

Autour de la Table



**Explorations archéologiques et discours savants
sur des architectures néolithiques à Locmariaquer, Morbihan
(Table des Marchands et Grand Menhir)**

sous la direction de
Serge Cassen

Autour de la Table.
Explorations archéologiques et discours savants
sur des architectures néolithiques à Locmariaquer, Morbihan.
 (Table des Marchands et Grand Menhir)

Pages

Résumés d'annonce français et anglais	9
Abréviations dans le texte	10
Comités scientifiques	11
Liste des participants	11 - 13

Présentation d'un programme de recherches archéologiques, d'un colloque et d'une manière pour les dire. (S. Cassen)	15 - 24
--	---------

1^{re} partie. Explorations archéologiques à la Table des Marchands de 1986 à 1994

D'un chercheur l'autre... (S. Cassen)	27 - 34
Les rapports d'interventions (rapports intermédiaires et de synthèse) sur les trois campagnes de fouilles trisannuelles à la Table des Marchands (1986-1988/1989-1991/1992-1994) (Jean L'Helgouac'h † et Serge Cassen)	35 - 140
Les étapes exploratoires du site : mémoire par l'image (S. Cassen)	141 - 292
La séquence stratigraphique : corpus des coupes et des blocs-diagrammes (S. Cassen, N. Le Meur avec P. Boeckler, S. Poirier, H. Marzin et L. Pirault)	293 - 355
Catalogue des plans de fouilles (S. Cassen, C. Boujot et H. Hostein)	356 - 377

2^e partie. Discours savants sur des architectures néolithiques

La fabrique d'un sujet

Une Action Collective de Recherche (ACR) (S. Cassen)	383 - 386
L'historiographie en Locmariaquer. Une première approche. (C. Chaigneau, S. Cassen et Y. Le Gaudion)	387 - 417
Bibliographie générale sur Locmariaquer (2008) (C. Chaigneau, S. Cassen et Y. Le Gaudion)	418 - 457
The Lukis family in Brittany and Locmariaquer (H. Sebire)	458 - 462
Éteignez bien les braises (P. Gouletquer)	463 - 471

La fabrique des matières

Le cadre préalable au traitement des données (P. François, S. Cassen, F. Bache et H. Hostein)	475 - 490
Classement et diagnoses de la production céramique à la Table des Marchands (S. Cassen, P. François en collabora- tion avec P. Matignon, C. Reautez, G. Hamon et C. Dardignac)	491 - 567
Les coupes-à-socle de la Table des Marchands et du Néolithique ouest-européen. Projet de reconstitution d'un objet archéologique total (S. Cassen et P. François)	568 - 585
L'assemblage lithique de la Table des Marchands (J.-N. Guyodo)	586 - 615
Le matériel poli de la Table des Marchands (Y. Pailler)	616 - 631
Produire des lames polies en contexte rituel, le matériel poli d'Er Lannic (Arzon) (Y. Pailler)	632 - 641
Le mobilier lithique non taillé de la Table des Marchands. Les percuteurs : utilisation et répartition (C. Leprovost)	642 - 657
Étude pétroarchéologique d'éléments de parure et d'une céramique provenant du site de la Table des Marchands (G. Querré)	658 - 665

Un dépôt d'objets en bronze devant la Table des Marchands (B. Quilliec)	666 - 674
Des dalles (dédale) d'un tombeau (C. Boujot)	675 - 684
Les orthostates de la Table des Marchands et les stèles en orthogneiss à l'entrée de l'estuaire des rivières d'Auray et de Vannes (D. Bonniol et S. Cassen)	685 - 701
Corpus descriptif des stèles ou fragments de stèle en orthogneiss (D. Bonniol et S. Cassen)	702 - 734

La fabrication du temps et des surfaces

Datations sur site (Table des Marchands, alignement du Grand Menhir, Er Grah) et modélisation chronologique du Néolithique morbihannais (S. Cassen, Ph. Lanos, Ph. Dufresne, C. Oberlin, E. Delqué-Kolic et M. Le Goffic)	737 - 768
New dates from Tumulus Saint-Michel, Carnac (R. J. Schulting, J. Lanting, et P. Reimer)	769 - 773
Les charbons de bois du site de La Table des Marchands à Locmariaquer, informations paléoécologiques et paléonographiques (D. Marguerie et N. Marcoux)	774 - 787
Introduction à une géomorphologie de la presqu'île de Locmariaquer dans le contexte archéologique de la Baie de Quiberon (S. Cassen, J.-M. Rivière et D. Ravry)	788 - 799
Contexte géomorphologique et paléoenvironnemental en Bretagne-sud au Pléistocène (D. Menier, F. Scalliet, J.-N. Proust et S. Cassen)	800 - 813

La fabrication des images

L'enregistrement 3D des faits accomplis : acquisition de données numériques des volumes sur monument restauré (S. Cassen et O. Geffray)	817 - 825
Le corpus des signes à la Table des Marchands. Enregistrement et analyses descriptives. (S. Cassen et G. Robin)	826 - 853
L'orthostate 3 de la Table des Marchands et l'art pariétal d'Irlande : étude iconographique et symbolique comparée (G. Robin, S. Cassen)	854 - 858
Une ou des "crosses" en égyptien hiéroglyphique ? (F. Resche et S. Cassen)	859 - 880
La simulation des faits imaginés : phases, séquences, scénarios historiques. Réflexions conclusives autour d'une barre de stèles et d'une tombe à couloir (S. Cassen)	881 - 909
Informatisation et mise en ligne de données archéologiques (T. Templier)	910 - 918

Contexte géomorphologique et paléoenvironnemental en Bretagne-sud au Pléistocène

David Menier, Florent Scalliet, Jean-Noël Proust et Serge Cassen

1° Localisation et physiographie de la zone d'étude (fig. 1 et 2)

2° Contexte géologique

1. Le socle protérozoïque et paléozoïque
2. La couverture sédimentaire cénozoïque

3° Contexte géomorphologique

1. Les formes mobiles
 - 1.1. La zone littorale : fond des baies, cordons de galets et dunes littorales
 - 1.2. Les bancs à maërls et les bancs sableux
 2. Les formes fossiles
 - 2.1. Les hauts fonds du secteur Quiberon
 - 2.2. Les hauts fonds du secteur Concarneau
 - Vilaine
 - Lorient
 - 2.3. Les platiers fossiles submergés
 - 2.4. Les vallées
 3. Synthèse: La morphologie côtière et les surfaces d'abrasion
 - 3.1. Le modèle général
 - 3.2. Les surfaces d'abrasion marine
- 4° Les paléovallées quaternaires en baie de Quiberon et de Vilaine
- 4.1. Évolution générale du climat au cours du Quaternaire
 - 4.1.1. Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire
 - 4.1.2. Du dernier maximum glaciaire (il y a 22 000 ans) à l'actuel
 - 4.1.3. Baie de Quiberon et de Vilaine: une histoire de paléovallées
 - 4.1.4. La morphologie des vallées
 - a. La paléovallée de la Vilaine
 - b. La paléovallée de l'Artimon
 - 4.2. Conséquences biogéographiques

Bibliographie

1° Localisation et physiographie de la zone d'étude (fig. 1 et 2)

La baie de Quiberon et la baie de Vilaine se situent au Sud Est du Massif Armoricaire dans la partie septentrionale de la marge océanique armoricaire. Elle est comprise entre 3°15 W et 2°30 W de longitude et 47°45 N et 47°15 N de latitude Nord (Figure 1). Elle s'étend de la ria d'Étel à l'Ouest à la pointe du Croisic à l'Est. Cet ensemble physiographique correspond aux « régions intérieures », par opposition ensembles définis par Vanney, 1977 et

dénoté « régions centrales » et « régions extérieures » à l'échelle du plateau sud-armoricain. Les « régions intérieures » ou « précontinent breton » de Pinot (1974) se situent entre la côte et l'isobathe -50 m et constituent le cœur de cette étude. Ces régions intérieures, d'une largeur de 5 à 14 km, comprennent deux parties (Figure 2):

- Une partie amont dont la profondeur n'excède pas 25 m, constituée de baies (Quiberon et Vilaine);
- Une partie aval, parsemée d'îles (Houat, Hoëdic...) et de hauts fonds (plateaux de l'Artimon, du Four etc.), alignés N120 parallèlement au C.S.A. ou plus rarement N30-60 et séparés les uns des autres par des vallées fossiles incomplètement comblées (passage de la Teignouse) (Ferronière, 1922; Guilcher, 1948; Pinot, 1947; Vanney, 1977).

2° Contexte géologique

La description géologique qui suit a pour but de rappeler les grands traits géologiques au sud du Massif Armoricaire à travers, les principales caractéristiques du socle protérozoïque et paléozoïque et de couverture cénozoïque.

1. Le socle protérozoïque et paléozoïque

L'histoire géologique du socle armoricaire est, pour l'essentiel, le résultat de deux évolutions géodynamiques successives: l'orogénèse cadomienne (620 à 540 Ma) et l'orogénèse hercynienne (440 à 280 Ma). Ces orogénèses déterminent les grandes caractéristiques actuelles du Massif Armoricaire (Le Corre et al., 1991) qui comprend quatre grands domaines: les domaines nord-armoricain, nord-ouest-armoricain, médio-armoricain et sud-armoricain. Le domaine sud-armoricain est constitué de granitoïdes et de roches métamorphiques contemporains de l'orogénèse hercynienne, où les formations sédimentaires protérozoïques et paléozoïques sont peu représentées voire absentes. Il comprend deux accidents structuraux majeurs: le Cisaillement Sud-Armoricain (C.S.A.) et l'Escarpement Sud-Armoricain (E.S.A.). Le C.S.A. s'étend de la pointe du Raz au Massif Central et l'E.S.A., des îles de Glénan au Glacis-plaine de Belle-île (Vanney, 1977). Ces accidents ont fonctionné en décrochements ductiles dextres (Gapais & Le Corre, 1990) avec des déplacements supérieurs à la centaine de kilomètres (Jégouzo & Rossello., 1988). Le socle armoricaire est pénéplané durant le Stéphanop-Permien jusqu'au Trias puis recouvert par les premières formations méso / cénozoïques. La fracturation du socle est caractérisée par trois principales familles de failles: une direction moyenne N30 (héritage cadomien), une direction N120 (héritage hercynien) et enfin une direction N160 (d'âge triasique) (Vignerresse, 1988; Le Corre et al., 1991; Caroff et al., 1995). Ces directions de fractures seront réutilisées de nombreuses fois jusqu'à l'époque actuelle.

