Le début de la tourbification est également diachronique. Dans le sondage Crabec, elle pourrait débuter vers 5900 BP pendant l'Atlantique, ce qui s'accorderait avec le ralentissement de la transgression holocène observée en Bretagne où elle est responsable de l'extension des schorres et du développement des tourbières (Morzadec, *in* Bonnot-Courtois *et al.*, 2002).

Rappelons que les dépôts plus anciens se trouvent à des altitudes nettement inférieures : dans la Rade de Cherbourg une tourbe argileuse d'eau douce située à $-29,4$ m NGF a été datée à 8200 ± 190 BP, et dans la Baie du Becquet un silt organique à -35 m NGF a été daté de 9470 ± 230 BP (Larsonneur, 1971).

Les tourbes du Val de Saire ne sont donc pas toutes subatlantiques, comme le suggérait Elhaï (1963) au vu des tourbes d'estran recelant des vestiges gallo-romains et de la datation du site d'Urville-Nacqueville dans la Hague à 2130 ± 150 BP (Delibrias & Elhaï, 1965).

Plusieurs phases de haut niveau marin, entraînant une élévation du niveau des nappes phréatiques, sont observables dans l'évolution des assemblages polliniques.

L'épisode majeur, observable dans l'ensemble des enregistrements, se place avec certitude vers 3200 BP dans le sondage GAT et probablement vers 3250 BP dans le sondage MRE. Ce haut niveau marin est généralisé sur les côtes de la Manche. Il est daté à 3260 ± 100 BP dans l'estuaire de l'Orne (Clet-Pellerin *et al.*, 1977) et correspondrait au début du Dunkerquien 0 dans la chronologie des Flandres (Bonnot-Courtois *et al.*, 2002). Les autres hauts niveaux se placeraient vers 5600 BP et 4900 BP dans le sondage de Crabec, ce qui là aussi d'accorde avec des hauts niveaux repérés en Baie du Mont-Saint-Michel. Les hauts niveaux plus récents se placeraient autour de 2130 BP (sondage MRE et GAT) et 1200 BP (sondages GAT et To2). Le premier est un des deux hauts niveaux du Dunkerquien tandis que le second est connu comme une avancée marine du début du Moyen-âge.

Les tourbières se sont formées en arrière de cordons dunaires. Au fur et à mesure de son avancée, la mer érode et recouvre ces formations. Il s'agit parfois de phénomènes récents : ainsi s'explique la présence d'occupations gallo-romaines aujourd'hui sur l'estran près de la Pointe de Saire ou celle d'un cimetière mérovingien dans les dunes de Réville.

<i>Localisation</i>	<i>sédimentologie</i>	<i>cote</i>	<i>âge BP</i>	<i>âge cal BC</i>	<i>référence</i>
Tocqueboeuf To1	tourbe	+ 0,7 NGF	4650 ± 70 (UL-2331)	3650 – 3100	ce travail
Tocqueboeuf To2	tourbe	- 0,65 NGF	4710 ± 90 (UL-2536)	3800 – 3100	
Gattemare GAT	tourbe	-0,35 NGF	3290 ± 70 (UL-2509)	1740 - 1430	
		+ 1 NGF	2290 ± 60 (UL-2506)	550 - 150	
		+ 2 NGF	990 ± 70 (UL-2508)	890 – 1210 AD	
La Mare (Réville) MRE	tourbe	- 0,1 NGF	3570 ± 90 (UL-2529)	2200 – 1650	
		+ 0,6 NGF	1900 ± 70 (UL-2507)	90 BC – 250 AD	
Baie du Becquet	silt organique	- 35 NGF	9470 ± 230		Larsonneur, 1971
Rade de Cherbourg	tourbe argileuse	- 29,4 NGF	8200 ± 190		Larsonneur, 1971
Le Becquet	tourbe	ca 1 m NGF (estran)	2130 ± 150		Delibrias & Elhai, 1965
Crabec	sable coquillier (tempête ?)	+ 2 NGF	1380 ± 120		Hommeril, 1967

Tab. IV. 5 – Datations ¹⁴C disponibles sur les dépôts holocènes du Val de Saire.

2.4. CONCLUSIONS : CYCLE WEICHSELIEN-HOLOCENE VS SAALIEN- EEMIEN

Les basses vallées constituent des espaces clefs dans la compréhension des fluctuations glacio-eustatiques sur la morphogénèse et la sédimentation.

En phase glaciaire, les cours d'eau sont soumis à une dynamique périglaciaire, dynamique de forte énergie entraînant le déblaiement des formations présentes dans les vallées. L'importance de la régression weichselienne entraîne une incision dans le substrat, qui n'est probablement que la reprise d'incisions antérieures. Le cours d'eau majeur de notre secteur d'étude, la Saire, se singularise par une absence d'incision et le façonnement d'une large plate-forme à environ 0 m NGF. Ce façonnement est favorisé par la faible résistance des schistes briovériens qui constituent le substrat et se trouve sans doute soumis à la faible pente de la plate-forme. Les ruisseaux côtiers sont quant à eux incisés dans le granite. Sur la côte nord, l'incision est profonde quel que soit le substrat mais la pente de la plate-forme est plus forte et les fosses de la Manche sont proches. La pente des cours d'eau descendant l'escarpement du Becquet est également nettement plus forte, entraînant un débit et une capacité érosive supérieurs.

En phase interglaciaire, ou tout au moins à l'Holocène, la transgression marine s'accompagne du comblement des dépressions par des formations détritiques et tourbeuses.

Cependant, de tels remblaiements sont inconnus pour l'Éémien. Deux possibilités pour expliquer cette absence en première approche :

- déblaiement complet lors de la régression weichselienne ;
- fonctionnement différent des basses vallées à l'Éémien et à l'Holocène.

Toutefois, la découverte de dépôts éémiens à plusieurs endroits dans les basses-vallées actuelles et la position des talus limitant la PFII à l'aval impliquent en fait que le littoral éémien est plus dans l'intérieur. Les éventuels dépôts éémiens de basse vallée doivent donc être recherchés dans les basses vallées associées au littoral éémien, sachant que le stade 6 (saalien) est bien reconnu comme un stade où les rivières ont incisé le substrat (Lefebvre *et al.*, 1994).

Par ailleurs, la mise en évidence de cordons éémiens reste à faire. Dans l'état actuel des connaissances, seul le tombolo du Crau, reliant la Hougue de Saint-Vaast au continent est attesté comme pléistocène par les industries paléolithiques qu'il renferme.

CONCLUSIONS

L'étude de la morphogenèse continentale permet de comprendre le devenir des plates-formes d'abrasion marine pendant le cycle glaciaire-interglaciaire et après leur émerision.

L'impact des dynamiques continentales s'exerce tant sur les dépôts (crises érosives et troncatures) que sur les formes (développement du réseau drainage), ce qui cause la disparition et l'oblitération de l'enregistrement des interglaciaires et des glaciaires antérieurs. Ainsi les érosions sont suffisamment importantes pour qu'il n'y ait plus de saalien en place même sur les hautes plates-formes.

A contrario, sur un cycle, les dépôts continentaux périglaciaires (dépôts de pente, loess) tendent à fossiliser les dépôts interglaciaires dans les angles morts en pied de falaise.

La morphogenèse continentale est donc responsable de la destruction des plates-formes par incision fluviale et de leur ennoisement sous les loess qui masquent les reliefs.

Vu l'importance de ces crises érosives, la conservation des occupations humaines en domaine soumis directement à la morphogenèse continentale paraît bien compromis en-dehors des position de piège, ainsi que nous l'avons vu à Fermanville. Les secteurs comme Montfarville semblent davantage épargnés dans la mesure où les dénivelés sont moindres et les dépôts de pente constitués de sédiments fins.

CINQUIEME PARTIE :
ENREGISTREMENT DES
CYCLES INTERGLACIAIRE -
GLACIAIRE ET
OCCUPATIONS
PALEOLITHIQUES DANS UN
SYSTEME LITTORAL

*"Ce qui est simple est toujours faux,
ce qui ne l'est pas est inutilisable."*

Paul Valéry, Mauvaises pensées et autres

CHAPITRE 1 : MISE EN EVIDENCE D'UN SYSTEME MORPHOSEDIMENTAIRE CYCLIQUE - INFLUENCE DES FACTEURS TECTONIQUES, EUSTATIQUES ET CLIMATIQUES

L'ensemble des observations débouche sur la description d'un système géomorphologique complexe organisé en plates-formes étagées (élément géométrique) recouvertes de dépôts marins fossiles (éléments stratigraphiques). Les plates-formes fossiles, portées en hauteur, se trouvent déconnectées de la plate-forme continentale actuelle.

L'objet de ce chapitre est donc de décrire **le fonctionnement du système morphosédimentaire en jeu, qui s'avère cyclique. Le moteur de cette cyclicité est le climat, responsable des variations eustatiques, et inscrit dans la séquence sédimentaire. Cependant, c'est l'interaction avec la tectonique qui génère les plates-formes marines.**

L'étude stratigraphique permet par ailleurs de déterminer la sensibilité de l'enregistrement des fluctuations eustatiques et des cycles sédimentation-érosion, en prenant en compte les interférences entre morphogenèse continentale et marine.

1.1. GENESE ET INDIVIDUALISATION DES PLATES-FORMES : UNE ACTIVITE NEOTECTONIQUE BIEN EXPRIMEE COUPLEE A UN CONTROLE EUSTATIQUE

1.1.1. Géométrie du système de plates-formes

La carte des plates-formes marines est présentée en annexe (fig. A.2). Nous appelons plate-forme marine les étendues façonnées dans le granite ou autres roches sur lesquelles reposent des dépôts marins ou dont la topographie permet de conclure à une origine marine.

➤ *Les limites de plates-formes : identification des paléolittoraux*

L'identification des paléolittoraux reste un exercice difficile en l'absence de marqueurs systématiques, de type paléofalaise bien exprimée. Idéalement, l'extension des dépôts jusqu'au premier relief rencontré à l'amont doit être vérifiée pour identifier avec certitude le trait de côte fossile. Il existe des cas où l'étagement est net et les plates-formes limitées par des paléofalaises

relativement bien exprimées dans le paysage (cas de Tocqueville-Gatteville, de La Houe...). Ces paléofalaises sont notées comme "talus" sur la carte générale en raison de leur faible commandement. Les paléofalaises majeures (la Pernelle, le Becquet) qui structurent le paysage ont un âge indéterminé, probablement Pléistocène moyen. Leur commandement atteint 80 mètres. Ces falaises peuvent être comparées aux falaises dites primitives de Cornouailles pour leur part encore en bord de mer (Scourse & Furze, 1999, p.11). Dans certains cas, il n'existe pas ou plus de rupture de pente nette à la limite entre deux plates-formes : soit elle n'a jamais existé, soit elle s'est trouvée effacée par l'érosion. Il s'agit alors généralement d'une sorte de glacis d'érosion dans le substrat granitique et non d'une régularisation de la topographie de surface par des dépôts de pente ou des loess.

Selon Trenhaile (2002), la jonction entre la plate-forme et la falaise tend à être proche du niveau des hautes mers de printemps dans les environnements macrotidaux. Cependant, l'altitude de cette jonction varie beaucoup selon le contexte géologique et l'exposition à la houle.

Par ailleurs, l'allure précise du littoral sur les hautes plates-formes reste une inconnue (fig. V.1). La sédimentologie des sables étudiés sur les PF III et IV semble indiquer par leur bon façonnement qu'il ne s'agissait pas de *pocket beach* alimentées directement par le granite comme dans l'actuel. La question de cordons littoraux barrant des basses vallées à l'Eémien et aux stades antérieurs reste posée.

➤ *Géométrie des plates-formes et relief*

L'altitude des plates-formes semble diminuer d'ouest en est (fig. V.2) pour les PF IV et III mais il peut d'agir d'un biais dû au levé de terrain, réalisé originellement à "l'aveugle", les altitudes n'étant pas forcément prises au même niveau par rapport aux paléofalaises.

La longueur de transect conservée (ou autrement dit la largeur des plates-formes) augmente de l'ouest vers l'est et le Bas-Pays. Ainsi, sur le transect de Tocqueville au phare de Gatteville, les plates-formes atteignent :

- PF IV : 1,6 km ;
- PF III : 1,2 km ;
- PF II (depuis "l'îlot" de la carrière de Gatteville) : 1,4 km
- PF I : 1 km.

Les largeurs conservées sont donc importantes alors que, selon Burbank & Anderson (2001), la largeur d'une plate-forme d'abrasion marine mesure généralement autour de 500 mètres.

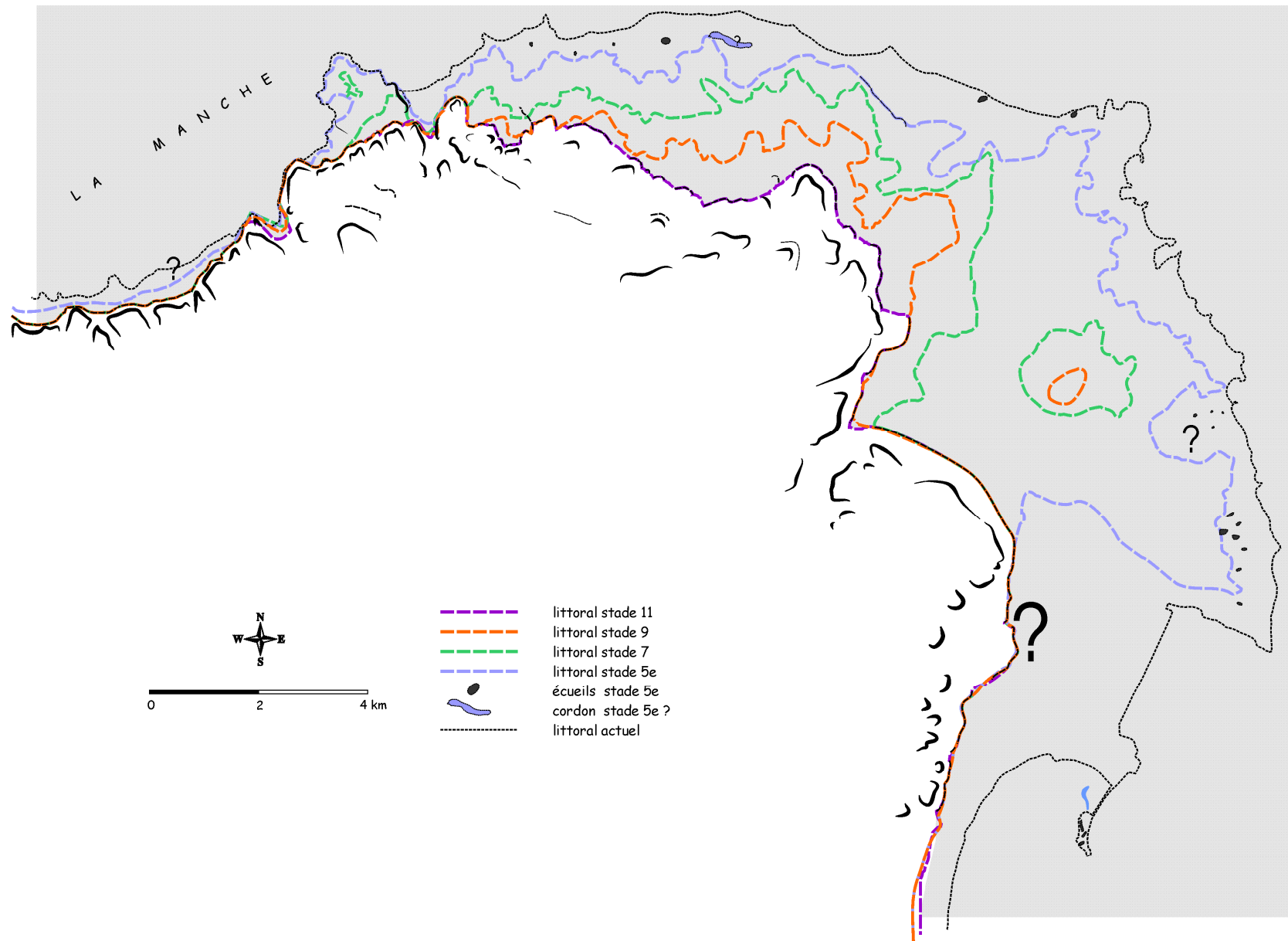


Fig. V. 1 – Hypothèse de positionnement des paléo-littoraux d'après la topographie et la répartition des plates-formes d'abrasion.

La pente des plates-formes conservées dans ce secteur est de :

- PF IV au niveau de Tocqueville : $0,6^\circ$;
- PF III au niveau de Gatteville : $1,4^\circ$.

D'autres valeurs mesurées au nord tournent également autour de $0,6^\circ$. Ces chiffres sont faibles puisque la valeur moyenne de la pente d'une plate-forme d'abrasion est de 1° (Burbank & Anderson, 2001). Cette pente faible alliée à un marnage important peut expliquer la largeur des plates-formes. La pente de la plate-forme dépend de la durée impartie pour acquérir l'équilibre avec le niveau marin lors de sa formation (Trenhaile, 2002). L'extension verticale est égale au marnage.

Si l'altitude au substrat est semblable sur l'ensemble du secteur étudié, par contre, la conservation des dépôts varie davantage.

Sur les plates-formes III et IV, l'épaisseur de dépôts conservée s'amenuise nettement d'est en ouest. Cette différence n'existe ni pour la PF II où la conservation est globalement faible, ni pour la PF I.

Il semble se produire un changement dans le fonctionnement du système entre le façonnement de la PF III et celui de la PF II.

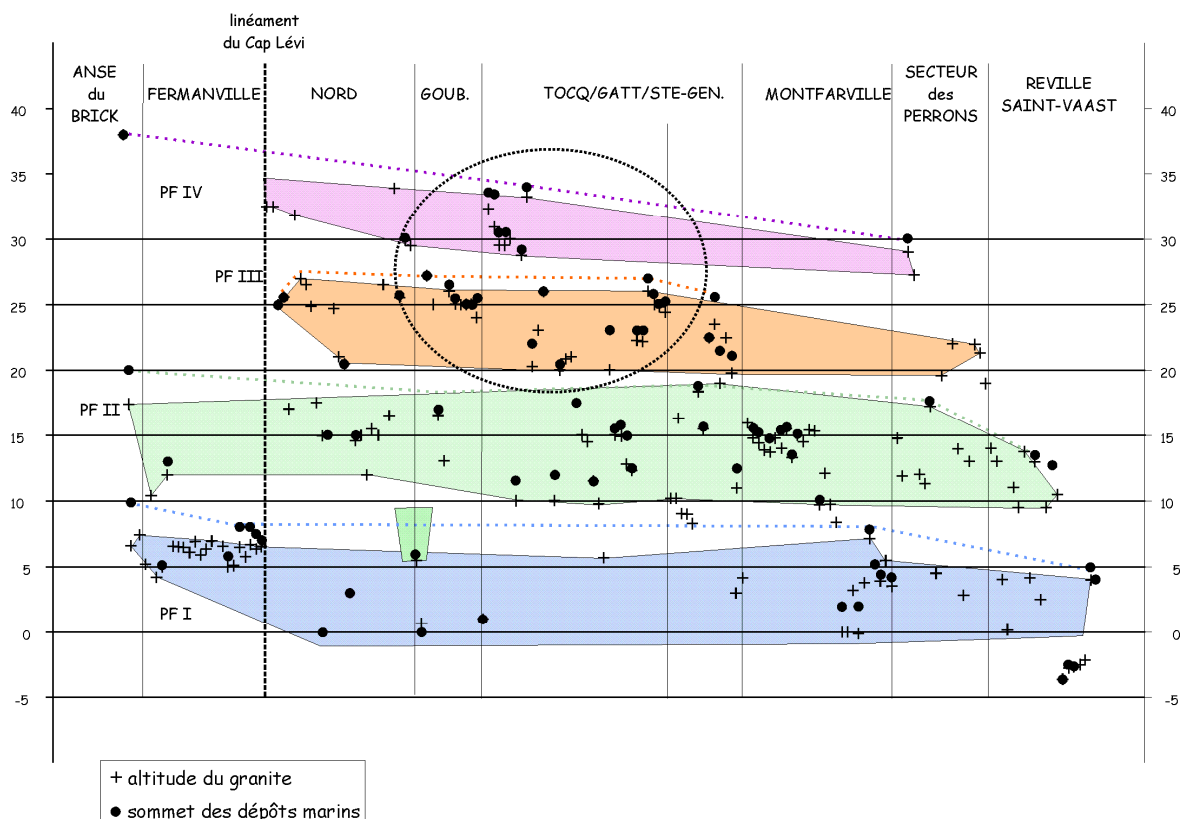


Fig. V. 2 – Courbes-enveloppes des altitudes de chaque plate-forme au niveau du substrat. Ellipse : zone de conservation maximum des dépôts sur les plates-formes IV et III.

1.1.2. Façonnement des plates-formes : emboîtement ou étagement ?

La plate-forme d'abrasion se forme sous l'action de la houle dans les périodes de stabilité ou de remontée lente du niveau marin, c'est-à-dire en période interglaciaire (Bradley & Griggs, 1976 in Gupta & Allen, 1999 ; Trenhaile, 2002). Il est généralement accepté que l'action mécanique de la houle est le principal agent de développement des plates-formes à faible pente de l'Atlantique Nord (Trenhaile, 2002). Elle est favorisée par l'érosion subaérienne subie par les roches lors de l'émersion lors des périodes glaciaires.

Le développement et la géométrie d'une plate-forme d'abrasion dépendent de l'interaction de plusieurs facteurs, qui incluent les caractéristiques lithologiques et structurales du substrat, le régime de la houle et des marées, les fluctuations eustatiques et l'activité tectonique (Burbank & Anderson, 2001 ; Trenhaile, 2002).

➤ *L'emboîtement*

Les seuls cas d'emboîtement observés dans le Val de Saire se situent dans les Anses de Quéry et de Brévy sur la côte est. La plage actuelle repose sur des sédiments pléistocènes : loess weichselien et plage fossile éémienne (datée à l'Anse de Quéry). Cet emboîtement est plutôt un chevauchement puisqu'il ne concerne que la partie distale de la plate-forme éémienne, à environ 400 m du paléolittoral présumé. Nous n'avons pas observé de cas d'emboîtement pour les plates-formes plus élevées.

Cependant, la transgression holocène n'est pas finie alors que pour les anciennes plates-formes nous sommes face à un état final. L'emboîtement de la plate-forme actuelle sur la plate-forme éémienne n'est somme toute peut-être qu'un état transitoire en phase transgressive. Les dépôts éémiens sont par ailleurs conservés dans des zones basses, peut-être d'anciens axes de drainage, alors que sur les petits caps de part et d'autre de l'Anse, l'érosion actuelle exhume un platier fossile uniquement recouvert de loess. A Fermanville, l'Anse du Pied Sablon qui est aussi une zone basse (bien que de moindre façon) a été remaniée dès le Weichselien par une dynamique alluviale. La différence entre les deux cas tient peut-être dans l'absence de drainage dans l'Anse de Quéry au cours du Weichselien. Par contre, nous avons vu que dans l'Anse de Brévy, les dépôts marins éémiens ne sont plus que reliques.

Ce recouvrement partiel des plates-formes I et 0 pourrait être attribué à un taux d'uplift faible depuis l'Eémien. En effet, si l'uplift est insuffisant, le haut-niveau suivant attaque le bas de la plate-forme précédente sans forcément tailler une paléofalaise dans la mesure où la pente de la plate-forme précédente est en équilibre avec les conditions actuelles (Trenhaile, 2002). Cependant, il faudrait imaginer que cette baisse d'uplift ne concerne que la côte est et pas la côte nord où il n'y a pas emboîtement.

La situation d'emboîtement des plages de Quéry et Brévy est donc davantage un chevauchement, ce qui est différent des cas de Grandcamp (Calvados) ou Menez-Dregan (Bretagne), où l'emboîtement est total.

➤ *L'étagement*

Les dépôts marins reposent sur des plates-formes d'abrasion marine, d'**âges différents (altération, relations géométriques)**, donc correspondant à des hauts niveaux marins d'âges différents. Deux raisons peuvent être invoquées pour expliquer l'étagement et l'altitude de ces plates-formes :

- une diminution de l'altitude atteinte par niveaux marins successifs lors des interglaciaires, ce qui est incompatible avec les variations eustatiques quaternaires ;
- un soulèvement tectonique amenant les plates-formes à une altitude supérieure.

La première hypothèse est incompatible avec les variations eustatiques quaternaires (fig. V.6).

L'étagement des terrasses marines est caractéristique des zones littorales en surrection. "*La clé est que le continent monte régulièrement (ou peut-être par sauts) pendant que le niveau marin varie considérablement au cours des cycles glaciaire/interglaciaire qui ont une période de l'ordre de quelques dizaines de milliers à une centaine de milliers d'années*" (Burbank & Anderson, 2001, p. 176).

Dans le Val de Saire, la plate-forme fondamentale de la Manche se trouve ainsi amputée de sa partie proximale à chaque cycle glaciaire/interglaciaire du fait de la dynamique d'uplift.

L'une des caractéristiques flagrantes du Val de Saire est donc la différence entre le littoral de la côte est, bas, où la mer exhume la plate-forme éémienne (chevauchement), et le littoral de la côte nord à l'ouest de Fermanville où le littoral actuel tend à se confondre avec le littoral éémien en érodant les plages perchées (étagement).

L'interprétation proposée fait intervenir la pente générale de la plate-forme sur le littoral et l'avant-côte (fig. V.3). Une pente plus forte entraîne une largeur conservée plus faible et une érosion plus forte au niveau du littoral pour mettre le système à l'équilibre avec les nouvelles conditions d'énergie.

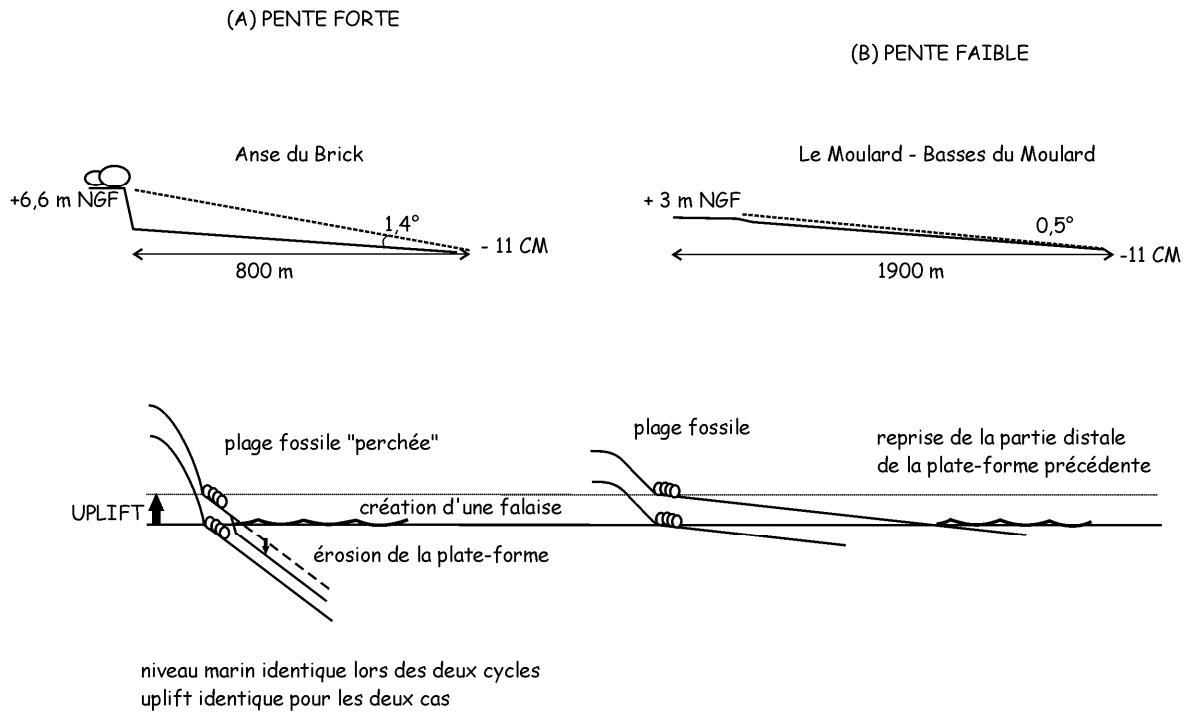


Fig. V. 3 – Schéma d'interprétation des différences entre la côte nord (Anse du Brick) et la côte est : influence de la pente de la plate-forme "fondamentale" sur les mécanismes de formation et d'individualisation des plates-formes.

1.1.3. Modalités de l'activité tectonique et morphogénèse : le Val de Saire dans le contexte du Cotentin

➤ *Les altitudes observées dépassent les niveaux marins quaternaires*

Seule l'activité tectonique peut expliquer l'élaboration d'un système étagé tel celui du Val de Saire. En effet, comme le montrent les courbes de variations du niveau marin présentées ci-dessous, même si l'application précise à une mer épicontinentale telle que la Manche reste délicate (marnage, amplification des variations par la configuration des fonds...), en tout état de cause, le niveau marin n'a jamais été plus de quelques mètres supérieur à l'actuel au cours des interglaciaires du dernier million d'années (Shackleton, 1987).

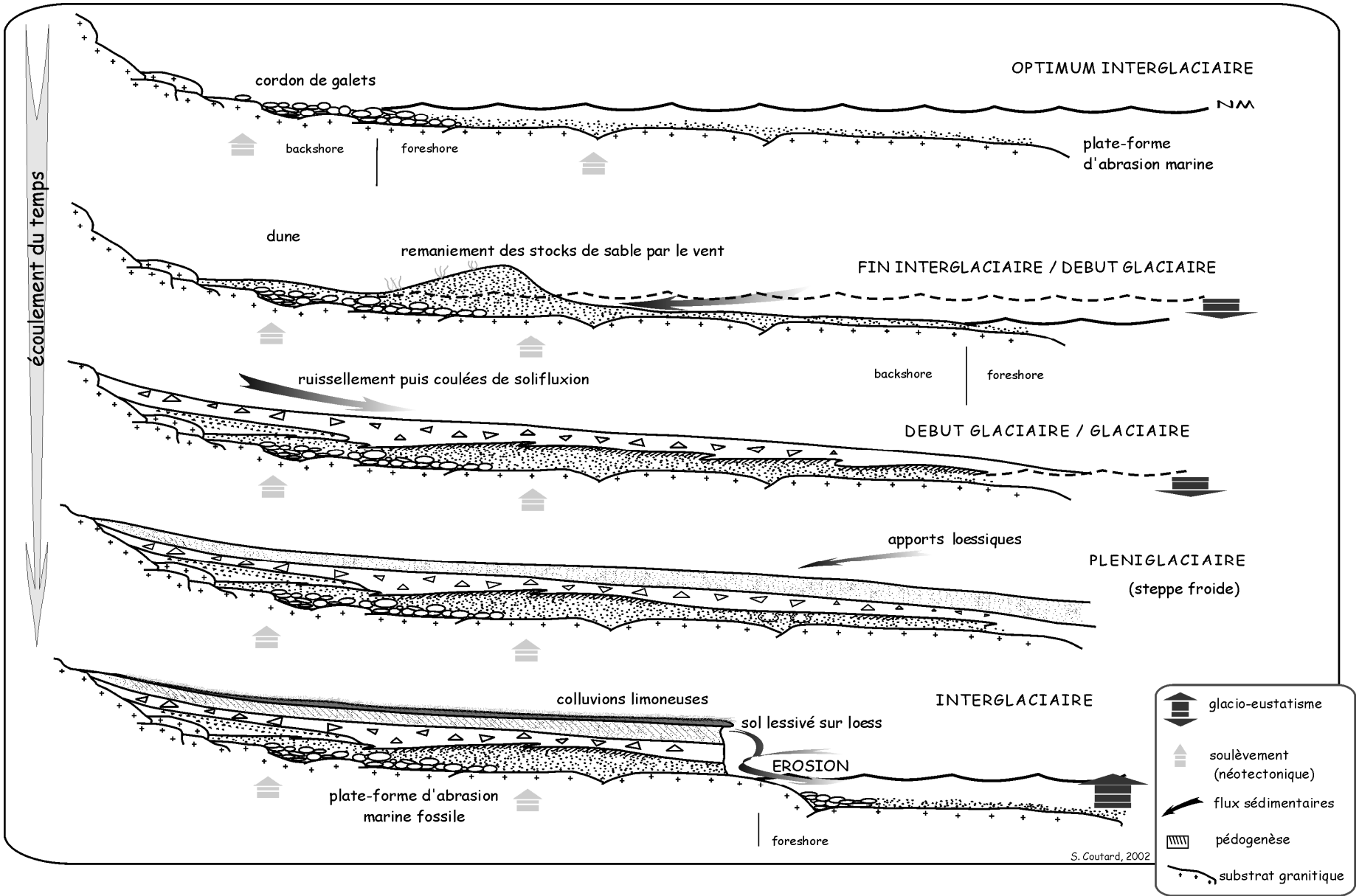


Fig. V. 4 – Hypothèse de mise en place d'une séquence interglaciaire-glaciaire étagée.

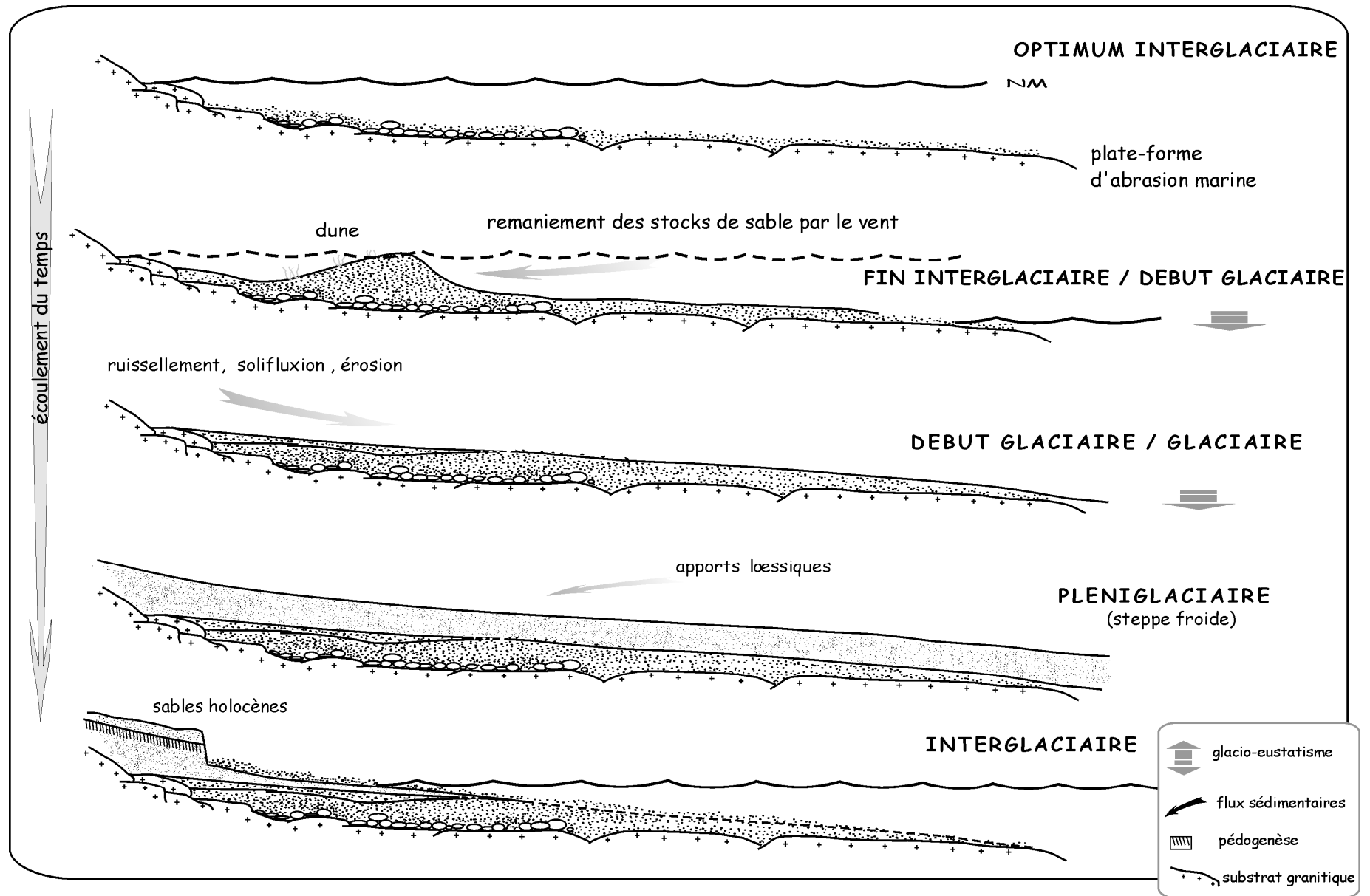


Fig. V. 5 – Hypothèse de mise en place d'une séquence interglaciaire-glaciaire emboîtée.

