



HAL
open science

**Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne.
Genèse, géométrie et propriétés de différents types
d'aquifères**

Nicolas Brault

► **To cite this version:**

Nicolas Brault. Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 2002. Français. NNT : . tel-00619366

HAL Id: tel-00619366

<https://theses.hal.science/tel-00619366>

Submitted on 6 Sep 2011

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

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

THÈSE

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITÉ DE RENNES I

Pour obtenir

le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES I
Mention Sciences de la Terre

PAR

Nicolas BRAUÏ

Équipe d'accueil : **Géosciences-Rennes**

École doctorale : **Physique et Matériaux**

Composante universitaire : **U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière**

**RESSOURCES DU SOUS-SOL ET ENVIRONNEMENT
EN BRETAGNE
GENÈSE, GÉOMÉTRIE ET PROPRIÉTÉS DE DIFFÉRENTS TYPES
D'AQUIFÈRES**

Soutenue le 19 Avril 2002 devant la Commission d'Examen

**COMPOSITION
DU JURY**

Gilles DROMART : Université de Lyon I - Rapporteur

Jacques DUBREUILH : BRGM - Rapporteur

Luc AQUILINA : Université de Rennes I - Examineur

Sylvie BOURQUIN : CNRS/Université de Rennes I - Examineur

François GUILLOCHEAU : Université de Rennes I - Directeur de thèse

Robert WYNS : BRGM - Examineur

Janine ESTEOULE-CHOUX : Université de Rennes I - Membre invité

Florence QUESNEL : BRGM - Membre invité

A mes parents
A Malika

AVANT-PROPOS

Après avoir bronzé, allongé sur les sols latéritiques du début du Tertiaire, après avoir navigué sur les deltas yprésiens, après avoir pêché la truite dans les systèmes fluviaux mi-pliocènes et après avoir vu passer des blocs de glace flottant au niveau des estuaires pléistocènes, je tiens à remercier la personne sans qui ce merveilleux voyage n'aurait jamais vu le jour, à savoir François Guillocheau. Merci François de m'avoir guidé dans ce périple où tu as su me conseiller dans mes choix et où les discussions furent passionnantes et enrichissantes, tant au point de vue scientifique que culinaire.

Je remercie les membres du jury qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail et, au premier rang desquels, Robert Wyns.

Je voudrais également remercier la région Bretagne qui a financé cette thèse, et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières d'avoir collaboré à la réalisation de ce travail.

Je tiens aussi à tirer mon chapeau envers celles et ceux qui m'ont soutenu durant ces derniers mois et pendant lesquels ils ont eu à subir mes sautes d'humeur. Je pense plus particulièrement à Laurie Barrier, Olivier Broucke, Sylvie Bourquin, Jean-Jacques Chauvel, Marie-Pierre Dabard, Florence Quesnel et Eric Thomas auxquels je délivre une mention spéciale. Merci pour votre gentillesse et pour votre patience sans limite, vous avez été, en quelque sorte, mes soupapes de secours et je vous dois énormément.

Les personnes qui ont participé de près ou de loin à ce travail sont nombreuses, avec dans le désordre : Yves (C++ = la tête à toto), VDD (c'est un métier, oui mais lequel), Napalm (poussez-vous ça brûle), Manu (félicitation), Steph (je t'attends toujours derrière le bois), JPB (tecto salifère =), La Xav (extension/compression), Mme Estéoule (notre préférée), Philippe (ammonite : 1), Didier (oursin :1 ; match nul), Laurie (Paris/Rennes, 2 heures), Olivier 1 (camarade de bureau) et 2 (le béarnais exilé dans le pays où la sauce est proscrite), Ahmed (labès), Marie-Pierre (c'est lourd un meuble), Sylvie (merci 1), JJC (merci 2), Gérard Depardieu (coupé au montage, trop cher), David (et ses vallées), Evelyne (foraminifère, arbitre du match), Florentin et Michel dans le bureau à droite, Florence (pas mal le resto), Capitaine Caverne..., et tous les autres que j'ai oublié. Désolé ! Je n'oublierai pas de si tôt cette ambiance du troisième étage où les crises de rire furent nombreuses, notamment grâce à un certain Jean-Marie qui nous manque.

Bon courage à tous ceux qui viennent d'arriver (Julie, Catherine, Erwan, Jérémy ; vous verrez c'est pas triste dans le coin) et à ceux qui vont bientôt avoir la joie de rédiger leur thèse (Julien, Pochat, Castor, Vincent, Blaise, Nico).

J'ai également une pensée toute particulière envers mes copains de Fac Etienne J., Fifi L. et Eddy C. et envers mes amis qui ont toujours été derrière moi, depuis tout petit déjà, Manu (sous la souche), Cyril et Gaëlle (dont la famille va s'agrandir). Un grand merci aussi à la famille Moret (Alain, Geneviève, Aurélie, Séverine) qui m'a si chaleureusement accueilli durant trois années.

Enfin, que serais-je devenu sans mes parents qui m'ont toujours soutenu et qui m'ont donné sans compter, et sans Malika qui passe des semaines seule à m'attendre et qui arrive toujours à me consoler, même au téléphone. Je vous aime.

GNOUF

RESUME

Les aquifères superficiels du Massif armoricain constituent une partie non négligeable des réserves en eau de la Bretagne et comprennent les réseaux de fractures, les altérites et les accumulations sédimentaires tertiaires et quaternaires, avec en particulier les formations sableuses yprésiennes, mio-pliocènes et pléistocènes.

La connaissance de la mise en place, de la géométrie et des connexions possibles entre ces divers types d'aquifères est devenue un enjeu capital, compte-tenu des problèmes environnementaux actuels. L'étude des aquifères superficiels du Massif armoricain, en dehors, des réseaux de fractures, apporte des éléments importants qui devront servir de documents de base à la caractérisation des paléogéographies tertiaires et quaternaires et à la recherche en hydrogéologie.

La cartographie des altérites dans la région des Landes du Mené montre que les profils d'altération peuvent être préservés sur des superficies plus importantes que ce qui était proposé jusqu'à présent (plusieurs dizaines de km²). Cette cartographie a également permis de mettre en évidence des mouvements relatifs le long de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre. La prolongation de cette cartographie à la région de Ploërmel, au sud des Landes du Mené, met en évidence le décapage progressif des altérites, phénomène interprété comme le résultat des transgressions marines oligocènes et/ou miocènes, ou comme le résultat de déformations encore mal contraintes. Dans ces régions, les altérites, principalement d'origine latéritique, et les silcrètes pédologiques qui les recouvrent localement, caractérisent la surface éocène. Un premier schéma de répartition des altérites a pu être construit à partir de la caractérisation de la surface éocène à l'échelle du Massif armoricain grâce au pointé des silcrètes décrites dans la littérature et de celles provenant de levés de terrain complémentaires.

L'étude des formations sableuses a permis de montrer que :

- les sables yprésiens, à Noirmoutier, correspondent à la migration de deltas de Gilbert dans un environnement lagunaire. Ces deltas sont surmontés par un corps sableux dont l'origine est encore mal contrainte ;
- les sables mio-pliocènes, d'origine fluvio-estuarienne, ont été préservés dans un réseau de paléovallées durant deux cycles de variation du rapport A/S (Accommodation/Flux sédimentaire), suivant une tendance rétrogradante générale ;
- les sables pléistocènes, à Pénestin, ont une origine fluvio-estuarienne et pourraient, au moins en partie, correspondre à une paléo-Loire.

Mots-clé : Massif armoricain, aquifère superficiel, ressources, altérites, sables, Yprésien, Mio-Pliocène, Pléistocène, paléogéographie, paléotopographie

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.....p13

CHAPITRE I - HISTOIRE DE LA RECHERCHE EN HYDROGEOLOGIE SUR UN DOMAINE DE SOCLE : EXEMPLE DES AQUIFERES DU MASSIF ARMORICAIN.....p17

I-A) L'HISTOIRE DE L'HYDROGEOLOGIE EN FRANCEp19

I-B) L'ETUDE DES EAUX NATURELLES DANS L'OUEST DE LA Francep21

I-B-1 Le XVIII^e et le XIX^e siècle : les prémisses de l'hydrogéologie armoricainep21

I-B-2 Le XX^e siècle : développement accéléré de l'hydrogéologie ...p22

I-B-3 La fin du XX^e et le début du XXI^e siècle : de l'hydrogéologie à la modélisation 3D des aquifères bretons.....p23

I-B-3-1 Caractéristiques hydrogéologiques des altéritesp24

I-B-3-2 Caractéristiques hydrogéologiques des accumulations sédimentaires récentesp24

I-B-3-3 Caractéristiques hydrogéologiques des réseaux de fractures p26

I-C) CONCLUSIONSp29

CHAPITRE II - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU MASSIF ARMORICAIN DEPUIS LE DEBUT DU TERTIAIRE : ETAT DES CONNAISSANCESp33

II-A) LES LIMITES ACTUELLES DU MASSIF ARMORICAIN (Fig. II-1)p35

II-B) PALEOCENE–EOCENE SUPERIEUR : PLI GRANDE LONGUEUR D'ONDEp36

II-B-1 Le Paléocènep37

II-B-2 L'Yprésien (Fig. II-4).....p39

II-B-2-1 La déformation yprésiennep41

II-B-2-2 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementalesp42

II-B-3 Le Lutétien.....p43

II-B-3-1 Localisation et nature des dépôts (Fig. II-6 et Tab. II-2)p43

II-B-3-2 La déformation lutétiennep44

II-B-3-3 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementalesp46

II-C) EOCENE SUPERIEUR–OLIGOCENE : AFFAISSEMENT GENERALISE DU MASSIF ARMORICAINp48

II-C-1 Le Bartonien.....p48

II-C-1-1 Nature et localisation des principaux dépôts (Fig. II-9 et Tab. II-3)

.....p48

II-C-1-2 La déformation bartonienne	p50
II-C-1-3 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales	p50
II-C-2 Le Priabonien	p51
II-C-2-1 Localisation et nature des dépôts (Fig. II-9 et Tab. II-4)	p51
II-C-2-2 La déformation priabonienne	p52
II-C-2-3 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales	p52
II-C-3 Le Rupélien	p53
II-C-3-1 Localisation et nature des dépôts (Fig. II-12 et Tab. II-5)	p53
II-C-3-2 La déformation rupélienne	p54
II-C-3-3 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales	p54
II-C-4 Le Chattien	p56
II-D) MIOCENE-PLEISTOCENE : REMONTEE DU BATI ARMORICAIN EN RELATION AVEC UN FLAMBAGE LITHOSPHERIQUE.....	p57
II-D-1 Le Miocène inférieur et moyen (Fig. II-14)	p57
II-D-1-1 Le Miocène moyen à terre	p57
II-D-1-2 Le Miocène inférieur et moyen en mer.....	p58
II-D-1-3 La déformation au Miocène inférieur et moyen	p59
II-D-1-4 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales	p59
II-D-2 Le Mio-Pliocène	p60
II-D-2-1 Calage stratigraphique et problème du Redonien	p60
II-D-2-2 Origine des sables mio-pliocènes	p62
II-D-3 Le Pléistocène	p63
II-D-3-1 Localisation et nature des dépôts	p63
II-D-3-2 Origine des réseaux fluviaux actuels et déformation active contemporaine	p64
II-E) CONCLUSIONS	p66