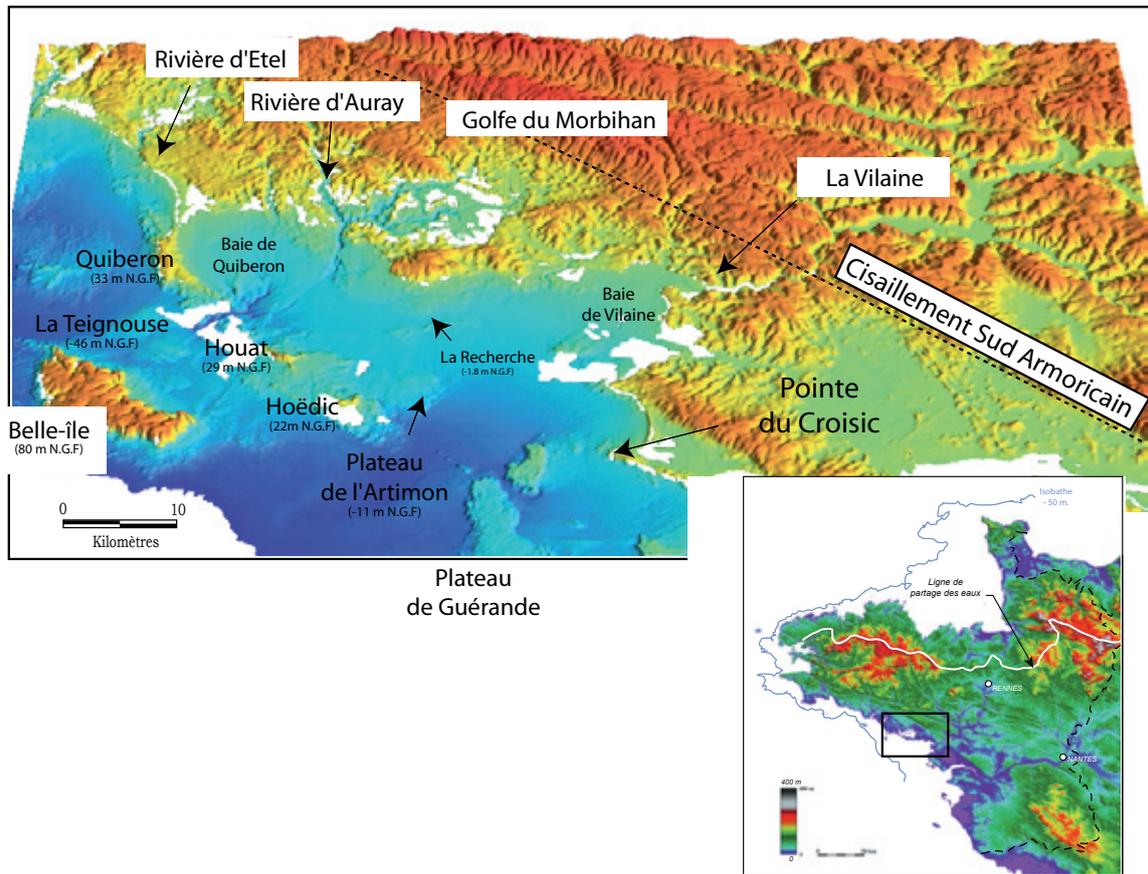


Figure 1 : MNT Terre/Mer du Massif Armoricaïn et des Baies de Quiberon_Vilaine

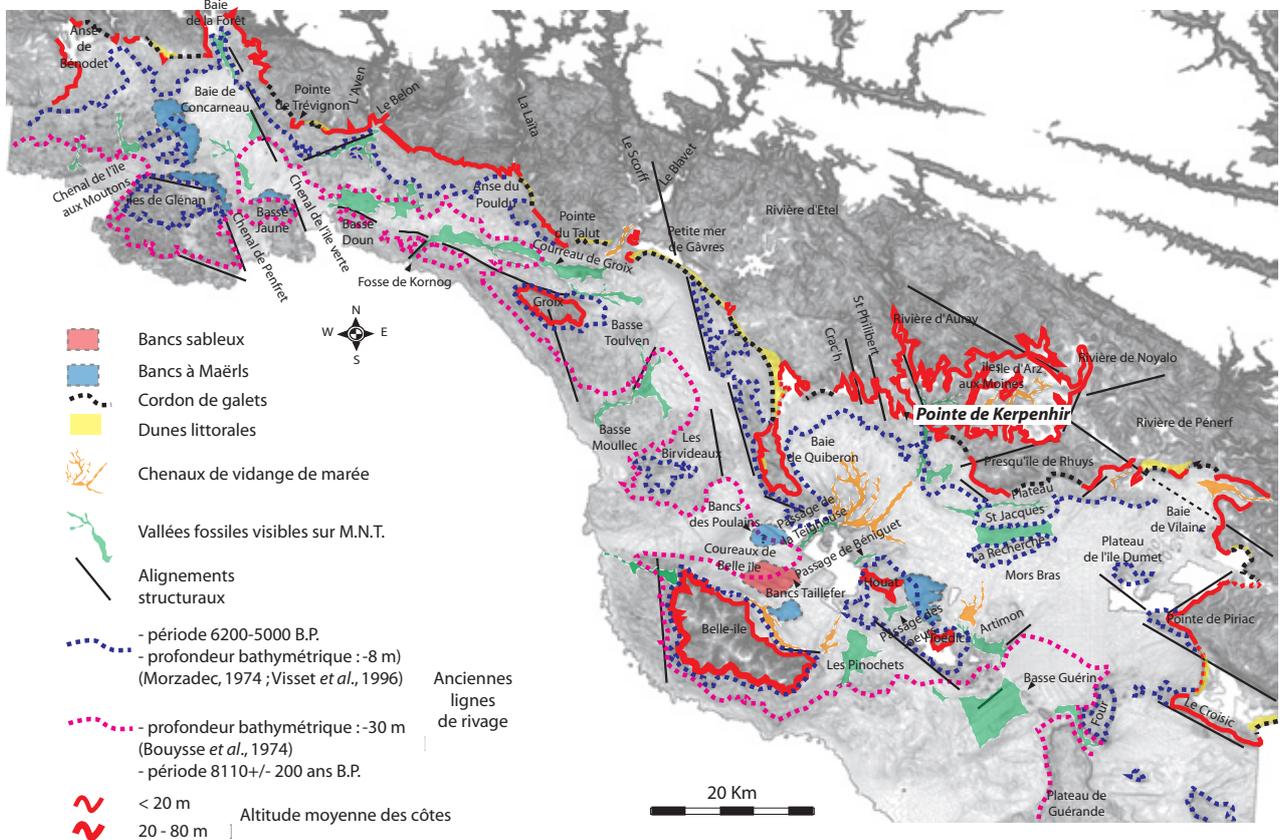


Figure 2 : Carte géomorphologique simplifiée de la bordure littorale sud armoricaine surimposée à une image « pentes et altitudes » obtenues à partir du MNT terre/mer (Menier, 2004).

2. La couverture sédimentaire cénozoïque

Les données sur les sédiments tertiaires en domaine émergé sont très disparates comparées aux formations géologiques immergées. Les formations sous marines ont été cartographiées et reconnues à partir de données géophysiques et de carottages. Pour la zone d'étude qui nous intéresse, ces formations sédimentaires correspondent aux plateaux de l'Artimon et du Four. Ils sont pour l'essentiel d'âge Eocène (Yprésien, Bartonien). Il s'agit de séries transgressives terrigènes (Yprésien), de sables calcaires bioclastiques à Nummulites brongniarti (Durand, 1960).

Les dépôts sédimentaires quaternaires comprennent les formations d'âge pléistocènes et holocènes. En mer, les dépôts pléistocènes sont signalés sur toute la bordure côtière sud-armoricaine entre les isobathes 0 et 50 mètres (Pléistocène moyen, Proust et al., 2001, Menier, 2004, Menier et al., 2006) et dans l'estuaire de la Loire (Barbaroux et al., 1980). Il s'agit dans de dépôts fluviaux et tidaux en Baie de Quiberon et de Vilaine (Proust et al., 2001, Menier, 2004, Menier et al., 2006) et de dépôts fluvio-marins dans l'estuaire de la Loire (Barbaroux et al., 1980). Les dépôts marins littoraux couvrent la période climatique Boréal à l'actuel. Les dépôts contemporains de la période climatique Boréal (8 900 BP-7 800 BP), sont caractérisés par une sédimentation argileuse riche en matière organique. Ils sont préservés dans le fond des baies actuelles (Morzadec, 1973, 1974 ; Guillaume-Bruno, 1972 ; Visset et al., 1996). Les dépôts contemporains de la période climatique Atlantique (climat tempéré) (7 800 BP-5 700 BP) se caractérisent par des dépôts de sables fins et d'argiles, ils sont préservés dans les vallées « côtières ». La fin de la période Atlantique est marquée par des dépôts sablo-vaseux dans les plaines côtières (Baie du Mont St Michel, Golfe du Morbihan, Estuaires de la Vilaine et de la Loire ; Morzadec, 1973, 1974 ; Barbaroux et al., 1974 ; Visset et al., 1995).

Il est signalé d'autres dépôts tourbeux, daté du Subboréal (5 700 B.P-3 600 BP), dont certains sont contemporains des allées couvertes du Néolithique, et du Subatlantique (3 600 BP -actuel), interprétés comme des tendances régressives (Morzadec, 1973, 1974 ; Barbaroux et al., 1974 ; Visset et al., 1995). Ces dépôts sont actuellement recouverts par les sédiments littoraux (sables ou tangles), puis de dunes côtières.

Actuellement, les sédiments marins superficiels compris entre la côte et l'isobathe 50 m sont d'origine mixte, soit fluvio-marins ou soit strictement marins et caractérisés par des particules (bio)-détritiques siliceuses et carbonatées.