La figure V.6 présente une compilation de courbes issues de diverses publications et replacées sur des graphes à la même échelle.

Ces courbes décrivent les fluctuations climatiques du Pléistocène grâce aux variations du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les carottes de glace et les sédiments océaniques, la teneur en ^{18}O de l'oxygène de l'eau de mer et donc des carbonates produits par les organismes marins (benthiques ou planctoniques) étant dépendante du volume d'eau stocké dans les calottes glaciaires. Les enregistrements isotopiques ne peuvent être assimilés directement à des courbes de variation du niveau marin du fait du nombre de paramètres en jeu. Le passage du $\delta^{18}\text{O}$ au niveau marin a été étudié en particulier par Shackleton (1987) ; il nécessite de s'affranchir de la variable température. Le $\delta^{18}\text{O}$ est relié au volume de glace et à la température de l'eau par des fonctions de transfert. A la hiérarchie des pics de $\delta^{18}\text{O}$ correspond la hiérarchie des variations du niveau marin, mais les résultats en valeur absolue sont plus complexes. Le niveau marin obtenu est selon les auteurs : un *ice-volume equivalent sea level*, signal extrait directement des variations du $\delta^{18}\text{O}$ et du volume de glace corrélatif, un *sea level* global, ou un *relative sea-level*, prenant plus ou moins en compte l'isostasie. Ces courbes sont en outre calées par l'étude de terrasses coralliennes datées, appartenant à des secteurs dits tectoniquement stables, c'est-à-dire en général des plates-formes où l'uplift est considéré comme constant. Rappelons que les courbes isotopiques ne sont généralement pas datées de manière absolue mais sont calées selon les théories orbitales et les changements de polarité magnétique. L'estimation des niveaux marins passés reste un exercice difficile (Waelbroeck *et al.*, 2002).

A Courbes isotopiques :

- 2 expressions de la courbe dite SPECMAP, basée sur l'étude de carottes océaniques.

En rouge, courbe SPECMAP calée chronologiquement selon un tuning orbital par Martinson *et al.*, 1987. Numérotation des stades isotopique définie par Pisias *et al.*, 1984.

En violet foncé, courbe SPECMAP composite selon Bassinot *et al.*, 1994.

- En violet clair, courbe isotopique établie pour les basses latitudes (carotte MD900963 et site ODP 677) par Bassinot *et al.*, 1994.

- En gris, courbe issue des mesures en deutérium des carottes de glace de Vostok (Antarctique) calée selon Waelbroeck *et al.*, 1995 (data from IRI/LDGO Climate Data Library <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/ICE/CORE/VOSTOK>).

B Enregistrement isotopique continu en $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GRIP (Groenland) portée sur une échelle de profondeur linéaire. Calage chronologique basé sur un modèle de flux de glace. Corrélations des interstades avec l'échelle palynologique européenne (Dansgaard *et al.*, 1993).

C Courbes de variations du niveau marin établies pour les 400 derniers millénaires.

- En orange, courbe composite de variation du niveau marin avec son intervalle de confiance en pointillés, basée sur les enregistrements isotopiques de foraminifères benthiques de l'Atlantique Nord et du Pacifique Équatorial (Waelbroeck *et al.*, 2002). Les cercles vides sont les bas niveaux marins relatifs estimés selon Rohling *et al.*, 1998.

- En violet, enregistrement $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ de la carotte TR163-19 (Cocos Ridge, Pacifique Est) porté sur une échelle de variations du niveau marin selon une échelle de 0,01 ‰ ^{18}O pour 1 m, et établie en partie sur les récifs coralliens (Lea *et al.*, 2002). Lea *et al.* utilisent les données sur Huon Peninsula en Nouvelle-Guinée (Chappell *et al.*, 1996), les récifs submergés des Barbades (Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1990), les récifs soulevés des Barbades (Gallup *et al.*, 1994 ; Edwards *et al.*, 1997).

- En vert, courbes haute et basse de variation du niveau marin (ice-volume equivalent) selon Lambeck *et al.*, 2002, basées sur les coraux de Huon Peninsula et les sédiments de Bonaparte Gulf (Australie). Voir détail en D.

D Variations du niveau marin pour le dernier cycle climatique.

- En brun, courbe proposée par Shackleton dès 1987, à partir des enregistrements isotopiques de foraminifères benthiques et planctoniques (Pacifique) et des terrasses coralliennes de Nouvelle-Guinée. Echelle de temps différente des courbes ultérieures.

- En vert, Lambeck *et al.*, 2002 (cf. ci-dessus en C).

- En orange, courbe pour la pénultième déglaciation et le dernier interglaciaire construite à partir de données bibliographiques et de travaux nouveaux sur Huon Peninsula (après correction de l'uplift) par Esat *et al.*, 1999. Cette courbe montre un événement brutal régressif nommé HS Event au début de l'Eémien.

- En violet, courbe du niveau marin estimé à partir des données de Gallup *et al.*, 1994 (carrés blancs) et de nouvelles données (Edwards *et al.*, 1997).

On remarque que les données sur la Nouvelle-Guinée ont fortement évolué entre 1987 et 2002.

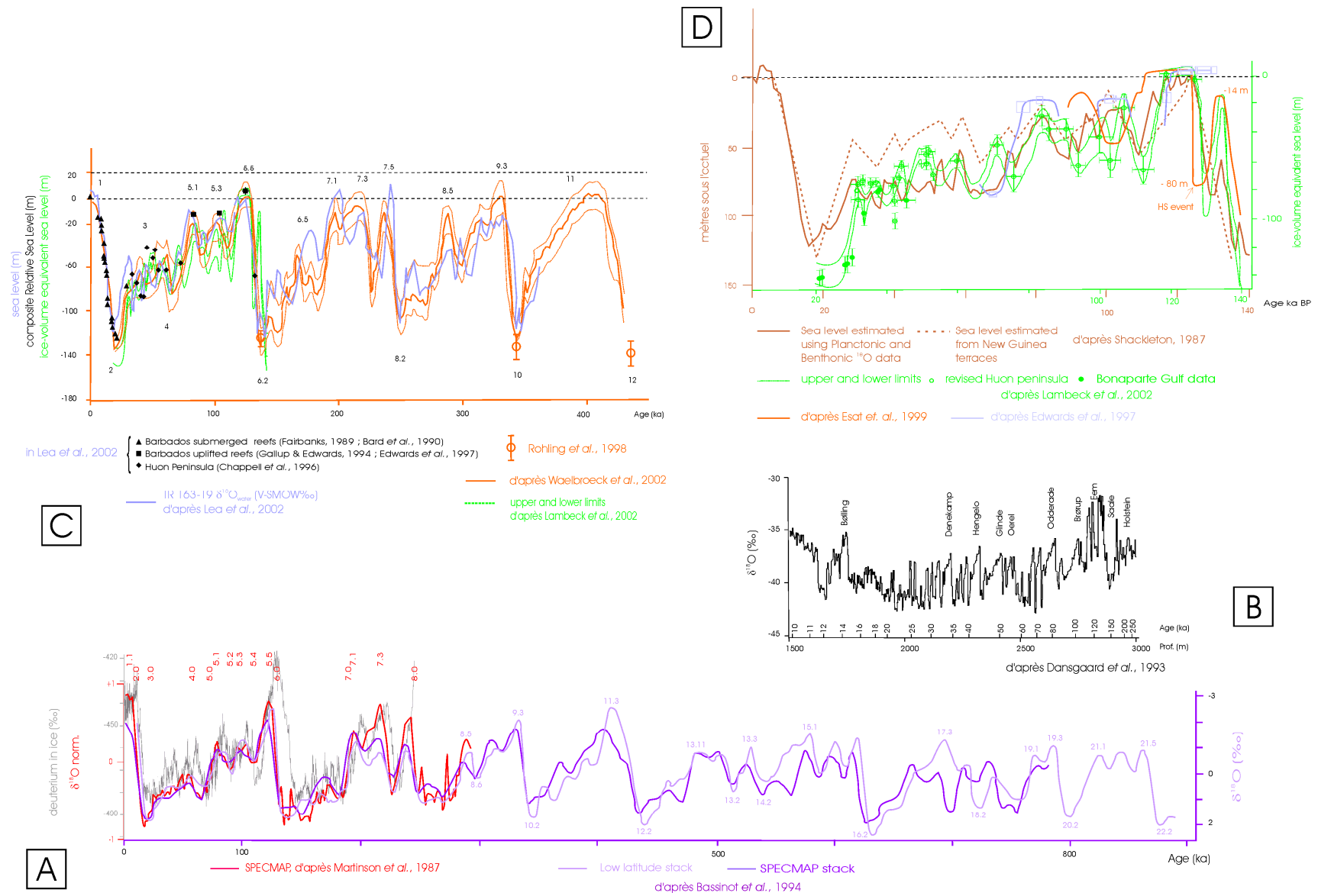


Fig. V. 6 – Synthèse de données sur les variations du niveau marin (commentaires dans le texte).

D'autre part, la géométrie observée (dépôts les plus vieux aux altitudes les plus élevées) nécessiterait des niveaux marins décroissants au cours du temps et un niveau marin atteignant plus de 30 m au cours du Pléistocène. Or, s'il est évident que le niveau marin n'est pas identique à chaque cycle, une telle amplitude et une telle décroissance sont exclues.

Cette constatation, appuyée par l'absence de dépôts marins aux mêmes altitudes qu'en Val de Saire dans des régions proches comme le Seuil du Cotentin (Baize, 1998 ; Baize *et al.*, 1998 : le plateau inférieur entre 20 et 50 m n'est tapissé que par les formations fluviatiles du Pléistocène inférieur), montre que l'altitude élevée des dépôts marins du Val de Saire ne peut qu'être le résultat d'une activité néotectonique.

Par ailleurs, en l'absence d'activité tectonique, le niveau marin atteint lors du stade 7 étant inférieur à celui atteint lors du stade 5, il y aurait recouvrement des zones affectées par l'érosion de la houle entre les stades 5 et 7. Une partie des plates-formes du stade 7 aurait continué à être modifiée par l'action de la houle, l'abrasion et autres processus actifs près de la surface de l'eau (Trenhaile *et al.*, 1999), surtout en régime macrotidal.

➤ *Modalités de l'activité tectonique*

Ainsi que nous l'avons montré en première partie, le Val de Saire est dissocié en deux grands ensembles au niveau d'un linéament passant au Cap Lévi. A l'intérieur du bloc oriental, l'étude des éléments du relief et de la géométrie du système de plates-forme révèle également un déséquilibre.

- **A l'est du Cap Lévi : héritage hercynien et/ou soulèvement différencié au Pléistocène ?**

L'aspect général du Val de Saire est celui d'un relief contrasté, entre le domaine des plateaux et celui du Bas-Pays mais aussi entre l'ouest et l'est du domaine de conservation des plates-formes (fig. A.2). Pourtant, les observations sur la géométrie du système de plates-formes ne sont pas si tranchées.

Comprendre la genèse du relief actuel nécessite donc d'en considérer chaque élément.

Tout d'abord, les courbes de niveau montrent un relief plus dilaté à l'est et plus ramassé à l'ouest, ce qui se traduit par une variation dans la distance entre la courbe 50 m et le littoral et donc dans la pente générale des interfluves (fig. V.7 A).

Le développement du réseau de drainage (partie I, chap. 1) varie fortement d'ouest en est : la pente des profils longitudinaux, l'altitude moyenne des bassins-versants et l'intégrale hypsométrique diminuent fortement vers le Bas-Pays. Par contre, la longueur des cours d'eau en amont de la paléofalaise principale augmente depuis le ruisseau de Tocqueboeuf jusqu'à la

Couplière. **Vers l'ouest, les cours d'eau sont plus courts et plus pentus. En mer**, une incision dans le substrat s'observe pour la majorité des cours d'eau excepté la Saire, incision qui diminue vers l'est et le sud.

Sur le plan géologique, les dépôts triasiques présentent de fortes variations d'altitude également d'ouest en est. Nos nouvelles observations sur la présence du Trias dans le Bas-Pays permettent de montrer que **la surface basale des dépôts triasiques observe un fort pendage vers l'est**, pendage qui concerne également la surface des plateaux (fig. V.7E). Cet affaissement de la surface infra-triasique se fait dans le même sens que celui du batholite granitique de Barfleur : nous rappelons que Breton (1967) signale l'affaissement de la partie orientale du granite au niveau d'une ligne passant vers Néville. Il est possible que l'affaissement du Trias soit "récent" mais le fait que cela coïncide avec l'opposition Trias meuble/Trias consolidé amène plutôt à penser à des mouvements anciens.

Sans préjuger de ce qui a pu se passer entre le Trias et le Pléistocène (transgressions mésozoïques), il semble donc que l'héritage hercynien soit marqué sur le relief antérieur à l'élaboration des plates-formes et sur le relief actuel.

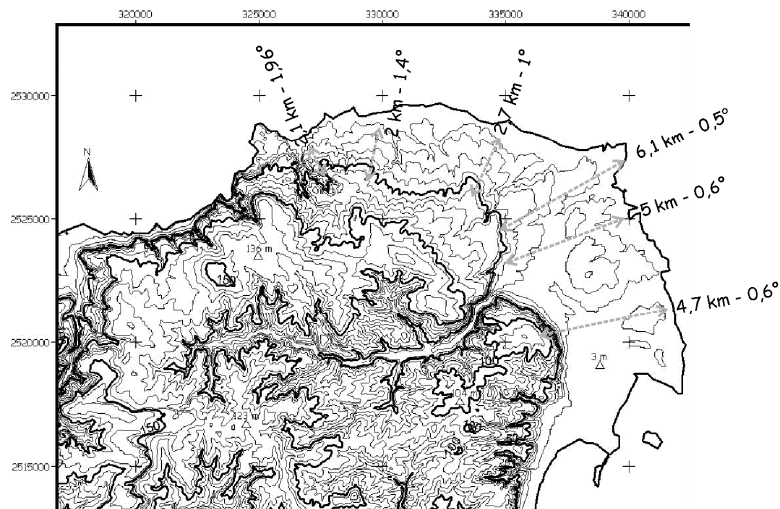
La présence de témoins pliocènes ou du Pléistocène inférieur, non confirmée, à 100 m d'altitude témoignerait en outre de la déconnexion entre la surface des plateaux et le Bas-Pays.

Les plates-formes marines s'inscrivent dans ce relief de manière identique au long du littoral, c'est-à-dire que leur pente et leur altitude sont globalement analogues d'ouest en est.

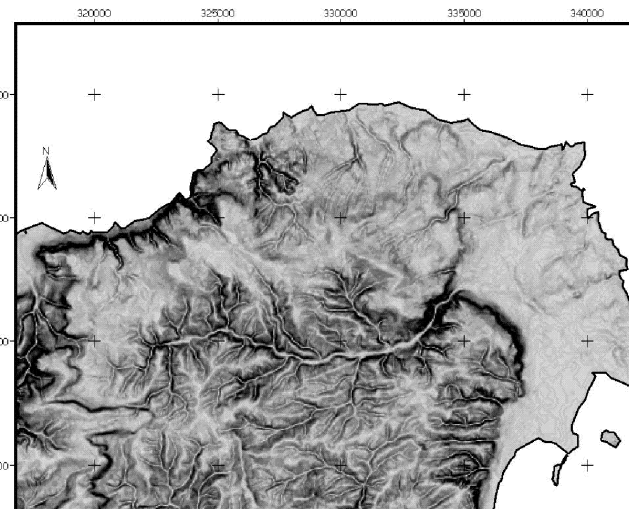
Cependant, s'il n'apparaît pas clairement de variations altitudinales au niveau du substrat, une différence s'exprime dans la conservation des dépôts : maximum au niveau de Tocqueville, elle est nettement moindre dès que l'on va vers l'ouest, parallèlement à une diminution des superficies. Cette différence ne concerne que les plates-formes IV et III. De plus, les parties distales de la plate-forme éémienne ne sont conservées que sur la côte est, de même que les témoins transgressifs (Quéry, Tatihou).

L'ensemble de éléments du relief formé au cours du Pléistocène, récapitulés ci-dessous, ne peuvent être expliqués que par **un soulèvement différencié du socle** :

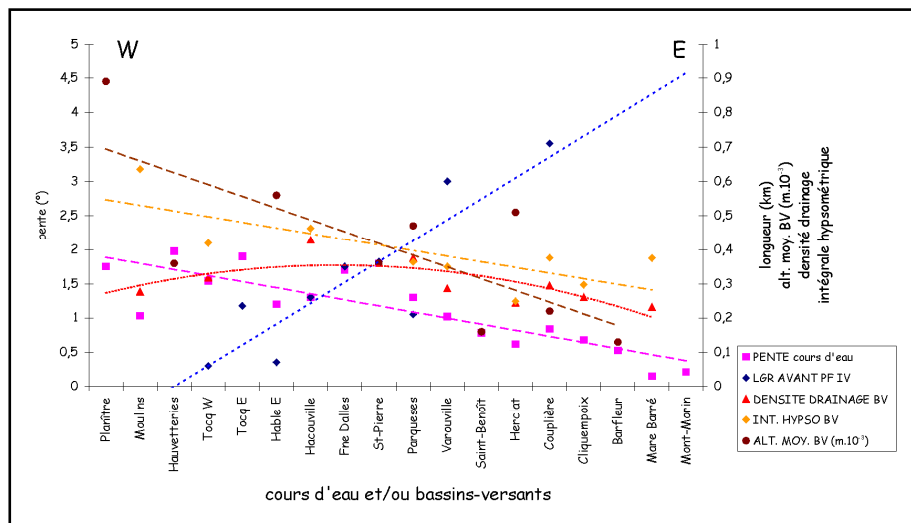
- variations des paramètres du réseau de drainage ;
- variations de comportement des cours d'eau en mer autour du Val de Saire ;
- variations d'altitude et de conservation des plates-formes marines et surtout des dépôts qu'elles supportent.



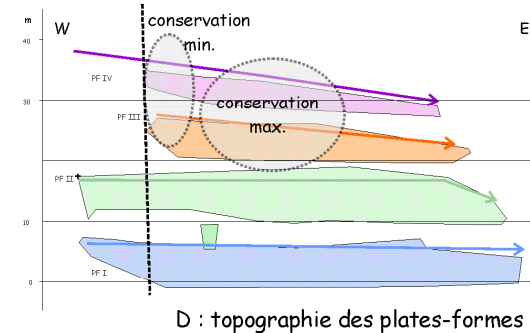
A : courbes de niveau (extrait MNT, M. Font)



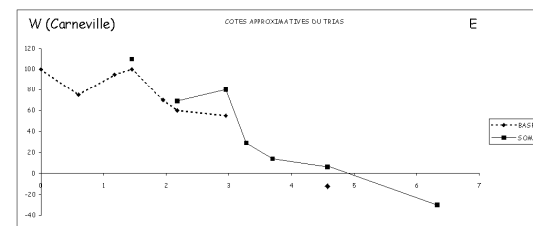
C : carte des pentes (extrait MNT, M. Font)



B : développement du réseau de drainage



D : topographie des plates-formes



E : cotes du Trias

Fig. V. 7 – Éléments du relief

Dans le Val de Saire, les éléments du relief traduisent :

- un léger basculement du socle avec une surrection de l'ouest par rapport à l'est, affectant les éléments quaternaires du relief, qui amplifie l'effet de l'héritage hercynien avant le façonnement de la PF II ;
- un soulèvement homogène qui entretient le déséquilibre hérité des phases antérieures depuis la PF II.

Le contrôle structural et tectonique sur la morphogénèse est donc important, en jouant principalement sur les paramètres du réseau de drainage.

Les variations dans la conservation des plates-formes vont de pair avec les paramètres de développement du réseau de drainage et de l'incision fluviale : la conservation des plates-formes est moindre dans les secteurs où le potentiel érosif des cours d'eau est plus fort du fait d'une pente plus forte.

Le cas du Val de Saire n'est pas sans rappeler le cas de la Hague (Font, 2002) et le cas de la Bretagne (Bonnet, 1998). Ce dernier a montré que les profils en long des rivières bretonnes sur la côte nord évoluent d'ouest en est : les profils passent de convexes à concaves parallèlement à une diminution de leur longueur et une diminution de l'intégrale hypsométrique associée. Ceci traduit un déséquilibre de la Bretagne, dû à une surrection de l'ouest par rapport à l'est, associé à un basculement vers le sud du plateau ouest-armoricain. Ce basculement est en outre responsable de la situation subsidente de la côte sud et de la submersion d'une partie du cours des rivières.

- **A l'Ouest du Cap Lévi**

A l'ouest du Cap Lévi, il ne se passe rien de nouveau au cours des différents interglaciaires. La falaise formée par l'escarpement du Becquet reste active probablement jusqu'à la formation de la PF II, bien que les épaisseurs de head et les éventuels dépôts sous-jacents ne soient pas connus.

Le commandement de l'escarpement diminue d'ouest en est à travers les différentes lithologies, tant par un abaissement du sommet que par une altitude plus haute au pied. En dehors du Cap Lévi, seule l'Anse du Brick a piégé des témoins des niveaux marins du Pléistocène moyen.

- **L'existence de failles**

L'analyse du relief a permis de mettre en évidence plusieurs linéaments et fortes discontinuités : l'escarpement du Becquet, le linéament du Cap Lévi, l'escarpement de la Pernelle. Si la présence de faille est plus que suspectée, il n'existe pas de plans de faille portant des traces de mouvement, ni de brèches..., qui seraient des indices flagrants.

Néanmoins, un découpage du Val de Saire peut être proposé. Le jeu au niveau de l'escarpement du Becquet est purement hypothétique dans la mesure où le caractère émergé du Cap

Lévi peut être également dû au contraste lithologique, la bordure du batholite granitique se trouvant à proximité du littoral.

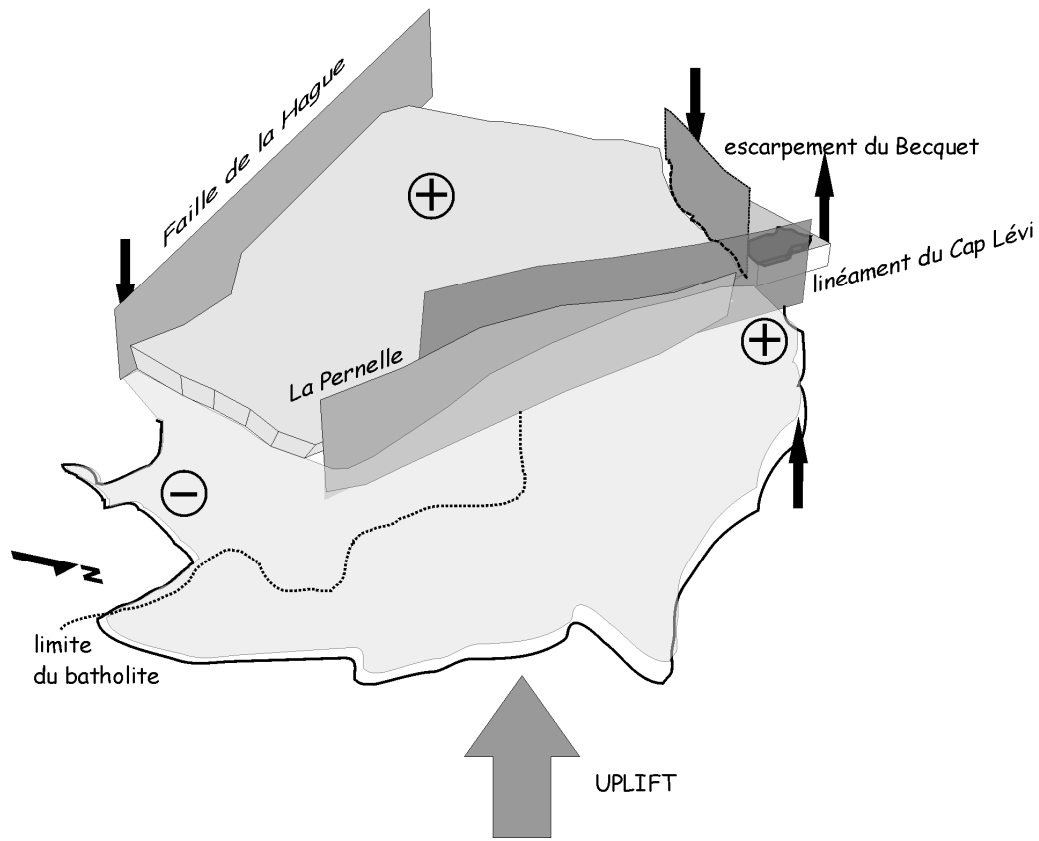


Fig. V. 8 – Découpage du Val de Saire et modalités du soulèvement. Commentaires dans le texte.

➤ *Intégration dans le système de blocs régional*

Le système géomorphologique du Val de Saire s'intègre au domaine intraplaque du Nord-Ouest de l'Europe, où le rôle de mouvements verticaux plio-pléistocènes dans la morphogenèse a été mis en évidence à de multiples reprises (Baize, 1998 ; Bonnet, 1998 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Guillocheau *et al.*, 2003).

Sur l'ensemble de la Normandie, l'activité tectonique est marquée par (Lagarde *et al.*, 2000) :

- des failles actives (escarpements et activité sismique) ;
- le décalage de surfaces préexistantes ;
- une sédimentation plio-pléistocène limitée à des zones subsidentes étroites ;
- les propriétés morphométriques des bassins de drainage indiquant des mouvements verticaux différentiels ;
- un étagement des marqueurs tels terrasses alluviales et plates-formes marines.

Selon Baize (1998), deux faits tectoniques majeurs ressortent de ces observations :

- des failles actives, responsables de la formation de bassins et de talus morphotectoniques quaternaires ;

- des mouvements verticaux relatifs de grande longueur d'onde (à l'échelle de bassins versants entiers).

Pour Lagarde *et al.* (2000) le soulèvement se limite au Sud et au Nord-Cotentin au cours du Pliocène et du Pléistocène inférieur, puis s'étend à tout le Cotentin au Pléistocène moyen et supérieur.

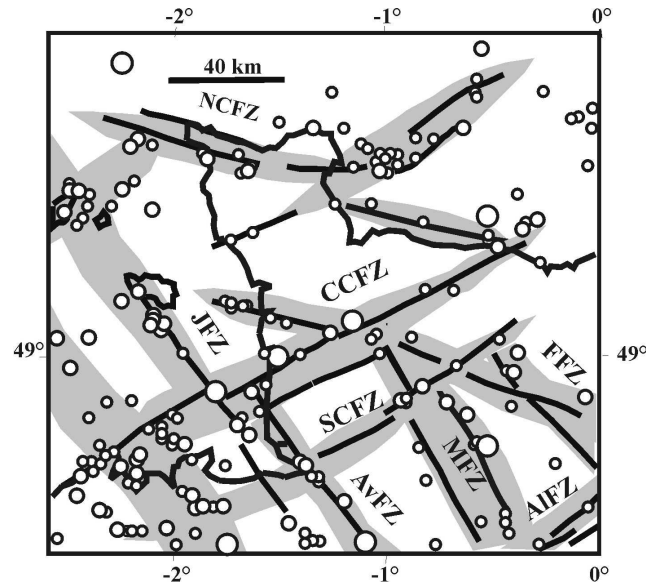


Fig. V. 9 – Corrélations entre sismicité actuelle et champs de failles préexistantes - traits : principales failles reconnues ; cercles : épacentres sur la période 1962-1995 ; en grisé : alignements sismiques détectés (Amorèse *et al.*, 1999 in Font, 2002) : AFZ : Avranches Fault Zone ; CCFZ : Centre Cotentin Fault Zone ; FFZ : Falaise Fault Zone ; JFZ : Jersey Fault Zone ; MFZ : Mayenne Fault Zone ; NCFZ : North Cotentin Fault Zone ; SCFZ : Southern Cotentin Fault Zone.

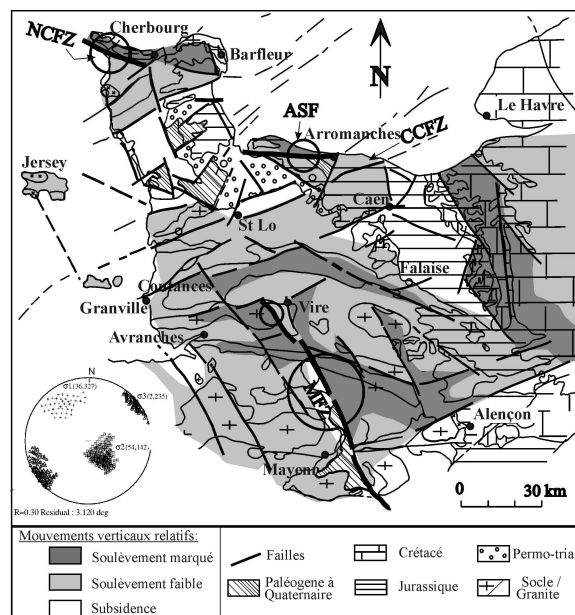


Fig. V. 10 – Réseaux de failles actives au Plio-Quaternaire et tendances évolutives du relief déduites de l'évolution des formes de surface (Font, 2002).

➤ *Causes et moteur du soulèvement*

Deux hypothèses sont souvent invoquées pour expliquer les déformations crustales et la réactivation de failles observées en contexte intraplaque :

- isostasie (rééquilibrage de la croûte) ;
- déformation tectonique intraplaque sous l'effet des phénomènes géodynamiques de grande ampleur se déroulant aux limites des plaques concernées.

Dans le contexte Manche, Bates *et al.* (2003) concluent que, en l'état actuel des connaissances, les phénomènes d'uplift portant les plages fossiles en altitude peuvent être attribués à une réponse isostatique à la perte de charge sédimentaire lors des phases accélérées d'érosion en phases glaciaires mais également à une tectonique plus profonde.

Les travaux menés en Val de Saire, tout comme ceux de Font (2002) dans la Hague et ceux de Bonnet (1998) en Bretagne, n'ont pas mis en évidence d'affleurements permettant la détermination de sens de mouvements de faille. Par contre, les observations de Baize (1998) et Lagarde *et al.* (2000) (informations morphotectoniques et sismotectoniques) dans le Cotentin sont compatibles avec les modèles proposés à propos de la convergence Afrique-Europe (Mohammadioun *et al.*, 1993). Bonnet (1998) pour la Bretagne conclut également à un flambage lithosphérique en réponse à une compression orientée N160 compatible avec la convergence Afrique –Eurasie.

Ainsi, sur l'ensemble du socle armoricain, voire sur un espace encore plus grand, un raccourcissement NW-SE est marqué dans le relief, compatible avec les contraintes induites par la formation des Alpes, associée à une extension NE-SW accommodée par des failles (Lagarde *et al.*, 2000).

Dans ce cadre, le Nord-Cotentin, auquel appartient le Val de Saire, serait situé dans un relais compressif entre deux décrochements WSW-ENE et donc en surrection, tandis que le Centre-Cotentin subsident correspondrait à un relais distensif (Baize, 1998).

Cette déformation est probablement toujours active aujourd'hui (Lenôtre *et al.*, 1999).

1.1.4. Répartition des dispositifs géométriques dans le contexte Manche

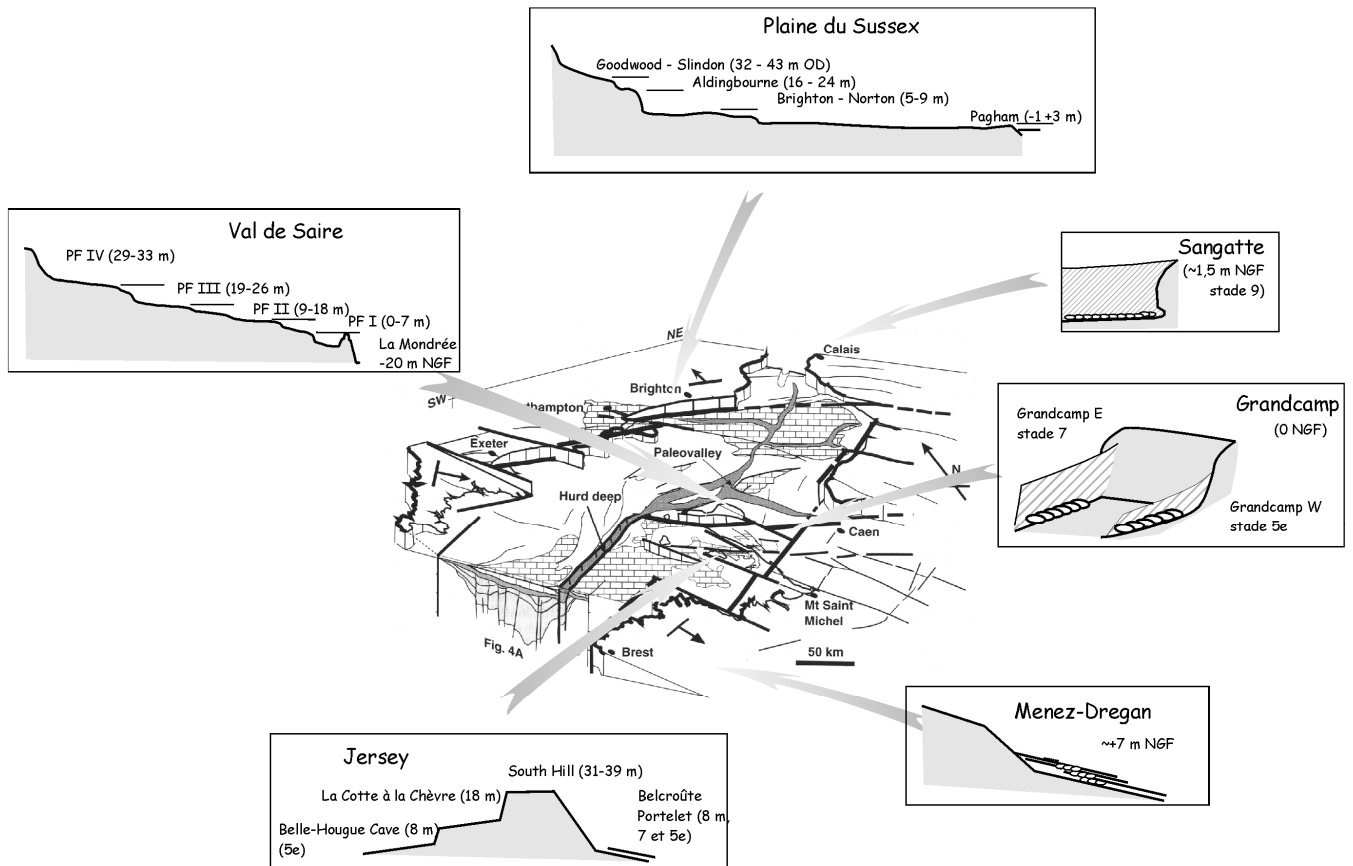


Fig. V. 11 – Répartition des systèmes étagés et emboîtés dans le contexte Manche. Schéma d'interprétation morphotectonique de la Manche par Lagarde et al., 2003. Autres références, cf. tab. V.4.

La répartition des systèmes emboîtés (Bretagne sud, Grandcamp) et systèmes étagés (Val de Saire, Sussex) est liée au contexte tectonique dont elle est un révélateur, à savoir, subsidence pour les systèmes emboîtés et uplift pour les systèmes étagés.

