



Quaternaire

Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire

vol. 16/3 | 2005

Q4 Continuité et discontinuité dans les enregistrements quaternaires - Première partie

Discontinuités dans l'enregistrement des cycles interglaciaire-glaciaire sur un littoral en contexte intraplaque. Exemple du Val de Saire (Normandie, France)

Discontinuities in the interglacial-glacial cycles record on a coast in intraplate context. Example of the Val de Saire (Normandy, France)

Sylvie Coutard, Jean-Pierre Lautridou et Edward Rhodes



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/434>

DOI : 10.4000/quaternaire.434

ISSN : 1965-0795

Éditeur

Association française pour l'étude du quaternaire

Édition imprimée

Date de publication : 1 septembre 2005

Pagination : 217-227

ISSN : 1142-2904

Référence électronique

Sylvie Coutard, Jean-Pierre Lautridou et Edward Rhodes, « Discontinuités dans l'enregistrement des cycles interglaciaire-glaciaire sur un littoral en contexte intraplaque. Exemple du Val de Saire (Normandie, France) », *Quaternaire* [En ligne], vol. 16/3 | 2005, mis en ligne le 01 septembre 2008, consulté le 30 avril 2019. URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/434> ; DOI : 10.4000/quaternaire.434

DISCONTINUITÉS DANS L'ENREGISTREMENT DES CYCLES INTERGLACIAIRE-GLACIAIRE SUR UN LITTORAL EN CONTEXTE INTRAPLAQUE. EXEMPLE DU VAL DE SAIRE (NORMANDIE, FRANCE)



Sylvie COUTARD*, Jean-Pierre LAUTRIDOU** et Edward RHODES***

RÉSUMÉ

Les travaux récents menés dans le Val de Saire (Basse-Normandie, France), en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche, ont mis en évidence quatre plates-formes d'abrasion marine étagées entre 0 et 35 m d'altitude. Ces plates-formes supportent des dépôts marins siliciclastiques d'épaisseur variable, souvent métrique. Leur étagement témoigne du caractère cyclique de la morphogenèse au Pléistocène moyen due à l'interaction entre variations eustatiques et activité tectonique.

L'enregistrement sédimentaire d'une phase interglaciaire, soumis à l'eustatisme, se présente sous la forme d'une séquence marine régressive de type galets-sables. Il n'existe pas de relations stratigraphiques directes entre les dépôts marins des diverses périodes puisque chaque plate-forme est séparée de la précédente par une paléofalaise. Lors des phases froides, le Val de Saire a été soumis à l'action d'un climat périglaciaire marqué, avec dégradation des reliefs, mobilisation des versants, apports éoliens... Cette dualité de la morphogenèse au cours des cycles interglaciaire-glaciaire est responsable de fortes discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire, tant spatiales que temporelles. Les volumes érodés sont importants : les séquences continentales antérieures au dernier cycle ne sont quasiment pas conservées. De plus, la séquence du Pléistocène supérieur, seule préservée, est elle-même incomplète et montre de nombreux hiatus : troncatures majeures pendant et à la fin du stade 5 et au début du stade 4, absence du pédocomplexe du Pléniglaciaire moyen, érosion des loess ante- Nagelbeek.

Ainsi, la répétition des processus de formation des plates-formes et du dépôt d'une séquence détritique traduit une continuité dans le fonctionnement d'un système, dans lequel l'enregistrement est intrinsèquement discontinu avec un bilan sédimentaire relativement maigre. Ce système, ici particulièrement bien exprimé, est représentatif d'une grande partie du Massif Armoricain.

Mots-clés : Pléistocène moyen, Pléistocène supérieur, littoral, plate-forme d'abrasion marine, plages fossiles, périglaciaire, tectonique, érosion, Manche, Cotentin.

ABSTRACT

DISCONTINUITIES IN THE INTERGLACIAL-GLACIAL CYCLES RECORD ON A COAST IN INTRAPLATE CONTEXT. EXAMPLE OF THE VAL DE SAIRE (NORMANDY, FRANCE)

Recent work led in the Val de Saire (Basse-Normandie, France), on the coast of the English Channel, has identified a series of Middle and Upper Pleistocene-age deposits overlying four wave-cut platforms between 0 and 35 m above sea-level. The cyclicity of the morphogenesis is explained by interaction between eustatic variations and strongly-expressed activity of slow uplift (ca. 60 mm/kyr through the Middle Pleistocene).

The sedimentary record of an interglacial period is primarily a function of eustatic sea-level change, and each comprises a gravel-sand sequence representing the marine regression. There is no stratigraphical relationships between the marine deposits of different periods since each platform is clearly separated from the previous one by a palaeocliff.

During cold periods, the Val de Saire was subject to the action of a periglacial climate, with relief degradation, slope mobilisation, and the deposition of extensive aeolian deposits...

This duality in morphogenesis during interglacial-glacial cycles is responsible for major spatial and temporal discontinuities in the sedimentary record. Eroded volumes are large: cold-climate continental deposits prior to the last glacial cycle are hardly ever preserved. Moreover, the sequence of Upper Pleistocene, the only one preserved, is incomplete and includes several hiatuses. These are major truncations within and at the end of stage 5 and at the beginning of stage 4. There is an absence of the pedocomplex from the Middle Pleniglacial, and erosion of ante-Nagelbeek loess.

The processes leading to platform formation and deposition of a detrital sequence are repeated periodically, which implies a continuity in a system, in which the sedimentary recording is intrinsically discontinuous with little sediment volumes left. This well-expressed system is representative of a large part of the Armorican Massif.

Key-words: Middle Pleistocene, Upper Pleistocene, coastal environment, wave-cut platform, fossil beaches, periglacial environment, tectonics, erosion, English Channel, Cotentin.

* INRAP Nord-Picardie, 518 Rue Saint-Fuscien 80 000 AMIENS
sylvie.coutard@inrap.fr

** UMR 6143 CNRS/Université de Caen, 24 rue des Tilleuls, 14000 CAEN, France

*** Research School of Earth Sciences and Research School of Pacific and Asian Studies, The Australian National University, Canberra ACT 0200, Australia

INTRODUCTION

Le Val de Saire (Cotentin, Normandie, fig. 1) se situe en contexte intraplaque, à l'écart des grandes zones actives que sont les Alpes et la dorsale médio-Atlantique, et en bordure d'une mer épicontinentale peu profonde, la Manche. Les travaux récents menés dans cette région ont permis de mettre en évidence les caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire quaternaire dans ce type de contexte littoral tempéré (Coutard, 2003). Le système décrit est représentatif d'une large part du Massif Armoricain voire du sud-ouest de l'Angleterre (Coutard *et al.*, à paraître). En cela, le Val de Saire se distingue d'autres régions situées plus au nord-ouest, telles la Haute-Normandie ou la Picardie, où les séquences sont beaucoup plus complètes et les paléosols mieux conservés, et donne une bonne opportunité d'étudier l'évolution des paléoenvironnements au Pléistocène dans un contexte littoral différant nettement des contextes loessiques.

Dans le cadre régional, le Val de Saire, à la charnière entre Massif Armoricain et Bassin Parisien, présente un substrat constitué essentiellement de schistes briovériens, de batholites granitiques tardi-varisques, et de roches triasiques consolidées ou non. Les formations mésozoïques post-triasiques sont absentes bien qu'elles

affleurent en mer à quelques kilomètres au large des côtes.