CHAPITRE III - LES ALTERITES DU MASSIF ARMORICAIN

.....p67

III-A ORIGINE ET GEOMETRIE 2D DES ALTERITES DU MASSIF ARMORICAIN.....	p69
III-A-1 Nature des altérites du Massif armoricain.....	p69
III-A-2 Modalités de formation d'un profil latéritique.....	p71
III-A-3 Géométrie 2D des profils latéritiques du Massif armoricain (Fig. III-2)	p71
III-A-4 Age des altérites armoricaines	p73
III-A-5 Origine de la goéthite dans les cuirasses latéritiques du Massif armoricain	p74
III-A-6 Les problèmes posés par les silicifications tertiaires du Massif armoricain	p75
III-A-6-1 Les problèmes de faciès et de terminologie	p75
III-A-6-2 Le problème d'attribution stratigraphique.....	p76
III-A-7 Conditions géomorphologiques et environnementales nécessaires à la formation des profils latéritiques et des silicifications pédologiques	p83
III-A-7-1 Conditions topographiques.....	p83

III-A-7-2 Conditions paléoenvironnementales.....	p86
III-A-7-3 Caractérisation paléogéomorphologique et paléoenvironnementale du Massif armoricain pendant la période de latéritisation et de silicification fini-crétacée-éocène supérieur.....	p87
III-B ETUDE DES ALTERITES DANS LA REGION DES LANDES DU MENE	
.....	p87
III-B-1 Objectifs et choix de la zone d'étude	p88
III-B-2 Méthodologie	p88
III-B-3 Description de la zone d'étude (Planche hors-texte)	p89
III-B-4 Description de la carte de répartition des altérites dans les Landes du Mené (Planche hors-texte)	p89
III-B-5 Age des altérations	p94
III-B-6 Caractérisation de la déformation	p94
III-B-7 Approche de la géométrie 3D des altérites préservées dans les Landes du Mené : estimation des épaisseurs	p96
III-B-7-1 Méthodologie.....	p96
III-B-7-2 Résultats et interprétation (Fig. III-13).....	p96
III-B-8 Apports de la cartographie des formations superficielles sur la carte géologique de Ploërmel (Fig. III-14, Annexe III-2)	p99
III-B-8-1 Formations tertiaires	p101
III-B-8-2 Silcrètes et ferricrètes	p101
III-B-8-3 Nature, répartition et épaisseur des altérites.....	p101
III-B-8-4 Les relations fracturation / altération.....	p103
III-C MODELE DE REPARTITION DES ALTERITES A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN	p104
III-D CONCLUSIONS	p107

CHAPITRE IV - GENESE ET GEOMETRIE DES SABLES YPRESIENS

.....p109

IV-A) L'YPRESIEN DE NOIRMOUTIER : CADRE GEOLOGIQUE ET SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTERIEURS	p111
IV-B) CARACTERISATION DU MILIEU DE DEPOT DES SABLES YPRESIENS DE NOIRMOUTIER	p115
IV-B-1 Description des éléments architecturaux	p117
IV-B-1-1 Elément architectural EA1	p117
IV-B-1-2 Elément architectural EA2	p119
IV-B-1-3 Elément architectural EA3	p119
IV-B-2 Interprétation	p122
IV-B-2-1 Elément architectural EA1 : deltas de Gilbert.....	p122
IV-B-2-2 Eléments architecturaux EA2 et EA3.....	p123
IV-B-3 Découpage séquentiel (Fig. IV-9)	p124
IV-C) RECONSTITUTION PALEOGEOMORPHOLOGIQUE ET GEOMETRIE DES SABLES YPRESIENS	p127
IV-C-1 Reconstitution paléogéomorphologique	p127
IV-C-2 Essai de reconstitution paléotopographique	p129
IV-D) CONCLUSIONS	p130

CHAPITRE V - GENESE ET GEOMETRIE DES SABLES MIO-PLIOCENES ET DES SABLES PLEISTOCENES	p133
V-A) LES SABLES MIO-PLIOCENES.....	p135
V-A-1 Caractérisation des environnements de dépôts et reconstitutions paléogéographiques (article paru dans Sedimentary Geology)...	p135
V-A-2 Nature des déformations affectant les séries sédimentaires mio-pliocènes du Massif armoricain	p172
V-B) LES SABLES PLEISTOCENES	p178
V-C) CONCLUSIONS	p180
CONCLUSIONS GENERALES.....	p181
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	p187
Liste des figures, des planches-photo et des tableaux	p205

INTRODUCTION

INTRODUCTION

L'accélération du développement de la recherche en hydrogéologie sur le Massif armoricain est un phénomène récent lié à la prise de conscience par les pouvoirs publics des problèmes environnementaux suite à des événements de grande ampleur tels que la sécheresse de 1976 ou la montée de la teneur en nitrates des eaux de surface... Les études induites par ces problèmes ont montré que dans le Massif armoricain, essentiellement constitué par un socle cadomo-hercynien, les aquifères superficiels abritent une partie des réserves en eau. Ces aquifères sont représentés par les réseaux de fractures, les altérites et par les accumulations sédimentaires récentes, avec en particulier les formations sableuses yprésiennes, mio-pliocènes et pléistocènes. Les relations hydrogéologiques qui existent entre ces trois types d'aquifères sont encore mal connues car, sur le Massif armoricain, aucun document cartographique ne permet d'avoir une idée précise de leur géométrie et de leur répartition. La connaissance de ces relations est pourtant fondamentale pour évaluer l'importance des ressources en eau superficielle du Massif armoricain et pour déterminer leur vulnérabilité. Une telle reconstitution géométrique se fonde sur une étude géologique fondamentalement pluridisciplinaire (cartographie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle, géomorphologie, analyse structurale).

L'objectif de ce travail est d'améliorer la connaissance de la nature, de la géométrie et du mode de formation des différents types d'aquifères superficiels et de leurs interconnexions possibles avec, en particulier, l'étude des altérites et des accumulations sédimentaires tertiaires et quaternaires.

La synthèse des données bibliographiques disponibles a permis d'apporter des éléments de réponse à ces divers problèmes. Une revue des connaissances sur l'évolution géodynamique du Massif armoricain, et plus précisément sur les relations entre sédimentation, érosion, déformation et altération depuis la fin du Crétacé, a ensuite été entreprise afin de comprendre la répartition géographique actuelle des aquifères superficiels. La caractérisation géométrique de ces aquifères a alors été proposée à partir de l'étude et de la cartographie des altérites, dans une région du Massif armoricain où les informations concernant les formations superficielles sont peu abondantes : les Landes du Mené (région située aux confins du Morbihan et des Cotes-d'Armor). A partir de la caractérisation de la surface éocène probable, surface marquée par la présence de silcrètes, un premier schéma de répartition des altérites à l'échelle du Massif armoricain a été proposé. L'étude d'un affleurement remarquable situé à Noirmoutier (Vendée, 85) a ensuite permis de reconstituer les conditions de dépôt et la géométrie des sables yprésiens, mais également de proposer un nouveau schéma paléogéographique. Le même type d'étude a été étendu aux sables pléistocènes de Pénestin (Morbihan, 56) et aux sables mio-pliocènes du Massif armoricain.

L'analyse des différents types d'aquifères superficiels montre que la connaissance de leur répartition et de leur géométrie, et donc notre capacité à prédire leur développement, suppose une étude géologique exhaustive alliant synthèses tectonique, paléogéographique et paléoclimatique.

Ce travail a été financé par la Région Bretagne et a été réalisé en collaboration avec le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) et notamment J. Dubreuilh, alors directeur du Service Géologique Régionale Bretagne, et R. Wyns.

CHAPITRE I

HISTOIRE DE LA RECHERCHE EN HYDROGEOLOGIE SUR UN DOMAINE DE SOCLE: EXEMPLE DES AQUIFERES DU MASSIF ARMORICAIN

"Ces roches [...] retiennent les eaux des pluies comme ferait un vaisseau d'airain. Et lesdites eaux tombantes sur lesdites montagnes au travers des terres & fentes, descendent tousiours, & n'ont aucun arrest isuques à ce qu'elles ayent trouué quelque lieu forcé de pierre ou rocher bien contigu ou condencé : & lors elles se reposent sur un tel fond, & ayant trouué quelque canal ou autre ouuerture, elles sortent en fontaines ou en ruisseaux & fleuves, selon que l'ouuerture & les receptacles sont grands"

Bernard Palissy, 1580

Des eaux et fontaines. In : F. Ellenberger, 1988, Histoire de la Géologie, technique et documentation - Lavoisier

CHAPITRE I - HISTOIRE DE LA RECHERCHE EN HYDROGÉOLOGIE SUR UN DOMAINE DE SOCLE : EXEMPLE DES AQUIFÈRES DU MASSIF ARMORICAIN

Le Massif armoricain a longtemps été considéré comme un socle imperméable sur lequel ne subsistaient que de rares niveaux perméables peu épais. Les études hydrogéologiques menées sur ce socle sont ainsi demeurées marginales pendant une longue période et les recherches sont restées principalement consacrées à la qualité des eaux de source.

Dans le Massif armoricain, la nature, la composition et le degré d'altération des différents types de roches conditionnent la plus ou moins grande perméabilité de la zone superficielle du socle. Cette hétérogénéité a une influence directe sur la localisation des nappes, sur leur alimentation, sur leurs interconnexions et sur leur vulnérabilité face aux effets anthropiques. Les raisons essentielles de la méconnaissance des caractéristiques de ces aquifères doivent être recherchées dans le développement tardif de l'hydrogéologie en tant que science. Les données plus récentes ont montré que les aquifères superficiels correspondant aussi bien aux altérites qu'aux accumulations sédimentaires tertiaires et quaternaires ont des géométries, des porosités, des perméabilités et des liens qui sont aujourd'hui encore mal connus.

En Bretagne, depuis une trentaine d'années, l'augmentation de la teneur en nitrates des eaux souterraines et de surface a provoqué l'émergence des études hydrologiques et hydrogéologiques des différents types d'aquifères. Le but de ces études est de caractériser la vulnérabilité des différents types d'aquifères face aux pollutions à travers (1) la compréhension de leurs propriétés hydrodynamiques et (2) de leurs interconnexions.

Le chapitre I est consacré à une synthèse des recherches hydrogéologiques menées sur le Massif armoricain depuis l'apparition de cette science. Cette synthèse a pour but (1) de replacer dans leur contexte les grands événements qui ont conduit les scientifiques à s'interroger sur les problèmes environnementaux liés à l'alimentation en eau en domaine de socle et (2) de proposer une typologie 3D des aquifères bretons à partir des études consacrées à ces problèmes.

Cette synthèse a été réalisée en collaboration avec Jean-Jacques Chauvel en vue d'une publication ultérieure.

I-A) L'HISTOIRE DE L'HYDROGÉOLOGIE EN FRANCE

Pendant très longtemps, l'étude des ressources en eau est restée du domaine de l'empirique. Ce n'est qu'à la fin du XIX^e siècle que s'est mis en place le corpus de travaux scientifiques qui a rendu possible une étude précise des eaux souterraines et superficielles. Les étapes successives du développement de l'hydrogéologie peuvent être résumées brièvement en se fondant sur les données fournies par Narasimhan (1998).

