

PREMIERE PARTIE

**Présentation du site dans son
cadre géographique, géologique,
géomorphologique et historique
des découvertes**

1. PRESENTATION DU GISEMENT DANS SON CADRE GEOGRAPHIQUE: SITUATION ET CONTEXTE CLIMATIQUE.

Le gisement littoral de Saint-Germain-des-Vaux est situé en Basse Normandie à environ 30 kilomètres au nord-ouest de Cherbourg, dans la presqu'île du Cotentin (Manche) (Fig. 1).

Le Cotentin présente plus de similitudes avec la Bretagne qu'avec la Normandie, ne serait-ce que par son passé géologique (cf. infra). La presqu'île comporte au sud une basse plaine : le "col du Cotentin", au nord-est : le Val de Saire, et enfin, au nord-ouest, un cap : La Hague. Le climat y est océanique, les températures moyennes mensuelles oscillent entre 8,6° (minimum) et 14,1° (maximum) avec des précipitations de 615 mm annuels. Les vents dominants du sud-ouest viennent du large. La Hague est un "pays de bocage et de landes, au littoral essentiellement rocheux sur la côte nord. En dehors de rares placages loessiques, les sols sont peu développés, de type ranker atlantique ou podzols, sur lesquels pousse une végétation de lande : éricacées, fougères, ajoncs... Les plus forts courants de marée se rencontrent au Cap de la Hague où ils approchent 8 noeuds - environ 14 km/h - par coefficient de 95. (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 1953).

Le nord de la Hague culmine à 170 mètres dans la "Lande de Jobourg" où prend naissance son réseau hydrographique.

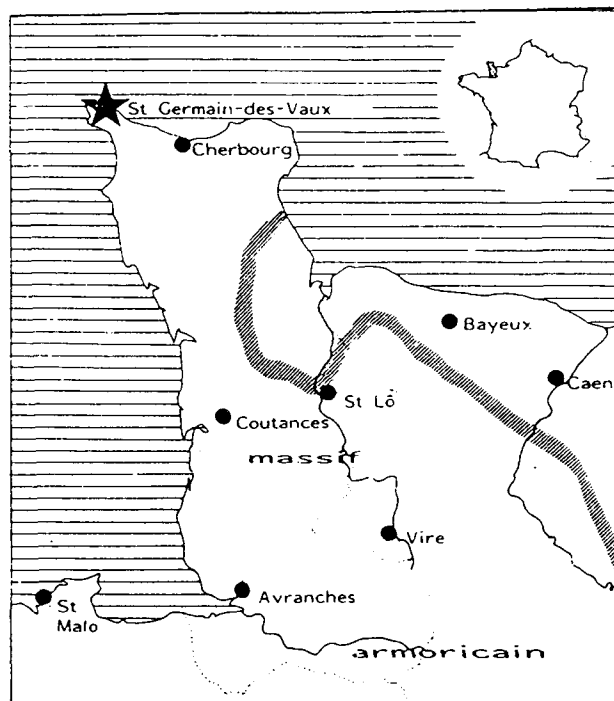
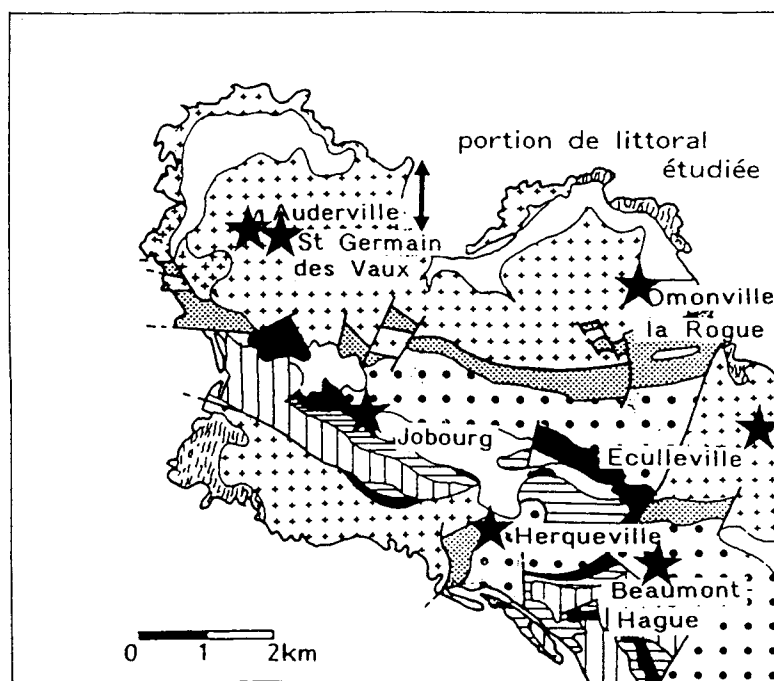


Fig. 1 : Le département de la Manche.



(d'après F. Doré et collaborateurs)

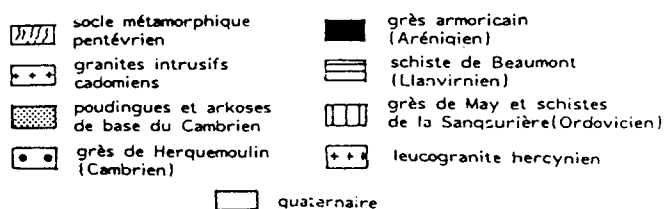


Fig. 2 : Carte géologique de la Hague.

2. CADRE GEOLOGIQUE CONTINENTAL ET SOUS-MARIN DU NORD COTENTIN.

La Normandie appartient à deux régions géologiques différentes. La partie centre-orientale relève du Bassin Parisien, cuvette sédimentaire à structure tabulaire, alors que la Normandie occidentale (Cotentin, Bocage Normand) dépend du Massif Armoricaire, vaste pénéplaine à architecture plissée. (Fig. 2).

L'icartien voit l'élaboration d'un socle crystallophyllien au Pentévrien (2600 - 900 millions d'années) composé d'orthogneiss granitiques ou granodioriques, reconnus notamment dans le secteur du Cap de la Hague (Jardeheu, Jobourg) ainsi que dans les Iles Anglo-Normandes (Kornprobst, 1980).

Le Briovérien, sédimentaire (900 - 650 millions d'années) apparaît très étendu en Normandie armoricaire. Ce sont essentiellement : la tectogénèse de la deuxième phase cadomienne et les granitisations tarditectoniques, entre 595 et 570 millions d'années qui affectent La Hague - construction des plutons de Landemer et des Iles Anglo-Normandes-. Les filons de quartz rencontrés au sein des roches magmatiques sont attribués au Précambrien (M.J. Graindor, 1977).

L'essentiel des formations du massif ancien est paléozoïque : sédimentation des schistes et des grès, dont le grès armoricaire à l'Ordovicien. Ce dernier présente généralement un faciès de quartzite à grains fins.

L'érection de la chaîne hercynienne voit la mise en place des granites post-tectoniques de Flamanville et de Barfleur, vers 300 - 340 millions d'années. Une vaste pénéplaine tronque ce premier ensemble. Celle-ci est envahie à l'Ere Secondaire par les transgressions jurassiques puis crétacées. L'extension maximale de la pénétration marine se situe au Jurassique moyen (Bathonien) avec l'apparition des faciès carbonatés sur tout le pourtour du Massif Armoricaire. Puis, au Crétacé, la craie glauconieuse s'étend entre le haut fond du Pays de Bray (Haute-Normandie) et le rivage armoricaire (Cénomaniens supérieur). Enfin, au Sénonien, le fond de la manche actuelle est tapissé de formations crayeuses pélagiques, riches en silex. La fin du Tertiaire (Pliocène) est marquée par une néo-tectonique qui préfigure les pulsions quaternaires : modification des lignes de rivage - dépôts marins plio-pléistocènes du Col du Cotentin - (Pareyn, 1982).

Sur le continent, dans la Hague, seules subsistent : les formations anciennes magmatiques précambriennes et primaires, la couverture sédimentaire paléozoïque, et, à son extrémité ouest, des formations superficielles quaternaires (M.J. Graindor, 1977) (Fig. 2). Ces dernières font l'objet d'une étude détaillée dans la partie occidentale de l'anse Saint-Martin (cf. p. 35). Ces dépôts, tronqués par l'érosion marine, peuvent avoir une puissance d'une dizaine de mètres. Les surfaces actuellement submergées conservent des formations attribuables au Secondaire et au Tertiaire. Au large du Cotentin, le vieux socle anté-Permien affleure sensiblement jusqu'à l'accident géologique Aurigny-Ouessant. Il s'agit d'une fracture sub-rectiligne qui passe à environ 15 kilomètres au large des deux îles et marque la limite nord-ouest du bassin sédimentaire caractérisé par des dépôts néritiques et continentaux secondaires. Cette limite est cependant dépassée au Crétacé supérieur et à l'Eocène (Fig. 3). (Doré *et al.*, 1977).

Le domaine Nord-Cotentin correspond à la zone de développement maximum des fosses : fosse du Cotentin au nord du massif de Barfleur, fosse de La Hague à l'ouest du cap. Ce domaine collecteur, de confluence des eaux issues des paléovallées de la Manche orientale, se poursuit à l'ouest par la fosse centrale (Fig. 4 et 5). Cette dépression est creusée dans des terrains du Jurassique - marnes liassiques et du Bathonien et du Crétacé - craies -. Son origine est controversée : phénomène karstique (Boillot, 1964), origine tectonique (Dangeard, 1928 ;

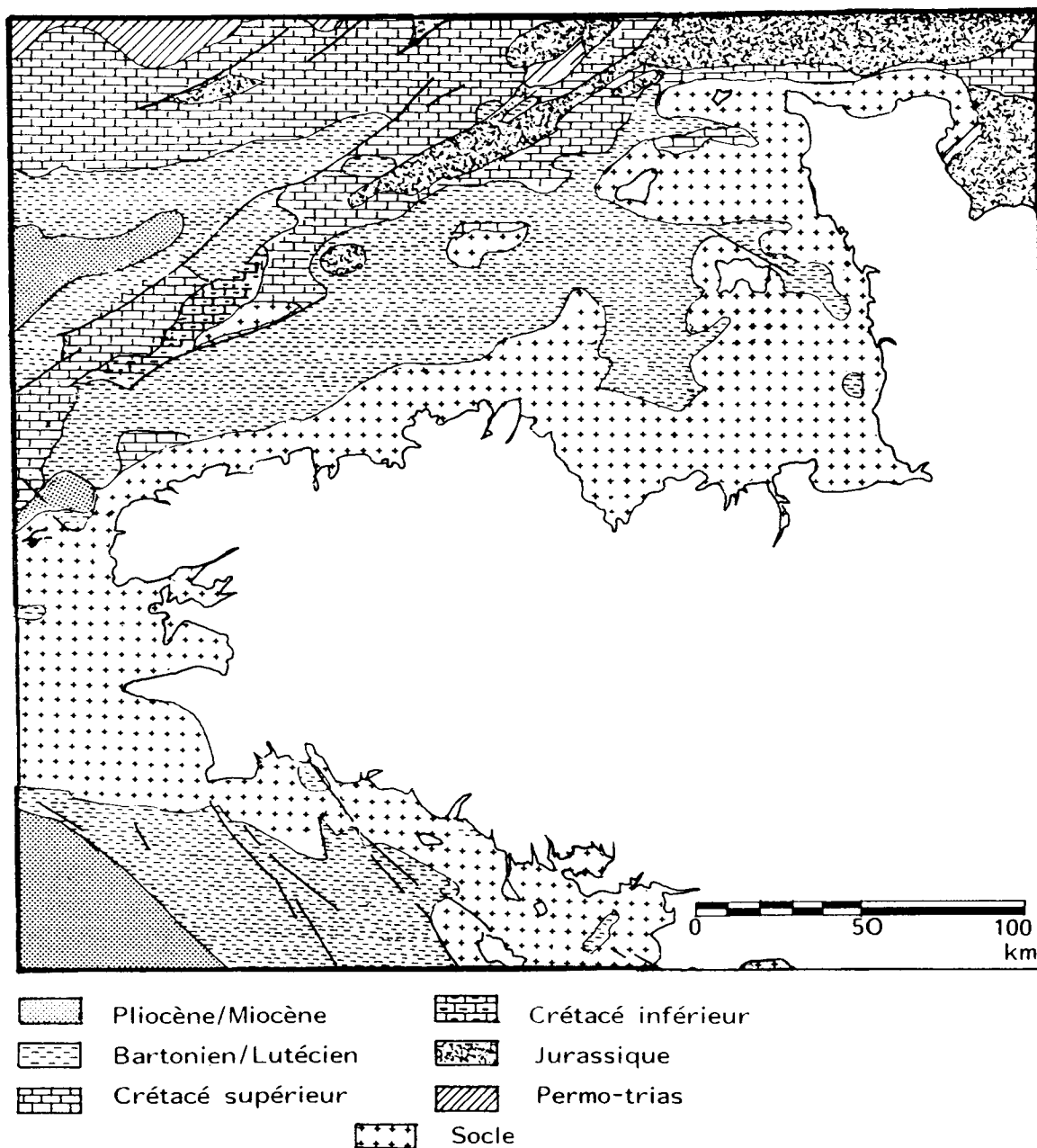


Fig. 3 : Géologie du plateau continental armoricain (d'après G. Boillot, A. Cressart, J.-P. Gérard, J.-P. Fort et J.-P. Muzellec).

est controversée : phénomène karstique (Boillot, 1964), origine tectonique (Dangeard, 1928 ; Hirschberger, 1963), hypothèse fluviale (Larsonneur, 1971), hypothèse fluviomarine (Hamilton et Smith, 1972 ; Auffret *et al.*, 1980)? Plusieurs phénomènes ont vraisemblablement prévalu à la définition de ces fosses. "Une corrélation étroite s'est établie entre les caractéristiques structurales et lithologiques du substrat et la disposition de la fosse centrale. Cette dernière s'est installée de préférence dans les marnes bathoniennes et son tracé suit parfaitement l'accident Aurigny-Ouessant" (Quesney, 1983) (Fig. 5).

Le bed rock présente des zones importantes de surcreusement au nord du massif de Barfleur, au niveau de la fosse du Cotentin (- 140 m) : sur le méridien de la Hague, d'une part vers l'axe de la fosse centrale (- 140 m), d'autre part vers la fosse de la Hague (- 110 m) (Quesney, 1983) (Fig. 4).

Le remplissage de ces dépressions n'est connu que par la prospection sismique réflexion continue. En l'absence de forages réalisés dans le remblaiement alluvial de la succession de nappes emboîtées mises en évidence : 5 dans le Nord-Cotentin, et 6 dans la fosse centrale (Alduc, 1979), aucune chronologie ne peut être établie (Fig.3).

De même aucune corrélation n'est envisageable avec les nappes alluviales de la Baie de Seine et de sa vallée (Guyader, 1977 ; Lautridou *et al.*, 1974a ; Lechevallier, 1977 ; Lefebvre, 1977) dans l'état actuel de nos connaissances !

Aucune extrapolation avec la fosse Dangeard (Pas-de-Calais) n'est possible ; des sédiments estuariens y ont été prélevés entre - 30 et - 90 m, et sont attribués soit au premier interstade du Weichsélien - Brörup/Saint-Germain (Morzadec, 1975) - soit à l'Eémien (Destombes *et al.*, 1975).

La Paléo-Seine s.l. (paléovallée septentrionale, paléovallée médiane et Paléo-Seine s.s.) constituait, durant les phases de régression marine, un obstacle naturel et formait, vers 25 000 BP, alors que le niveau marin était environ 100 m plus bas que l'actuel, un lac collectant les eaux venant de l'est (Hamilton et Smith, 1972; Larsonneur *et al.*, 1982).

Les stigmates laissés par l'histoire géologique du Nord-Cotentin semblent avoir conditionné l'implantation humaine sur les paléorivages marins et un mode de vie en relation avec le littoral (?).

L'échine granitique ancienne de la Hague en position de cap laisse présager une physionomie des côtes durant le Dernier Interglaciaire sensu lato proche de l'actuel. Les niveaux marins du cap de la Hague ont cependant varié durant l'Eémien s.l. : un peu supérieur au niveau des plus hautes mers actuelles durant l'interglaciaire et légèrement inférieur au niveau actuel durant les deux premiers interstades du Weichsélien (Monnier, 1978). Cependant, des observations récentes incitent à plus de nuance (cf. infra). La côte était rocheuse et comportait des cordons de galets granitiques et de silex. Ce dernier provient des formations crétacées sous marines et a été transporté par le jeu des courants lors de transgressions interglaciaires "s.l.". (Giot, 1944, 1947 ; Monnier, 1980a). Les aplombs rocheux ont permis l'établissement d'habitat en pied de falaise, à l'abri des vents dominants.

Ces formations anciennes - antécambriennes et primaire comportent essentiellement des granites dont celui d'Auderville. Ce dernier est alcalin et parfois recoupé par des filons de dolérite et de kersantite qui affleurent le long de la falaise actuelle (Doré *et al.* 1977 ; Lautridou, 1984). L'influence océanique s'est fait sentir jusqu'à la fin du Paléolithique moyen d'après les observations effectuées en Bretagne (Monnier, 1988a) et dans les îles Anglo-Normandes (Callow, 1988). Leur démonstration est fondée sur le peuplement des îles en fonction des

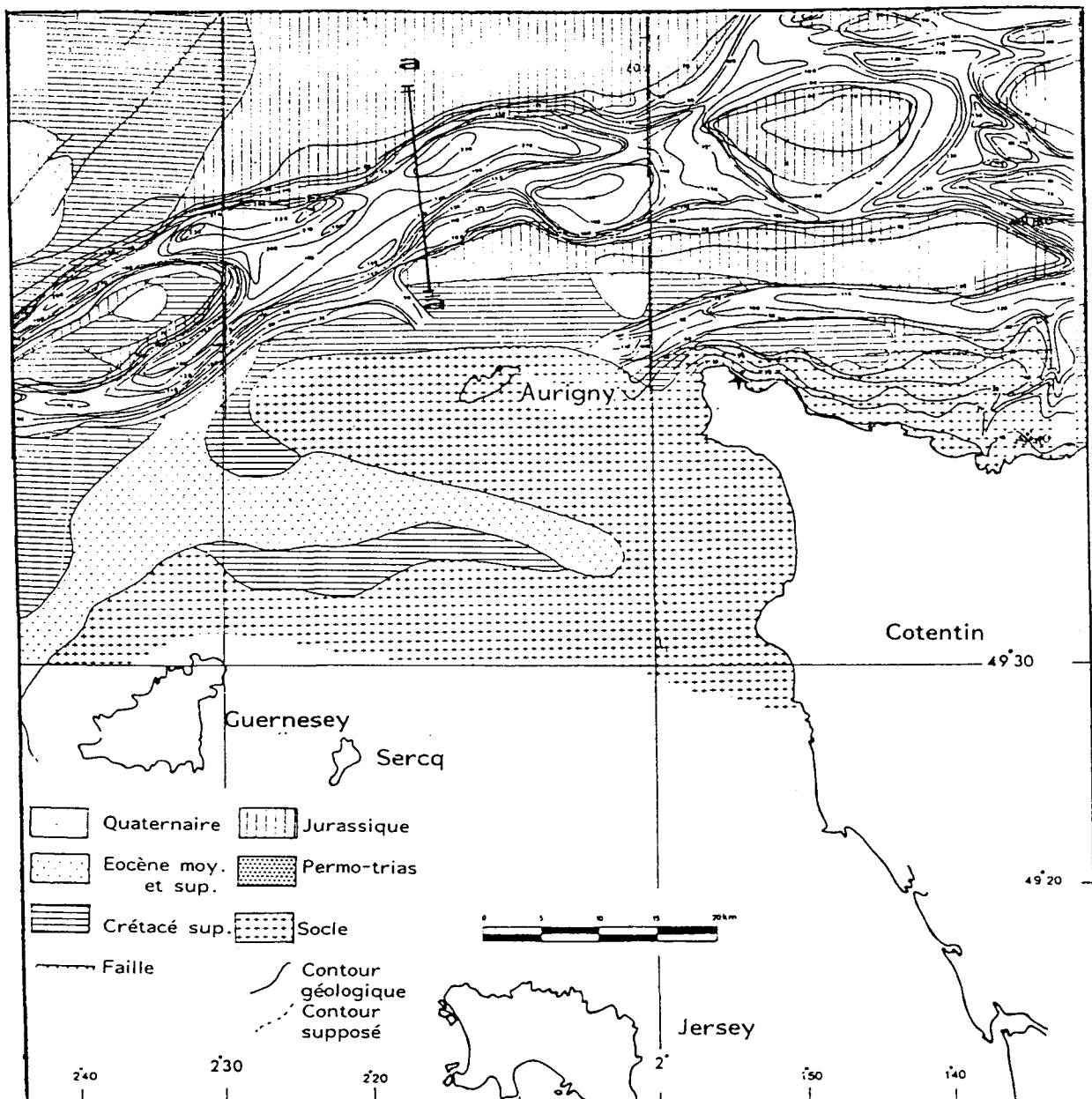
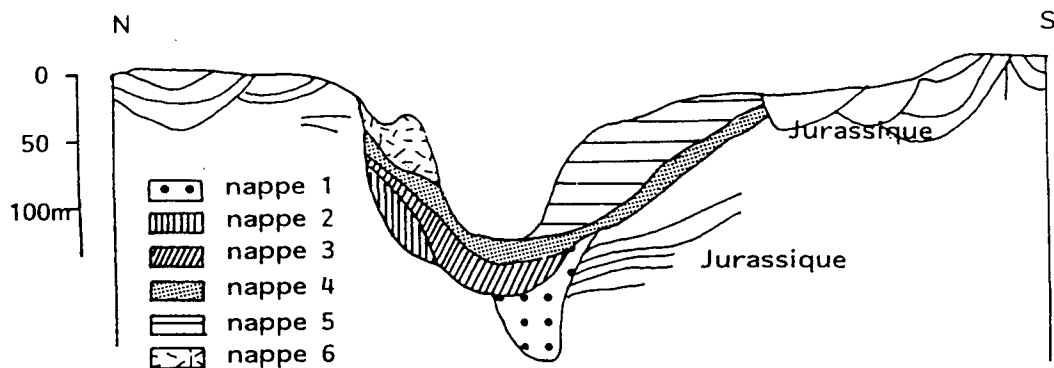


Fig. 4 : Carte géologique et isobathes au toit du bed-rock de la Manche Occidentale et profil transversal (a/a) de la fosse centrale amont (d'après Quesney, 1983).



fluctuations du niveau marin (Fig.6). Ainsi, les îles de Guernesey et Ouessant, séparées respectivement du continent par des fonds supérieurs à 40 et à 50 m n'ont pas été, dans l'état actuel de nos connaissances, occupées au Paléolithique moyen. Cependant, les îles de Jersey, Groix, Batz, Bréhat, Belle-Ile et Noirmoutier, ont été occupées, ce qui implique des niveaux marins plus bas d'environ 30 m par rapport à l'actuel !

Cette estimation maximum de la régression marine au Paléolithique moyen récent, environ 45 000 - 40 000 BP - (Monnier 1988a), a libéré de grands espaces dans le fond du golfe normanno-breton : littoral à environ 47 km à la hauteur de Annoville-Hauteville près de Coutances, à 20 km au Rozel, à 16 km à Siouville, soit de part et d'autre du cap de Flamanville. Au cap de la Hague, la régression découvre des surfaces beaucoup moins considérables : environ 2 km au nord du cap et dans l'Anse Saint-Martin, et 7 km au nord de Cherbourg !

L'écologie de l'homme paléolithique de Saint-Germain/Port-Racine semble intimement liée au littoral.

Nous pensons plutôt, comme J.L. Monnier (1988a), à une implantation saisonnière, en raison de la grande proximité de la mer durant les phases d'occupation (?) qu'à un habitat permanent.

Les paléolithiques avaient la possibilité de se réfugier dans les vallées qui débouchent sur l'Anse Saint-Martin. Leur exposition sud et sud-est, à l'abri des vents dominants, en faisait des lieux d'asile "tempéré", alimentés en eau douce. Le réseau hydrographique utilise ces vallées qui entaillent les formations anciennes, soit aux zones de contacts entre les roches de natures différentes, soit en utilisant les accidents naturels.

Nous avons sur la côte nord : - la vallée des Moulins et la vallée du Vaux Jouan dans le granite d'Auderville, caractérisée par des profils en berceau ouvert (Fig.7); - le ruisseau de Sainte-Hélène au contact du granite d'Auderville et de celui de Gréville; - le ruisseau de Vallée au contact du granite de Gréville et des granites écrasés. Ces derniers sont entaillés par de nombreuses vallées : ruisseau de la Sabine, ruisseau du Castel, de la Biale, des Castelets, etc...

Sur la côte ouest, exposée aux vents dominants, elles entaillent les grès et les schistes paléozoïques : vallées de la rivière du Moulin et du ruisseau des Vaux (Fig.7). Plus profondément entaillées, elles présentent un profil en berceau ouvert.

Cependant, notre hypothèse d'utilisation saisonnière, par les moustériens, d'abris naturels des vallées débouchant dans l'Anse Saint-Martin, n'est pas vérifiée. Aucune prospection n'a été jusqu'alors menée dans ces vallons ?

3. HISTORIQUE DES DECOUVERTES.

Le Site de Saint-Germain-des-Vaux est mentionné pour la première fois par Elhai (1963) où il signale une plage fossile. Mais c'est à G. Vilgrain que nous devons la découverte du gisement durant l'hiver 1977-1978. Celui-ci est dispersé sur plusieurs centaines de mètres (environ 900 m pour la partie exploitée scientifiquement par nous-même (!) d'une côte très accidentée entre les lieux-dits le "Port-Racine" et le "Fort" (Fig.8 et 10)).

Il s'agissait de nombreux silex rencontrés, soit à l'état remanié sur la plage actuelle, soit en place dans la couche sus-jacente à la plage fossile et au sommet de cette dernière. Plusieurs secteurs ont livré de l'industrie lithique, notamment en un endroit ou plus d'un millier de pièces ont été collectées sur environ un quart de mètre carré.

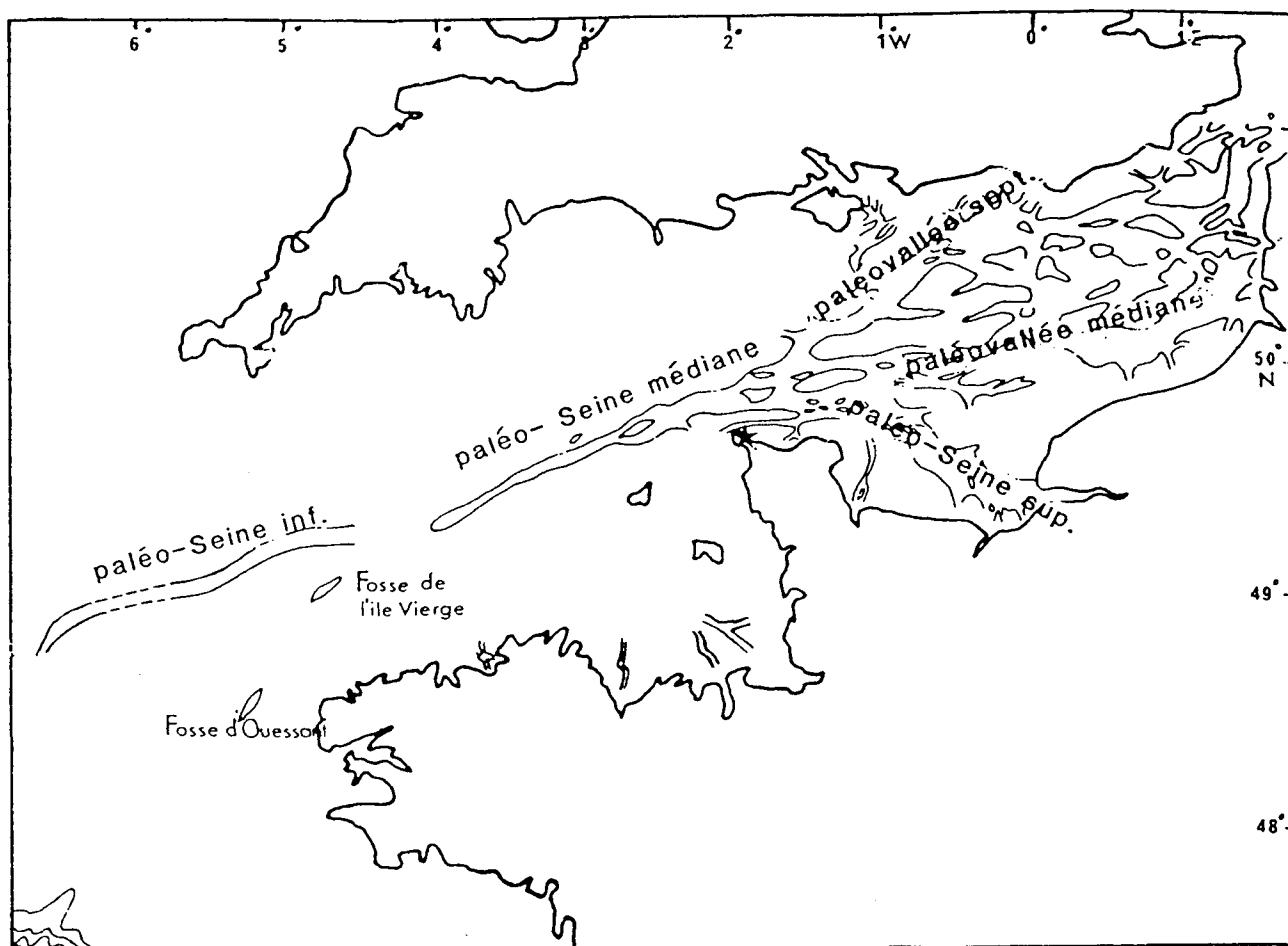


Fig. 5 : Fosses et paléovallées de la Manche et de ces approches occidentales (d'après Quesney, 1983).