Le relief du Val de Saire se caractérise par deux grands ensembles séparés par une ligne d'escarpement nettement visible dans le paysage. À l'ouest s'étend le domaine des plateaux entre 50 et 150 m d'altitude, recouverts d'épandages triasiques et incisés par le réseau de drainage, dont la Saire. À l'est et au nord-est, se trouve ce que l'on appelle localement le Bas-Pays, nettement en contrebas entre 0 et 35 m d'altitude. Au cours du Quaternaire, cet espace est façonné périodiquement par l'action de la mer, principalement aux dépens du Granite de Barfleur et de son auréole de métamorphisme et du Granite de Saint-Vaast-la-Hougue.

L'objectif de cet article est de décrire les discontinuités, tant spatiales que temporelles, affectant un enregistrement morpho-sédimentaire soumis aux variations eustatiques pléistocènes. L'étude est présentée selon deux échelles de temps, d'une part celle du Pléistocène avec l'enregistrement de plusieurs cycles sous la forme d'un système de plates-formes marines étagées, d'autre part l'échelle d'un cycle interglaciaire-glaciaire unique, soit un pas de temps de l'ordre de 120 000 ans, abordée par l'étude de l'enregistrement du Pléistocène supérieur.

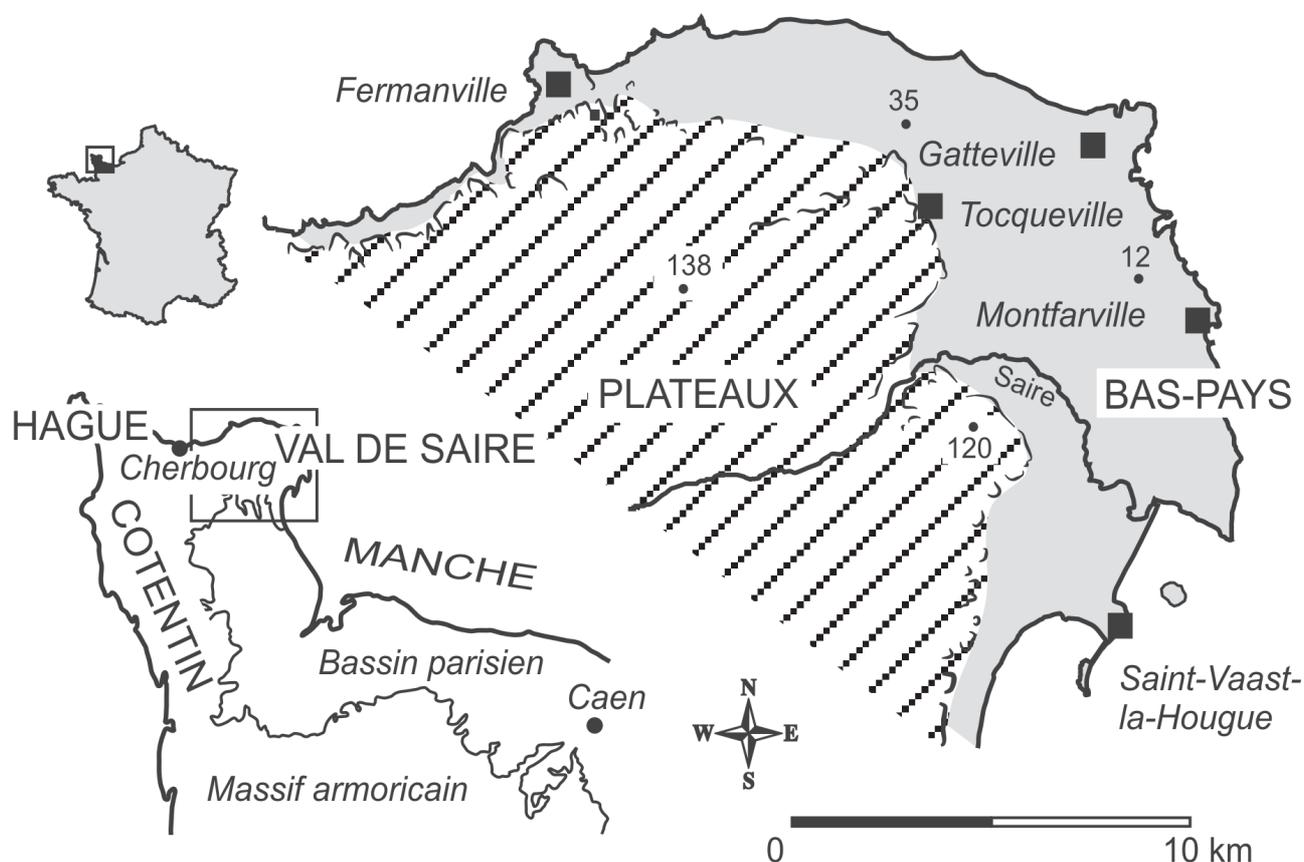


Fig. 1 : Localisation du Val de Saire.

Fig. 1: Location map.

L'ENREGISTREMENT A L'ECHELLE DE PLUSIEURS CYCLES INTERGLACIAIRE- GLACIAIRE

L'enregistrement des cycles interglaciaire-glaciaire résulte d'une morphogenèse cyclique. En effet, la faible profondeur de la Manche, mer épicontinentale, implique des exondations régulières au cours du Quaternaire. Pendant les interglaciaires, périodes de haut-niveau marin, le littoral est soumis à une morphogenèse marine, d'autant plus efficace que le Val de Saire est en domaine macrotidal. Par contre, au cours des périodes glaciaires, les fonds de la Manche sont exondés et le réseau de drainage cotentinois se raccorde au Fleuve Manche, à proximité de la confluence de la Paléo-Seine et de la paléovallée médiane (Fosses du Cotentin) (Lericolais, 1997). Les dénivelées et la pente des cours d'eau sont donc importantes. Pendant la majeure partie des périodes froides, un climat périglaciaire règne sur ces régions, responsable d'une morphogenèse active caractérisée par de fortes érosions (impact des alternances gel-dégel, dégradation des reliefs, transit et stockage de matériaux sur les versants). Cette dualité de la morphogenèse s'exprime tant au niveau des formes que des dépôts.

Dans le Val de Saire, quatre replats topographiques étagés se distinguent, correspondant à des plates-formes d'abrasion marine façonnées dans le granite ou dans son auréole de métamorphisme, dont l'origine marine est prouvée par les dépôts qu'elles supportent (Coutard, 2003). Ceux-ci sont en effet composés de galets montrant de nombreuses traces de type « coups d'angle », galets pour une large part allochtones (silex), et de sables quartzeux essentiellement composés de grains émoussés-luisants. L'ensemble est souvent masqué par une couverture loessique. L'étude du degré d'altération des dépôts marins et du substrat granitique altéré sous-jacent, exprimé dans l'épaisseur et la porosité des cortex des galets de silex, ainsi que dans la minéralogie des argiles, a clairement montré que les plates-formes les plus hautes sont bien les plus anciennes. La cartographie géomorphologique de ces plates-formes et la cartographie des formations superficielles permettent de montrer qu'elles sont largement étendues dans le Val de Saire (fig. 2A). L'épaisseur de dépôts préservés est très variable. Parfois s'observe une séquence bien développée atteignant 1 m ou davantage, parfois ne subsiste qu'un pavage résiduel de galets. Des couloirs granitiques peuvent favoriser localement le piégeage d'une séquence plus épaisse. Les dépôts marins conservés sur les différentes plates-formes ne sont en continuité ni dans le temps, puisqu'ils correspondent aux interglaciaires, ni dans l'espace, puisqu'une paléofalaise encore plus ou moins exprimée dans le paysage marque généralement la séparation entre les plates-formes (fig. 3).