1.2. MISE EN PLACE DES SEQUENCES SEDIMENTAIRES MARINES : CONTROLE EUSTATIQUE ET CLIMATIQUE SUR LA SEDIMENTATION ET L' EVOLUTION POST-DEPOSITIONNELLE

1.2.1. Aspect répétitif des séquences

Sur chaque plate-forme marine la séquence de dépôts est similaire, reflétant la nature cyclique des variations climatiques et eustatiques au cours du Pléistocène. L'étude des séquences sédimentaires fait en outre ressortir la permanence des stocks sédimentaires. Obstacle à

l'établissement d'une lithostratigraphie, ce phénomène reflète la constance du système morphosédimentaire. La séquence généralement observée, hors récurrence, contient des sables à galets, puis des sables bien classés de haut de plage, traduisant une diminution des paramètres hydrodynamiques dans un passage estran-haut de plage. **Les séquences conservées sont donc principalement des séquences régressives.** La conservation de dépôts transgressifs, observée à Tatihou (Camuzard, 2000) et dans l'Anse de Quéry, est rare. Les dunes régressives s'expliquent par la reprise des stocks de sable par le vent lors de la baisse du niveau marin (Bird, 1990).

Cependant, la dynamique littorale n'est pas forcément la même à chaque interglaciaire comme le montrent les différences entre l'Éémien et l'Actuel. Ainsi, sur les côtes du Massif armoricain, que ce soit dans le Val de Saire ou en Bretagne (Regnauld *et al.*, 2003), les dépôts éémien présentent souvent des faciès à galets dans des secteurs où se déposent aujourd'hui des sables. Des secteurs plus estuariens comme le Bristol Channel (Angleterre) sont également concernés (Allen, 2002) avec un impact de la houle et de la marée plus fort à l'Éémien qu'aujourd'hui, ce qui s'explique sans doute par une profondeur d'eau plus importante à l'Éémien et des apports sédimentaires différents.

L'existence de cordons éémien barrant les basses vallées de l'époque n'est pas prouvée. Seul le cordon du Crau (Saint-Vaast-la-Hougue) peut être attribué à l'Éémien ou à un stade antérieur grâce à l'industrie paléolithique qu'il contient. Il s'agit probablement d'un tombolo, ce qui implique une attache à terre au niveau de Saint-Vaast, malgré l'altitude basse de ce secteur. Le Crau devait donc être submergé à marée haute sauf s'il était plus haut qu'aujourd'hui. Cette accumulation de galets, aujourd'hui inactive, témoigne par ailleurs de changements profonds dans la dynamique sédimentaire depuis sa formation, changement aggravés par la construction de la digue de la Hougue. Deux marais de la côte nord montrent des accumulations de galets affectant une forme de flèche littorale compatible avec une dérive littorale ouest-est et un âge éémien : l'Anse de la Mondrée et le marais de Vrasville.

La séquence sédimentaire conservée est généralement régressive, sous contrôle eustatique. La continentalisation s'exprime ensuite dans une séquence sédimentaire soumise aux variations climatiques passant d'un climat tempéré à un climat périglaciaire.

La sédimentologie des dépôts marins dépend des facteurs hydrodynamiques qu'impliquent la hauteur atteinte par les niveaux marins et la configuration du littoral.

1.2.2. Stocks sédimentaires

Dans le système étudié, les dépôts marins, fossiles et actuels, sont constitués d'un stock sableux quartzeux à quartzo-feldspathique, généralisé dans les fonds de la Manche (Larsonneur, 1971) et d'un stock de galets issu de diverses origines.

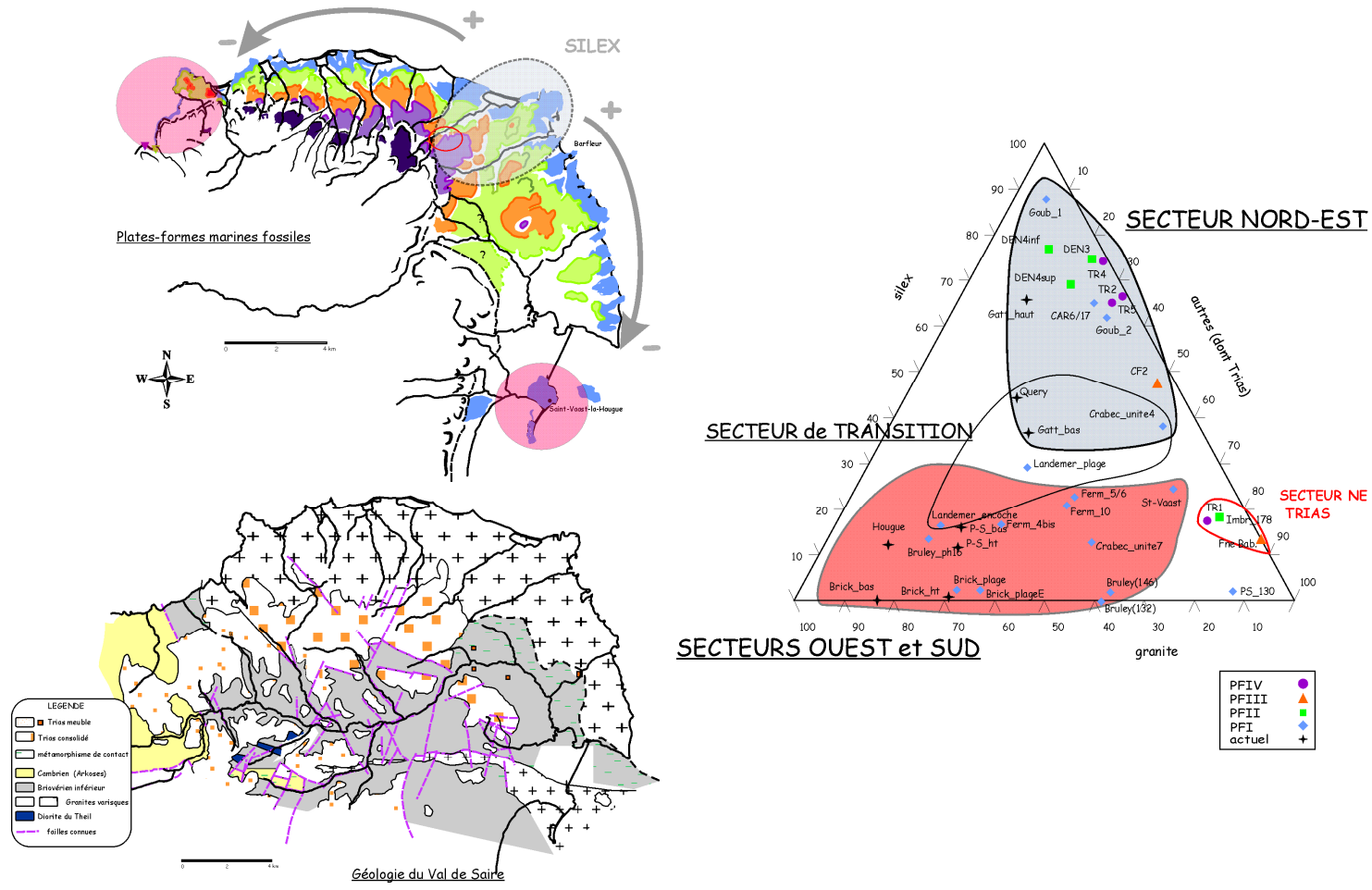
➤ *Répartition et provenance des galets*

- **Répartition des galets et relation avec la géologie locale**

Les silex sont dominants dans le nord-est du Val de Saire. Cette teneur décroît tant vers le sud que vers l'ouest, dans les plages fossiles comme dans les plages actuelle. Sur les hautes plates-formes le silex est dominant à toutes les tailles et des gros blocs supérieurs à 30 cm sont présents. Bien que l'altération des galets puisse accentuer la dominance du silex (disparition des schistes et des granites), elle n'en semble pas responsable. Vers l'ouest, les plages de Fermanville et les plages fossiles et actuelles de l'Anse du Brick sont quasiment dépourvues de silex. Cette décroissance du silex se fait au profit des granites, des quartz de filon et schistes briovériens. Sur les hautes plates-formes, le stock est enrichi en galets issus du Trias, au nombre desquels se trouvent arkoses et microconglomérats mais aussi quartzites et quartz à patine brune.

Ces éléments nous permettent de supposer une provenance locale d'une partie des galets. La teneur en granite, roches briovériennes et Trias dépend de la position géographique du dépôt et donc de la géologie. A savoir :

- les roches triasiques sont présentes à proximité du plateau (coupes du Trésor) ;
- les schistes briovériens restent anecdotiques en dehors du secteur de Saint-Vaast-la-Hougue et de Bretteville-en-Saire où ils constituent le substrat. Notons la présence d'enclaves briovériennes dans le Granite de Barfleur (Le Gall, comm. orale) ou de reliquats à son toit (Larsonneur, 1967) pouvant expliquer des fortes concentrations très localisées (Anse des Grands Monts à Fermanville) ;
- le granite, accompagné des roches filoniennes, est omniprésent. Il s'agit du substrat de la majorité des coupes décrites. Il semble exister un lien entre l'abondance de galets de granite dans les dépôts marins et la présence de head granitique soumis à l'érosion dans la falaise.



Se pose alors la question de la provenance des silex. Si l'abondance de chaque type de roche semble liée aux conditions locales, qu'en est-il du silex, absent du Val de Saire en position primaire ?

- **Le cas du silex**

Tous les silex observés dans le Val de Saire portent les stigmates d'un façonnement marin (coups d'ongle, émoussé...), même si dans certains secteurs, ils ont encore des apophyses (cas du Crau où la présence de lest de navires n'est pas impossible). **Les déterminations pétrographiques, macroscopiques et microscopiques (couleurs, grains, traces d'oxydation, état de cristallisation...)** ont mis en évidence la présence de silex crétacés, mais également de silex jurassiques, ce qui est nouveau pour le secteur.

Formation	Jurassique indifférencié		Crétacé indifférencié			Cénomaniens
	gris clair à foncé mat	brun-noir à cortex rugueux	gris clair à taches plus sombres	gris foncé translucide	brun gris marbré	noir à micro-inclusions
éléments macroscopiques						
Calcédonite cryptocristalline sphérolites longues fibres colloforme	+++ +	++++	++++	++++ +	++++ +	++++
Quartz détritiques						
Pelloïdes						
Calcite		+			+	++
Bioclastes	++++	++++	++		+++	+++
Taille des bioclastes	400 µm - > 1,5 mm	~ 1 mm	< 800 µm		600 µm - 1,5 mm	300 µm - 1,5 mm
Spicules	+++	++	+	++	+++	+++
Échinodermes		++			++	
Bivalves						
Foraminifères	+	++	+			
Bryozoaires	+++		++		+	
Autres						
Matière organique	+	++				
Oxydes de fer	+	+		+	++	+
Autres	ankérite			birdeyes		glauconie
exemples	TR4/TE	CAR6brun-noir	CF2/M	BL6/57	CAR6brun-choc	QueryS1b

Tab. V. 1 – Caractéristiques des silex du Val de Saire.

Les silex se distinguent donc en deux grands ensembles : les silex jurassiques, gris clair à foncé, mats, de texture souvent relativement grossière, et les silex crétacés (sénonien et cénomaniens), de texture plus fine et de couleur très variable. Le faciès cénomanien se caractérise par une teinte noire mate et la présence de micro inclusions lui donnant un aspect piqueté. Les fossiles de grande taille sont rares : un oursin du genre *Salenia* (Crétacé) a été observé sur un silex de la Grosse Butte.

Pourtant, jusqu'à présent, il était admis que les silex du Val de Saire étaient d'origine exclusivement sénonienne ou cénomaniens, bien que les seules déterminations pétrographiques, dues à M. Rioult (fouille de Saint-Vaast-la-Hougue, Fosse, rapport 1982) ne portent que sur 6 silex taillés identifiés comme Sénonien.

Ces silex proviendraient des affleurements en mer. Ces affleurements auraient été érodés par les transgressions marines et les galets repoussés petit à petit vers la côte. Pourtant, selon Larsonneur (1971), il n'existe pas de Cénomaniens et les formations jurassiques (Aalénien-Bajocien et Bathonien) observées en mer au large du Val de Saire ne contiennent pas de silex, à l'exception d'accidents siliceux dans le Bathonien. Ces formations sont en outre relativement éloignées du littoral alors que l'abondance des silex, ainsi que la taille des galets retrouvés, impliquerait plutôt une source relativement proche.

Une explication serait de supposer l'existence de formations disparues, par exemple des argiles à silex issues du Jurassique totalement démantelées par l'érosion et la remobilisation marine. Des lambeaux d'argile à silex sont connus par ailleurs dans le Cotentin : RS d'origine sénonienne à Flamanville (Graindor, 1963), formations contenant des rognons d'origine indéterminée autour de Bricquebec (Bonnissent, 1870), présence de silex dans le remplissage pléistocène du Seuil du Cotentin (Baize, 1998). Diagnostiquer la présence d'argiles à silex démantelées reste cependant problématique en l'absence d'éléments diagnostiques. Seule l'existence de petits puits de dissolution sur certains silex jurassiques et crétacés du Val de Saire, comparables à ceux affectant les silex de Flamanville, pourrait être un argument en faveur de cette hypothèse (photo V.1).

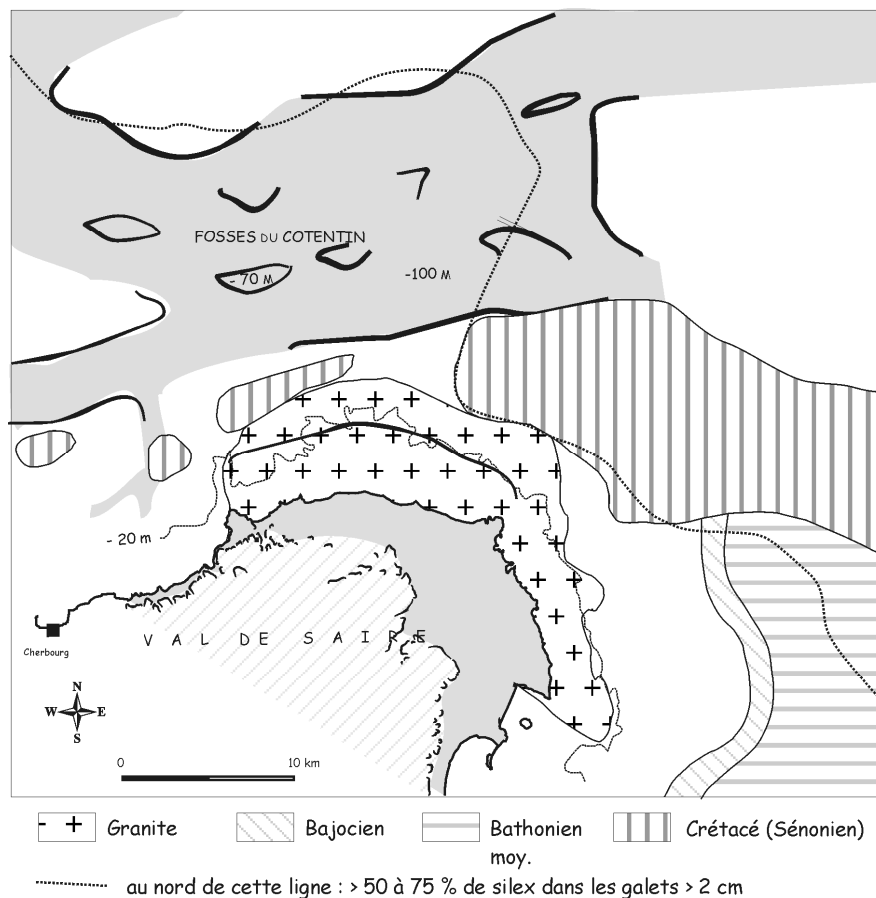


Fig. V. 13 – Affleurements mésozoïques en mer (d'après Larsonneur, 1971). Paléovallée d'après Alduc, 1979.

Si l'hypothèse RS n'est pas retenue, il faut considérer que les "cailloutis" largement répandus au fond de la Manche (Larsonneur, 1971) ne contiennent pas que des silex crétacés, soit parce que les formations jurassiques ont en fait fourni des silex, soit grâce aux apports alluvionnaires des fleuves de la Baie de Seine.

- **Évolution des stocks de galets au cours du temps**

Malgré la variabilité locale (par exemple CAR6/17 par rapport à Landemer ou TR1 par rapport à TR3), nous observons une permanence des gradients géographiques au cours du temps. Gatteville et le nord-est du Val de Saire restent toujours le secteur à plus forte concentration de silex. Ceci s'accorde avec la répartition des formations crétacés (fig.V.13), présentes au nord-est des côtes. Il est par ailleurs difficile d'estimer quels peuvent être les apports à chaque transgression par rapport au recyclage des formations plus anciennes.

➤ *Les stocks de sable*

Les stocks de sable sont siliciclastiques et majoritairement composés de quartz. Nous avons vu que l'une des principales différences entre les stocks actuels et fossiles est la teneur en grains de silex, attribuée à l'altération des galets : plus les sables sont anciens, plus ils sont riches en silex.

Par ailleurs, sauf exception, le degré de maturité des sables fossiles est nettement supérieur à celui des sables de plage actuel, c'est-à-dire que l'éroulé est beaucoup plus poussé. Ainsi, sur le diagramme classement-morphoscopie (fig. II.12), les sables actuels aréniques s'individualisent parfaitement par une teneur en grains non-usés proche de 100 % (Gattemare, Anse des Longs Camps). Cette teneur suggère une alimentation directe par un stock d'arène granitique, interprétée comme le déblaiement des stocks d'arène périglaciaire de la plate-forme pendant la période weichselienne. En effet, le transport de sable de la plate-forme vers la plage est généralement admis pour les plages de sable actuelles et modernes (Reineck & Singh p. 281).

Il paraît difficile d'imaginer que les sables fossiles aient une origine différente des sables actuels. La maturité des sables fossiles semble donc indiquer que la durée totale d'un interglaciaire est nécessaire pour acquérir un bon éroulé à partir d'une arène.

1.2.3. L'enregistrement dans un environnement dynamique : le littoral

Les paysages côtiers sont des systèmes géomorphologiques à réponse rapide très sensibles aux variations environnementales, y compris dans certains cas les côtes rocheuses (Hansom, 2001).

La sédimentation littorale est soumise aux variations dans les apports et dans la dynamique de houle..., paramètres sensibles aux fluctuations climatiques et eustatiques. Les dépôts marins,

non consolidés, meubles, non cohésifs sauf en cas de végétalisation, sont particulièrement aptes au mouvement ainsi que le montrent les nombreuses études de morphodynamique consacrées aux plages. Ces études témoignent du caractère éphémère de nombreuses constructions sédimentaires, qui varient selon un rythme quotidien, saisonnier, ou pluriannuel (engraissement-démaigrissement des plages...).

La conservation des formes est encore possible à l'échelle de l'Holocène (anciens cordons, succession de flèches littorales, Pinot, 1998) mais **dans les enregistrements pléistocènes il n'y aura pas ou rarement conservation des formes mais seulement celle des constituants**. Seuls quelques gros cordons de galets présentent encore parfois une morphologie reconnaissable (Guilcher & Hallegouët, 1981). L'observation des dépôts fossiles démontre que ce ne sont pas des instantanés : **la surface des dépôts est souvent horizontale témoignant de troncatures et d'un réarrangement des galets**.

A l'échelle des fluctuations eustatiques du Quaternaire (10 000 à 100 000 ans), en régression, le passage des formes vives aux formes fossiles correspond à l'adaptation à de nouvelles forces en présence et à l'acquisition d'un nouvel équilibre. Les formes (dunes ou autres) construites sur le littoral ne restent pas inertes au moment où la mer les abandonne. En effet, elles sont vulnérables aux actions érosives du fait de leur développement en altitude. Les nouvelles dynamiques se traduisent donc par des mouvements dans les stocks sédimentaires, par exemple sous l'effet de la gravité : stabilisation des cordons de galets avec étalement, redistribution des sables..., phénomènes qui durent probablement quelques dizaines à quelques centaines d'années. Parallèlement, la chute d'énergie permet l'apport et l'infiltration de particules fines et le développement de pédogenèses. Les fluctuations climatiques entraînent dans un second temps des remaniements "de l'extérieur" par exemple par cryoturbation. La mise en place de dynamiques sédimentaires périglaciaires provoquant des remaniements poussés nécessite quelques milliers d'années. **Ainsi, les phénomènes se déroulent à plusieurs échelles de temps au cours de la régression**.

Par ailleurs, à l'heure actuelle, la dynamique littorale montre l'influence de l'eustatisme lors de remontée du niveau marin : **les dunes actuelles, transgressives, sont érodées par la mer** (cas des Epagnes au nord de la Pointe de Saire sur la côte est). Ce phénomène, appliqué aux interglaciaires passés, explique la non-conservation, sauf exception, de dépôts transgressifs dans les séquences observées. Cette érosion témoigne peut-être également d'une chute dans les apports sédimentaires au cours de la transgression. **A l'échelle d'une transgression les dunes semblent être des formes transitoires** sur les côtes du Val de Saire.

1.2.4. Préservation et érosion des dépôts et plates-formes

Le Val de Saire est une côte en émergence. L'interaction de la tectonique responsable de la surrection de plates-formes, de l'eustatisme responsable des alternances transgression/régression et du climat qui commande l'action érosive sur le continent a pour résultat la préservation partielle de plates-formes et de dépôts marins. Les dépôts sont conservés :

- en plate-forme étendue spatialement, ce qui dépend de l'uplift et de la géométrie générale du système et des cours d'eau ;
- localement en angle mort ou dans des dépressions grâce à la protection offerte par une configuration localement inaccessible aux agents d'érosion.

Une terrasse plus jeune se développe en largeur aux dépens des plates-formes plus anciennes dont l'extrémité distale est progressivement mangée par le recul de la falaise de la plus jeune. Ainsi, les terrasses les plus jeunes peuvent éliminer les plus anciennes. La position de l'extrémité distale de la plate-forme dépend donc de l'importance du retrait qu'elle a subi sous l'effet de l'érosion depuis son émergence. Les principaux phénomènes sont donc le soulèvement du continent, l'incision fluviale verticale qui découpe les plates-formes, l'érosion des versants sous l'influence de la gravité (dépôts de pente) en contexte périglaciaire de fort potentiel érosif, l'érosion littorale en phase de remontée et de stabilité du niveau marin. L'énergie de la houle est utilisée tant dans l'abrasion d'une plate-forme que dans l'érosion d'une falaise.

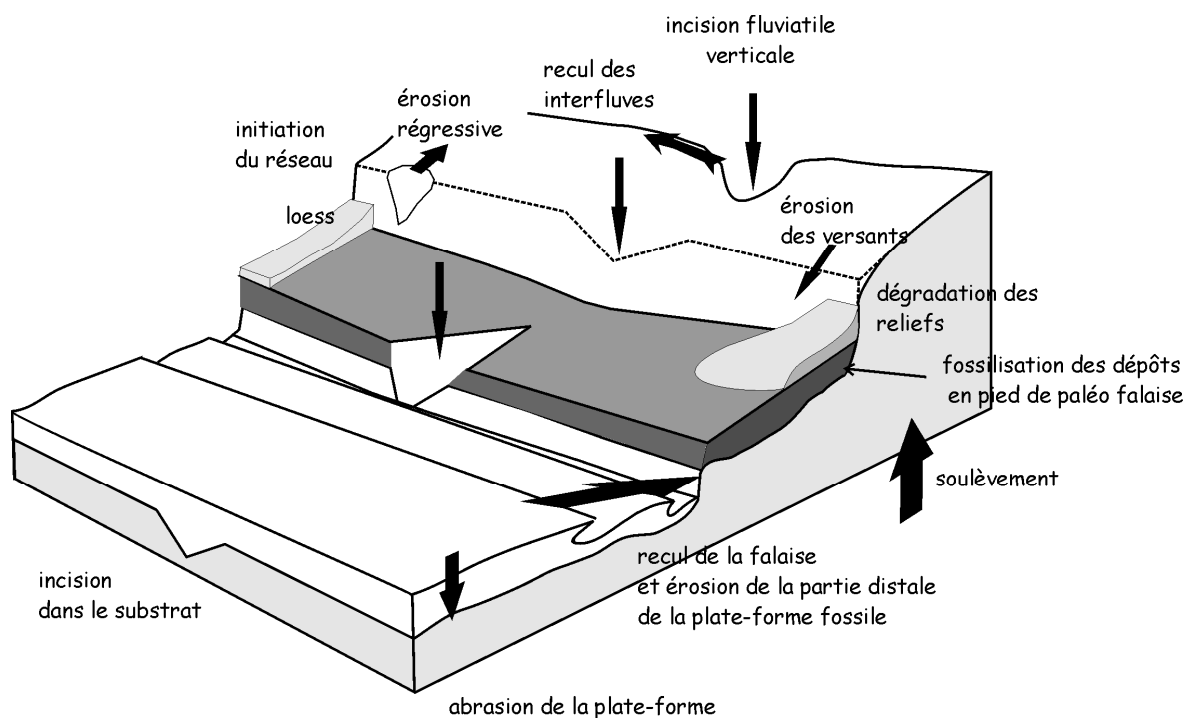


Fig. V. 14 – Schéma montrant les facteurs de l'évolution des plates-formes marines sur une côte en émergence (d'après Anderson et al., 1999, modifié).

CHAPITRE 2 : SYNTHESE

CHRONOSTRATIGRAPHIQUE : LE VAL DE SAIRE DANS LE NORD-OUEST EUROPEEN AU PLEISTOCENE

2.1. CHRONOSTRATIGRAPHIE DES DEPOTS MARINS DU VAL DE SAIRE

A la différence du système de terrasses du Bassin de la Somme fossilisé par des séquences de couverture complexes (Antoine, 1990), les plates-formes marines du Val de Saire ne sont recouvertes que d'une seule génération de loess, généralement dépourvue de paléosols. Ainsi, l'étude des dépôts continentaux ne peut apporter d'éléments à l'établissement de la chronostratigraphie des dépôts marins et des plates-formes qui les supportent. En l'absence de données géochronologiques, l'élaboration d'une chronostratigraphie générale reste donc inféodée aux corrélations avec les enregistrements isotopiques, sur la base de l'équivalence une plate-forme d'abrasion marine = un haut niveau marin = un stade isotopique de rang interglaciaire (Lajoie, 1986).

2.1.1. Corrélations avec les enregistrements isotopiques

Quatre plates-formes marines ont été identifiées. Elles sont attribuées à des hauts-niveaux marins de rang interglaciaire, à savoir les stades 5e, 7, 9 et 11 de la chronologie isotopique (fig. V.15). L'âge des replats autour de 50-60 m est antérieur. Le façonnement de la plate-forme de Tocqueville-le Trésor associé à la paléofalaise principale pourrait également être plus ancien.

Le dédoublement de la plate-forme II (II et IIbis) pourrait trouver son origine dans les deux hauts niveaux du stade 7. Il y a deux possibilités, sachant que c'est lors du deuxième pic (7a) que le niveau marin a été le plus élevé :

- le façonnement de la plate-forme IIbis se fait d'abord lors du 7c, puis la remontée du niveau marin lors du 7a entraîne le façonnement d'une plate-forme plus haute avec recul de la PF III. La PF IIbis se retrouve en position distale par rapport à II et les éventuels dépôts qu'elle supportait sont érodés ;
- la PF II est antérieure et l'uplift est suffisamment rapide pour que, lors du 7a, la nouvelle plate-forme se fasse légèrement en-dessous sans cependant façonner de paléofalaise nette partout.

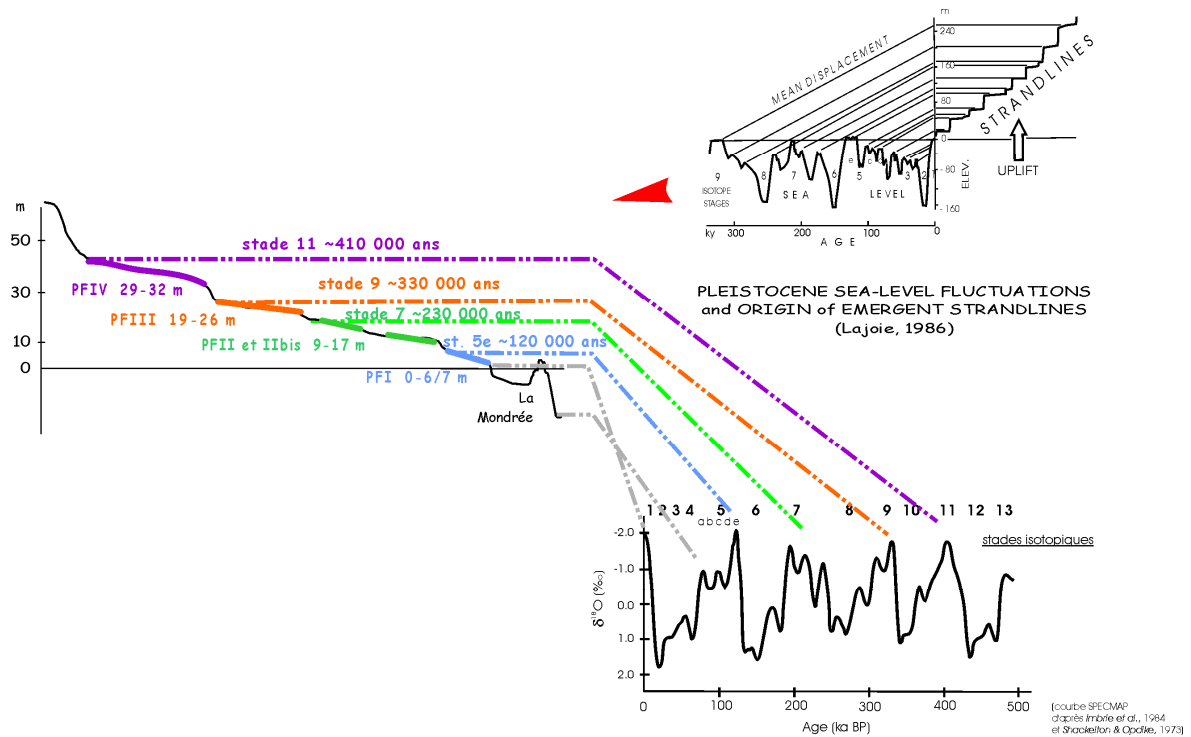


Fig. V. 15 – Hypothèse chronostratigraphique pour les quatre plates-formes à partir de l'hypothèse d'équivalence plate-forme / haut niveau marin / stade isotopique. Schéma d'émergence des plates-formes par Lajoie, 1986.

Par ailleurs, l'hypothèse d'une pulsation du niveau marin a été proposée pour expliquer la séquence de dépôt du Trésor, sur la PF IV. Pourtant, il n'existe pas de pulsation interne dans ce stade isotopique, contrairement aux autres (cf. courbes). Loutre & Berger (2003) soulignent la stabilité du stade 11 par rapport au stade 5. Il n'existerait qu'un petit pic vers 370 ka, inférieur à ce qu'est le 5a pour le stade 5. En Bretagne, l'une des hypothèses chronostratigraphiques pour le site de Menez-Dregan place 2 épisodes de dépôts de galets séparés par une alternance de lits argileux et de lits sablo-graveleux organiques (occupations paléolithiques) dans le stade 11 (Monnier *et al.*, 2001). Le problème reste donc posé, d'autant que les travaux récents sur les variations pléistocènes du niveau marin mettent de plus en plus en évidence les variations internes secondaires au cours des divers interglaciaires (Guérémy, 2003).

Le site exceptionnel de la Mondrée a été attribué, grâce à l'étude palynologique, à l'interstade 5a (ou éventuellement 5c). Ceci correspond avec la situation en uplift du Val de Saire, qui implique que seuls les stades glaciaires et leurs interstades peuvent être représentés sous le niveau de la mer (Trenhaile, 2002). La plate-forme observable en sismique vers -20 m CM traduirait un stationnement relativement important de la mer à ce niveau compatible avec la chronologie isotopique.

Cette profondeur est en accord avec les valeurs données par un certain nombre d'auteurs pour l'altitude du niveau marin lors du stade 5a (tab. V.2).

Référence bibliographique	Localisation	niveau marin lors 5a	âge (ka)
Bloom & Yonekura, 1985 et 1990	Nouvelle-Guinée (Huon Peninsula)	- 6,60 m	
Chappell & Shackleton, 1986	Nouvelle-Guinée (Huon Peninsula)	-19 ± 5 m	
Bender <i>et al.</i> , 1979 Gallup <i>et al.</i> , 1994	Barbades	-10 à -18 m	
Lundberg & Ford, 1994	Bahamas	< -15 m	
Richards <i>et al.</i> , 1994	Bahamas	<-18 m	
Henderson <i>et al.</i> , 2000 (ODP)	Bahamas, plate-forme	< -10 m	
USGS, LITE, 1999 (URL : http://climchange.cr.usgs.gov/info/lite/bermuda/bermuda.html) et Ludwig <i>et al.</i> , 1996	Bermuda	~0	82.3 ± 3.6 82.1 ± 0.9 77.7 ± 0.4 77.2 ± 2.5
	Florida Keys	- 7 à - 9 m voire plus haut	80.9 ± 1.7 83.2 ± 0.9
Dwyer <i>et al.</i> , 1995	sédiments océaniques	-60 à -70 m	
Muhs <i>et al.</i> , 1994	USA - Côte Pacifique	- 1 m	
Hearty & Neumann, 2001	Bahamas	~actuel (5c à -8 m)	
Dumas <i>et al.</i> , 1999	Italie	- 9,9 m (5c à - 11 m)	
Mauz & Hassler, 2000	Italie (Crotone Peninsula)	- 29 m	86 ± 9

Tab. V. 2 – Estimation du niveau marin lors de l'interstade 5a, il y a environ 80 000 ans.

• Quantification du soulèvement

Il serait présomptueux de proposer des taux d'uplift précis du fait de l'imprécision des datations et des altitudes atteintes par les différents niveaux marins globaux. Les chiffres donnés doivent être pris à titre indicatif. Nous prenons le niveau moyen de la plate-forme d'abrasion au substrat comme repère altitudinal, ce qui reste relativement indépendant du marnage. Selon Burbank & Anderson (2001), le soulèvement du substrat est de la forme :

$$U_i = (Z_i - Z_{oi}) + E_i + SL_i$$

(avec U_i = uplift total, Z_i = altitude actuelle, Z_{oi} = altitude origine, E_i = épaisseur érodée, SL_i = variation du niveau marin entre le début de l'uplift et l'actuel). Ici, Z_{oi} et E_i sont considérées comme égales à 0.

Les estimations des niveaux marins atteints lors des interglaciaires passés restent hypothétiques. Ainsi, Vézina *et al.* (1999) proposent pour Grand Cayman Island, Caraïbes des

valeurs de -9 à -5,5 m pour OIS 11; -3 à +0,5 m pour OIS 9; -2,5 à + 1,1 pour le 7 et +2,5 à +6,0 pour le 5. Par contre, certains auteurs proposent un niveau marin à + 20 m pour le stade 11, ce qui paraît incompatible avec la régularité de l'étagement observé ici.

	alt. moy.	stade OIS proposé	alt. NM estimé	âge approximatif	taux d'uplift
PF IV	31	11	> actuel (+5 m ?)	410 000	61 mm / ka
PF III	23	9	actuel ?	330 000	70 mm / ka
PF II	15	7	~actuel	230 000	65 mm / ka
PF I	6	5e	légèrement >actuel (+2 m ?)	120 000	33 mm / ka

Tab. V. 3 – Taux de soulèvement proposés pour le Nord-Cotentin au Pléistocène.

Ces valeurs sont assez élevées, en tout cas plus que celles proposées par S. Baize (1998, p. 276). Ce dernier proposait un taux de 21 ± 4 mm/ka depuis l'Éémien et de $30 \text{ mm} \pm 4$ mm/ka pour le Saalien, ce qui amènerait un âge d'1 Ma pour la PF IV et 600 000 ans pour la PF III. Ce dernier chiffre est de toute manière incompatible avec la présence d'un éclat de façonnage relativement évolué dans les sables de CF2 (PF III).

Un taux de 60 mm/ka entraîne un âge pour les replats autour de 50-60 m de 900 000 ans à 1 Ma et n'apparaît pas contradictoire avec l'éventuelle présence des sables et galets corrélés aux Sables de Saint-Vigor (Pléistocène inférieur) à 100 m d'altitude à la Pernelle.