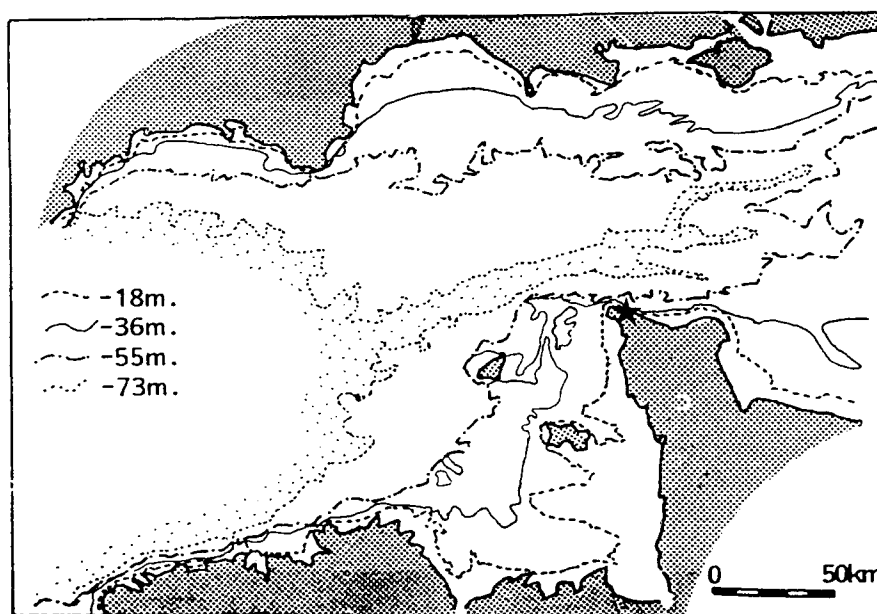
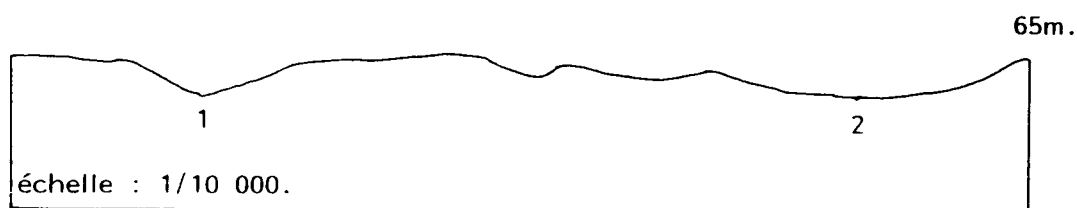
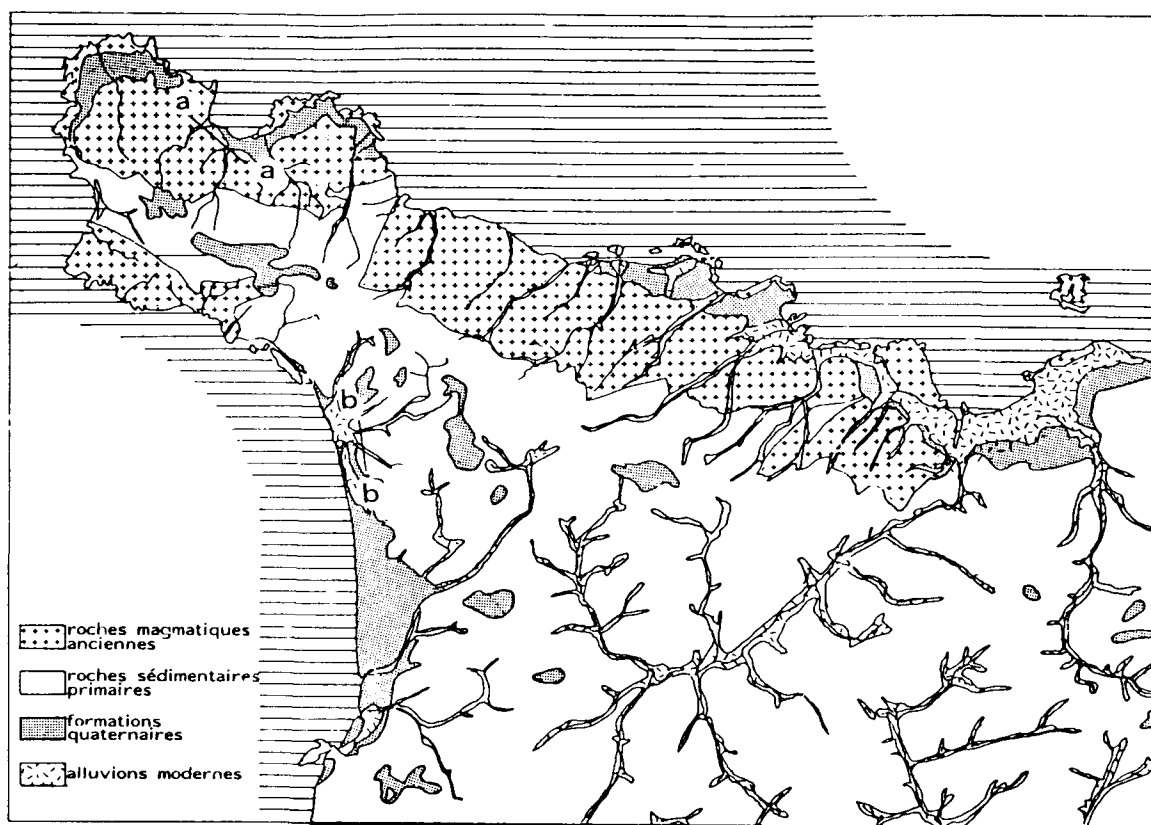
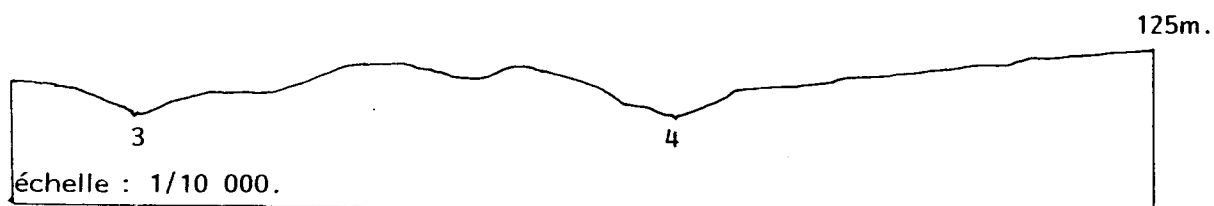


Fig. 6 : Position des rivages en Manche occidentale, correspondant à des régressions de 18, 36, 55 et 73 m (d'après Hamilton et Smith, 1972).



Côte Nord : profil transversal **a/a** de la Vallée des Moulins (1) et de la vallée du Vau Jouan (2).



Côte Ouest : profil transversal **b/b** des vallées du ruisseau des Vaux (3) et du ruisseau du Moulin (4).

Fig. 7 : Réseau hydrographique en fonction de la roche et profils transversaux des vallées des côtes Nord et Ouest de la Hague.

Parallèlement, les travaux menés dans la Hague par les chercheurs du Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen (Coutard *et al.*, 1979) ont permis de relever, sur dix mètres de hauteur, une stratigraphie classique : plage, head, limons.

A la faveur des recherches archéologiques menées de 1980 à 1985 (6 campagnes soit 28 semaines), de nombreuses coupes ont pu être relevées (Coutard *et al.*, 1982 ; Lautridou, 1984 ; B. Van Vliet-Lanoë, 1987), dont certaines sont encore inédites.

Les travaux archéologiques ont essentiellement porté sur les secteurs qui avaient fourni de l'industrie, et qui s'avéraient susceptibles de livrer des structures. Aussi l'exploitation scientifique appliquée de façon très inégale aux ensembles fouillés.

Les secteurs observés et/ou étudiés sont, du sud au nord : (Fig.8)

3.1. De la pointe du Nez au Port (1981-1984).

* Secteur 16 (1984) (B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

Il s'agit d'une coupe ménagée dans le but de mieux comprendre le paléoenvironnement, notamment les fluctuations du niveau marin au début glaciaire.

* Secteur 4 (1981-1983) (Lautridou 1984, Van Vliet-Lanoë, 1987).

La présence dans la coupe d'une agglomération charbonneuse et de silex brûlés a déterminé, dès 1981, la conduite d'une fouille qui a consisté dans l'exploitation d'une surface plane d'environ 9 m². Ce sol d'occupation est tronqué à l'est par l'érosion marine, et limité à l'ouest par la falaise littorale. Un sondage de 2 m², pratiqué en retrait à 4 m du front actuel, a permis de retrouver la couche d'occupation.

3.2. "Crique de l'Erquillière" (1980-1985).

Ce secteur de l'Anse Saint-Martin a particulièrement retenu notre attention, du fait de l'importance des structures rencontrées.

* Secteur 2 (1980-1984) . (Coutard et al ., 1979 ; Lautridou, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1987) .

Cette coupe, maintes fois rafraîchie, afin de compléter les observations morphostratigraphiques, a été définie par J.P. Lautridou (1984) comme étant le stratotype du cycle court : plage-head-loess pour le Nord Cotentin, (Formation de Port-Racine).

* Secteurs 8, 7, 9 et 6 (1981-1983).

Ces coupes ont été aménagées dans le but d'affiner notre connaissance du milieu dans lequel vivaient les hommes du Paléolithique moyen qui ont séjourné à Saint-Germain-des-Vaux à la fin du Dernier Interglaciaire et au début du Dernier Glaciaire.

* Secteur 1 (1980-1985) (Lautridou, 1984; B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

Cet ensemble où les niveaux anthropiques se superposent sur environ 2 m a catalysé l'essentiel de nos préoccupations, en raison de l'importance et de la diversité des structures rencontrées : arrangements de blocs, aires de combustion, fosse, amas de produits lithiques... Différentes occupations successives ont été reconnues et permettent de suivre "l'évolution" technique et technologique des industries lithiques.

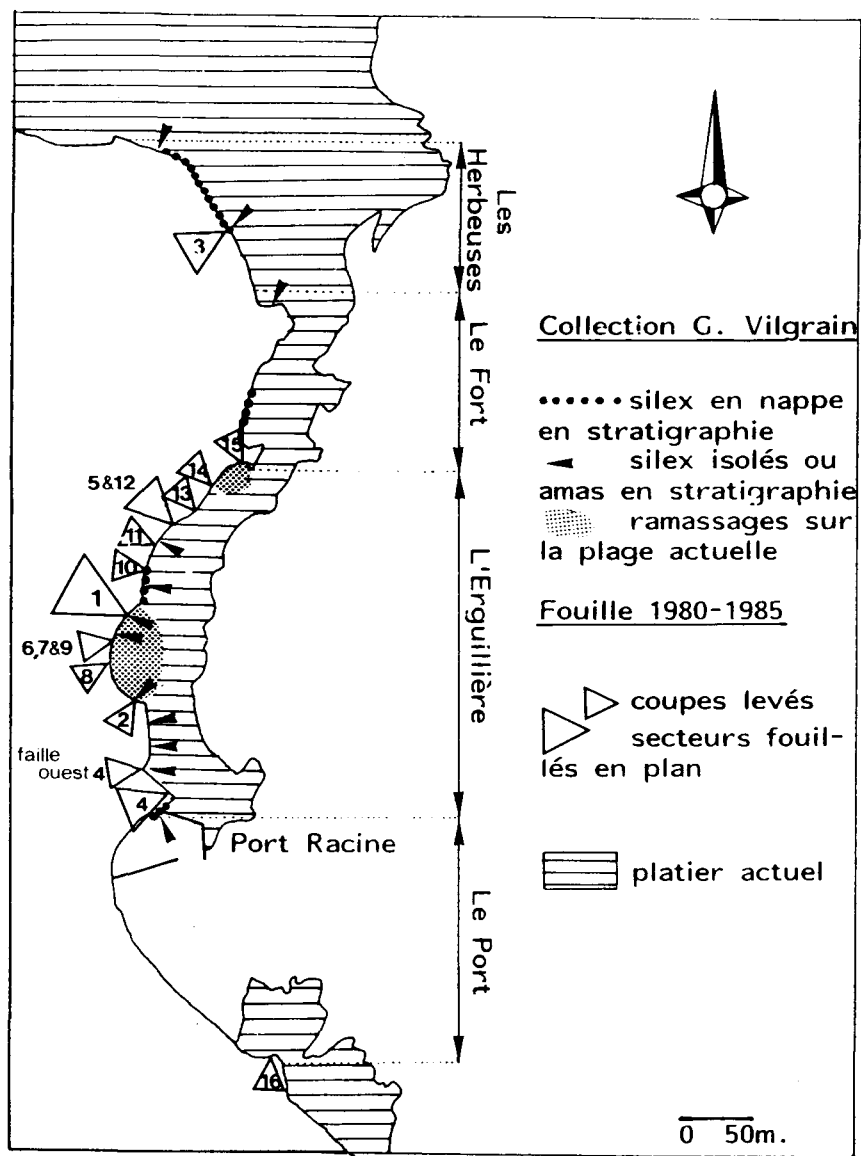


Fig. 8 : Localisation des séries collectées et des secteurs fouillés.

Différentes occupations successives ont été reconnues et permettent de suivre "l'évolution" technique et technologique des industries lithiques.

3.3. De "l'Erguillère" au "Fort" (1981-1983).

* Secteurs 10 et 11 (1983).

Ces coupes nous renseignent sur l'environnement de l'homme fossile, au pied de la falaise granitique.

* Secteurs 5, 5 bis et 12 (1981-1983) .

Il s'agit d'un lambeau d'habitat piégé dans une anfractuosité de la falaise granitique sus-jacent à la plage ancienne et d'un foyer structuré plus récent (secteur 5 bis).

* Secteurs 13, 14 et 15 (1983) (B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

Ces coupes ont été aménagées dans le but de mieux appréhender le milieu environnant l'homme paléolithique de Saint-Germain-des-Vaux.

* Secteur 3 (1981-1984) (Coutard *et al.*, 1979 ; Lautridou, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1987)

Outre son intérêt géomorphologique - loess récents calcaires et à doublets - ce secteur a fait l'objet d'observations en plan sur une surface limitée (7 m²), correspondent à un niveau d'occupation situé à la limite entre les heads et les loess. De plus, de l'industrie, rencontrée à l'état roulée, a été collectée dans la plage éémienne et dans les niveaux immédiatement sus-jacents.

4. ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE.

La géomorphologie, science consacrée à l'étude de la forme et de l'évolution du relief terrestre, analyse les différents processus morpho-climatiques qui ont façonné le paysage. Elle contribue à préciser la paléogéographie, la stratigraphie et à mieux appréhender la paléotopographie et les données paléoenvironnementales, des derniers interglaciaire et glaciaire.

Elle participe donc à une meilleure connaissance du milieu - habitat sens large - dans lequel évoluait l'homme préhistorique et permet d'appréhender l'éthologie à partir des témoins ethnographiques.

4.1. Le contexte chronostratigraphique général.

Comme nous l'avons vu précédemment, la Normandie appartient à deux grandes régions géographiques :

- à l'ouest, l'ensemble Cotentin-Bocage qui fait partie intégrante du Massif Armoricaire comme la Bretagne et les îles Anglo-Normandes,
- à l'est, le Bassin Parisien auquel appartiennent : la campagne de Caen, le plateau d'Auge et surtout le Pays de Caux.

A - La Haute-Normandie loessique.

C'est dans cette partie orientale et plus particulièrement en Haute Normandie que les unités stratigraphiques ont été établies et que plusieurs séquences périglaciaires ont pu être mises en évidence (Bordes 1954; Bourdier 1969; Lautridou 1968a et b, 1984).

Dans le cadre de ce mémoire, nous considérerons uniquement la dernière séquence.

La stratigraphie a été établie dans les loess dont l'étude a permis la définition "d'horizons Diagnostiques" autorisant les corrélations avec le Nord de la France (Lautridou et Sommé, 1974) ainsi qu'avec la Belgique et la Hollande (Paepe et Sommé, 1970 ; Paepe et Zagwijn, 1972), à la suite de quoi la chronologie alpine a été abandonnée au profit de la nomenclature nordique. Aussi parlerons-nous de Weichsélien et non de Würm et d'Eémien au lieu de Riss-Würm !

L'élaboration de cartes de faciès (Lautridou et Sommé, 1974) a contribué à démontrer l'existence de deux "paléoprovinces" weichséliennes dans la région des loess normands : l'une dite séquanienne, la seconde dénommée normande qui se subdivise en deux séquences, l'une occidentale appelée simplement normande, l'autre dite vexinienne. Selon tous ces auteurs, ces "provinces" s'individualisent par des variations de faciès (Fig.9) dans les formations sus-jacentes à un sol brun lessivé marqueur du sol interglaciaire éémien (sol de Saint-Romain, d'Elbeuf I) corréléable avec le sol de Rocourt en Belgique.

La séquence séquanienne est localisée dans les vallées et vers Paris. Elle se caractérise par deux sols gris forestiers continentaux, interstratifiés dans des colluvions limoneuses surmontées par deux loess carbonatés. La coupe de référence est celle de Saint-Pierre-Lès-Elbeuf (Lautridou, 1974, 1984).

La séquence normande orientale - vexinienne - est représentée par des limons bruns feuilletés à paléosols humifères recouverts par un loess calcaire puis des limons à doublets dont le stratotype est la coupe de Mesnil-Esnard (Lautridou, 1968b, 1984).

La séquence normande occidentale présente des limons bruns feuilletés recouverts par deux loess à doublets pléniglaciaires. La coupe de référence est celle de Saint-Romain-de-Colbosc (Lautridou, 1968, 1984).

B - La Basse-Normandie armoricaine.

Dans le Cotentin, au contraire, la stratigraphie n'est pas fondée sur les loess, mais sur l'étude des profils littoraux, comme pour le nord de la Bretagne (Monnier, 1973, 1980a; Monnier *et al.*, 1986 ; Hallegouët, 1971 ; Hallegouët *et al.*, 1986). Il s'agit de dépôts marins interstratifiés avec des dépôts continentaux. Des corrélations entre la Bretagne, la Normandie et le Nord de la France ont pu être établies (Lautridou *et al.*, 1984).

Nous nous sommes attachés à l'étude du dernier complexe plagehead-loess sur le littoral de Saint-Germain-des-Vaux. Les dépôts hétérométriques (head) sont principalement localisés le long des côtes (Normandie, Bretagne, îles Anglo-Normandes ou Grande Bretagne), voire au pied d'abrupts de grès armoricain dans les bocages normands et bretons (Monnier, 1980 ; Lautridou, 1984). L'âge des heads est encore très discuté et a donné naissance à au moins deux écoles. La première attribue systématiquement un âge récent aux complexes head-plage, pour les paléorivages les plus bas - niveaux proches des plus hautes mers actuelles. La seconde considère les dépôts marins et périglaciaires plus anciens (pré-éémien).

1) L'ambiguïté vient de l'association head-plage. Ce serait la plage qui par son altitude daterait les heads qui la surmontent.

2) Ceci nous amène à rappeler les principes relatifs à l'Eémien, énoncés lors du colloque de Dijon en 1979 (Lautridou, 1981 ; Sommé *et al.*, 1981) : "L'altitude ne peut constituer un critère de datation, la terminologie employée doit être raccordée à une nomenclature chronologique classique, l'essai de datation des dépôts marins fossiles s'effectue d'abord

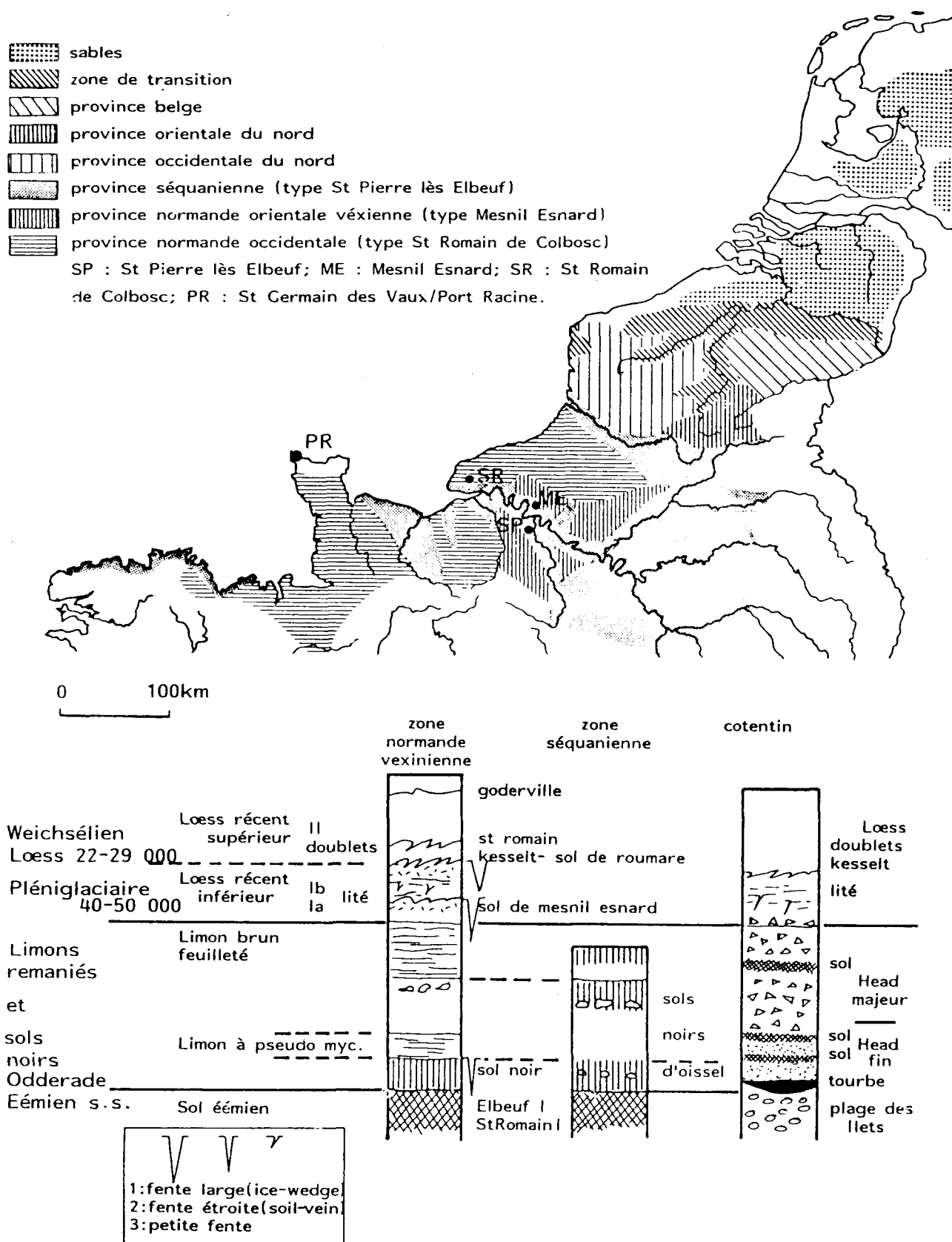


Fig. 9 : Carte des provinces paléoclimatiques de l'Europe du Nord-Ouest au Weichsélien (d'après Catt, Coutard, Dewolf, Eden, Helluin, Jamagne, Lautridou, Maarleveld, Monnier, Paepe, Pellerin, Sommé et Zagwijn).
 Séquences du Pléistocène supérieur (d'après Lautridou et alii).

à partir d'une étude litho et chronostratigraphique des formations périglaciaires et interglaciaires de couverture, autrement dit en raccordant celles-ci aux cycles périglaciaires continentaux précédemment définis" (Lautridou, 1984).

3) Or, le site de Grandcamp (Calvados) présente, à la même altitude, deux formations marines d'âge différent ; l'une pré-éémienne, l'autre éémienne s.l. (Coutard *et al.*, 1974, 1979 ; Lautridou, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1987).

Aussi, dans le Nord-Cotentin, deux types de séquences coexistent sur le même platier littoral :

- Une séquence courte et simple, comme à Port-Racine, où les dépôts - heads/loess - du Weichsélien reposent directement sur un estran attribuable au dernier interglaciaire.
- Une séquence complexe incluant au moins deux phases périglaciaires séparées par un pédocomplexe de rang interglaciaire qui surmonte les restes d'un littoral anté-Eémien.

Ces deux types de cycles ont également été reconnus dans la Baie du Mont-Saint-Michel, en Bretagne (Hallegouët, 1972 ; Hallegouët *et al.*, 1986 ; Monnier, 1973, 1980 ; Monnier *et al.*, 1986 ; Lautridou, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1987) ainsi qu'à Jersey (Callow et Cornford, 1986).

4.2. Port-Racine : lithostratigraphie des coupes principales.

Les études des formations périglaciaires du Nord Cotentin, menées par l'équipe du groupe froid du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. (Caen) ont porté sur différents aspects : palynologie (Clet 1983, 1988), stratigraphie et sédimentologie. (Coutard *et al.*, 1979 ; Lautridou, 1984) et plus récemment micromorphologie et paléopédologie (Van Vliet-Lanoë, 1987).

Sur le gisement de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine, une première étude a été menée par J.P. Coutard *et al.* (1979) puis reprise par J.P. Lautridou notamment durant l'importante campagne de terrassement de 1982 (Lautridou, 1984) ; enfin, depuis 1983 B. Van Vliet-Lanoë a effectué un relevé détaillé des paléosols et des formations marines, en relation étroite avec l'équipe archéologique.

De nombreuses coupes ont été aménagées à l'occasion des campagnes de fouilles de 1980 à 1985 (cf. supra) permettant une approche fine des formations rencontrées dans l'anse Saint-Martin. Leur très grande variabilité selon les contextes topographiques, lithologiques et microclimatiques, a permis de mieux saisir ce qui appartenait aux séquences paléoclimatiques plutôt qu'aux conditions locales de gisement.

4.2.1. Position morphologique du gisement.

Le versant qui domine de 45 à 50 mètres le petit Port-Racine est constitué par un granite alcalin recoupé par des filons de dolérite et de kersantite dont plusieurs affleurent le long de la falaise actuelle - notamment au secteur 5 où une occupation a été reconnue (Fig.10). Le versant, en grande partie dénudé, est accidenté de quelques vallons en berceau séparant des ensembles de chicots rocheux (Lautridou, 1984).

L'ensemble des dépôts de pente et des formations loessiques repose sur une plage ancienne qui affleure en de nombreux endroits (Fig. 8 et 10) : à la Pointe du Nez, depuis le Port-Racine jusqu'au Fort. Cette plage est souvent masquée sur la côte nord par les cordons de galets actuels et n'est visible qu'à la faveur des démaigrissements littoraux. Des témoins du haut platier granitique de la mer éémienne subsistent en différents secteurs - principalement à la Pointe du Nez (Fig.10).