Ces plates-formes sont numérotées de IV à I de la plus ancienne (la plus haute) à la plus récente (la plus basse) : PF IV entre 29 et 33 m NGF, voire 38 m près de la paléofalaise, PF III entre 19 et 26 m NGF, PF II entre

9 et 18 m NGF et PF I entre 0 et 7 m NGF. En l'absence de relations géométrique autres que le seul critère altimétrique et en l'absence de datations radiométriques (sauf pour la plate-forme la plus basse recouverte de dépôts datés du stade 5), la chronostratigraphie proposée, discutée par ailleurs (Coutard *et al.*, à paraître), repose sur l'association entre une plate-forme, un haut-niveau marin interglaciaire et un stade isotopique impair (Lajoie, 1986). Si l'on admet que chaque plate-forme correspond à un interglaciaire unique et que tous les interglaciaires sont enregistrés, les quatre plates-formes identifiées correspondraient aux stades 11, 9, 7 et 5e de la chronologie isotopique mais cela reste à confirmer (Coutard, 2003). Cet étagement impliquerait un soulèvement du continent de l'ordre de 60 mm/ka (Coutard *et al.*, à paraître), ce qui est comparable dans le contexte régional aux valeurs obtenues par exemple pour la Somme à partir de l'étude des terrasses alluviales (Antoine *et al.*, 2003).

Au sein de l'enregistrement des cycles interglaciaires-glaciaires pléistocènes, les discontinuités temporelles et spatiales sont donc particulièrement nettes. La préservation du temps écoulé dans les sédiments à cette échelle de temps est très fragmentaire : au final, seuls les interglaciaires sont enregistrés, par des séquences marines siliciclastiques peu épaisses, puisque les séquences continentales correspondant aux phases glaciaires antérieures au dernier cycle ne sont pas conservées. Seule la séquence du Weichselien et dans quelques rares cas la base de la séquence saaliennne (Fermanville-Port-Pignot : Michel *et al.*, 1982 ; Gouberville-Lande du Nau : Cliquet *et al.*, 2003) sont préservées. Dans le détail, la préservation ou l'érosion des plates-formes et des dépôts qui les recouvrent dépendent de multiples paramètres : soulèvement tectonique, érosion marine provoquant le recul de la falaise et donc la réduction de la superficie conservée pour la plate-forme précédente, érosion fluviale par incision verticale et érosion régressive, érosion des versants (fig. 4). Dans le Val de Saire, la conservation est nettement différente selon les secteurs étudiés, variations à mettre en relation principalement avec la pente des cours d'eau et des interfluves (fig. 5), probablement sous contrôle structural. Le rôle du climat périglaciaire et de sa capacité érosive est donc primordial.

Cette disposition est typique d'un système étagé, où on ne peut établir de relations stratigraphiques directes entre les générations successives de dépôts.

L'ENREGISTREMENT A L'ECHELLE D'UN CYCLE INTERGLACIAIRE-GLACIAIRE

Le pas du temps du cycle interglaciaire-glaciaire, de l'ordre de 120 000 ans, peut être abordé selon trois fils conducteurs :

- l'enregistrement sédimentaire de la phase interglaciaire seule, dans le but de dégager la signification des dépôts marins (séquence régressive ou transgressive ?), de déterminer le laps de temps qu'ils

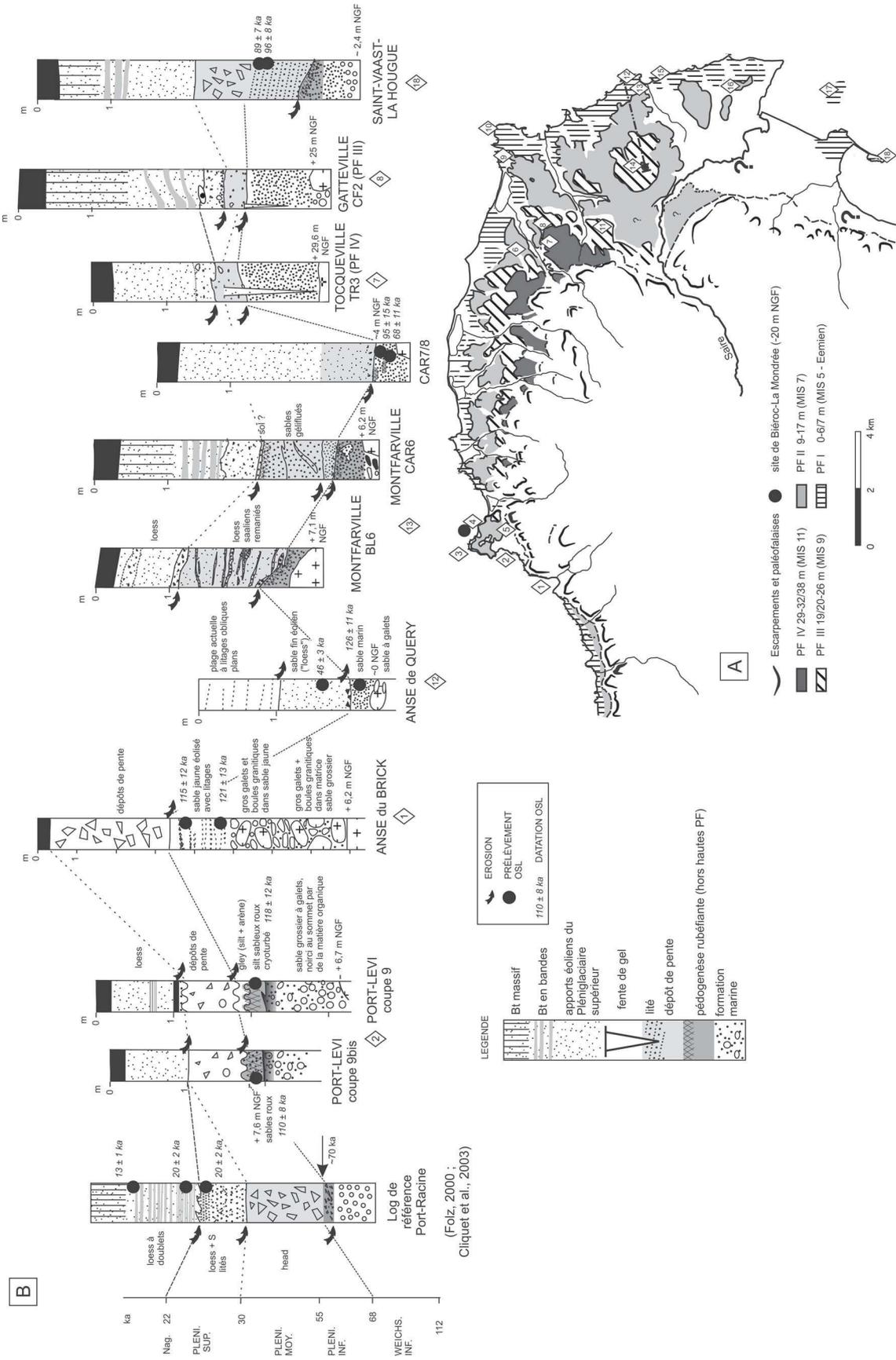


Fig. 2 : A. Carte de l'extension des plates-formes marines. Losanges : localisation des lieux cités dans le texte. 1. Anse du Brick. 2. Fermanville – Port-Lévi. 3. Cap Lévi. 4. Port-Pignot. 5. Fermanville. 6. Gouberville-Lande du Nau. 7. Tocqueville – coupes CF. 8. Gatteville – coupes TR. 9. Gatteville-le-Phare. 10. Cap de Gatteville. 11. Sainte-Genève. 12. Anse de Quéry. 13. Montfarville-Landemer – coupe BL et CAR. 14. Les Perrons. 15. Anse de Brévy. 16. Réville. 17. Tatihou. 18. Saint-Vaast-la-Hougue. B. Logs stratigraphiques et position des échantillons datés par OSL. C. Log de référence Port-Racine (Folz, 2000 ; Cliquet et al., 2003). Fig. 2: A. Map of the extent of Pleistocene wave-cut platforms. The numbers indicate places quoted in the text. B. Schematic sections and position of samples for Optically Stimulated Luminescence dating.