3°) Contexte géomorphologique

La morphologie du domaine sous-marin côtier sud-breton a pu être reconstituée à partir du M.N.T. terre/mer

(carte des altitudes ou des profondeurs). La distinction entre les domaines de socle et les secteurs recouverts de sédiments est relativement nette (Figure 2). Les domaines de socle affleurant ou platier rocheux sont caractérisés par des variations de nuances de gris relativement fines, au contraire des secteurs avec couverture sédimentaire beaucoup plus lisse.

La morphologie de domaine sous-marin côtier est caractérisée par l'existence d'une série d'îles (Îles de Glénan, Groix, Houat, Hoëdic, etc.) et de hauts fonds (Basse jaune, Basse de Groix, Plateaux du Four et de Guérande) alignés selon une direction N120, dite direction sud-armoricaine. Ils forment une échine rocheuse pré-littorale (des îles de Glénan à la presqu'île de Quiberon) qui limite vers le Sud une dépression périlittorale au sens de Pinot (1974) et de Vanney (1977). Ces hauts fonds jouent un rôle d'obstacles vis-à-vis des houles dominantes d'Ouest, conduisant à distinguer des secteurs protégés ou abrités de secteurs plus exposés. De la pointe de Penmarc'h à la pointe du Croisic, le littoral sud-armoricain se distingue par sa diversité : côtes basses dont les reliefs s'élèvent rarement au-dessus de 20 m et où golfes profonds et estrans sableux bordés de dunes alternent avec des secteurs rocheux. Un des caractères marquant de la ligne de rivage actuelle est sa sinuosité et ses multiples orientations : estuaires plus ou moins étroits, « petites mers » occupées par des marais (petite mer de Gâvres), promontoires rocheux, golfes, anses arrondies et secteurs rectilignes.

Deux grands secteurs morphologiques peuvent être isolés :

- de la pointe de Penmarc'h au Nord-ouest de Groix, le secteur Concarneau-Lorient est caractérisé par des dépressions (Baies de Concarneau & de Lorient) ceinturées par des platiers morphologiques bien distincts ;
- du Plateau des Birvideaux à la pointe du Croisic, qui est le secteur Quiberon-Vilaine, la distinction entre Baie et hauts fonds est beaucoup moins marquée. Dans ce secteur, le colmatage par les sédiments semble avoir été beaucoup plus important.

1. Les formes mobiles

Il sera brièvement rappelé la morphologie des principales baies ainsi que les différents types de dépôts littoraux et marins de la zone étudiée (Figure 2).

1.1. La zone littorale : fond des baies, cordons de galets et dunes littorales

Les Baies de Concarneau et de Lorient occupent une dépression d'une profondeur moyenne inférieure à 45 m, longue de 70 km et d'une largeur moyenne de 10 km. D'Ouest en Est, le rivage est caractérisé par l'anse de Bénodet où se jettent les rivières de Quimper,

de Pont l'Abbé et de l'Odet, les Baies de la Forêt, de Concarneau, et enfin, l'anse du Pouldu où se jette la Laïta. Limitée vers le large par un relief abrupt d'environ 30 à 40 m de hauteur, cette dépression est ceinturée au Nord et au Sud par des platiers rocheux.

La Baie de Quiberon présente une profondeur moyenne de 15 m. Elle est limitée au Nord par les rias profondes du Crac'h, de St Philibert, d'Auray, de direction N150/160, subparallèles entre elles, et le golfe du Morbihan. Elle est limitée à l'Ouest par la presqu'île de Quiberon. Elle est limitée au Sud par une série de hauts-fonds et d'îles (Houat, Hoëdic). La partie centrale de la baie est très largement envasée et ceinturée de platiers rocheux (situés sur la marge septentrionale de la rivière de Crac'h au passage de la Teignouse).

La Baie de Vilaine d'une profondeur moyenne de 12 m est une dépression plus ample où la faiblesse de l'hydrodynamisme explique l'importance de l'envasement (Vanney, 1977). La Baie de Vilaine, encadrée de plateaux de socle cristallin (Plateaux St-Jacques et de la Recherche) ou de calcaires bartoniens peu profonds (Plateaux du Four et de l'Artimon), est en grande partie occupée par une vase argileuse (Vanney, 1977).

Les Coureaux de Belle-île forment une zone abritée, encadrée au Nord et au Sud respectivement par les îles de Quiberon-Houat-Hoëdic et de Belle-île. On distingue des formations sédimentaires correspondant à des bancs de sables et de maërls connus sous le nom de bancs de Taillefer et des Poulains (Vanney, 1977).

Le Golfe du Morbihan est une petite dépression protégée des influences du grand large (houles) par deux ceintures successives, la presqu'île de Quiberon et son tombolo à l'Ouest, et l'ensemble des hauts fonds et des îles d'Houat, Hoëdic et Belle-île au sud-ouest. Deux principales îles caractérisent le golfe du Morbihan, l'île aux Moines et l'île d'Arz. L'île aux Moines constitue la limite naturelle entre deux grands secteurs : un secteur oriental, envasé d'un secteur occidental où la profondeur peut être supérieure à 35 mètres (Marcaillou et al., 1996).

Le long de la côte, du Nord-ouest de la presqu'île de Quiberon à la pointe du Croisic, des cordons littoraux sableux actuels très locaux recouvrent l'estran rocheux et forment de grandes plages sableuses. Ces sables principalement composés de grains de quartz, de paillettes de micas et de minéraux issus de l'altération des roches de la région ou du plateau continental (Béchenec et al., 1996) sont momentanément immobilisés au fond des baies en arrière des promontoires rocheux.

La granulométrie de l'estran sableux est dépendante de la dérive littorale de direction E-W. La mise en place de ces différents types de dépôts a commencé dès la relative stabilisation de la ligne de rivage actuelle (2000 B.P. ans environ) et se poursuit actuellement. Cette sédimentation

est également dépendante des conditions de tempête pouvant provoquer des engraisements et dégraisements plus ou moins temporaires.

Des cordons de galets sont également représentés (nord-ouest et Sud de la pointe de Trévignon, Ouest de l'anse du Pouldu, Sud de la petite mer de Gâvres, Ouest de Quiberon, Sud de la Presqu'île de Rhuys).

Dans le secteur de Concarneau – Lorient (Ouest de l'anse de Bénodet et de la pointe de Trévignon, Sud de la petite mer de Gâvres), des dunes littorales holocènes (Horrenberger et al., 1972 cité par Béchenec et al., 1996) d'origine éolienne sont développées en arrière des cordons sableux actuels. Elles forment des dépôts de largeurs comprises entre 50 et 500 m avec des épaisseurs maximales de l'ordre de 3 m (Béchenec et al., 1996). Dans le secteur de Quiberon – Vilaine, les principales dunes correspondent au tombolo simple de Quiberon, à une flèche de sable située à l'embouchure de la rivière de Pénerf et au double tombolo du Croisic. Ces dunes sont considérées comme néolithiques (5000-4000 B.P.) (Audren et al., 1976).

1.2. Les bancs à maërls et les bancs sableux

Dans le secteur Quiberon – Vilaine, des accumulations à maërls (algues dont le thalle est calcifié, Classe des Rhodophycées, Famille des Corallinacées, Genre *Lithothamnium* sp.) sont préservées sous forme de dunes hydrauliques à l'Est de Houat et au Nord de Belle-île (Vanney, 1977). Le banc de Houat, immergé à 5-7 m de profondeur présente une longueur de 5 km pour une épaisseur maximale d'environ 10 m. Il s'agit de maërls sableux accompagnés de galets et de cailloutis anguleux (Vanney, 1977). Entre la Teignouse et la pointe de Belle-île, les bancs de Taillefer sont formés de dunes dissymétriques dont la hauteur est comprise entre 8 et 15 m et dont la ligne de crête est orientée selon une direction NE-SW. Il s'agit de sables fins reposant sur un niveau à graviers plus grossiers (Vanney, 1977). Les dunes ou bancs de Taillefer sont orientés perpendiculairement aux courants de retour de la marée issus de la Teignouse (Vanney, 1977; Salomon & Lazure, 1988). Au nord-ouest des bancs de Taillefer, on distingue de bancs de sables fins bien classés azoïques plus connus sous le nom du banc des Poulains. Au sud-est des bancs de Taillefer, on distingue une accumulation de maërl sans orientation préférentielle et d'extension plus limitée que les deux accumulations précédentes.

Dans le secteur de Concarneau – Lorient, les bancs à maërls sont localisés dans trois zones : à l'Ouest de la Baie de Concarneau, à l'Est des îles de Glénan et au Nord de la Basse jaune. Les bancs à maërls, parfois envasés, sont situés entre les platiers rocheux et la Baie de Concarneau. Ces bancs, en appui sur le substratum, s'organisent sous la forme de dunes dissymétriques progressant vers la Baie de Concarneau.

2. Les formes fossiles

Il sera décrit les principaux hauts-fonds et les principales surfaces morphologies (platiers) du domaine côtier (Figure 2).

2.1. Les hauts fonds du secteur Quiberon - Vilaine

Dans ce secteur, les hauts-fonds les plus importants sont situés dans le prolongement de la presqu'île de Quiberon en direction des îles d'Houat et de Hoëdic. Les hauts-fonds forment une barrière morphologique limitée au Sud par un escarpement de failles orientées N120. Cette barrière est recoupée à quatre endroits par des passes tidales d'orientation N30 au niveau des passages de la Teignouse (51 m), de Béniguet (20 m), des Sœurs (15 m) et entre Hoëdic et la Basse Guérin (30 m).

Plus à l'Ouest, entre cette barrière morphologique et Belle-île, trois autres hauts-fonds sont remarquables: les hauts fonds de la Basse Moullec, des Birvideaux et des Pinochets. C'est sur ce dernier haut-fond que disparaît vers l'Est l'onlap des formations bartoniennes (Robert, 1969).

En Baie de Vilaine, les principaux hauts-fonds correspondent, au Nord au Plateau de la Recherche, séparé du plateau St-Jacques par une vallée. Les Plateaux de l'île Dumet et de Piriac sont limités au sud-ouest par la faille de Guérande de direction N120. Vers le sud-ouest, on trouve le Plateau de l'Artimon limité au sud-est par un accident de direction N30. Enfin, le Plateau du Four et le plateau de Guérande constituent les hauts-fonds les plus orientaux.