Par ailleurs, un taux de 50 à 60 mm/ka a été proposé pour le soulèvement des plateaux du secteur Seine-Somme (Antoine *et al.*, 2003) et un taux de 70 mm/ka est estimé dans le sud de l'Angleterre à partir des terrasses alluviales (Maddy *in* Murton *et al.*, *dir.*, 1998).

2.1.2. Corrélations avec les systèmes de plates-formes proches

Les systèmes de plates-formes les plus développés se trouvent dans le Bassin méditerranéen, tectoniquement beaucoup plus actif, contexte à l'origine de nombreuses terrasses amenées à des altitudes élevées (par exemple l'Italie du Sud : Mauz & Hassler, 2000 ; Belluomini *et al.*, 2002 ; Mastronuzzi & Sanso, 2002 , Dumas *et al.*, 1999 ou l'Espagne : Zazo *et al.*, 2003). Ces systèmes permettent d'ailleurs de montrer l'existence de variations eustatiques au sein de l'interstade 5e, qui ne sont pas décelables dans les enregistrements de nos régions plus stables.

Les systèmes comparables ne se trouvent pas en France où la conservation des plates-formes marines fossiles antérieures à l'Éémien est sporadique y compris en Bretagne (Monnier, 1980 ; Morzadec-Kerfourn, 1999). De plus, sur la côte sud de la Bretagne, les niveaux marins sont emboîtés et non étagés (cas de Menez-Dregan, de Trez-Rouz). Ainsi, l'altitude des dépôts marins en Bretagne ne dépasse généralement pas 15 m NGF (Morzadec-Kerfourn, 1999). De même, dans le nord de la France, la plage de Sangatte attribuée au stade 9 se trouve vers 0 à +2,5 m NGF (Sommé *et al.*, 1999).

Dans les Iles anglo-normandes, et en particulier à Jersey, existent plusieurs plages perchées entre 8 et 40 m d'altitude qui restent fragmentaires et mal datées (Elhaï, 1963 ; Keen, ed., 1993 ; Bates *et al.*, 2003). Des plages autour de 18 m d'altitude se trouvent au pied d'une paléofalaise. Des séquences complexes comprenant 1 ou 2 cycles emboîtés se développent sur le littoral sud (Belcroûte, Portelet). Des datations confirment l'âge éémien de certaines plages comme celle de Belle-Hougue.

Le système de plages perchées le plus proche dans son développement se trouve donc de l'autre côté de la Manche en Grande-Bretagne. Dans un contexte de bassin sédimentaire, le système de terrasses marines de la plaine du Sussex a été largement décrit par Bates *et al.* (1997). La plaine côtière du Sussex est exceptionnelle par l'enregistrement de 4 ou 5 hauts niveaux marins sur une distance considérable entre Portsmouth et Brighton (fig. V.16); d'une grande richesse en vestiges paléolithiques. Les altitudes des différents niveaux sont tout à fait comparables à celles observées dans le Val de Saire. Malheureusement elles restent non datées de manière absolue, la chronostratigraphie étant basée sur l'étagement et la racémisation des acides aminés, méthode aujourd'hui remise en cause par certains auteurs (McCarrol, 2002). Par contre, les formations sédimentaires présentent l'avantage d'être carbonatées, ce qui autorise des études paléoenvironnementales.

Les séquences sédimentaires conservées sont semblables mais généralement plus dilatées que celles décrites dans le Cotentin à Ecalgrain ou aux Ilets. Par exemple, la succession des dépôts de la formation de Slindon comprend une plage à galets recouverte d'une forte épaisseur de sables littoraux (Slindon Sands) puis de silts lités de marais littoraux, ce qui marque une dynamique régressive. Sur ces silts se développe un paléosol contemporain d'occupations humaines (sites de boucherie, de taille). Au pied de la paléofalaise persiste un marais d'eau douce dans lequel se déposent silts et tourbe, également riches en vestiges paléolithiques. L'ensemble est recouvert par la formation périglaciaire d'Eartham.

D'autres dépôts marins fossiles sont présents sur le littoral du Royaume-Uni. En Cornouailles, deux hauts-niveaux se placent vers 20 et 30 m d'altitude, tandis que la formation de Godrevy n'affleure que dans les coupe littorales entre 4 et 16 m OD (Ordnance Datum, équivalent de NGF). Cette dernière formation correspondrait en fait à deux interglaciaires différents, 5e et 7 (Scourse & Furze, eds, 1999). Dans le Devon, tant sur la côte nord (Saunton) que sur la côte sud (Plymouth, Torquay), des dépôts marins affleurent entre 4 et 17 m OD. La coupe de Saunton présente la particularité de montrer une séquence d'abord transgressive avec des dépôts sableux d'estran et de *shoreface* recouvrant une plage à galets puis régressive avec développement d'une dune qui se végétalise (Gilbert *in* Charman *et al.*, eds, 1996).

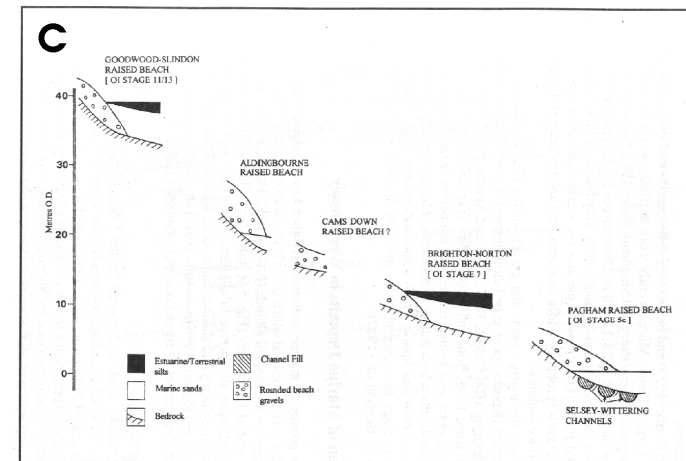
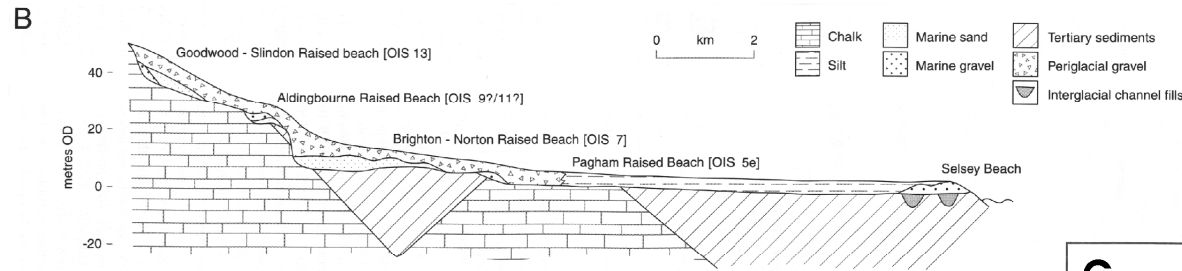
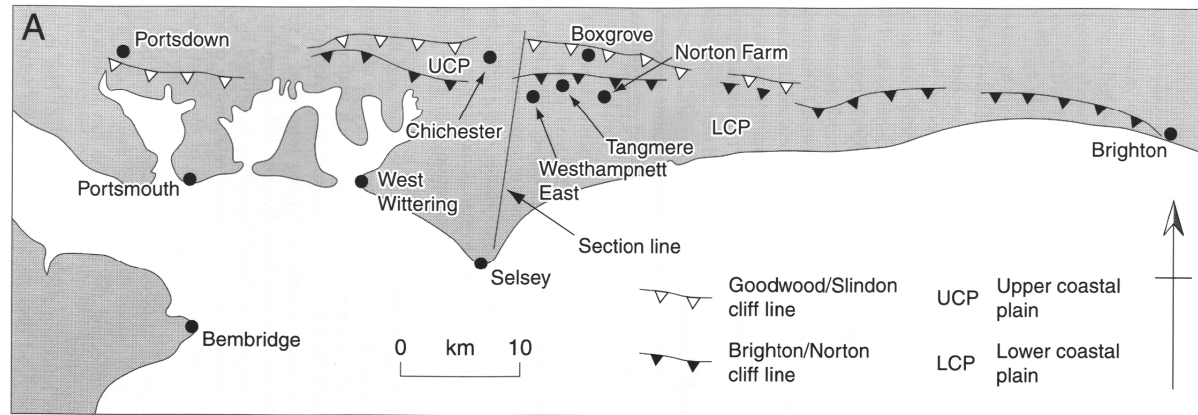


Fig. V. 16 – La plaine côtière West Sussex-Hampshire. A : localisation des sites et paléofalaises pléistocènes. B : profil schématique à-travers la plaine dans le secteur de Chichester-Selsey montrant les relations possibles avec la stratigraphie isotopique. Quatre hauts-niveaux marins sont enregistrés par les plages perchées (Bates et al. 2003). C : schéma proposé dans Murton et al., 1998 montrant l'existence éventuelle d'un cinquième niveau.

A Berry Head (Torbay), 3 plates-formes d'origine marine sont conservées : +2 à 5 m OD, +6 à 9 m OD et + 28 OD et sont associées à des grottes creusées dans les calcaires. Les trois niveaux correspondraient aux stades 9, 7 et 5e (Baker & Proctor *in* Charman *et al.*, eds, 1996)

Par le nombre de plates-formes conservées et leur ancienneté, le Val de Saire se rapproche du système étagé de la plaine du Sussex (Lower Coastal Plain and Upper Coastal Plain). Ce sont deux enregistrements "continus" latéralement et en escalier vers l'intérieur des terres. Les similitudes observées dans les altitudes impliquent des similitudes dans les taux d'uplift autour de la Manche dans les secteurs en surrection, éventuellement significative d'un contexte tectonique commun. Cependant, il faut rester prudent en l'absence de calage géochronologique, le cas de l'Anse du Brick ayant montré qu'il peut manquer une marche dans l'escalier des plates-formes.

Il apparaît que dans l'ensemble de l'Europe du Nord-Ouest, les témoins de hauts-niveaux marins postérieurs au Pliocène et antérieurs au stade 11 sont extrêmement rares. Serait-ce que l'on se heurte à une limite intrinsèque au type de système géomorphologique ?

2.1.3. L'Éémien du Val de Saire dans le Nord-Ouest européen : l'apport des datations

L'étude stratigraphique détaillée des coupes alliée à la réalisation de datations absolues est nécessaire à la compréhension des relations entre dynamique sédimentaire, variations eustatiques et occupations humaines.

Au niveau global, le calage orbital des enregistrements isotopiques place le stade 5e entre 129 000 et 119 000 ans (Martinson *et al.*, 1987), ce qui s'accorde avec les datations effectuées sur coraux et sédiments carbonatés aux Bahamas (Slowey *et al.*, 1996) et aux Seychelles (Israelson & Wohlfarth, 1999) ou sur des plates-formes fossiles en Europe (Belluomini *et al.*, 2002 entre autres). Cependant la déglaciation de la fin du stade 6 commencerait nettement plus tôt vers 140-135 ka, du fait du décalage entre les pics de précession et d'obliquité (Tzedakis, 2003). Le début de l'Eémien connaîtrait un événement de type tardiglaciaire vers 127 000 ans (Seidenkrantz & Knudsen, 1994 ; Molodkov & Bolikhoskaya, 2002 ; Shackelton *et al.*, 2002). Les datations effectuées à Hawaï et aux Bermudes (Muhs *et al.*, 2002) indiquent quant à elles un haut niveau marin perdurant jusqu'à 113 000 BP.

<i>Val de Saïre et Cotentin</i>	<i>West Sussex Coastal Plain</i>		<i>SW Grande Bretagne (Devon, Cornouailles)</i>	Bretagne	<i>Normandie-Picardie</i>	<i>Iles Anglo-normandes</i>		<i>stades isotopi ques</i>
						<i>Jersey côte Nord</i>	<i>Jersey côte sud</i>	
Montfarville (+1 à 7 m NGF) Fermanville Port-Racine	Pagham Raised Beach (dep. -1 to + 3 m OD)		Saunton Thatcher Stone Raised Beach Trebetherick (6,9 m OD) Sewerby (côte est)		Asnelles Grandcamp Tancarville (dune)	Belle-Hougue Cave	Belcroûte Portelet	5e
Port-Pignot (10 m NGF) Denneville (16 m NGF)	Brighton – Norton Raised Beach (5-9 m OD)		Torbay caves	Pen Hat (Crozon) (< 9 m NGF) Nantois ?	Luc-sur-Mer Grandcamp Tancarville Tourville (estuaire 15 m) Sangatte		8 m beaches ? Belcroûte Portelet	7
Ecalgrain			Hope's Nose Portland west raised beach					
Gatteville Champs Fougères (19-26 m NGF)	<i>Aldingbourne Raised Beach</i> (16-24 m OD)	Cam's Down Raised Beach ? 15-18 m OD	Torbay caves	Trez-Rouz (Crozon) (0 +5 m NGF)	Tourville (estuaire 5-8 m) Herzeele	18 m beaches (Mont du Jubilé, La Cotte à la Chèvre) ?		9
				MD 6 et 3				
Tocqueville – le Trésor Grand Castel (20-33, voire 38 m NGF)	Goodwood- Slindon Raised Beach 32-43 m OD	Aldingbourne Raised Beach		MD8	MD8 et 6		31-37 m South Hill	11
		Goodwood- Slindon Raised Beach (32-43 m OD)		MD9	MD9			13

MD : site de Menez-Dregan, avec numéros des couches (2 hypothèses)

Tab. V. 4 – Corrélations entre les niveaux marins fossiles du contexte Manche et de Bretagne (d'après Keen, 1986 ; Keen, ed., 1993 ; Bates et al., 2003 ; Lautridou, 2003, Murton et al., eds, 1998 ; Scourse & Furze, eds, 1999 ; Charman et al., eds, 1996 ; Monnier et al., 2001).

Il paraît acquis que l'Eémien a connu un niveau marin supérieur à l'actuel et un climat plus chaud (Zagwijn, 1996 ; Seidenkrantz & Knudsen, 1994), bien qu'une instabilité du climat au cours de l'interglaciaire soit plus que pressentie (Gueremy, 2003)

La corrélation entre le stade 5e des carottes océaniques et l'Eémien continental a été démontrée entre autres par Mangerud *et al.* (1979) et Mangerud (1989). Dans le contexte européen, P. Gibbard a récemment reconsidéré la définition de la limite Pléistocène moyen – supérieur en privilégiant les enregistrements terrestres plus sensibles aux variations climatiques (Gibbard, 2003). Cependant, selon Tzedakis (2003), l'Eémien terrestre, marqué par le développement de la forêt, commence dans le 5e après que la déglaciation soit complète. Malheureusement les datations absolues restent rares, que ce soit pour les enregistrements terrestres plus ou moins continus ou les enregistrements discontinus des terrasses marines. Les travaux effectués dans le Val de Saire constituent donc autant de jalons primordiaux dans l'étude des variations eustatiques en Manche. La marge d'erreur des datations, généralement supérieure à la durée de l'interglaciaire s.s. lui-même, rend cependant difficile la réflexion à un pas de temps précis.

Idéalement, il faudrait dater les plages à galets, témoins probables des optima transgressifs mais la mise en œuvre d'une telle datation est complexe voir impossible par OSL selon le type de matrice. Les datations ont donc été effectuées sur les dépôts sableux sus-jacents.

Le site de l'Anse de Quéry est le seul à fournir une date nettement pléni-éémienne, à $125\,540 \pm 10\,820$ BP. Les autres datations, sur des sables sus-jacents à des plages à galets, se placent plus tardivement, à la charnière des stades 5e et 5d (Anse du Brick, Port-Lévi 9), voire pleinement dans le stade 5d (Port-Lévi 9bis, Montfarville CAR7). Ces résultats s'accordent avec la datation à $120,84 \pm 11,82$ ka du site de Sewerby (Yorkshire – Bateman & Catt, 1996) effectuée sur des sables éolisés sus-jacents à une plage de galets, attribués à la limite 5e-5d. Notons que la date de Belle-Hougue Cave donne 121 000 ans (Keen, 1986) pour une formation contenant une faune chaude (estimation d'une température supérieure de 3°C à la température actuelle). En Cotentin, peu de dates permettent des comparaisons. La date obtenue pour la plage de Port-Racine est sujette à caution puisque le prélèvement n'est pas situé avec certitude (Cliquet, 1994). La date obtenue de 106 ka se rapporterait plutôt à une occupation prenant place dans la plage au cours du Weichselien ancien. Seul le site du Rozel a fait l'objet d'une étude détaillée. La dune, formation franchement régressive recouvrant un premier petit head humifère est daté entre 102 ± 10 à 115 ± 11 ka, ce qui la place au stade 5c (Folz, 2000).

Nous ne disposons pas d'autres points de comparaison en Normandie, ni en Bretagne, tandis que les sites attribuables à l'Ipswichien (équivalent de l'Eémien) s'avèrent peu fréquents en Grande-Bretagne.

Localisation	type de dépôt	âge (ka)	méthode	Réf.
Anse du Brick	sables jaunes	120,89 ± 12,84 115,24 ± 11,88	OSL	ce travail (Lab. Oxford)
Port-Lévi (coupe 9)	silt sableux pédogénéisé rubéfié (niv.)	118,06 ± 12,33	OSL	
Port-Lévi (coupe 9bis)	sables marins rubéfiés	110,75 ± 7,56	OSL	
Anse de Quéry	sables marins	125,54 ± 10,82	OSL	
Montfarville CAR7	sables éolisés	94,67 ± 15,39 68 ±	OSL	
Le Rozel (Hague)	dune carbonatée	102 ± 10 113 ± 11 107 ± 10 115 ± 11	OSL	Folz, 2000 Cliquet <i>et al.</i> , 2003
Port-Racine (Hague)	plage à galets (foyer)	106 ± 10	TL sur silex chauffé	Cliquet, 1994
Jersey – Belle-Hougue-Cave	plage (travertin)	121 +12 -14	U/Th	Keen <i>et al.</i> , 1981
Sewerby	sables éoliens	121,39 ± 10,8 121,95 ± 9,04	TL	Bateman & Catt, 1996
		119,53 ± 9,97	OSL	
Pagham Raised Beach (Selsey)	sables marins	139 ± 11 (OxL 1165) 126 ± 10 (OxL 1166)	OSL	Rhodes, <i>unpublished in Bates et al.</i> , 2003

Tab. V. 5 – Tableau récapitulatif des datations absolues concernant l'Éémien marin disponibles dans le contexte Manche.

Ainsi, il apparaît que le haut-niveau enregistré dans les coupes littorales du Val de Saire sous forme de dépôts de galets et d'estran est bien le stade 5e. Dès 120 000 ans environ, l'hydrodynamique des dépôts est modifiée de manière radicale, les galets laissant place à des dépôts sableux (Anse du Brick, Port-Lévi). Cette évolution, qui ne peut être due qu'à une baisse du niveau marin entraînant le retrait de la zone de déferlement, ou à une modification majeure des courants et de la marée, s'accorde avec le timing proposé dans les carottes océaniques pour la fin du stade 5e (Martinson, 1987). Au niveau global, la permanence des constructions coralliennes au-delà de cette époque peut s'expliquer par une perdurance du haut-niveau marin en contexte océanique, à la différence des contextes de mer épicontinentale plus proches des calottes glaciaires (Israelson & Wohlfarth, 1999).

Les formations sableuses régressives continuent à se mettre en place au cours du stade 5d. Les datations plus "jeunes" obtenues à Montfarville CAR7 pourraient quant à elles correspondre au remaniement de la formation sableuse plutôt qu'à son dépôt primaire. L'autre hypothèse serait de les attribuer au stade 5a, mais le site de l'Anse de la Mondrée (non daté de manière absolue) tendrait à montrer un niveau marin beaucoup plus bas pour cette période. La position du niveau marin au stade 5a (autour de 80 000 ans BP) ne fait d'ailleurs pas l'objet d'un consensus : les estimations montrent de fortes différences selon les études (tab V.2).

2.2. LA SEQUENCE DU PLEISTOCENE SUPERIEUR : L'ENREGISTREMENT DU DERNIER CYCLE

Si le problème de la chronostratigraphie des formations marines est complexe, celui de la séquence de couverture ne l'est pas moins, en particulier du fait de l'importance des hiatus et de l'absence de paléosols repères. Les corrélations doivent néanmoins être recherchées dans les séquences de références de la Normandie limoneuse et de la Somme.

Les données sédimentologiques, paléopédologiques et palynologiques recueillies permettent cependant de décrire l'enregistrement d'un cycle climatique dans un système littoral.

La séquence pédo-sédimentaire du Pléistocène supérieur du Val de Saire peut se résumer de la façon suivante :

- début interglaciaire (\pm 130-125 ka BP) : dépôts marins transgressifs, conservés à Quéry et Tatihou ;
- optimum interglaciaire ou en tout cas, de la transgression (\pm 120 ka BP) : dépôt de plage à galets ;
- fin interglaciaire / début glaciaire 5e/5d (\pm 115-100 ka) : dépôt sableux (haut de plage, dune) ;
- Début Glaciaire (5c – 5a) : pédogenèses et érosions
 - troncature des dépôts marins et/ou petits dépôts de pente (5d) ;
 - pédogenèse rubéfiante du Weichselien inférieur (stade 5c) ;
 - gley ;
- Pléniglaciaire inférieur et moyen (\pm 70-30 ka) :
 - troncature majeure et démantèlement à la charnière 5/4 ;
 - phase de dépôts par ruissellement et/ou solifluxion ;
 - cryoturbation ;

- troncature et dépôts de pente dont la composition dépend du contexte environnant et du potentiel d'apports (blocs, dépôts marins remaniés, altérites, loess anciens...), tant dans les vallées qu'en contexte littoral ;
- petite pédogenèse discrète ((inscrite au sommet de CAR6 par exemple)
- fin du Pléniglaciaire moyen (± 30 ka) : troncature majeure ;
- Pléniglaciaire supérieur ($\pm 30-15$ ka) : climat sec et dynamique éolienne
 - développement de fentes de gel et dépôt de loess sableux ;
 - troncature dite de Nagelbeek (± 22 ka BP ^{14}C) ;
 - dépôt de la couverture éolienne carbonatée post-Nagelbeek.

De manière générale, la séquence sédimentaire est peu dilatée. Sur les hautes plates-formes, un télescopage de plusieurs crises érosives se produit : troncatures, head, colluvions remobilisés pendant l'épisode de Nagelbeek. Les dépôts du Pléniglaciaire sont pour la plupart stériles en gisements paléolithiques.

Les informations sur les paléoenvironnements restent très rares et ne concernent que le Weichselien inférieur. Les études anthracologiques dans les foyers du chantier I et II de Saint-Vaast-la-Hougue montrent une dominance du pin sylvestre et la présence de quelques rares feuillus (peut-être du bouleau). L'assemblage est le même à Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine, avec un charbon de chêne. Cette sélection anthropique reflète de manière incomplète la végétation environnante. Les études palynologiques ont montré la dominance du Pin sur les feuillus (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Fagus*) et autres arbustes (*Betula*, *Salix*, *Corylus*, *Juniperus*...). La dégradation du climat s'accompagne du développement des Chénopodiacées puis des Graminées parallèlement à la disparition des arbres. Le site des Ilets, attribué à la transition 5e/5d montre ainsi une forte proportion d'*Abies* augmentant parallèlement à celle de *Betula* et *Corylus* ce qui traduit le fléchissement des températures. Plus tard dans le Weichselien inférieur (5a ?), le site de la Mondrée montre l'appauvrissement du cortège du fait des dégradations climatiques : la forêt tempérée dégradée est présente en même temps que *Pinus*. *Carpinus*, *Abies* et *Picea* n'apparaissent qu'à l'état de traces.

Le caractère spécifique du littoral s'exprime à travers :

- des dépôts marins à l'Éémien, parallèlement à la pédogenèse de type sol brun lessivé sur terre ; le substrat des pédogenèses postérieures est donc siliciclastique et sableux ;
- séquence sédimentaire traduisant dégradation climatique et disparition de l'influence marine ;
- pédogenèses de type sols lessivés ou podzol au lieu de sols gris forestiers ;
- falaises à l'origine d'un potentiel gravitaire important et d'une disponibilité en matériaux permettant les dépôts de head, corrélables aux limons bruns feuilletés des zones limoneuses ; la position en pied de paroi facilite la conservation de ces dépôts ;
- effacement de toutes les séquences de couverture d'un cycle sur l'autre sauf exception (piégeage de Port-Pignot, Ecalgrain où c'est l'épaisseur des dépôts qui a évité le déblaiement complet).

CHAPITRE 3 : LES OCCUPATIONS PALEOLITHIQUES DANS UN SYSTEME GEOMORPHOLOGIQUE LITTORAL

L'étude des sites paléolithiques associés aux formations marines fossiles permet de considérer le comportement des populations humaines dans une région littorale soumise aux fluctuations climatiques et eustatiques. Les occupations humaines doivent donc être questionnées sur le plan de la technologie des industries, seul paramètre culturel dont nous disposons, sur leur position chronostratigraphique et donc leur intégration dans les cycles transgression/régression.

Le point crucial est de comprendre les liens que l'homme paléolithique entretenait avec la mer. Les dépôts étant azoïques, il n'existe en fait aucun argument pour prouver une relation directe entre les hommes paléolithiques et l'écosystème marin. Cependant, il paraît difficile d'attribuer la position systématique des sites sur la frange littorale au seul hasard.

Le problème du phasage entre les occupations et les variations du niveau peut-il être résolu autrement que par des datations absolues multiples ?

3.1. BILAN SUR LES GISEMENTS PALEOLITHIQUES DU NORD-COTENTIN EN "POSITION LITTORALE"

3.1.1. Témoins d'occupations sur les plates-formes étagées les plus hautes : sites antérieurs à l' Éémien

➤ Hauts niveaux marins du Pléistocène moyen

Un seul silex taillé a été récolté dans l'ensemble des tranchées réalisées sur les hautes plates-formes, en CF2 (Gatteville – Champ Fougères), sur la PF III. Il se trouvait en place dans les sables marins roux. Il s'agit d'un éclat de façonnage de pièce bifaciale, à patine blanche, très légèrement émoussé. Cet éclat, le plus vieux témoin d'occupation humaine retrouvé en position stratigraphique dans le Cotentin, témoigne de la présence ancienne de l'homme dans cette région. Il est intéressant de noter sa position à proximité de la paléofalaise dans un sable dunaire, tout à fait comparable au contexte des occupations éémienne *l.s.* Cette plate-forme est attribuée au stade 9, soit vers 300 000 ans.

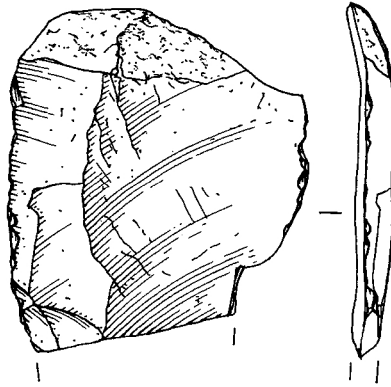


Fig. V. 17 – Éclat de façonnage retrouvé au Champs Fougères – coupe CF2, couche 2 (dessin P. Alix) – taille réelle.

Les hauts niveaux marins ont donc un potentiel archéologique non négligeable. Un éclat de gestion de surface unipolaire, partiellement cortical, rapportable au Paléolithique *s.l.* a d'ailleurs été retrouvé en surface sur la PF III sur la commune de Sainte-Geneviève où les dépôts marins affleurent dans les labours.

Les premiers témoins d'occupation du Cotentin aujourd'hui attestés sont donc nettement plus tardifs qu'en Bretagne (site de Menez-Dregan, Monnier *et al.*, 2001) ou en Angleterre (Bates *et al.*, 1997).

➤ *Le Saalien et l'interglaciaire intra-saalien (PF II)*

Les témoins d'occupations sont plus nombreux sur les plates-formes les plus jeunes.

Deux sites majeurs sont attribués à la période saalienne et au Paléolithique moyen ancien. L'un, le site de Port-Pignot, prend place à la fin du stade 7 d'après les conclusions chronostratigraphiques, l'autre, le site de Gouberville – La Lande du Nau, a été daté du stade 6 (Cliquet *et al.*, 2003). Ces deux sites sont protégés de l'érosion dans des configurations favorables.

Sur le site de la Lande du Nau, l'occupation humaine se caractérise par des concentrations de produits lithiques (amas de débitages) parfois révélateurs d'une sélection de pièces (groupement d'éclats levallois), et d'éléments altérés par le feu. Cependant, aucune structure de combustion évidente n'a été rencontrée (fouilles G. Vilgrain 1981- 1986). La série lithique est numériquement importante, elle comprend 19 984 artefacts (Vilgrain, 1986) et comporte au moins deux ensembles.

Le niveau supérieur apparaît constitué de petits amas de débitage dont un affecté par le feu. La série inférieure semble moins bien structurée : les artefacts se trouvent au pied des boules de granite. L'analyse technologique du mobilier atteste un système de production orienté vers un débitage levallois unipolaire (parallèle ou convergent) destiné à l'élaboration d'éclats levallois de

grandes dimensions, de pointes et d'éclats laminaires (lames morphométriques). L'outillage est essentiellement constitué de pièces à coches et de racloirs de belle facture ; les bifaces sont absents. Les occupations ont été datées entre 128 ± 24 et 187 ± 26 ka par TL sur silex chauffés (Cliquet *et al.*, 2003).

A côté de ces sites majeurs, un indice de site a été repéré sur le *chemin de la Pointe du Bruley (Fermanville)*, tandis qu'un nucleus levallois isolé a été récolté dans les formations marines de la PFII (*Réthoville*).

A *Gouberville – le Haut de la Rue*, quelques pièces collectées hors stratigraphie par G Vilgrain proviennent probablement des horizons sus-jacent aux dépôts marins (appartenant à la PF III). Cette petite série comporte, outre 6 artefacts roulés associés au niveau marin, 3 pièces d'aspect "frais" plus récentes : un nucleus levallois récurrent de gestion bipolaire opposée, un éclat de préparation de surface de débitage et un éclat levallois débordant. Ces pièces attestent d'une mise en œuvre des matières premières exploitant une surface par la méthode levallois et seraient rapportables à la phase ancienne du Paléolithique moyen (?).

L'altitude des sites est entre 10 m (dans un couloir) et 16 m (en surface), à l'exception de Gouberville-la Lande du Nau, préservé dans une cuvette à 5,5 m NGF.

Ces sites sont contemporains du site de la Roche-Gelétan (Saint-Germain-des-Vaux, Hague) dont les deux phases d'occupation sont datées de 149 ± 11 ka (série en place dans le head) et 211 ± 15 ka (série remaniée depuis la plage fossile) par TL sur silex chauffés (Cliquet *et al.*, 2003).

Le recalage chronologique de ces séries des stades 7 et 6, découvertes anciennement, s'accompagne de nouvelles études lithiques qui mènent à les attribuer au Paléolithique moyen ancien et non à l'Acheuléen final.

3.1.2. Les occupations durant l'Éémien et le Weichselien

➤ *Témoins d'occupations pléni-éémiennes (stade 5e)*

Les témoins d'occupation datant avec certitude du stade 5e sont rares voire absents. Les séries éventuellement concernées se trouvent sur la commune de Montfarville.

Dans l'Anse de Quéry, si l'on admet que les sables des coupes S3 et S4 sont les mêmes que ceux de la coupe S5, située à proximité immédiate, datés de $125 \pm 10,82$ ka, les industries prises en leur sein sont pléni-éémiennes. Ce fait serait remarquable du fait de l'absence de témoins pléni-éémiens au niveau européen (Speleers, 2000) et par la technologie utilisée dans cet assemblage, qui contient des pièces issues d'un débitage laminaire volumétrique.

Dans la parcelle de Montfarville-Blockhaus, l'occupation de la tranchée BL6 est prise sous les sables dunaires attribués par ailleurs à la transition 5e/5d. L'industrie, caractérisée par un débitage levallois et probablement le façonnage de pièces bifaciales, pourrait donc également prendre place vers la fin du stade 5e ?

L'industrie prise dans le cordon du Crau ne peut quant à elle être datée précisément en raison de remaniements multiples.

➤ *Occupations de la fin de 5e et début Weichselien*

La majorité des industries récoltées tout au long des coupes littorales et dans les tranchées se placent entre les dépôts marins interglaciaires et la couverture weichselienne. Elles prennent donc place au Weichselien ancien.

Le site de la Mondrée serait le seul site réellement en position littorale depuis la fin du stade 5e, malgré les difficultés pour comprendre la position stratigraphique de l'industrie.

L'occupation paléolithique est dense au cours du Weichselien ancien, et la majorité des témoins daterait des stades 5c à 5a (postérieurement à la pédogenèse rubéfiante).

Le seul site fouillé pour cette période est celui de Saint-Vaast-la-Hougue / Le Fort, qui a livré plusieurs horizons anthropiques. L'étude du matériel n'étant pas achevée, nous prendrons principalement en considération les éléments issus de l'étude technologique conduite sur le chantier II par Guette (1999), concernant le mobilier des horizons inférieurs, seuls représentés en cet endroit. La série supérieure n'a jusqu'alors fait l'objet que d'observations préliminaires (Fosse, 1986 et Michel, 1973-74).

L'étude technologique des horizons inférieurs (plage et head) du chantier II a porté sur environ 1200 artefacts, pour certains affectés par le gel. La matière première mise en œuvre est constituée de galets. Bien que le silex soit très majoritairement utilisé, le grès quartzite a été sporadiquement débité. Le système de production apparaît fondé sur l'exploitation de surface. Si la modalité linéale est attestée, **c'est essentiellement le schéma levallois récurrent unipolaire qui domine**. Le débitage comporte de nombreuses pièces corticales qui attestent un débitage in situ.

Les outils, peu nombreux, sont dominés par les racloirs, les encoches et les denticulés... Les bifaces sont absents. Cette série apparaît associée à des structures de combustion (Fosse, 1986).

Les horizons supérieurs, uniquement présents au chantier I (base du limon sableux) comptent environ 1500 objets, dont peu de nucleus et de pièces corticales. La matière première utilisée, de meilleure qualité, "*provient sans doute de gisements situés à moins de 10 km dans des séries sédimentaires du Crétacé progressivement émergées ou bien de cordons de tempêtes qui se formaient au fur et à mesure du retrait de la mer avec des galets de silex plus près de leur origine, donc plus frais*" (Fosse, 1986). La série se caractérise par un débitage levallois dominant. L'outillage comporte principalement des racloirs. Les bifaces sont absents.

➤ *Occupations pléni-weichseliennes*

Les occupations pléni-weichseliennes sont représentées par les industries prises dans les heads. Toutefois, il reste difficile de certifier que les silex plus ou moins épars pris dans les heads sont contemporains de la mise en place des dépôts de pente et ne sont pas remaniés. L'état de fraîcheur d'une partie des silex retrouvés rend tout de même probable la présence humaine dans le Val de Saire pendant le Pléniglaciaire inférieur et moyen.

La situation au Weichselien est donc légèrement différente du Saalien où les deux sites majeurs de Gélétan et Gouberville sont pléniglaciaires d'après les datations absolues.

3.1.3. Conclusion : l'homogénéité des industries

Ainsi, dans l'ensemble, l'industrie du Paléolithique moyen du Val de Saire s'avère très homogène, dominée par le débitage levallois (gestion de surface) et le débitage direct. Dans ce dernier cas, l'homme paléolithique utilise les convexités naturelles des galets de silex sans préparation ni entretien. Les silex de mauvaise qualité n'ont souvent fait l'objet que de quelques enlèvements. Le schéma de débitage principal est l'unipolaire (parallèle ou convergent) que ce soit en débitage levallois ou en débitage direct, bien que d'autres schémas soient présents.

Sur ce fond commun, une variabilité s'exprime par :

- l'utilisation du débitage discoïde, rare ;
- l'obtention de produits laminaires par gestion de surface ou par débitage volumétrique ; l'utilisation du débitage laminaire volumétrique peut correspondre soit à la recherche de produits particuliers, soit à une tradition culturelle différente ;
- le façonnage de pièces bifaciales (Montfarville, Fouly, Pointe du Heu...).