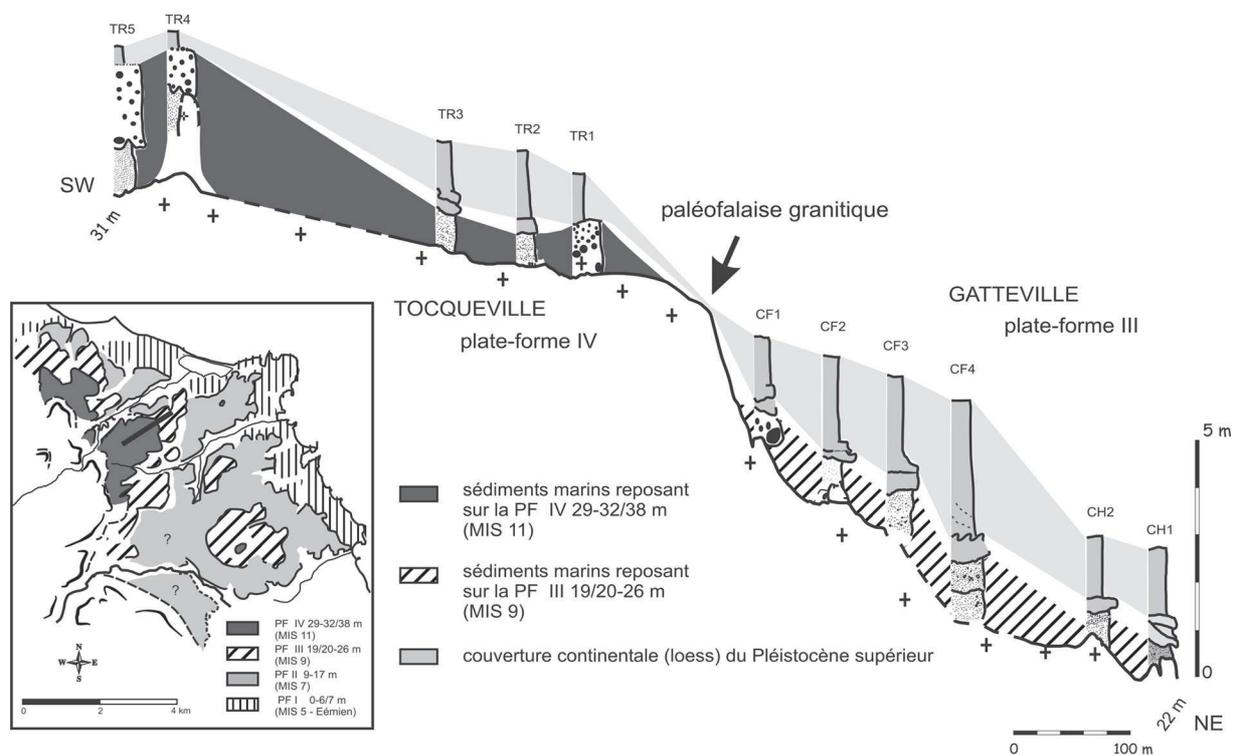


Fig. 3 : Transect montrant l'étagement de deux plates-formes et des dépôts qu'elles supportent (Tocqueville-Gatteville).

Fig. 3: Transect between two stepped marine platforms and overlying deposits (Tocqueville-Gatteville).

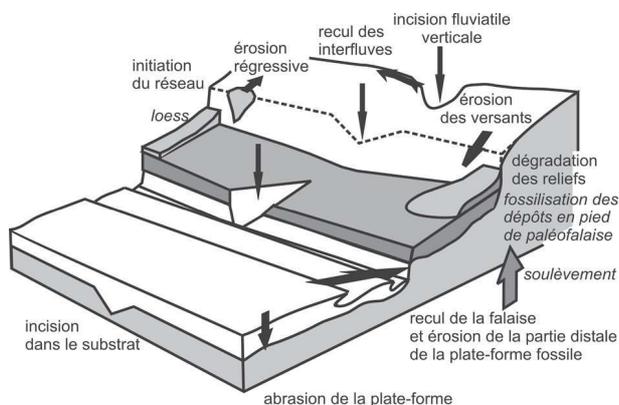


Fig. 4 : Schéma montrant les éléments de préservation et de dégradation des plates-formes marines fossiles (d'après Anderson *et al.*, 1999).

*Fig. 4: Schematic diagram of the elements of stepped marine platform preservation and degradation (modified after Anderson *et al.*, 1999).*

représentent, la sédimentation étant étudiée par comparaison avec la sédimentation actuelle ;

- l'étude de la séquence pédo-sédimentaire interglaciaire-glaciaire complète, à travers l'exemple de la séquence du Pléistocène supérieur, seule préservée, qui bénéficie de calages temporels par des datations absolues ;

- l'enregistrement marin des interstades weichseliens, très particulier dans la mesure où le niveau marin correspondant se place sous le niveau actuel.

L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE D'UNE PHASE INTERGLACIAIRE

L'enregistrement sédimentaire des hauts-niveaux marins est relativement homogène au cours du Pléistocène moyen et supérieur avec à chaque cycle une sédimentation détritico-siliclastique (sables quartzeux, galets de silex et autres roches siliceuses) directement comparable à la sédimentation actuelle. Les caractéristiques du sédiment (en particulier le classement et l'éolisation), permettent d'identifier estrans et haut de plage/dunes (Coutard, 2003). La séquence-type conservée en pied de paléofalaise est composée de galets emballés dans une matrice sablo-graveleuse surmontés de sables homogènes bien classés éolisés de type haut de plage ou dunes. Cette séquence galets-sable, traduisant une diminution de l'énergie de dépôt, est interprétée comme une séquence régressive, ce qui a été confirmé par les datations effectuées sur la séquence du dernier cycle (Coutard *et al.*, à paraître). Les variations existant dans cette séquence (absence des galets, présence de sables mal classés...) sont liées à la distance vis-à-vis de la paléofalaise et aux conditions hydrodynamiques locales au moment du dépôt. Il est cependant difficile de reconstituer les lignes de rivage et les cellules sédimentaires pour les phases les plus anciennes.

Par ailleurs, les paysages côtiers sont des systèmes géomorphologiques à réponse rapide très sensibles aux variations environnementales, y compris dans les cas de côtes rocheuses (Hansom, 2001). La sédimentation littorale est soumise aux variations des apports