2.2. Les hauts fonds du secteur Concarneau - Lorient

À l'Est des îles de Glénan, les hauts fonds comprenant les Basses: Jaune, Doun, de Groix, Toulven forment les chaussés Glénan-Groix. Ils sont délimités par des alignements structuraux selon deux directions majeures N160 (Ouest et Est de la Basse Jaune, Sud-est de Groix) et N120 (Nord des Basses Doun et de Groix). Des couloirs les séparent: chenaux de l'île aux moutons, de Penfret, de l'île verte et de la fosse de Kornog (Vanne, 1977). La bordure Est de la Baie de Concarneau est caractérisée par plusieurs accidents structuraux en relais bien individualisés correspondant au système décrochant Kerforne de direction N150 (Béchenec et al., 1996). Cette direction N150-160 limite également la bordure ouest du chenal de Penfret et de l'île Verte.

2.3. Les platiers fossiles submergés

Le relief sous-marin côtier sud-armoricain révèle une succession de platiers sans couverture sédimentaire significative. Sur la Figure 2, on distingue deux principaux niveaux de platiers situés à - 8 m et un autre à - 30 m. Ces deux platiers peuvent être suivis en continu à l'échelle de la zone d'étude depuis l'anse de Bénodet à l'Ouest, au Plateau du Four à l'Est (Tableau 1).

Dans des zones bien particulières, sur la bordure sud des îles de Groix et de Belle-île, on peut distinguer jusqu'à 5 niveaux de platiers compris à des profondeurs de l'ordre de -8 m à - 35 m (tableau 1). À la périphérie de l'île de Groix, 5 platiers sont encore visibles, correspondant à des niveaux situés à -8 m, à -30 m. Seul le platier dont la limite est située à -8/-10 m peut être suivi en continu autour de Groix. Sur le pourtour de Belle-île, 4 platiers sont individualisés à des profondeurs allant de - 8/- 10 m à - 35 m mais il est beaucoup plus difficile de les suivre en continu.

Par rapport aux platiers observés sur le pourtour de l'île de Groix, le platier à -15 m est difficile à caractériser, de même que la distinction entre le niveau à -20 et - 25 m n'a pu être faite. En revanche, on note la présence d'un platier dont la limite atteint -35 m, principalement visible au Sud de l'île et déjà signalé par Pinot (1968). Ces différents platiers sont recoupés par plusieurs petites vallées situées parfois dans le prolongement des rivières actuelles.

Ensemble de la zone d'étude	Groix	Belle-île
-8 / -10 m	-8 / -10 m	-8 / -10 m
-	-15 m	-
-	-20 m	-
-	-	-20 / -25 m
-	-25 m	-
- 30 m	-30 m	-30 m
-	-	-35 m

Tableau 1 : Profondeurs des platiers submergés sur le domaine côtier sud-armoricain

Les différents platiers sont interprétés comme des stationnements du niveau marin soulignant le caractère discontinu des transgressions quaternaires enregistrées par une morphologie en paliers successifs séparés par des ressauts estimés ici à au moins 5 m.

2.4. Les vallées

On distingue deux types de vallées submergées encore apparentes sur le fond de la mer. Le premier correspond à des vallées partiellement comblées situées dans la plupart des cas dans le prolongement des rivières actuelles. Elles sont préservées au toit du socle sur des platiers rocheux, à proximité de la côte ou plus au large sous l'isobathe - 30 m mais il est souvent difficile de les suivre en continu. Ces vallées sont visibles dans la Baie de Concarneau, au Nord de la Basse Doun et de l'île de Groix, entre la basse Toulven et la basse Moullec, à l'Est de Belle-île et dans les Baies de Quiberon et de la Vilaine. Dans ce dernier secteur, elles sont localisées à la sortie du Golfe du Morbihan au niveau du passage de Teignouse, entre le plateau de la Recherche et le plateau St-Jacques, et

enfin au sud-est de l'île de Hoëdic. La continuité entre les vallées actuelles à terre et celles submergées est particulièrement bien visible à la périphérie des îles de Groix et de Belle-île. La morphologie héritée aujourd'hui submergée correspond donc bien à une morphologie de type continental.

Le second type de vallées correspond à des vallées préservées au toit des secteurs recouverts de sédiments et parfois réempruntées par des chenaux de vidange de marée. On les distingue à l'Ouest de l'île d'Arz (golfe du Morbihan), dans les Baies de Quiberon et de Vilaine, en amont du Passage de la Teignouse, au nord-ouest du plateau de l'Artimon et des Pinochets, ainsi qu'à l'embouchure des estuaires du Blavet, de la rivière de Pénerf et de la Vilaine. À titre d'hypothèse, dans le secteur du Mors bras et du Golfe du Morbihan, leur formation pourrait être liée aux conditions hydrodynamiques particulières de ces secteurs où les courants de marée rotatifs et violents ($> 50 \text{ cm s}^{-1}$), comme au niveau du passage de la Teignouse et à l'entrée du Golfe du Morbihan (Vanney, 1977 ; Salomon & Lazure, 1988), provoquent la formation de chenaux de vidange. En revanche, l'embouchure des estuaires actuels, la morphologie de type chenaliste est plus probablement liée à l'action combinée des flux d'eau fluviale et des marées (flot et jusant).

3. Synthèse : La morphologie côtière et les surfaces d'Abrasion

3.1. Le modèle général

L'analyse morphobathymétrique du M.N.T terre/mer a permis d'améliorer la lecture du relief sous-marin (Figure 2). Les principales caractéristiques de la morphologie sous-marines sud-armoricaine sont :

- L'existence d'une série d'îles et de hauts fonds alignés selon la direction N120 (C.S.A.). Ils forment un

ensemble rocheux qui limite vers le Sud une dépression périlittorale au sens de Pinot (1974) et de Vanney (1997). Cette dépression correspond aux principales Baies de Concarneau, Lorient, Quiberon et Vilaine.

Une succession de platiers fossiles submergés interprétés comme d'anciennes surfaces d'abrasion marines. Les différents niveaux platiers mis en évidence sur le domaine sous-marin côtier sont localisés :

- de l'anse de Bénodet, à l'Ouest, au plateau du Four à l'Est, deux principaux platiers situés à -8 m et -30 m peuvent être suivis en continu ;

- sur le pourtour sud des îles de Groix et de Belle-île (fig. 3), où respectivement 5 et 4 platiers ont été observés situés à des profondeurs comprises entre -8 m et -35 m . Ces différents platiers présentent un ensemble morphologique en paliers successifs séparés par des ressauts estimés ici à au moins 5 m ;

- deux types de vallées submergées encore apparentes sur le fond : Le premier type correspond aux vallées situées au toit du substratum dans la plupart des cas dans le prolongement des rivières actuelles et à moins de l'isobathe 30 m . La continuité entre les vallées actuelles et celles submergées sont particulièrement bien visibles sur le pourtour des îles de Groix et de Belle-île. Cette morphologie sous-marine correspond donc bien à une morphologie de type continental. Le second type de vallées, préservées au toit des secteurs recouverts de sédiments sont interprétées comme des chenaux de vidange de marée.

Les alignements structuraux de direction N120 (C.S.A, héritage hercynien), N150/160 (failles Kerforne, Trias) et N30 (héritage cadomien). Ces directions de fractures seront réutilisées de nombreuses fois jusqu'à l'époque actuelle.

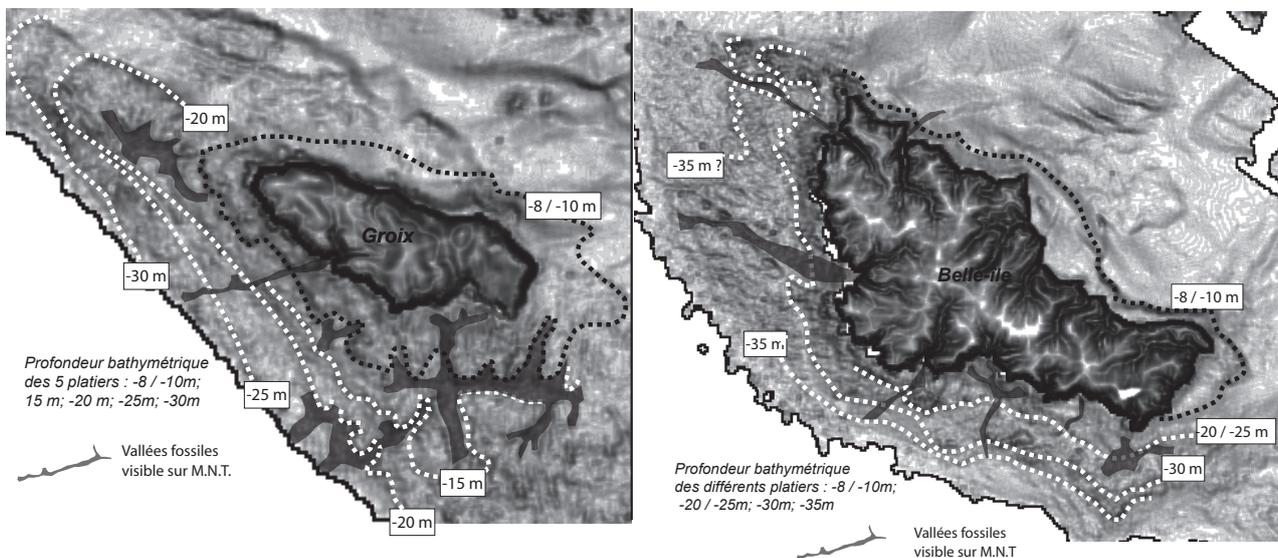


Figure 3 : Carte géomorphologique de l'île de Groix et de Belle-île montrant les cinq platiers encore visibles à partir du M.N.T. terre/mer ; (Menier 2004). (Remarque : les formations superficielles sont très peu épaisses dans ce secteur).

3.2. Les surfaces d'abrasion marine

Deux surfaces d'abrasion majeures ont été mises en évidence en domaine côtier sud-armoricain. Un niveau marin à 7-8 m a été reconnu dans la Baie de Quiberon (Pointe de Kerpenhir, Locqmariaquer, Visset et al., 1996) et confirmé dans la Baie du Mont St Michel et sur la côte Nord-Finistère. (Morzadec, 1974). Ce niveau est daté à 6200-5000 ans B.P (Visset et al., 1996). Un niveau marin à -30 m environ a été reconnu en Baie de la Vilaine (Bouysse et al., 1974), en Manche orientale, en Baie de Seine (Morzadec et al., 1999). Ce niveau est daté à -8000 ans B.P (fin Boréal; Fairbanks, 1989). Pinot (1974) signale la présence de ces platiers à -30 m au Nord de l'île de Groix. Il les interprète comme étant des terrasses alluviales d'âge würmienne sans apporter plus de précisions (Pinot, 1974). Il s'agirait plutôt de terrasses marines.