Les sites du Val de Saire, comme dans l'ensemble du Nord-Cotentin, y compris sur les sites d'habitat, sont caractérisés par la quasi-absence d'outils retouchés. Les éclats sont probablement utilisés directement tels quels.

Dans l'ensemble, les industries du Val de Saire ne témoignent pas d'un investissement technique important. Les modes de débitage économes, tels le discoïde (Otte, 1996), sont peu employés. Les éclats ne sont pas réaffûtés. Le débitage paraît globalement dispendieux et dénote une abondance de matière première à disposition. Ceci s'accorde avec la non-utilisation de matière première autre.

A contrario, un exemple de stratégie économe est fourni par le site du Rozel (Hague) : la matière première, plus rare, est rentabilisée par l'utilisation des schémas de débitages centripète et laminaire, le seul témoin de débitage direct étant sur quartz. L'exploitation des galets est exhaustive, la taille des derniers enlèvements levallois étant inférieure à 3 cm sur l'ensemble des nucleus (Cliquet *et al.*, en prép.) !

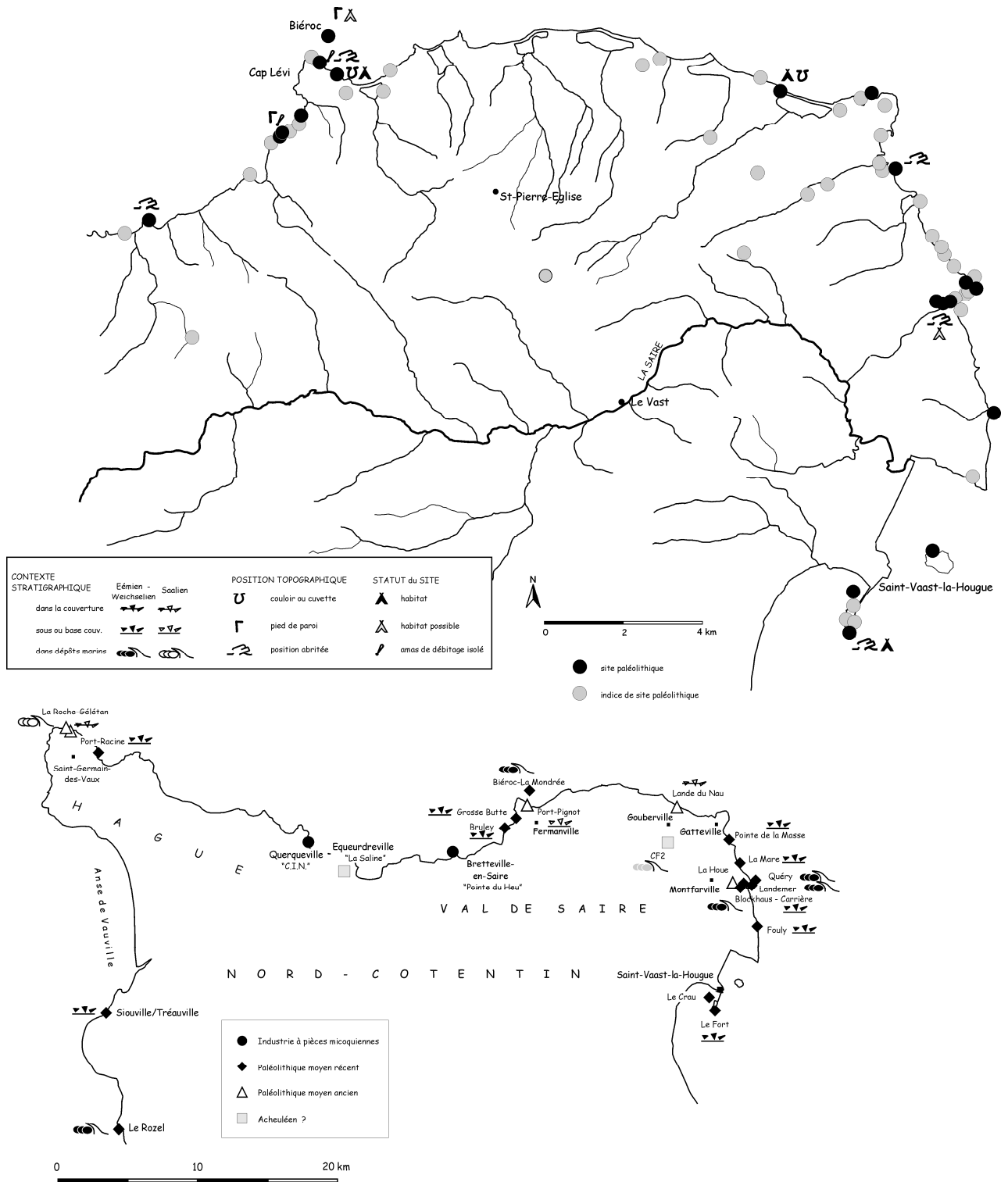


Fig. V. 18 – Localisation et caractéristiques des sites paléolithiques du Val de Saire.

3.2. PALEOMILIEUX ET CRITERES D'IMPLANTATION DES OCCUPATIONS

3.2.1. Les positions d'abri sont privilégiées

Les sites paléolithiques d'habitat (certains ou probables), parfois structurés avec des foyers, se placent systématiquement dans des positions d'abri : couloir ou cuvette granitique (Port-Pignot, Gouberville), pied de paroi (Port-Racine, Biéroc), versant abrité (Montfarville Blockhaus et Carrière, Saint-Vaast-la-Hougue). Ceci paraît résulter d'un choix peut-être dicté par les conditions climatiques. Par comparaison, au Mésolithique, les positions privilégiées sont les positions de hauteur, qu'il y ait ou non d'accès à l'eau potable.

3.2.2. L'approvisionnement en matière première semble un facteur essentiel

L'ensemble des industries est réalisé quasi-exclusivement sur silex et même plus précisément sur des galets marins ainsi que le montre l'observation des stigmates sur les éclats corticaux (coups d'ongle, cortex mâchuré, émoussé...). Les autres roches sont anecdotiques : un éclat de grès à Montfarville BL6, quelques pièces en grès quartzite à Saint-Vaast-la Hougue (chantier I-III)...

Il est vrai qu'il n'existe guère d'autres roches aptes à la taille (certains faciès triasiques par exemple). Les grès lustrés bretons sont absents du Cotentin. Le semis d'occupation apparaît continu dans les secteurs où existent des silex dans les cordons (Gatteville), moindre ailleurs (Anse du Brick, littoral nord).

Cependant, s'il est évident que les silex utilisés sont des galets marins, comprendre d'où viennent ces galets (Crétacé ou Jurassique) est plus problématique ainsi que l'a montré l'exemple de la Grosse Butte (Fermanville). La seule certitude, basée sur la finesse des cortex, est que les hautes plates-formes ne sont pas exploitées, soit du fait d'une couverture loessique qui en masque le potentiel, soit en raison d'une mauvaise qualité des silex (gélifractés, altérés...).

3.3. L'ABSENCE D'OCCUPATION DANS L'INTERIEUR

Par intérieur des terres, nous entendons espaces intérieurs sans lien avec des formations sédimentaires d'origine marine, qui laisseraient supposer une association occupation-littoral.

3.3.1. Attraits et inconvénients d'une occupation dans l'intérieur des terres

➤ *Écosystèmes exploitables*

L'intérieur des terres se caractérise par des biotopes variés, aux potentialités écologiques diverses. Cependant, encore actuellement, et probablement au cours du Quaternaire, une bonne part

des plateaux triasiques présente une végétation fruste poussant sur des sols très maigres. Les rebords de plateaux, souvent riches en sources paraissent plus favorables.

Les vallées sont classiquement considérées comme des espaces privilégiés aux occupations, du fait de passage de faune. Mais, si ce modèle s'avère exact pour les grandes vallées de type Seine ou Somme, qu'en est-il de petites vallées telles celles du Val de Saire ?

➤ *Refuges*

Au fur et à mesure de la dégradation du climat, l'homme a pu trouver nécessaire de quitter la frange "littorale" pour se réfugier dans des espaces moins exposés et des sites refuges en abris naturels dans les vallées.... Par ailleurs, si le choix de sites abrités en pied de paroi littorale est un choix culturel, cela a pu guider la recherche du même type de configuration dans l'intérieur

➤ *Matières premières*

L'accès à la matière première est un élément déterminant dans les choix d'implantation de l'homme paléolithique. Les principaux faciès de roches aptes à la taille en Val de Saire sont :

- le silex, présent dans les anciens niveaux marins, sur la frange littorale et sous la mer actuelle ; **le silex est naturellement totalement absent de l'intérieur des terres et ne s'y retrouve que par apport anthropique ;**

- le grès (grès armoricain, grès quartzites...) : utilisé occasionnellement mais présent uniquement dans les galets marins et dans le Trias à galets ;

- les faciès arkosiques du Trias et du Cambrien : les formations triasiques et cambriennes, détritiques, présentent des roches au grain variable, dont certaines, plus fines, peuvent être taillées. Il existe également à La Pernelle un faciès triasique silexoïde à cassure conchoïdale. Ces formations n'existent que sur les plateaux (cf. carte géologique).

Cette dernière catégorie regroupe principalement des matières médiocres, dont l'utilisation n'a jamais été observée dans les sites du Nord-Cotentin.

Ainsi, le principal inconvénient de l'intérieur des terres est l'absence de matériaux de bonne qualité favorables à la taille. On pourrait supposer que cette absence est rédhibitoire et n'est pas compensée par d'autres avantages. Cependant, cela n'exclut pas les incursions temporaires, implantations dans l'intérieur et en bord de mer n'étant pas exclusives l'une de l'autre.

3.3.2. Occupation des plateaux

➤ *De rares témoins d'occupation paléolithiques*

Seuls deux indices de sites paléolithiques ont été repérés dans l'intérieur des terres grâce à des prospecteurs locaux. L'absence de couverture sédimentaire dans les deux cas rend difficile une attribution chronologique.

- **Digosville – La Cayenne**

Les découvertes de Digosville ont eu lieu en rive droite du ruisseau du ruisseau du Pas Vastel dans sa partie amont. La couverture sédimentaire est composée d'environ 80 cm de limons plus ou moins colluvionnés reposant sur une altérite arkosique (Arkoses cambriennes du Becquet).

Une série lithique variée comptant environ 150 pièces a été récoltée¹. Elle s'inscrit dans une fourchette chronologique large : Paléolithique moyen, Mésolithique, Néolithique.

Parmi l'ensemble se distingue un beau nucleus levallois, de taille relativement importante.

- **Le biface de Clitourps**

Le biface de Clitourps a été découvert fortuitement parmi le tas d'épierrage d'un champ situé à proximité du Mont-Etolan, point culminant du secteur. Il s'agit d'un plateau dépourvu de couverture, façonné dans le Trias consolidé. Ce substrat arkosique est potentiellement exploitable pour la taille mais aucun artefact n'a été retrouvé à ce jour.

Quelques pièces lithiques en silex ont été découvertes anciennement dans le même secteur.

L'ensemble serait attribuable au Paléolithique moyen (photo V.2).

Les témoins d'occupations paléolithiques sont très rares dans l'intérieur des terres. Peut-on imaginer que le milieu y soit défavorable ?

➤ *L'abondance des stations de surface post-paléolithiques*

Par comparaison, nous nous sommes intéressés aux occupations post-paléolithiques. Malgré l'absence de matières premières, elles sont nombreuses : ce sont des stations de surface caractérisées par un débitage sur petits galets marins de silex manifestement apportés sur place par l'homme depuis le littoral. L'occupation de l'espace est bien sûr plus large et plus marquée (implantation de mégalithes...).

Cette omniprésence des stations de surface post-paléolithiques mériteraient un travail de synthèse qui n'est pas l'objet de ce mémoire. Toutefois, le secteur de Fermanville a fait l'objet d'une étude poussée exemplaire (au sens premier du terme) (partie III, chap. 1).

¹ Découverte M. Bigan, Château de Digosville, signalée par L. Jeanne, rapport 2001, SRA

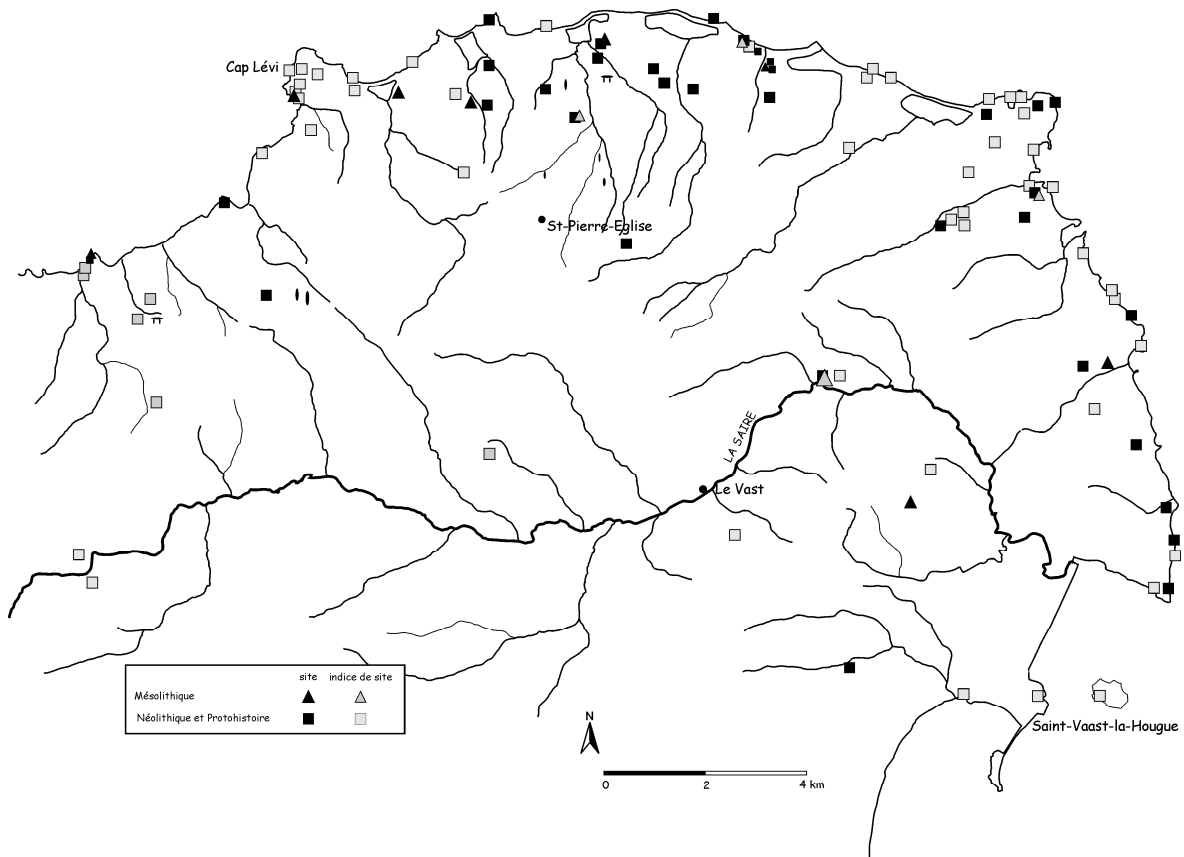


Fig. V. 19 – Carte des occupations post-paléolithiques d'après la Carte Archéologique (SRA). La comparaison avec Fermanville (partie III) souligne la sous-estimation du nombre d'occupations due au manque de prospection sur l'ensemble du Val de Saire.

Il ne s'agit pas bien sûr de comparer les choix potentiels de populations si différentes (ce n'est pas le même homme) et éloignées dans le temps, mais en contexte interglaciaire tout au moins, il ne paraît donc pas y avoir de contre-indications écologiques (même si la végétation était différente au Paléolithique en l'absence de défrichements) à une occupation des espaces intérieurs. Aussi peut-on légitimement se demander s'il n'y a pas eu des occupations paléolithiques, soit disparues, soit masquées.

3.3.3. Occupation des vallées

La plupart des sites préhistoriques du Cotentin se trouvent en position d'abri, en relation avec la configuration du littoral. Il apparaît relativement évident que les hommes, que ce soit au Paléolithique, au Néolithique, et même dans les périodes plus récentes, ont pu rechercher des sites équivalents dans les vallées. Cette approche a été concrétisée par L. Juhel dans la Hague par la découverte d'une occupation post-paléolithique en bordure de ruisseau (site de la Jupinerie) dans un abri-sous-roche effondré.

Toutefois, plusieurs obstacles s'opposent à la conservation et à la découverte d'occupations paléolithiques dans les vallées :

- absence de terrasses, alors que ce sont des sites propices aux découvertes ;
- peu de formations géologiques favorables au façonnement de parois et d'abrupts ; seules les versants des vallées du Petit-Val et du Grand-Val (Bretteville-en-Saire) incisées dans les Arkoses cambriennes du Becquet sont riches en blocs rocheux, dont certains de taille importante (photo V.3) ;
- érosions poussées avec troncatures et versants dénudés ; par exemple, les versants de la vallée de la Saire, incisée dans les formations briovériennes schisteuses, sont raides et généralement tapissés d'un manteau de gélifraacts et parfois de colluvions triasiques et limoneuses ;
- déblaiement par les cours d'eau plus compétents en période froide ;
- accumulation en pied de versants de dépôts de pente périglaciaires recouvrant les dépôts sous-jacents sans opportunités d'observation à la manière des coupes littorales ou couverture loessique masquant les éventuelles occupations ; seules les occupations du Paléolithique supérieur seraient susceptibles d'être découvertes.

L'absence d'occupations dans les vallées pourrait donc être un phénomène lié à la morphogénèse périglaciaire, des phases d'érosion étant reconnues à la base des loess, les versants des vallées étant généralement dénudés à la différence des accumulations de head au pied des falaises littorales et les terrasses, lieux de découvertes "traditionnels" étant absentes.

L'absence d'occupations dans l'intérieur amène également à reformuler la problématique : doit-on voir une opposition entre deux écosystèmes, l'un littoral occupé en interglaciaire, l'autre intérieur refuge pour les temps plus froids (déterminisme climatique) ou un choix culturel délibéré pour les espaces ouverts aux dépens des espaces "fermés" ?

Il faut garder à l'esprit que même en début glaciaire, les hommes paléolithiques privilégient les espaces ex-littoraux dégagés par la mer (sites du Val de Saire, ou Boxgrove, Otte, 1996).

Ceci nous amène à vérifier la validité de la notion d'appel du littoral proposée pour expliquer la répartition des occupations paléolithiques du Massif armoricain.

3.4. L'APPEL DU LITTORAL : MYTHE OU REALITE ? UN PROBLEME DE PHASAGE

3.4.1. Absence de sites pour l'optimum climatique 5e ?

Nous avons vu que dans le Val de Saire, seuls quelques rares témoins d'occupation pourraient correspondre au stade 5e, qui est l'optimum climatique du dernier interglaciaire.

Deux hypothèses peuvent être posées pour expliquer l'absence d'occupations :

- une disparition des occupations par érosion des sites (aspect taphonomique) ;
- une absence d'occupation lors du 5e, par exemple du fait d'un climat défavorable à l'occupation continue du littoral. Selon Zagwijn, il pleuvait plus à l'Eémien qu'aujourd'hui, le climat étant nettement plus océanique dans la région hollandaise, avec une température supérieure de 2 à 3° C (Zagwijn, 1996). Par ailleurs, les modèles climatiques prévoient, dans le cas d'un réchauffement global, une augmentation des précipitations en hiver aux latitudes moyennes et hautes et une plus grande variabilité de ces précipitations, avec plus de périodes de fortes pluies et plus de périodes de sécheresse. Un tel climat, allié à un niveau marin plus haut, devait favoriser les surcotes et rendre le littoral inhabitable en-dehors d'occupations temporaires, ces dernières vulnérables et reprises par la mer.

3.4.2. Les occupations étudiées prennent place en début de régression

La majorité des occupations prend place au Weichselien ancien, c'est-à-dire en régression. Les altitudes atteintes par les niveaux marins restent mal connues, les valeurs proposées pour le stade 5a allant de 0 à -60 m sous l'actuel (tab. V.2).

Le site de la Mondrée, attribué pour l'instant au 5a impliquerait donc un niveau marin vers -20 m (replat sur les profils sismiques). Une telle baisse du niveau marin représente, sur la base des cartes marines actuelles, un trait de côte à environ 2,5 km de l'actuel sur la côte est, 3 à 4 km au large de Cosqueville et 2,5 km au nord de Bretteville.

L'éloignement entre les occupations et la mer ne paraît donc pas insurmontable. Si l'on admet qu'il y a une occupation en bord de mer à l'Eémien, la pérennité de l'occupation de la frange ex-littorale peut s'expliquer par une constance traditionnelle d'implantation, justifiée également par l'intérêt persistant bien que modifié des sites. Les platiers découverts puis végétalisés lors de la régression ne présentent par ailleurs pas de positions d'abri. Par contre, dès qu'il y a possibilité, comme à la Mondrée, la configuration "habituelle" est adoptée.

Les témoins d'occupations sont quasiment absents pour l'Eémien s.s. (5e). Le fait que les occupations conservées soient dans des dépôts transgressifs (Anse de Quéry), la fréquence

de pièces roulées, la hauteur du niveau marin atteint par la mer par rapport à la topographie côtière, tout laisse présager d'une absence due à des phénomènes taphonomiques.

Les phases régressives sont plus favorables à une installation à l'abri des reliefs côtiers puisque la mer est plus loin. L'éloignement de la mer reste toutefois relativement minime. Les espaces émergés fournissent matière première et faune.

Les occupations de la plaine du Sussex sont dans une position stratigraphique comparable bien que pour une période plus ancienne. Les sites de boucherie y montrent l'intérêt de ces plaines côtières pour la chasse (Bates *et al.*, 1997).

Au final, la répartition des occupations paraît plus liée à l'utilisation d'une ligne de reliefs protecteurs dans un paysage globalement fait de replats et au besoin de matière première qu'à un "appel du littoral" au sens écologique qui reste impossible à prouver.

3.5. LIEN AVEC L'EEMIEN EUROPEEN

La situation observée en Nord-Cotentin n'est pas unique en Europe, au contraire. Les sites paléolithiques sont très rares en Europe pour l'Eémien (Speelers, 2000). Pour Otte (1996, p. 39), ceci s'explique en partie par une érosion plus forte ou une attribution chronologique imprécise.

En tout cas, il est clair que l'on retrouve extrêmement rarement les horizons de surface du sol éémien, donc les couches d'occupation logiquement en surface du sol à l'époque. Pour Antoine *et al.* (2002), de nombreuses traces d'occupations retrouvées dans les dépôts colluviaux sont interprétées comme résultant du remaniement des occupations interglaciaires.

La rareté des occupations pléni-éémiennes apparaît donc comme un problème taphonomique plus que comme un problème écologique ou comportemental.

3.6. SPECIFICITE ET POTENTIEL ARCHEOLOGIQUE D'UN SYSTEME LITTORAL D'APRES L'EXEMPLE DU COTENTIN

3.6.1. L'influence de la matière première sur les concepts de débitage

La matière première utilisée conditionne le débitage. En Nord-Cotentin, la taille quasi-exclusive de galets a entraîné des caractéristiques particulières du débitage. L'entame sur galets trop réguliers a nécessité l'emploi de percuteurs lourds. Les convexités naturelles des galets permettent par ailleurs une exploitation des nucleus sans nécessité de préparation et d'aménagements de la convexité. Selon Guette (2002), *"la morphologie initiale des supports apparaît comme essentielle pour justifier le choix [du schéma opératoire] . Lorsque le support, par sa qualité et sa morphologie le permet, le tailleur étend son débitage à plusieurs faces."* De plus,

"ils [les hommes paléolithiques] ont dû s'adapter à la matière première disponible et effectuer un certain nombre de choix, qui ont pour conséquence de faire varier les durées des différentes séquences de (ré)aménagement et de production, la morphologie des surfaces exploitées." Guette (2002) a ainsi pu mettre en évidence la variabilité du débitage levallois sur le site de Saint-Vaast-la-Hougue et a suggéré que les "galets-nucleus" s'apparentent en fait au concept de débitage des nucleus levallois unipolaires classiques. Cependant, l'absence de gestion des convexités distales et parfois latérales amène à parler de débitage direct.

Les schémas de débitage utilisés par l'homme paléolithique du Cotentin sont en outre respectés malgré les variations dans la taille des galets de silex disponibles. Ainsi, sur le site du Rozel, les nucleus levallois peuvent mesurer quelques centimètres de diamètre ! Cette taille réduite est une adaptation aux circonstances et non une caractéristique culturelle particulière, phénomène que l'on retrouve dans le Pontinien d'Italie (Otte, 1996, p. 85).

3.6.2. Taphonomie des sites et potentiel archéologique

L'enregistrement des sites archéologiques dépend étroitement de la morphogénèse au même titre que l'enregistrement sédimentaire. **En contexte littoral, l'enregistrement archéologique dépend des fluctuations climatiques et eustatiques et se trouve inféodé au potentiel d'érosion et de dépôt des lieux d'implantation choisis.**

L'Éémien s.s. est caractérisé par des dépôts marins grossiers (plage à galets) ou parfois des sables, contexte défavorable à l'installation et à la préservation d'occupation. Par ailleurs, les sols éémiens éventuels sur loess ont disparu. Enfin, toute occupation en retrait par rapport au littoral sera érodée dans les phases postérieures (décapage des reliefs et déblaiement des vallées pendant les périodes glaciaires). **L'enregistrement sédimentaire dans un système littoral n'est pas favorable à la préservation d'occupations humaines datant de l'optimum.** Seules les formations transgressives, rares, ont livré de l'industrie (Anse de Quéry).

Dans une phase plus tardive, les dépôts grossiers laissent place à des dépôts dunaires, contexte beaucoup plus favorable à la préservation car ils correspondent à une énergie de mise en place plus faible. **En début de régression, le contexte sédimentaire est favorable à l'occupation humaine et à sa préservation, sous réserve que les phases érosives postérieures respectent cet enregistrement.**

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le but de ce travail était de cerner la part des facteurs eustatiques, tectoniques et climatiques sur la morphogenèse dans un système géomorphologique littoral. L'approche choisie a été l'analyse détaillée de l'enregistrement sédimentaire et du relief dans un secteur géographiquement restreint, de manière à faire ressortir une vision synthétique du système.

Les résultats obtenus confirment la validité du choix du Val de Saire comme secteur d'étude, puisque cette région, située dans un domaine intraplaque en bordure d'une mer épicontinentale, s'avère être une zone-clef pour la compréhension de la morphogenèse en domaine armoricain littoral, voire dans l'ensemble du système Manche.

Le caractère cyclique de la morphogenèse est mis en évidence. Cette cyclicité s'explique par l'interaction entre les variations eustatiques et une activité tectonique de soulèvement lente (de l'ordre de 60 mm/ka) bien exprimée, responsable de l'étagement de plates-formes d'abrasion marine. L'étude du réseau de drainage a par ailleurs souligné l'importance du contrôle structural sur l'organisation générale du relief. Le fonctionnement du système est attesté depuis environ 400 000 ans (Pléistocène moyen). La cyclicité s'exprime tant dans les formes que dans les enregistrements sédimentaires, semblables à chaque cycle. **L'un des points forts des travaux entrepris est la réalisation de plusieurs datations absolues dans la séquence du dernier cycle**, ce qui manquait jusqu'à maintenant. Ces datations permettent d'établir un cadre chronostratigraphique qui montre le caractère régressif des séquences galets-sables (Éémien et début Weichselien) et de caler les pédogenèses du Weichselien inférieur, en particulier une pédogenèse rubéfiante attribuée à l'interstade 5c.

Les enregistrements sédimentaires sont soumis à l'eustatisme pendant les phases tempérées marquées par des dépôts marins, puis directement aux paramètres climatiques (précipitations, température...) lors des phases froides où le système passe sous régime périglaciaire continental.

Le "style" morphosédimentaire du Val de Saire s'exprime donc sous la forme d'une péninsule à plates-formes étagées soumise à des processus périglaciaires très actifs en période froide. En ce qui concerne le dernier cycle, il s'exprime à travers :

- des dépôts marins siliciclastiques avec ou sans galets pendant l'Éémien ;
- une séquence sédimentaire traduisant la disparition de l'influence marine et la dégradation climatique avec apparition de processus de solifluxion et déstabilisation des versants ;
- en début de période froide, des pédogenèses de type sols lessivés ou podzol sur sédiment siliceux au lieu des sols gris forestiers observables dans des régions plus orientales pour le Weichselien ancien ;
- une forte capacité érosive des cours d'eau du fait de débits saisonniers périglaciaires élevés et d'un niveau de base très déprimé à faible distance ;
- une crise érosive principale se situant vers 70-60 ka, l'existence de falaises permettant la formation de heads (potentiel gravitaire important et disponibilité en matériaux), corrélables aux

limons bruns feuilletés des régions loessiques ; l'essentiel du matériel détritique a migré sur la plate-forme continentale ou dans les vallées excepté dans les angles morts en pied de falaise qui facilitent le piégeage des dépôts. Apparemment épais, ces heads donnent une vision déformée du bilan sédimentaire accumulé puisqu'ils sont en réalité très localisés, fragmentaires, et érodés lors de l'interglaciaire suivant ;

- une couverture de loess sableux généralement de faible épaisseur, reposant sur une troncature ; le Val de Saire appartient à la zone de transition entre sables de couvertures et loess *stricto sensu*.

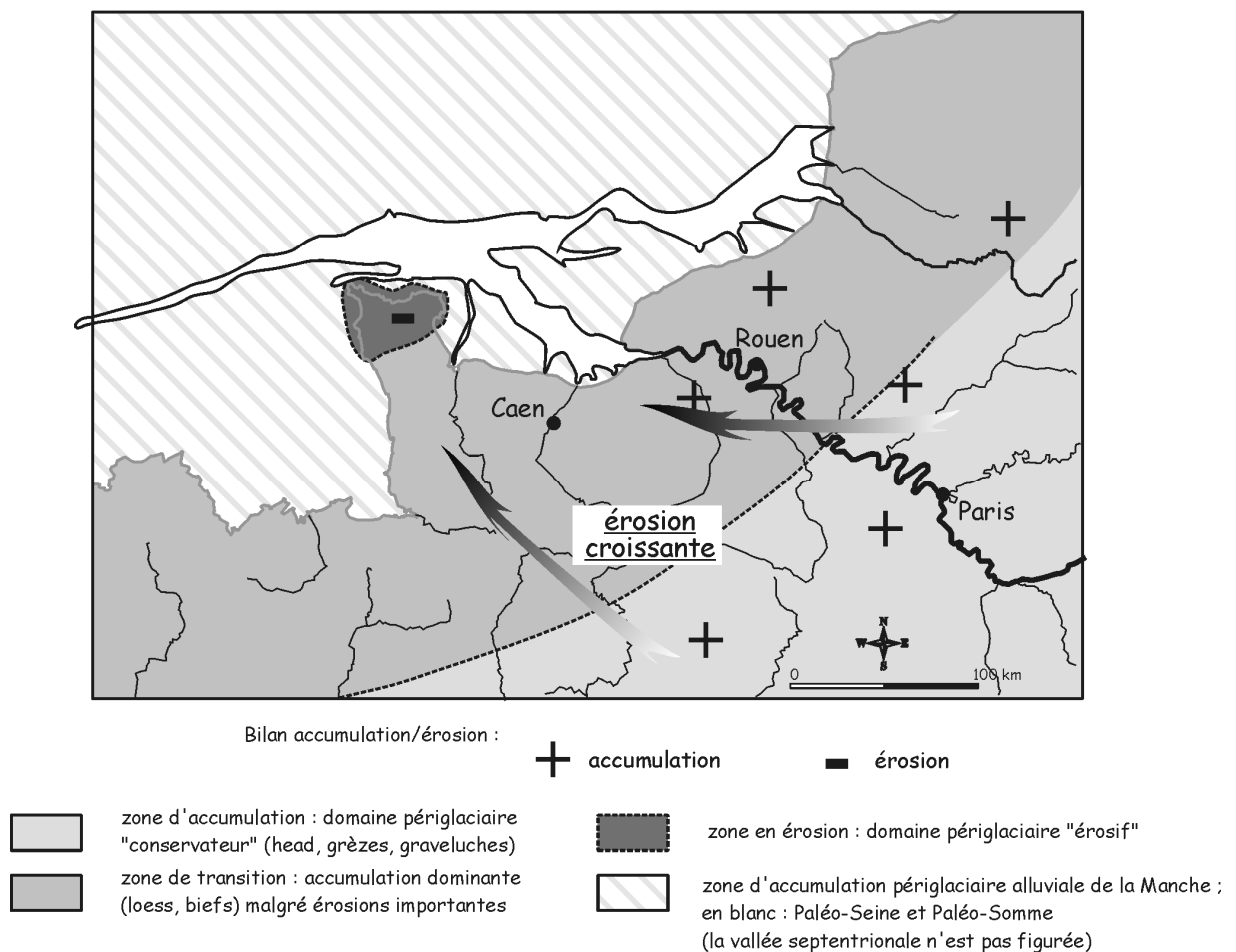


Figure 1 – Le Nord-Cotentin dans le Nord-Ouest de la France : un rôle en périphérie d'un système alluvial périglaciaire de grande ampleur, où l'érosion domine dans les séquences continentales.

Globalement, l'érosion périglaciaire tronque les dépôts marins interglaciaires et n'a permis la conservation que d'une partie des dépôts weichseliens puisque des hiatus importants témoignent de plusieurs phases de dénudation entre 115 et 20-22 ka. Toutes les séquences de couverture sont effacées d'un cycle sur l'autre sauf exception. Une grande partie des plates-formes est également dénudée avec disparition des dépôts marins et les plates-formes elles-mêmes érodées dans leur partie distale. La position en horst du Val de Saire ne fait qu'amplifier ces érosions.

Au niveau de la moitié nord de la France (fig. 1), le Nord-Cotentin se place à l'extrémité d'un gradient d'érosion qui se dessine d'est en ouest depuis l'Est et les environs de Paris vers la Haute-Normandie, la Basse-Normandie et le Cotentin. Les érosions sont croissantes, entraînant la disparition des cycles anciens, malgré un climat moins froid (absence probable de pergélisol continu). Le style morphologique présenté par le Val de Saire, caractérisé par des tronçatures importantes, une forte activité sur les versants et un rajeunissement permanent des couvertures, est proche de ce qu'on peut observer en Bretagne, également en domaine armoricain.

La révision des industries découvertes anciennement alliée à la découverte de nouveaux sites dans un cadre chronostratigraphique affiné **renouvelle la vision d'ensemble des occupations humaines paléolithiques dans un système littoral**. Comme dans le reste de l'Europe, les occupations du stade 5e sont quasiment absentes. Cette absence nous semble directement liée aux caractéristiques d'un système littoral. Les plages de galets éémien ne correspondent pas un milieu favorable à l'installation et à la conservation d'occupations. Les dunes transgressives éémien *s.s.*, qui seraient plus favorables, sont rarement conservées. La grande majorité des occupations subsistantes prend donc place au cours du Weichselien ancien. Une préférence plus ou moins apparente pour les espaces littoraux se dégage, liée à l'occupation des pieds de falaise, principal relief sur la plate-forme en cours d'exondation pendant les régressions. Cette répartition des occupations est amplifiée par l'absence d'occupations dans l'intérieur qui résulterait essentiellement d'un effet taphonomique.

Les occupations sont donc soumises aux fluctuations climatiques et eustatiques dont dépendent les caractéristiques des écosystèmes et le potentiel de sites favorables. La tectonique influe quant à elle sur les caractéristiques des sites : ainsi nous ne trouverons jamais de site comparable à Menez-Dregan dans le Val de Saire car le système est étagé et non emboîté !

Si l'étude détaillée que nous avons menée apporte nombre d'informations, plusieurs points restent dans l'ombre. Le cadre chronostratigraphique général reste imprécis car la réalisation de datations absolues sur les hautes plates-formes se heurte pour l'instant à des limites techniques. On ne peut qu'espérer que de telles datations soient un jour possibles, ce qui nous permettra de contraindre l'évolution du relief depuis le Pléistocène moyen, voire inférieur. Le Pliocène reste une inconnue.