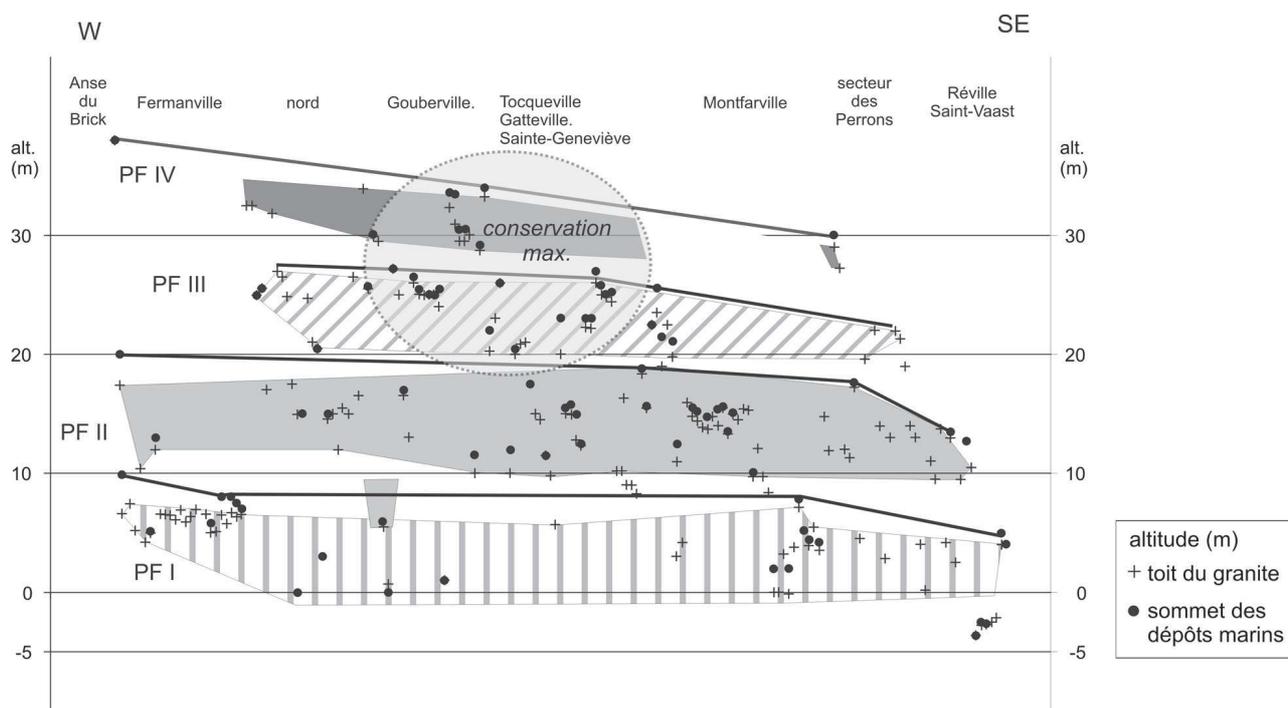


Fig. 5 : Courbes-enveloppes des altitudes de chaque plate-forme au niveau du substrat. Ellipse : zone de conservation maximum des dépôts sur les plates-formes IV et III.

Fig. 5: Curve-envelopes of bedrock of each platform. Ellipse : maximum of deposits preservation on PF IV and PF III.

sédimentaires, des courants, de la houle... L'observation de la sédimentation actuelle révèle des corps sédimentaires mobiles selon un rythme quotidien, saisonnier ou pluriannuel. Il apparaît ainsi rapidement que les dépôts fossiles ne sont pas des instantanés. La sédimentation littorale de ce type n'est pas cumulative, c'est-à-dire que la quantité de sédiment présente dans le système ne croît pas nécessairement au cours du temps. Les dépôts observés sont une résultante, un bilan sédimentaire qui représente l'état final du stock à la fin de la période de fonctionnement du corps sédimentaire (période interglaciaire) modifié par les phénomènes post-dépositionnels se déroulant en fin d'interglaciaire. Vulnérables du fait de leur caractère meuble, les sédiments marins trouvent alors un équilibre vis à vis des nouvelles conditions environnementales (étalement des dunes, réarrangement des cordons de galets dont témoigne souvent une surface sommitale horizontale, infiltration de fines...). Dans les enregistrements pléistocènes étudiés, il n'y a donc pas conservation des formes des corps sédimentaires mais seulement des constituants et éventuellement des structures internes. Le signal sédimentaire marin peut de plus être masqué par des phénomènes périglaciaires subis lors des phases climatiques ultérieures.

L'ENREGISTREMENT D'UN CYCLE INTERGLACIAIRE-GLACIAIRE : LA SÉQUENCE PÉDOSÉDIMENTAIRE DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

Description de la séquence (fig. 2)

La séquence du Pléistocène supérieur du Val de Saire a été étudiée principalement sur les communes de

Montfarville et de Fermanville grâce aux coupes de la falaise vive actuelle et au creusement de tranchées (Coutard, 2003). La majorité des séquences préservées se placent en pied de paléofalaise, configuration particulière vis à vis du fonctionnement global d'un littoral.

Dans le cas général, la séquence débute par une plage de galets, y compris dans des espaces aujourd'hui dominés par les sables comme à Montfarville-Landemer. Les galets sont pris dans une matrice sablo-graveleuse quartzo-feldspathique issue de l'arène granitique. Ces galets peuvent être absents, soit que les conditions favorables à leur dépôt n'aient pas été réunies, soit qu'une érosion continentale active les aient ultérieurement déblayés.

La formation à galets est surmontée par des dépôts sableux de type sables dunaires (cas de Montfarville, mais également des séquences des hautes plates-formes). A Fermanville-Port Lévi, une seule coupe constitue un cas particulier dans la mesure où ces sables laissent place à un sédiment fin silteux. Ces sables et silts sont ensuite affectés par une pédogenèse rubéfiante leur donnant une teinte orangée.

Les dépôts marins sont recouverts par des dépôts de pente d'épaisseur variable. Leur composition dépend du contexte topographique et des matériaux disponibles : head granitique riche en arène et en blocs à Fermanville où le relief est accusé, loess et sables marins anciens remaniés à Montfarville où le potentiel gravitaire est bien moindre. Plusieurs processus se succèdent dans la dynamique des versants et la mise en place de ces dépôts parallèlement à la dégradation climatique : ruissellement remaniant les couvertures fines (type altérites ou vieux sols) puis gélifluxion et cryoptation avec simultanément gélifraction des roches

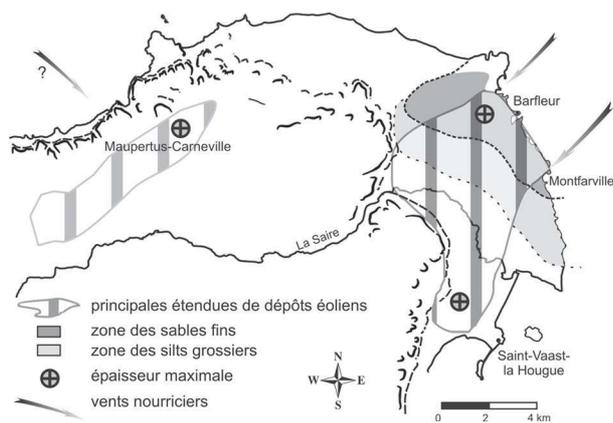


Fig. 6 : Carte de répartition des sédiments éoliens du Val de Saire.
Fig. 6: Map of aeolian deposits in Val de Saire.

(Coutard J.P. *et al.*, 1981 ; Coutard S., 2003). Ces processus s'exercent tant aux dépens des reliefs littoraux que dans les vallées, où ils s'expriment différemment selon le substrat. Une séquence sables ruisselés/convoi de blocs est ainsi bien reconnue dans un secteur de la vallée de la Saire inscrit dans les arkoses cambriennes.

La séquence sédimentaire weichselienne du Val de Saire se termine par des sédiments éoliens initialement carbonatés, d'épaisseur inférieure à 3 m et généralement de l'ordre de 1 m. Les épaisseurs maximales sont atteintes dans le Bas-Pays, les plateaux plus élevés étant généralement dépourvus de couverture (fig. 6). Cette dernière est constituée de limons ou de sables limoneux (modes de 37 à 125 μ m), ce qui place le Val de Saire dans la zone de transition entre loess s.s. et sables de couverture.

Un réseau de fentes de gel a été observé à Tocqueville, réseau ouvert dans les dépôts de pente et les dépôts marins fossiles de la plate-forme marine IV. La largeur des fentes à l'ouverture atteint 20 à 30 cm et leur profondeur plus d'1 mètre. Elles sont comblées par un sable fin éolien micacé homogène, de teinte parfois grisâtre, sans laminations. Ces fentes s'apparentent au type « *sand wedge* » ou coin sableux, caractérisé par des lèvres non déformées et un remplissage fin homogène massif (Washburn, 1979 ; French, 1996 ; Murton *et al.*, 2000). Les fentes sont tronquées par des colluvions argileuses à galets issues du démantèlement de dépôts marins situés en amont.