De nombreuses surfaces d'abrasion ont également été signalées sur le pourtour du Massif Armoricaire. En Baie de Douarnenez, trois surfaces d'abrasion marines, circonscrites par un ressaut de 1 à 2 m (Jouet et al., 2003), ont été caractérisées vers -40 à -35 m, -25/-28 m et -17 m., établies lors de différents stationnements du niveau marin au cours du Quaternaire. Au large de Belle-île Pinot (1968), signale la présence de littoraux wurmiens à l'Ouest de Belle-île à partir d'arguments sédimentologiques (accumulations de sables, de galets littoraux) et morphologiques (« encoches marines »). Il met ainsi en évidence sur la marge sud-armoricaine, des littoraux submergés situés à -106; -90; -55 m et à -37 m. Au large du Trégor, trois surfaces d'abrasion marines ont été mises en évidence à des niveaux situés vers -14/-25 m, -28/-42 m et -46/-50 m. (Lefort, 1970).

Ces auteurs interprètent ces surfaces d'abrasion ou d'accumulations détritiques littorales comme des phases de stationnement du niveau marin. Les surfaces d'abrasion marines à -20/-25 m; -30 m; -35 m pourraient correspondre aux mêmes stationnements décrits ici sur le pourtour des îles de Groix et de Belle-île.

Les deux platiers observés dans cette étude à -8 et -30 m pourraient donc correspondre à des périodes de stationnements du niveau marin respectivement à -6200-5000 ans B.P et -8000 ans B.P.

La courbe de variation du niveau marin en Bretagne depuis 10000 ans montre, pour les périodes climatiques comprises entre le Boréal au début du Subboréal, trois phases de ralentissement lors de la dernière transgression (Morzadec, 1974). La première phase de 8500 à 8000 ans B.P. présente un niveau situé à -22 / -26 m, la deuxième phase aux environ de 7500 ans B.P. est caractérisée par un niveau marin situé à -12 / -13 m et enfin la dernière, plus longue de 6500 à 5500 ans B.P. où le niveau marin oscille entre le niveau -6 et -9 m (Morzadec, 1974).

Ces phases de ralentissement pourraient avoir participé au façonnement des surfaces d'abrasion marines observées à -8 et -30 m. Cependant, la seule utilisation du critère de profondeur, pour ces niveaux d'abrasion ou d'accumulations de sables et de galets littoraux, ne permet pas de déterminer leur âge avec certitude à l'exception peut-être des niveaux à -8/-10 m (6200-6500 ans B.P.; Visset et al., 1996) et -30/-35 m (8110 +/- 200 ans B.P.; Bouysse et al., 1974).

4°) les paléovallées quaternaires en baie de Quiberon et de Vilaine

Le dernier million d'années de l'histoire de la Terre est dominé par des fluctuations du climat, ayant abouti au développement de périodes glaciaires pendant lesquelles les fleuves européens drainaient les sédiments vers des systèmes littoraux localisés plus à l'ouest (Figure 4).

Comment les scientifiques peuvent-ils alors reconstituer le réseau hydrographique ? Dans les années soixante-dix, de nombreuses campagnes de sismique réflexion et de sondages en domaine littoral breton, une reconstitution sommaire des réseaux hydrographiques fossiles (Figure 5) ainsi qu'une 1^{re} quantification des épaisseurs des formations de remplissage a été possible. Entre 1998 et 2002, cinq nouvelles campagnes de sismique Très Haute Résolution totalisant 3000 km ont permis de préciser le cadre architectural des dépôts préservés entre la côte et l'isobathe -50 mètres aux débouchés des principales vallées sud-bretonnes (d'ouest en est : Odet, Aven Belon, Laïta, Blavet, Etel, Vilaine). Ces campagnes nécessitent l'utilisation de navires océanographiques (la Thalia, appartenant à l'Ifremer, et le Sepiola de l'Université de Rennes), et ont été l'occasion d'une collaboration étroite entre chercheurs des universités (Caen, Rennes, UBO, UBS), du CNRS, du BRGM, de l'IFREMER et du SHOM. Ces recherches en mer (Campagnes géophysiques, projet Cotarmor, Proust, 1999) ont permis d'une part de retracer quelle était alors la géométrie du réseau hydrographique en baie de Quiberon et de Vilaine pendant la dernière période froide (Figure 5; Menier, 1999; Proust et al., 2001, Menier, 2004, Menier et al., 2006).

4.1. Évolution générale du climat au cours du Quaternaire

À la fin du Tertiaire (Pliocène) et au cours du Quaternaire (c'est-à-dire durant les deux derniers millions d'années de l'histoire de la Terre), le climat a connu une succession de périodes sèches et froides, au cours desquelles les glaciers se sont fortement développés sur une grande partie de l'Europe ainsi que dans les Alpes et les Pyrénées. Avec ces périodes glaciaires sèches et froides ont alterné des périodes interglaciaires, parfois plus humides et plus chaudes qu'à l'heure actuelle (Menier et Ballèvre, 2005).

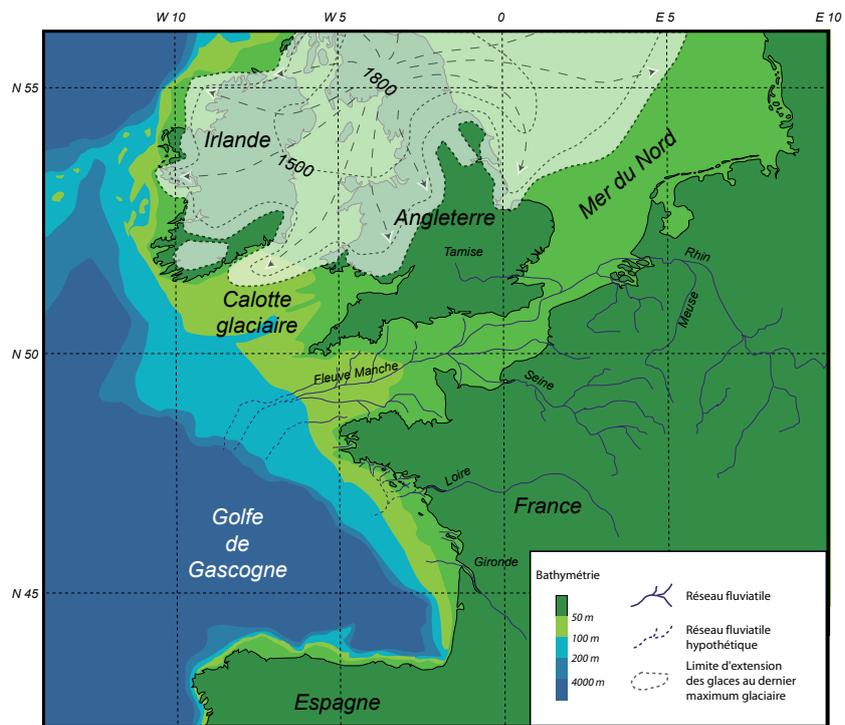


Figure 4 : Reconstitution paléogéographique des principaux réseaux fluviaux de Nord Ouest Européen (modifié d'après Bourillet et al., 2003, in Menier et Ballèvre, 2005).

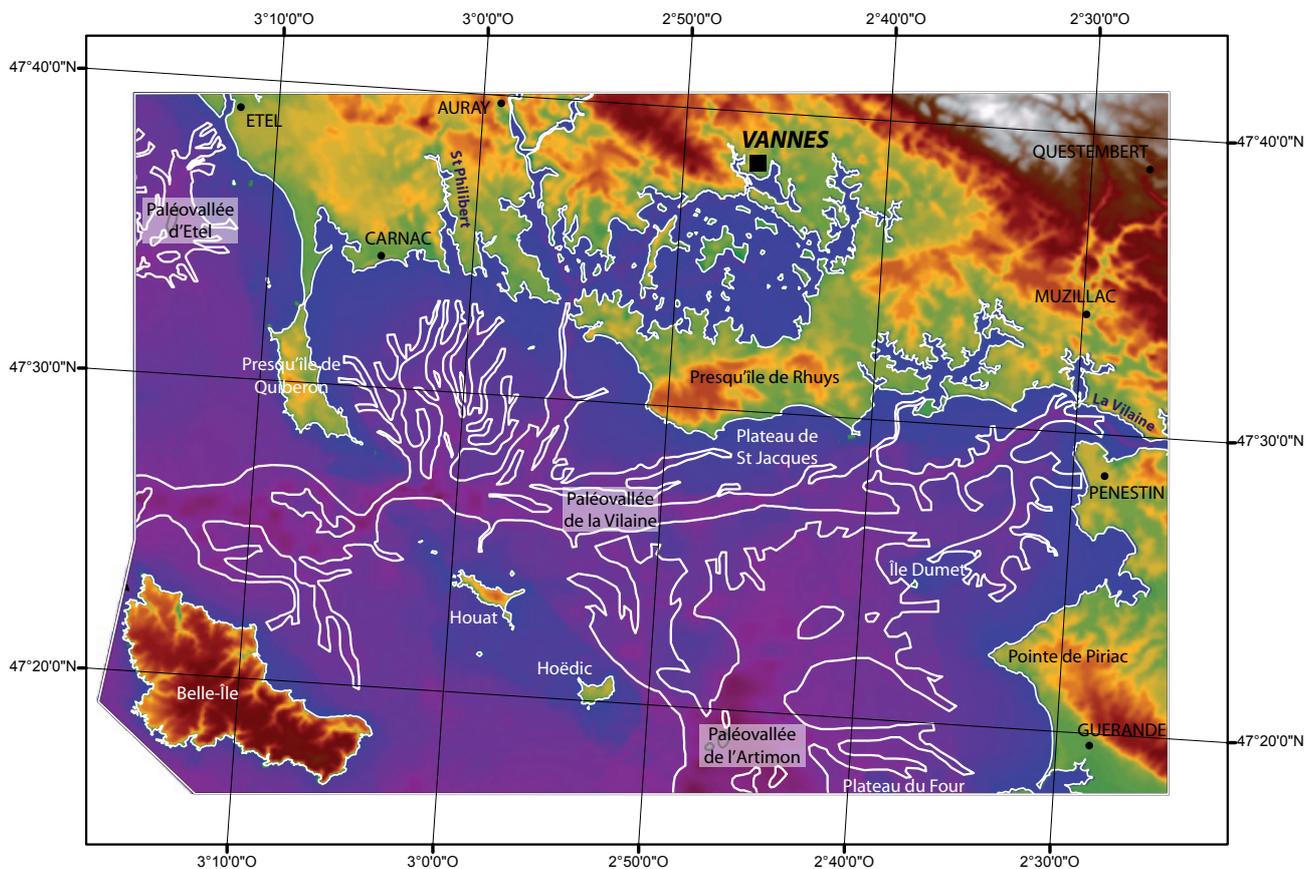


Figure 5 : Cartographie des paléovallées de la Vilaine et de l'Artimon

L'un des traits marquants du Quaternaire tient aussi aux hautes fréquences et fortes amplitudes des oscillations climatiques mises en évidence durant les deux derniers millions d'années. Il a été mis en évidence plus de 100 stades isotopiques assimilables à des courbes climatiques, illustrant la succession de cycles climatiques « glaciaires et interglaciaires » plio-pléistocènes (Figure 6).