Des datations supplémentaires sur les formations de l'Éémien et du Weichselien inférieur sont en outre nécessaires, en particulier sur les formations à galets pour vérifier qu'elles correspondent bien toutes au maximum transgressif et pour préciser davantage le modèle de séquence régressive. Ce cadre chronostratigraphique affiné serait utile tant au plan géologique qu'archéologique. Le fonctionnement du système à l'Éémien demande également à être affiné, en particulier en ce qui concerne le fonctionnement des basses vallées à cette époque. Enfin il serait

intéressant de comprendre pourquoi les formations littorales éémiennes sont rares en Angleterre alors qu'elles sont présentes dans l'ensemble du Cotentin.

L'articulation entre domaine continental, domaine marin continentalisé, fond de la Manche et Fosses de la Manche (fig. 2) ne pourra être comprise que par des campagnes sismiques et des carottages sur la frange côtière, pour visualiser l'organisation du réseau de drainage et reconstituer le devenir de la plate-forme pendant les périodes froides. Des prospections sous-marines pourraient également révéler des sites comparables à celui de la Mondrée.

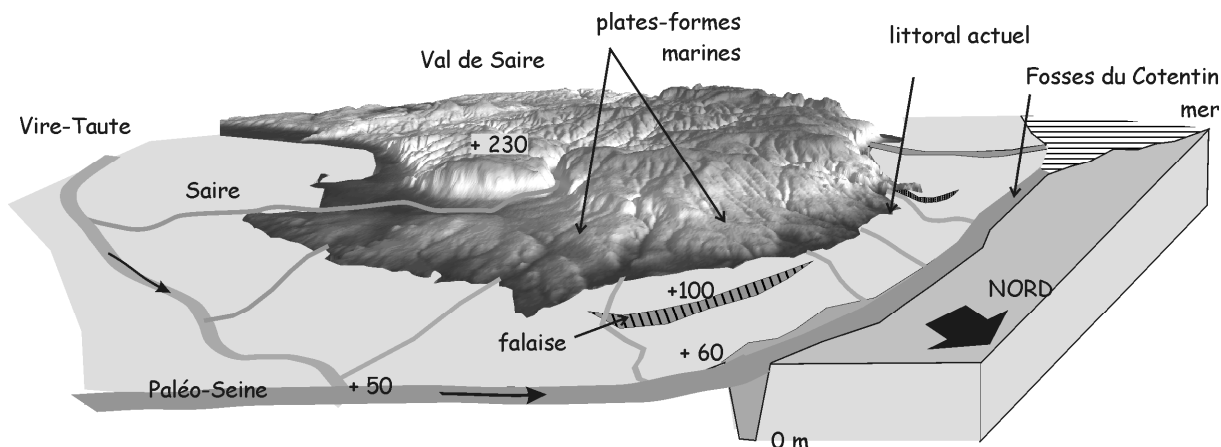


Figure 2 – Relations entre le Val de Saire et les Fosses de la Manche (Fosses du Cotentin). L'altitude 0 correspond à une altitude de -110 m NGF au fond des Fosses du Cotentin. La mer est figurée pour un niveau d'environ -70 m NGF, soit pendant la majeure partie des périodes froides.

Le modèle qui se dégage des observations en Val de Saire est donc celui d'un relief en plates-formes façonné sous la double influence de l'eustatisme et de la tectonique pendant des périodes courtes : les interglaciaires. Toutefois, pendant la majeure partie du Pléistocène, le Val de Saire n'est pas une péninsule bordée par les eaux de la Manche mais un massif en surrection soumis à l'érosion périglaciaire. La morphogenèse est alors régie par un niveau de base déprimé, le réseau de drainage étant relié aux Fosses du Cotentin. Le Nord-Cotentin devient une petite région en périphérie d'un système fluvial périglaciaire de grande ampleur. Le style morphosédimentaire correspondant résulte donc d'actions érosives puissantes qui entraînent un bilan érosion/sédimentation négatif, les matériaux se retrouvant au final stockés dans les Fosses de la Manche.

TABLES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALDUC D., 1979 - *La Manche orientale. Etude géomorphologique du réseau des paléovallées*. Université de Caen, Thèse de 3ème cycle. 146 p.
- ALDUC D., AUFFRET J.-P., CARPENTIER G., LAUTRIDOU J.-P., LEFEBVRE D. et PORCHER M., 1979 - Nouvelles données sur le Pléistocène de la basse vallée de la Seine et son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Inf. Geol. Bass. Paris*, 16, 2, 27-34.
- ALLEN L. G. et GIBBARD P. L., 1993 - Pleistocene evolution of the Solent River of southern England. *Quaternary Science Reviews*, 12, 503-528.
- ALLEN J. R. L., 2002 - Interglacial high-tide coasts in the Bristol Channel and Severn Estuary, southwest Britain : a comparison for the Ipswichian and Holocene. *Journal of Quaternary Science*, 17, 1, 69-76.
- ANDERSON R. S., DENSMORE A. L. et ELLIST M. A., 1999 - The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research*, 11, 7-19.
- ANTOINE P., 1990 - *Chronostratigraphie et environnement du Paléolithique du bassin de la Somme*. Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, Thèse de doctorat. 234 p.
- ANTOINE P., LAUTRIDOU J.-P., SOMME J., AUGUSTE P., AUFFRET J.-P., BAIZE S., CLET-PELLERIN M., COUTARD J.-P., DEWOLF Y., DUGUE O., JOLY F., LAIGNEL B., LAURENT M., LAVOLLE M., LEBRET P., LECOLLE F., LEFEBVRE D., LIMONDIN-LOZOUET N., MUNAUT A.-V., OZOUF J.-C., QUESNEL F. et ROUSSEAU D. D., 1998 - Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest : limites et corrélations. *Quaternaire*, 9, 3, 227-241.
- ANTOINE P., FRECHEN M., LOCHT J.-L., DEPAEPE P., MUNAUT A.-V., ROUSSEAU D. D. et SOMME J., 2002 - Eemian and weichselian early pedosedimentary records in Northern France : the background of Middle Palaeolithic occupations during OIS 5 and early OIS 4. in TUFFREAU, A. et ROEBROECKS, W. - *Le dernier Interglaciaire et les occupations humaines du Paléolithique moyen*. Publications du CERP, Université des Sciences et Technologie de Lille. 8, 75-88.
- ANTOINE P., COUTARD J.-P., GIBBARD P., HALLEGOUET B., LAUTRIDOU J.-P. et OZOUF J.-C., 2003 - The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 227-243.
- AUBRY M. P., 1975 - Recherches sur la nannopétrographie des roches siliceuses. *Bulletin Société Géologique Normandie et Amis du Museum du Havre*, LXII, 2, 8-34 (+ pl.).
- AUFFRET J.-P. et LARSONNEUR C., 1977 - Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la Seine et le Nord-Cotentin. *Bulletin Société Géologique Normandie et Amis du Museum du Havre*, t. LXIV, fasc. 4, 21-33.
- AUFFRET J.-P., ALDUC D., LARSONNEUR C. et SMITH A. J., 1980 - Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Annales de l'Institut Océanographique*, 56, sp., 21-35.
- BAIZE S., 1998 - *Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Plio-Pléistocène. Exemple du Cotentin (Normandie)*. Université de Caen, Géologie. Thèse de Doctorat. 333 p.
- BAIZE S., LAGARDE J.-L., LAVILLE E. et DUGUE O., 1998 - Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin - Normandie) : enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. *Bulletin Société Géologique de France*, 169, 6, 851-866.
- BALESCU S., 1988 - *Apports de la thermoluminescence à la stratigraphie et à la sédimentologie des loess saaliens du Nord-Ouest de l'Europe*. Université Libre de Bruxelles, Sciences. t1, 199 p., t2, 114 p.
- BALESCU S., DUPUIS C. et QUINIF Y., 1988 - TL stratigraphy of pre-weichselian loess from NW Europe using feldspar coarse grains. *Quaternary Science Reviews*, 7, 309-313.
- BALESCU S., PACKMAN S. C. et WINTLE A. G., 1991 - Chronological separation of interglacial raised beaches from northwestern Europe using thermoluminescence. *Quaternary Research*, 35, 91-102.
- BARD E., HAMELIN B. et FAIRBANKS R., 1990 - U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados : sea level during the past 130 000 years. *Nature*, 346, 6283, 456-458.
- BARROIS C., 1882 - Sur les plages soulevées de la côte occidentale du Finistère. *Annales Société Géologique du Nord*, IX, 239-268.

- BASSINOT F., LABEYRIE L., E. V., QUIDELLEUR X., SHACKELTON N. J. et LANCELOT Y., 1994 - The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 91-108.
- BATEMAN M. D. et CATT J. A., 1996 - An absolute chronology for the raised beach and associated deposits at Sewerby, East Yorkshire, England. *Journal of Quaternary Science*, 11, 5, 389-395.
- BATES M. R., PARFITT S. A. et ROBERTS M. B., 1997 - The chronology, palaeogeography and archaeological significance of the marine quaternary record of the West Sussex Coastal Plain, southern England, U.K. *Quaternary Science Reviews*, 16, 1227-1252.
- BATES M. R., BATES C. R., GIBBARD P. L., MACPHAIL R. I., OWEN F. J., PARFITT S. A., PREECE R. C., ROBERTS M. B., ROBINSON J. E., WHITTAKER J. E. et WILKINSON K. N., 2000 - Late Middle Pleistocene deposits at Norton Farm on the West Sussex coastal plain, southern England. *Journal of Quaternary Science*, 15, 1, 61-89.
- BATES M. R., KEEN D. H. et LAUTRIDOU J.-P., 2003 - Pleistocene marine and periglacial deposits of the English Channel. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 319-337.
- BELLUOMINI G., CALDARA M., CASINI C., CERASOLI M., MANFRA L., MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSONO P., TUCCIMEI P. et VESICA P. L., 2002 - The age of Late Pleistocene shorelines and tectonic activity of Taranto area, Southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 21, 525-547.
- BENDER M. L., FAIRBANKS R. G., TAYLOR F. W., MATTHEWS R. K., GODDARD J. G. et BROECKER W. S., 1979 - Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. *Geological Society of America Bulletin, Part. 1*, 90, 577-594.
- BIGOT A., 1885 - Sur l'existence d'une station préhistorique à la Hougue (Manche). *Mémoires Société nationale Sciences Naturelles Mathématiques Cherbourg*, XXV, 277-280.
- BIGOT A., 1897 - Sur les dépôts pléistocènes et actuels du littoral de la Basse-Normandie. *C.R.A.S., Paris*, CXXV, 16 août 1897, 380-382.
- BIGOT A., 1914 - Le littoral de Normandie. *Congrès Association Française pour l'Avancement des Sciences*, 43ème session, Le Havre, 32-42.
- BIGOT A., 1929 - Analyse de travaux récents sur le Quaternaire. *Bulletin Société linnéenne Normandie*, 8, 1 [1928], 87-93.
- BIGOT A., 1930 - Les terrasses pléistocènes du littoral du Cotentin. *Livre jubilaire de la Société Géologique de France*, t. I, 133-148.
- BIGOT A., 1942 - *Notice explicative de la 2ème édition de la feuille Les Pieux, de la carte géologique détaillée de la France à 1/80 000*. Service de la carte géologique., 12 p.
- BILLARD C., CLET-PELLERIN M. et LAUTRIDOU J.-P., 1995 - Un site protohistorique littoral dans le Havre de la Vanlée à Lingreville et Bricqueville-sur-Mer (Manche). *Revue archéologique de l'Ouest*, 12, 73-110.
- BIRD E. C. F., 1990 - Classification of European dune coasts. *Catena*, suppl. 18, 15-24.
- BLEMUS R., 1970 - *Etude de géomorphologie - Région de Barfleur*. Université de Caen, Mémoire de Maîtrise, Géographie. 90 p.
- BLOOM A. L. et YONEKURA N., 1985 - *Coastal terraces generated by sea-level change and tectonic uplift. in WOLDENBERG, M. J. - Models in geomorphology*. Allen & Unwin Inc. 139-153.
- BLOOM A. L. et YONEKURA N., 1990 - *Graphic analysis of dislocated Quaternary shorelines. in Geophysics Study Committee - Sea-level change*. National Academy Press. 104-115.
- BLUCK B. J., 1967 - Sedimentation of beach gravels : examples from South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 1, 128-156.
- BLUM M. D. et TÖRNQVIST T. E., 2000 - Fluvial responses to climate and sea-level change : a review and look forward. *Sedimentology*, 47, suppl. 1, 2-48.
- BOGARD A., 1954 - Cent ans de préhistoire. *Mémoires Société nationale Sciences naturelles et mathématiques Cherbourg*, tome XLVI, 5ème série, VI, 89-97.
- BONNET S., 1998 - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Mémoires Géoscience Rennes*, 86, 352.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P. et VAN DEN DRIESSCHE J., 2000 - Large-scale relief development related to the Quaternary tectonic uplift of a proterozoic-paleozoic basement : the Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research*, 105, B8, 19 273-19 288.
- BONNISSANT P., 1870 - *Essai géologique sur le département de la Manche*. Ch. Feuardent, Impr., 430 p.

- BONNOT-COURTOIS C., CALINE B., L'HOMER A. et LE VOT M. (eds), 2002 - *La Baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente. [The bay of Mont-Saint-Michel and the Rance estuary. Recent development and evolution of depositional environments.]*. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém. 26, 256 p.
- BORDES F., 1954 - *Les limons quaternaires du bassin de la Seine*. Archives de l'I.P.H., 26, 472 p.
- BORNAND M., 1978 - *Altération des minéraux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur les terrasses quaternaires de la moyenne vallée du Rhône*. USTL Languedoc, Publ. SES-I NRA, 444, 329 p.
- BOURGOIS J. et LEITHOLD E. L., 1984 - *Wave-worked conglomerates - depositional processes and criteria for recognition*. in KOSTER, E. H. et STEEL, R. J. - *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 10, 331-343.
- BRADLEY R. S., 1999 - *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. International Geophysics Series, Academic Press, 613 p.
- BRETON G., 1967 - *Contribution à l'étude du massif granitique de Barfleur (Manche)*. Université de Caen, Faculté des Sciences. Mémoire de D.E.S. 189 p.
- BRIDGLAND D. R., 1990 - The recognition and distinction of flint and chert in the analysis of clasts from pleistocene gravel in south-east England. SERONIE-VIVIEN, M.-R. et LENOIR, M., *Le silex de sa genèse à l'outil. Actes du Vème colloque international sur le silex, Bordeaux, 17 sept.-2 oct. 1987*. Editions du CNRS, Cahier du Quaternaire n°17. 119-130.
- BURBANK D. W. et ANDERSON R. S., 2001 - *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, 274 p.
- CAILLEUX A. et TRICART J., 1963 - *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre de documentation Universitaire, 369 p.
- CALLOW P. et CORNFORD J. M. (eds), 1986 - *La Cotte de Saint Brelade 1961-1978. Excavations by C.B.M. McBurney*. Geo Books Norwich. 433 p.
- CAMUZARD J.-P., 2000 - *Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux*. Université de Caen, département de Géologie, Thèse de doctorat. 600 p.
- CHAFCHAFI A., 1997 - *Le Velay septentrional : morphogenèse et morphostructure*. Publications de l'Université de Saint-Etienne, 300 p.
- CHAMLEY H., 1988 - *Les milieux de sédimentation*. BRGM -TEC & DOC, 173 p.
- CHAPPELL J. et SHACKELTON N. J., 1986 - Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137-140.
- CHAPPELL J., OMURA A., ESAT T., McCULLOCH M., PANDOLFI J., OTA Y. et PILLANS B., 1996 - Reconciliation of Late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 141, 227-236.
- CHARMAN D. J., NEWHAM R. M. et CROOT D. G. (eds), 1996 - *Devon and East Cornwall. Field Guide*. Quaternary Research Association. 224 p.
- CHOLLEY A., BEAUJEU-GARNIER J., BOMER B., JOURNAUX A., MUSSET R., PINCHMEL P., de PLANHOL X. et TRICART J., 1956 - Carte morphologique du Bassin de Paris. *Mémoires et Documents, Centre Doc. cart. et géogr., C.N.R.S.*, V, 103 pp.
- CLET M., 1988 - Etude de séquences marines interglaciaires en Normandie corrélables aux stades isotopiques 7 et 5. *Xème symposium APLF : Palynologie, Ecologie, Paléoécologie, 1987, Bordeaux*. Institut français de Pondichéry, travaux section sciences et techniques. XXV, 1988, 151-168.
- CLET-PELLERIN M., HAULT M.-F., LARSONNEUR C. et PELLERIN J., 1977 - La basse vallée de l'Orne. Le remblaiement périglaciaire et postglaciaire. L'évolution paléogéographique et l'histoire de la végétation. *Bulletin Société linnéenne Normandie*, 105, 23-44.
- CLET M., COUTARD J.-P., LAUTRIDOU J.-P., OZOUF J.-C. et VAN VLIET-LANOË B., 1985 - *Evolution des connaissances sur les heads et les plages anciennes du Cotentin depuis l'étude de F. Joly en 1939*. in - *Mélanges "Pour Fernand Joly"*. CERCG du CNRS. 449-456.
- CLET M., CLIQUET D., COUTARD J.-P., FOSSE G., MAUBRAY P., OZOUF J.-C. et VILGRAIN G., 1992 - *Le gisement paléolithique moyen de Querqueville (Manche)*. in TUFFREAU, A. - *Paléolithique et Mésolithique du Nord de la France : nouvelles recherches*. Université Lille-Flandres-Artois. 80-93.
- CLIQUET D., 1991 - L'implantation anthropique dans le Cotentin durant le dernier interglaciaire - sens large - : "l'appel du littoral". *Bulletin d'information de l'A.M.A.R.A.I.*, 4, 5-8.
- CLIQUET D., 1994 - *Le gisement paléolithique moyen de Saint-Germain-des-Vaux / Port-Racine (Manche) dans son cadre régional. Essai paléolithographique*. Thèse de doctorat. Ed. ERAUL, 63, 648 p.
- CLIQUET D., 1998a - Histoire d'eau : l'occupation littorale du Cotentin au Pléistocène moyen et récent. *Bull.*

- Assoc. Geogr. Français*, 3, 362-369.
- CLIQUET D., 1998b - "Le Vieux Moulin". *Bilan scientifique Haute-Normandie*, 1997, 29-31.
- CLIQUET D. et MONNIER J.-L., 1993 - Signification et évolution du Paléolithique moyen récent armoricain. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 90, 4, 275-282.
- CLIQUET D. et LAUTRIDOU J.-P., 2000 - Loess et Paléolithique en Normandie (France du Nord-Ouest). *Praehistoria*, 1, 31-46.
- CLIQUET D. et VILGRAIN G., 2000 - *Les premiers peuplements de la Manche*. in Département de la Manche - *L'Archéologie dans la Manche*. 35-51.
- CLIQUET D., MERCIER N., VALLADAS H., FROGET L., MICHEL D., VAN VLIET-LANOË B. et VILGRAIN G., 2003 - Apport de la thermoluminescence sur silex chauffés à la chronologie de sites paléolithiques de Normandie : nouvelles données et interprétations. *Quaternaire*, 14, 1, 51-64.
- CLIQUET D. et coll., à paraître - Apport des prospections à la connaissance des premiers peuplements de la Basse-Normandie.
- COLLINA-GIRARD J. et GRIBOULARD R., 1990 - La structure profonde du Plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence). Apport des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques. *Géologie méditerranéenne.*, XVII, 2, 153-171.
- COSTA S., 1997 - *L'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme (Haute-Normandie, Picardie, France)*. Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, Géographie. 353 p.
- COUTARD J. P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.-P., OZOUF J.-C. et PELLERIN J., 1970 - Les loess de la Campagne de Caen. *Bull. Centre de Géomorphologie, Caen*, 8, 39 p.
- COUTARD J.-P., LAUTRIDOU J.-P., LEFEBVRE D. et CLET M., 1979 - Les bas-niveaux marins éémien et pré-éémien de Grandcamp-les-Bains. *Bulletin Société linnéenne Normandie*, 107, 11-20.
- COUTARD J.-P., HELLUIN M., OZOUF J.-C. et PELLERIN J., 1981 - Le Quaternaire marin et continental du Cap Lévi et de ses abords (Fermanville, Manche). *Bulletin Société linnéenne de Normandie*, 108, 7-22.
- COUTARD J.-P., VAN VLIET-LANOË B. et CLET M., 1991 - Les fentes de gel et coins de glace de Lessay (Manche). *Bull. Société linnéenne Normandie*, 114-115, 71-80.
- COUTIL L., 1894 - *Dictionnaire paléoethnologique du département de l'Eure : période paléolithique*. Hérissé, p.
- DANGEARD L., 1936 - Sur la définition d'un étage normannien. *C.R.Som. Séances Société Géologique de France*, 5ème série, t. VI, 18 mai 1936, 164-166.
- DANGEARD L. et GRAINDOR M., 1956 - L'étage Normannien et ses divisions. *C.R séances Académie des Sciences*, 242, 26 mars 1956, 1744-1745.
- DANSGAARD W., JOHNSEN S. J., CLAUSEN H. B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N. S., HAMMER C. U., HVIDBERG C. S., STEFFENSEN J.-P. et SVEINBJORNDOTTIR A. E., 1993 - Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 15 juillet 1993, 218-220.
- de la BECHE S. H. T., 1839 - *Report on the Geology of Cornwall, Devon and West Somerset*. Longmans, London, 648 p.
- DELAHAYE D., 1986 - *Les marais littoraux du nord-est du Cotentin. Dynamique sédimentaire et hydrologie*. Université de Caen, Mémoire de maîtrise, géographie. 138 p.
- DELIBRIAS G. et ELHAI H., 1965 - Âge absolu de tourbes littorales en Normandie. *C.R.A.S. Paris*, 260, 2872-2873.
- DELIBRIAS G. et LARSONNEUR C., 1966 - Datations absolues de dépôts organiques würmiens en Normandie. *C.R.A.S. Paris*, 263, 1022-1024.
- DEPERET C., 1922 - Essai de classification générale des temps quaternaires. *C.R. Cong. geol. intern., Belgique*, 1409-1428.
- DEWOLF Y. et DRESCH J., 1979 - Le head. *Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, 24 "Table-Ronde sur les formations de versants hétérogènes", 111-112.
- DEWOLF Y., 1982 - *Le contact Ile-de-France - Basse-Normandie. Evolution géodynamique*. Thèse d'Etat. CNRS, Mémoires et Documents de Géographie. 254 p.
- DIONNE J. C., 1970 - Aspects morpho-sédimentologiques du glaciaire, en particulier dans l'estuaire du Saint-Laurent. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd 13*, 131-162.
- DISSLER E., 1984 - *Les terrains briovériens et cambriens du Val-de-Saire*. Université de Caen, Mémoire de

- DEA. 127 p.
- DISSLER E., 1987 - *Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif Armoricain)*. Université de Caen, Thèse de doctorat, géologie structurale. 264 p.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F. et LE GALL J., 1988 - L'évolution géodynamique cadomienne du nord-est du Massif armoricain. *Bulletin Société Géologique de France*, 8, IV, 801-814.
- DUCHAUFOR P., 1997 - *Abrégé de pédologie. Sol, végétation et environnement*. Ed. Masson, 291 p.
- DUMAS B., GUEREMY P. et RAFFY J., 1999 - Essai de corrélations entre des étagements de ligne de rivage soulevées en Calabre méridionale (Italie) et des courbes isotopiques à haute résolution entre 130 et 40 ka. *Quaternaire*, 10, 2-3, 107-119.
- DUPRE P., LECHERBONNIER Y. et LE RAVALLEC Y., 1984 - Vère, Noireau, Saire. 3 vallées industrielles. *Le Pays Bas-Normand*, 77^e année, 2, 1-111.
- DURINGER P., 1988 - *Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique*. Université Louis Pasteur, U.E.R des Sciences de la Vie et de la Terre. Thèse de doctorat d'Etat. 278 p.
- DURINGER P., 1999 - Anatomie, facies et dynamique d'un fan-delta en contexte de rift intracratonique (rift oligocène - fossé rhénan - Alsace). *7ème Congrès Français de Sédimentologie - Livret des excursions*, Publ. ASF, Paris. n°34, 1-52.
- DUROCHER J., 1856 - Observations sur les forêts sous-marines de la France occidentale et sur les changements de niveau du littoral. *C.R.A.S., Paris*, 43, 1071.
- DWYER G. S., CRONIN T. M., BAKER P. A., RAYMO M. E., BUZAS J. S. et CORREGÉ T., 1995 - North Atlantic deepwater temperature change during late Pliocene and late Quaternary climatic cycles. *Science*, 270, 1347-1351.
- EDWARDS R. L., CHENG H., MURRELL M. T. et GOLDSTEIN S. J., 1997 - Protactinium-231 dating of carbonates by thermal ionization mass spectrometry : implications for quaternary climate change. *Science*, 276, 5313, 782-786.
- EINSELE G., 1992 - *Sedimentary basins. Evolution, Facies and sediment budget*. Springer-Verlag, p.
- ELHAÏ H., 1958 - Le littoral du Nord-Cotentin. *Norais*, 5^{ème} année, 17, 5-19.
- ELHAÏ H., 1963 - *La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand-breton. Etude morphologique*. Thèse d'Etat. Imprimerie Bière, Bordeaux, 624 p.
- ELHAÏ H. et LARSONNEUR C., 1969 - Dépôts tardiglaciaires et postglaciaires sur la côte du Calvados. *Bull. Assoc. fr. Etude du Quaternaire*, 2, 93-104.
- EMILIANI C., 1955 - Pleistocene temperatures. *Journal Geology*, 63, 538-578.
- ESAT T. M., McCULLOCH M. T., CHAPPELL J., PILLANS B. et OMURA A., 1999 - Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science*, 283, 8 January 1999, 197-201.
- FAIRBANKS R. G., 1989 - A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- FEDOROFF N. et COURTY M. A., 2002 - *Paléosols et sols reliques*. in MISKOVSKY, J. C. - *Géologie de la Préhistoire*. GEOPRE. 277-316.
- FELTON E. A., 2002 - Sedimentology of rocky shorelines : 1. a review of the problem with analytical methods and insights gained from the Hulopoe Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. *Sedimentary Geology*, 152, 221-245.
- FLEMING N. C., 1998 - *Archaeological evidence for vertical movement on the continental shelf during the Palaeolithic, Neolithic and Bronze Age periods*. in STEWART, I. S. et VITA-FINZI, C. - *Coastal tectonics*. Geological Society, London, Special Publications. 146, 129-146.
- FOLZ E., 2000 - *La luminescence stimulée optiquement du quartz : développements méthodologiques et applications à la datation de séquences du Pléistocène supérieur du Nord-Ouest de la France*. Université Paris 7 - Denis Diderot, Sciences Physiques de la Terre. Thèse de doctorat. 267 p.
- FONT M., 2002 - *Signature morphologique des déformations en domaine intraplaque : applications à la Normandie*. Université de Caen, Thèse de doctorat. 344 p.
- FOSSE G., 1982 - Position stratigraphique et paléoenvironnement du Paléolithique ancien et moyen de Normandie. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire.*, 10-11, 2/3, 83-92.
- FOSSE G., 1986 - Quelques réflexions sur l'apport du gisement moustérien de Saint-Vaast-la-Hougue (France) à l'ethnologie du Paléolithique moyen. *Colloque international "L'Homme de Néandertal"*, Liège. 6, La

- Subsistance, 63-68.
- FRENCH H. M., 1996 - *The periglacial environment*. Addison Wesley Longman Limited, 341 p.
- FRIEDMAN G. M., 1961 - Distinction between dune beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of sedimentary petrology*, 31, 519-529.
- GENESTE J.M., JAUBERT J., LENOIR M., MEIGNEN L., TURQ A., 1997 - Approche technologique des Moustériens Charentais du Sud-Ouest de la France et du Languedoc oriental. *Paleo*, 9, 101-142.
- G.R.E.S.A.R.C., 1996 - *Etude globale concernant la défense contre la mer des côtes nord et est du Cotentin : synthèse bibliographique*. 163 p.
- GALLUP C. D., EDWARDS R. L. et JONHSON R. G., 1994 - The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*, 263, 796-800.
- GARNAUD S., 2003 - *La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale : la Baie de Seine sud-orientale (France)*. Université de Caen, Sciences. Thèse de Doctorat. 307 + 78 p.
- Geotechnip, 1967 - *Port de Cherbourg - Etude géologique en Baie du Becquet et en Grande Rade*. Société Géotechnip - département marine, Cherbourg, 13 p.
- GHEQUIERE E., LEFEVRE P., MARCIGNY C. et SOUFFI B., 2000 - Le Mésolithique moyen du Nord-Cotentin, Basse-Normandie, France. *B.A.R., International series*, 856, 292 p.
- GIBBARD P. L., 1986 - *Flint gravels in the Quaternary of southeast England*. in SIEVEKING, G. d. G. et HART, M. B. - *The scientific study of flint and chert. IVth international flint symposium held at Brighton Polytechnic 10-15 April 1983*. Cambridge University Press. 141-149.
- GIBBARD P., 1995 - *The formation of the Strait of Dover*. in PREECE, R. C. - *Island Britain, a quaternary perspective*. Geological Society. 15-26.
- GIBBARD P. L., 2003 - Definition of the Middle-Upper Pleistocene boundary. *Global and Planetary Change*, 36,
- GIRESE J., DANGEARD L. et LARSONNEUR C., 1967 - Sur la présence de dépôts marins d'âge dunkerquien le long des côtes normandes et sur quelques autres dépôts flamands. *C.R. Académie des Sciences*, 265, 1887-1890.
- GODARD A., LAGASQUIE J. J. et LAGEAT Y. (eds), 1994 - *Les régions de socle. Apports d'une école française de Géomorphologie*. Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. fasc. 43, 328 p.
- GODEFROY M., 2000 - *Essai sur la chronostratigraphie des plages fossiles pléistocènes sur la côte nord-est du Cotentin*. Université de Caen, Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre. 64 p.
- GOOSSENS D., 1988 - Scale model simulations of the deposition of loess in hilly terrain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 533-544.
- GRAINDOR M.-J., 1955 - Existence de deux terrasses littorales quaternaires au NE du Cotentin. *Bulletin de la carte géologique de la France*, Tome LIII, 246, fasc. A, 21-24.
- GRAINDOR M.-J., 1958 - Niveaux marins quaternaires dans le Cotentin et corrélations avec les îles Anglo-Normandes. *C.R. sommaire séances de la Société Géologique de France*, 2, 20 janvier 1958, 31-34.
- GRAINDOR M.-J., 1960 - Quelques problèmes concernant la tectonique du Cotentin. *Bull. Société linnéenne Normandie*, 10, 9 [1959], 17-24.
- GRAINDOR M.-J., 1961 - Gisements de sables à La Flague (Hardinvast, Manche). *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 10, 1 (1960), 42-44.
- GRAINDOR M., 1963 - *Notice explicative de la carte géologique 1/50 000 Cherbourg (feuilles XII-10-XI-10)*. Service de la Carte Géologique de la France., 6 p.
- GRAINDOR M.-J., 1964 - Contribution à l'étude du Quaternaire marin de Normandie. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie*, tome LIV, 1-15.
- GRAINDOR M.-J., 1970 - Influence des dislocations majeures du Massif Armoricaïn sur la néotectonique. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, XII, 2, fasc. 1, 25-34.
- GRAINDOR M.-J. et WASSERBURG G. J., 1962 - Détermination d'âges absolus dans le nord du Massif armiricaïn. *C.R.A.S., Paris*, 254, 38-75.
- GRAINDOR M.-J. et PAREYN C., 1969 - *Notice de la carte géologique au 1/50 000 Saint-Vaast-la-Hougue (XIII-10)*. BRGM, 12 p.
- GRAINDOR M.-J. et SCUVEE F., 1970 - Deux niveaux marins submergés au Pléistocène dans le Nord du Massif armoricaïn. *C.R.A.S. Paris*, 271, série D, 1489-1492.
- GRAINDOR M.-J., ROBLLOT M.-M. et SCUVEE F., 1971 - Failles et fractures d'orientation N 135 dans la

- région située à l'est et au sud-est de Cherbourg. *Bulletin Société linnéenne de Normandie*, 102, 34-41.
- GRESSELIN F., 1990 - *Evolution varisque du Massif armoricain oriental. Insertion dans une transversale ouest-européenne*. Université de Caen, géologie structurale. Thèse de doctorat. 335 p.
- GUEREMY P., 2003 - Instabilité climatique, variations du niveau de la mer et géomorphologie au cours du dernier interglaciaire et de la dernière glaciation : état de la question. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 63-82.
- GUETTE C., 2002 - Révision critique du concept de débitage levallois à travers l'étude du gisement moustérien de Saint-Vaast-la-Hougue/Le Fort (chantiers I-III et II, niveaux inférieurs) (Manche, France). *Bulletin de la Société Préhistorique française*, 99, 2, 237-248.
- GUILCHER A., 1954 - *Morphologie littorale et sous-marine*. Presses Universitaires de France, 216 p.
- GUILCHER A. et HALLEGOUET B., 1981 - Le haut cordon de galets pléistocène de Ruvein en Plovan (Finistère) et ses enseignements généraux. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 18^{ème} année, 6, 75-82.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J.-P., J.-M. G., GAUMET F., GROSDOY B., HANOT F., LE STRAT P., METTRAUX M., NALPAS T., PRIJAC C., RIGOLLET C., SERRANO O. et GRANDJEAN J., 2000 - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, 189-246.
- GUILLOCHEAU F., BRAULT N., THOMAS E., BARBARAND J., BONNET S., BOURQUIN S., ESTEOULE-CHOUX J., GUENNOG P., MENIER D., NERAUDEAU D., PROUST J. N. et WYNS R., 2003 - Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Bulletin Inf. Géol. Bassin Paris*, 40, 1, 13-28.
- GUPTA S. et ALLEN P. A., 1999 - Fossil shore platforms and drowned gravel beaches : evidence for high-frequency sea-level fluctuations in the distal alpine foreland basin. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 2, 394-413.
- GURNEY S. D., JAMES H. C. L. et WORSLEY P., 1998 - The nature of Last Glacial periglaciation in the Channel Islands. *Geoscience in south-west England*, 9, 241-249.
- HALLEGOUET B. et MORZADÉC-KERFOURN M.-T., 1977 - Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bull. Assoc. Geogr. Français*, 54, 441-442.
- HALLEGOUET B. et VAN VLIET-LANOË B., 1989 - Héritages glaciels sur les côtes de Massif Armoricain, France. *Géographie Physique et Quaternaire*, 43, 2, 223-232.
- HAMILTON D. et SMITH A., 1972 - The origin and sedimentary history of the Hurd Deep, English Channel. *Mémoire du BRGM*, 79, 59-79.
- HANSOM J. D., 2001 - Coastal sensitivity to environmental change : a view from the beach. *Catena*, 42, 291-305.
- HART B. S. et PLINT A. G., 1995 - Gravelly shoreface and beachface deposits. *Spec. Publish. int. Ass. Sediment.*, 22, 75-99.
- HEARTY P. J. et NEUMANN A. C., 2001 - Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglaciation (MIS 5e) : evidence from the Bahama Islands. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1881-1895.
- HELLUIN M., LAUTRIDOU J.-P. et OZOUF J.-C., 1977 - Loess et fentes de gel de la briqueterie de Glos près de Lisieux (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 105, 45-56.
- HELLUIN M., COUTARD J.-P., HELLUIN-QUINEJURE E. et OZOUF J.-C., 1979 - Vérification expérimentale d'une hypothèse de mise en mouvement de blocs sur une pente soumise à des alternances gel-dégel. *Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, 24, 165-176.
- HENDERSON G. M., RENDLE R. H., SLOWEY N. C. et REIJMER J. G. J., 2000 - U-Th dating and diagenesis of Pleistocene highstand sediments from the Bahamas slope. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, 166, 23-31.
- HINSCHBERGER F., COTTENCEAU J. et DIESNY M., 1988 - Le recul du littoral à Barfleur, Gatteville et Fermanville (Manche) depuis cinquante ans. *Bulletin du CREGEPE, Caen*, 7, 25-32.
- HOLTZAPFFEL, 1985 - *Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination*. Société Géologique du Nord, p.
- HOMMERIL P., 1964 - Affleurements sous-marins de faluns miocènes (faciès savignéen) à l'Ouest du Cotentin. *C.R.A.S. Paris*, 259, 3036-3039.
- HOMMERIL P., 1967 - *Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand*. Université de Caen, Faculté des Sciences. Thèse de doctorat. 304 p.