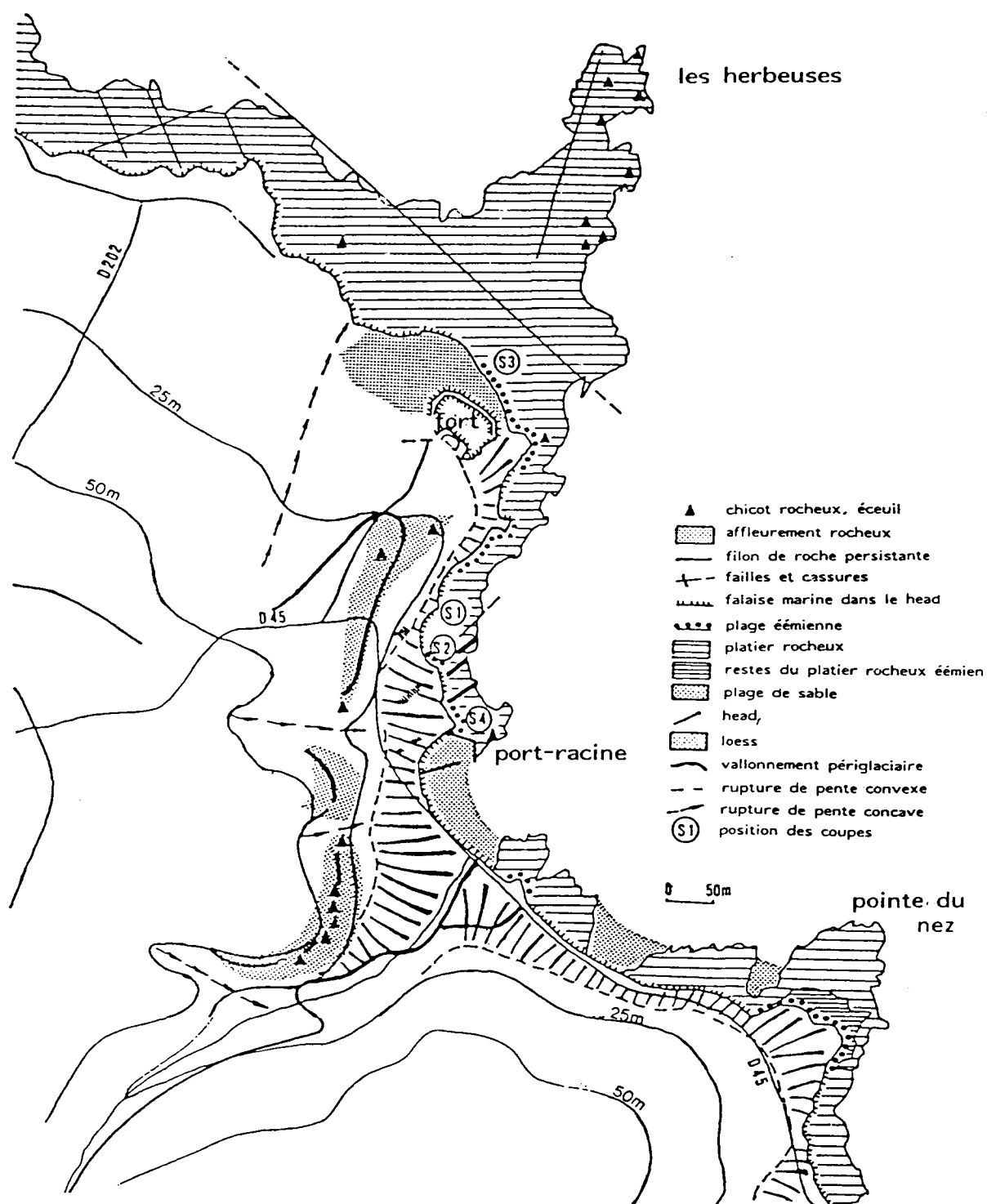


Fig. 10 : Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine - Croquis géomorphologique (d'après J.-P. Coutard, J.P. Lautridou et J.-C. Ozouf).

4.2.2. Les coupes principales.

Les descriptions lithostratigraphiques tiennent compte des observations micromorphologiques (B. Van Vliet-Lanoë).

A - Secteur 2 : la séquence classique.

Le secteur 2 est situé dans la partie ouest de l'anse, à l'abri des vents dominants, au débouché d'une gorge entaillant le platier. (Fig. 8, 10 et 11).

La plage fossile se trouve approximativement à l'altitude des plus hautes mers actuelles. Elle est encadrée dans un couloir accidentant l'ancien platier.

Nous reprenons la description lithostratigraphique présentée dans le guide de l'excursion de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire en 1987. Description (Coutard *et al.*, 1979 ; Lautridou, 1983, 1984 ; Van Vliet-Lanoë et Cliquet, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1987).

Unité 1 : plage fossile.

- a - Gravier roulé en strates, inclus dans un sable grossier.
- b - Intercalation de lits de galets et de sable fin bien classé localement par des précipitations ferrugineuses.
- c - Sable blanc fin très bien classé (10 YR 7/12), bien stratifié avec rare intercalation de lits de galets, nombreuses figures de précipitation en bande d'hydroxydes de fer. De l'industrie lithique, roulée, a été rencontrée dans la partie sommitale de la plage.

Unité 2 : head colluvial limono-humique.

- a - Lentille arénacée et déferriée, dérivée de dolérite, parfois gélifractée en place, érode le sable marin, passe latéralement à un sable limoneux lité à fortes traces de gel saisonnier, soulignées par une légère illuviation argilo-ferrugineuse.
- b - Limon modérément sableux, gleyifié, souligné à la base par un liseré d'hydroxydes de fer (horizon placique).
- c - Limon organique (10 YR 3-4/1) peu sableux, déformé par une cryoreptation, qui comporte à sa base, quelques silex taillés.

Unité 3 : head arénacé fin ocre.

- a - Arène granitique très ferruginisée et étirée par cryoreptation, brun foncé (7,5 YR 4/4) : horizon argilique disloqué.
- b - Arène sablo-limoneuse ocre ; horizon éluvial disloqué d'un sol brun modérément lessivé déformé par cryoreptation qui a livré de rares témoins lithiques en position dérivée.

Unité 4 : head fin, brun-jaunâtre ; arène granitique mêlée de limons et de blocs ; gélifluée.

Unité 5 : bandes de matériel limono-argileux brun-jaunâtre (10 YR 5/6 à 4/4 selon les lits) : intégré à la base de l'unité 6 ; horizon argilique étiré par cryoreptation ; témoin d'un sol brun lessivé légèrement hydromorphe.

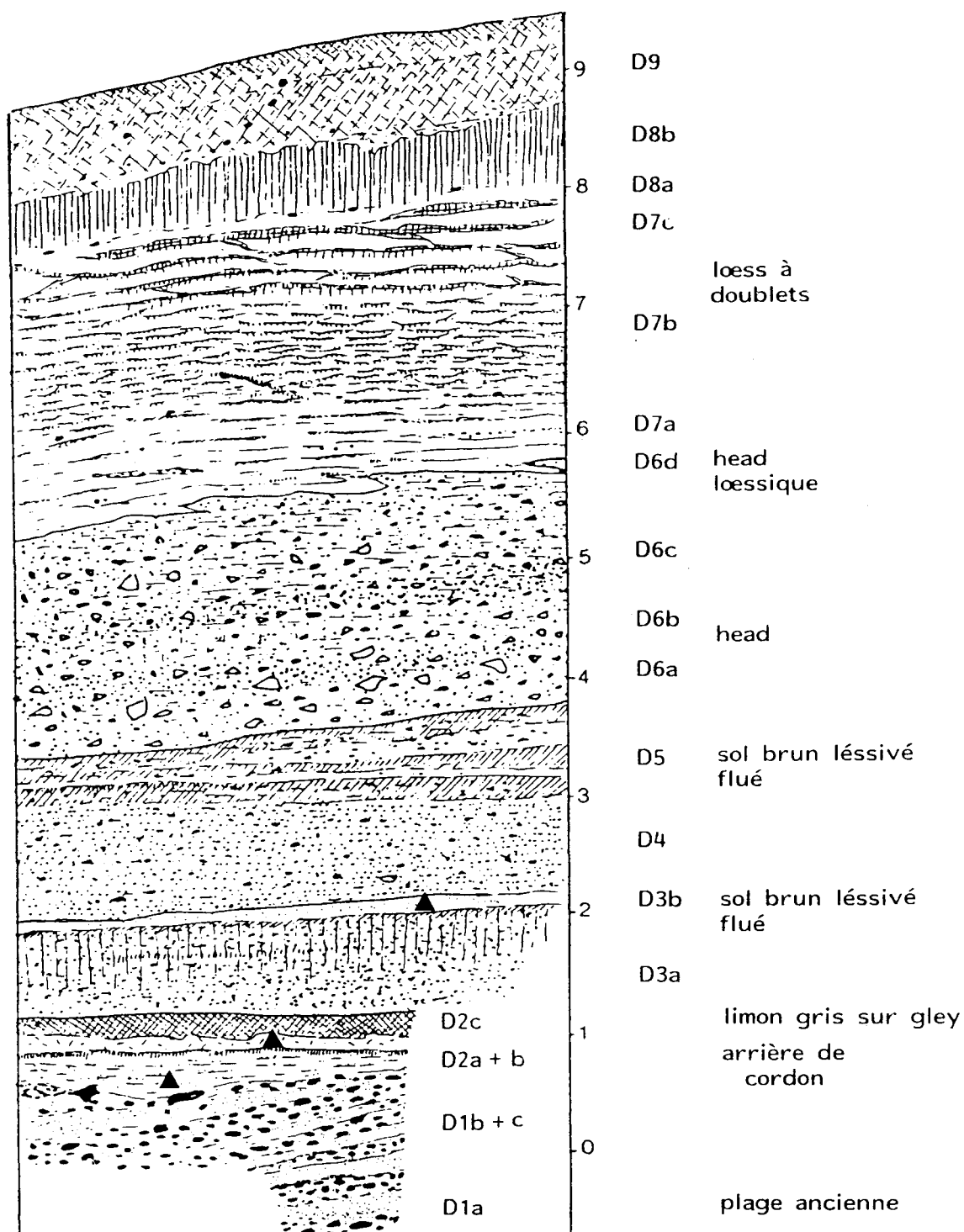


Fig. 11 : Stratotype de Port-Racine, secteur 2 (d'après Coutard et al., 1979, 1982 ; Lautridou, 1984 et Van Vliet-Lanoë, 1987).

Unité 6 : complexe de heads hétérométriques à blocs et à matrice variable .

- a - Matrice sableuse puis limoneuse et enfin sableuse vacuolaire.
- b - Limoneuse, assez compacte et brunâtre (10 YR 4/6), avec quelques revêtements silto-argileux.
- c - Sableuse jaunâtre (10 YR 5/6).
- d - Loessique.

La structure est à dominante feuilletée, surtout au dessous de c, là où les limons assez argileux apparemment non loessiques prédominent, et présente un gradient d'épaisseur normal à partir du sommet de l'unité pour atteindre plus de 1,5 cm dans l'unité 5.

Unité 7 : Loess récents .

- a -Loess non calcaire (10 YR 5-6/6), stratifié, avec contact basal flué ; quelques lits de granules granitiques ; petites précipitations ferrugineuses étirées.
- b - Limon doux, à doublets fins.
- c - Limon à gros doublets ou B en bande (10 YR 4/6).

Unité 8 :

- a - Cailloutis discontinu.
- b - Horizon argilique du sol brun lessivé de surface.

Unité 9 : colluvions anthropiques tronquant l'unité précédente.

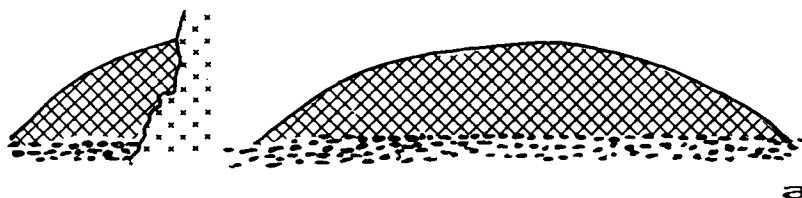
- a - Colluvions limono-organiques grisâtres à charge arénacée.
- b - Colluvions limono-argileuses brunes, incorporant quelques galets.
- c - Ap. limon brun grisâtre humifère.

Nous distinguerons donc de bas en haut :

Plage perchée	}	Eémien
Colluvions organiques et tourbes	}	début glaciaire ou Weichsélien
Heads avec sols interstratifiés	}	ancien.
Head à gros blocs		
Head majeur et loess	}	Pléniglaciaire
Loess récent		
Sol récent et colluvions historiques	}	Tardiglaciaire et Holocène.

Les attributions chronologiques seront présentées dans notre partie relative à l'âge des dépôts (cf. infra).

Il s'agit du stratotype du Weichsélien de la Hague défini par Lautridou et appelé *Formation de Port-Racine*.



a

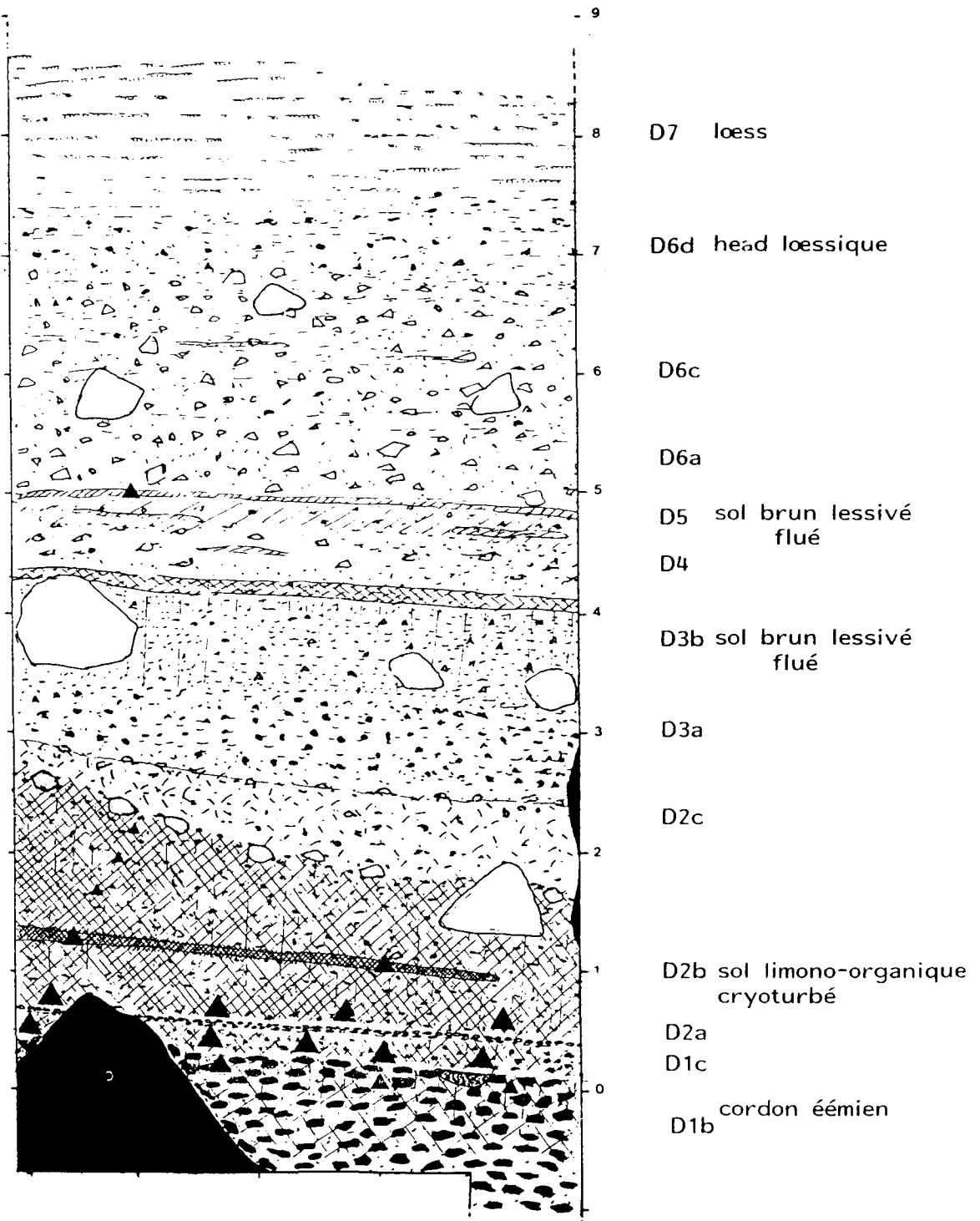


Fig. 12 : Profil stratigraphique du secteur 1 et empatement volumétrique des niveaux limono-organiques de ce secteur (a).

B - Secteur 1 : l'habitat principal.

Au secteur 1, les dépôts ont pu être observés au contact de la falaise granitique, à la faveur des terrassements préalables à la fouille proprement dite.

Nous avons de bas en haut (description Cliquet, Lautridou, Van Vliet-Lanoë) (Fig.12) :

D1c : niveau de galet à matrice limono-sableuse organique, marqué par le développement d'un ranker illuvié d'argile, affecté localement par des précipitations de fer, notamment au contact de gros blocs granitiques. Le sommet de la plage a été creusé afin d'aménager des foyers. Les quelques silex taillés roulés contenus dans la plage, témoignent d'une première occupation du secteur. Ce niveau est oblitéré par un rocher effondré avant l'occupation principale - M6 -.

D2a : l'horizon humifère organique, susjacent, dilaté en pied de falaise, caillouteux, à matrice limono-sableuse, riche en charbon de bois, est le support de l'occupation principale du gisement. Les témoins lithiques sont abondants ainsi que les structures (cf. infra).

Un cailloutis homogène continu composé de petits blocs de quelques centimètres de granite avec revêtements de manganèse, à matrice limono-argileuse scelle l'ensemble et ne contient pas d'industrie.

D2b : Limon organique caillouteux à taches d'hydromorphie (10 YR 2/1), à matrice limono-sableuse, dérivé d'un limon ancien légèrement pollué par du sable marin.

D2c : limon gris (10 YR 3/2) caillouteux, au contact de la falaise et des blocs cryoclastiques mis en place par gravité, gleyifié, à nombreux charbons de bois.

D3a : head arénacé à matrice limono-argileuse (10 YR 4/6).

D3b : head arénacé limono-argileux (7,5 YR 4/6) à blocs, étiré par cryoreptation et illuvié ; horizon disloqué d'un sol brun lessivé avec charbons de bois.

D4 : head arénacé à matrice limoneuse humifère (10 YR 4/6) géliflué.

D5 : head limono argileux brun (7,5 YR 4/6) humifère à nombreux charbons de bois. De l'industrie lithique est associée à ce sol brun lessivé. Semble remanier le head sous-jacent (?).

D6 : ensemble de heads hétérométriques jaunes à structure dominante feuilletée sablo-limoneuse. La matrice devient loessique au sommet (6d).

D7 : loess récent calcaire gris jaune. Le limon à doublets susjacent est peu visible.

Dans cette séquence, D1C représente le cordon régressif de la fin Eémien pédogénisé par un ranker à charge limoneuse héritée, contemporain de la principale occupation de ce secteur. L'industrie y est abondante, le sol organisé - structures de combustions notamment -. Le toit de la plage est affecté par une cryoreptation (frost creep) suivi par une illuviation.

Un cailloutis d'érosion (head)(?) D2a vient sceller l'ensemble archéologique. La séquence D2b, très dilatée en pied de falaise, se compose d'un limon organique dérivé d'un limon ancien.

Nous avons utilisé la méthode de classement mise au point par Trask. Il s'agit d'une relation définie entre deux quartiers ou quartiles - le premier et le troisième -.

La valeur de ceux-ci est donnée par la projection sur l'échelle des abscisses, de l'intersection de la courbe cumulative avec les horizontales représentant respectivement 25 % (Q1) et 75 % (Q3) en poids de sédiment considéré.

$$S0 = \frac{Q3}{Q1} \text{ ou } \frac{\log Q3 - \log Q1}{2}$$

Trask (1930) a proposé les limites suivantes :

- $S0 < 2,5$: sédiment bien classé,
- $2,5 < S0 < 3,5$: sédiment normalement classé,
- $3,5 < S0 < 4,5$: sédiment mal classé.

Cette méthode chiffrée, d'utilisation pratique, ne distingue pas l'uni ou la bimodalité de la courbe, comme l'illustre la figure suivante. Il s'agit de deux courbes construites empiriquement, dont les valeurs aux premiers et troisièmes quartiers (quartiers) sont respectivement identiques.

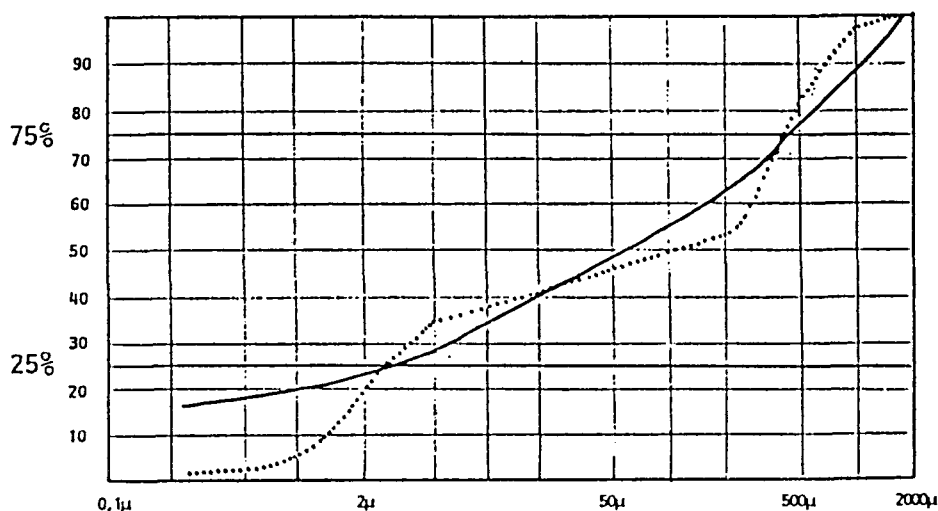


Fig. 13 : Détermination de l'étalement, par la méthode de Trask, de deux courbes granulométriques cumulatives construites empiriquement.

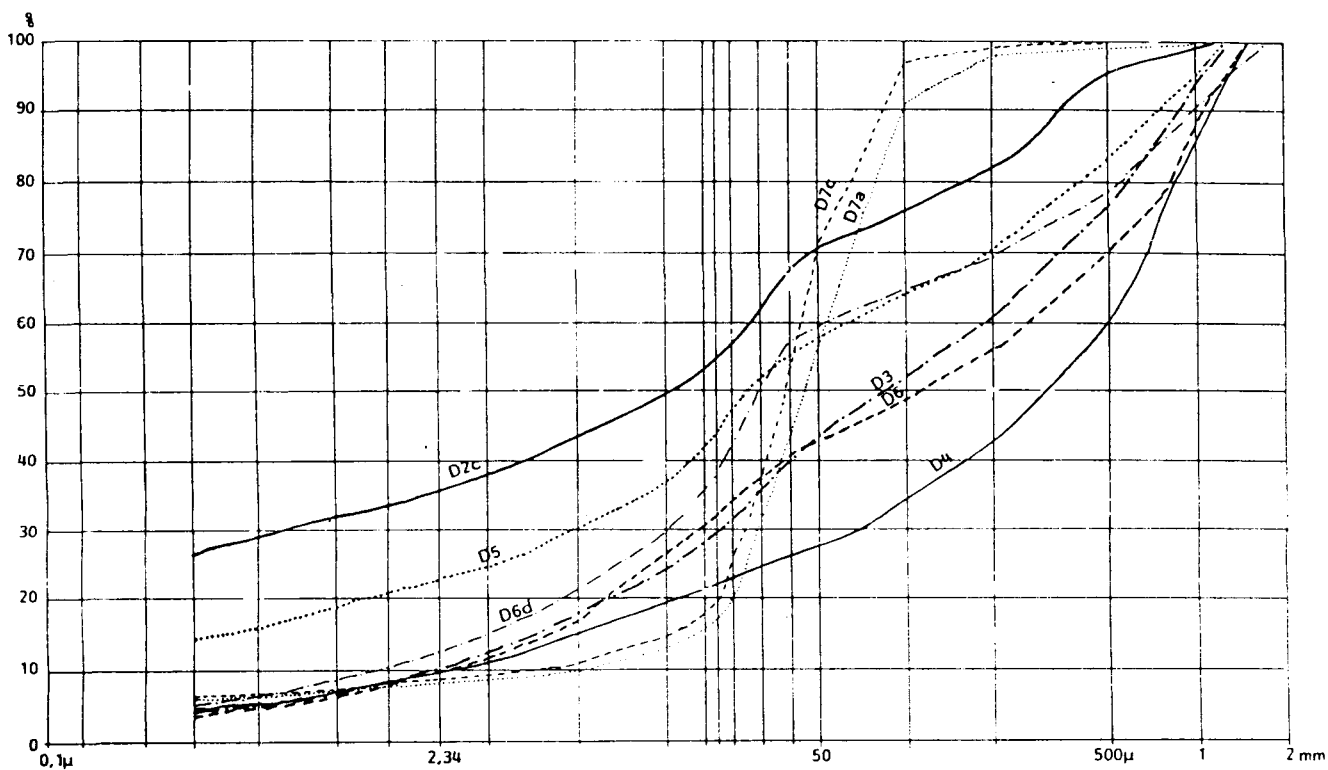


Fig. 14 : Courbes granulométriques cumulatives du secteur 2 - Formation de Port-Racine (analyses M. Levant).

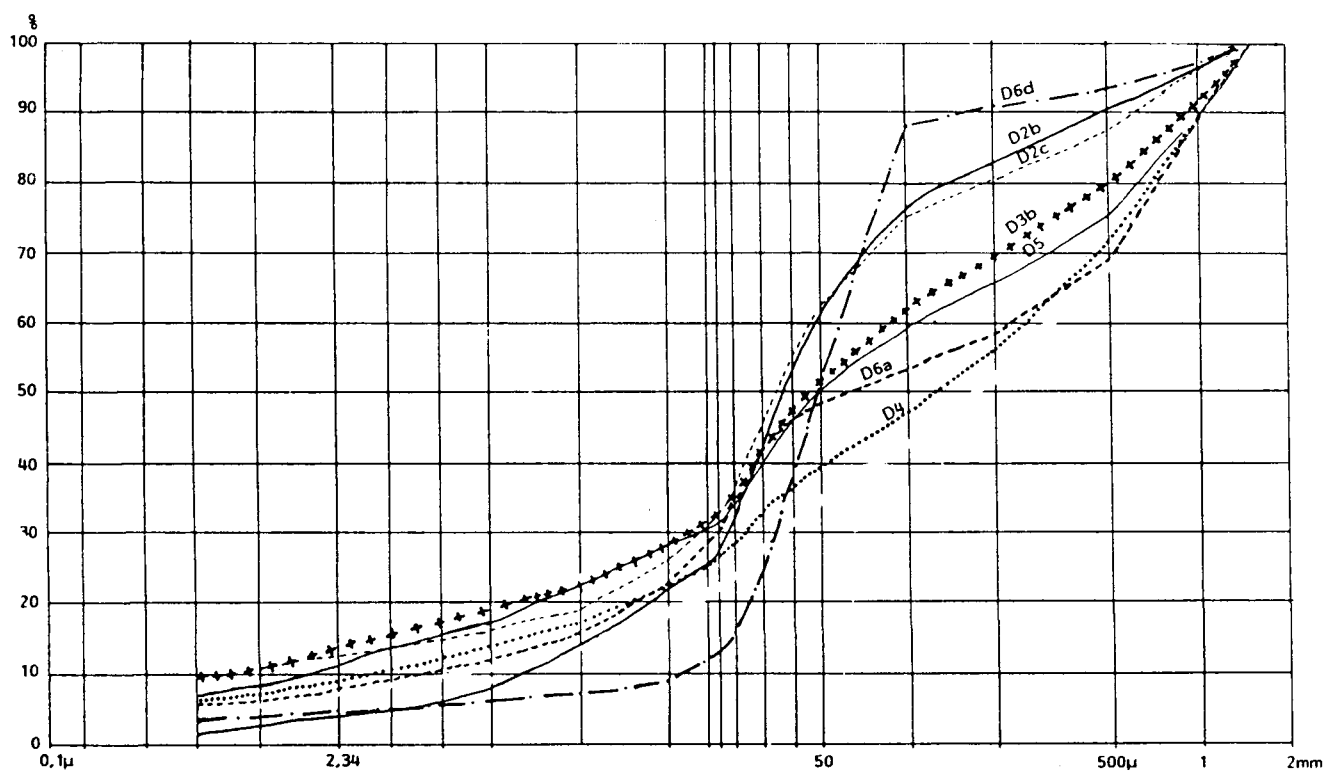


Fig. 15 : Courbes granulométriques cumulatives du secteur 1 (analyses M. Levant).

Des niveaux d'habitats sont interstratifiés dans cette séquence qui s'achève par une série d'éboulements en pied de falaise (événement de Brouennou?) et de l'hydromorphie (D2c) marquée par une déferrification notable.

Les niveaux d'occupation sont enfouis sous un head arénacé pédogénésisé (D3b) tronqué par un head géliflué humifère.

La séquence enregistrée est donc, de bas en haut :

D1 plage régressive avec développement d'une pédogénèse de type ranker contemporaine de la première occupation de l'Anse de l'Erguillère.	}	Eémien
D2a érosion marquée par un cailloutis (head)		
D2b limon loessique organique suivi par des éboulement puis une phase hydromorphe (D2c).	}	Weichsélien ancien
D3a head lité + sol brun lessivé (D3b).		

Suite à l'analyse détaillée de ces deux coupes, nous remarquons au secteur 1 : une pédogénèse modérée en pied de falaise à la fin de l'Eémien, suivie d'un head discontinu mais marqué, sur lequel se développe un sol important attribuable à l'épisode de Saint-Germain I. Les niveaux noirs loessiques D1c et D2b+c s'avèrent intimement liés à l'occupation humaine. La charge en matière organique du limon corrobore cette première observation. Le développement exceptionnel de ces niveaux riches en limon ancien pose le problème de son origine. S'agit-il de produit d'éboulements naturels ou bien doit-on y voir un impact anthropique (?). L'homme aurait facilité la chute de limons anciens piégés dans des anfractuosités de la falaise afin d'exhausser le niveau des sols de l'habitat (?). Les couches d'occupation ont un empâtement volumétrique limité par une demi-ellipsoïde effectuant un quart de révolution autour de son grand axe. Ce volume comporte deux pendages opposés dans le plan vertical du grand axe et une troisième pente dans un plan vertical perpendiculaire au précédent (Fig.12). La couche de limon organique s'avère donc moins dilatée à chacune de ses extrémités.