Les études consacrées au comportement des fluides dans les canaux et dans les réservoirs perméables ont été engagées dès le milieu du XVIII^e siècle avec la publication par Bernouilli de son *Hydrodynamica* (1738). Ces études se sont ensuite développées principalement dans la seconde moitié du XIX^e siècle où elles furent, en majeure partie, dues

à des scientifiques français tels que Poiseuille (1842), Darcy (1856) et Dupuit (1863). C'est aussi durant cette période qu'ont été forés, en France, les puits les plus profonds du monde, d'abord à Grenelle (600 m) en 1841, puis à Passy (641 m) en 1851. Les travaux scientifiques, menés à l'étranger, prennent de l'importance vers la fin du XVIII^e siècle et au début du XIX^e, tant en Europe (A. Thiem, G. Thiem, P. Forcheimer ...) qu'aux Etats Unis où Slichter, en 1899, développe une analyse mathématique du fonctionnement des aquifères. Après la première guerre mondiale, dans la période 1920-1940, la dynamique des eaux souterraines est l'objet de nombreux travaux avec, par exemple, ceux de Meinzer (1928, 1937) et de Theis (1935, 1940). Durant les années 60, le développement des études consacrées aux réservoirs pétroliers fracturés va fournir aux hydrogéologues une base conceptuelle importante pour l'analyse des socles fracturés.

En France, le développement de l'hydrogéologie, à partir du XIX^e siècle, est marqué par la reconnaissance officielle de l'importance de l'environnement géologique pour la connaissance, l'exploitation et la protection des ressources en eaux, tant souterraines que superficielles. En 1899, et pour la première fois, deux géologues apparaissent dans une commission ministérielle chargée d'établir la procédure d'instruction des projets de captages : Munier-Chalmas, Professeur à la Sorbonne et Michel-Lévy alors Directeur du Service de la Carte géologique de France, créé en 1868. Les préoccupations sont alors, et resteront longtemps, liées à la santé publique et au grave problème des épidémies. En effet, dans cette fin du XIX^e siècle, le monde européen est encore fortement marqué par les épidémies de choléra de 1831 et de grippe asiatique de 1889. Les scientifiques ont pris conscience du rôle que pouvaient jouer les eaux naturelles dans la diffusion des germes pathogènes et l'Etat affirme de plus en plus fermement sa volonté de surveiller de très près la qualité des eaux destinées à l'alimentation. C'est dans ce cadre que, le 10 Décembre 1900, Waldeck Rousseau, alors Président du Conseil et Ministre de l'Intérieur, signe une circulaire aux préfets qui impose une étude géologique des projets de captages, étude confiée à un *géologue officiel*. Les attributions du *géologue officiel* seront précisées par la suite à de nombreuses reprises.

Dès 1908, le premier périodique français consacré aux eaux naturelles paraît sous l'intitulé *L'Eau*. En France, le terme hydrogéologie, couramment utilisé de nos jours, n'est employé dans les textes officiels que depuis 1910 (circulaire 541 du Ministre de l'Agriculture – 10 Juillet 1910). Le *géologue officiel* quant à lui, devenu *géologue agréé en matière d'eau et d'hygiène publique* en 1973, ne deviendra *hydrogéologue agréé en matière d'hygiène publique* qu'en 1979.

Entre la fin de la seconde guerre mondiale et les années 60, les travaux des hydrogéologues ont surtout été orientés vers une prospection intensive des ressources afin de généraliser au maximum l'alimentation en eau potable par un service de distribution sous contrôle sanitaire. Ces opérations ont d'abord été conduites essentiellement par le secteur privé (géomètres, bureaux d'études ...) puis sont progressivement devenues le fait des géologues du service public ou para-public : BRGM (depuis 1959), Génie rural, Direction de l'Agriculture, Direction de l'Equipement, Universités, Agences de l'eau etc. A partir des années 70, l'accélération sensible des recherches n'est pas liée uniquement au développement rapide des technologies de mesure et à l'informatisation des moyens de traitement des données. En effet, c'est au tournant des années 60-70 qu'une série d'événements très rapprochés a fait prendre conscience au grand public et aux hommes politiques que l'eau joue un rôle fondamental dans le fonctionnement de la "planète bleue" dont les vols spatiaux, qui se succèdent depuis 1961 (premier vol habité), permettent de découvrir une image globale de plus en plus précise. C'est ainsi par exemple que quelques grandes affaires ont mis l'accent sur les problèmes de pollution et d'environnement : pollution massive du Rhin en 1969, catastrophe de Seveso (pollution de la banlieue de Milan par la dioxine en 1976) etc. Dès Janvier 1971, la France est l'un des premiers états à se doter d'un Ministère de

l'Environnement et, dans ce contexte, les recherches concernant la nature et l'origine des flux polluants, ainsi que leur comportement vis-à-vis des ressources en eaux superficielles et souterraines, vont revêtir rapidement une importance toute particulière.

I-B) L'ÉTUDE DES EAUX NATURELLES DANS L'OUEST DE LA FRANCE

Pour l'essentiel, les lois et les méthodes de l'hydrogéologie ont été élaborées à partir de l'étude de nappes souterraines localisées dans les formations perméables des grands bassins sédimentaires, là où les déformations (plissement et fracturation) sont peu importantes. Dans le Massif armoricain, l'application de cette "hydrogéologie de bassins" a été progressive car sur ce socle ancien plissé et fracturé, la couverture sédimentaire (tertiaire et quaternaire) est le plus souvent peu épaisse et localisée dans des zones de faible extension. C'est ainsi que la nécessité d'adapter les méthodes de l'hydrogéologie au socle protérozoïque et paléozoïque de l'Ouest de la France a très vite conditionné le développement de l'hydrogéologie armoricaine qui s'est alors effectué en plusieurs étapes.

I-B-1 Le XVIII^e et le XIX^e siècle : les prémisses de l'hydrogéologie armoricaine

Pour la période allant jusqu'au début du XX^e siècle, l'étude des eaux naturelles du Massif armoricain peut être approchée au travers de l'analyse (Chauvel, 1999 ; Chauvel, inédit) de la liste des titres de publications fournie par la *Bibliographie géologique, minéralogique et paléontologique du Nord-Ouest de la France* publiée par Davy de 1903 à 1908 (Davy, 1903, 1904, 1905, 1908). Sur les 2398 références citées par Davy, 93 titres (soit environ 4%) concernent les eaux naturelles. Ces références se répartissent dans le temps de la manière suivante :

Avant 1700	2
1700-1750	1
1750-1800	12
1800-1850	31
1850-1900	47
	<hr/>
	93

Jusqu'au début du XIX^e siècle, les publications sur l'hydrogéologie du Massif armoricain sont nombreuses et représentent le quart du total des publications d'ordre géologique. L'intérêt pour l'hydrogéologie va alors décroître et au début du XX^e siècle les publications ne représentent plus que 4% du total des publications sur la géologie du Massif armoricain. Plusieurs facteurs permettent d'expliquer, au moins en partie, l'accroissement apparent de l'intérêt pour les eaux naturelles jusqu'au XIX^e siècle. La cause, probablement prépondérante, de cette augmentation est à rechercher dans l'accroissement du nombre des périodiques scientifiques, lié à l'extraordinaire floraison du nombre des Sociétés savantes à partir de la fin du XVIII^e siècle. Cette analyse semble confirmée par le fait que sur les 15 publications antérieures à 1800, 10 ont été imprimées à compte d'auteur, ce mode de diffusion n'étant plus ensuite utilisé que dans 20% des cas. A ce premier facteur, il faut probablement ajouter le fait qu'à partir de l'Empire, une fraction de plus en plus importante de la population, et en particulier de la bourgeoisie, considère de bon ton d'aller "prendre les eaux". L'Ouest n'échappe pas à cet engouement et, sur les 42 références concernant les eaux de sources de

Normandie, 16 s'intéressent aux eaux de Bagnoles-de-l'Orne. En outre, sur les 55 auteurs de publications ayant pour sujet les eaux de sources, 18 sont médecins ou pharmaciens, la plus ancienne référence étant due à E.F. Geffroy, Doyen de la Faculté de médecine de Paris (*In Davy*, 1903). Ce sont les sources de Normandie qui ont fait l'objet du plus grand nombre de publications (51%) et à un moindre degré celles des départements de la Mayenne, de la Sarthe et du Maine-et-Loire. Dans 47% des cas, le titre annonce que l'article contient des données analytiques. Les 2 références les plus anciennes concernent les sources de l'Aigle dans l'Orne (Metou, 1629 *In Davy*, 1904) et de Dinan dans les Côtes d'Armor (Duhamel, 1648 *In Davy*, 1903). Les eaux superficielles quant à elles ne font l'objet que de quelques références avec en particulier le travail de Morren (Morren 1834 *In Davy*, 1904) qui donne des analyses des eaux de la Loire et celui de Lechartier (Lechartier, 1878 *In Davy*, 1904) qui donne la composition des eaux de sources et des eaux superficielles du département d'Ille-et-Vilaine.

L'analyse des titres des publications parues durant la seconde moitié du XIX^e siècle montre que l'étude des eaux naturelles, jusque là très largement focalisée sur les eaux dites "thermales" et "ferrugineuses", commence à prendre en considération des problèmes plus généraux : caractérisation des réserves, régime des sources et des nappes, liens entre les eaux souterraines et le sous-sol qui les abrite. Ainsi par exemple, dans le travail de Lechartier (Lechartier, 1878 *In Davy*, 1904), l'auteur tient compte de la nature géologique du sous-sol. De même De Caumont publie en 1870 (*In Davy*, 1903) un travail dont le titre, en forme de question, montre le souci de définir les critères permettant d'étudier les réserves souterraines : "*Quels sont les faits à constater relativement au régime des nappes d'eau souterraine ?*". L'intérêt porté aux eaux naturelles par les apothicaires, les pharmaciens et les médecins, passe ainsi progressivement au corps des géologues. Cette évolution va s'accélérer à cause des problèmes posés par l'alimentation en eau potable, d'une part dans les centres urbains, dont la population ne cesse de croître et, d'autre part, dans les zones rurales pour lesquelles les instructions ministérielles insistent sur la nécessité d'assainir les modes de prélèvement des eaux de consommation.

I-B-2 Le XX^e siècle : développement accéléré de l'hydrogéologie

Dans le Massif armoricain, comme dans les autres régions, c'est vers le début du XX^e siècle que se place la prise de conscience des problèmes liés aux eaux naturelles, avec en particulier la nécessité de distribuer à la population une eau véritablement potable. Quelques années après la fin de la seconde guerre mondiale, dans les années 50, l'Ouest est soumis à un recensement des sources en vue de pourvoir à l'alimentation publique. En Bretagne, comme ailleurs en France, cette opération est le plus souvent conduite par des géomètres ou par des bureaux d'étude. La prospection des ressources en eaux va ensuite revenir dans une plus large part au service public (le BRGM s'installe à Rennes en 1959). En 1963, le BRGM crée le service "Eau" et, la même année, est créé le Service Géologique Régional Bretagne / Pays-de-la-Loire qui, dès le début, a développé une activité hydrogéologique centrée sur l'étude des bassins récents (Campbon, Saffré...). Vers 1975, les premiers géologues départementaux, qui sont déjà en poste dans d'autres régions de France depuis la fin des années 60, s'installent en Bretagne. Durant les périodes récentes, sur le Massif armoricain, là où l'activité agricole est primordiale, l'effet de certains événements a sans doute été plus sensible que dans les autres provinces. C'est ainsi par exemple que la montée des taux de nitrates dans les eaux a conduit à la recherche de moyens d'évaluation et de traitement des pollutions diffuses, et que la sécheresse exceptionnelle de 1976 a permis le développement de techniques rapides de forage (marteau fond de trou). Pour autant, le développement de l'hydrogéologie scientifique est resté minoritaire face aux opérations de prospection et de protection des ressources. Dans

presque tous les cas, les travaux ont été conduits, soit par des bureaux d'étude, soit par des géologues du service public, mais n'ont abouti, le plus souvent, qu'à des rapports internes sans qu'aucune synthèse des données disponibles ne soit entreprise. Les premières publications réellement scientifiques sur l'hydrogéologie du Massif armoricain datent des années 70 avec, par exemple, la thèse de Mathieu (1974) traitant de l'hydrologie du bassin du Lay (Vendée) ou celle de Dheilly-Carn (1983) traitant des ressources en eau des volcanites du Trégor.