atteindre la mer. Les vallées quaternaires seront donc plusieurs fois (compte tenu de la répétition des cycles glaciaires-interglaciaires) en incision/érosion pendant les baisses du niveau marin et en comblement pendant les remontées.

4.1.1. Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire

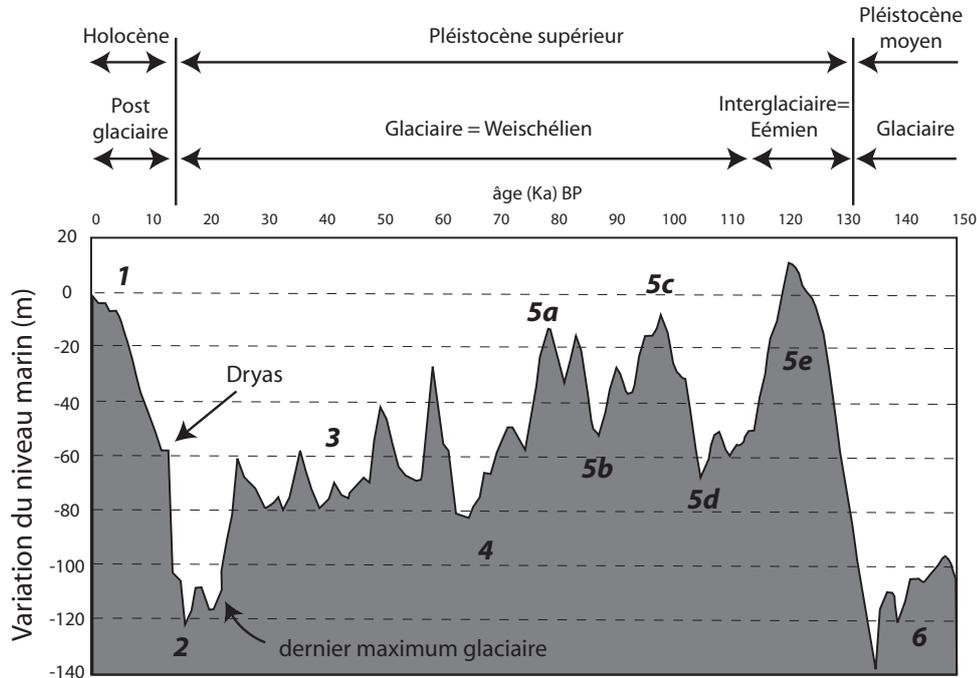


Figure 6: Courbe de variation du niveau marin depuis le stade isotopique 6 jusqu'à l'actuel (d'après Menier et Ballèvre, 2005)

Il y a 120 000 ans, la Terre entrait dans une période interglaciaire appelée Eémien. La quantité de glace sur les continents était plus faible qu'aujourd'hui et, de ce fait, le niveau marin était environ 6 m. plus élevé qu'aujourd'hui. La mer remontait donc dans les vallées les plus basses des continents. La température des eaux côtières était plus élevée que de nos jours de 1°C à 2°C et les continents bénéficiaient de plus de chaleur et d'humidité. Les températures hivernales et

estivales étaient plus hautes d'environ 2°C. La chênaie recouvrait une grande partie de l'Europe. Un climat idéal...

Le Pléistocène inférieur est dominé par des cycles de 40000 ans alors que le Pléistocène moyen et supérieur est dominé par des cycles de 100 000 ans.

Le premier grand refroidissement (stade isotopique 104), il y a 2.5 millions d'année, à la fin du Pliocène, correspond à un bas niveau marin estimé à -30/-40 m. Jusqu'au stade isotopique 22, les plus bas niveaux marins ne seront jamais plus importants que -50 m alors que durant les périodes les plus froides du Quaternaire, comprises entre les stades 2 et 22, les bas niveaux marins atteignent -100 m, voire plus.

Le début du Weichsélien est marqué par une sévère détérioration des conditions climatiques aux moyennes et hautes latitudes. La glaciation s'installe alors vers -110 000 ans et le niveau marin chute d'environ 60 mètres. Après cette poussée glaciaire, les périodes chaudes du Weichsélien n'ont jamais atteint le caractère interglaciaire de l'Eémien ou de l'Holocène. Des périodes froides ont été particulièrement bien marquées entre -60 000 et -70 000 ans (stade 4) entraînant la disparition des arbres des paysages européens, alors dominées par la steppe. Ce stade 4 de -70 000 à -60 000 ans est marqué par un niveau marin situé entre -50 et -80 m. De -50 000 à -25 000 ans (stade 3), le niveau marin baisse encore, et est compris entre -60 et -80 m. La période froide a culminé vers -20 000 ans, caractérisée par une température de l'air plus basse de 4°C à 6°C qu'aujourd'hui et un niveau marin estimé à -120 m en dessous du niveau actuel.

Au cours du Pléistocène, le Massif armoricain n'est pas recouvert par des glaciers, mais connaît durant les périodes froides des conditions périglaciaires (sol gelé en profondeur sur plusieurs dizaines de mètres pendant toute l'année, végétation rase ou absente, érosion éolienne). Étant donné la baisse du niveau de la mer induite par le stockage de l'eau dans les glaciers des calottes nord-européennes, la Manche est totalement émergée, tandis que, au sud de la Bretagne, la ligne de rivage est alors déplacée vers l'Atlantique, à plus de soixante-dix kilomètres au sud de sa position actuelle. L'embouchure des fleuves est donc reportée vers l'aval, ces derniers parcourant de plus longues distances pour

La dernière période glaciaire (-22 000 ans) est considérée comme une période de froid intense et sec, avec le développement de gigantesques calottes de glace sur l'Europe septentrionale (glaciers scandinave et britannique) (Figures 4, 6). Des déserts polaires et une végétation de type steppe et toundra couvrent la grande majorité de l'Europe. Les conditions climatiques sont alors

comparables avec celles rencontrées aujourd'hui sur la côte nord de Sibérie avec 10-11 °C l'été et -20/-25 °C l'hiver. Un climat rigoureux, où prospèrent mammouths, rhinocéros laineux, bisons des steppes, rennes et marmottes, que leurs contemporains, nos ancêtres, dessinèrent sur les parois des grottes de la Mayenne.

4.1.2. Du dernier maximum glaciaire (il y a 22 000 ans) à l'actuel

Le retrait des glaces en Europe débute vers 18000 ans et se poursuit pendant toute la durée du stade isotopique 2. Cette période est appelée post-glaciaire ou Holocène. La remontée du niveau marin s'effectue de façon très irrégulière avec des vitesses comprises entre 1,5 cm à 1,8 cm par an.

Un événement froid, le Dryas récent (- 10 800 à - 10000 ans), d'une durée d'environ 800 ans, interrompt brutalement l'embellie climatique. La déglaciation marque une pause, la transgression est freinée et de nouvelles conditions plus arides entraînent à nouveau l'installation d'une végétation de type steppe / toundra. Au Dryas récent, le long du littoral atlantique français, le niveau marin est estimé à - 60 m en face de l'estuaire de la Gironde et en Manche septentrionale.

À la fin de cet événement froid, le réchauffement reprend pour s'achever vers - 7 000 ans. Les paysages continentaux, dominés par des forêts aux essences de type caducifolié (chêne-hêtre), recolonisent alors l'ensemble de l'Europe. La remontée sur le littoral atlantique français aurait été rapide, de l'ordre de 25 m au total pour la période comprise entre - 9 700 et - 8 200 ans et de l'ordre de 15 mètres entre - 8 200 et - 7 900 ans, soit environ 5 m par siècle, pour se stabiliser alors à environ -25 m (+/- 5m) vers - 8000 ans.

Durant la période Atlantique (- 7 800 ; - 5 700), on enregistre une accélération rapide de la remontée du niveau marin de l'ordre de 16 m en 2 000 ans. Les vallées sont alors progressivement comblées par des dépôts de sables fins et d'argiles d'estuaire sous climat atlantique tempéré. Durant cette période, le climat est passé par une phase plus chaude, souvent qualifiée d'optimum climatique (- 7 000 à - 5 000 ans). Cette période a permis l'extension des forêts plus au Nord de l'Europe. À la fin de l'Atlantique, le niveau des hautes mers équivaut au niveau des basses mers actuelles.

Au cours des trois derniers millénaires, la remontée du niveau marin se poursuit. La plupart des dunes littorales armoricaines se mettent en place pendant cette dernière période, entraînant la formation de lagunes isolées du domaine marin franc comme les marais de Suscinio (Sarzeau), de Bétahon (Billiers) et de Men-ar-Mor (Pénestin) situés en arrière des flèches littorales sableuses.

4.1.3. Baie de Quiberon et de Vilaine : une histoire de paléovallées

Depuis maintenant 2.5 millions d'années, l'espace géographique comprenant les baies de Quiberon et de Vilaine ont successivement été occupé par des paysages continentaux (prairies, plaines côtières, lacs et lagunes d'eaux douces pendant les périodes de bas niveau marin, c'est-à-dire froides, soit au contraire par des paysages marins (marais maritimes, estuaire, plages) pendant les périodes chaudes, où le niveau marin est proche du niveau actuel.