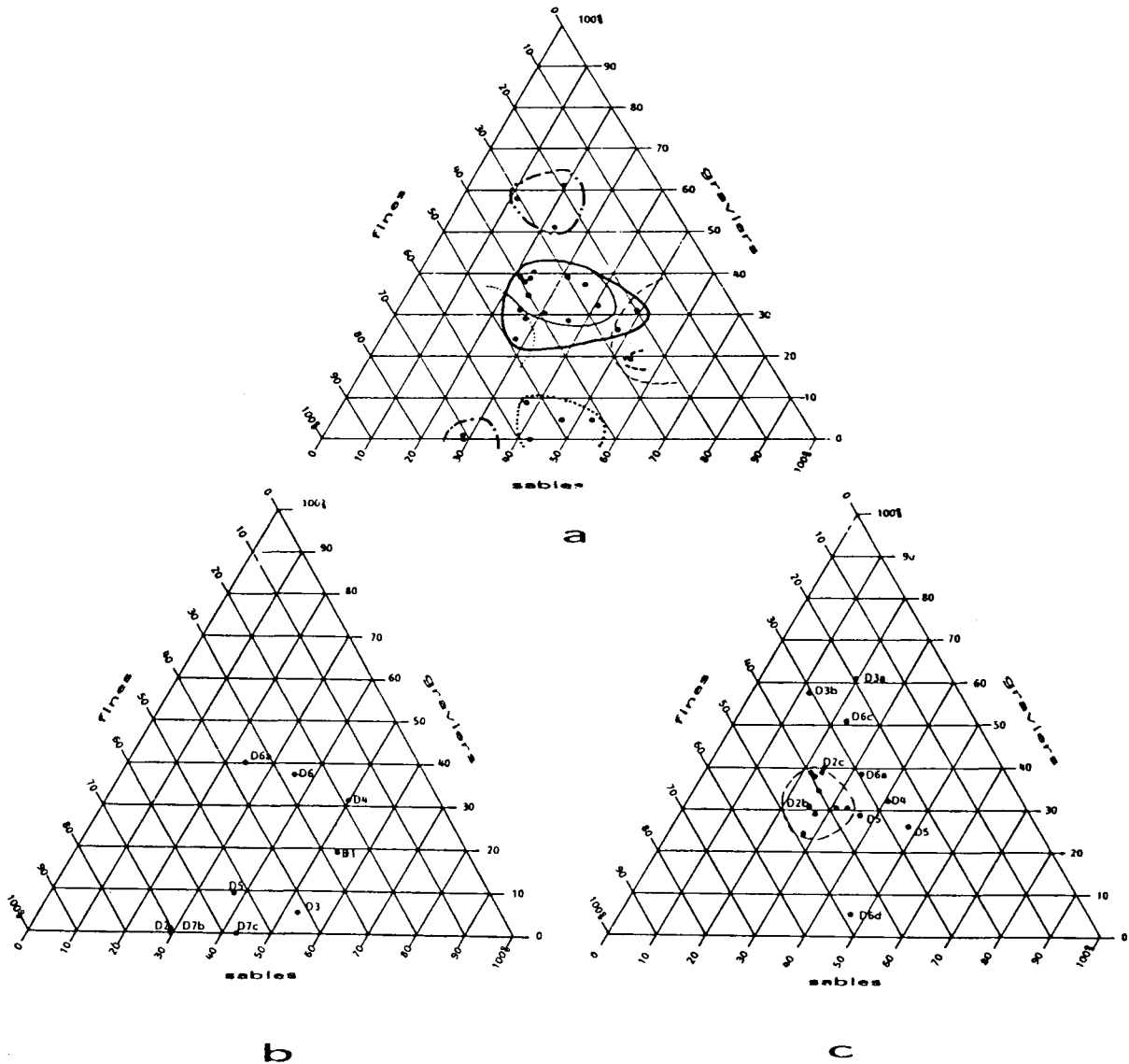
Au secteur 2 - stratotype en fait incomplet de la formation de Port-Racine - le ranker fini-éémien est inexistant et le head colluvial limono-humique (unité 2) peu développé.

La pédogénèse enregistrée au secteur 1, à l'Eémien final dans le cordon et sur celui-ci fait donc défaut.

C. Apports des analyses physiques à la compréhension du site.

Les analyses granulométriques des sédiments, effectuées par M. Levant (Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen), montrent (Fig.14 et 15 ; tableaux 1 et 2) que le limon du secteur 2 (D2c) est très mal classée, avec une représentation en fines notable (70%) et une légère inflexion de la courbe (Fig. 14) vers 20 - 50 micromètres, qui témoigne d'un apport loessique. Cet apport est plus prononcé dans le limon noir très bien classé du secteur 1 (D1c et D2b).

J.P. Lautridou (1984) émet l'hypothèse d'un remaniement secondaire d'un loess ancien après la mise en place de la plage interglaciaire (?). L'atténuation de la pente de la sigmoïde au-dessus de 25 - 30 micromètres est, selon cet auteur, caractéristique des limons pré-weichséliens.



a :

- - - - - graviers <10%, 25<sables<30% et fines>60%;
- - graviers <10%, 35<sables<55%, 40<fines<60%;
- - - - - graviers <20%, sables > 50% et 25<fines<30%;
- - 20<graviers<40%, 20<sables<40% et 20<fines<40%;
- - graviers<35%, sables<30% et fines>40%;
- - - - - 15<graviers<35%, 45<sables<55% et fines<30%;
- - graviers>50%, 10<sables<25% et 15<fines<35%;
- - un groupement moyen se détache au centre du triangle granulométrique :
- 20<graviers<50%, 20<sables<50% et 20<fines<45%.

Fig. 16 : Triangles granulométriques des sédiments des secteur 1 et 2 (a), du secteur 2 - Formation du Port-Racine - (b) et du secteur 1 (c)(analyses M. Levant).

Les apports loessiques sont moins prononcés dans le head majeur - très bien classé (head à matrice loessique), à mal classé (head à matrice locale de gélifraction) (D6d) - où la matrice est un loess sableux, ce dans tous les secteurs étudiés. Les heads sont en général mal classés. La matrice peut être à dominante sableuse, notamment pour le head fin (D4), le head arénacé (D3) ainsi que les heads (D6a et D6c) du secteur 2.

limon noir D2b	limon gris D2c	head arénacé D3a	head limono- argil. D3b	head arénacé D4	head limoneux D5	head jaune D6a	head jaune D6c	head loessique D6d
2,15	2,78	2,44	5,62	5,47	6,39	6,10	7,88	1,55

Tableau 1 : classement des sédiments-limons et matrices de heads du secteur 1, par la méthode de déviation des quartiers.

limon noir D2c	head arénacé D3	head fin jaune D4	limon argileux D5	head limoneux D6b	head loessique D6d	limon inf. D7a	limon sup. D7c
18,85	5,52	4,95	8,96	7,07	5,89	1,48	1,59

Tableau 2 : classement des sédiments-limons et matrices de heads du secteur 2 par la méthode de déviation des quartiers.

Les niveaux limono-argileux, très mal classés, ressortent avec une bonne représentation en fines, notamment en argiles (paléosols). Enfin, les loess récents apparaissent chargés en sable à "courbe cumulative unimodale et non bimodale comme c'est le cas des sédiments limono-sableux de transition du golfe normand-breton, entre les sables de couverture et les loess" (Lautridou, 1984).

Les pourcentages obtenus lors des analyses granulométriques ont été reportés, pour les coupes des secteurs 1 et 2, sur les triangles granulométriques, afin d'apprécier la teneur en graviers (fraction supérieure à 2 mm) contenus dans les sédiments (Fig.16).

Plusieurs ensembles se dégagent :

Ceux qui comportent peu de graviers (inf. à 10%), qui se subdivisent :

- en groupes à teneur moyenne en fines (40 à 60%) et en sables (35 à 55%). (Horizons - D3, D5, et D7c du secteur 2 ; D6d du secteur 1) .
- en groupes à forte représentation en fines (60%) et à sables modérés (25% à 30%). (Couches D2c et D7b du secteur 2).

Ceux qui comptent moins de 45% en graviers, qui regroupent :

- les niveaux à fines et sables modérément représentés (20 à 40%), ainsi que pour les graviers - D6 et D6d, pour le secteur 2 - et D2b, D2c, D4, D5, et D6a pour le secteur 1 - .
- les horizons à fines inf. à 30%, avec une bonne représentation en sables (45 à 55%) et à graviers modérés (15 à 35%) - D1c et D4 du secteur 2 - .

Un groupement moyen se détache au centre du triangle granulométrique où les pourcentages oscillent entre 20 et 50 % tant pour les fines, que les sables et les graviers. Nous y retrouvons les arènes litées et les heads.

Enfin, un ensemble très riche en graviers (sup. à 50%) comporte des fines (15 à 35 %) et des sables (10 à 25%) en proportion moyenne - D3a, D3b et D6c du secteur 1 - . Il s'agit là encore de heads.

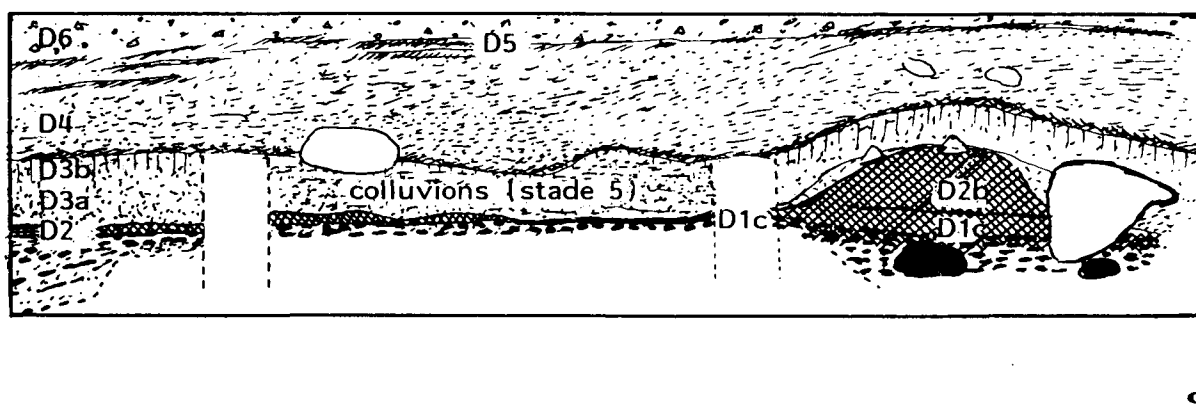
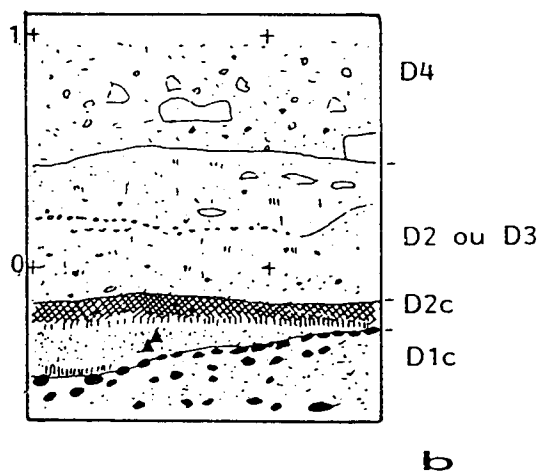
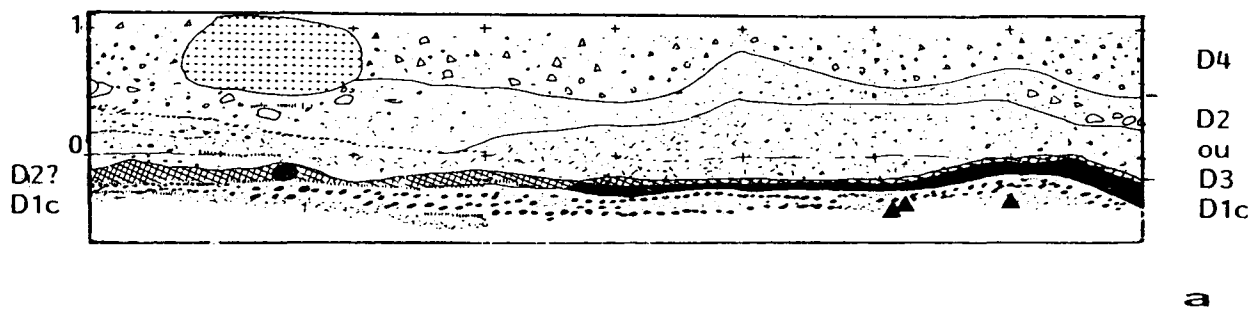


Fig. 17 : Coupes des secteurs 7, 9, 6 (a) et 8 (b) et profils de la crue de l'Erguillière (c).

Les arènes et les heads se dissocient donc bien des loess et des niveaux humifères loessiques.

D. Mise en place des formations périglaciaires.

a) Le rôle du contexte morphologique.

La genèse des heads est provoquée a posteriori par une transgression marine interglaciaire qui sape préalablement la falaise ancienne (E. et S. Watson, 1970 ; Lautridou, 1984) et forme une plage sus-jacente à la plateforme fondamentale. Une pédogénèse se développe sur les cordons fini éémien (D1c) - "marécage" de l'Erguillère à proximité du secteur 1 -. La mer n'atteint plus le pied de la falaise granitique et continue sa régression. Lors des épisodes tempérés (stades 5c et 5a des carottes océaniques), le niveau marin n'atteint pas celui de l'Eémien (cordon de l'optimum compris entre 3,70 m et 3,80 m NGF, en fonction de la topographie). Cependant, durant le premier "interstade", la mer semble stationner à un niveau sensiblement inférieur à l'actuel (B. Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Monnier, 1988a).

Pendant les périodes de péjoration climatique - épisodes 5d et 5b -, les heads se mettent en place. Il s'agit de coulées boueuses ou de dépôts mis en place par cryoreptation (D2a) et de heads lités (frost creep) (D3a). Après le complexe interglaciaire, "la dynamique des heads est dominée par la gélifluxion" (B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

J.P. Lautridou (1984) a parfaitement démontré l'impact de la paléotopographie dans la genèse des heads. Ainsi, la notion de piège apparaît fondamentale. (Fig. 17 et 18). Dans le cas présent, les heads fossilisent un angle mort compris entre la falaise littorale et la plateforme d'abrasion marine. Ce piège a fonctionné tant qu'il n'y a pas eu régularisation de la base du versant alors sapé en falaise et définition d'un nouveau profil d'équilibre. Ce piège a favorisé l'enfouissement rapide de l'industrie.

Cet auteur, dont les travaux ont aussi porté sur les recherches de gélifraction expérimentale (1984), a tenté l'estimation de la quantité de matériau gélivé et déplacé pendant le cycle des heads de Port-Racine. Le chiffre proposé oscille entre 0,5 et 0,7 m de tranche enlevée sur versant ou en bordure du plateau - ce qui est inférieur à l'érosion anthropique holocène.

La démarche présentée par J.P. Lautridou pour obtenir ces chiffres est la suivante : "Nous avons postulé qu'un quart du matériel provient du versant raide au-dessus du head à granite relativement protégé de l'altération par la pente forte qui ne favorise pas la stagnation de l'eau ; le reste est issu de la bordure de plateau à modelé bosselé et où l'altération se présente actuellement sur 0,5 à 1 mètre ; la largeur de la zone concernée serait d'environ 150 mètres. De plus, nous pensons qu'en raison de la décompaction et de la porosité du head, il faut moitié moins de volume de roche et d'altérite pour donner le volume de head équivalent. A partir du profil transversal, nous avons donc mesuré la section du prisme périglaciaire et considéré que cette surface divisée par deux (décompaction) devait se retrouver plus haut sur le versant, sous la forme d'une autre section, rectangulaire celle-ci, qui correspondait à la tranche de la couche parallélépipédique ayant alimenté le head".

4.2.3. Autres coupes : La dynamique littorale contemporaine de l'occupation.

Cependant, une série de coupes aménagées entre ces deux secteurs s'avère instructive.

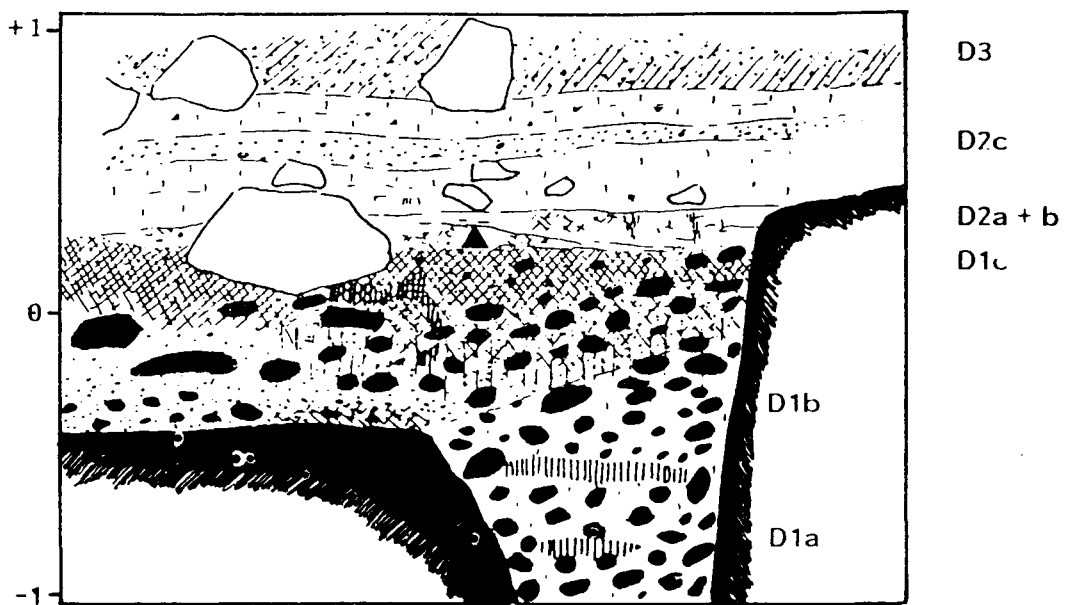


Fig. 18 : Coupe du secteur 10 (d'après B. Van Vliet-Lanoë).

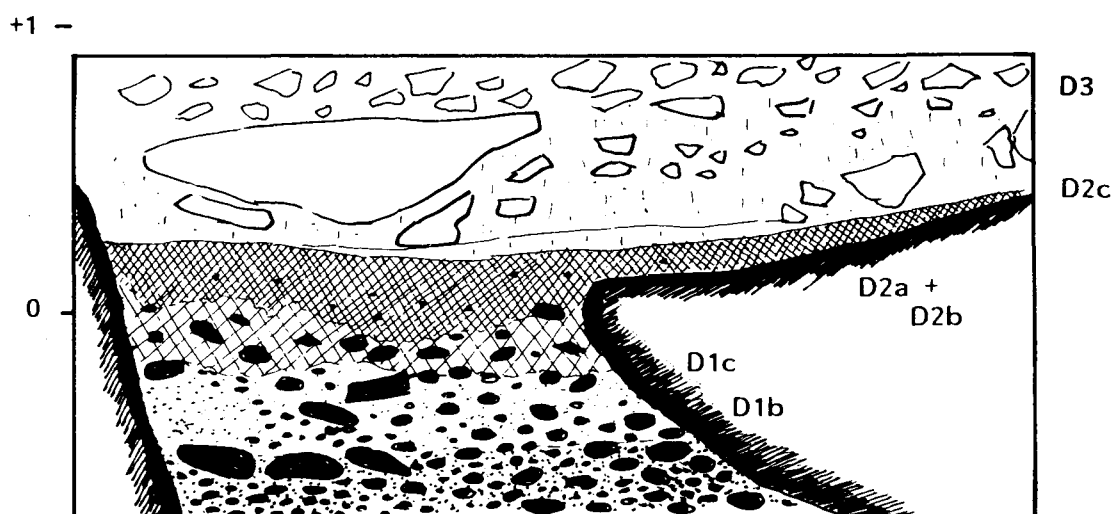


Fig. 19 : Coupe du secteur 11 (d'après B. Van Vliet-Lanoë).

A - Secteurs 8, 7, 9 et 6 : "l'anmor tourbeux" et les colluvionnements.

Au nord du secteur 2, le secteur 8 présente (Fig. 17) :

- Une plage de sable blanc (7,5 YR 7/4) avec des intercalations de galets (D1), surmontée par un sable humifère, avec quelques précipitations de fer, contenant de l'industrie (D2 a+b).
- Un sable organique compact (10 YR 4/3) dont la base est affectée de précipitations en bande d'hydroxyde de fer, et qui pourrait être contemporain du limon noir du secteur 2 (D2c).
- Un head colluvial à matrice limono-sableuse grise (10 YR 6/3), maculé par des taches d'oxydo-réduction, fossilise l'ensemble (D2c ? ou/et D3 ?).

Plus au nord, trois coupes ont été ouvertes puis étendues pour ne former qu'un seul profil (secteurs 7, 9 et 6), (Fig. 17). Nous avons :

- Une plage de galets interstratifiés avec de minces liserés de sable (10 YR 3/2) à précipitations de fer au contact des galets (D1). Ce toit de plage comporte (secteur 9) de l'industrie lithique.
- Un limon sableux noir à précipitations de fer (10 YR 7/2) recouvre la plage, relayé par un anmor tourbeux (secteur 9 Nord et 6). Le contact entre ces deux couches est abrupt. La "tourbe" limono-argileuse non loessique (10 YR 4/2) apparaît tronquée par le limon sableux noir qui recouvre partiellement cette tourbe par un fin pelliculage. L'ensemble est scellé par un head colluvial arénacé à matrice limoneuse (10 YR 7/4) lavé (D2c ? et/ou D3 ?).

Il existe donc un hiatus entre le sable humifère et/ou l'anmor d'une part et le limon organique d'autre part. Nous n'avons pas pu examiner le contact entre la tourbe et le limon organique de l'habitat principal (S.1) en raison d'un glissement de terrain qui a masqué le pied des formations périglaciaires (plusieurs centaines de mètres-cubes (Fig. 17).

L'anmor tourbeux se rencontre dans une série de dépressions à proximité de l'habitat principal (secteur 1). L'étude micromorphologique révèle la présence de cendres blanches décarbonatées contenant des débris végétaux humifiés.

Une observation du sédiment au MEB a mis en évidence la présence d'une faune d'origine marine dans cet anmor tourbeux. Il s'agit de foraminifères benthiques à planctoniques qui attestent la proximité de la mer durant l'occupation du secteur 1, notamment d'un foraminifère hyalin benthique marin de la famille des discorbidés - forme juvénile - (observations et détermination J.P. Dupont).

Les analyses palynologiques (M. Clet) révèlent un cortège différent de celui qui a pu être rencontré à la base du secteur 1 située en position haute, à l'abri d'un redan de la falaise granitique.

La position morphologique et altimétrique du secteur 9 suggère une érosion qui se serait produite entre la pédogénéisation du cordon de galets et la formation de l'anmor tourbeux. Il y aurait donc un hiatus et l'occupation initiale du site précéderait le dépôt tourbeux!

Il est possible d'imaginer une dépression en pied de falaise, derrière un cordon permettant le développement de formations continentales, investie épisodiquement par la mer (grandes marées, embruns de tempêtes ...).

Ces observations semblent indiquer la présence proche de la mer lors de l'occupation du secteur 1 !

B - Secteurs 10 et 11 : des lambeaux de sols humifères piégés par la falaise fossile, et habitat en pied de falaise (secteurs 12, 5 et 5 bis).

Plus au nord de la crique de l'Erguillère, des lambeaux de plages perchées subsistent de part et d'autre de la falaise granitique (secteurs 10 et 11).

Nous retrouvons de bas en haut :

- Une plage infiltrée de limon avec précipitations d'hydroxydes de fer (secteur 10) puis à matrice sableuse organique avec développement d'un ranker dans le cordon (D1c).
- Un sol développé au-dessus (D2b) a livré de l'industrie. L'ensemble est recouvert par un limon légèrement gleyifié (D2c), érodé par une arène à matrice limoneuse avec bande de matériel limono-argileux, témoin d'un sol brun modérément lessivé (D3b), (Fig.18).

La même série d'événements est enregistrée sur le profil du secteur 11 : plage sablo-limoneuse recouverte par un cordon pédogénésisé par un ranker (D1c). Un sol rankérisé se développe dans un head limoneux (D2a+b) recouvert par un head limoneux légèrement gleyifié (D2c), puis un head à blocs (D3) mis en place par éboulement (Fig.19).

En pied de falaise granito-doléritique, nous retrouvons la plage ancienne, à son altitude la plus basse. (Secteurs 12, 5 bis et 5) (Fig.20).

Nous avons donc de bas en haut :

Une plage à matrice sableuse (D1a), puis limono-sableuse avec développement d'un ranker construit (D1b+c), bien développé dans la zone d'habitat (secteurs 5 bis et 5) où il est associé à une industrie lithique et des charbons de bois. L'industrie contenue dans la partie sommitale de la plage n'est que faiblement émoussée eu égard à la configuration de la falaise qui a limité le piétinement. Cette occupation est donc sub-contemporaine de l'implantation en pied de falaise du secteur 1.

Un foyer, installé entre deux blocs cryoclastiques, témoigne d'une seconde occupation associée à un ranker organique développé dans un head avec précipitations ferro-manganiques (secteur 5 bis). Ce niveau apparaît diffus et moins développé dans le profil perpendiculaire (secteur 12) et reste absent au secteur 5 où le gley (D2c) se développe directement sur le head limoneux (D2a) faiblement pédogénésisé.

L'ensemble est scellé par un head fin lité (D3a) rubéfié dans sa partie supérieure, marqué par un sol brun lessivé (D3b).

C - Secteurs 13, 14 et 15 : estran et dynamique glacielle.

Plus au nord, à proximité du cap qui limite l'Anse Saint-Martin, un ensemble complexe de formations a été reconnu en pied de falaise ou à proximité immédiate (secteurs 13, 14 et 15), sur un ancien platier (4 m à 4,90 m NGF) granito-doléritique (Fig. 21 et 22).

Nous avons de bas en haut et d'après la description de ce profil proposée par B. Van Vliet-Lanoë (1987) :

Une plage éémienne complexe.

D1a : niveau sableux, riche en galets, localement humifié, exclusivement préservé dans les creux topographiques du platier ancien.