I-B-3 La fin du XX^e et le début du XXI^e siècle : de l'hydrogéologie à la modélisation 3D des aquifères bretons

La sécheresse de 1976 est un facteur important de l'accroissement du nombre des études hydrogéologiques dans le Massif armoricain. Les problèmes d'approvisionnement en eau dus à cette sécheresse, parallèlement au développement de la technique de forage "marteau fond de trou", sont à l'origine de l'essor des recherches en eaux souterraines et du développement des études hydrogéologiques en Bretagne. En effet, avant 1976, le vieux socle armoricain était généralement considéré comme constitué de roches imperméables avec des réserves en eaux souterraines négligeables. Les études hydrogéologiques envisagées alors ne concernaient que les bassins sédimentaires tertiaires et les nappes alluviales. Les forages suivant la technique "marteau fond de trou" dans le substratum du socle armoricain (granite, gneiss, micaschistes, schistes et grès...) ont mis en évidence la présence de fractures drainant un volume d'eau qui peut être important et suffisant pour alimenter les petites et moyennes agglomérations. La publication des données concernant l'hydrogéologie du Massif armoricain est un phénomène récent qui s'est accéléré depuis une vingtaine d'années, et ce parallèlement à l'augmentation de la prise en compte des problèmes liés à l'environnement. Les études hydrogéologiques ont ainsi été multipliées tout au long des années 80 et 90 aussi bien dans les roches du substratum que dans les formations superficielles. Pendant les années 90, et à cause des problèmes croissants liés à l'augmentation des teneurs en nitrates dans les eaux superficielles, ces études sont devenues primordiales au niveau des pouvoirs publics. De nombreuses études hydrologiques et hydrogéochimiques sont alors venues s'ajouter aux études hydrogéologiques classiques avec les premières modélisations 3D des aquifères bretons, tant au niveau de leur géométrie que des circulations des fluides. Le nombre de travaux, publiés ou non, traitant de la caractérisation des aquifères superficiels armoricains, n'a ainsi cessé de croître depuis la fin des années 80.

Les données actuellement disponibles montrent que l'essentiel des ressources en eau, dans les zones superficielles du Massif armoricain, est contenu, par ordre décroissant d'importance, dans les fractures, dans les altérites et dans les accumulations sédimentaires récentes. Ces trois types d'aquifères ont des caractéristiques hydrogéologiques propres.

I-B-3-1 Caractéristiques hydrogéologiques des altérites

Le Massif armoricain est recouvert sur une grande partie de sa superficie par une couche superficielle provenant de l'altération des roches du socle : les altérites. Verticalement, ces altérites peuvent être divisées en trois horizons aux caractéristiques hydrogéologiques propres (BRGM, 1999), avec de la base au sommet : un horizon fissuré, des isaltérites et des allotérites. Ici ne sont traitées que les caractéristiques hydrogéologiques de ces trois horizons, leur mode de formation et leur structure seront traités ultérieurement (Chapitre III).

La zone fissurée (Planche-photo I-1-a)

La zone fissurée, qui se situe au-dessus du socle sain, est caractérisée par une fissuration subhorizontale importante de la roche qui décroît vers le bas. Cette zone fissurée a une épaisseur qui peut atteindre 70 m et, du point de vue hydrogéologique, elle se distingue par une porosité de fracture importante.

Les isaltérites (Planche-photo I-1-b)

Les isaltérites se situent au-dessus de la zone fissurée. Leur épaisseur peut atteindre quelques dizaines de mètres. Dans les milieux schisteux, les isaltérites sont constituées par des argiles silteuses. Elles sont alors imperméables et poreuses. A l'inverse, en milieu granitique, elles constituent une arène sableuse qui est plus perméable.

Les allotérites (Planche-photo I-1-b)

Les allotérites se rencontrent au-dessus des isaltérites. Leur épaisseur est au maximum d'une dizaine de mètres. Dans les milieux schisteux, les allotérites correspondent à des argiles imperméables. Dans les milieux granitiques, elles sont représentées par des arènes argileuses à faible porosité efficace et faiblement perméables.

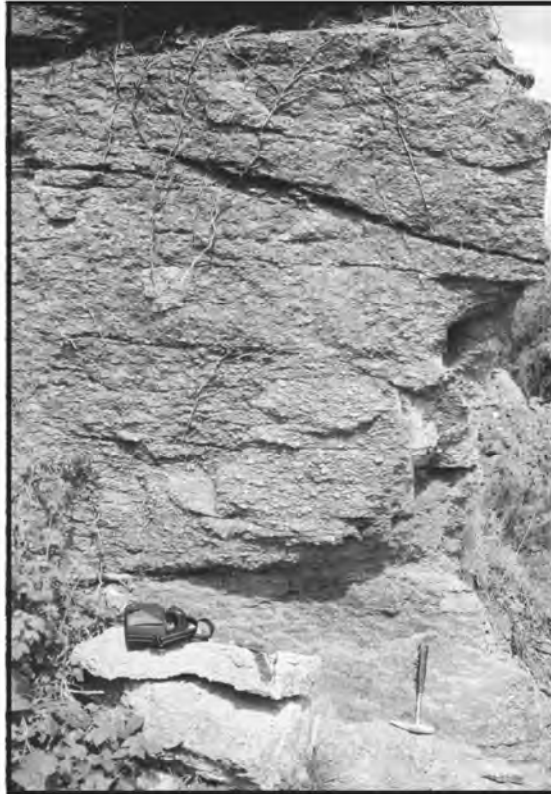
Le comportement hydrogéologique des altérites peut présenter plusieurs aspects (Carn, 1990). En effet, dans les zones fracturées, le développement de l'altération a tendance à colmater les fissures et réduire la perméabilité. Inversement, à grande échelle elles sont susceptibles de donner un réservoir capacitif d'autant plus important que l'altération aura affecté un volume de roche épais et étendu. De plus, dans les altérites, le temps de réponse à une impulsion (transfert d'un polluant par exemple) est d'autant plus important que celles-ci sont épaisses, que leur porosité (capacité de stockage) est grande et que le réseau de fissures est peu développé (BRGM, 1998). Généralement, les transferts y sont lents car les minéraux argileux sont très inégalement répartis mais néanmoins toujours présents (Arnault, 1998).

I-B-3-2 Caractéristiques hydrogéologiques des accumulations sédimentaires récentes

En dehors des altérites, le Massif armoricain est localement recouvert de multiples accumulations sédimentaires tertiaires et quaternaires.

Les sédiments tertiaires sont préservés dans des petits bassins d'effondrement et/ou dans des paléovallées. Ils sont essentiellement visibles à l'est et au sud du Massif armoricain et sont principalement constitués par des sables et graviers souvent argileux et localement par des calcaires (faluns, calcaires massifs, calcaires coquilliers...). Les sables sont, pour

a



b

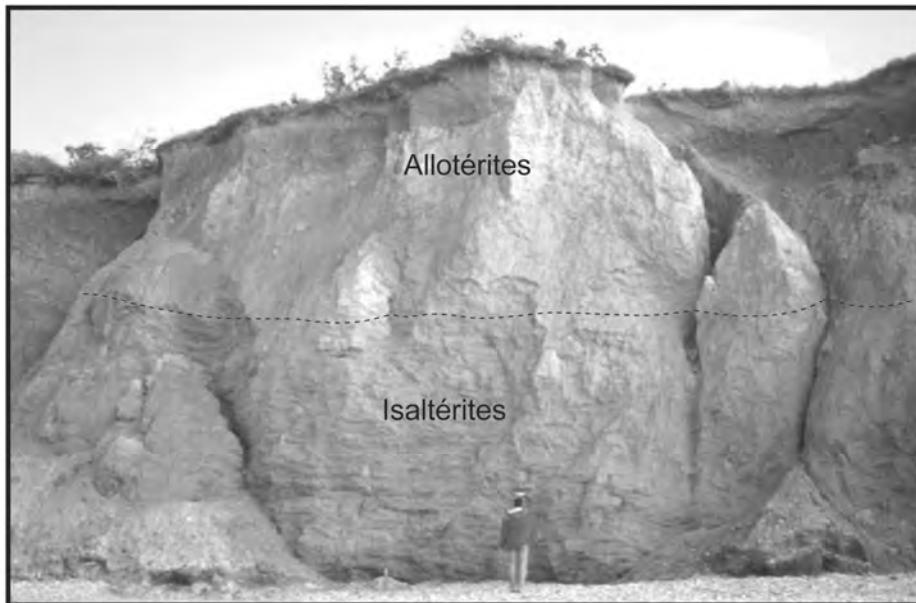


Planche-photo I-1 : (a) zone fissurée au sommet d'un granite (La Trébière, ENE Saint-Trimoël, 22), (b) isaltérites et allotérites sur micaschistes (La Mine d'Or, Pénestin, 56)

l'essentiel, représentés par des séries détritiques datées de l'Yprésien (Cuisien) et du Mio-Pliocène (Planche-photo I-2-a et I-2-b). Quand ils sont suffisamment épais, ils peuvent fournir un aquifère poreux capable d'abriter une nappe (Arnault, 1998). Ces sables, qui sont en général très hétérogènes, peuvent être très productifs s'ils ne sont constitués que de sables et de graviers et improductifs si les minéraux argileux sont abondants (Arnault, 1994). Ils ne présentent donc un intérêt hydrogéologique que si la proportion d'argile est faible et si l'eau circule facilement : les sables sont alors filtrants (Arnault, 1998). Dans les sables grossiers pauvres en argile, la porosité et la perméabilité sont très élevées (Arnault, 1994) : les débits sont en général importants (entre 100 et 1000 m³/j). La présence de fractures dans le socle peut jouer le rôle de drain vis-à-vis de ces sables ; quand ils sont préservés dans une paléovallée, l'eau dans les sables s'écoule dans la direction de la paléovallée (Duchêne *et al.*, 1976).

Les faluns miocènes du Massif armoricain (Planche-photo I-2-c) ont, d'une façon générale, une perméabilité et une transmissivité très élevées. La quantité d'eau qui peut y circuler est ainsi très importante. Ces faluns jouent très souvent le rôle de drain par rapport aux sables mio-pliocènes sus-jacents.

Les calcaires éocènes sont quant à eux essentiellement caractérisés par une perméabilité de fracture.

Quand les argiles sont prépondérantes dans les bassins tertiaires, ces bassins peuvent constituer une limite étanche entre deux aquifères (Géoarmor, 1992).

Les sédiments quaternaires apparaissent le plus souvent sous la forme de terrasses où ont été préservées des alluvions sablo-argileuses (Planche-photo I-3-a). La nature de ces alluvions fait que leurs caractéristiques hydrogéologiques sont globalement les mêmes que celles des sables mio-pliocènes.

I-B-3-3 Caractéristiques hydrogéologiques des réseaux de fractures

Le Massif armoricain est parcouru par des réseaux de fractures aux origines multiples. Ces fractures, plus ou moins ouvertes, sont relayées par tout un réseau de fissures parfois associées aux altérites superficielles.