Dans la plupart des coupes, les loess sont affectés par une pédogenèse de type sol brun lessivé caractérisée par la présence d'un horizon argilique rougeâtre.

Chronostratigraphie et discontinuités dans la séquence interglaciaire-glaciaire (Eemien – Weichselien)

La chronostratigraphie proposée s'appuie pour une part sur des datations réalisées par E. Rhodes selon la méthode de Luminescence Stimulée Optiquement (OSL) au Laboratoire d'Oxford. Les D_e ont été déterminées selon le protocole régénératif d'aliquote unique (SAR, Murray & Wintle, 2000) sur les grains de quartz

issus de la fraction sableuse. Les débits de doses gamma ont été mesurés *in-situ* pour chaque échantillon avec un spectromètre. Une analyse par activation neutronique (INAA) a été réalisée pour le calcul des débits de dose beta et les équations de Prescott & Hutton (1994) ont été utilisées pour l'estimation de la contribution des rayonnements cosmiques.

De nombreux hiatus prennent place dans cette séquence, également caractérisée par de fortes variations spatiales (fig. 2).

Au sein des formations marines, on note la rareté des dépôts témoignant de la transgression éémienne antérieurement à l'optimum, identifiés uniquement dans l'Anse de Quéry et sur l'île de Tatihou (Camuzard, 2000). Dans l'Anse de Quéry, à environ 500 m de la paléofalaise éémienne, des dépôts marins ont ainsi été observés à une altitude inférieure à 1 m NGF (sous la plage actuelle) alors que les dépôts éémiens conservés en pied de paléofalaise sont généralement entre 5 et 7 m NGF. Un âge de 126 ± 11 ka, soit un âge éémien, a été obtenu sur des sables pourtant porteurs d'une signature éolisation/classement de type haut de plage. Ces sables sont donc interprétés comme des dépôts transgressifs épargnés par les érosions ultérieures, marines ou alluviales, dans une configuration particulière. Des sondages dans une anse proche, celle de Brévy, ont en effet montré que les anses constituent fréquemment des axes de drainage préférentiels en phase froide (débouchés de vallons), ce qui entraîne le déblaiement et la disparition des dépôts marins.

Les sables et silts sus-jacents aux galets ont quant à eux fait l'objet de datations à Fermanville, à 118 ± 12 ka et 111 ± 8 ka. Les sables de l'Anse du Brick, où il y a continuité entre la matrice du sommet des galets et les sables sus-jacents, ont quant à eux été datés à 121 ± 13 et 115 ± 12 ka (Coutard *et al.*, à paraître). Une autre formation dunaire dans la Hague au Rozel avait été datée entre 115 et 102 ka (Folz, 2000). Ces formations sableuses se placent donc à la transition entre les stades 5e et 5d, voire plus tard pour Le Rozel, ce qui implique que la séquence galets-sable est une séquence régressive.

L'enregistrement marin, tant transgressif que régressif, est donc très incomplet, d'une part parce que le découpage du littoral est responsable de l'individualisation spatiale de cellules sédimentaires, et d'autre part parce que tous les espaces accueillant des dépôts ne sont pas favorables à leur préservation.

Le principal hiatus se place entre les formations marines et les dépôts de pente, tout d'abord du fait d'un arrêt de sédimentation important qui se marque par le développement d'une pédogenèse lessivée rubéfiante sur les sables marins. A cette lacune de sédimentation se superpose ou se substitue une lacune d'érosion majeure marquée par le démantèlement de ce sol, par exemple dans les coupes de Montfarville. Ainsi, dans la coupe CAR7, à proximité de CAR6, les sables dunaires flués emballent des fragments de sols sous la forme de blocs sablo-argileux brun-roux. Des datations effectuées sur les sables parfois enrichis en arène confirment

ce remaniement avec des âges de 68 ± 7 ka et 95 ± 15 ka en inversion stratigraphique. De manière générale, une limite érosive nette se place entre sables marins et dépôts de pente à l'image de la situation observée à Port-Racine (Saint-Germain-des-Vaux, Hague) où une industrie paléolithique, située dans la base des dépôts de pente qui tronquent la plage éémienne et le mince dépôt de marais qui la surmonte localement, a été datée autour de 70 ka par TL sur silex chauffés (Cliquet *et al.*, 2003). Sur de nombreux points du littoral, les dépôts marins éémiens ont disparu ou subsistent à l'état de reliques, mêlés à l'arène granitique directement sous le loess (Cap Lévi, Cap de Gatteville...). Dans l'Anse de Quéry, un très long hiatus d'environ 80 000 ans sépare les formations marines non pédogénéisées des sables fins éoliens sus-jacents, datés autour de 46 ± 3 ka.

Ainsi, de manière générale, la séquence sédimentaire du Val de Saire se caractérise par l'absence de sédiments de la fin du Weichselien inférieur. Les dates de 89 ± 6 et 96 ± 8 ka obtenues sur la base du head à Saint-Vaast-la-Hougue posent question à cet égard : soit la base du head incorpore des sables de la plage éémienne, soit la position dans une configuration abritée a permis la conservation des premières générations de dépôts de pente du Weichselien.

Le climat périglaciaire régnant lors des stades 4 et 3 est responsable de fortes perturbations dans l'enregistrement marin de l'interglaciaire précédent par remaniement des dépôts marins. Plusieurs dynamiques modifient profondément les structures sédimentaires : galets ré-orientés par solifluxion, redressés par cryoturbation, redistribués en corps lités par dynamique fluviale... L'étude exhaustive des coupes du littoral de Fermanville a montré que ces remaniements avaient lieu préférentiellement dans les zones les plus basses. Les discontinuités spatiales observées sont donc liées principalement à la répartition des axes d'écoulement des eaux (fig. 7). Le cône alluvial du Pied-Sablon est ainsi nettement emboîté dans la plate-forme éémienne, ce qui suggère d'ailleurs que les axes d'écoulement peuvent persister au long du Pléistocène supérieur.

Par comparaison avec les séquences des régions voisines et corrélation avec les limons bruns feuilletés (base de la séquence loessique), la mise en place des dépôts de pente se ferait majoritairement au cours du Pléniglaciaire inférieur (Lautridou et Cliquet, 2005), selon un rythme de sédimentation indéterminé. La surface sommitale des heads et dépôts de pente peut être nette et bien marquée, ou plus diffuse avec une matrice se chargeant progressivement en loess au sommet de la formation et présence d'éléments grossiers à la base des loess. Au sommet des sables géliflués de la coupe CAR6 à Montfarville, un petit horizon d'accumulation discret pourrait correspondre à l'amélioration climatique du Pléniglaciaire moyen. Ce petit horizon d'illuviation a également été observé dans les heads de Saint-Vaast et Port-Racine/Les Ilets (Lautridou, 1985). Dans l'état actuel des connaissances, il semble que la fin des heads se place autour de 30 000 ans, soit à la fin du Pléniglaciaire moyen (Lautridou et Cliquet, 2005). Dans de nombreuses coupes, cette limite ne semble pas associée à une surface d'érosion, mais plutôt à une modification profonde des modes de sédimentation, les processus périglaciaires de versants laissant progressivement place à la sédimentation éolienne fine.