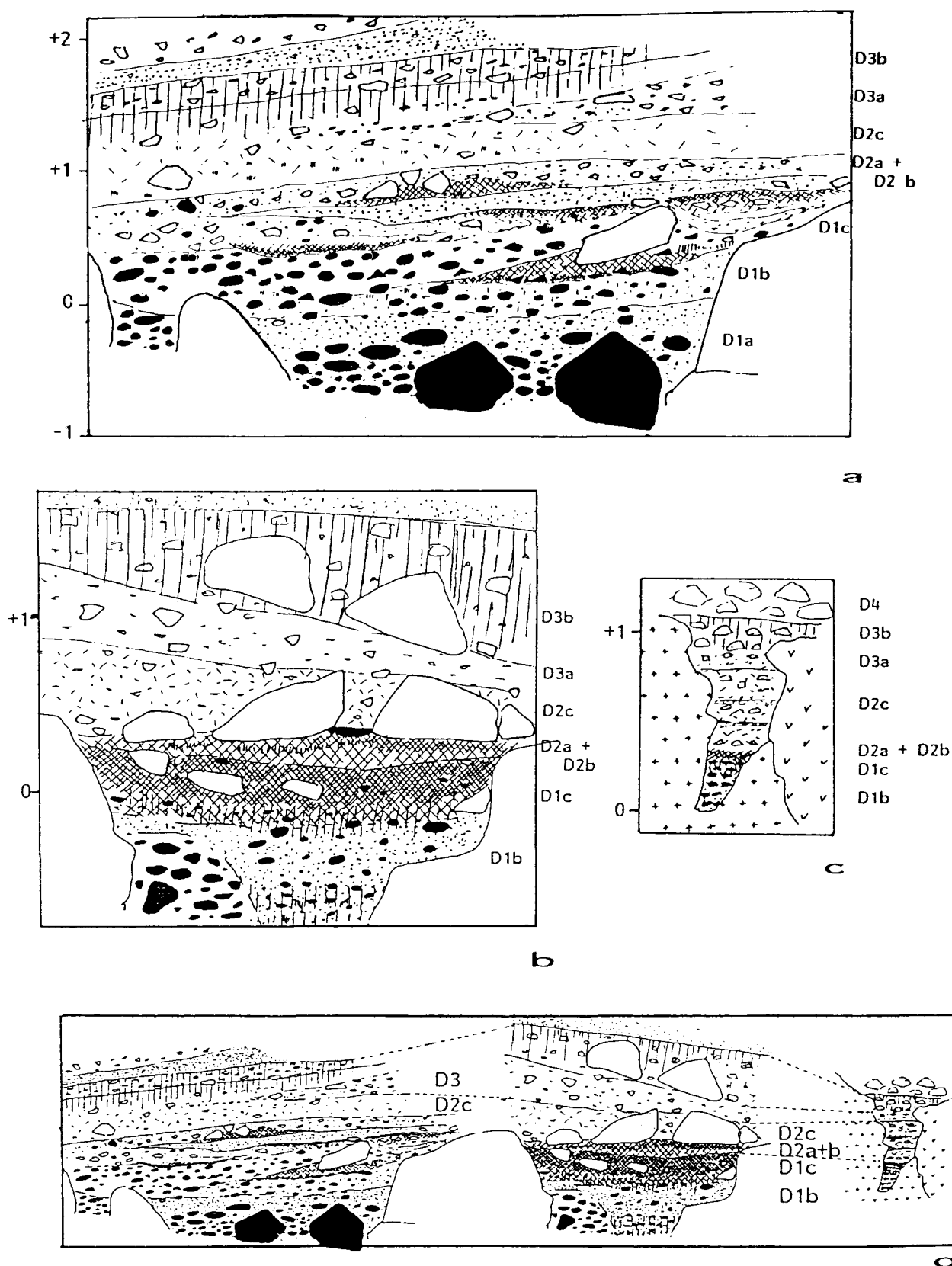
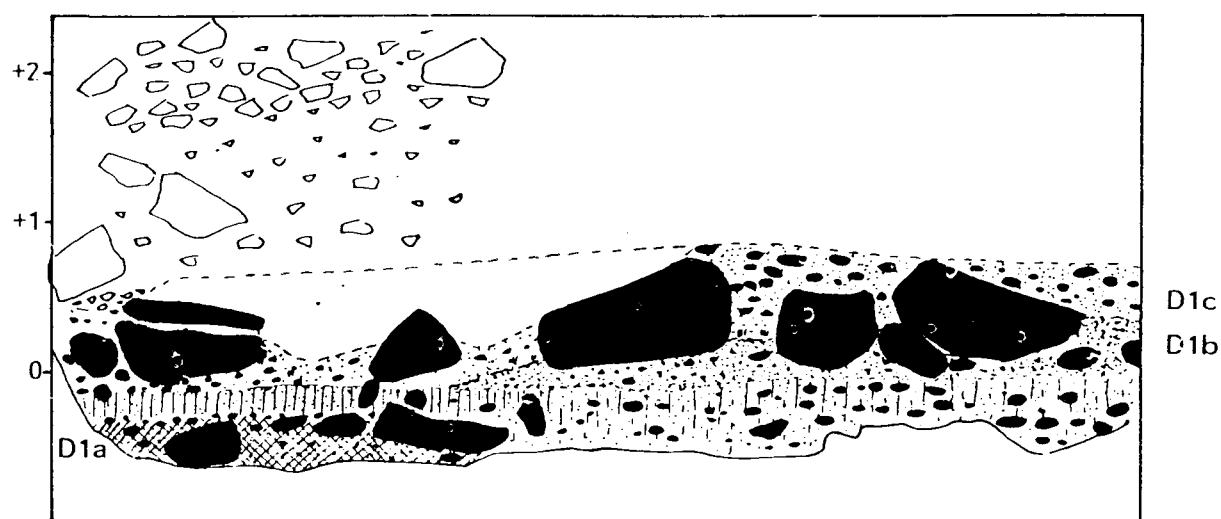
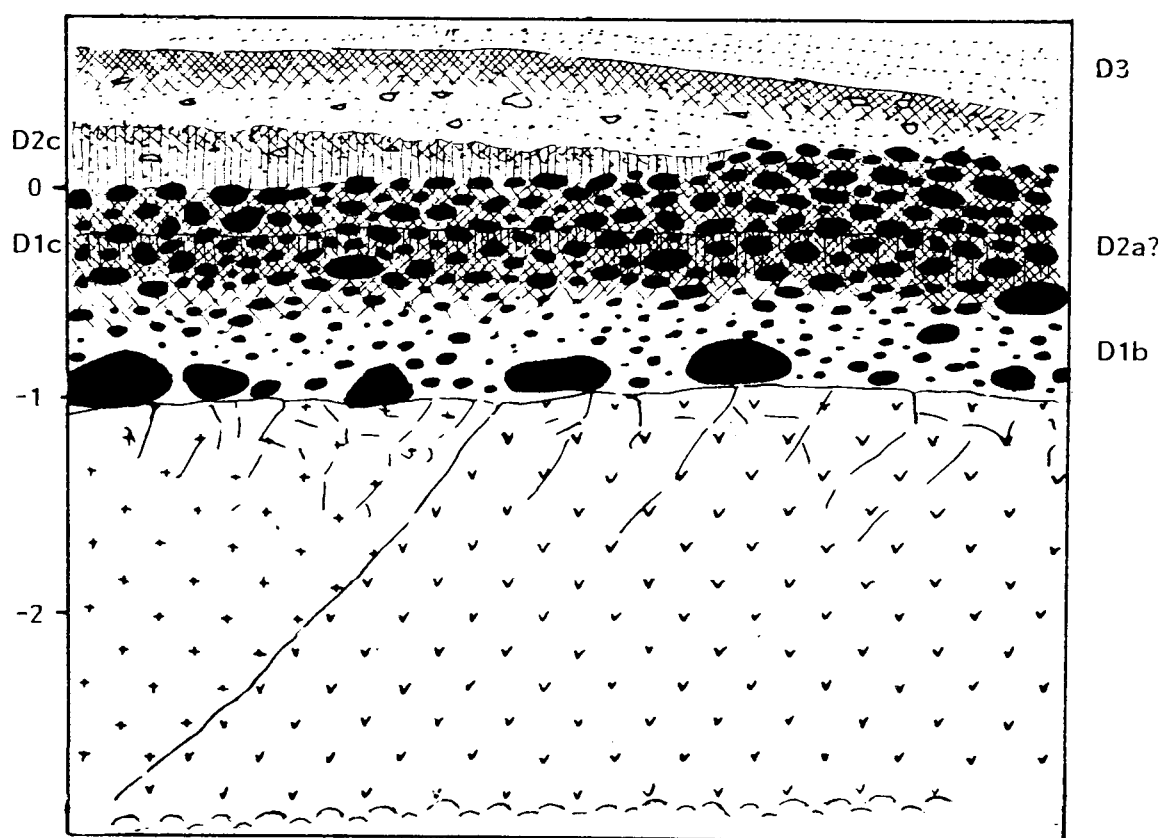


Fig. 20 : Complexe des secteurs 12, 5bis et 5 (d) et profils des secteurs : 12 (a), 5bis (b) et 5 c)(d'après B.Van Vliet-Lanoë).

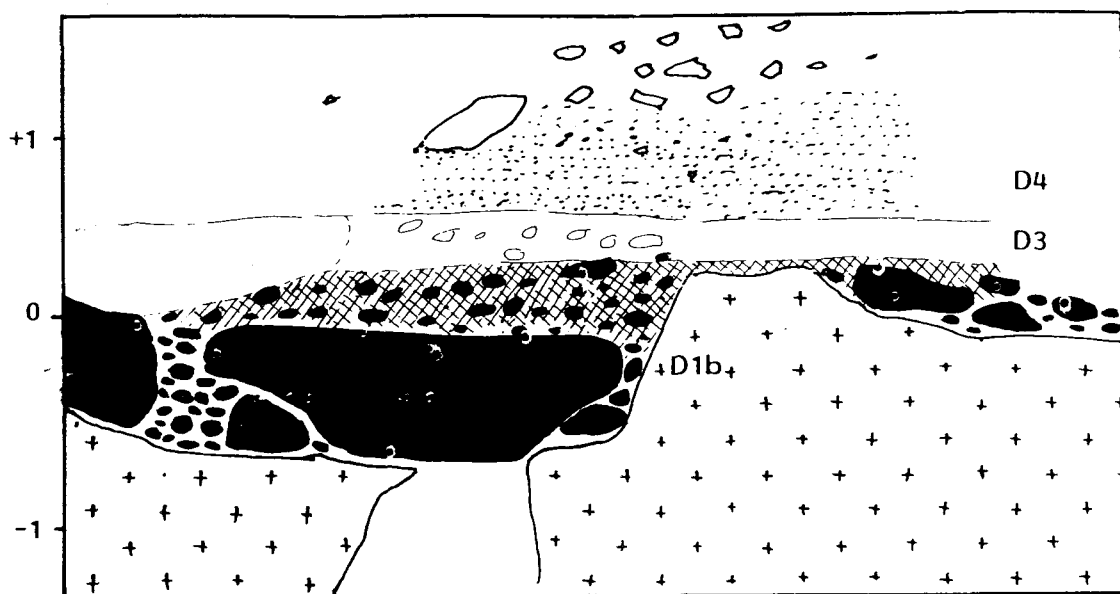


a

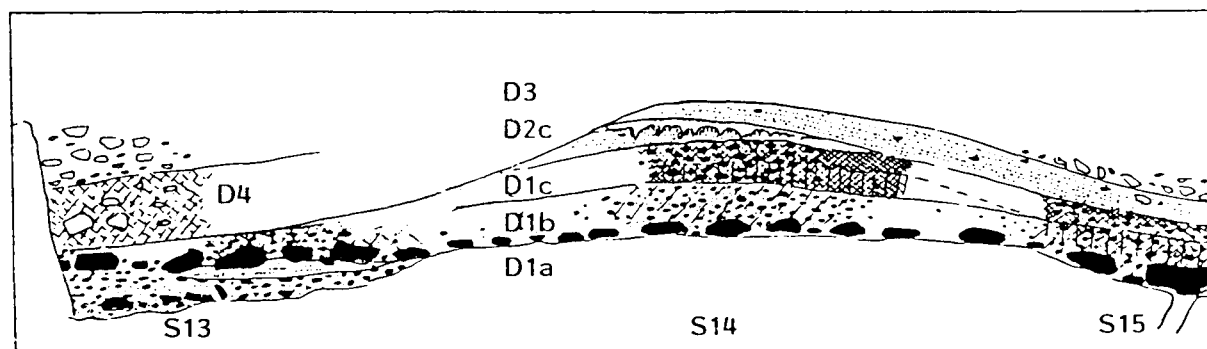


b

Fig. 21 : Profils stratigraphiques des secteurs 13 (a) et 14 (b)(d'après B. Van Vliet-Lanoë).



a



b

Fig. 22 : Coupe du secteur 15 (a) et représentation du complexe littoral avec blocs glaciels (D1b) et cordon de retrait (D1c) - secteurs 13, 14 et 15 (b)(d'après B. Van Vliet-Lanoë).

D1b1 : niveau de gros blocs marins, très émousés, alignés, localement associés à une arène lavée et à un peu de vase silteuse et organique (lames minces). Plage à dynamique glacielle.

D1b2 : gravier marin hétérométrique, à matrice sableuse humifère surmontant le niveau à blocs ; la charge limoneuse y est très faible (lames minces).

D1c : cordon de galets glaciels originellement openwork, (cordon de tempête), à matrice de ranker, légèrement limoneux à son sommet et associé à une très faible illuviation argileuse (base). Ranker polyphasé dont le sommet est contemporain de D2a.

D2c1 : head arénacé , non illuvié , à très faible charge de sable marin.

D2c2 : podzol hydromorphe, développé sur arène, riche en charbon de bois et déformé par cryoptation.

D3 : head arénacé à dynamique de cryoptation, incorporant un peu de charbon de bois et de sable marin, suivi par une illuviation argileuse brun-jaune orangée, cryoturbée.

Nous retrouvons donc le cordon éémien infiltré par un ranker illuvié (D1c), le ranker susjacent (D2a) et l'hydromorphie (D2c) matérialisée ici par un podzol hydromorphe malgré la position topographique élevée et le caractère drainant de l'arène (hydromorphie liée à la stagnation de congère ; B. Van Vliet-Lanoë, 1986).

Deux secteurs plus en aval sur l'estran permettent d'appréhender la stratigraphie dans une position éloignée de la falaise.

D - Les coupes excentriques : secteurs 16, 4 et 3.

Le premier (secteur 16), (Fig.23), situé à 300 mètres environ à l'est de Port-Racine, se trouve en position d'abri, à proximité directe du débouché de la vallée des Moulins. Cette séquence décrite par B. Van Vliet-Lanoë présente, de bas en haut :

D1a : sable marin compact, interstratifié de lits de galets; légèrement vaseux et présentant quelques taches d'hydromorphie.

D1b : cordon de galets redressés à pendage abrupt vers l'intérieur des terres ; matrice de vase argilo-silteuse organique contenant un peu de charbon de bois. A son sommet, subsiste un horizon organo-détritique mêlé de vase silteuse, riche en débris végétaux, parfois carbonisés : colluvions à tendance tourbeuse.

D2a + D2b : sommet du cordon D1 (D1c) infiltré de limon loessique, humifère ; horizon Bt caractérisé par une illuviation d'argiles ferrifères. Sol brun lessivé.

D2c : limon arénacé flué , enrichi en charbon de bois , cendres et os brûlés ; très gleyifié, pénètre très localement le sommet du cordon. Quelques fragments de revêtements argileux rubéfiés et cendres de base de foyer.

Une industrie lithique "fraîche" a été rencontrée dans la partie supérieure du "gley".

D3a + b : head limono-arénacé lité, portant la trace d'un horizon pédogénésisé peu développé et disloqué par cryoptation.

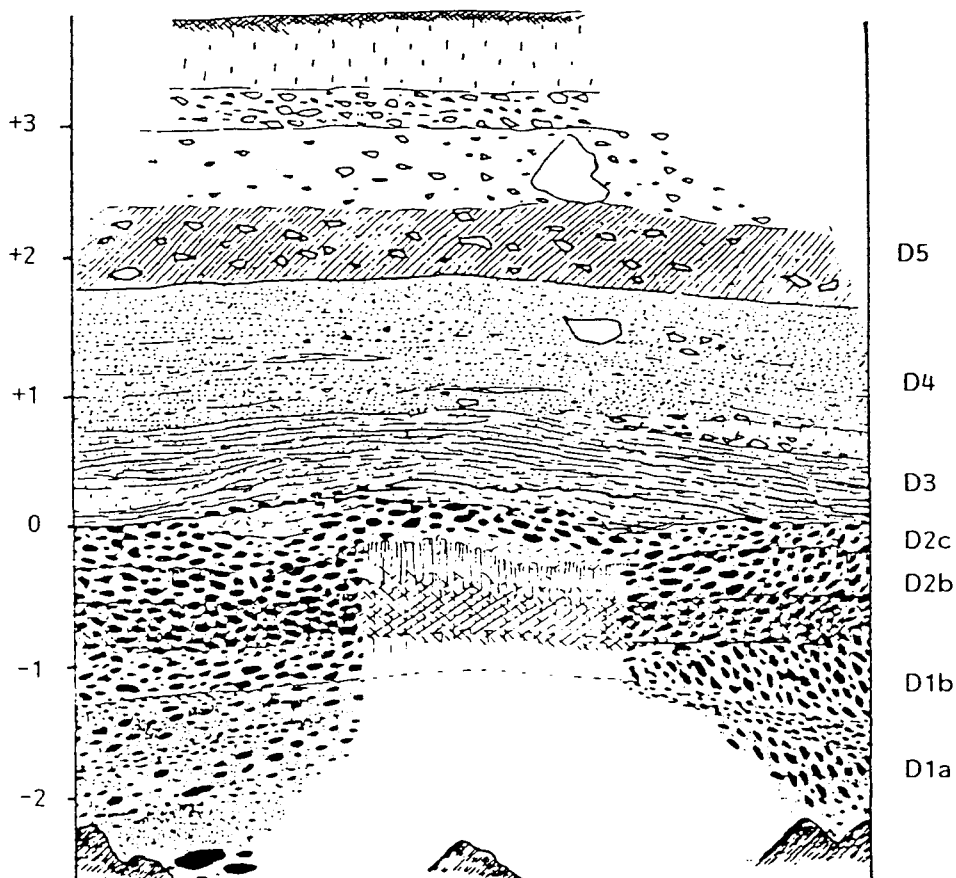


Fig. 23 : Coupe du secteur 16 (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

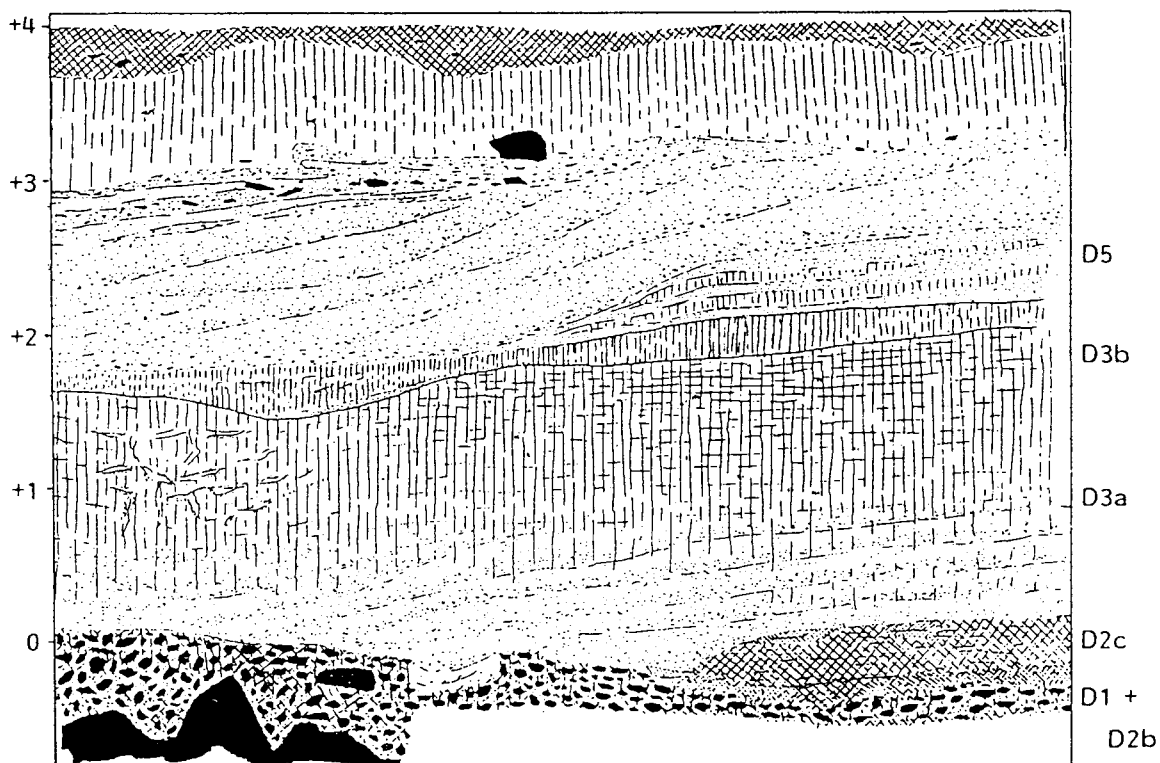


Fig. 24 : Coupe du secteur 4 (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

D4 et D5 : heads fins, à charge de blocs, très pigmentés (surtout D5) (7,5 YR 5/6), présentant également les restes d'un horizon Bt, géliflués.

La séquence enregistrée est donc :

D1 : plage complexe, plus infiltration vaseuse	}	Eémien
D2a : infiltration limoneuse + sol brun lessivé (D2b))	}	Weichsélien
D2 : limon arénacé, hydromorphie ;		
D3a : head lité + sol brun lessivé (D3b) ;		
D4 : head géliflué ;		
D5 : sol brun lessivé.		

A proximité du Port-Racine (secteur 4) (Fig.24), la séquence, peu dilatée, repose sur l'ancien platier granitique (env. 4,20 m NGF).

On observe de bas en haut :

D1 : cordon de galets à matrice légèrement sableuse, riche en matière organique, avec spicules d'éponges et diatomées (B. Van Vliet-Lanoë).

- Ranker illuvié d'argile (D2a + D2b). Un foyer isolé creusé dans la plage a été reconnu dans le cordon. Il pourrait être sub-contemporain des occupations des secteurs 1 et de l'ensemble 12, 5 bis et 5 (?).

- Le toit de la plage est infiltré par un limon gleyifié (D2c) qui contient, outre l'industrie lithique, un complexe de combustion dont les structures apparaissent "déformées" par cryoreptation (observations micromorphologiques effectuées par B. Van Vliet-Lanoë). Plus en amont (sondage S.4), un podzol hydromorphe remplace le gley.

- Le head arénacé lité (D3) susjacent affecté d'un sol brun lessivé (D3b) très marqué, indicateur d'un gros interstade, est érodé par un head fin a blocs (D4).

Enfin, sur la côte nord (secteur 3), au pied d'un écueil de la mer éémienne, nous retrouvons une séquence plage-head-loess qui comporte de bas en haut (Lautridou *et al.*, 1988), (Fig. 25) :

Unité 1 : Plage éémienne s. l. sur laquelle un petit sol de type ranker hydromorphe s'est développé. Avec quelques éléments lithiques roulés.

Unité 2 : Limon arénacé stratoïde légèrement humique à la base, devenant franchement limoneux vers le haut, très cryoturbé, pauvre en silex taillés.

a : Horizon Bg d'un gley podzolique, très marmorisé et concrétionné.

b : Horizon A2g d'un gley podzolique, assez humifère et riche en charbons de bois, incorporant souvent de l'industrie.

Unités 3, 6 : Heads arénacés, brun foncé, assez limoneux, d'épaisseurs variables. La matrice dérive de gélifraction. L'organisation micromorphologique est celle de gélifluxion. La charge en blocs est relativement faible.

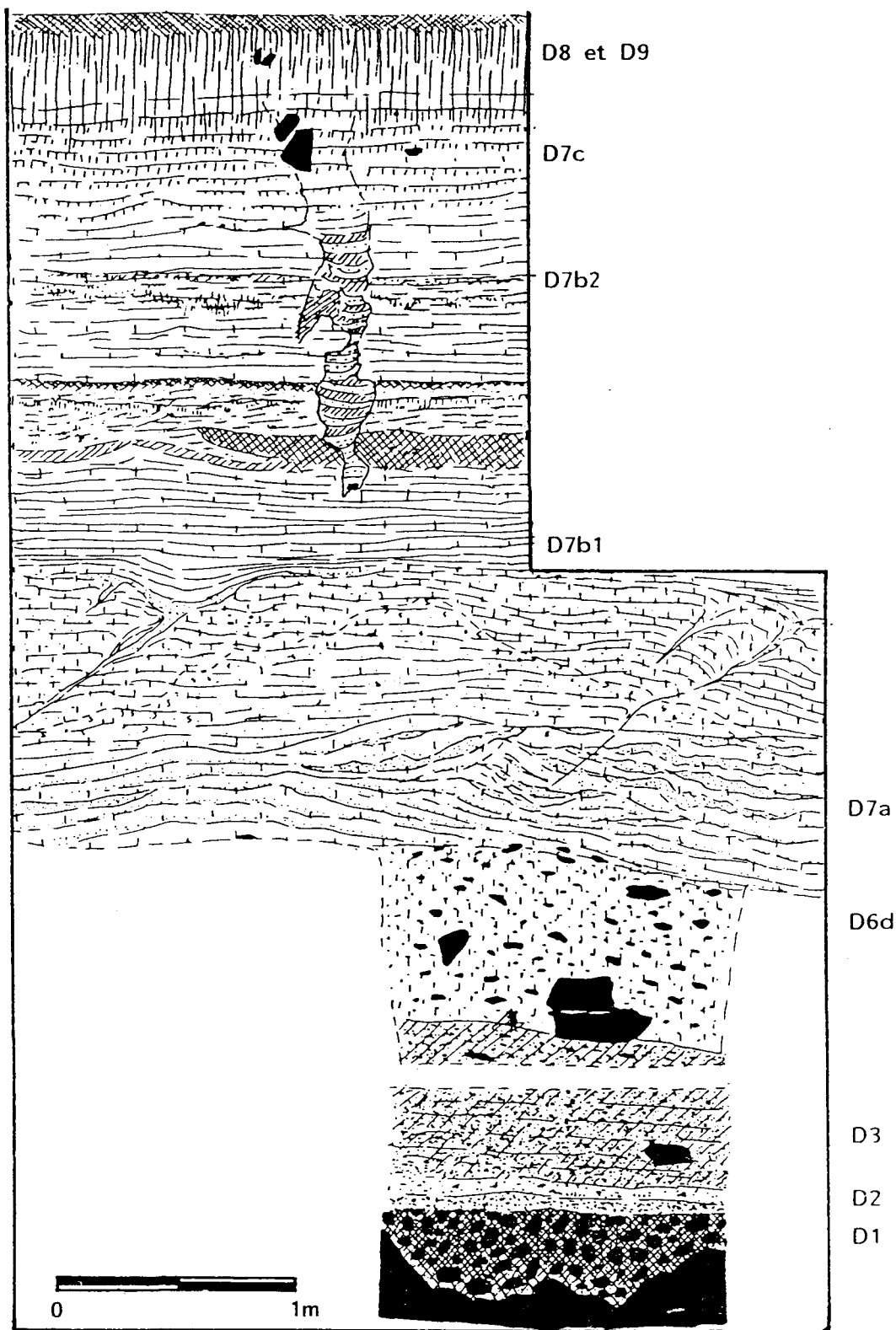


Fig. 25 : Coupe du secteur 3 (d'après Coutard et al., 1982 ; Lautridou, 1984 et Van Vliet-Lanoë, 1987).

6d : Head riche en blocs coiffés de silts, à matrice loessique calcaire, gélifluée en lame. Une série lithique intéressante a été rencontrée à la zone de contact entre le head et les loess récents.

Unité 7 : Loess récents.

a : Sables et limons calcaires interstratifiés, passant vers le haut à un limon sableux (10 YR 6/6) lité, retouché par la limite de décarbonatation. Petites fentes de cryodessiccation fauchées, syngénétiques du dépôt, parfois à colmatage sableux. Microstructure de gel-dégel bien marquée, avec traces de débris végétaux. Dépôt éolien capté comme au Spitzberg par l'humidité de névés persistants.

b 1 : Limon fin lité décarbonaté avec ébauche d'une illuviation en doublets fins, coiffé à son sommet par un petit sol de tundra hydromorphe et humifère, déformé en langue : horizon de Kesselt.

b2 : Limon fin à doublets fins classiques présentant la trace d'une petite stabilisation humifère et hydromorphe.

c : Limon à gros doublets illuviés.

CONCLUSION .

Nous sommes en mesure de reconstituer, pour l'ensemble du site, la succession suivante d'événements :

- Formation d'une plage de galets pendant l'Eémien (D1), suivi par une régression marine ; les cordons littoraux inactifs sont investis soit par des rankers, soit en milieu hydromorphe par des vasières en bordure d'habitat. Les moustériens s'installent en pied de falaise granito-doléritique en zone ensoleillée, à l'abri des vents dominants (secteurs 1 et 12, 5 bis, 5 - D1c -).
- La seconde implantation, plus sporadique, mais plus étendue dans l'espace (secteurs 16, 4, 1 et 12, 5 bis, 5) se fait soit en pied de falaise, soit sur l'ancien estran pédogénéisé (stades 5d/5c), D2.
- Le troisième épisode tempéré (stade 5a), caractérisé par un sol brun, ne comporte jusqu'alors aucun témoin d'origine anthropique (D3), sauf dans le secteur 2 (Fig.11, D3b).
- La détérioration climatique menant au Pléniglaciaire, est marquée par des dépôts de heads où la gélifluxion domine. Plusieurs épisodes pédogénétiques s'intercalent dans ces heads, notamment au secteur 1 (D5) où le sol brun lessivé est associé à une implantation anthropique.
- Puis les apports éoliens sont attestés dès la phase de dépôt du head majeur (D6) dont la matrice est loessique.
- Enfin, s'opère la sédimentation des deux loess récents (D7).

4.3. Relation entre les niveaux marins, les formations continentales et littorales.

4.3.1. Les niveaux marins.

A. Définition.

La relation entre les oscillations climatiques - connues par les courbes isotopiques de l'oxygène dans les carottes océaniques (Emiliani, 1955 ; Labeyrie, 1984 ; Shackelton , 1982, 1986) - et les formations continentales (Woillard et Mook, 1982 ; Beaulieu et Reille, 1984), est assez bien définie. Trois épisodes tempérés s'intercalent entre des périodes plus froides. Les différents auteurs s'accordent sur l'âge de ces épisodes. Il s'agit des stades :

- 5e, corrélé avec l'Eémien s.s., daté entre 130 et 100 000 BP.
- 5d, le premier refroidissement, épisode de Mélisey I, daté de 110-105 000 BP.
- 5c, le premier "intersade", corrélé avec Amersfoort et Brörup ou Saint-Germain I, daté de 105 - 95 000 BP.
- 5b, le second épisode froid, Mélisey II, daté de 95 - 90 000 BP.
- Enfin, 5a, le second "interstade" et troisième période "tempérée", corrélé avec Odderade ou Saint-Germain II, daté de 90 - 75 000 BP.

Si les corrélations entre les formations océaniques et les formations continentales semblent établies, il en est autrement sur le littoral où niveaux marins et continentaux sont interstratifiés et parfois intimement mêlés : ranker développé dans les cordons de tempête à Saint-Germain/Port Racine.

Une certaine distorsion peut être enregistrée entre les niveaux marins moyens estimés aux Barbades et en Nouvelle Guinée (Labeyrie, 1986 ; Shackelton, 1986) et les altitudes relevées sur les côtes du Massif Armoricaïn, notamment pour les plages attribuables à Brörup (5c) et Odderade (5a) (B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

Stades Unités		N. Bretagne	Contentin	Calvados Basse Seine
5e	D1a	+ 8	+ 7	?
	D1b	?	+ 4	+ 5
	D1c	+ 4 (dunes)	+ 4 (dunes)	+ 4
5c	D2b	?	- 1	?
	D2c	0 (dunes)	- 5 (dunes)	- 5 (dunes)
5a	D3b	? (dunes)	? (pas de dunes)	? (pas de dunes)

Tableau 3 : altitudes des hautes mess exprimées en mètres N.G.F (sommets de plage) à partir des relevés effectués sur les côtes du Massif Armoricaïn, d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987.