Les problèmes liés à la circulation de l'eau à l'échelle de la fracture sont résumés dans deux thèses récentes (Bour, 1997 ; de Dreuzy, 2000).

Quand les fractures ne sont pas colmatées par des argiles d'altération, l'eau circule facilement : les fractures constituent alors un chemin privilégié de l'eau vers les aquifères profonds, dans la mesure où la perméabilité de la roche encaissante est faible. Néanmoins, la circulation de l'eau n'est pas si simple, même en l'absence d'une gouge imperméable, car les fractures ont des ouvertures et des rugosités variables qui provoquent des circulations très hétérogènes (Bour, 1997). Par ailleurs, selon certains auteurs, la perméabilité des fractures serait fonction de leur longueur, les plus grandes étant les plus perméables (Stone, 1984). Cependant, d'autres auteurs ont montré que les failles majeures, à partir d'une certaine dimension, joueraient un rôle de barrière étanche avec le développement d'une gouge imperméable (Morrow *et al.*, 1984 ; Planche-photo I-3-b). La circulation de l'eau se ferait alors essentiellement par l'intermédiaire des joints et des petites failles. La pression et la température du milieu ont également un rôle non négligeable sur les propriétés hydrauliques des fractures, avec une diminution de la perméabilité avec la profondeur, diminution surtout prononcée dans les 100 premiers mètres (Lee & Farmer, 1993). L'orientation des fractures peut également influencer la quantité d'eau susceptible d'être exploitée : par exemple, des fractures horizontales ont un drainage potentiel plus important que les fractures verticales, à

a



b



c

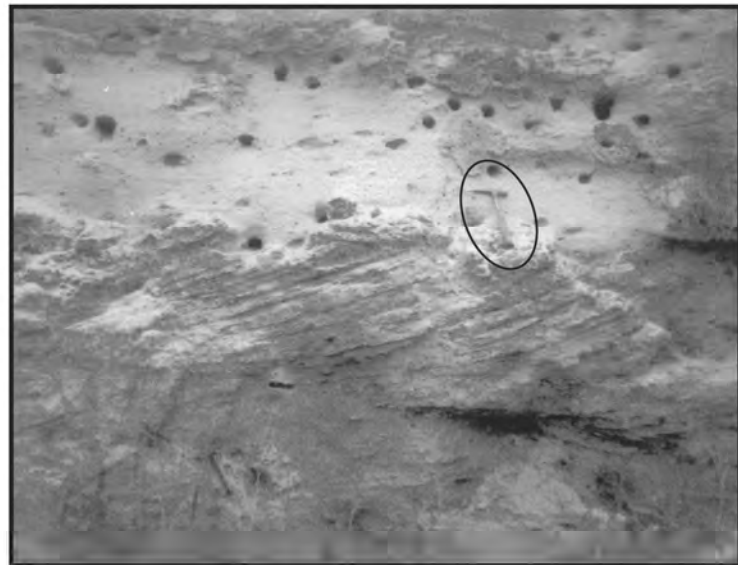


Planche-photo I-2 : (a) sables yprésiens (Noirmoutier, 85), (b) sables mio-pliocènes (Saint-Malo-de-Phily, 35), (c) faluns miocènes (Tréfumel, 22)

a



b

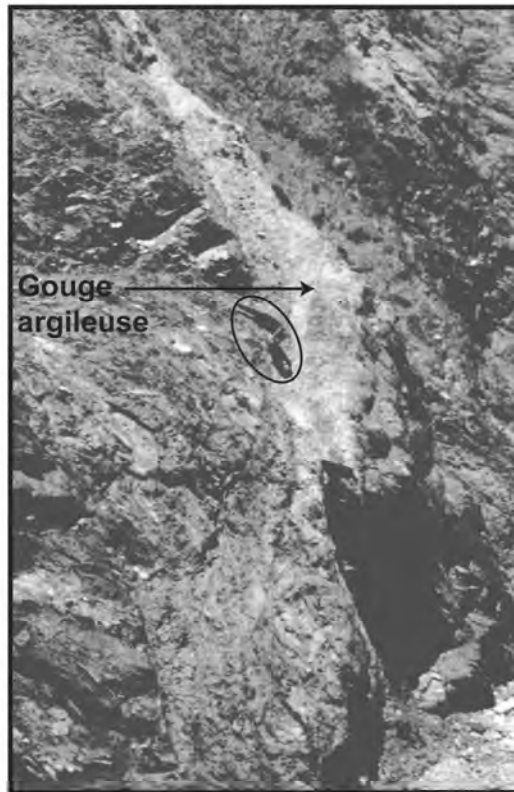


Planche-photo I-3 : (a) terrasse quaternaire (Malestroit, 56), (b) gouge de faille (La Mine d'Or, Pénestin, 56)

condition que ces fractures horizontales soient connectées à un réseau de fractures verticales (Touchard, 1999).

A l'échelle du système fracturé, c'est la densité de la fracturation qui définit le type d'écoulement souterrain et les ressources disponibles. Ainsi, quand celle-ci est faible, les forages ne recoupent qu'un nombre limité de fractures : le système est en général peu productif et ne dispose que de réserves d'eau limitées. A l'inverse, quand la densité de fracturation est grande, le nombre de fractures recoupées est important : les fractures sont connectées et les débits peuvent être élevés. Les aquifères fissurés sont en général d'extension limitée. Ils peuvent être schématisés par l'image d'un couloir perméable inséré dans un encaissant moins perméable.

Sur le Massif armoricain, les forages productifs à l'exploitation, réalisés dans ces réseaux de fractures, présentent des débits compris entre 300 et 1000 m³/j qui ne sont pas exceptionnels (Carn, 1990).

I-C) CONCLUSIONS

L'hydrogéologie a d'abord été une science basée sur les données fournies par l'étude des grands bassins sédimentaires. Le transfert de cette science aux domaines de socle a été long et difficile. Dans le Massif armoricain, et jusque vers les années 70, l'étude des eaux naturelles est restée du domaine des techniques d'exploitation. Les travaux réellement scientifiques, d'ordre hydrogéologique, menés sur le Massif armoricain, sont récents et leur développement est en grande partie lié aux problèmes environnementaux datant des années 70.

Dans le Massif armoricain, les réserves en eau liées au socle ancien sont faibles et essentiellement présentes dans les zones fracturées. L'alimentation en eau potable ne peut en aucun cas être assurée uniquement à partir de ces ressources et il est nécessaire d'avoir recours à deux autres types de réserves : soit les réserves qui sont constituées par les retenues de surfaces établies sur le réseau hydrographique, soit les réserves contenues dans les formations meubles superficielles.

Par comparaison avec les ressources du socle, la solution des aquifères superficiels présente l'avantage évident d'être plus facilement utilisable et à moindre coût mais, par contre, elles présentent des inconvénients majeurs car les ressources en eau sont souvent faibles et beaucoup plus sensibles aux flux polluants. Les problèmes régionaux posés par l'alimentation en eau potable passent donc nécessairement par la connaissance la plus exhaustive possible des aquifères superficiels. L'évaluation de la qualité et des volumes d'eau utilisables, ainsi que la protection des ressources, nécessitent donc une caractérisation précise de la nature et de la géométrie des aquifères, des circulations internes de l'eau et des interconnexions avec les réseaux fracturés du socle.

Les ressources superficielles du Massif armoricain sont principalement contenues dans les altérites, dans les accumulations sédimentaires tertiaires, dans les nappes alluviales quaternaires et dans les réseaux de fractures superficielles. Les études récentes ont permis de proposer les premiers modèles 3D de circulation des fluides dans ces différents types d'aquifères.

La synthèse des connaissances sur les aquifères superficiels du Massif armoricain, qui vient d'être présentée, permet de proposer une typologie 3D des réservoirs bretons et de souligner leurs interconnexions (Fig. I-1).

Les formations géologiques qui abritent les aquifères superficiels du Massif armoricain se sont mises en place essentiellement depuis le Tertiaire. Pendant toute cette période (Tertiaire et Quaternaire), le Massif armoricain a subi des déformations qui ont largement modifié la répartition originelle des réservoirs potentiels. La compréhension de la distribution actuelle de ces réservoirs passe donc (1) par l'analyse des déformations que la région a subi depuis le début du Tertiaire et (2) par la reconstitution des paléogéographies qui ont servi de cadre à la mise en place des futurs aquifères. Ces deux points feront l'objet du chapitre II.

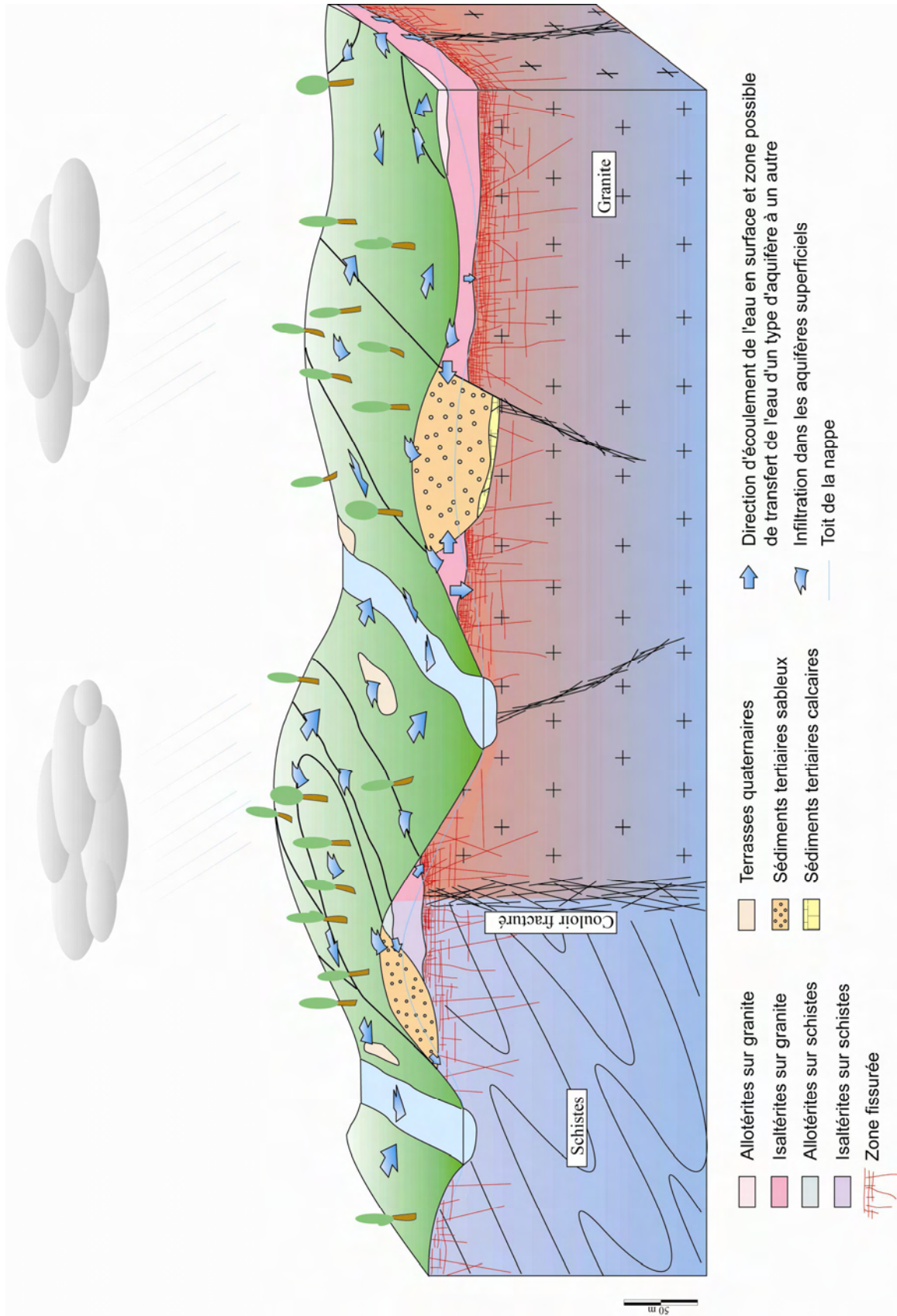


Figure I-1 : modèle conceptuel 3D de connexion des aquifères superficiels du Massif armoricain