Un lit de graviers roulés, de petits galets et d'arène ou un cailloutis à matrice loessique, pouvant atteindre 30 cm d'épaisseur, est présent à la base de la majorité des séquences loessiques, particulièrement celles reposant sur le granite. Ce cailloutis témoigne de crises érosives qui s'exercent aux dépens du granite mis à nu avec production d'arène, et des dépôts marins antérieurs avec production de gélifractions de silex. Il marque la continuité d'une dynamique érosive parallèlement au début des dépôts éoliens avant le passage à une dynamique sédimentaire éolienne d'accumulation « pure ». 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 pourrait soit être contemporain des heads à matrice loessique, soit être plus tardif et correspondre à la formation des glaciaires de Nagelbeek, épisode du Pléniglaciaire supérieur

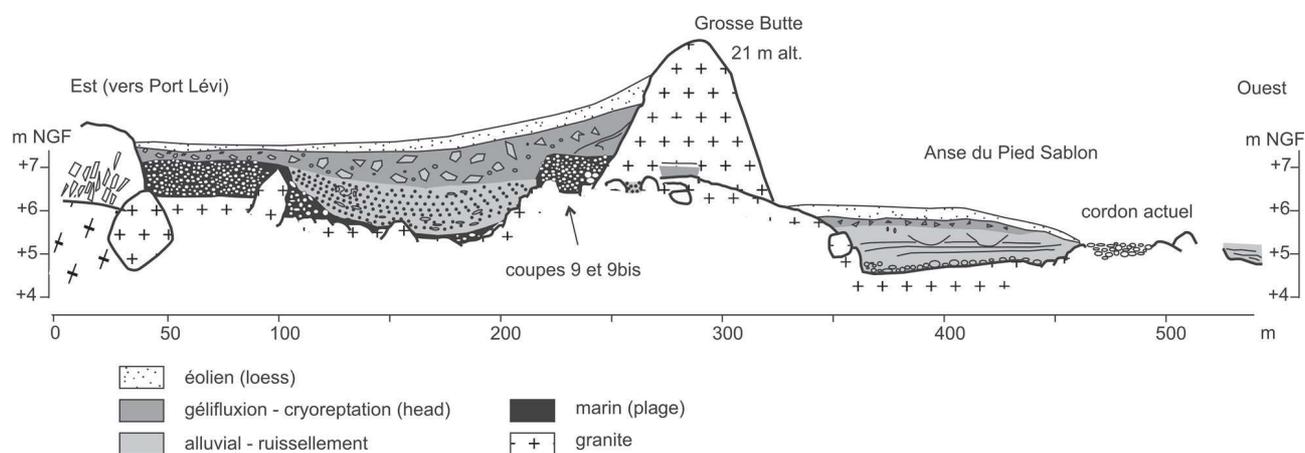


Fig. 7 : Coupe schématique entre Port-Lévi et l'Anse du Pied-Sablon (Fermanville) et répartition des faciès sédimentaires.
 Fig. 7: Schematic section between Port-Lévi and Pied-Sablon (Fermanville) showing the distribution of sedimentary facies.

		U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	external gamma-dose (mGy/ka)	cosmic dose rate (mGy/ka)	total dose rate (mGy/ka)		±	De (Gy)	±	Age (ka)	±	MIS
Anse du Brick	sables jaunes	0.82	6.42	2.60	1.23	0.13	3.23	0.18	390	35		121.0	12.8	5e-5d (5e-) 5d
		0.91	5.72	2.70	1.14	0.14	3.19	0.19	368	31		115.0	11.9	
Fermanville-Port Lévi coupe 9	silts rubéfiés	0.55	4.63	2.68	1.08	0.16	3.08	0.19	364	31		118.0	12.3	5e-5d
Fermanville-Port-Lévi coupe 9bis	sables rubéfiés	1.55	9.79	2.04	1.08	0.16	2.89	0.15	320	14		110.8	7.6	5d
Anse de Quéry	sables marins éolisés	1.00	7.32	1.46	1.57	0.15	2.59	0.09	325	26		125.5	10.8	5e
	sables fins éoliens	0.99	5.21	1.22	0.67	0.16	1.73	0.08	79	3		45.7	2.7	3
Montfarville CAR7	sables marins	2.15	8.78	1.05	1.07	0.14	2.27	0.11	155	14		68.1	7.0	
		2.18	6.92	0.91	0.91	0.14	1.99	0.09	189	29		94.7	15.4	
Saint-Vaast-la-Hougue	limons ruisselés à blocs	3.08	11	1.71	1.07	0.19	2.88	0.15	257	13		89.1	6.4	5b
		2.55	10.7	1.29	1.07	0.19	2.55	0.12	244	17		95.6	7.9	5c-5b

Tab. 1 : Récapitulatif des données de datations OSL. Corrélations avec les stades isotopiques selon la chronologie proposée par Bradley (1999).

Tab. 1: Optically Stimulated Luminescence dating results quoted in text. Correlated MIS according to calendar ages of the boundaries between MIS taken from Bradley (1999).

généralement matérialisé par un horizon à langues dans les couvertures loessiques (Haesaerts, 1985, Lautridou, 1985). A Tocqueville (coupes TR) et Gatteville (coupes CF), le sommet de ce cailloutis montre des déformations de type solifluxion (galet orienté, flamines).

Dans certaines coupes, la base de la séquence loessique présente des litages, qui seraient typiques des loess ante-Nagelbeek (Port-Racine, Lautridou, 1985). Cependant, il apparaît que dans la plupart des cas, seuls les loess post-Nagelbeek sont conservés à l'exception du remplissage loessique des fentes de gel de Tocqueville qui ne peut être que du début du Pléniglaciaire supérieur. Les fentes et leur remplissage de loess sableux sont en effet tronqués par les colluvions argileuses à galets et sont donc antérieurs à la dernière remobilisation possible de celles-ci, attribuable à l'événement dit de Nagelbeek. Les fentes de gel 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). Ainsi, les observations témoignent de l'existence d'érosions importantes au cours de l'épisode de Nagelbeek, responsables de la disparition des dépôts éoliens antérieurs.

L'enregistrement d'un cycle interglaciaire-glaciaire est donc également très fragmentaire. Des hiatus importants marquent la séquence, en particulier pour la fin du Début Glaciaire et la première moitié du Pléniglaciaire supérieur. Les pédogenèses observées diffèrent fortement des pédogenèses connues par ailleurs pour le Pléistocène supérieur dans les régions loessiques (Antoine *et al.*, 2002).

L'ENREGISTREMENT MARIN D'UN INTERSTADE DU WEICHSELIEN INFÉRIEUR.

Si les interstades du Weichselien inférieur sont bien reconnus en milieu continental (Antoine *et al.*, 2002),

où ils sont marqués par des pédogenèses, il ne faut pas oublier qu'ils constituent des périodes de niveau marin relativement haut bien que déprimés par rapport au niveau de la mer actuelle (Gallup *et al.*, 1994 ; Mauz & Hassler, 2000 ; Schellmann & Radtke, 2004). Les dépôts littoraux correspondant à ces interstades sont évidemment en discontinuité spatiale avec les dépôts marins interglaciaires en raison de la migration des lignes de rivage liée à la variation du niveau marin. Découvert en raison de la présence d'une occupation paléolithique exceptionnelle (Scuvée & Véraque, 1988 ; Coutard & Cliquet, 2005), le site de la Mondrée offre un des rares exemples de sédimentation littorale interstadaire connus sur les côtes sud de la Manche. Le site se trouve à -20 m NGF au large du Cap Lévi au pied des rochers de Biéroc qui forment une falaise sous-marine. Les dépôts marins paraissent associés à une plate-forme granitique repérée en sismique (Coutard, 2003). La stratigraphie observée à l'aplomb du site archéologique est relativement simple avec des sables gris vaseux coquilliers reposant sur des sables marins ocres contenant des petits galets en profondeur. Une étude palynologique menée par M. Clet portant sur les sables gris vaseux a révélé un paysage de dune et schorre mis en place en contexte régressif. La forêt environnante est pauvre en espèces (*Picea*, *Abies*, *Quercus*, *Corylus*, *Pinus* et *Carpinus* en traces). Cet assemblage est nettement différent des épisodes fin-émiens étudiés par ailleurs dans d'autres coupes du Cotentin (Clet, 1987). Il correspondrait à un interstade tempéré du début Weichselien, éventuellement l'interstade 5a vu la faible diversité en espèces (Coutard, 2003), caractéristique que l'on retrouve dans la séquence de Watten (Sommé *et al.*, 1994), dans le Nord de la France.