- HOMMERIL P., 1972 - Le littoral du Massif de Barfleur. Evolution au Quaternaire et processus actuels d'érosion et de sédimentation. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 33, D1-D10.
- HOMMERIL P. et PAREYN C., 1966 - Galets et sables du Pliocène étagés sur le plateau de La Pernelle (Manche). Etude sédimentologique. *Revue Sociétés Savantes de Haute-Normandie - Sciences*, 41, 31-43.
- HORN D. P., 1997 - Beach research in the 1990s. *Progress in Physical Geography*, 21, 3, 454-470.
- HUE E., 1916 - *Les blocs erratiques des environs de Luc-sur-Mer (Calvados)*. Le Monnoyer, 38 p.
- HUNTLEY D. J. et LIAN O. B., (in press) - *Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating*. in LEMMEN, D. S. et VANCE, R. E. - *Holocene climate and environmental changes in the Palliser Triangle, Southern Canadian Prairies*. Geological Survey of Canada Bulletin.
- HURTREZ J.-E. et LUCAZEAU F., 1999 - Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France). *C.R.A.S. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 328, 687-694.
- ISRAELSON C. et WOHLFARTH B., 1999 - Timing of the Last-Interglacial high sea-level on the Seychelles Islands, Indian Ocean. *Quaternary Research*, 51, 306-316.
- JEANNE L., 2002 - *Les occupations préhistoriques du Val de Saire : la commune de Fermanville (Manche)*. Rapport de prospection thématique. Service Régional de l'Archéologie Basse-Normandie, 114 p.
- JENNINGS R. et SHULMEISTER J., 2002 - A field based classification scheme for gravel beaches. *Marine Geology*, 186, 211-228.
- JOLY F., 1939 - Le littoral du Cotentin. Etude de géographie physique. *Annales de géographie*, XLVIIIème année, 273, 225-234.
- JUHEL L., 2003 - Fermanville - Anse des Longs Camps. *Bulletin Scientifique Régional Basse-Normandie*, 2001, 66-68.
- KEEN D. H., 1986 - *The Quaternary deposits of the Channel Islands*. in CALLOW, P. et CORNFORD, J. M. - *La Cotte de Saint-Brelade 1961-1978. Excavations by C.B.M. McBurney*. Geo Books, Norwich. 43-52.
- KEEN D. H. (ed), 1993 - *Quaternary of Jersey : Field Guide*. London, Quaternary Research Association. 162 p.
- KEEN D. H., HARMON R. S. et ANDREWS J. T., 1981 - U-series and amino-acid dates from Jersey. *Nature*, 289, 162-164.
- KEEN D. H., VAN VLIET-LANOË B. et LAUTRIDOU J.-P., 1996 - Two long sedimentary records from Jersey, Channel Islands : stratigraphic and pedological evidence for environmental change during the last 200 kyr. *Quaternaire*, 7, 1, 3-13.
- KLEIN C., 1975 - *Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires*. Université de Paris, Thèse d'Etat. 882 p.
- KLEIN C., 1990 - *L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Aspects régionaux et essai de synthèse*. CNRS, Mémoires et Documents de Géographie. p.
- LAGARDE J.-L., BAIZE S., AMORESE D., DELCAILLAU B., FONT M. et VOLANT P., 2000 - Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science*, 15, 7, 745-758.
- LAGARDE J.-L., AMORESE D., FONT M., LAVILLE E. et DUGUE O., 2003 - The structural evolution of the English Channel area. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 201-213.
- LAIGNEL B., 1997 - *Les altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris. Caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats*. Documents du BRGM. 264, 219 p.
- LAIGNEL B., QUESNEL F., MEYER R. et LEBRET P., 1998 - Les biefs à silex : dépôts périglaciaires de versants issus des altérites à silex du plateau du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. France*, 169, 4, 605-612.
- LAIGNEL B. et MEYER R., 2000 - La désilicification des silex des formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, 171, 5, 569-576.
- LAJOIE K. R., 1986 - *Coastal tectonics*. in Geophysics Study Committee et National Research Council - *Active tectonics : impact on society*. 95-124.
- LAMBECK K., YOKOHAMA Y. et PURCELL T., 2002 - Into and out of the Last Glacial Maximum : sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21, 343-360.
- LAMBOY M., 1965 - *Contribution à l'étude des formations triasiques du Cotentin*. Université de Caen, Faculté des Sciences. D.E.S. 66 p.
- LANGOUET L. et MORZADEC-KERFOURN M.-T. (eds), 1995 - *Baie du Mont-Saint-Michel et Marais de Dol ; milieux naturels et peuplements dans le passé*. Les Dossiers du Ce.R.A.A. suppl. n° R, 135 p.

- LARSONNEUR C., 1964 - Quelques actions du gel sur les sédiments fins. *C.R. S.G.F.*, 5, 181-182.
- LARSONNEUR C., 1967a - Etude de la partie immergée du massif granitique de Barfleur (Manche). *Bulletin Société linnéenne de Normandie*, 10ème série, 8ème vol., 231-241.
- LARSONNEUR C., 1967b - Le Crétacé supérieur au Nord du Cotentin (Manche). *C.R. somm. séances de la Société Géologique de France*, 5, 5 juin 1967, 199.
- LARSONNEUR C., 1971 - *Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles*. Caen, Faculté de Géologie. Thèse de Doctorat d'Etat. 394 p.
- LAUTRIDOU J.-P., 1979 - Origine et signification paléoclimatique du matériel des heads (Ecalgrain, Herquemoulin). Les leçons d'une expérience de gélifraction. *Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, 24, 157-163.
- LAUTRIDOU J.-P. (ed), 1983 - *Le Quaternaire de Normandie. Version française de The Quaternary of Normandy (Guide Book of the Q.R.A. Normandy meeting, may 1982 and I.G.C.P. 24 Normandy meeting, september 1982)*. Université de Rouen. 160 p.
- LAUTRIDOU J.-P., 1985 - *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Caen, Lettres mention géographie. Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, ed., 908 p.
- LAUTRIDOU J.-P., 1988 - L'âge des formations marines pléistocènes du Cotentin comportant des industries paléolithiques. *Bull. Centre de Géomorphologie C.N.R.S. Caen*, 35, 79-90.
- LAUTRIDOU J.-P., 1990 - A propos des relations entre les formations marines pléistocènes et les loess normands. *Revue Archéologique de l'Ouest*, suppl. 2, 41-44.
- LAUTRIDOU J.-P., 1991 - Les sables de couverture weichseliens de la Baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z. Geomorph. N.F.*, 90, 123-130.
- LAUTRIDOU J.-P., 2003 - La datation du Quaternaire normand : tableaux des éléments de datation et de la chronostratigraphie. *Quaternaire*, 14, 1, 65-71.
- LAUTRIDOU J.-P., KUNTZ G., CLET-PELLERIN M. et HUAULT M.-F., 1987 - La Londe, datations et corrélations. in LEFEBVRE, D. et JUIGNET, P., *Dépôts continentaux et influences marines, rôle de la tectonique, au Tertiaire et au Quaternaire, dans la région de Rouen. Livret-guide de l'excursion de l'Association des Géologues du Bassin de Paris.*, Université de Rouen. 39-51.
- LAUTRIDOU J.-P., BAIZE S., CLET M., COUTARD J.-P. et OZOUF J.-C., 1999 - Les séquences plio-pléistocènes littorales et estuariennes de Normandie. *Quaternaire*, 10, 2-3, 161-169.
- LAUTRIDOU J.-P., AUFFRET J.-P., COUTARD J.-P., LAVOLLE M., OZOUF J.-C. et VERAGUE J., 2000 - Synthèse des formations superficielles cénozoïques de Basse-Normandie (feuille Caen à 1/250 000). *Géologie de la France*, 4, 57-69, 1 carte h.t.
- LEA D. W., MARTIN P. A., PAK D. K. et SPERO H. J., 2002 - Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21, 283-293.
- LEFEBVRE D., 1977 - Le prisme alluvial de la Seine. *Bull. Soc. geol. Normandie et Amis du Museum du Havre*, LXIV, 4, 67-72.
- LEFEBVRE D., HUAULT M.-F., GIRESSÉ J., HOMMERIL P. et LARSONNEUR C., 1974 - Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine : synthèse sédimentologique, stratigraphique et paléogéographique. *Bull. Information des géologues du Bassin de Paris*, 39, 27-36.
- LEFEBVRE D., ANTOINE P., AUFFRET J.-P., LAUTRIDOU J.-P. et LECOLLE F., 1994 - Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5, 3-4, 165-172.
- LENÔTRE N., THIERRY P., BLANCHIN R. et BROCHARD G., 1999 - Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France). *Tectonophysics*, 301, 333-344.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G. et MILLER P. M., 1964 - *Fluvial processes in geomorphology*. W.H. Freeman and Company, 522 p.
- LERICOLAIS G., 1997 - *Evolution plio-quatenaire du Fleuve Manche : stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale en régime périglaciaire*. Université de Bordeaux I, Thèse de doctorat, Géologie marine. 265 p.
- LEUTWEIN F. et SONET J., 1965 - Evolution géochronologique du Massif armoricain. *Sciences Terre, Nancy*, X, 1, 35-72.
- LEVALET F., 2000 - *Le comblement holocène de fond de vallées dans la presqu'île de la Hague (Manche)*. Université de Caen, Géographie. Mémoire de maîtrise. 90 p.

- LIFTON N. A. et CHASE C. G., 1992 - Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry : implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5, 77-114.
- LOUTRE M. F. et BERGER A., 2003 - Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 36,
- LUDWIG K. R., MUHS D. R., SIMMONS K. R., HALLEY R. B. et SHINN E. A., 1996 - Sea-level records at ~80 ka from tectonically stable platforms : Florida and Bermuda. *Geology*, 24, 3, 211-214.
- LUNDBERG J. et FORD D. C., 1994 - Late Pleistocene sea level change in the Bahamas from mass spectrometric U-series dating of submerged speleothem. *Quaternary Science Reviews*, 13, 1-14.
- MACAIRE J.-J., 1981 - *Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le sud-ouest du Bassin de Paris (Touraine et ses abords)*. Université de Tours, Sciences. Thèse de Doctorat d'Etat. 450 p.
- MACAIRE J.-J., 1986 - Apport de l'altération superficielle à la stratigraphie - exemple des formations alluviales et éoliennes plio-quaternaires de Touraine (France). *Bulletin A.F.E.Q.*, 27-28, 3/4, 233-245.
- MANGERUD J., 1989 - Correlation of the Eemian and the Weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy. *Quaternary International*, 3/4, 1-4.
- MANGERUD J., SONSTEGAARD E. et SEJRUP H.-P., 1979 - Correlation of the Eemian (interglacial) Stage and the deep sea oxygen-isotope stratigraphy. *Nature*, 277, 5693, 189-192.
- MARGOT S., 1998 - *Le gisement sous-marin paléolithique moyen de l'anse de la Mondrée à Fermanville (Manche)*. Paris I/Sorbonne, Mémoire de maîtrise. 2 vol., 126 et 66 p.
- MARTINSON D. G., PISIAS N. G., HAYS J. D., IMBRIE J., MOORE T. C. et SHACKLETON N. J., 1987 - Age dating and orbital theory of the Ice Ages : development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- MASTRONUZZI G. et SANZO P., 2002 - Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of valley networks in the Apulia region (southern Italy). *Geomorphology*, 46, 19-34.
- MAUZ B. et HASSLER U., 2000 - Luminescence chronology of Late Pleistocene raised beaches in southern Italy : new data of relative sea-level changes. *Marine Geology*, 170, 187-203.
- MAZERES R., 1939 - Contribution à l'étude des formations quaternaires des Côtes-du-Nord. *C.R. som. mém. originaux du Bull. S.G.M. Bretagne*, nouvelle série, 9 janvier 1938,
- McCARROL D., 2002 - Amino-acid geochronology and the British Pleistocene : secure stratigraphical framework or a case of circular reasoning ? *Journal of Quaternary Science*, 17, 7, 647-651.
- MENUT H., 1886 - Essai sur la station préhistorique de Bretteville. *Mémoires Société nationale Sciences naturelles et mathématiques Cherbourg*, XXV, 225-256, 25 pl.
- MIALL A. D., 1996 - *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, Basin analysis and petroleum geology*. Springer Verlag, 582 p.
- MICHEL D., 1969-1970 - Une nouvelle station préhistorique au lieu-dit "La Houe", commune de Montfarville (Manche). *Mémoires Société nationale des Sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg*, LIV, 9-69.
- MICHEL D., 1971-1972 - Contribution à l'étude du Paléolithique de Montfarville (Manche). *Mémoires Société nationale des Sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg.*, LV, 21-78.
- MICHEL D., 1973-1974 - Contribution à l'étude du Paléolithique inférieur et moyen de Saint-Vaast-la-Hougue (Manche). *Mémoires Société nationale des sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg*, LVI, 23-88.
- MICHEL D., 1994 - *La Roche-Gélétan. Gisement structuré du Paléolithique inférieur (Saint-Germain-des-Vaux, Manche)*. , Evreux, 93 p.
- MICHEL D., COUTARD J.-P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.-P., OZOUF J.-C. et PELLERIN J., 1982 - Contribution à l'étude du Paléolithique inférieur et moyen de la région de Barfleur. Le Paléolithique inférieur de Gatteville-Phare (Manche). *Bull. S.P.F.*, 79, 10-12, 319-329.
- MICHEL D., COUTARD J.-P., OZOUF J.-C., HELLUIN M. et PELLERIN J., 1982 - Le gisement préhistorique de Port-Pignot à Fermanville (Manche). *Gallia Préhistoire*, 25, 1, 1-77.
- MILON Y., 1936 - Monastirien ou Normannien ? *C.R. somm. S.G.M. Bretagne*, 2ème année, 3, 25-26.
- MILON Y. et DANGEARD L., 1928 - Sur l'importance des phénomènes de solifluxion en Bretagne pendant le Quaternaire. *C.R.A.S. Paris*, 187, 9 juillet 1928, 136-138.
- MOHAMMADIOUN B., GRELLET B., COMBES P., GRANIER T. et PHILIP H., 1993 - *Sismotectonique de*

- la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. Mém. Société Géologique France. 164, 76 p.
- MOLODKOV A. N. et BOLIKHOVSKAYA N. S., 2002 - Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia. *Sedimentary Geology*, 150, 185-201.
- MONNIER J.-L., 1980 - *Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique*. Université de Rennes, Thèse de doctorat d'Etat. Travaux Labo. Anthropologie-Préhistoire-Protohistoire et Quaternaire armoricains, 607 p.
- MONNIER J.-L., HALLEGOUET B., HINGUANT S. et MOLINES N., 2001 - La datation de l'habitat paléolithique inférieur de Menez-Dregan 1 (Plouhinec, Finistère, France). *XXèmes rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes*, Editions APDCA, Antibes. 261-277.
- MOREL V., 1997 - Fonctionnement des cordons de galets dans le bassin de la Manche. *Dinamica littoral - Interior*, 1, 15-19 septembre 1997, 157-167.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T., 1999 - Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif armoricain : de la rade de Brest à la Baie d'Audierne. *Quaternaire*, 10, 2-3, 171-180.
- MUHS D. R., KENNEDY G. L. et ROCKWELL T. K., 1994 - Uranium-series ages of marine terraces corals from the Pacific coast of North America and implications for last-interglacial sea level history. *Quaternary Research*, 42, 72-87.
- MUHS D. R., SIMMONS K. R. et STEINKE B., 2002 - Timing and warmth of the Last Interglacial period : new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1355-1383.
- MURTON J. B., WHITEMAN C. A., BATES M. R., BRIDGLAND D. R., LONG A. J., ROBERTS M. B. et WALLER M. P. (eds), 1998 - *The Quaternary of Kent and Sussex. Field Guide*. Quaternary Research Association. 240 p.
- MURTON J. B., WORSLEY P. et GOZDZIK J., 2000 - Sand veins and wedges in cold aeolian environments. *Quaternary Science Reviews*, 19, 899-922.
- MÜCHER H. J. et VREEKEN W. J., 1981 - (Re)deposition of loess in southern Limbourg, The Netherlands. 2. Micromorphology of the lower silt loam complex. and comparison with deposits produced under laboratory conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 355-363.
- NEAL A., PONTEE N. I., PYE K. et RICHARDS J., 2002 - Internal structures of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed by using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, 49, 789-804.
- NEMEC W. et STEEL R. J., 1984 - *Alluvial and coastal conglomerates : their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits*. in KOSTER, E. H. et STEEL, R. J. - *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 10, 1-31.
- NEMEC W., STEEL R. J., POREBSKI S. J. et SPINNANGR A., 1984 - *Domba Conglomerate, Devonian, Norway : process and lateral variability in a mass flow-dominated, lacustrine fan-delta*. in KOSTER, E. H. et STEEL, R. J. - *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 10, 295-320.
- ORFORD J. D., CARTER R. W. G. et JENNINGS S. C., 1991 - Coarse clastic barrier environments : evolution and implications for quaternary sea level interpretation. *Quaternary International*, 9, 87-104.
- ORFORD J. D., FORBES D. L. et JENNINGS S. C., 2002 - Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48, 51-85.
- OTTE M., 1996 - *Le Paléolithique inférieur et moyen en Europe*. Armand Colin, 298 p.
- PAREYN C., 1960 - Structure géologique du plateau de La Pernelle. *Bulletin Société linnéenne de Normandie*, 9, 10 (1959), 69-75.
- PELLERIN J., 1968 - *La Campagne de Caen. Plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Etude morphologique*. Université de Caen, Géographie. Thèse de 3ème cycle. 343 p.
- PELLERIN J., 1977 - Les nappes alluviales de l'Orne, leurs altérations et leurs relations avec les dépôts marins sur la côte du Calvados. *Bull. Société Géologique Normandie et Amis du Museum du Havre*, t. LXIV, fasc. 4, 75-80.
- PINOT J.-P., 1965 - La migration des galets à l'intérieur des plages de sable. Exemple de la plage de Tresmeur (Trébeurden, Côtes-du-Nord), et application à l'interprétation des coupes de plages anciennes. *C.R. somm. Séances S.G.F.*, fasc., 10 mai 1965, 164-165.
- PINOT J.-P., 1998 - *La gestion du littoral. Tome 1 - Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*. Institut océanographique, Paris, 400 p.

- PISIAS N. G., MARTINSON D. G., MOORE T. C., SHACKELTON N. J., PRELL W., HAYS J. et BODEN G., 1984 - High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology*, 56, 119-136.
- PONCET J., 1959 - Sur la présence d'un gisement de sable pliocène éolien au lieu-dit "Le Féragé" (Manche). *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 9, 9 (1957), 55-57.
- PRENTICE I. C., 1986 - *Multivariate methods for data analysis*. in BERGLUND, B. E. - *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. Wiley, Chichester. 117-134.
- PRENTICE I. C., CRAMER W., HARRISON S. P., LEEMANS R., MONSERUD R. A. et SOLOMON A. M., 1992 - A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of biogeography*, 19, 117-134.
- PRESTWICH J., 1851 - On the drift at Sandgatte clift near Calais. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 7, 274-278.
- PRESTWICH J., 1892 - The raised beaches and "head" or rubble drift of the south-east of England ; their relation to the valley drifts and to the glacial period, and on a postglacial submergence. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 48, 263-343.
- QUESNEL F., 1997 - *Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris*. Documents du BRGM. 263, 430 p.
- QUESNEY A., 1983 - *Manche occidentale et Mer Celtique. Etude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles*. Université de Caen, Thèse 3ème cycle. 162 p.
- REGNAULD H., MAUZ B. et MORZADEC-KERFOURN M.-T., 2003 - The last interglacial shoreline in northern Brittany, western France. *Marine Geology*, 194, 65-77.
- REINECK H.-E. et SINGH I. B., 1973 - *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, 440 p.
- RENOUF J. T. et JAMES H. C. L., 2001 - The raised beach at Toul Ar Roussin, Port L'Epine, Trélévern (Côtes d'Armor, Brittany) : its significance for last cold stage events. *Geoscience in south-west England*, 10, 160-165.
- RICHARDS D. A., BORTON P. L., SMART P. L., EDWARDS R. L. et ROBERTS M. S., 1994 - Uranium-series disequilibria in speleothems from the Bahamas : sea levels, carbonate deposition and diagenesis. *Seventh annual V.M. Goldschmidt Conference*, p. 2280.
- ROHLING E.J., FENTON M., JORISSEN F.J., BERTRAND P., GANSSSEN G., CAULET J.P., 1998 - Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500 000 years. *Nature*, 394, 162-165.
- S.H.O.M., 1968 - *Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique*. Imprimerie Nationale, 287 p.
- SCHUMM R. S., 1986 - *Alluvial river response to active tectonics*. in Geophysics Study Committee et National Research Council - *Active tectonics : impact on society*. 80-94.
- SCHUMM R.S., 1993 - River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101, 279-294.
- SCOURSE J. D. et FURZE M. F. A. (eds), 1999 - *The Quaternary of West Cornwall. Field Guide*. Quaternary Research Association. 223 p.
- SCUVEE F., 1976 - Un biface du Paléolithique inférieur découvert à Fermanville (Manche). *Littus*, 14, 8-9.
- SCUVEE F. et ALDUC D., 1981 - Deux niveaux marine pléistocènes et leurs industries paléolithiques respectives sur le littoral du Cotentin. *Bull. S.P.F.*, 78, 7, 210-218.
- SCUVEE F. et VERAGUE J., 1984 - *L'abri-sous-roche de la Pointe du Rozel (Manche)*. C.E.H.P.- Fr. Scuvée, 152 p.
- SCUVEE F. et VERAGUE J., 1988 - *Le gisement sous-marin du Paléolithique moyen de l'Anse de la Mondrée à Fermanville (Manche)*. C.E.H.P.- Littus, 121 p.
- SEIDENKRANTZ M.-S. et KNUDSEN K. L., 1994 - Marine high resolution records of the last Interglacial in Northwest Europe : a review. *Géographie Physique et Quaternaire*, 48, 2, 157-168.
- SHACKLETON N. J., 1987 - Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Review*, 6, 183-190.
- SHACKELTON N. J., CHAPMAN M., SANCHEZ-GONI M. F., PAILLER D. et LANCELOT Y., 2002 - The classic marine isotope substage 5e. *Quaternary Research*, 58, 14-16.
- SHERMAN D. J. et BAUER B. O., 1993 - Dynamics of beach-dune systems. *Progress in Physical Geography*, 17, 413-417.
- SHORT A. D., 1984 - Beach and nearshore facies: southeast Australia. *Marine Geology*, 60, 261-282.

- SHOTTON P. W. et WILLIAMS R. E. G., 1971 - Baie d'Ecalgrain. *Radiocarbon*, 13, 2, 141-156.
- SIRODOT S., 1873 - Conférence sur les fouilles exécutées au Mont-Dol (Ille-et-Vilaine) en 1872. *Mém. Soc. Emul. Côtes-du-Nord*, 11, 59-108.
- SLOWEY N. C., HENDERSON G. M. et CURRY W. B., 1996 - Direct U-Th dating of marine sediments from the two most recent interglacial periods. *Nature*, 383, 242-244.
- SOMME J., ANTOINE P., CUNAT-BOGE N., LEFEVRE D. et MUNAUT A.-V., 1999 - Le Pléistocène moyen marin de la mer du Nord en France : falaise de Sangatte et formation d'Herzeele. *Quaternaire*, 10, 2-3, 151-160.
- SPELEERS B., 2000 - The relevance of the Eemian for the study of the Palaeolithic occupation of Europe. *Geologie en Mijnbouw*, 79, 2/3, 283-291.
- STRAHLER A. N., 1952 - Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. American Bull.*, 63, 1117-1142.
- TABORIN J., 1999 - Différents types de tourbières. *Géochronique*, 71, p. 8.
- TRENHAILE A. S., 2002 - Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology*, 185, 341-361.
- TRENHAILE A. S., PEREZ ALBERTI A., MARTINEZ CORTIZAS A., COSTA CASAS M. et BLANCHO CHAO R., 1999 - Rock coast inheritance : an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 605-621.
- TZEDAKIS C., 2003 - Timing and duration of last Interglacial conditions in Europe : a chronicle of a changing chronology. *Quaternary Science Reviews*, 22, 763-768.
- VAN VLIET-LANOË B., 1988 - *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages*. Université de Paris I - Sorbonne, Thèse de doctorat d'état, mention géographie. 854 p.
- VAN VLIET-LANOË B., 1990 - The genesis and age of the argillic horizon in weichselian loess of northwestern Europe. *Quaternary International*, 5, 49-56.
- VAN VLIET-LANOË B., FAGNART J.-P., LANGOHR R. et MUNAUT A., 1992 - Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture loessique d'Europe occidentale : argumentation stratigraphique et archéologique. *Science du sol*, 30, 2, 75-93.
- VATAN A., 1967 - *Manuel de sédimentologie*. Ed. Technip, 397 p.
- VELAIN G., 1886 - Note sur l'existence d'une rangée de blocs erratiques sur la côte normande. *Bulletin Société Géologique de France*, 569-575.
- VERAGUE J., 1983 - Le gisement sablo-graveleux cénozoïque probable du Hameau du Cloquant (La Glacerie, Normandie). *Norwis*, 118, 293-302.
- VERAGUE J., 1996 - *Altération des granites et géomorphologie : l'exemple des massifs de Basse-Normandie et du Maine*. Université de Caen, Thèse de Doctorat d'Etat. 645 p.
- VERAGUE J. et SCUVEE F., 1986 - *Etude géomorphologique des formations meubles quaternaires de la côte du Val de Saire (Basse-Normandie)*. in - *The Archaeology of the Channel Islands*. Phillimore & Co Ltd, Chischester, Sussex & La Société Guernesiaise. 171-206.
- VERAGUE J., COUTARD J.-P., OZOUF J.-C. et SCUVEE F., 1991 - Les niveaux marins quaternaires de l'Anse du Brick (Maupertus, Manche). *Bulletin Société linnéenne de Normandie*, 114-115, 81-94.
- VEZINA J., JONES B. et FORD D., 1999 - Sea-level highstands over the last 500,000 years : evidence from the ironshore formation on Grand Cayman, British West Indies. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 2, 317-327.
- VIGNERESSE J.-L., 1988 - La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France*, 4, 3-10.
- VILGRAIN G., 2003 - Digulleville - La Gravette - Falguières. *Bulletin Scientifique Régional, Service Régional Archéologie Basse-Normandie*, 2001, 64-65.
- VILGRAIN G., COUTARD J.-P., FOSSE G. et OZOUF J.-C., 1988 - Les gisements moustériens de Siouville et Tréauville. *Bull. Centre Géomorphologie CNRS, Caen*, 35, 33-66.
- VOISIN A., 1900 - Excursion à l'exploitation des granites de Gatteville, le samedi 11 août 1900. *Bull. Société artistique et industrielle Cherbourg*, 24, 14.
- WAELEBROECK C., JOUZEL J., LABEYRIE L., LORIEUS C., LABRACHERIE M., STIEVENARD M. et BARKOV N. I., 1995 - Comparing the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core

- MD 88-770 over the last two glacial-interglacial cycles. *Clim. Dyn.*, 12, 113-123.
- WAELEBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J. C., McMANUS J. F., LAMBECK K., BALBON E. et LABRACHERIE M., 2002 - Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- WALKER R. G. et JAMES N. P. (eds), 1992 - *Facies models. Response to sea-level change*. GEOTEXT1. 454 p. p.
- WASHBURN A. L., 1979 - *Geocryology - a survey of Periglacial processes and environments*. Edward Arnold Publishers Ltd, 406 p.
- WASI N., 1988 - *Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la vallée de la Seine (Haute-Normandie) : stratigraphie et tectonique*. Université de Rouen, Thèse de doctorat. 552 p.
- WATCHMAN A. L. et TWIDALE C. R., 2002 - Relative and "absolute" dating of land surfaces. *Earth-Science Reviews*, 58, 1-49.
- WATSON E. et WATSON S., 1970 - The coastal periglacial slope deposits of the Cotentin peninsula. *Inst. British Geographers, Transactions and papers*, 49, 125-144.
- WATTE J.-P., 1987 - Gisements paléolithiques des plages du Havre (habitat acheuléen de la "Station Romain") et de Sainte-Adresse (ateliers "clactoniens"), Seine-Maritime. *Annales du Museum du Havre*, 39, 31.
- WATTS A. B., MCKERROW W. S. et FIELDING E., 2000 - Lithospheric flexure, uplift, and landscape evolution in south-central England. *Journal of the Geological Society, London*, 157, 1169-1177.
- WRIGHT L. D. et SHORT A. D., 1984 - Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.
- WYNS R., 1977 - Tectonique récente dans l'ouest du Bassin de Paris : méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. *Bull. S.G.F.*, XIX, 5, 1093-1101.
- WYNS R., 1991 - Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, 11-42.
- YVERT A., 2003 - *Essai de caractérisation des industries lithiques mésolithiques par les techniques de percussion. Application à trois sites mésolithiques de Basse-Normandie (Manche)*. Université Paris I, Mémoire de DEA Préhistoire. 52 p.
- ZAGWIJN W. H., 1996 - An analysis of Eemian climate in Western and Central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 15, 451-469.
- ZAZO C., GOY J. L., DABRIO J., BARDAJI T., HILLAIRE-MARCEL C., GHALEB B., GONZALEZ-DELGADO J.-A. et SOLER V., 2003 - Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts : records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133.
- ZIEGLER P. A., 1978 - North-Western Europe : tectonics and basin development. *Geologie en Mijnbouw*, 57, 589-626.

TABLE DES FIGURES

Fig. I. 1 – Surfaces d'érosion (Lautridou et al., 2000).	12
Fig. I. 2 – Les grands traits morphostructuraux de la Normandie occidentale (Baize, 1998).	14
Fig. I. 3 – Esquisse géologique du Val de Saire.	18
Fig. I. 4 – Modèle Numérique de Terrain montrant le relief du Val de Saire (fig. M. Font – ombrage N45).	25
Fig. I. 5 – La Saire dans le cadre du Nord-Cotentin : un drain ouest-est dans un contexte globalement nord-sud (extrait Atlas de Normandie).	27
Fig. I. 6 – Définition de la courbe hypsométrique (Strahler, 1952).	30
Fig. I. 7 – Réseau de drainage du Val de Saire.	31
Fig. I. 8 – Organisation du réseau.	32
Fig. I. 9 – Alignement du ruisseau du Nid-du-Corps et du ruisseau de la Fontaine du Saule.	32
Fig. I. 10 – Alignement sources - segments rectilignes.	33
Fig. I. 11 – Alignement source/déviations locales/draines/confluences sur le ruisseau de la Rue de Sauxtour.	33
Fig. I. 12 – Organisation des drains au nord de Saint-Pierre-Église.	34
Fig. I. 13 – Carte des linéaments hydrographiques du Val de Saire.	34
Fig. I. 14 – Rose des linéaments hydrographiques et drains rectilignes comparée à la direction des failles exprimées sur la carte géologique Saint-Vaast-la-Hougue.	35
Fig. I. 15 – Sur le Granite de Barfleur : comparaison linéaments hydrographiques - joints.	36
Fig. I. 16 – Profils longitudinaux de la Saire et de ses affluents en relation avec les failles et la lithologie.	37
Fig. I. 17 – Coupes transversales de la Saire, d'amont en aval.	38
Fig. I. 18 – Rose des directions de segments de drains rectilignes et de linéaments hydrographiques.	39
Fig. I. 19 – Profils longitudinaux du Grand Val et de la Vallée des Chênes.	40
Fig. I. 20 – Profils longitudinaux des principaux cours d'eau côtiers du Val de Saire, rapportés à l'embouchure.	41
Fig. I. 21 – Profil de la Couplière.	42
Fig. I. 22 – Profil du ruisseau d'Escarboville (affluent de la Saire) en relation avec l'escarpement de la Pernelle.	42
Fig. I. 23 – Évolution des courbes hypsométriques de l'ouest vers l'est.	43
Fig. I. 24 – Existence d'un linéament majeur passant par le Cap Lévi – Bieroc.	47
Fig. I. 25 – Profil de la Saire montrant une rupture de pente ou knickpoint.	48
Fig. I. 26 – Le Fleuve Manche.	53
Fig. I. 27 – Lieux mentionnés dans le chapitre 2.	57
Fig. I. 28 – Les plages anciennes du Cotentin selon Elhaï.	61
Fig. I. 29 – Plates-formes d'abrasion marine et formations marines pléistocènes bas-normandes.	63
Fig. I. 30 – Coupe dans un estran fossile datant de la fin du dernier interglaciaire témoignant d'une dynamique glaciaire (Hallégouët & Van Vliet-Lanoë, 1989).	64
Fig. I. 31 – Port-Racine. Coupe de référence pour le cycle climatique Éémien -Weichselien (Lautridou et al., 1983).	68
Fig. I. 32 – Séquences complexes Saalien-Weichselien : Ecalgrain et pédocomplexe éémien de Petit-Beaumont (Lautridou et al., 1983, 1999).	71
Fig. I. 33 – La coupe de Port Pignot (Coutard et al., 1981, remanié).	72
Fig. I. 34 – Lieux cités dans le chapitre 3.	81
Fig. I. 35 – Une des premières découvertes : la Pointe du Heu à Bretteville-en-Saire (Menut, 1886).	82
Fig. I. 36 – Carte de localisation des principaux sites paléolithiques du Nord-Cotentin.	86
Fig. I. 37 – Port Pignot : le foyer rectangulaire (Ph. D. Michel).	87
Fig. I. 38 – Exemples de silex taillés du Paléolithique moyen du Nord-Cotentin (in Cliquet, à paraître).	88
Fig. I. 39 – Coupe schématique du versant de Fermanville-Port Pignot (in Michel et al., 1982, modifié).	89
Fig. I. 40 – L'appel du littoral : configuration des côtes et exploitation par l'homme.	94
Fig. II. 1 – Terminologie et sédimentologie des plages (Guilcher, 1954).	101
Fig. II. 2 – Profil de plage schématique et terminologie anglo-saxonne (Reineck & Singh, 1973).	102
Fig. II. 3 – Tri des galets selon leur forme dans une plage (en haut : Orford et al., 2002 ; en bas : Bluck, 1967).	103
Fig. II. 4 – Caractéristiques du littoral du Val de Saire.	107
Fig. II. 5 – Profil schématique de l'Anse des Longs Camps (Fermanville).	110
Fig. II. 6 – Profil schématique du cordon de Gattermare.	111
Fig. II. 7 – Profil schématique du cordon et de l'estran de la Mondrée.	112
Fig. II. 8 – Profils topographiques montrant l'étagement des 4 plates-formes.	119