CHAPITRE II

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU MASSIF ARMORICAIN DEPUIS LE DEBUT DU TERTIAIRE : ETAT DES CONNAISSANCES

"Je me contenterai d'exposer tout simplement ce que me rappellent mes carnets de notes relativement à quelques observations que j'ai pu faire sur ce sujet tant à Carcé, au sud de Bruz, qu'aux environs du village d'Apigné proprement dit. Mais je veux dire d'abord toute l'admiration que j'ai pour les sagaces et patients géologues qui ont pu déterminer en ces deux points comme en beaucoup d'autres de la feuille de Rennes, pour ne parler que de celle-ci, des courbes aussi complexes et aussi capricieuses que celles qui marquent les apparents emboîtements de l'm, par l'm', de celle-ci par l'm et de cette dernière par l'm quand elle existe, car, pour l'ordinaire, on ne voit pas grand'chose, pour ne pas dire qu'on ne distingue rien du tout, en dépit de cette affirmation hyperbolique : d'Apigné au sud de Bruz, le Rhédonien affleure partout!..."

Bézier, 1921

Contribution à l'étude du Miocène supérieur des environs de Rennes (étage Rhédonien vel Rédonien): Gîte du Moulin de Carcé (Bruz) et gîte dit d'Apigné en Le Rheu (I. & V.). Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 2, (3), 400-410

CHAPITRE II - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU MASSIF ARMORICAIN DEPUIS LE DEBUT DU TERTIAIRE : ETAT DES CONNAISSANCES

L'évolution géodynamique tertiaire et quaternaire du Massif armoricain s'inscrit dans le contexte de convergence entre l'Afrique et l'Europe (Gros & Limasset, 1984 ; Bergerat, 1987 ; Ziegler, 1990). Cette évolution est marquée par une succession de déformations de grande longueur d'onde qui peuvent se résumer en trois grandes étapes (Wyns, 1991, Thomas, 1999) :

- de la fin du Crétacé à l'Eocène supérieur, le Massif armoricain est soumis à l'influence d'un flambage lithosphérique lié à la compression "pyrénéenne" ;
- de l'Eocène supérieur à l'Oligocène, le flambage se résorbe et l'évolution du Massif armoricain est guidée par une extension généralisée à l'échelle de l'Europe de l'Ouest ;
- du Mio-Pliocène à l'actuel, un flambage lithosphérique en liaison avec la compression alpine provoque la remontée du Massif armoricain.

Les aquifères superficiels du Massif armoricain (Chapitre I) sont l'expression de cette histoire géodynamique commencée dès la fin du Crétacé. Les déformations qui ont accompagné cette évolution ont modifié la répartition originelle des roches susceptibles de fournir aujourd'hui une partie des ressources en eau. Ainsi, pour comprendre la répartition actuelle de ces aquifères superficiels, il est nécessaire de connaître l'évolution géodynamique du Massif armoricain depuis le début du Tertiaire.

Ce chapitre d'analyse bibliographique synthétise les connaissances concernant cette évolution tout en proposant des modèles paléogéographiques et paléoenvironnementaux quand les données disponibles sont suffisantes. Il s'appuie sur un certain nombre de thèses avec en particulier celles de : Durand (1960a), Estéoule-Choux (1967), Ollivier-Pierre (1980), Borne (1986), Chevalier (1987), Bonnet (1998) et Thomas (1999). Les reconstitutions paléoaltimétriques, proposées pour chaque période-clé, ont été réalisées en comparant la répartition des sédiments à la surface du Massif armoricain et l'état d'altération des roches à l'affleurement (Chapitre III) avec les niveaux marins successifs du Tertiaire déterminés sur la charte eustatique de Hardenbol *et al.* (1998).

Par ailleurs, de nombreuses figures d'ordre plus local (forages, reconstitutions de bassins, géologie locale ...), qui ont contribué à la rédaction de ce chapitre, sont disponibles dans la thèse de Thomas (1999).

II-A) LES LIMITES ACTUELLES DU MASSIF ARMORICAIN (Fig. II-1)

Le Massif armoricain est limité par les séries sédimentaires du bassin de Paris à l'est et par celles du bassin d'Aquitaine au sud. Au nord, il est limité par le bassin de la Manche occidentale et ses approches, tandis qu'à l'ouest et au sud-ouest il est bordé par la marge sud-armoricaine. Le pourtour actuel du Massif armoricain correspond aux limites d'érosion des séries sédimentaires méso-cénozoïques. Celles-ci ne traduisent donc pas l'extension réelle du socle armoricain. Les acquisitions géophysiques ont montré que celui-ci pouvait être prolongé, vers l'est, jusqu'à l'anomalie magnétique du bassin de Paris. Vers le nord, il se poursuit sous la couverture sédimentaire jusqu'aux anomalies gravimétrique et magnétique du

centre de la Manche alors qu'au sud, il peut se suivre jusqu'à l'anomalie d'Audierne et jusqu'à la discontinuité géophysique sud armoricaine.

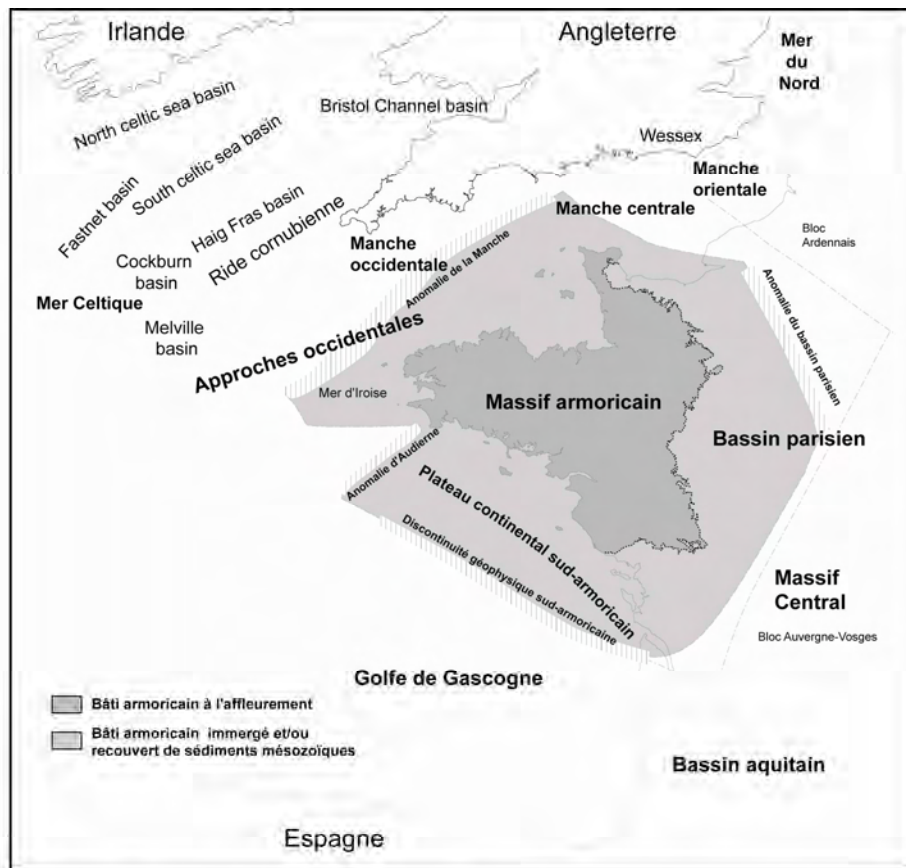


Figure II-1 : limites du Massif armoricain et principaux bassins périphériques (modifié d'après Thomas, 1999)

II-B) PALÉOCÈNE–EOCENE SUPERIEUR : PLI GRANDE LONGUEUR D'ONDE

Les dépôts mésozoïques, en dehors de quelques affleurements de sédiments crétacés, n'ont pas encore été identifiés sur le Massif armoricain. Des études sismiques récentes, réalisées dans le bassin de Rennes, suggèrent néanmoins, par comparaison des faciès sismiques avec ceux du bassin de Paris, la présence de séries jurassiques (Wyns *et al.*, 2002). Ces études, qui viennent d'être engagées, devraient avoir des répercussions scientifiques particulièrement intéressantes au niveau de l'évolution géodynamique du Massif armoricain et au niveau des ressources en eau.

Après le Crétacé, les premiers sédiments tertiaires qui apparaissent sur le Massif armoricain appartiennent au Paléocène.

II-B-1 Le Paléocène

Le Paléocène n'a pas été retrouvé sur les terrains émergés du Massif armoricain. Néanmoins, à l'est de Laval (Fig. II-2), au lieu-dit la Coconnière, Durand & Pierre (1962) proposent un âge paléocène pour des sables blancs qui sont recouverts par des argiles noires, discontinues, contenant des pollens caractérisant l'Eocène inférieur.

En mer, le Paléocène a été décrit sur le plateau continental sud-armoricain, au niveau du puits PENMA 1 (Fig. II-2). Celui-ci montre un passage continu entre le Maastrichtien et le Danien, avec des craies plus ou moins argileuses interprétées comme représentatives d'un milieu de plate-forme externe en aggradation. Au niveau des approches occidentales de la Manche (Fig. II-1), le Danien, formé par des biocalcarénites, semble en concordance avec le Maastrichtien (Bouysse P. & Horn R., 1972).

L'absence de dépôts paléocènes sur le Massif armoricain est probablement la conséquence de la surrection d'une grande partie de l'ouest de la France causée par la convergence Afrique/Eurasie dès la fin du Crétacé (Wyns, 1991 ; Quesnel, 1997 ; Thomas, 1999). La position haute du Massif armoricain et les conditions tropicales à sub-tropicales qui régnaient durant cette période ont entraîné une altération importante des roches à l'affleurement (Estéoule-Choux, 1967). Une vaste surface d'aplanissement, où le transport sédimentaire était réduit, s'est alors établie sur le Massif armoricain. Les conditions de précipitations et de température, a priori favorables au développement des altérites, sont aujourd'hui, en partie, remises en question, à partir des travaux consacrés aux variations des teneurs en CO₂ dans l'atmosphère (Schmitt, 1999 ; Augé, 2001).