Cette histoire nous permet d'imaginer les profondes modifications environnementales que ce secteur géographique a connu. À maintes reprises, faunes et flores, sols et sous-sols marqueurs de conditions climatiques distinctes se sont succédés. Au maximum glaciaire, il y a environ 20 000 ans, Les baies de Quiberon et de Vilaine correspondent à une vaste plaine continentale et où les communications entre les différentes îles (Belle-île, Houat, Hoëdic, Dumet) sont possibles sont alors raccordées au continent. Dans cette dépression confluaient plusieurs rivières, dans le prolongement de la Vilaine, des rivières du Golfe ou encore de St Philibert, du Cra'ch, rivières dont le tracé est maintenant noyé sous plusieurs mètres d'eau. À noter, la présence d'une vallée aujourd'hui complètement submergée et déconnectée des réseaux hydrographiques actuels dénommée la vallée de l'Artimon.

Pour reconstituer le paysage des baies de Quiberon de Vilaine durant les périodes froides du Quaternaire, il est nécessaire d'analyser les formations sédimentaires des dépressions aujourd'hui noyées. Lors des baisses du niveau marin, les rivières quaternaires drainent les apports fluviaux du continent vers le large. Ces dépôts fluviaux (graviers et sables) sont en partie préservés dans le fond des vallées fossiles sous la forme de bancs discontinus. Ces dépôts pourraient être d'âge weischélien ou éventuellement plus ancien.

Au cours de la transgression post glaciaire (Holocène), les vallées sont progressivement envahies par la mer. Les estuaires ou rias, les plages de sables/de galets, les vasières interditales et les cordons dunaires, migrent selon l'axe des anciens chenaux sous la dépendance des nouvelles conditions hydrodynamiques successives (marée, houle, vent) et des flux sédimentaires.

À la base des vallées fossiles des dépôts fluviaux sont progressivement scellés par des dépôts sablo-vaseux mis en place en contexte estuarien. La remontée de la mer se poursuivant, on assiste au débordement des vallées par la mer et au dépôt de sables et d'argiles marines, noyant totalement le réseau de vallées qui s'était développé durant la période froide.

4.1.4. La morphologie des vallées

Deux réseaux hydrographiques en baie de Quiberon et baie de Vilaine ont été cartographiés à partir des données sismiques (Figure 5). Il s'agit des vallées fossiles de la Vilaine et de l'Artimon. Ces vallées présentent des variations de largeur de 200 m à 4 km. En section transversale, plusieurs morphologies sont identifiées : vallées en V à fond arrondi, vallées à fond plat, vallées à terrasses étagées. Les profils longitudinaux des quatre principales rivières présentent globalement une diminution régulière des pentes vers l'aval parfois interrompues par des inversions de pentes locales (Menier, 2004, Menier et al., 2006).

a. La paléovallée de la Vilaine

La paléovallée de la Vilaine présente une orientation parallèle à la côte (Figure 5). Trois secteurs de paléovallées peuvent être individualisés : un secteur Est situé à proximité de l'embouchure actuelle de l'estuaire, un deuxième, plus Médian, encadré par le plateau de la recherche et le plateau St Jacques, et enfin un troisième, à l'Ouest situé en amont du passage de la Teignouse.

Dans le secteur Est, trois tronçons de vallées ont été individualisés. L'une arrive du Sud et est localisée entre la cuvette d'Asserac et le plateau de l'île Dumet ; la deuxième correspond à la paléovallée située face à la plage de la mine d'Or (Pénéstin), interprété comme la paléovallée de la Loire et de la Vilaine (Brault et al., 2002, Guillocheau et al., 2003) et enfin la troisième, localisée au droit du débouché actuel de l'estuaire de la Vilaine. Dans ce secteur, les sections de vallées présentent des largeurs de vallée comprise entre 250 et 750 m. Les profondeurs moyennes d'incision sont de l'ordre de 15-20 mètres. Trois terrasses morphologiques ont été caractérisées.

Dans le secteur Médian, la paléovallée présente un cours rectiligne. Elle est contrainte au nord et au sud deux hauts fonds. Il s'agit du plateau de la Recherche et du plateau St Jacques. De nombreuses petites vallées convergent vers cet axe principal, en particulier la paléovallée de Pénerf. Dans ce secteur, les sections de vallées présente des largeurs de vallée de 1200 mètres en moyenne. Elles présentent au moins trois terrasses morphologiques.

Dans les secteurs Ouest, la vallée principale converge vers le passage de la Teignouse. Au Nord-Ouest de nombreuses vallées situées dans le prolongement des vallées et rivières actuelles (Rivières du Golfe, du Crac'h, de St Philibert, d'Auray) ou de plus anciennes (vallées fossiles de Sarzeau). Les largeurs sont comprises entre 800 et 1000 m pour une profondeur d'incision d'environ 20 mètres en moyenne. Exceptionnellement, des profondeurs d'incision de 30 ou 40 mètres sont notées à la sortie de l'embouchure du Golfe du Morbihan

et au niveau du passage de la Teignouse. Deux terrasses morphologiques ont été caractérisées dans ce secteur. Le réseau hydrographique fossile de la vallée de la Vilaine est de type parallèle à linéaire. Ce paléoréseau est situé dans le prolongement des principales rivières actives à terre.

b. La paléovallée de l'Artimon

La paléovallée de l'Artimon présente une orientation principale Sud-Ouest/Nord-Est, caractérisée par trois principales ramifications (Figure 5).

Une première ramification Nord prenant naissance entre le plateau de la recherche et le plateau de l'île Dumet. Dans cette région les sections de vallées présente des largeurs de vallée de 1200 mètres. Les profondeurs d'incisions sont peu importantes et n'excèdent rarement que quelques mètres d'incision.

Une deuxième ramification prenant naissance au Sud-Est du plateau de la Recherche évoluant vers le Sud Est par un rétrécissement ayant séparé par le passé l'île Hoëdic au plateau de l'Artimon. Les largeurs des vallées varient entre 600 et 400 mètres. Les profondeurs d'incisions peuvent atteindre 10 à 15 mètres d'incision.

Une troisième ramification prenant naissance au Nord et au Sud du plateau du Four. Les vallées présentent des sections en largeur de l'ordre de 400 mètres à 750 mètres pour des incisions atteignant 20 à 25 mètres d'incision.

L'orientation de la deuxième et troisième ramification dont la direction est parallèle à l'alignement du chapelet d'îles Quiberon/Houat/Hoëdic est dépendante de l'héritage géomorphologique de ce secteur. En effet, les rivières ont réemprunté les principales fractures (failles). L'orientation du paléoréseau est contrainte par la présence de hauts fonds, eux-mêmes délimités par des accidents tectoniques du socle (Menier, 2004, Menier et al., 2006). Les trois ramifications convergent ensuite vers le Sud-Ouest pour ne former qu'un seul tronçon pour rejoindre les anciennes vallées de la paléoLoire. Le réseau hydrographique fossile de la vallée de l'Artimon est de type dendritique et correspond à un bassin versant fossile, déconnecté des réseaux hydrographiques actuels. Il est séparé de l'ancien réseau hydrographique de la paléovallée de la Vilaine par une ligne de partage des eaux comprise entre l'île d'Houat au plateau de l'île Dumet via le plateau de la recherche.

4.2. Conséquences biogéographiques

Les hommes préhistoriques n'avaient donc aucune difficulté pour se rendre à Belle-île, Houat ou Hoëdic pendant les périodes froides, et l'archéologie atteste leur présence depuis plusieurs centaines de milliers d'années (cf Cassen *et al.*, ce volume). Les communications entre les régions de la Loire et les pays du sud Bretagne

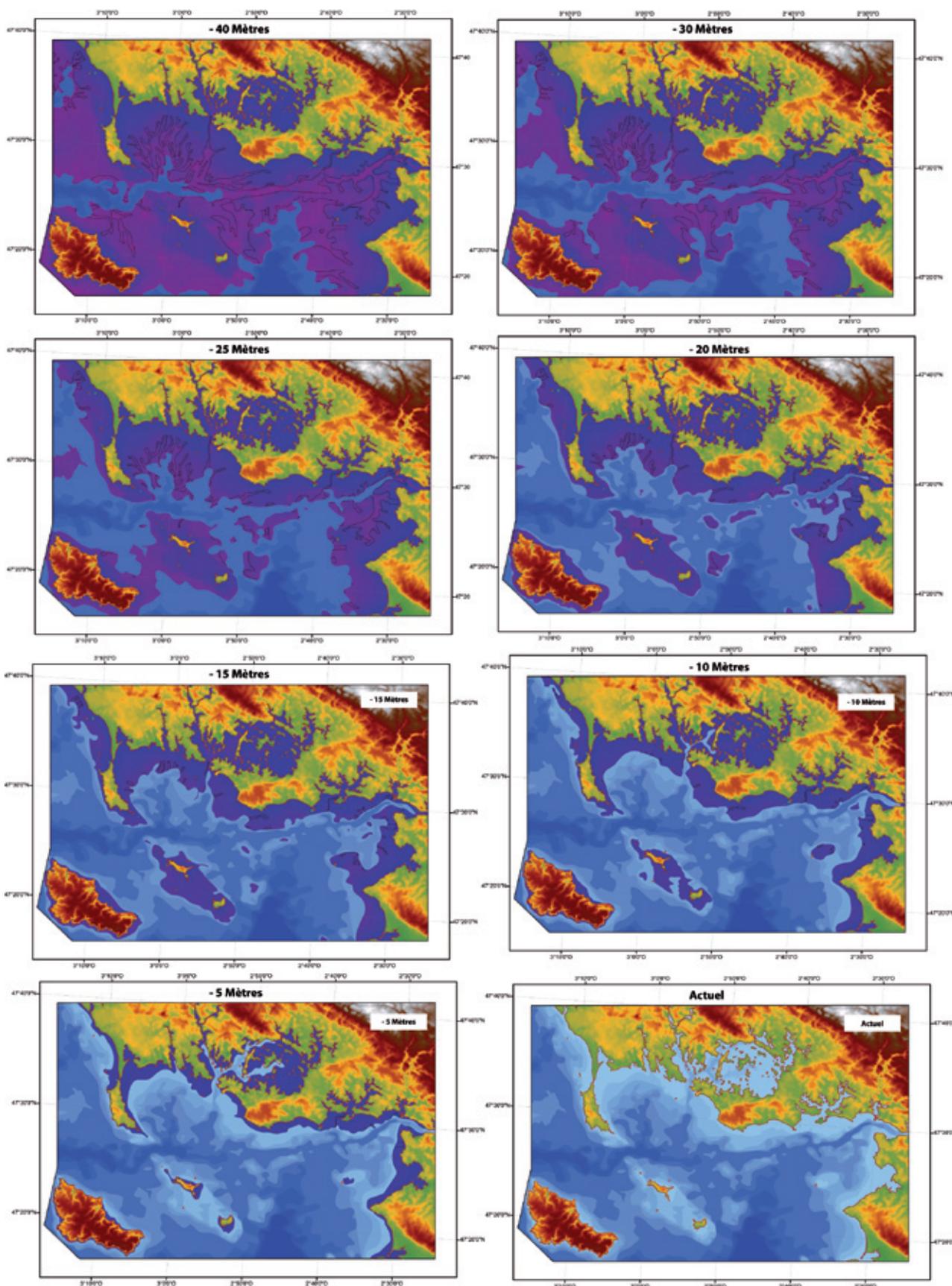


Figure 7: Illustrations de la remontée du niveau marin en baie de Quiberon et de Vilaine.