Si en mer du Nord, l'Eémien est bien caractérisé, notamment par la faune dont *Tapes senescens* var. *eemiensis* (Paepe et al, 1976), ainsi que par une microfaune à espèces lusitaniennes abondantes qui impliquent une température des eaux supérieure à l'actuelle (Lautridou, 1980, colloque de Dijon), il en est différemment en Normandie où l'essentiel des formations sont décarbonatées et exemptes de faune.

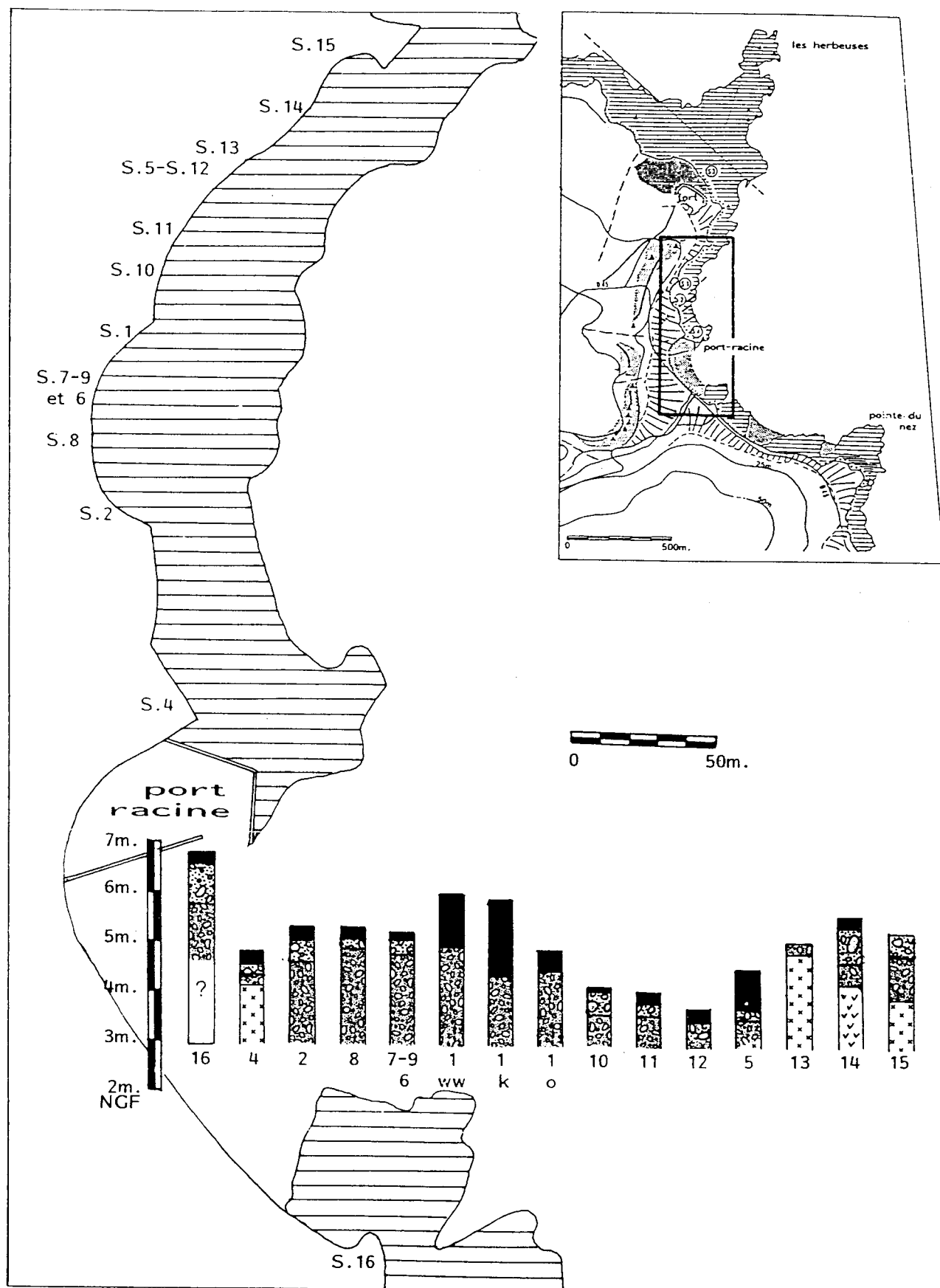


Fig. 26 : Altitudes des niveaux de plage en fonction de la topographie et développement des niveaux humifères susjacentes.

Nous avons vu préalablement que les données altimétriques ne pouvaient être prises que très prudemment en considération : exemple de Grandcamp (Coutard *et al*, 1979). La définition de l'Eémien proposée par J.P. Lautridou (1984) est fondée sur deux gisements : Grandcamp et Hauteville. A Grandcamp, le niveau éémien a été défini en effectuant la comparaison des deux séquences reposant sur la même plateforme (0 m. N.G.F.). L'une, simple, témoigne d'un seul cycle ; l'autre, plus complexe avec des formations sous-jacentes à la plage perchée, de deux cycles.

J.P. Lautridou définit la formation de Grandcamp par une "séquence loessique weichsélienne sur une formation marine dont le sommet ne dépasse pratiquement pas l'altitude des plus hautes mers" (1984). "La microfaune est identique à l'actuelle" sans cependant présenter l'espèce caractéristique *tapes senecens* var. *eemiensis* "et correspondrait à l'optimum marin". Il est cependant curieux de trouver en Normandie des espèces plus fraîches qu'en mer du Nord alors que ce n'est pas le cas à l'heure actuelle (colloque Rouen).

La formation d'Annoville Hauteville a été repérée au sondage (S.5). Le profil présente des sables éoliens attribués au Pléniglaciaire, sus-jacents à du head déposé sur un niveau humifère. Ce dernier s'est formé sur des sables et silts marins dont la puissance est comprise entre - 1 et - 3 m N.G.F.

La microfaune de la plage est banale mais comporte *E. aff. granulosa*, actuellement inconnue dans nos régions, mais signalée par Whittaker dans l'Ipswichien du Pays de Galles (Grande-Bretagne) (?).

Les ostracodes déterminés par M. Weyant (géologie, Caen) ne sont pas plus significatifs. "Les espèces vivent en eau peu profonde et appartiennent à une faune boréale de la province celtique, proche des associations actuelles" (Lautridou, 1984).

Les pollens s'avèrent plus éclairants (Clet-Pellerin, 1983, 1988 ; Lautridou, 1984) avec une végétation qui marque le passage de la fin de l'Interglaciaire éémien s.s. aux premières péjorations climatiques. Cette limite 5e/5d s'observe dans les sédiments marins entre - 2,70 et - 2,40 m N.G.F. M. Clet remarque que les dernières atteintes de la mer se font sentir vers - 1 m N.G.F.

Le cortège pollinique de ce site est présenté dans la partie relative au paléoenvironnement (cf.infra).

L'attribution proposée par J.P. Lautridou, Eémien final, apparaît donc fondée sur la stratigraphie et la palynologie. B. Van Vliet-Lanoë pense que les niveaux marins de Grandcamp et d'Annoville-Hauteville pourraient être attribués à l'Eémien final (Stade 5e, unité D1c) ou à l'interstade Saint-Germain 1c (Stade 5c, unité D2b).

A Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine, la faune est quasi-absente, cependant des pollens ont été rencontrés dans les niveaux sus-jacents à la plage éémienne (Clet-Pellerin, 1986, 1988).

Secteurs	S16	S4	S2	S8	S6. S7 S9	S1	S10	S11	S12	S13	S14	S15
Altitudes N.G.F. (mètres)	6,2	4,5	5	5	5	4,9 4,3	4,1	3,9	3,6	5,1	5,4	5,3

Tableau 4 : Altitudes des sommets de plage, prises dans les différents secteurs du site de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine, exprimés en mètres N.G.F.

B. Expression de la dynamique littorale.

La plage du dernier Interglaciaire se compose essentiellement de galets de granite, avec quelques nodules de silex et de rares éléments de quartz, de dolérite et de grès. La dynamique littorale est fonction de la topographie. Aussi, la plage est-elle moins développée dans les zones de turbulence et à l'abri des écueils et des redans de la falaise granito-doléritique. Le fond d'anse comporte un cordon plus développé (S.16). Les différences altimétriques s'avèrent importantes, comme de nos jours (Fig.26, tableau 4). Au secteur 16, le cordon avoisine 6,60 m N.G.F. alors qu'au secteur 12, en pied de falaise et en retrait d'un pointement doléritique, la plage n'atteint que 3,60 m N.G.F. La topographie explique à elle seule cette différence de 3 mètres ! Il convient donc d'être prudent quant à la notion altimétrique des niveaux de la plage.

Le niveau moyen des hautes mers durant l'Eémien final s.s. a été reconnu dans le Nord Cotentin. Il est estimé à environ + 5 m N.G.F. pour la zone 6 - Les Ilets, Saint-Germain/Port Racine - et à + 1 m N.G.F. pour la zone 7 - Annville Hauteville - (Lautridou, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1987).

Suite aux analyses granulométriques pratiquées sur les matrices de plages, une approche du classement des éléments fins a été effectuée par la méthode de déviation des quartiers définie par Trask (1930). Voir ci-dessous, le tableau 5.

Secteurs	S8	S7	S10 sup.	S10 inf.	S11	S12 sup.	S12 inf.	S13 sup.	S13 méd.	S14 sup.	S14 inf.
S0	1,58	1,32	2,02	2,06	2,12	1,86	1,44	1,36	1,86	4,20	2,21

Tableau 5 : classement des matrices de plage par la méthode de déviation des quartiers.

Le matériel matriciel s'avère bien classé pour toutes les plages, à l'exception de la partie supérieure de la plage du secteur 14 (assez bien classé), en raison d'une bonne représentation de la fraction limoneuse (27,4%), héritée du ranker sus-jacent infiltré dans le cordon (Fig.27). La représentation en fines y est plus importante que dans les matrices d'estrans, eu égard à leur contamination par les rankers qui en affectent la partie sommitale (secteurs 10, 11, 12 sup., 13 sup., et 14 sup.).

La fraction sableuse est mieux représentée sur les estrans (secteurs 10 inf., 12 inf., 13 médian, 14 inf.), mais reste légèrement humifère (Fig. 28).

Aux secteurs 2, 7 et 8, la plage se compose de galets interstratifiés dans un sable lavé pauvre en matière organique.

La comparaison des cortèges granulométriques des matrices des cordons (D1c) et des estrans (D1b) relatifs au niveau de plage des secteurs 10, 12, 13 et 14, révèle que (Fig. 29) :

- La fraction sableuse domine - environ 85% - avec un sable généralement grossier dans les estrans, comme à l'heure actuelle. Le sable fin n'apparaît qu'en milieu abrité (crique principale) ainsi qu'aujourd'hui à Port-Racine s.s. (B. Van Vliet-Lanoë).
- les cordons sont relativement enrichis en fines, eu égard à la fossilisation de ceux-ci par un ranker, ou un sédiment vaseux organique infiltré par rapport aux estrans.

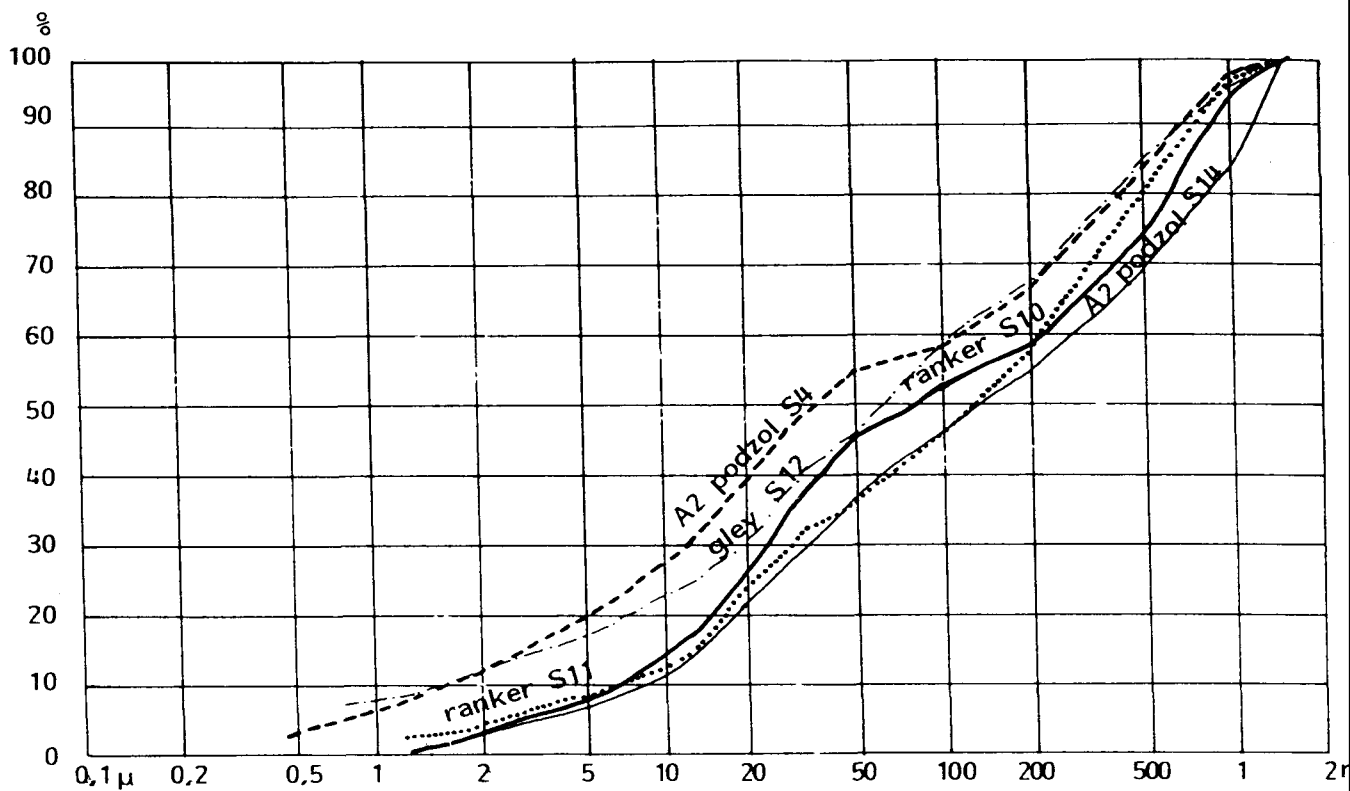


Fig. 27 : Courbes granulométriques cumulatives des matrices de sols susjacentes à la plage ancienne - D2b et D2c - (analyses M. Levant).

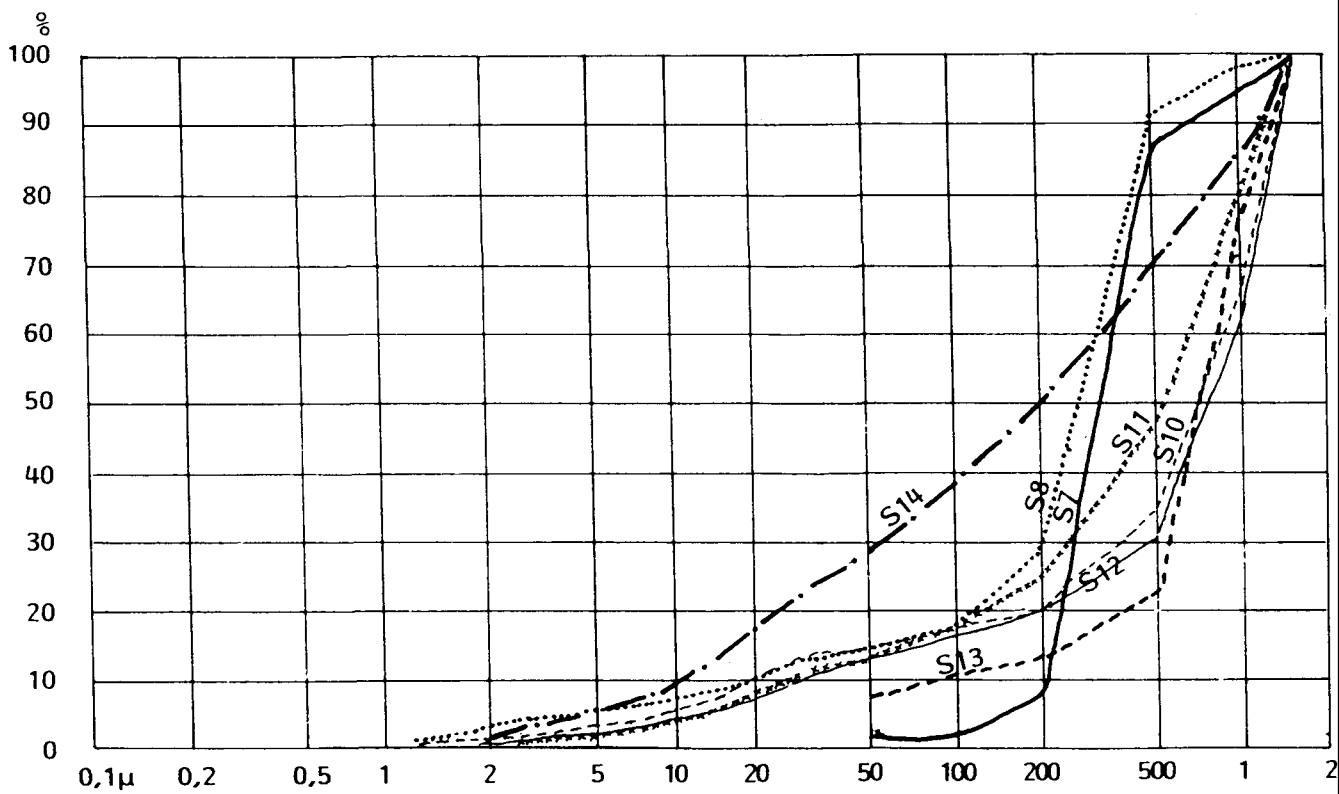


Fig. 28 : Courbes granulométriques cumulatives des matrices de cordons littoraux - D1c - (analyses M. Levant).

- La fraction en fines reste modeste, inférieure à 15%, à l'exception du cordon du secteur 14 où la pédogénèse apparaît plus marquée (ranker).

En 1984, J.P. Lautridou considérait les niveaux marins de Saint-Germain/Port-Racine comme attribuables à l'optimum éémien. B. Van Vliet-Lanoë estime avoir affaire à un estran de l'optimum (D1b) recouvert par des cordons attribués à l'Eémien final (D1c) , en raison de l'incorporation fréquente de gélifracts et d'artefacts à peine roulés dans les horizons supérieurs des plages.

Nous avons donc :

- Un niveau de plage de l'optimum éémien (D1a) dont l'altitude oscille entre 5,70 et 3,80 m N.G.F., surmonté par une plage transgressive à gros blocs d'origine glacielle (B. Van Vliet-Lanoë, 1987), et matrice vaseuse (D1b). La présence de ces alignements de blocs (secteurs 13 et 14) de masse importante - quelques centaines de kilogrammes à plusieurs tonnes - semble due à un drossage à plat en position abritée, ce qui implique l'existence, ou l'action, de radeaux de glace.
- Un cordon de galets infiltré par un ranker, et s'accompagnant d'une installation dunaire limitée (D1c), scelle la séquence éémienne s.s.

Les données relatives à ce que l'on connaît de l'Eémien, en Normandie occidentale, ont permis à J.P. Lautridou (1984) d'avancer que la température des eaux était sans doute peu différente de l'actuelle, anomalie par rapport à ce qui est connu en mer du Nord. Cette donnée paléoenvironnementale est importante quant à l'économie de prédation des hommes préhistoriques de Saint-Germain-des-Vaux).

4.3.2. Origine et dynamique des formations superficielles.

A. Les heads.

Nous entendons par heads toutes les formations hétérométriques de versant d'origine périglaciaire, à savoir : les convois à blocs et les arènes litées dans le cas présent.

Le head peut être défini comme une formation à matrice fine riche en limon, dont la teneur en blocs varie en fonction de la nature pétrographique des affleurements et la distance par rapport à leur source d'alimentation (Lautridou, 1984 ; Valadas, 1983).

Les arènes litées sont des formations sablo-limoneuses, pauvres en blocs, dues à la mobilisation d'altérites hydrothermales ou météoriques des roches grenues ou cristallines (B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

Les heads, les arènes fluées, se composent donc d'une fraction grossière prise dans une matrice de matériaux fins.

Origine de la fraction fine des heads.

Cette fraction fine peut être soit issue d'une désagrégation in situ, soit provenir de formations antérieures.

La matrice limoneuse semble, selon B. Van Vliet-Lanoë (1987), le résultat d'un apport par drainage latéral, notamment en bas de versant.

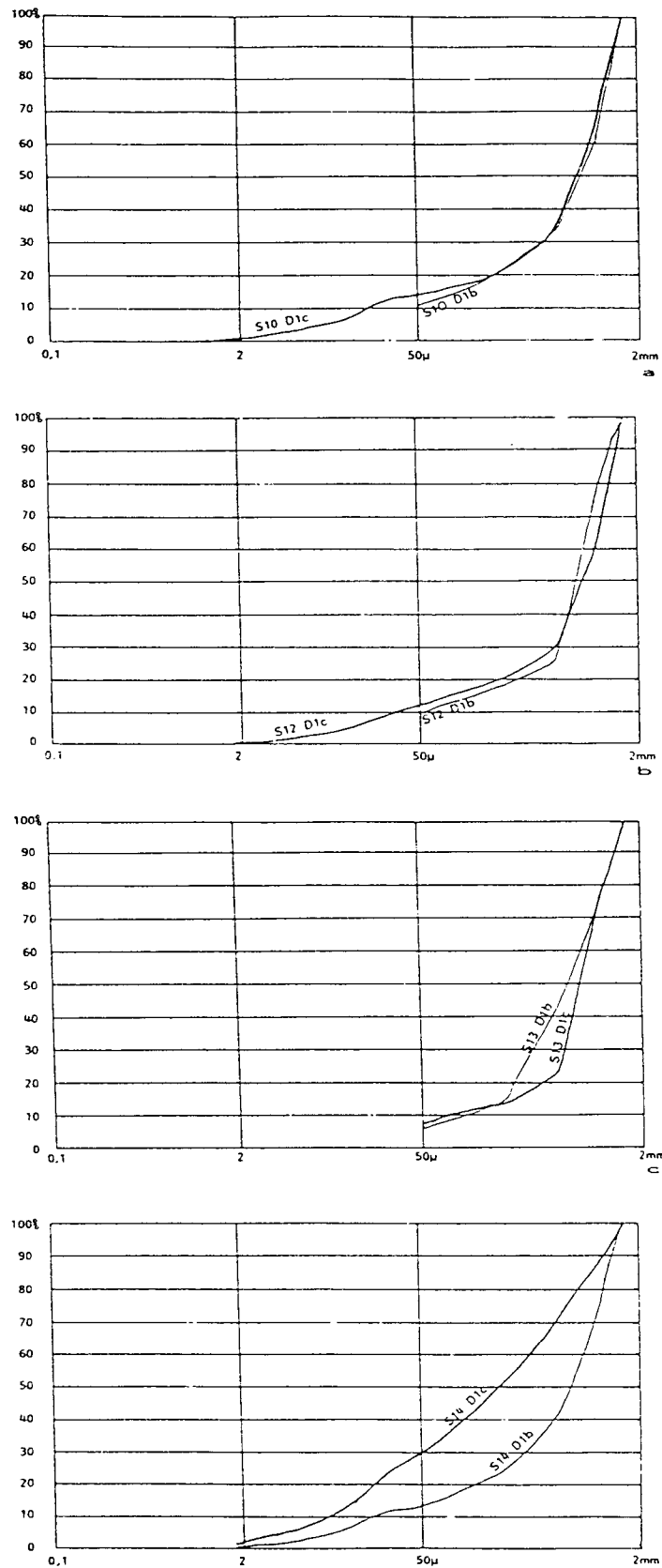


Fig. 29 : Courbes granulométriques cumulatives des matrices de cordons - D1c - et des estrans - D1b - des plages aux secteurs 10 (a), 12 (b) , 13 (c) et 14 (d) (analyses M. Levant).

a) Origine autochtone : gélifraction et altération.

Les expérimentations menées par J.P. Lautridou (1981) ont montré que les granites altérés, roches acides, produisent pour la fraction inférieure à 2 mm essentiellement des feldspaths et des micas, mais peu de quartz. Rappelons que le versant qui domine le littoral de Port Racine est constitué principalement de granite alcalin d'Auderville.

b) Origine allochtone : apports éoliens anciens et récents.

La fraction fine des formations superficielles hétérogènes, heads et arènes, peut être héritée. Il peut s'agir de limons anciens repris sur le versant, de paléosols et de paléoaltérations. Enfin, les apports éoliens syngénétiques ont pu être mis en évidence par observation directe et analyse granulométrique (Lautridou, 1982) et en micromorphologie (Van Vliet-Lanoë, 1987).

Les matrices de heads loessiques apparaissent toujours bien classées comme l'atteste le head majeur reconnu au secteur 1 (cf. tableau 5), à la différence des arènes litées et/ou des convois limoneux à blocs qui s'avèrent toujours hétérométriques (Van Vliet-Lanoë, 1987), (tableaux 1 et 2). Les éléments grossiers, les blocs, témoignent d'un décapage préalable des altérites et d'une cryoclastie intense.

B. Les loess.

Dans son ouvrage sur "le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord et plus particulièrement en Normandie" (1984), J.P. Lautridou a clarifié les problèmes liés à la mise en place des loess weichséliens.

Il a notamment précisé l'origine et cerné les provinces d'alimentation des loess. Ceux-ci sont définis comme : "une formation limoneuse d'origine éolienne qui s'inscrit en France dans un cycle morphogénétique de climat froid et aride, et dont les modalités varient en fonction des conditions climatiques régionales" (Lautridou, 1969).

La démonstration de J.P. Lautridou (1984) sur l'origine du loess est fondée sur une différenciation des associations minéralogiques en fonction des provinces d'alimentation. Aussi le stock normand se caractérise-t-il par l'assemblage : épidote - amphibole - grenat - smectite - vermiculite - chlorite - dont l'origine serait la Manche Centrale. Le stock nordique : épidote - amphibole - grenat - est issu de la mer du Nord, alors que le stock breton qui associe : épidote - amphibole - grenat - kaolinite - vermiculite - chlorite - provient de la Manche occidentale et centrale à l'ouest du Cotentin.

Le lien établi entre les régions loessiques et les rivières importantes plaide en faveur d'une origine estuarienne de ces limons qui alimentent les vents nourriciers en particules fines (Fig. 30 et 31). Cette hypothèse implique soit la conservation des estuaires fini Weichsélien ancien au Pléniglaciaire, soit une activité fluvio-estuarienne à cette même période pendant certains interstades (Lautridou, 1984). La question ne peut actuellement être tranchée en raison des controverses relatives à l'amplitude de la régression marine durant le Pléniglaciaire. Cependant, quel qu'ait été le niveau marin, il est indéniable que la mer a laissé suffisamment de formations alluviales permettant à la déflation de s'exercer.

A l'issue de cette démonstration, nous pouvons définir une origine de la Manche centre occidentale des loess de Saint-Germain-des-Vaux alimentés par des vents nourriciers d'ouest (Fig. 30 et 31).

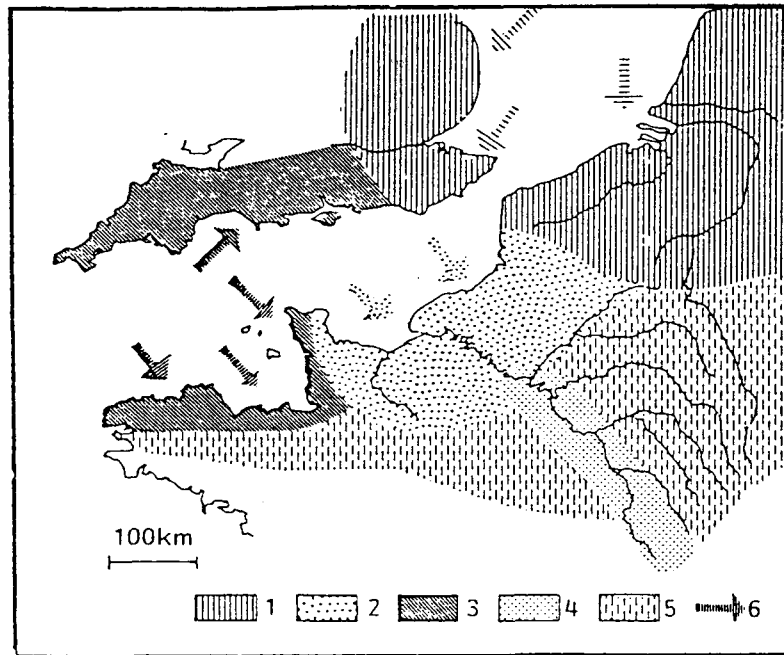


Fig. 30 : Carte des différents types d'apports éoliens pendant le weichsélien (d'après J.-P. Lautridou, 1984).
1 : nordique, 2 : normand (Manche centrale et orientale), 3 : breton (Manche occidentale), 4 : Seine, 5 : régional, 6 : direction des vents nourriciers.