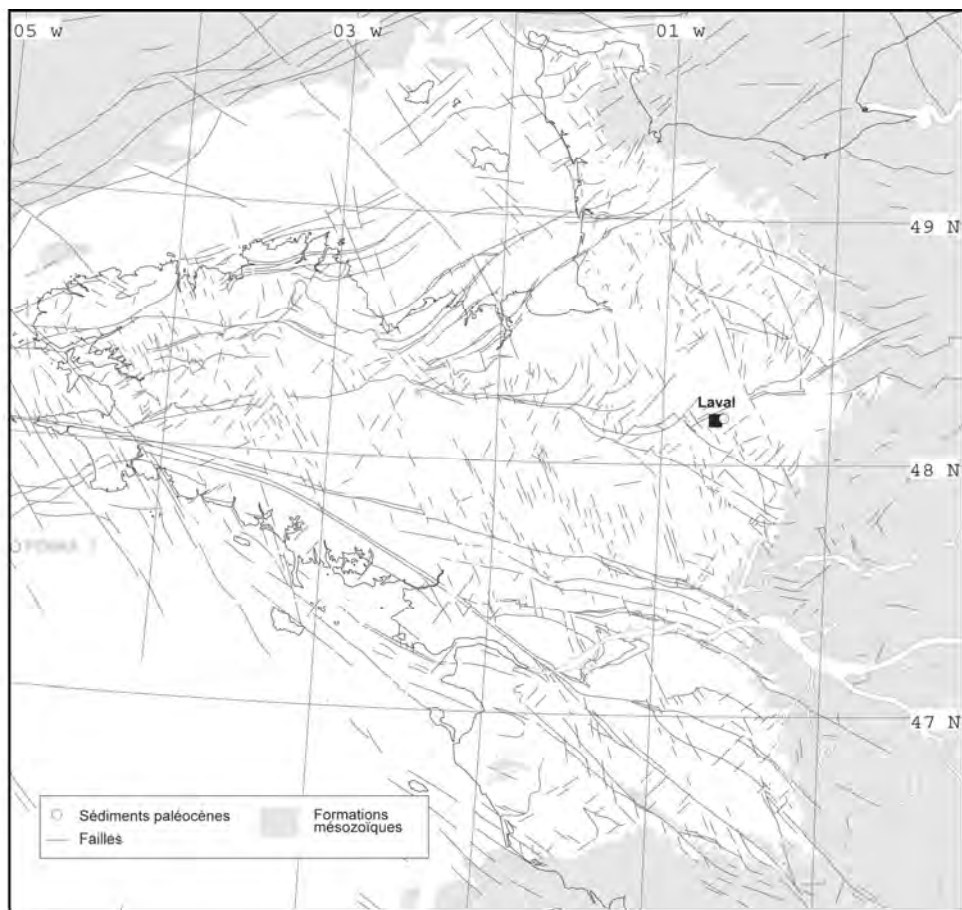


Figure II-2 : localisation des principaux affleurements de Paléocène répertoriés sur le Massif armoricain

Le Paléocène apparaît donc comme un épisode charnière dans l'histoire de la plaque ouest européenne. La mise en compression au Crétacé terminal-Paléocène des plaques Afrique/Eurasie a entraîné une réorganisation des contraintes tectoniques (Bergerat, 1987). Cette réorganisation a provoqué la déformation et l'émersion du Massif armoricain, en relation avec un antiforme lithosphérique (Wyns, 1991 ; Thomas, 1999). Cette émersion va entraîner l'érosion des sédiments (probablement crétacés voire jurassiques) qui s'étaient déposés dans les zones immergées du Massif armoricain. Celui-ci va alors progressivement s'aplanir, et, sous des conditions paléoenvironnementales de type latéritique, les roches situées en surface vont s'altérer.

A partir de tous les arguments sédimentaires, tectoniques et de l'état d'altération des roches, Thomas (1999) propose de reconstruire l'altitude de la surface continentale du Massif armoricain à différentes époques du Cénozoïque. Cet auteur réalise une coupe synthétique entre le golfe Normano-Breton et le plateau continental sud armoricain (PENMA 1), en passant par le centre Bretagne (région de Rennes). Il place ensuite le niveau marin de l'époque à partir des reconstitutions de Haq *et al.* (1987) et estime l'altitude de la surface continentale. Les reconstitutions de Thomas (1999) montrent que pour la période comprise entre le Crétacé terminal et la fin du Paléocène, l'altitude du Massif armoricain en Bretagne centrale devait être située aux environs de 250 m au-dessus du niveau marin actuel. Cette altitude est conforme aux valeurs proposées par Wyns (1991) et par Quesnel (1997) qui ont

restitué la paléoaltitude de la surface paléogène dans un secteur situé à l'ouest du bassin de Paris et à la bordure orientale du Massif armoricain.

L'utilisation des données nouvelles acquises sur l'état d'altération des roches du Massif armoricain et de la nouvelle charte eustatique publiée par Hardenbol *et al.* (1998) permet de proposer un nouveau schéma paléotopographique adapté de celui de Thomas (1999) pour une région proche de la Bretagne centrale. A la fin du Paléocène, le niveau marin était situé aux environs de 250 m au-dessus du niveau marin actuel. En admettant une épaisseur d'altérites d'environ 90 m (Chapitre III), l'altitude du Massif armoricain devait être située non pas vers 250 m, mais au moins vers 340 m (Fig. II-3).

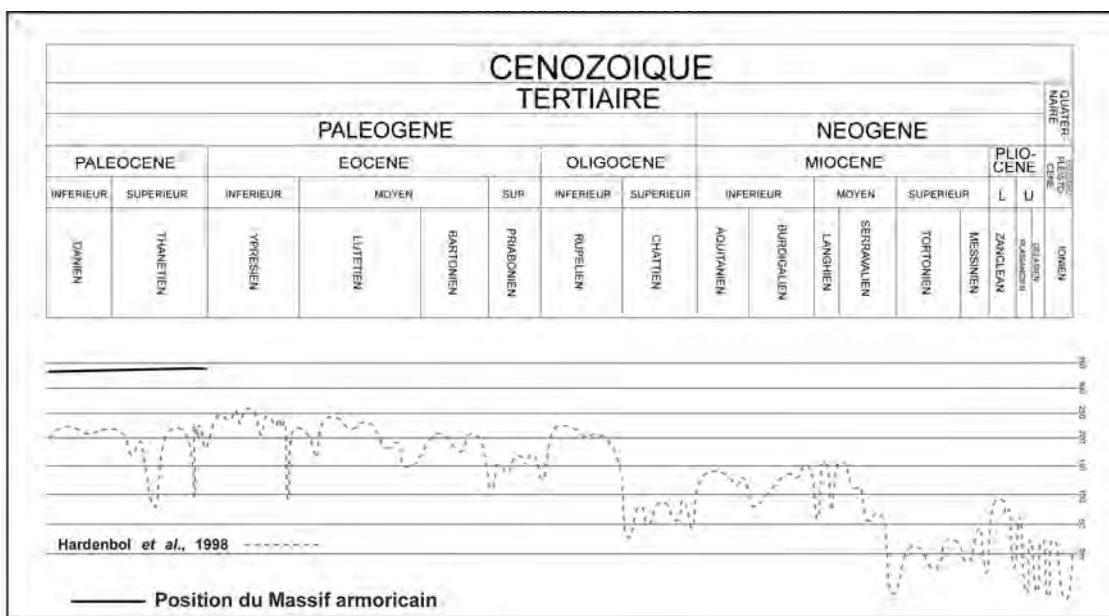


Figure II-3 : altitude minimale du Massif armoricain au Paléocène dans une région proche du centre Bretagne

II-B-2 L'Yprésien (Fig. II-4)

Les dépôts yprésiens sont essentiellement préservés dans la partie sud du Massif armoricain et, plus particulièrement, au sud du Cisaillement Sud Armoricain. Ils se décomposent en un faciès sablo-argileux de plaine côtière (Sparnacien) et en un faciès plus grossier, parfois silicifié (Cuisien).

L'Yprésien à faciès de plaine côtière est essentiellement préservé au sud du Cisaillement Sud Armoricain. Il est constitué par des argiles noires, riches en matière organique, qui alternent localement avec des sables et des grès (exemple : Arthon, 44 ; Durand & Milon 1959). Ces argiles, qui sont caractérisées par l'abondance des pollens de *Nypa*, peuvent également contenir des empreintes macroscopiques de végétaux. Elles se seraient déposées dans des zones marécageuses littorales de type mangrove ou de type lagune, bordées par une végétation identique à celle des zones tropicales humides actuelles (Ollivier-Pierre, 1980).

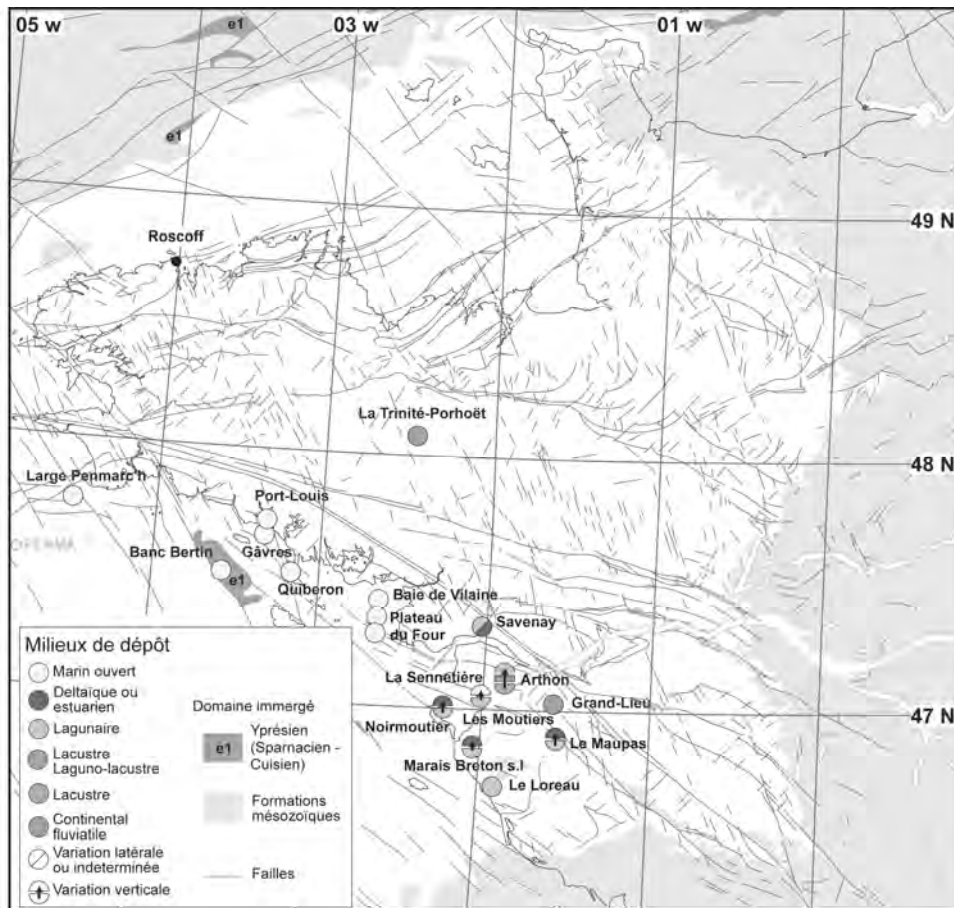


Figure II-4 : localisation et nature des principaux affleurements d'Yprésien répertoriés sur le Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

Cette sédimentation argilo-sableuse de milieu lagunaire est progressivement remplacée par une sédimentation terrigène plus grossière (Cuisien ; Tab. II-1) d'environnement deltaïque, estuarien ou fluvial. Les dépôts sont caractérisés par une abondance de matériaux qui pourraient provenir du démantèlement des profils latéritiques (Estéoule-Choux, 1968a).