Ainsi, là encore, il s'agit d'une séquence régressive, avec un enregistrement sédimentaire semblable à l'ensemble des séquences associées à des interglaciaires. Sur le plan palynologique, on note que dans le Cotentin, seules les fins d'interglaciaires ou ici d'interstade

ont laissé des sédiments riches en pollens (dunes, marais littoraux...), livrant des séquences polliniques très morcelées, permettant de distinguer différents épisodes du Pléistocène grâce à la variété des assemblages (Clet-Pellerin, 1996).

CONCLUSIONS

Globalement, dans la région étudiée en position de horst entre les marais du Cotentin et les Fosses de la Manche, une nette continuité s'observe dans le fonctionnement du système morpho-sédimentaire. L'interaction entre le soulèvement tectonique et les cycles eustatiques pléistocènes engendrent la genèse, l'étagement régulier et la préservation partielle des plates-formes d'abrasion marine successives. Chaque plate-forme représenterait un interglaciaire, le système perdurant depuis au moins 400 000 ans. La continuité se traduit également dans les caractéristiques de la sédimentation siliciclastique avec un type de séquence sédimentaire galets-sables similaire à chaque cycle. Ces séquences sédimentaires littorales sont des séquences régressives soumises à l'eustatisme.

Cependant, dans le détail, le système morpho-sédimentaire est caractérisé par de fortes discontinuités : discontinuités spatiales entre les différentes plates-formes et les dépôts marins qu'elles supportent puisque chaque plate-forme est séparée de la précédente par une paléofalaise plus ou moins nette ; discontinuités temporelles dans les enregistrements littoraux puisque les sédiments préservés correspondent aux interglaciaires, périodes de haut-niveau marin relativement courtes à l'échelle du Pléistocène, et que les enregistrements littoraux de périodes de bas niveaux marins (phases glaciaires) restent inconnus, le site de la Mondrée faisant exception. De plus, les séquences continentales correspondant aux phases glaciaires antérieures au dernier cycle ne sont pas conservées, ce qui accroît encore le caractère fragmentaire de l'enregistrement à l'échelle du Pléistocène.

À l'échelle d'un cycle interglaciaire-glaciaire comme celui du Pléistocène supérieur, l'enregistrement pédo-sédimentaire, soumis au climat, est également marqué par de nombreuses discontinuités, comme dans la majeure partie de la Basse-Normandie (Lautridou & Cliquet, 2005) : troncatures majeures pendant et à la fin du stade 5 et début du stade 4 (disparition des sols du début Weichselien), absence du pédocomplexe du Pléniglaciaire moyen si bien développé sur les plateaux loessiques de la Haute-Normandie au Nord de la France, érosion des loess anté-Nagelbeek.

De manière générale, dans le Val de Saire, et plus généralement dans le Nord-Cotentin, la tendance constante au soulèvement, la nature imperméable des substrats, une humidité jamais absente favorisant le ruissellement, la gélifluxion et la cryoclastie, ont été des facteurs plus favorables à l'érosion qu'à l'accumulation des sédiments. Seuls les secteurs

particulièrement abrités en pied de haute falaise voient une dilatation importante des dépôts de pente et des loess (Ecalgrain, Lautridou, 1985, ou Baie de Saint-Brieuc, Monnier, 1980).

L'enregistrement représenté par le système de plates-formes est remarquable pour la moitié nord de la France. De plus, quelques coupes montrant un enregistrement pédo-sédimentaire plus dilaté, encore en cours d'étude, permettront à coup sûr de mieux comprendre l'évolution paléoenvironnementale du début Weichselien dans ce type de contexte littoral et de préciser la position des hiatus.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 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., 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.
- BRADLEY, R. S., 1999 - *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. International Geophysics Series, Academic Press, 613 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.
- CLET, M., 1987 - Étude de séquences marines interglaciaires en Normandie corrélables aux stades isotopiques 7 et 5. *X^{ème} symposium APLF : Palynologie, Ecologie, Paléoécologie, Bordeaux*. Institut français de Pondichéry, travaux section sciences et techniques. XXV, 1988, 151-168.
- CLET-PELLERIN, M., 1996 - *Palynologie, paléoenvironnements et cycles glaciaire-interglaciaire. Applications au Plio-Quaternaire de Normandie et de la vallée du Saint-Laurent*. Diplôme d'Habilitation à diriger des Recherches, Université de Caen, 190 p.
- 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.
- 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, S., 2003 - *Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche. Tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines. Exemple du Val de Saire (Normandie, France)*. Université de Caen, U.F.R. Sciences. Thèse de Doctorat. 446 p.

- COUTARD, S. et CLIQUET, D., 2005** - Chronostratigraphie des formations pléistocènes et peuplement paléolithique en contexte littoral (Val de Saire, Normandie). *Bulletin Société Préhistorique Française*, t. 102, 3, 477-499.
- COUTARD, S., LAUTRIDOU, J. P., RHODES, E. et CLET, M., à paraître** - Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quaternary Science Reviews*,
- 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.
- FRENCH, H. M., 1996** - *The periglacial environment*. Addison Wesley Longman Limited, 341 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.
- HAESAERTS, P., 1985** - Les loess du Pléistocène supérieur en Belgique ; comparaison avec les séquences d'Europe Centrale. *Bulletin Association Française Étude Quaternaire*, 2-3, 105-115.
- HANSOM, J. D., 2001** - Coastal sensitivity to environmental change: a view from the beach. *Catena*, 42, 291-305.
- LAJOIE, K. R., 1986** - *Coastal tectonics*. in G.S. Committee N.R. Council - *Active tectonics: impact on society*, 95-124.
- LAUTRIDOU, J.-P., 1985** - *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, ed., 908 p.
- LAUTRIDOU, J.-P. et CLIQUET, D., 2005** - Chronostratigraphie des formations du Pléistocène moyen et supérieur et sites associés en Normandie in MOLINES N., MONCEL M.-H., MONNIER J.-L., dir. Les premiers peuplements en Europe. *British Archaeological Report*, International Series, 1364, 53-62.
- LERICOLAIS, G., 1997** - *Evolution plio-quaternaire 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- MURRAY, A. S. et WINTLE, A. G., 2000** - Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57-73.
- MURTON, J. B. et LAUTRIDOU, J.-P., 2003** - Recent advances in the understanding of Quaternary periglacial features of the English Channel coastlands. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, 301-307.
- PRESCOTT, J. R. et HUTTON, J. T., 1994** - Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long term time variations. *Radiation Measurements*, 23, 497-500.
- SCHELLMANN, G. et RADTKE U., 2004** - A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews*, 64, 157-187.
- 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.
- SOMME, J., MUNAUT, A.-V., EMONTSPÖHL, A.-F., LIMONDIN, N., LEFEVRE, D., CUNAT, N., MOUTHON, J. et GILOT, E., 1994** - The Watten boring, an early Weichselian and Holocene climatic and palaeological record from the French North Sea coastal plain. *Boreas*, 23, 231-243.
- WASHBURN, A. L., 1979** - *Geocryology - a survey of Periglacial processes and environments*. Edward Arnold Publishers Ltd, 406 p.