étaient alors facilités et les échanges probablement très fréquents entre ces deux régions. De même, les échanges floristiques et fauniques entre le continent et les îles bretonnes (les Glénan, Groix, Belle-Île, Houat, Hoëdic etc.) étaient alors possibles. Quand le climat se réchauffe, la remontée du niveau de la mer isole progressivement les îles tout en en modifiant la composition spécifique des flores et des faunes.

On peut imaginer, durant le dernier maximum glaciaire, que des mammoths ou autres rhinocéros laineux aient piétiné les pelouses morbihannaises. Avec l'amélioration des conditions climatiques, les faunes froides disparaissent, tandis que les premières arrivées de faunes tempérées eurent lieu. Quand le niveau marin atteint - 30 m (fig. 7), il y a environ 8000 ans, (la température était identique à celle connue de nos jours), les secteurs aujourd'hui submergés étaient occupés par des marais maritimes (schorre et slikke) ou d'eau douce, hébergeant une faune composée des mêmes espèces que celles actuellement connues, et cédant la place à des forêts de feuillus. La fonte des calottes glaciaires se poursuivant, et avec elle la remontée de la mer, les baies de Quiberon et de Vilaine ont été submergées : les forêts disparaissent, et les secteurs à plus haute altitude (Belle-île, Houat, Hoëdic, Dumet) deviennent des îles séparées du continent.

Bibliographie

- Audren C. & Lefort J.P. (1977). Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implication géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 109, 2, 395-404.
- Barbaroux L., Duplessy J.-C., Margerel J.-P. & Visset L. (1974). Variations climatiques et sédimentologiques récentes (période atlantique à actuel) dans l'estuaire de la Loire. Mise en évidence d'épisodes lagunaires. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, 573-576.
- Barbaroux L., Duplaix S. & Visset L. (1980). Les alluvions anciennes submergées de la basse Loire dans la région de Saint-Nazaire (Loire-Atlantique). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 28, 51-70.
- Bechennec F., Guennoc P., Guerrot C., Lebreton P. & Thieblemont D. (1997). *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Concarneau (382)*. Orléans : BRGM, 129p. carte géologique par F. Béchennec, P. Guennoc, Y. Delanoë, P. Lebreton, B., Hallégouët, S. Le Meur (1997).
- Bonnet S. (1998). *Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène*. Doctorat de l'Université de Rennes I, Mémoire de Géosciences Rennes, 352p.
- Bouysse P., Chateaufort J.-J. & Ters M. (1974). Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de Vilaine (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 279, 1421-1424.
- Bourrillet J.-F., Reynaud J.-Y., Baltzer A. & Zaragosi S. (2003). The "fleuve Manche" : the sudmarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. *Journal of Quaternary Science*, 18, 261-282.
- Caroff M., Bellon H., Chauris L., Carron J.-P., Chevrier S., Gardinier A., Cotten J., Le Moan Y. & Neidhart Y. (1995). Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif Armoricaire (France) : pétrologie, géochimie, âge et modalités de la mise en place. *Can. J. Earth.*, 32, 1921-1936.
- Durand S. (1960a). *Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique*. Thèse de l'Université de Rennes I, 1960. Publiée sous : Mem. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 1960, 387p.
- De Martonne E. (1906). La péninsule et les côtes bretonnes. *Ann. Géogr.*, 15, pp 213-236, 299-328.
- Fairbanks R.G. (1989). A 17000 years glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Ferroniere G. (1921). Notes de géologie Marine. *Bull. Soc. Géol. Min. de Bretagne*, II, spé, 187-211.
- Ferroniere G. (1922). Ce qu'une géologue peut lire sur une carte marine, étude du passage de la Teignouse. *Bull. Soc. Géol. Min. de Bretagne*, III, 287-301
- Gapais D. & Le Corre C. (1990). Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? *Nature*, 288, 5791, 574-576.
- Guillaume-Bruno S. (1972). *Le plio-quaternaire des côtes du Morbihan. Étude sédimentologique et stratigraphique*. Thèse de l'Université de Paris-Sud, 110p.
- Guilcher A. (1948). *Le Relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine*. La Roche sur Yon, Potier, 682p.
- Guillocheau F., Brault N., Thomas E., Barbarand J., Bonnet S., Bourquin S., Esteoule-Choux J., Guennoc P., Menier D., Neraudeau D., Proust J.-N. & Wyns R. (2003). Histoire géologique du Massif Armoricaire depuis 140 MA (Crétacé-Actuel). *Ass. Geol. Bassin Paris*, 40, 1, 13-28.
- Hallegouet B. & Van Vliet Lanoe B. (1989). *Héritage glaciels sur les côtes du Massif Armoricaire (France)*. *Géographie physique et quaternaire*, Montréal, Canada, 43, 2, 223-232.
- Hallegouet B. & Molines N. (2001). Les industries des terrasses fluviales de l'estuaire de la Vilaine. Actes des congrès nationaux des sociétés historiques et scientifiques, 124^e Nantes, 1999, *Systèmes fluviaux*, 201-204p.
- Jegouzo P. & Rossello E.A. (1988). La branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricaire (France) : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, 1825-1831.

- Le Corre C., Auvray B., Ballevre M. & Robardet M. (1991). Le Massif Armoricaïn. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 44, 1-2, 31-103.
- Lefort J.-P. (1970). Géologie du substrat rocheux et morphologie. *Soc. Géol. min de Bretagne*, II, 2, 89-103.
- Menier D. (1999). *Analyse sismique très haute résolution en baie de Vilaine : mise en évidence d'un système fluvial méandrique scellé par une série sédimentaire transgressive d'âge holocène*. D.E.A de Géosciences Rennes, rapports de stage 1998-1999, 26p.
- Menier D., Goubert E., Le Corre C., Tessier B., Baltzer A., Proust J.-N. & Bonnet S. (2001). *L'estuaire externe de la Vilaine : paléoenvironnement et dynamique actuelle. Imagerie acoustique*. Rapport Bingolaine - IAV, 80 p. (<http://www.sgmb.univ-rennes1.fr/Vilaine-Menier/Bingolaine.pdf>).
- Menier D., Reynaud J.Y., Proust J.-N., Guillocheau F., Guennoc P., Tessier B., Bonnet S., Goubert E. (2006). Inherited fault control on the drainage pattern and infilling sequences of late glacial incised valleys, SE coast of Brittany, France. S.E.P.M. (*Society for sedimentary Geology*) Special Publication n° 85, *Incised valleys Time and Space*, ISBN 1-56576-122-7.
- Menier D., (2004). *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique*. Doctorat de l'université de Bretagne Sud, Mémoires Géosciences Rennes, n°110, 202 p. ISBN : 2-914375-21-2.
- Menier D & Proust J.-N. (2005). Relationships between the morphology and the infilling of incised valleys : the south Armorican example (Western France). *Meeting annual AAPG SEPM 2005 Calgary (Canada)* p 92.
- Menier D., Ballevre M., (2005). Quand Groix n'était pas une île. *Revue Pen ar bed*, Sept./Déc.190/191, 22-27.
- Morzadec-Kerfourn M.-T. (1973). Le quaternaire du Massif Armoricaïn. *Annales scientifiques de l'université de Besançon*, géologie, 3^e série, 21, 75-80.
- Morzadec-Kerfourn M.-T. (1974). Variation de la ligne de rivage armoricaine au quaternaire, analyses de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 17, 208p.
- Morzadec M.-T. (1999). Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif Armoricaïn de la rade de Brest à la baie d'Audierne. *Quaternaire*, 10, 2-3, 171-179.
- Pinot J.-P. (1968). Littoraux würmiens submergés à l'Ouest de Belle-Île. *Bull. Ass. Fr. pour l'étude du quaternaire*, 197-216.
- Pinot J.-P. (1974). *Le pré-continent breton, entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique*. Lannion, Imprim, 256p.
- Proust J.-N., Menier D., Guillocheau F., Guennoc P., Bonnet S., Rouby D. & Le Corre C. (2001a). Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 737-749.
- Proust J.-N. (1999). *Le domaine côtier péri-armoricain : état ancien, état actuel et prévisions d'évolution pour le 21^e siècle*. Projet PRIR COTARMOR, région Bretagne.
- Robert J.-P. (1969). Géologie du Plateau continental français. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, XXIV, 4, 383-440.
- Salomon J.C. & Lazure P. (1988). *Étude par modèle mathématique de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier*. Rapport IFREMER DERO-88.26-EL, 104p.
- Vanney J.R. (1977). *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*. S.E.D.E.S, Paris, 473p.
- Visset L., Sellier D. & L'helgouac'h J. (1995). Le paléoenvironnement de la région de Carnac, sondage dans le marais de Kerduel, La Trinité-sur Mer (Morbihan). *Rev Archéol. Ouest*, 12, 57-71.
- Visset L., L'helgouac'h J. & Bernard J. (1996). La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer. Étude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolithiques. *Rev. Archéol. Ouest*, 13, 79-87.