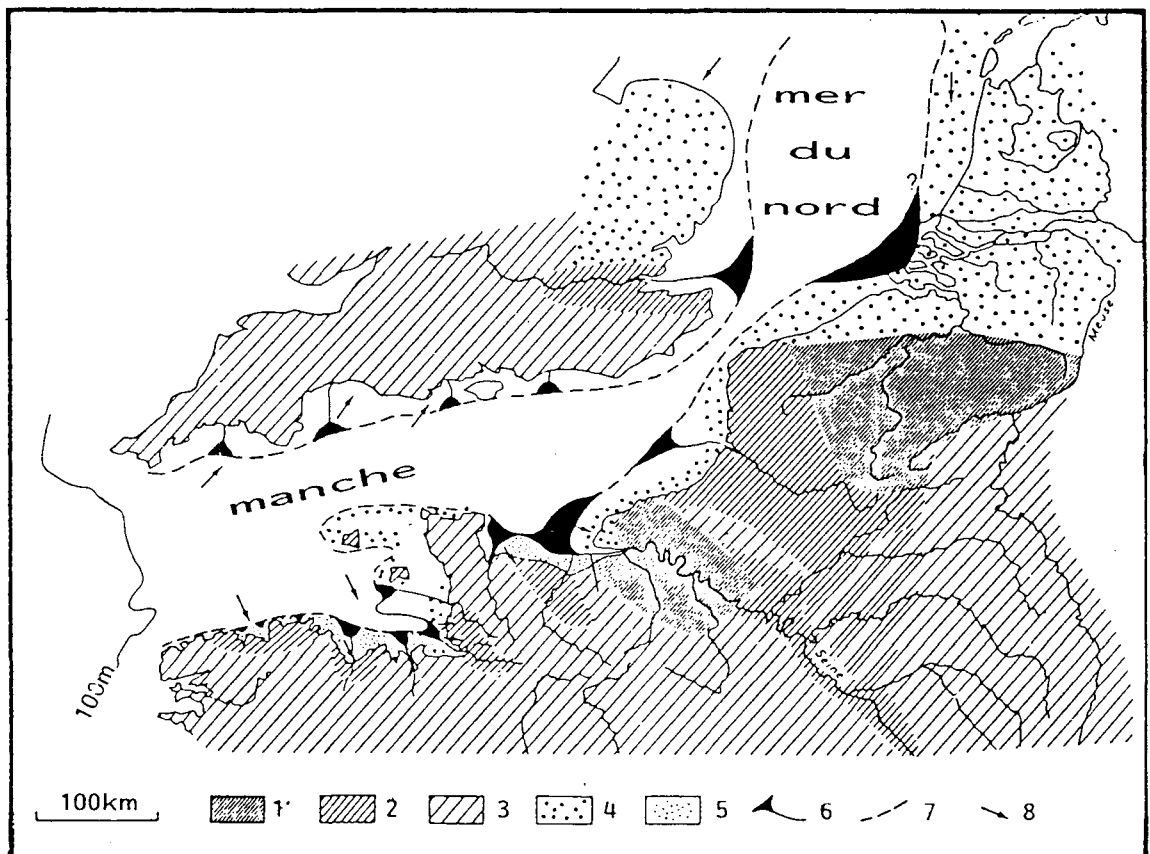


Fig. 31 : Carte simplifiée des couvertures loessiques et sableuses et des provinces d'alimentation pendant le weichsélien (d'après J.-P. Lautridou, 1984).
1 : loess de plus de 4 m d'épaisseur, 2 : loess de 2 à 4 m, 3 : loess de moins de 2 m d'épaisseur, 4 : sable, 5 : loess de la plate forme marine submergés et érodés pendant la transgression flandrienne, 6 : paléostuaires, 7 : lignes de rivage associée aux paléostuaires, 8 : direction des vents nourriciers.

C. Dynamique périglaciaire.

L'ensemble des coupes aménagées sur le littoral a permis l'élaboration d'un profil transversal du versant de Port-Racine (Lautridou, 1984) (Fig. 32, 33).

L'aspect du head est fonction de sa position par rapport aux principaux traits de la topographie. "Lorsque le dépôt a été en grande partie déblayé et que la falaise morte est proche ou bien lorsqu'on se trouve à l'aplomb des échines et des chicots rocheux, le head est grossier et prend l'aspect d'une blocaille mise en place essentiellement par gravité" (Lautridou, 1984). Ce fait a été observé à deux reprises en pied de falaise - secteur 1 et secteur 5 - (Fig. 32, 33) ; "par contre, à une plus grande distance de la falaise morte, l'amenuisement et le calibrage du matériel, en particulier de celui issu du granite, sont très nets. Les fragments ont souvent 2 à 3 cm de longueur et le dépôt devient fréquemment lité. De beaux exemples sont visibles dans la coupe principale étudiée (S2) et près de la digue nord du port (S.4). Dans ce dernier cas, le dépôt est situé dans l'axe d'un des vallons en berceau qui modèlent le versant". (Lautridou, 1984).

Les convois à blocs sont presque toujours l'expression d'un milieu périglaciaire bien installé, où la plupart des formations anciennes ont pu être évacuées.

Dans son travail sur "Le rôle de la glace de ségrégation" B. Van Vliet-Lanoë (1987), présente un essai de "modélisation qualitative de déplacements sur pente" en fonction de différents paramètres. Il s'agit de l'orientation, des conditions de drainage, de la texture du substrat, de son homogénéité ou de son caractère stratifié, et de la présence d'un réseau polygonal, d'une couverture végétale ou encore de blocs.

La dynamique de déplacement en masse est la même pour les matériaux fins - loess et paléosols - que pour les formations hétérogènes - heads et arènes -.

La dynamique de déplacement est fonction de la morphologie du versant. Une pente supérieure à 20° implique le glissement particulière, "l'éboulisation", et modifie les conditions de fonte et de drainage. (Van Vliet-Lanoë, 1987).

Pour les pentes modérées, inférieures à 20°, B. Van Vliet-Lanoë (1987) propose une mise au point sur les modes de déplacement en masse ou par solifluxion en milieu périglaciaire. Sa démonstration, fondée sur l'observation (macro et micromorphologique) de la dynamique en milieu actif appliquée aux formations fossiles, a permis la définition de termes spécifiques (Van Vliet-Lanoë, 1987).

La cryoreptation (Van Vliet-Lanoë, 1982) qui s'exprime par la relation directe entre le gonflement cryogénique suivi par une reptation liée à la fonte de la glace. Elle est essentiellement caractérisée par un mode de déplacement homologue à l'écoulement laminaire menant à un fauchage par microcisaillements. Les valeurs de déplacement sont centimétriques et d'importance variable en fonction de la pente. Celles-ci peuvent être accentuées par une surcharge hydrostatique modérée, classique en bas de versant.

La gélifluxion se caractérise par un fluage voisin d'un écoulement turbulent lié à une surpression hydrostatique résultant d'une alimentation supplémentaire (névé) en eau du versant pendant la période de fonte. Un domaine de transition a été défini comme une cryoreptation accélérée engendrée par une surcharge hydrostatique modérée due au drainage latéral du versant (écoulement turbulent), sans alimentation externe, pendant toute la période de fonte du sol.

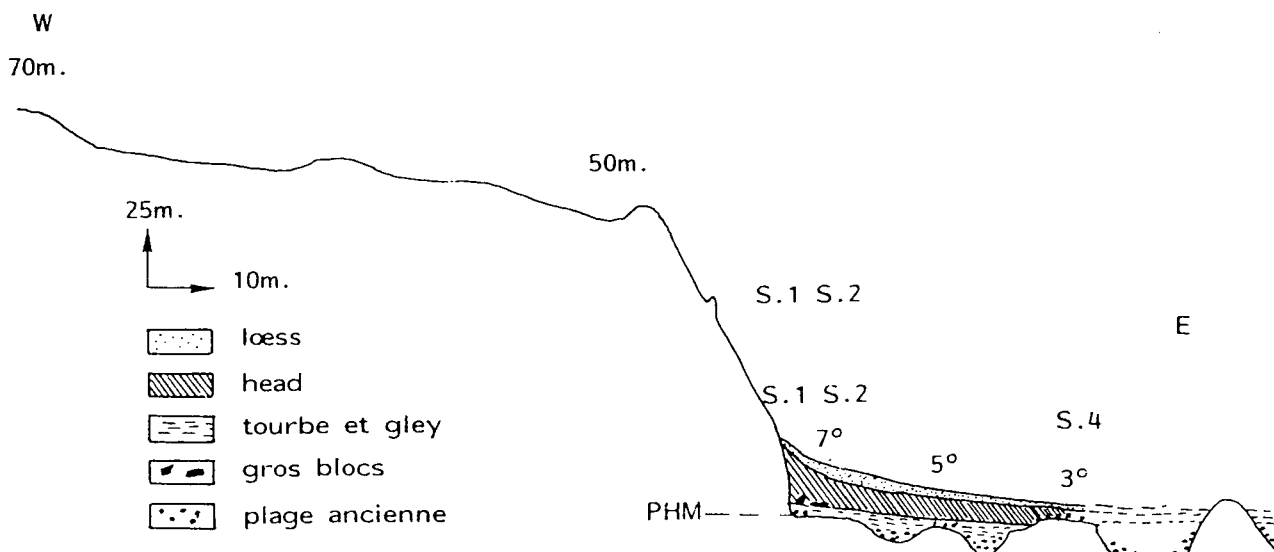


Fig. 32 : Profil transversal du versant de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine (d'après J.-P. Lautridou, 1984).

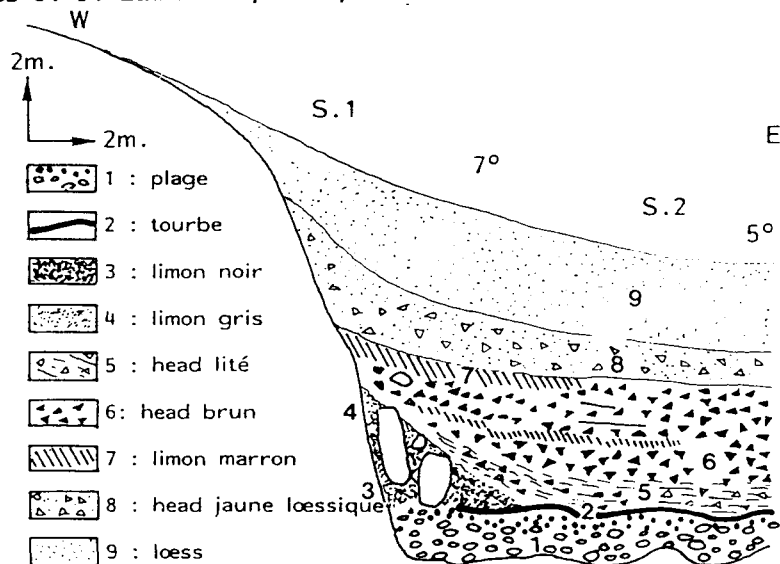


Fig. 33 : Détail du profil du versant de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine (d'après J.-P. Lautridou, 1984).

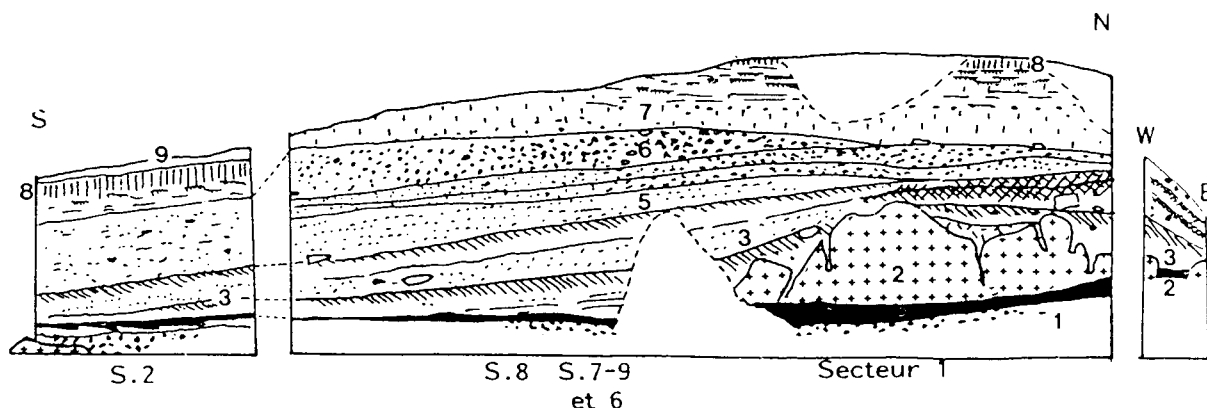
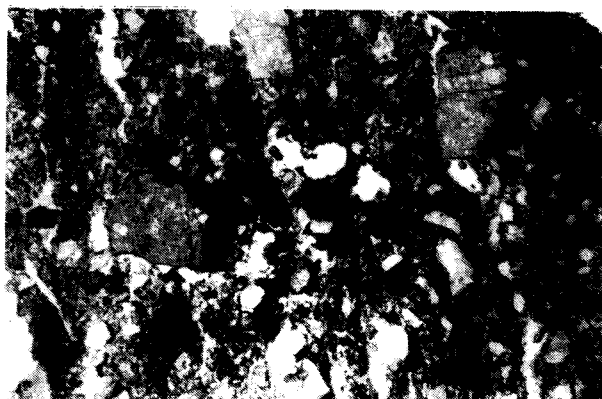


Fig. 34 : Croquis d'ensemble des coupes de la cricue de l'Erguillière (d'après B. Van Vliet-Lanoë) 1 : plage ancienne, 2 : sols limono-humiques, 3 : head lité, 4 : head et sol flué, 5 : sol flué, 6 : complexe de heads, 7 : loess, 8 : sol holocène et 9 : sol historique.

Cliché B. Van Vliet-Lanoë



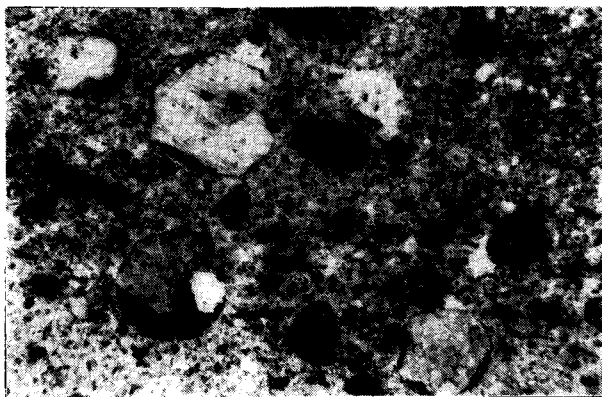
a

Cliché B. Van Vliet-Lanoë



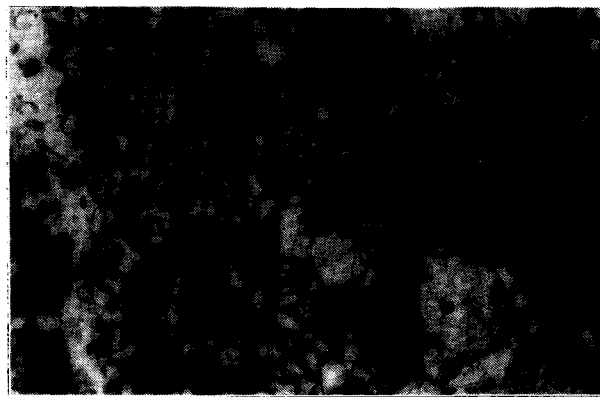
b

Cliché B. Van Vliet-Lanoë



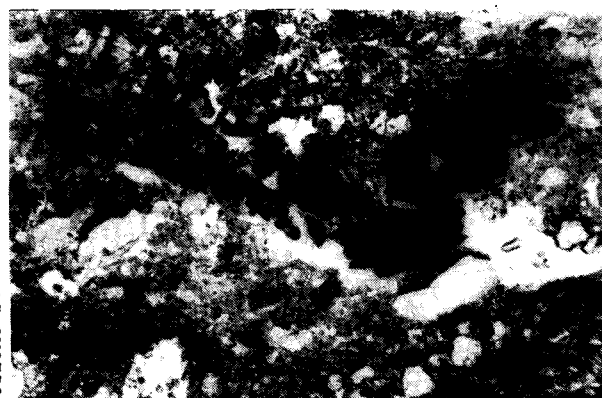
c

Cliché B. Van Vliet-Lanoë



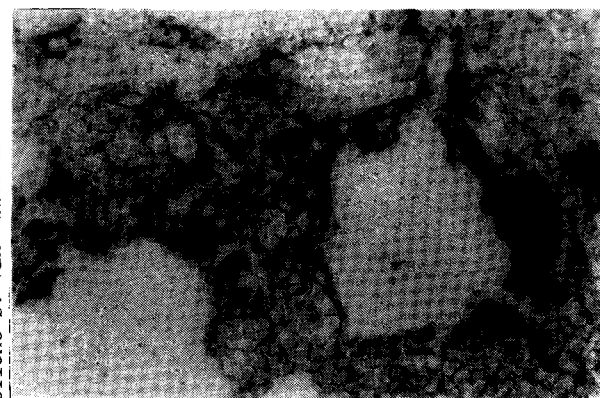
d

Cliché B. Van Vliet-Lanoë



e

Cliché B. Van Vliet-Lanoë



f

Fig. 35 : Observations micromorphologiques : (a) : transition entre le creep et le fauchage (secteur 14), (b) : creep simple (secteur 3), (c) : gelifluxion, (d) : effet de l'alternance gel-dégel (secteur 2), (e) : charbon étiré par creep (secteur 14) et (f) : illuviation (secteur 1).

La dynamique de mise en place des dépôts de pente hétérométriques est illustrée sur le gisement de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine par : fauchage simple, formations litées et convois à blocs avec quelques nuances en fonction de la granulométrie des matériaux (loess, paléosols, voir infra) (fig. 35).

- Le fauchage simple se matérialise par le hachage du sédiment et un déplacement latéral dans le sens de la pente. Cette structure est souvent liée à un gel saisonnier profond, en exposition nord ou est, suivi d'un dégel lent et progressif en milieu de modérément à bien drainé. (Van Vliet-Lanoë, 1987).
- Les formations litées sont issues de formations fauchées, de coulées boueuses, ou de colluvions, retouchées par cryoreptation. Elles se caractérisent par une texture sableuse assez grossière alternant des lits "maigres" appauvris en fraction fine, et des lits "gras", enrichis en sable fin, limons, silts ou argiles.

Les loess et les paléosols ont une évolution semblable dont les principales altérations ont été mises en évidence par B. Van Vliet-Lanoë (1987). Il s'agit : du fauchage avec étirement, du fauchage en langue, du fauchage profond, du processus de formation des doublets dans les loess.

- Le fauchage accompagné d'un étirement a été mis en évidence à Port-Racine, à maintes reprises.
- Le fauchage en langues se manifeste à Saint-Germain-des-Vaux/Port Racine sur la côte nord au lieu dit le Fort (secteur 3 bis). (Fig.36).
- Le fauchage lié à une discontinuité tangentielle de l'écoulement est reconnaissable au secteur 2 par sa structure macrolobée (Fig.37) et au secteur 3 bis où le profil perpendiculaire à la pente rend compte de déformations beaucoup plus anarchiques.

Pour conclure, nous avons vu que les convois à blocs (heads majeurs) relèvent de deux dynamiques de mise en place : "l'éboulisation" en position littorale et la solifluxion périglaciaire sur pente inférieure à 20°. Ceux-ci se différencient des arènes litées par leur caractère allochtone et des déplacements sur des distances relativement longues (nature pétrographique des blocs). La matrice est plus limoneuse et peut être soit autochtone, soit éolienne, donc importée (Lautridou, 1984). De plus, les heads s'étirent sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres à partir de la paléofalaise, en fonction de l'humidité. B. Van Vliet-Lanoë (1987) estime : "qu'en regard des vitesses relevées en milieu expérimental et actif, de tels déplacements représentent des événements efficaces de 2000 à 4000 ans, ce qui veut dire que leur activité a pu s'étendre de manière discontinue sur une période beaucoup plus longue. De plus, si on prend l'exemple des heads de Port-Racine (C. Lautridou *et al.*, 1983), on peut observer entre - 60 000 BP et - 30 000 BP (Pléniglaciaire Inférieur et Moyen) au moins deux à trois générations de heads. Néanmoins, à la différence des formes imputées à la cryoreptation, les convois et les heads sont souvent organisés en lobes successifs plutôt qu'en versants de cryoreptation comme cela semble avoir été le cas des arènes fauchées (Van Vliet-Lanoë et Valadas, 1983)".

Par contre, les formations loessiques, impliquant un contexte climatique beaucoup plus sec, sont nettement moins déformées par la solifluxion périglaciaire, même pour le niveau à langue de Kesselt.

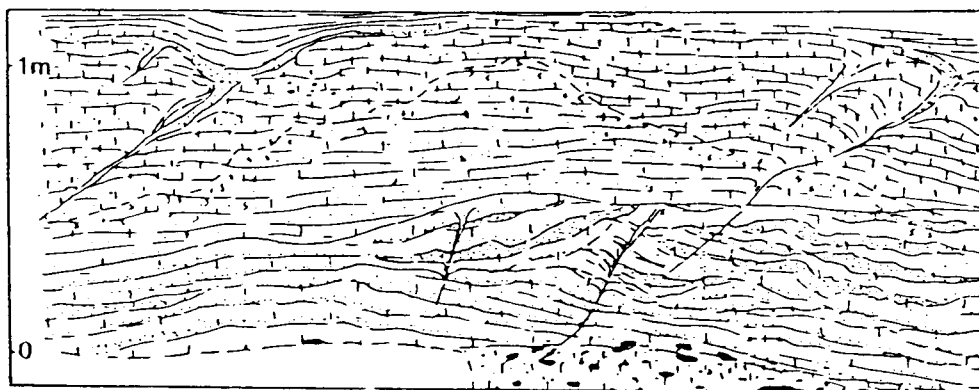


Fig. 36 : Coupe du secteur 3 - fauchage en langues - petites fentes à colmatage sableux fauchées sur pente faible (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

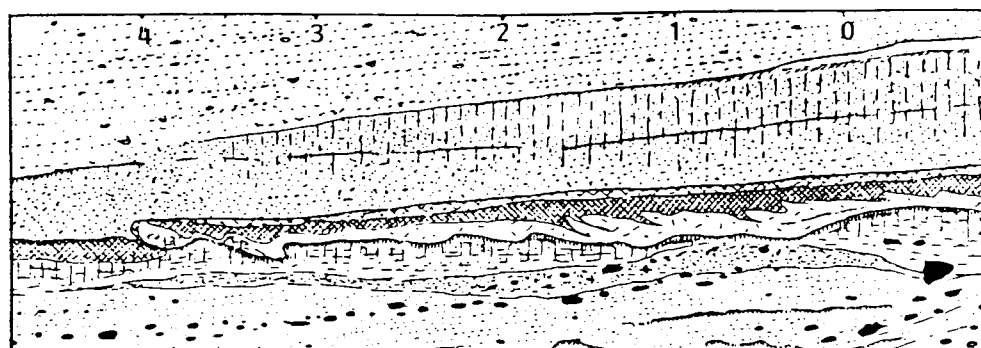
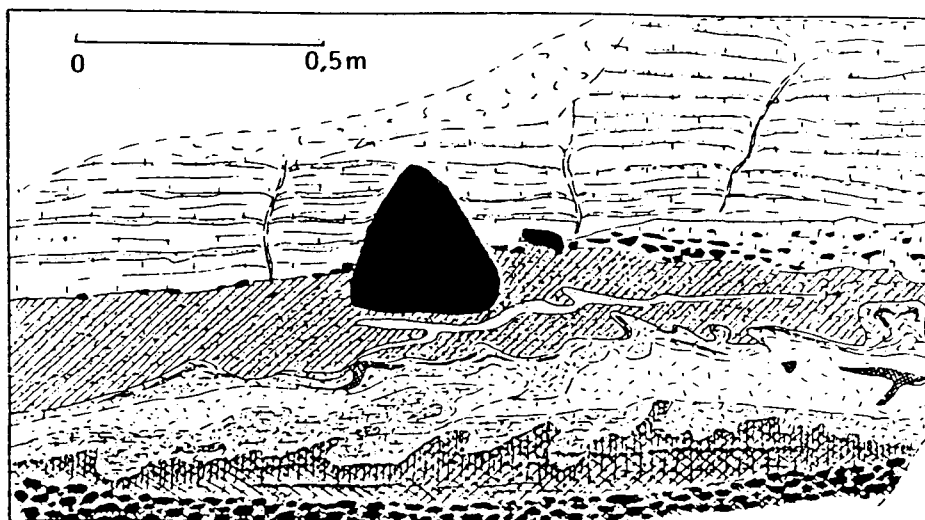


Fig. 37 : Fauchage lié à une discontinuité tangentielle de l'écoulement.
Coupe du secteur 2 - Formation du Port-Racine : lobe de solifluxion avec figures de déformations due à une discontinuité tangentielle de l'écoulement (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987)



Coupe du secteur 3bis : déformation du sommet du gley liée à une discontinuité tangentielle de l'écoulement due à une gélivité différentielle (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

D. Les paléosols et la dynamique de versant.

La fin de l'Interglaciaire Eémien (5 e) est caractérisée, sur le littoral de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine, par une petite pédogénèse acide. Il s'agit, soit de ranker (mor à humus, brut) ou de podzol, qui se développent sur les cordons de galets fini-Eémien.

Cette pédogénèse accompagne progressivement la régression marine. La mer ne devait pas être très éloignée si l'on en juge par la densité de l'implantation anthropique sur les côtes du Nord Cotentin. En effet, l'occupation en pied de falaise semble être conditionnée (?) par l'attrait du littoral qui permettait une prédation variée (cf. problématique et définition d'une méthode d'étude). Ce sol est tronqué par des heads associés à un gel modéré (cryoreptation) (D2a) qui érodent les formations éémiennes dans l'anse de l'Erguillière et tronquent la tourbe (S 9 Nord).

Le 1^{er} interstade tempéré se caractérise par une pédogénèse complexe (5c) probablement accompagnée d'une remontée du niveau marin (D2b). Cette période débute par un important colluvionnement (S 8, 7 et 9 Sud). Les sols se développent, soit sur les cordons déjà obturés par des colluvions, soit sur les heads (D2a). Pendant la phase D2b, la pédogénèse est marquée par la formation de rankers associés à une occupation humaine (CS. 4, 1, 10 et complexe S 12, 5 bis et 5). C'est la deuxième phase d'occupation du littoral de Saint-Germain. Rien ne nous renseigne sur le niveau marin contemporain de cette occupation, cependant, nous pensons que la mer était proche ! Cet avis est partagé par certains collègues : J.L. Monnier et G. Fosse qui pressentent aussi l'attrait du littoral dans les occupations côtières des gisements qu'ils ont pu fouiller dans le Massif Armoricaire (G. Fosse, 1984 ; J.L. Monnier, 1980, 1988).

La fin de l'interstade (D2c) est marquée par une importante hydromorphie qui se caractérise par le développement de podzols (S 4 et 14), de gleys ou horizons gleyifiés (ST. 8, 7, 9, 6, 1, 12, 16). Cette hydromorphie n'affecte que légèrement le limon des secteurs 10 et 11 (?). B. Van Vliet-Lanoë (1987) estime que "la présence de cette hydromorphie de type nival suggère une stagnation tardive de congères en pied de falaise". Les nombreux charbons de conifères (Thiébaud *et al.*, 1988) semblent refléter un couvert végétal du type forêt boréale qui s'accompagne d'un début de continentalisation (Van Vliet-Lanoë, 1987, 1988).

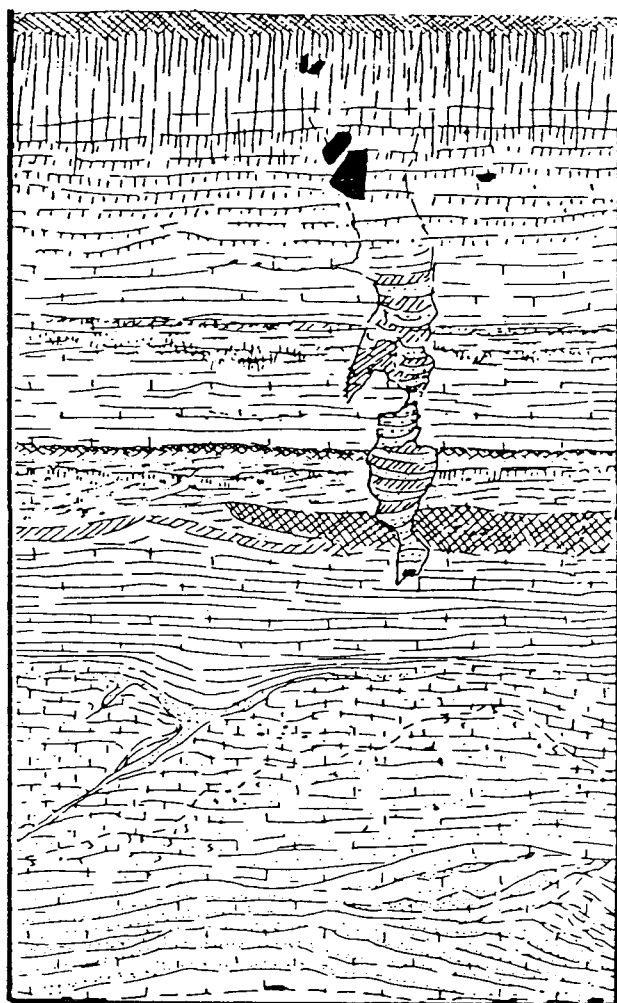
Nous reviendrons plus en détail sur les sols de ces deux premiers épisodes tempérés, contemporains de l'occupation anthropique (cf. infra).