Fig. II. 9 – Courbes obtenues au porosimètre à mercure sur 4 silex issus de la plate-forme IV.....	124
Fig. II. 10 – Altération des silex en fonction de l'altitude du dépôt.....	126
Fig. II. 11 – Courbes granulométriques cumulées des sables fossiles reportées sur les courbes enveloppes des sédiments actuels.....	131
Fig. II. 12 – Représentation graphique des caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des sables actuels et fossiles (unités Φ).....	133
Fig. II. 13 – Pétrographie de la fraction non quartzreuse des sables.....	135
Fig. II. 14 – Carte de situation des dépôts cités autour de la Pernelle.....	136
Fig. II. 15 – Extension des replats autour de 50 à 60 m.....	138
Fig. II. 16 – Extension de la plate-forme IV. En rouge, les affleurements granitiques.....	139
Fig. II. 17 – Croquis de situation des tranchées de Tocqueville-le Trésor (TR 5 à 1) sur la partie distale de la PF IV.....	140
Fig. II. 18 – TR5 : Coupe et résultats analytiques.....	141
Fig. II. 19 – Interprétation de la coupe TR5.....	142
Fig. II. 20 – Coupe TR4.....	143
Fig. II. 21 – Interprétation de la coupe TR4.....	144
Fig. II. 22 – TR3 : coupes et pétrographie des sables. Noter la richesse en silex des sables.....	145
Fig. II. 23 – TR2 : coupe. L'altitude du substrat granitique n'est pas connue.....	146
Fig. II. 24 – Interprétation de la coupe TR2.....	146
Fig. II. 25 – Coupe TR1.....	147
Fig. II. 26 – Pétrographie des galets.....	149
Fig. II. 27 – Reconstitution schématique de l'évolution des dépôts sur le transect de Tocqueville, plate-forme IV.....	150
Fig. II. 28 – Extension de la plate-forme III.....	152
Fig. II. 29 – Schéma de localisation des sondages CF et CH sur la plate-forme III.....	153
Fig. II. 30 – Coupe CF1.....	153
Fig. II. 31 – Coupe CF2 (photo II.9) ; granulométrie et morphoscopie des sables marins.....	155
Fig. II. 32 – Interprétation de la coupe CF2.....	156
Fig. II. 33 – Coupe CF3.....	157
Fig. II. 34 – Interprétation de la coupe CF3.....	157
Fig. II. 35 – Coupe CF4.....	158
Fig. II. 36 – Coupe CF4 : caractéristiques des couches 1 et 2.....	159
Fig. II. 37 – Interprétation de la coupe CF4.....	159
Fig. II. 38 – Coupe CH2 : coupe et résultats analytiques. La couche 4 est enrichie en grains de silex par rapport à la couche 2.....	160
Fig. II. 39 – Interprétation de la coupe CH2.....	161
Fig. II. 40 – Coupe CH1.....	162
Fig. II. 41 – Concentrations en éléments majeurs (en % sur éch. total).....	162
Fig. II. 42 – Morphoscopie et pétrographie des sables de la coupe CH1.....	163
Fig. II. 43 – Interprétation de la coupe CH1.....	163
Fig. II. 44 – Schéma d'interprétation de la séquence stratigraphique de Champ Fougères et Clos Honoré.....	164
Fig. II. 45 – Schéma de situation des sondages de Sainte-Geneviève.....	166
Fig. II. 46 – Logs et granulométrie des sables de Sainte-Geneviève.....	166
Fig. II. 47 – Extension de la plate-forme II - Ibis.....	168
Fig. II. 48 – Situation des sondages de la Croix de Denneville.....	169
Fig. II. 49 – Coupe DEN4.....	169
Fig. II. 50 – État d'altération des silex dans les formations de DEN4.....	170
Fig. II. 51 – Interprétation de la coupe DEN4.....	170
Fig. II. 52 – Coupe DEN3 ; pétrographie et granulométrie des couches 1 et 3.....	171
Fig. II. 53 – Extension de la plate-forme I.....	177
Fig. II. 54 – Coupe schématique de l'Anse du Brick.....	179
Fig. III. 1 – Fermanville : croquis géomorphologique.....	188
Fig. III. 2 – Coupe schématique partielle de l'Anse du Pied Sablon montrant le biseautage des lits sableux.....	192
Fig. III. 3 – Détail d'une coupe perpendiculaire au littoral à l'ouest de l'Anse (coupe 128).....	192
Fig. III. 4 – Les huit éléments architecturaux de base dans les dépôts fluviatiles (Miall, 1996).....	193
Fig. III. 5 – Hypothèse de construction du corps sédimentaire du Pied Sablon depuis une source latérale.....	194
Fig. III. 6 – Coupe 5 de l'Anse du Cap Lévi (position fig. III.1).....	196

Fig. III. 7 – Coupe littorale schématique du Port Lévi à l'Anse du Pied Sablon avec répartition des faciès sédimentaires.	198
Fig. III. 8 – Coupe de Port Lévi (Van Vliet-Lanoë, 1988).	199
Fig. III. 9 – Coupe dite coupe de Port Lévi (point 9).	201
Fig. III. 10 – Granulométrie des formations de la coupe 9 de Port Lévi.	202
Fig. III. 11 – Modes de dépôt et pédogenèses dans la coupe 9.	202
Fig. III. 12 – Séquences éémien-weichselien de Fermanville. A – séquence déterminée par Van Vliet-Lanoë (1988) à partir de la coupe 11. B – séquence décrite à partir de la coupe 9. C - séquence générale sur le littoral de Fermanville.	205
Fig. III. 13 – La Grosse Butte : coupe schématique et position de l'industrie.	208
Fig. III. 14 – Industrie du site de la Grosse Butte.	212
Fig. III. 15 – Fermanville, Anse des Longs Camps - industrie lithique.	214
Fig. III. 16 – Coupe longitudinale générale de la Pointe du Bruley et position du site.	216
Fig. III. 17 – Schéma de situation de l'industrie de la Pointe du Bruley.	217
Fig. III. 18 – Industrie du Bruley.	219
Fig. III. 19 – Carte de localisation : 2 à 6 = profils sismiques. Sch. : schéma topographique fig. III.21.	223
Fig. III. 20 – Profil sismique 3 : brut et interprété ; profils 5 et 6 pages suivantes.	225
Fig. III. 21 – Schéma topographique montrant la position du site en pied de paroi et la position approximative des prélèvements.	228
Fig. III. 22 – Données sédimentologiques des carottes de la Mondrée.	231
Fig. III. 23 – Diagramme pollinique de la carotte AM3 (2002-2).	232
Fig. III. 24 – Diagramme pollinique de la carotte AM2.	233
Fig. III. 25 – Diagramme pollinique de la carotte AM1.	234
Fig. III. 26 – Répartition de la végétation dans la carotte AM3 (2002-2).	236
Fig. III. 27 – Répartition de la végétation dans la carotte AM2 (2001-P).	236
Fig. III. 28 – Répartition de la végétation dans la carotte AM1 (1985).	237
Fig. III. 29 – Carte des occupations mésolithiques et protohistoriques l.s. de Fermanville reconnues en prospection (d'après Jeanne, 2002).	241
Fig. III. 30 – Schéma compilatoire des recherches effectuées sur Montfarville, reportées sur le cadastre actuel.	245
Fig. III. 31 – Schéma géomorphologique du secteur de Landemer.	246
Fig. III. 32 – Croquis de situation des tranchées réalisées sur le versant nord de la Mare Barré.	249
Fig. III. 33 – Coupe BL6.	253
Fig. III. 34 – Coupe BL6 – industrie.	254
Fig. III. 35 – Coupe CAR5.	258
Fig. III. 36 – Coupe CAR5 : industrie lithique.	259
Fig. III. 37 – Coupe CAR6.	261
Fig. III. 38 – CAR6 : industrie lithique.	262
Fig. III. 39 – Coupe CAR8.	265
Fig. III. 40 – Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des sables fossiles de Montfarville.	266
Fig. III. 41 – Profils pédo-sédimentaires et position des témoins d'occupation.	269
Fig. III. 42 – Hypothèse de mise en place de l'industrie et de la séquence pédo-sédimentaire.	270
Fig. III. 43 – Profil de la tranchée S1-S2.	274
Fig. III. 44 – Anse de Quéry : industrie.	275
Fig. III. 45 – Coupe de la tranchée S5. Les points noirs indiquent les prélèvements OSL.	277
Fig. III. 46 – Position de l'industrie de la Pointe de Fouly.	280
Fig. III. 47 – Industrie de la Pointe de Fouly.	284
Fig. III. 48 – Transect schématique La Houe-Quéry montrant l'étagement des plates-formes fossiles et la position des industries.	286
Fig. IV. 1 – Coupe de la carrière des Planques de Cherbourg.	295
Fig. IV. 2 – Coupe schématique de Gonnevill (fragment).	296
Fig. IV. 3 – Schéma montrant l'organisation des dépôts de pente en domaine briovérien.	297
Fig. IV. 4 – Caractéristiques granulométriques et micromorphologiques de la couverture éolienne des coupes BL2 et BL6 dans le secteur du blockhaus.	300
Fig. IV. 5 – Caractéristiques granulométriques et micromorphologiques de la couverture éolienne dans la coupe CAR6.	302
Fig. IV. 6 – Coupes dans les formations quaternaires du Fort de la Hougue (Coutard et al., 1985, inédit).	304
Fig. IV. 7 – Caractéristiques granulométriques de la couverture éolienne dans les coupes CF2 et CF4 (Gatteville-le-Phare).	305

Fig. IV. 8 – Carte de répartition de la couverture éolienne du Val de Saire.....	309
Fig. IV. 9 – Quelques courbes granulométriques cumulées. En trait plein, loess, en pointillés, sables fins éoliens.....	310
Fig. IV. 10 – Évolution spatiale et verticale de la granulométrie des sédiments éoliens du Val de Saire. Détail de Gattemare (in Delahaye, 1986).	311
Fig. IV. 11 – Involutions des bandes du Bt en coupe et en plan.....	314
Fig. IV. 12 – Logs stratigraphiques (log de Port-Racine d'après Folz, 2000 et Cliquet et al., 2003 ; StVH : log synthétique de Saint-Vaast-la-Hougue d'après Coutard et al., 1985, inédit).....	318
Fig. IV. 13 – A : répartition des sédiments éoliens du Val de Saire. B : hypothèse d'alimentation en loess et sables de couverture pendant le Weichselien en Basse-Normandie depuis les paléostuaires (d'après Lautridou, 1985, 1990 ; Lautridou et al., 2000).	325
Fig. IV. 14 – Comportement des vallons (aujourd'hui secs) sur les plates-formes marines fossiles.	329
Fig. IV. 15 – Incision du ruisseau du Grand Val dans les fonds de la Baie du Becquet.....	331
Fig. IV. 16 – Comparaison entre le Ruisseau du Grand Val descendant de l'escarpement du Becquet sur la côte nord et le Ruisseau d'Escarboville descendant de l'escarpement de la Pernelle sur la côte est (position des cours d'eau en première partie). Profils longitudinaux au substrat (aval du R. Gand Val d'après Geotechnip, 1967).	332
Fig. IV. 17 – Logs stratigraphiques de la basse vallée de la Saire.....	333
Fig. IV. 18 – Extrait de carte ancienne montrant l'estuaire de la Saire au XVIII ^{ème} siècle (carte de J. Bellin, source Gallica.bnf.fr).	334
Fig. IV. 19 – Hypothèses pour un ancien cours de la Saire.	336
Fig. IV. 20 – Position et profil de la tranchée de Tocqueboeuf.....	338
Fig. IV. 21 – Logs stratigraphiques des sondages dans le marais de Tocqueboeuf.....	340
Fig. IV. 22 – Logs stratigraphiques des sondages dans le marais de Gattemare.	340
Fig. IV. 23 – Log stratigraphique du sondage dans le Havre de Crabec.	341
Fig. IV. 24 – Logs stratigraphiques des sondages dans la Mare au nord de la Pointe de Fouly.	342
Fig. IV. 25 – Coupes schématiques des tranchées réalisées dans l'Anse de Brévy (Réville).	344
Fig. IV. 26 – Diagramme palynologique du sondage To1.....	349
Fig. IV. 27 – Diagramme pollinique du sondage GAT (marais de Gattemare).	350
Fig. IV. 28 – Corrélations entre les différents sondages d'après les données palynologiques et les datations (en grisé, le subboréal).	353
Fig. V. 1 – Hypothèse de positionnement des paléo-littoraux d'après la topographie et la répartition des plates-formes d'abrasion.	361
Fig. V. 2 – Courbes-enveloppes des altitudes de chaque plate-forme au niveau du substrat.	362
Fig. V. 3 – Schéma d'interprétation des différences entre la côte nord (Anse du Brick) et la côte est : influence de la pente de la plate-forme "fondamentale" sur les mécanismes de formation et d'individualisation des plates-formes.....	365
Fig. V. 4 – Hypothèse de mise en place d'une séquence interglaciaire-glaciaire étagée.	366
Fig. V. 5 – Hypothèse de mise en place d'une séquence interglaciaire-glaciaire emboîtée.	367
Fig. V. 6 – Synthèse de données sur les variations du niveau marin.	369
Fig. V. 7 – Éléments du relief.....	372
Fig. V. 8 – Découpage du Val de Saire et modalités du soulèvement.	374
Fig. V. 9 – Corrélations entre sismicité actuelle et champs de failles préexistantes.....	375
Fig. V. 10 – Réseaux de failles actives au Plio-Quaternaire et tendances évolutives du relief déduites de l'évolution des formes de surface (Font, 2002).	375
Fig. V. 11 – Répartition des systèmes étagés et emboîtés dans le contexte Manche.....	377
Fig. V. 12 – Répartition des galets dans les plages fossiles et actuelles.....	380
Fig. V. 13 – Affleurements mésozoïques en mer (d'après Larsonneur, 1971).....	382
Fig. V. 14 – Schéma montrant les facteurs de l'évolution des plates-formes marines sur une côte en émergence (d'après Anderson et al., 1999, modifié).	385
Fig. V. 15 – Hypothèse chronostratigraphique pour les quatre plates-formes à partir de l'hypothèse d'équivalence plate-forme / haut niveau marin / stade isotopique. Schéma d'émergence des plates-formes par Lajoie, 1986.....	387
Fig. V. 16 – La plaine côtière West Sussex-Hampshire.	391
Fig. V. 17 – Éclat de façonnage retrouvé au Champs Fougères – coupe CF2.....	400
Fig. V. 18 – Localisation et caractéristiques des sites paléolithiques du Val de Saire.	404
Fig. V. 19 – Carte des occupations post-paléolithiques d'après la Carte Archéologique.....	408

TABLE DES TABLEAUX

Tab. I. 1 – Données sur les bassins versants du Val de Saire.....	44
Tab. I. 2 – Stratigraphie des formations quaternaires du Nord-Cotentin.....	75
Tab. I. 3 – Principales dates obtenues sur les côtes du Nord-Cotentin et régions limitrophes avant 1999.....	78
Tab. I. 4 – Principaux sites paléolithiques du Nord-Cotentin.....	85
Tab. II. 1 – Traits diagnostics des sédiments actuels du littoral du Val de Saire.....	117
Tab. II. 2 – Valeurs de surface spécifique et de porosité du cortex d'altération en fonction de l'épaisseur du cortex.....	123
Tab. II. 3 – Tableau récapitulatif des surfaces spécifiques et des porosités obtenues pour une série de 4 silex de la plate-forme IV.....	125
Tab. II. 4 – Teneurs en éléments majeurs des arènes granitiques (en % - éch. total).....	127
Tab. II. 5 – Cortèges argileux des arènes granitiques.....	127
Tab. II. 6 – Cortèges argileux des dépôts marins sur les différentes plates-formes.....	128
Tab. II. 7 – Critères sédimentologiques utilisés dans la détermination des milieux de dépôt des sables sur un profil de plage.....	134
Tab. II. 8 – Concentrations en éléments majeurs des sédiments de la coupe TR5.....	142
Tab. II. 9 – Teneur en éléments majeurs sur sédiment total.....	154
Tab. II. 10 – Pointe du Bruley : principaux produits de plein débitage.....	218
Tab. II. 11 – Pointe du Bruley : outils.....	218
Tab. III. 1 – Abondance et taille des galets de silex sur le littoral de Fermanville et dans les dépôts émiens.....	210
Tab. III. 2 – Épaisseur des différentes unités sismiques.....	224
Tab. III. 3 – Biomes végétaux du Pléistocène.....	235
Tab. III. 4 – Répartition des éléments émoussés ou lustrés (hors pièces roulées prises dans la plage à galets de CAR6).....	267
Tab. III. 5 – Position de l'industrie dans les différents sondages.....	268
Tab. III. 6 – Pétrographie et nombre minimum de galets de silex débités dans les séries lithiques du versant nord de la Mare Barré.....	271
Tab. III. 7 – Caractéristiques principales des ensembles lithiques récoltés dans les tranchées ouvertes entre 2000 et 2003 sur le versant nord de la vallée de la Mare Barré.....	272
Tab. III. 8 – Caractéristiques des industries de l'Anse de Quéry en relation avec leur position stratigraphique.....	278
Tab. IV. 1 – Teneur en carbonates de quelques sédiments éoliens du Val de Saire.....	313
Tab. IV. 2 – Âge des formations supportant le sol lessivé rubéfié.....	321
Tab. IV. 3 – Profondeur du substrat au niveau des basses-vallées du Val de Saire.....	330
Tab. IV. 4 – Épaisseur des unités stratigraphiques dans la basse vallée de la Saire (en m).....	333
Tab. IV. 5 – Datations ¹⁴ C disponibles sur les dépôts holocènes du Val de Saire.....	354
Tab. V. 1 – Caractéristiques des silex du Val de Saire.....	381
Tab. V. 2 – Estimation du niveau marin lors de l'interstade 5a, il y a environ 80 000 ans.....	388
Tab. V. 3 – Taux de soulèvement proposés pour le Nord-Cotentin au Pléistocène.....	389
Tab. V. 4 – Corrélations entre les niveaux marins fossiles du contexte Manche et de Bretagne (d'après Keen, 1986 ; Keen, ed., 1993 ; Bates et al., 2003 ; Lautridou, 2003, Murton et al., eds, 1998 ; Scourse & Furze, eds, 1999; Charman et al., eds, 1996 ; Monnier et al., 2001).....	393
Tab. V. 5 – Tableau récapitulatif des datations absolues concernant l'Éémien marin disponibles dans le contexte Manche.....	395

INTRODUCTION	3
Les objets étudiés	4
La démarche	5
Plan du mémoire	7
<u>PREMIERE PARTIE : LE SYSTEME GEOMORPHOLOGIQUE LITTORAL DU NORD-COTENTIN</u>	<u>9</u>
CHAPITRE 1 : CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE	11
1.1. Grands traits morphostructuraux du Cotentin : surfaces d'aplanissement et blocs	11
1.1.1. <i>La « Pénéplaine de l'Ouest »</i>	11
1.1.2. <i>L'évolution du Cotentin au Plio-Pléistocène</i>	13
1.2. Fondements géologiques du Val de Saire	15
1.2.1. <i>Lithologie des formations précambriennes et paléozoïques</i>	16
1.2.2. <i>Bilan des orogènes et acquisition de la structuration</i>	17
1.2.3. <i>Les intrusions varisques</i>	19
1.2.4. <i>Évolution post-varisque</i>	21
1.3. Relief et réseau de drainage	23
1.3.1. <i>Les grands ensembles du relief</i>	23
1.3.2. <i>Le réseau de drainage</i>	26
1.4. Le Nord-Cotentin, région littorale en bordure de la Manche	50
1.4.1. <i>La Manche, une mer épicontinentale</i>	51
1.4.2. <i>Le fleuve Manche, paléosystème fluvial en régime périglaciaire</i>	51
CHAPITRE 2 : HISTORIQUE DES RECHERCHES QUATERNARISTES EN NORD-COTENTIN	55
2.1. Les formations marines pléistocènes : évolution des conceptions sur les "plages perchées"	55
2.1.1. <i>Premières découvertes</i>	55
2.1.2. <i>Le Normannien : une notion de niveau marin devenue bien vague</i>	56
2.1.3. <i>Le temps des études fines : mise en relation des différents niveaux marins avec les cycles glaciaire-interglaciaire de la chronologie nordique</i>	60
2.1.4. <i>Le problème des héritages glaciels</i>	64
2.2. Étude des formations continentales de couverture et intégration aux séquences loessiques régionales	65
2.2.1. <i>Problèmes posés par les heads</i>	65
2.2.2. <i>Etablissement d'une séquence weichselienne type</i>	67
2.2.3. <i>Les séquences complexes du Saalien-Weichselien</i>	69
2.3. Les formations quaternaires du Cotentin : un problème de datation	73
2.3.1. <i>Informations biostratigraphiques</i>	73
2.3.2. <i>Faiblesse du critère altimétrique dans la datation des plages</i>	74
2.3.3. <i>Datations absolues : objets, méthodes et limites</i>	76
CHAPITRE 3 : LES OCCUPATIONS HUMAINES AU PALEOLITHIQUE DANS LE VAL DE SAIRE :	
BILAN PRELIMINAIRE	80

3.1. Historique des études préhistoriques en Nord-Cotentin	80
3.1.1. <i>Premières découvertes</i>	80
3.1.2. <i>Les années 70-80, une période faste</i>	83
3.2. Contexte général : le Paléolithique armoricain	83
3.2.1. <i>Normandie "limoneuse" et Normandie "armoricaine"</i>	83
3.2.2. <i>Les faciès régionaux dans le Paléolithique moyen récent du Massif armoricain</i>	84
3.2.3. <i>Contexte stratigraphique du Paléolithique du Cotentin</i>	85
3.3. Les occupations anciennes : l'Acheuléen supérieur	87
3.3.1. <i>Caractéristiques</i>	87
3.3.2. <i>Contexte stratigraphique</i>	89
3.4. Une occupation du paléolithique moyen prépondérante	89
3.4.1. <i>Industries à pièces micoquiennes</i>	90
3.4.2. <i>Faciès du Paléolithique moyen récent cotentinois</i>	90
3.4.3. <i>Principaux caractères des sites</i>	90
3.5. Le Paléolithique supérieur – le Mésolithique	91
3.5.1. <i>Absence ou submersion du Paléolithique supérieur?</i>	91
3.5.2. <i>La période mésolithique</i>	91
3.6. L'appel du littoral ?	91
3.6.1. <i>Intérêt d'une implantation en milieu littoral</i>	92
3.6.2. <i>Matière première lithique</i>	92
3.6.3. <i>Mais où était la mer pendant les occupations ?</i>	92

DEUXIEME PARTIE : LE VAL DE SAIRE – UN SYSTÈME DE PLATES-FORMES

MARINES ÉTAGÉES **97**

CHAPITRE 1 : CARACTERISTIQUES DES FACIES DE PLAGE ET DU LITTORAL ACTUEL **100**

1.1. L'identification d'un faciès de plage	102
1.1.1. <i>Les plages à galets</i>	102
1.1.2. <i>Les sables</i>	104
1.2. Le littoral actuel du Val de Saire	105
1.2.1. <i>Caractéristiques principales</i>	105
1.2.2. <i>L'érosion du littoral et la production de sédiment</i>	108
1.2.3. <i>Des accumulations sablo-graveleuses</i>	109
1.2.4. <i>L'omniprésence des galets</i>	114

CHAPITRE 2 : ÉTAGEMENT, MISE EN PLACE ET AGE RELATIF DES DEPOTS MARINS

PLEISTOCENES **118**

2.1. Outils stratigraphiques et sédimentologiques	120
2.1.1. <i>L'altération des silex</i>	121
2.1.2. <i>Altération et pédogenèses</i>	126
2.1.3. <i>Caractéristiques sédimentologiques des sables et milieu de dépôt sur les anciennes plates-formes</i>	130
2.2. Les témoins les plus anciens	136
2.2.1. <i>Les dépôts de la Pernelle autour de 100 m NGF</i>	136
2.2.2. <i>Des plates-formes vers 50-60 m ?</i>	137

2.3. Plate-forme IV (29-33 m – 38 m ?)	138
2.3.1. Anneville "Les Perrons"	139
2.3.2. Maupertus – le Grand Castel	140
2.3.3. Coupes de Tocqueville "Le Trésor"	140
2.3.4. Bilan	151
2.4. Plate-forme III (19/22-26 m)	152
2.4.1. Coupes de Gatteville "Champ Fougères" et "Clos Honoré"	152
2.4.2. Gouberville – Haut-de-la-Rue	165
2.4.3. Sainte-Geneviève	166
2.4.4. Bilan	167
2.5. Plate-forme II et IIbis (14-18 m / 9-13 m ?)	168
2.5.1. Secteur de Gatteville-le-Phare – La Croix de Denneville	168
2.5.2. Plate-forme dénudée du Bas-Pays et reliques	173
2.5.3. Imbranville	173
2.5.4. Réthoville et la côte nord	174
2.5.5. Port Pignot et le Cap Lévi	174
2.5.6. Le niveau moyen de l'Anse du Brick	175
2.5.7. Bilan	175
2.6. Plate-forme I (0 – 7 m ?)	176
2.6.1. Identification de la plate-forme d'abrasion	176
2.6.2. Le problème du niveau inférieur de l'Anse du Brick	177
2.6.3. Le site de la Lande du Nau, marqueur d'un paléo-littoral ?	180
2.6.4. Les coupes littorales, des sédiments marins ?	180
2.7. La plate-forme d'abrasion actuelle (plate-forme 0)	181
2.8. La Mondrée à –20 m NGF, un site exceptionnel	182
2.9. Conclusions	183

TROISIEME PARTIE : DEUX SECTEURS A LA LOUPE : **185**

FERMANVILLE ET MONTFARVILLE **185**

CHAPITRE 1 : FERMANVILLE : SEDIMENTATION ET OCCUPATIONS HUMAINES DURANT LES

STADES 7 A 1 **187**

1.1. Variété des faciès sédimentaires	189
1.1.1. <i>Faciès à galets</i>	190
1.1.2. <i>Faciès sableux et fins</i>	195
1.1.3. <i>Heads à blocs</i>	198
1.2. Organisation des faciès et séquences pédo-sédimentaires	198
1.2.1. <i>Répartition des faciès du Port Lévi à l'Anse du Pied Sablon</i>	198
1.2.2. <i>Séquences pédo-sédimentaires</i>	199
1.2.3. <i>La séquence Éémien-Weichselien de Fermanville</i>	205
1.3. Les occupations paléolithiques de Fermanville : positions stratigraphiques et variété des industries	205
1.3.1. <i>Le Paléolithique moyen ancien</i>	205
1.3.2. <i>Occupations du Paléolithique moyen récent sur le platier granitique attribué à l'Éémien</i>	207
1.3.3. <i>Silex roulés remaniés dans les plages et les heads à galets</i>	215

1.3.4. <i>Silex frais en sommet de plage : le site de la Pointe du Bruley</i>	215
1.3.5. <i>Silex frais sous, à la base ou dans les heads</i>	222
1.3.6. <i>Le site post-émien de l'Anse de la Mondrée</i>	223
1.3.7. <i>L'absence d'occupations en dehors de la frange littorale ?</i>	239
1.4. Occupation du territoire aux périodes post-paléolithiques	239
1.4.1. <i>Le Mésolithique</i>	240
1.4.2. <i>Néolithique et protohistoire</i>	242
1.5. Conclusions	242
CHAPITRE 2 : MONTFARVILLE : UN EXEMPLE DE LITTORAL EEMIEN DENSEMENT PEUPLE	244
2.1. Sur le plateau : La Houe et la Haye	246
2.1.1. <i>Stratigraphie des dépôts marins et géométrie de la plate-forme</i>	246
2.1.2. <i>La station à bifaces de la Houe (Vc)</i>	247
2.1.3. <i>Le matériel issu des ouvrages de la dernière guerre (blockhaus et tranchée allemande, V_A de D. Michel)</i>	248
2.2. Des occupations sur le littoral éémien, aujourd'hui versant nord du ruisseau de la Mare Barré	249
2.2.1. <i>Le secteur de Montfarville – Blockhaus</i>	250
2.2.2. <i>Découvertes anciennes autour du hameau de Landemer</i>	255
2.2.3. <i>Le secteur de Montfarville – carrière</i>	257
2.2.4. <i>Conclusions sur les occupations du versant nord de la Mare Barré</i>	270
2.3. Sous la plage, la plage : l'Anse de Quéry	273
2.3.1. <i>Tranchées S1 et S2</i>	274
2.3.2. <i>Tranchées S3, S4 : des sables homogènes</i>	276
2.3.3. <i>La tranchée S5</i>	277
2.3.4. <i>Synthèse chronostratigraphique</i>	278
2.3.5. <i>D'autres sites sur le littoral est</i>	280
2.4. Conclusions	285

QUATRIEME PARTIE : MORPHOGENESE CONTINENTALE ET RELATIONS AVEC

LES PLATES-FORMES **289**

CHAPITRE 1 : DYNAMIQUES PERIGLACIAIRES : VERSANTS ET COUVERTURE EOLIENNE. LA

SEQUENCE WEICHSELIENNE DU VAL DE SAIRE	293
1.1. Dynamique de versants et dégradation des reliefs	294
1.1.1. <i>Séquences de versants dans les vallées</i>	294
1.1.2. <i>Décapage des sommets de versants sur les ruisseaux côtiers</i>	297
1.1.3. <i>La dégradation des falaises littorales</i>	298
1.2. La couverture éolienne	299
1.2.1. <i>Données stratigraphiques</i>	299
1.2.2. <i>Caractéristiques de la couverture éolienne du Val de Saire</i>	307
1.3. Chronostratigraphie de la séquence weichselienne du Val de Saire	316
1.3.1. <i>Des témoins de loess antérieurs au Weichselien ?</i>	317
1.3.2. <i>Pédogenèse, troncatures et remaniements en base de séquence</i>	320
1.3.3. <i>La séquence éolienne</i>	322
1.4. Conclusions	326

CHAPITRE 2 : DYNAMIQUE FLUVIALE, INCISION DU SUBSTRAT ET REMBLAIEMENT

HOLOCENE DES BASSES VALLEES	327
2.1. Dynamique périglaciaire des cours d'eau et incision du substrat	328
2.1.1. <i>Développement du réseau de drainage sur les plates-formes fossiles</i>	328
2.1.2. <i>L'incision dans le substrat des cours d'eau côtiers</i>	330
2.1.3. <i>La Saire, rivière périglaciaire divagante</i>	332
2.2. Remblaiements holocènes : données stratigraphiques	336
2.2.1. <i>Marais arrière-littoraux de la côte nord</i>	337
2.2.2. <i>Basses vallées de la côte est</i>	341
2.3. Évolution sédimentaire holocène des basses vallées	345
2.3.1. <i>Dynamique marine du début de l'Holocène</i>	345
2.3.2. <i>Contexte géomorphologique et évolution des tourbières</i>	347
2.3.3. <i>Étude palynologique des tourbières</i>	349
2.3.4. <i>Évolution historique : la mer à l'assaut du continent</i>	351
2.3.5. <i>Bilan : évolution des paysages holocènes et chronologie</i>	352
2.4. Conclusions : cycle weichselien-holocène vs saalien-eemien	355

**CINQUIEME PARTIE : ENREGISTREMENT DES CYCLES INTERGLACIAIRE –
GLACIAIRE ET OCCUPATIONS PALEOLITHIQUES DANS UN SYSTEME LITTORAL**

357**CHAPITRE 1 : MISE EN EVIDENCE D'UN SYSTEME MORPHOSEDIMENTAIRE CYCLIQUE -**

INFLUENCE DES FACTEURS TECTONIQUES, EUSTATIQUES ET CLIMATIQUES	359
1.1. Genèse et individualisation des plates-formes : une activité néotectonique bien exprimée couplée à un contrôle eustatique	359
1.1.1. <i>Géométrie du système de plates-formes</i>	359
1.1.2. <i>Façonnement des plates-formes : emboîtement ou étagement ?</i>	363
1.1.3. <i>Modalités de l'activité tectonique et morphogénèse : le Val de Saire dans le contexte du Cotentin</i>	365
1.1.4. <i>Répartition des dispositifs géométriques dans le contexte Manche</i>	377
1.2. mise en place des séquences sédimentaires marines : contrôle eustatique et climatique sur la sédimentation et l' évolution post-dépositionnelle	377
1.2.1. <i>Aspect répétitif des séquences</i>	377
1.2.2. <i>Stocks sédimentaires</i>	379
1.2.3. <i>L'enregistrement dans un environnement dynamique : le littoral</i>	383
1.2.4. <i>Préservation et érosion des dépôts et plates-formes</i>	385

CHAPITRE 2 : SYNTHESE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE : LE VAL DE SAIRE DANS LE NORD-

OUEST EUROPEEN AU PLEISTOCENE	386
2.1. Chronostratigraphie des dépôts marins du Val de Saire	386
2.1.1. <i>Corrélations avec les enregistrements isotopiques</i>	386
2.1.2. <i>Corrélations avec les systèmes de plates-formes proches</i>	389
2.1.3. <i>L'Éémien du Val de Saire dans le Nord-Ouest européen : l'apport des datations</i>	392
2.2. La Séquence du Pléistocène supérieur : l'enregistrement du dernier cycle	396

CHAPITRE 3 : LES OCCUPATIONS PALEOLITHIQUES DANS UN SYSTEME GEOMORPHOLOGIQUE

LITTORAL	399
3.1. Bilan sur les gisements paléolithiques du Nord-cotentin en "position littorale"	399
3.1.1. <i>Témoins d'occupations sur les plates-formes étagées les plus hautes : sites antérieurs à l'Éémien</i>	399
3.1.2. <i>Les occupations durant l'Éémien et le Weichselien</i>	401
3.1.3. <i>Conclusion : l'homogénéité des industries</i>	403
3.2. Paléomilieux et critères d'implantation des occupations	405
3.2.1. <i>Les positions d'abri sont privilégiées</i>	405
3.2.2. <i>L'approvisionnement en matière première semble un facteur essentiel</i>	405
3.3. L'absence d'occupation dans l'intérieur	405
3.3.1. <i>Attraits et inconvénients d'une occupation dans l'intérieur des terres</i>	405
3.3.2. <i>Occupation des plateaux</i>	407
3.3.3. <i>Occupation des vallées</i>	408
3.4. L'appel du littoral : mythe ou réalité ? un problème de phasage	410
3.4.1. <i>Absence de sites pour l'optimum climatique 5e ?</i>	410
3.4.2. <i>Les occupations étudiées prennent place en début de régression</i>	410
3.5. Lien avec l'Eémien européen	411
3.6. Spécificité et potentiel archéologique d'un système littoral d'après l'exemple du Cotentin	411
3.6.1. <i>L'influence de la matière première sur les concepts de débitage</i>	411
3.6.2. <i>Taphonomie des sites et potentiel archéologique</i>	412
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	413
TABLES	419
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	421
TABLE DES FIGURES	435
TABLE DES TABLEAUX	439
TABLE DES MATIERES	440

***Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche
– tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines –
Exemple du Val de Saire (Normandie, France).***

La part des facteurs eustatique, tectonique et climatique sur la morphogénèse dans un système géomorphologique littoral est cernée par l'analyse des sédiments et du relief. Le secteur étudié est le Val de Saire (Normandie), situé en domaine intraplaque en bordure de la Manche, mer épicontinentale. Le caractère cyclique de la morphogénèse au Pléistocène s'explique par l'interaction entre variations eustatiques et uplift, menant à l'étagement de plates-formes d'abrasion marine. Les enregistrements sédimentaires sont soumis à l'eustatisme en interglaciaire (séquence marine régressive) puis au climat lors des phases froides (climat périglaciaire responsable de fortes érosions). Des datations absolues précisent la chronologie du dernier cycle. La majorité des occupations paléolithiques se place pendant le Weichselien ancien. Les sites se trouvent principalement sur la frange littorale ce qui est lié à la recherche d'abris. Ils sont absents dans l'intérieur du fait de l'érosion.

Mots-clefs : *Pléistocène, Eémien, Holocène, plates-formes d'abrasion marine, plages fossiles, sédimentologie, géomorphologie, Paléolithique, loess, morphogénèse, relief, néotectonique*

***Quaternary deposits on an epicontinental sea shore, the English Channel
- tectonics, eustatism, climate and human settlements -
the Val de Saire (Normandy, France)***

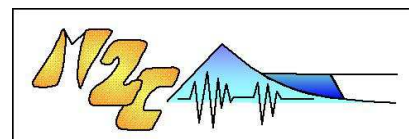
Eustatism, tectonics and climate impact on morphogenesis is studied in a coastal geomorphologic system by sediment and relief analysis. Study area is Val de Saire (Normandy), in an intraplate domain on English Channel shores. During Pleistocene, morphogenesis is cyclic because eustatic fluctuations and uplift interact to produce a staircase of wave cut platforms. Sedimentary records are submitted to eustatism during interglacial stages (regressive marine sequences) and to climate during cold periods (periglacial climate with strong erosions). Absolute dating precise last cycle chronology. Most of Palaeolithic settlements take place during Early Weichselian. Sites are mostly along shoreline, which is linked to rock-shelters research. They are absent inland because of erosive processes.

Keywords : *Pleistocene, Eemian, Holocene, wave cut platforms, raised beaches, geomorphology, sedimentology, Palaeolithic, loess, morphogenesis, relief, tectonics*



Spécialité : Terre solide et enveloppe superficielle

Thèse préparée à l'UMR CNRS 6143, Morphodynamique continentale et côtière, 24 rue des Tilleuls, 14 000 CAEN, France.



Avec, pour les opérations de sondages archéologiques, l'appui financier du Service Régional d'Archéologie Basse-Normandie et du Département de la Manche.