Une seconde période froide (5b), plus brutale et plus importante, apparaît associée à un gel profond ainsi qu'à des dunes de retrait (D3a) - présence de sable soufflé (?) dans les coupes des secteurs 13, 14 et 15. Les heads lités se mettent en place et érodent les formations antérieures. C'est sur ces heads fins que se développe un sol brun lessivé (D3b), rubéfié, légèrement humique. La mer semble être descendue plus bas que lors de l'interstade précédent, comme en témoigne l'absence de massifs dunaires (Van Vliet-Lanoë, 1987).

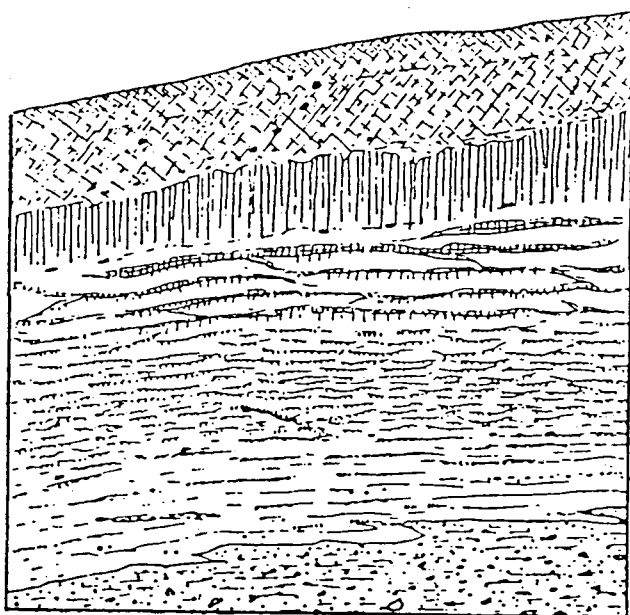
Après ce second interstade, l'érosion s'accroît, soulignée par des heads, associés à une dynamique de gélifluxion, qui remanient des sols humifères du type prairie arctique (D4). Finalement, un dernier paléosol, rencontré au sein des heads (S 1), un sol brun lessivé boréal (D5), apparaissent souvent étirés par cryoreptation (fin du stade 3).

Après l'installation de la sédimentation loessique, signalons le proto "sol brun lessivé à doublets" vraisemblablement formé entre - 17 000 BP - 16 000 BP (système 14C) (Van Vliet-Lanoë, 1987), dans un milieu de toundra à pergélisol en voie de disparition.

Enfin, le processus de formation des doublets s'avère beaucoup plus complexe (Lautridou, 1984 ; Lautridou et Van Vliet-Lanoë, 1987). Ce limon se caractérise par une



a



b

Fig. 38 : Limons à doublets des coupes des secteurs 2 - Formation de Port-Racine - (b) et 3 (a)(d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987).

alternance de lits bruns et de lits clairs dont l'épaisseur varie de 1 à 20 mm avec un gradient inverse net. J.P. Lautridou et B. Van Vliet-Lanoë (excursion A.F.E.Q. 1987) définissent que les doublets se développent toujours dans un loess. A cette genèse est liée une décarbonatation des sols en relation avec une période estivale clémente, attestée par les bioturbations des coléoptères notamment. Cette décarbonatation s'accompagne d'un drainage oblique et s'avère associée à des structures de ségrégation de glace marquée par des alternances gel - dégel répétées et une hydromorphie saisonnière, ainsi qu'une illuviation d'argile diffuse. Enfin, un proto sol brun lessivé se développe (Fig. 38). Les limons à doublets semblent liés à un milieu de toundra (Van Vliet-Lanoë, 1987), sur pergélisol en cours de dégradation.

4.3.3. Port-Racine : chronostratigraphie.

A. Les dépôts périglaciaires de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine : interprétation chronostratigraphique.

L'interprétation dynamique de mise en place des dépôts suggère un cycle continu de type périglaciaire surmontant une plage ancienne (Fig. 39) éémienne. Il s'agit du niveau marin que l'on suit sur toute la côte du Nord Cotentin et des îles anglo-normandes à une altitude variable, environ 4 à 8 m N.G.F.

Les formations ruisselées hétérogènes sus-jacentes au dernier complexe interglaciaire - heads - correspondent à un climat froid, mais humide, responsable de la désagrégation mécanique et des altérations physico-chimiques du granite et des filons de dolérite du sommet de la falaise de Saint-Germain-des-Vaux.

Cette phase s'accompagne d'une intense cryoclastie et de ruissellements diffus sur les pentes, accompagnés de glissements de blocs de granite. Les heads sont caractéristiques : du Weichsélien ancien et du Pléniglaciaire inférieur d'après J.P. Lautridou (1984), du Weichsélien ancien et des Pléniglaciaires inférieur et moyen d'après B. Van Vliet-Lanoë (1987) (incorporation d'un sol lessivé au niveau de D5). La chronologie de J.P. Lautridou est fondée sur la morphostratigraphie des séquences, alors que B. Van Vliet-Lanoë raisonne en fonction des épisodes climatiques (paléopédologie). Aussi J.P. Lautridou (1984) corrèle le head "inférieur" (D4 + D5) avec les limons bruns à structure feuilletée par le gel des plateaux loessiques (75 000 - 40/50 000 BP).

Le head majeur est attribué au Pléniglaciaire inférieur en raison de l'enrichissement loessique de sa matrice et serait donc intégré au cycle du limon. Enfin, les deux loess récents sont attribués aux Pléniglaciaires moyen et supérieur.

Les observations effectuées sur les formations pédosédimentaires d'Europe Occidentale sont à la base du découpage chronologique proposé par B. Van Vliet-Lanoë (1986, 1987). Cet auteur définit un milieu "interglaciaire" s.l. depuis 130 000 jusqu'à 75 000 BP. La période glaciaire débute par un important refroidissement accompagné d'un assèchement du climat pléniglaciaire inférieur (75 - 60 000 BP). Aussi, les heads inférieurs correspondent-ils aux Pléniglaciaires inférieur (D4) et moyen (D5) (60 000 - 30 000 BP).

Quant au head majeur (D6), il est intégré à la base du Pléniglaciaire supérieur (30 000 - 14 000 BP).

Ainsi, les apports éoliens apparaissent assez tôt et prennent de plus en plus d'importance vers le sommet de dépôts indicateurs d'un assèchement progressif du climat, qui est froid, sans cependant que disparaisse totalement un certain ruissellement saisonnier -

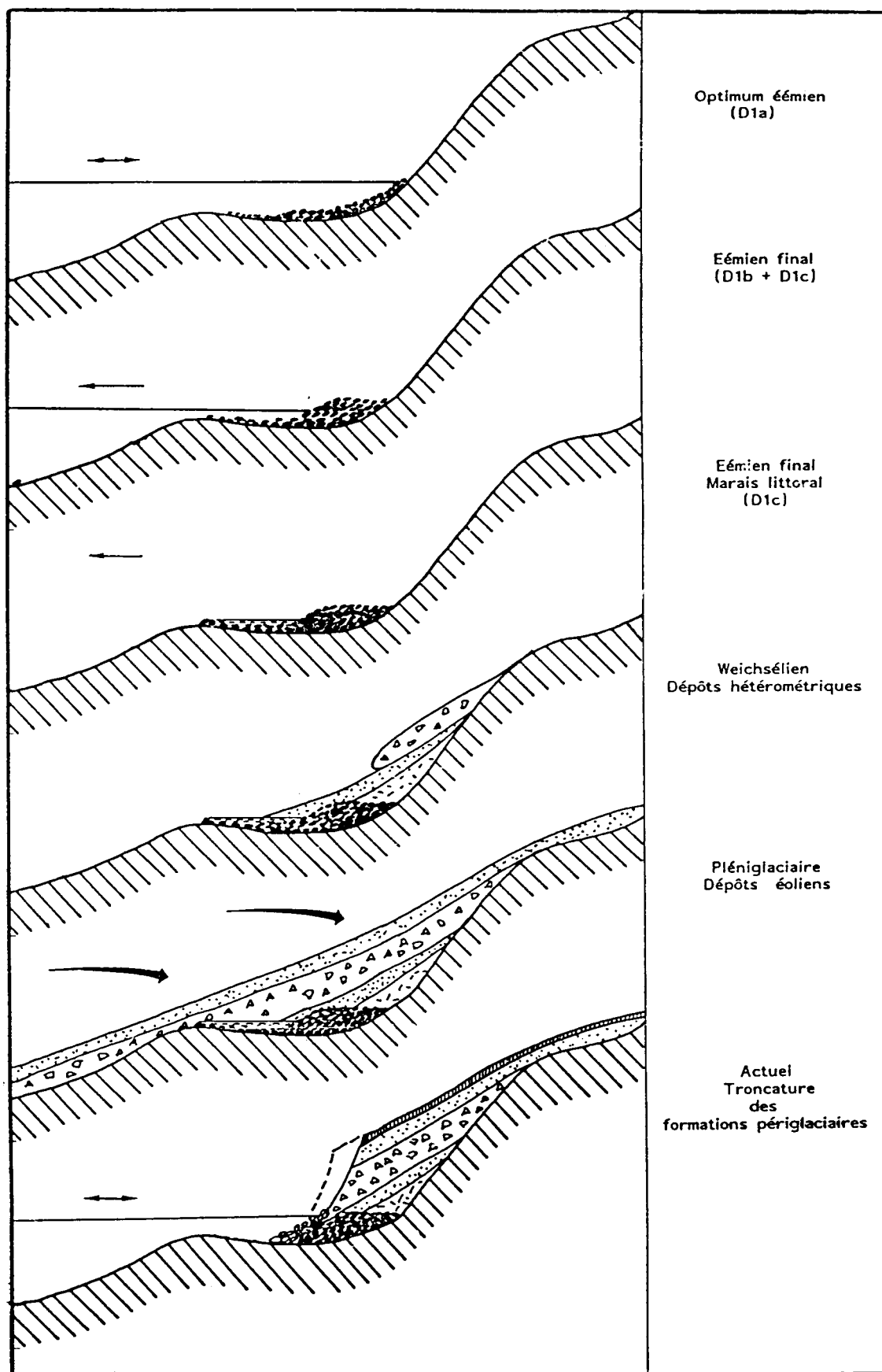


Fig. 39 : Genèse des dépôts périglaciaires à Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine (d'après M. Clet révisé).

fauchage du loess lité carbonaté et formation des doublets -. Les loess sont donc rapportables au Pléniglaciaire supérieur.

B . Discussion et âge des dépôts (?)

Remarquons, comme le souligne J.P. Lautridou (1984), que "nous ne possédons pratiquement pas de jalons bien datés des oscillations marines".

Cette réflexion concerne tant les bas niveaux (régression) que les hauts niveaux (transgression) de plages. Si la plupart des chercheurs semblent s'accorder sur l'âge de la séquence du Dernier Interglaciaire s.l., il en va différemment des plages perchées. Aussi, l'Eémien reconnu à Grandcamp n'est pas daté précisément puisque le fossile qui le caractérise - *Tapes Senecens* Var. *eemiensis* fait défaut ! L'attribution à l'Eémien final de la plage d'Annoville-Hauteville - 6 m N.G.F. - est essentiellement fondée sur une analyse palynologique qui révèle "une végétation de type post tempéré avec des arbres à caractères boréaux" (M. Clet, 1983 ; révisé in Lautridou, 1984 ; Clet, 1988), marquant une fin d'Interglaciaire ou d'Interstade. Pourquoi ne s'agirait-il pas d'un niveau marin interstadiaire (stade 5 c ?) ?

Quant aux niveaux de plage de Saint-Germain-des-Vaux/Port-Racine, nous avons vu précédemment que deux niveaux se dissocient. Le premier niveau pédogénisé ou infiltré par des formations colluviales, (D1a) pourrait être, en fait, contemporain de l'optimum Eémien ; le second est marqué par un cordon de galets associé à une plage transgressive attribuable à une phase de retrait de l'Eémien (?) (D1c).

Quelle qu'en soit la date, nous avons deux formations marines superposées, ce qui laisse à penser que la seconde ne puisse être l'optimum , dans la mesure où une petite pédogénèse a pu se développer (observations micromorphologiques) sur l'estran, dissociant ainsi les deux niveaux de plage (Fig. 40).

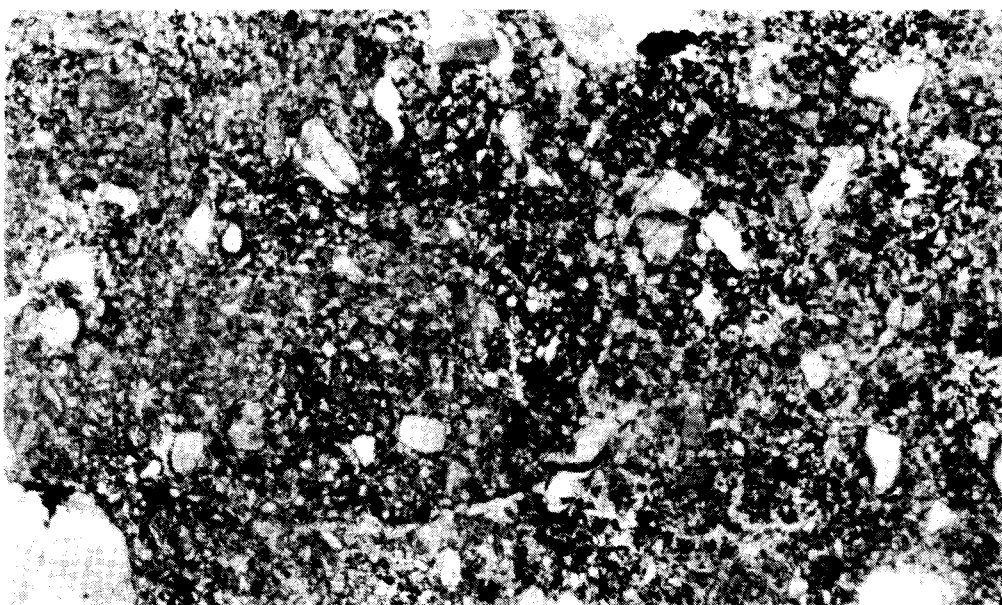
Nous pensons, comme J.P. Lautridou (1984), que "les signaux climatiques restitués par la palynologie sont gonflés ou erronés." Cependant, nous utiliserons les résultats des analyses polliniques effectuées sur le gisement de Saint-Germain-des-Vaux par M. Clet (1988), non comme marqueur climatique, mais pour la valeur paléoenvironnementale du cortège pollinique. En effet, la "tourbe" des secteurs 9 Nord et 6 est corrélée avec l'occupation principale du secteur 1. Elle est attribuée à l'Eémien final ? (Lautridou, 1984 ; Clet, 1987). Dans l'optique de notre étude paléoethnographique du gisement, c'est avant tout l'association des paysages avec des occupations qui nous importent, les critères chronologiques nous semblent secondaires. Que l'occupation au secteur 1 soit uniquement fini- Eémien (Lautridou, 1984), ou plutôt périodique et chevauchant à la fois la fin du Dernier Interglaciaire (Eémien : 5e) et le premier interstade (5c) (Van Vliet-Lanoë, 1987), comme nous le pensons, cela ne change en rien les caractéristiques de l'industrie et la nature des structures rencontrées.

Une datation "absolue" a pu être effectuée sur des silex chauffés provenant du complexe de combustion du secteur 4, attribuable aux stades 5d et 5c - soit entre 110 et 95000 BP - d'après l'étude macro et micromorphologique des paléosols (Van Vliet-Lanoë, 1987).

Les échantillons traités - laboratoires de Gif-sur-Yvette (H. Valladas) et d'Oxford (Eitken et J. Huxtable) - proviennent du toit de la plage, infiltré par un limon gleyifié (D2c), (Fig.24). Les datations proposées : $106\ 000 \pm 10\ 000$ B.P. (Eitken et al, à paraître) confortent les observations effectuées sur le gisement.

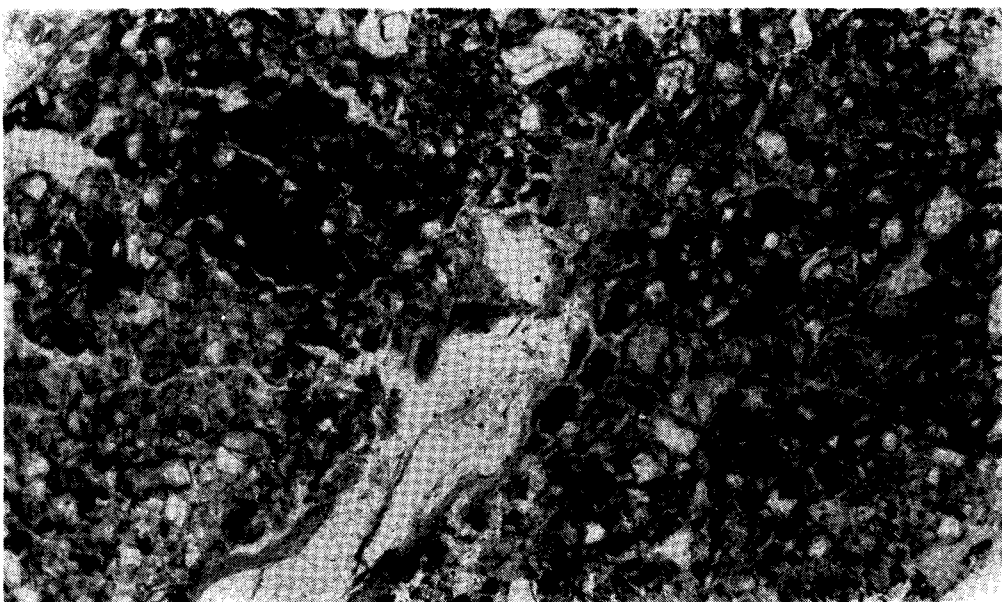
L'occupation du secteur 4 apparaît attribuable à la fin de l'épisode 5d et à l'épisode 5c des carottes océaniques (Shackelton, 1982, 1986).

Cliché B. Van Vliet-Lanoë



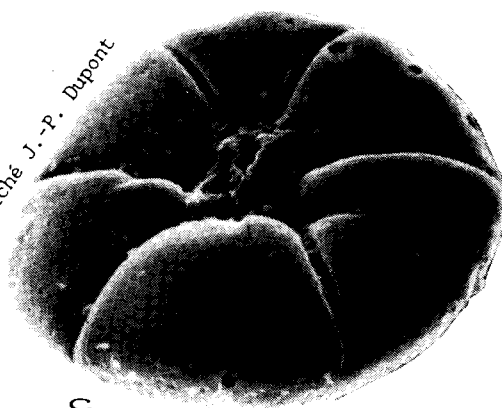
a

Cliché B. Van Vliet-Lanoë



b

Cliché J.-P. Dupont



c

Fig. 40 : Observations micromorphologiques, Secteur 1 : bioturbations dues aux lombrics (a) et aux collembolles (b) reconnues dans les couches d'occupation (D2)(B. Van Vliet-Lanoë) et Secteur 9 (c) : forme juvénile de discorbidé (diam. 43 μ) (J.-P. Dupont).

Quant à l'âge des formations sus-jacentes au Dernier Complexe Interglaciaire s.l. (130 - 75 000 B.P.), nous n'entrerons pas dans le débat passionné qui oppose les différents chercheurs, lié notamment aux décalages existant entre les systèmes de datation absolue : C 14, thermoluminescence et racémisation des acides aminés.

Rappelons seulement que le schéma chronostratigraphique du cycle du limon défini par J.P. Lautridou comporte un horizon diagnostique avec le niveau à langues de Kesselt. Il s'avère que l'âge de ce glaciaire est discuté par Haesaerts (1981) qui rajeunit ce niveau (environ 20 000 B.P.) d'après C14.

L'étude, récemment reprise, du gisement paléolithique d'Epouville (Seine Maritime, fouilles G. Fosse et C. Lechevallier) a mis en évidence un loess sous le sol de - 30 000, limon récent inférieur, susjacent au limon brun feuilleté - stades 4 et 5 -.

C. Le gisement de Port-Racine dans le cycle pléistocène supérieur du massif armoricain.

La formation de Port-Racine permet d'établir des corrélations entre les profils du Nord Cotentin, d'Armorique et des Iles Anglo-Normandes, notamment les coupes d'Ecalgrain et Herquemoulin, où deux cycles périglaciaires ont pu être mis en évidence (Coutard et al, 1979 ; Lautridou et al, 1982 ; Lautridou, 1984). (Fig.41).

La plage éémienne de Port-Racine comporte un niveau de galets associé à un épisode glaciaire (D1b) qu'on retrouve en position abritée à la Cormorandière (Commune d'Omonville-la-Rogue) et à Jardeheu, sur la côte nord, ainsi qu'à Sciotot, sur la côte ouest du Cotentin (Van Vliet-Lanoë, 1987). Cet estran est recouvert d'un cordon (D1c) qu'on peut suivre sur presque toute la côte du Cotentin. Ce niveau complexe peut être corrélé avec la plage de 8 m reconnue à Jersey entre 3 et 11 m N.G.F., datée par Keen *et al.* (1981), par la méthode uranium/thorium, de 121 000 B.P. (+ 14 000 - 12 000 B.P.).

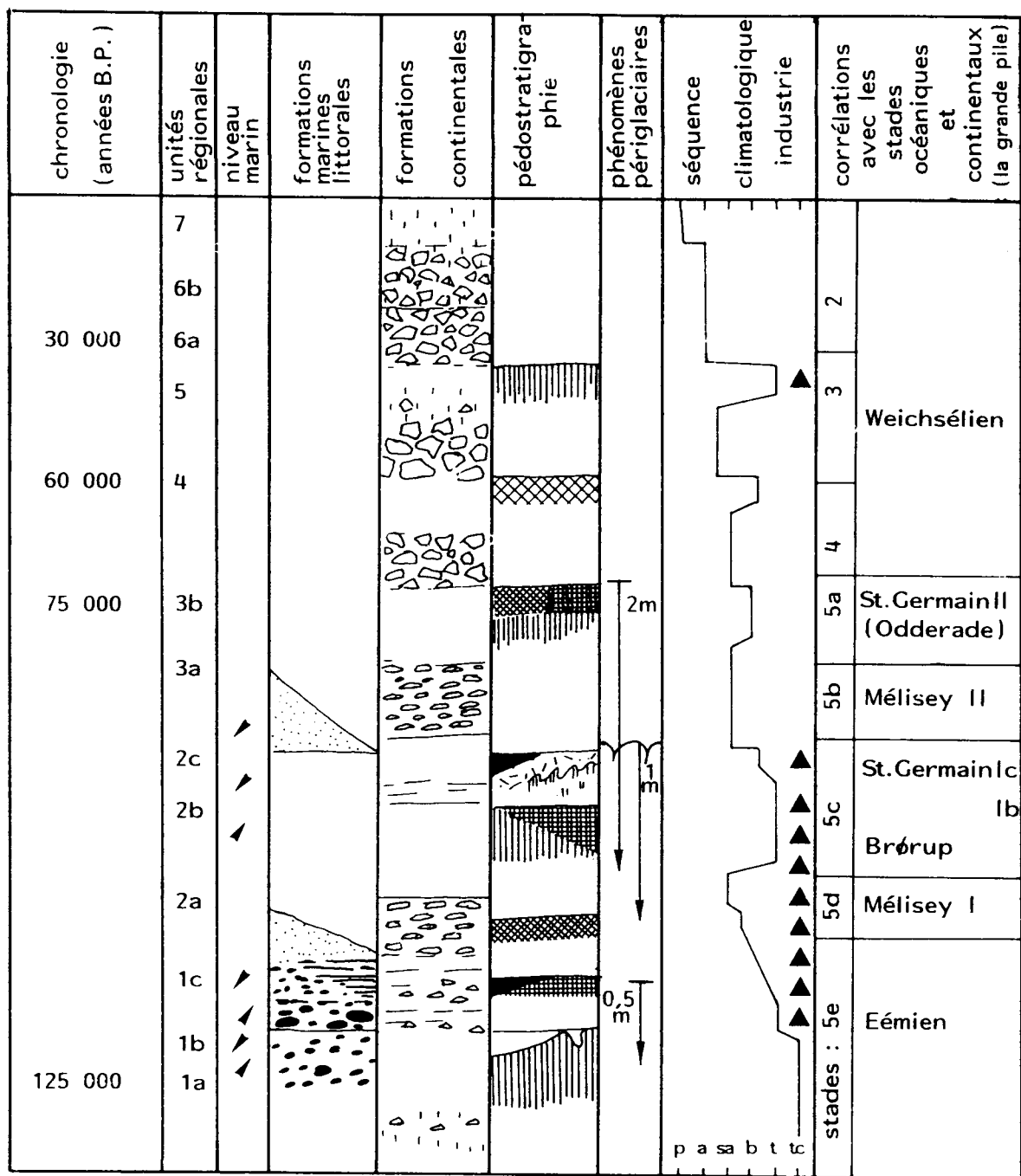
L'Eémien marin a été reconnu dans la Baie de Saint-Brieuc (Monnier et al 1986) - Formation de la Hauteville - et apparaît bien conservé sur la côte nord-ouest de la Bretagne (Hallegouët, 1971 ; Hallegouët *et al.*, 1986 ; Monnier, 1973, 1980 ; Monnier *et al.* 1986 ; B. Van Vliet-Lanoë, 1987) - cordons de galets transgressifs -.

Cet épisode tempéré (stade 5e) est fréquemment associé à une implantation anthropique littorale relativement dense dans le Cotentin (G. Fosse, 1982b ; G. Fosse *et al.*, 1986) ainsi qu'en Bretagne (J.L. Monnier, 1980a, 1988a) et attestée à Jersey (Callow *et al.*, 1986).

La seconde période d'occupation du littoral est marquée par le développement de sols bruns lessivés ou de rankers en pied de falaise affectés par une intense hydromorphie en fin d'Interstade - D2c - (stade 5c) .

Cette séquence se retrouve à Jersey et ne semble pas associée à une occupation anthropique, à la différence de ce que J.L. Monnier observe en Bretagne (J.L. Monnier, 1980a, 1988a ; J.L. Monnier *et al.*, 1986). Cependant, l'implantation anthropique n'est pas systématiquement associée au littoral (Monnier, à paraître).

Le second interstade du Weichsélien ancien est surtout marqué par un sol brun lessivé à Port-Racine et des dunes de retrait dans le Cotentin, et ne comporte jusqu'alors, dans ces horizons, aucune série lithique en place. A Jersey et en Armorique, les types de sols qui se développent sont fonction du substrat, de la topographie et de l'orientation - sols bruns lessivés, rankers, sols gris forestiers, podzols - (stade 5a) (Hallegouët *et al.*, 1986 ; Monnier *et al.* 1986 ;



lithostratigraphie



loess



colluvions



head à dynamique
de solifluxion



plage de galets



head à dynamique
de cryoreptation



sable dunaire
ou d'estran

pédostratigraphie



sol brun lessivé



ranker



sol de prairie
arctique



tourbe ou gyttja



sol humifère



hydromorphie

Fig. 41 : Séquence pédostratigraphique du Nord Cotentin (d'après B. Van Vliet-Lanoë, 1987, modifié).

Van Vliet-Lanoë, 1987). J.L. Monnier signale (1988a) des occupations anthropiques contemporaines de cet interstade.

Nous voyons donc qu'une certaine uniformité se dégage sur le littoral du Massif Armoricaïn avec cependant des régionalismes bien marqués. La phase des heads (D4) - qui correspond au début du stade 3 - comporte dans l'ensemble du Massif Armoricaïn des niveaux humifères, type sols de prairie arctique (Hallegouët *et al.*, 1986 ; Monnier *et al.*, 1986 ; Van Vliet-Lanoë, 1987). Quant aux heads (D5) - fin du stade 3 - ils remanient un sol complexe lessivé, associé à Jersey, sur le gisement de la Cotte de Saint Brelade, à une occupation anthropique comme à Port-Racine. En Bretagne, des industries sont attribuées à cet épisode (Monnier, 1990). Cependant, leur position littorale actuelle ne sous-tend pas une implantation côtière au Paléolithique.

Enfin, au Pléniglaciaire supérieur, l'homme semble avoir déserté le Nord Cotentin alors que sa présence est attestée en Bretagne où les conditions climatiques s'avèrent plus favorables.