Dans le bassin de Noirmoutier-Challans, les argiles sparnaciennes sont recouvertes par une formation sableuse à flore tropicale cuisienne qui se serait déposée dans un environnement deltaïque (Borne, 1986). Cette hypothèse semble confirmée par les travaux de Godard et *al.* (1994) qui, en Vendée, mettent en évidence un fleuve, datant du Cuisien, dont l'écoulement se faisait de l'E-SE vers l'W-NW. L'embouchure de ce fleuve se trouvait à Noirmoutier, où elle prenait la forme d'un delta bordé de marécages et de mangroves, tandis que l'arrière pays était couvert par une forêt de type tropical à sub-tropical. D'autre part, les sables cuisien de Noirmoutier sont silicifiés et contiennent des végétaux fossiles (*Nypa* ; Durand & Ollivier-Pierre, 1969) dont l'état de préservation indiquerait une silicification rapide (Borne, 1986). Néanmoins, en comparant ces silicifications avec celles décrites dans le bassin de Paris, il n'est pas impossible que ces dernières se soient formées bien après l'Yprésien (Chapitre IV).

YPRÉSIEEN : CUISIEN		
Localisation	Description des faciès	Références
TERRE		
Bassin de Challans-Noirmoutier, lac de Grand-Lieu (La Sennetière, Le Loreau, Les Moutiers, Marais Breton, Arthon, Baie de Bourgneuf)	Formation sableuse, parfois silicifiée, à flore tropicale, qui se serait déposée dans un environnement deltaïque , au-dessus des argiles noires riches en matière organique du Cuisien	Borne, 1986 Ollivier-Pierre <i>et al.</i> , 1985
Le Maupas	Sables identiques à ceux de Noirmoutier, non silicifiés : milieu laguno-deltaïque	Chevalier, 1987 ; 1988
Savenay	Sables identiques à ceux de Noirmoutier, non silicifiés, à débris de coquilles crétacées, qui passent latéralement à des argiles contenant des pollens : lagon ou estuaire ?	Durand, 1958a Marchand <i>et al.</i> , 1989
Port-Louis	Sables, argiles et calcaires glauconieux, à tests de nummulites (<i>Nummulites planulatus</i>) et à nombreux autres fossiles, déposés dans un paléochenal creusé dans un socle granitique altéré	Durand, 1949 ; 1960 Horrenberger & Morzadec, 1972 Thomas, 1999
Trinité-Porthoët	Sables et argiles kaoliniques riches en pollens : milieu palustre en climat de type tropical humide	Estéoule-Choux & Ollivier-Pierre, 1973 Ollivier-Pierre, 1974
MER		
Large de Roscoff	Faciès sidérolithique	Boillot & Millot, 1962 Boillot, 1964 Estéoule-Choux, 1967
30 km au sud de Penmarc'h (butte d'ar Vein)	Résidus de dragages : galets calcaires à <i>N. globulus</i> qui laisserait supposer un âge yprésien (?)	Boulanger <i>et al.</i> , 1968
Bassin de Gâvres Base des séries sédimentaires du Banc Bertin	Calcarénites fines, glauconieuses, azoïques, épaisses d'une cinquantaine de mètres	Andreieff <i>et al.</i> , 1968a Delanoë <i>et al.</i> , 1972
Ouest du plateau du Four	Sables glauconieux, très fossilifères, à grands foraminifères	Barbaroux <i>et al.</i> , 1971
Nord-Ouest de l'île Dumet	Sables grossiers à moyens, à passées argileuses, à microflore abondante	Bouysse <i>et al.</i> , 1974
Baie de la Vilaine	Sismique : faciès sismique chaotique comblant un ancien réseau de chenaux	Menier, 1999 Proust <i>et al.</i> , 2001
Puits PENMA 1	Formation argilo-sableuse à caractère subtidal , épaisse de 123 m	Lucas, 1995

Tableau II-1 : localisation et nature des principaux affleurements de Cuisien reconnus sur le Massif armoricain (voir la figure II-4 pour la localisation des affleurements)

L'Yprésien, au large du Massif armoricain, est toujours à caractère marin. Il n'a été décrit que sur le plateau continental sud armoricain, au large de Penmarc'h, à la base du Banc Bertin, dans le bassin de Gâvres, sur le Plateau du Four, en baie de Vilaine, et plus au large, au niveau du puits PENMA 1 (Fig. II-4 et Tab. II-1).

II-B-2-1 La déformation yprésienne

Les indices de déformation yprésienne ne sont pas clairement établis sur le Massif armoricain. Seuls les bassins de Challans-Noirmoutier et de Le Maupas-Les Essarts pourraient présenter des déformations syn-sédimentaires.

Dans le bassin de Challans-Noirmoutier, les apports détritiques sont interprétés comme les témoins d'une tectonique syn-sédimentaire provoquant le rajeunissement des reliefs bordés par des failles de direction N110-120 (Borne, 1986). Cependant, à partir de la ré-interprétation

des sondages décrits dans la thèse de Borne (1986), Thomas (1999) a montré qu'il n'est pas nécessaire de faire intervenir des mouvements le long des failles pour expliquer ces variations. Pour cet auteur, les sédiments yprésiens auraient été préservés dans un paléochenal où les variations latérales de faciès permettraient d'expliquer la répartition des sédiments. Il compare ce paléochenal avec ceux de la plate-forme aquitaine où, à la même période (Yprésien), la sédimentation est identique à celle du bassin de Challans-Noirmoutier, dans un contexte tectonique calme (Dubreuilh, 1987). Il est néanmoins possible qu'une tectonique active ait eu lieu au Cuisien terminal ou au Lutétien inférieur, à proximité de Noirmoutier, avec le soulèvement des Collines vendéennes. Pour Godard *et al.*, (1994), parallèlement au rejeu de certaines failles de direction sud-armoricaine, ce soulèvement, mis en relation avec l'orogénèse pyrénéenne, expliquerait la disparition du fleuve dont l'embouchure se trouvait aux environs de Noirmoutier.

Dans le bassin Le Maupas-Les Essarts, Chevalier (1987, 1988) interprète les variations d'épaisseur des sédiments yprésiens et leurs variations latérales de faciès comme le résultat de déformations syn-sédimentaires. Il relie ces événements à la compression pyrénéenne qui se traduit, dans cette région, par des effondrements différentiels le long de l'accident Sainte-Pazanne/Les Essarts. Néanmoins, à titre d'hypothèse, il est possible que les variations latérales de faciès ne soient pas le résultat d'une tectonique active mais l'expression sédimentologique du comblement d'un paléochenal, à l'image de celui proposé par Thomas (1999) dans le bassin de Challans-Noirmoutier.

Par ailleurs, au nord de l'île de Ouessant, des anticlinaux affectant le Crétacé sont recouverts en discordance par l'Eocène inférieur (Barthe *et al.*, 1967). Plus généralement, sur les bordures du Massif armoricain, l'activité tectonique semble faible.

II-B-2-2 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales

Les limites paléogéographiques yprésiennes ne peuvent être approchées que dans les régions de Savenay et du lac de Grand-Lieu, régions qui étaient probablement proches d'un rivage bordé de lagunes. La végétation de type mangrove de ces lagunes a livré des pollens caractérisant des milieux chauds et humides (Ollivier-Pierre, 1980). L'arrière-pays était couvert par des zones marécageuses, tandis que plus à l'ouest, la sédimentation avait partout un caractère marin. Au maximum d'inondation, la mer a atteint les régions de Savenay et du lac de Grand-Lieu. Sur le continent, des lacs se sont individualisés vers la Trinité-Porhoët (Estéoule-Choux & Ollivier-Pierre, 1973 ; Ollivier-Pierre, 1974). Ces lacs étaient bordés par des zones marécageuses entourées de forêts. Les pollens indiquent tout d'abord un environnement chaud et humide qui devient plus aride à l'Yprésien terminal (Ollivier-Pierre, 1980). L'abondance des produits de démantèlement des profils latéritiques préservés dans les séries yprésiennes est interprétée comme le résultat d'une première période d'intense érosion provoquée par la raréfaction du couvert végétal (Estéoule-Choux, 1967, 1968a). La nature des sédiments yprésiens se rapproche de celle des dépôts détritiques décrits au nord du bassin d'Aquitaine (Dubreuilh, 1987) et au nord du Massif central où ils forment aujourd'hui de vastes glacis et où ils peuvent aussi recouvrir des paléoreliefs (Simon-Coinçon *et al.*, 2000). Dans ces régions, ces dépôts apparaissent sous le terme de "Sidérolithique".

La répartition actuelle et l'épaisseur des altérations (environ 90 m), la distribution et la nature des sédiments yprésiens, comparées à la position du niveau marin à cette époque, suggèrent que le Massif armoricain était toujours situé en position haute et à une altitude minimale d'environ 340 m (Fig. II-5).

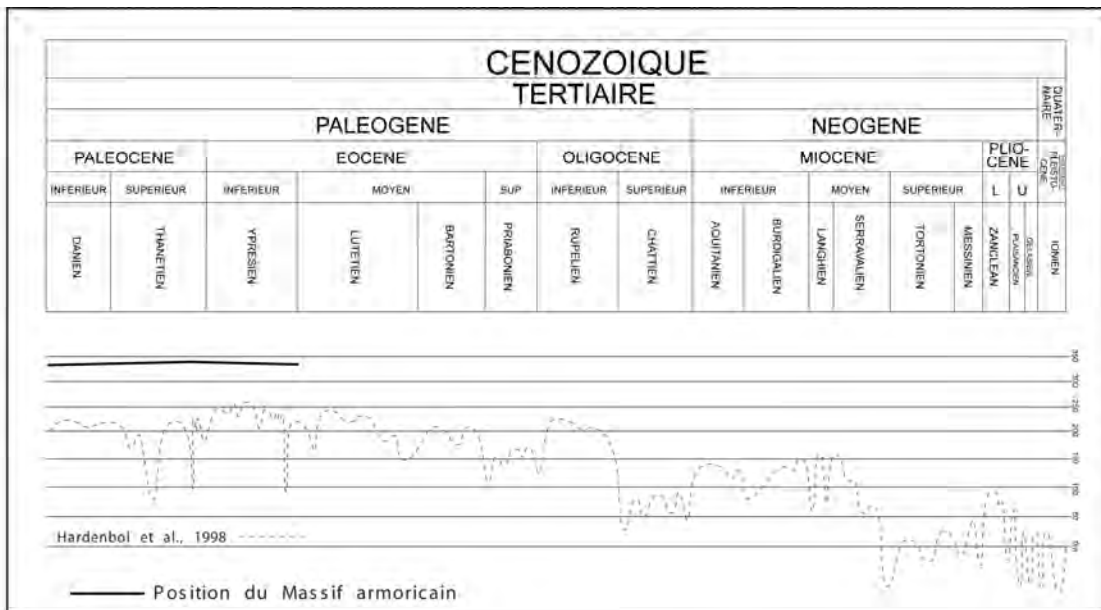


Figure II-5 : altitude minimale du Massif armoricain à l'Yprésien dans une région proche du centre Bretagne

II-B-3 Le Lutétien

II-B-3-1 Localisation et nature des dépôts (Fig. II-6 et Tab. II-2)

Le Lutétien inférieur est à ce jour inconnu à terre et très peu représenté en mer. A l'inverse, le Lutétien supérieur est préservé au sud du Cisaillement Sud Armoricain et forme une auréole continue autour du Massif armoricain.

En mer, le Lutétien inférieur, entre Penmarc'h et les îles de Glénan et, au large de la Bretagne méridionale, est représenté par une association de sables et de calcaires à foraminifères de plate-forme marine peu profonde (Bouysse & Le Calvez, 1967). Dans les approches occidentales de la Manche, il est représenté par des calcaires blancs, parfois marneux (Andreieff *et al.*, 1968a).

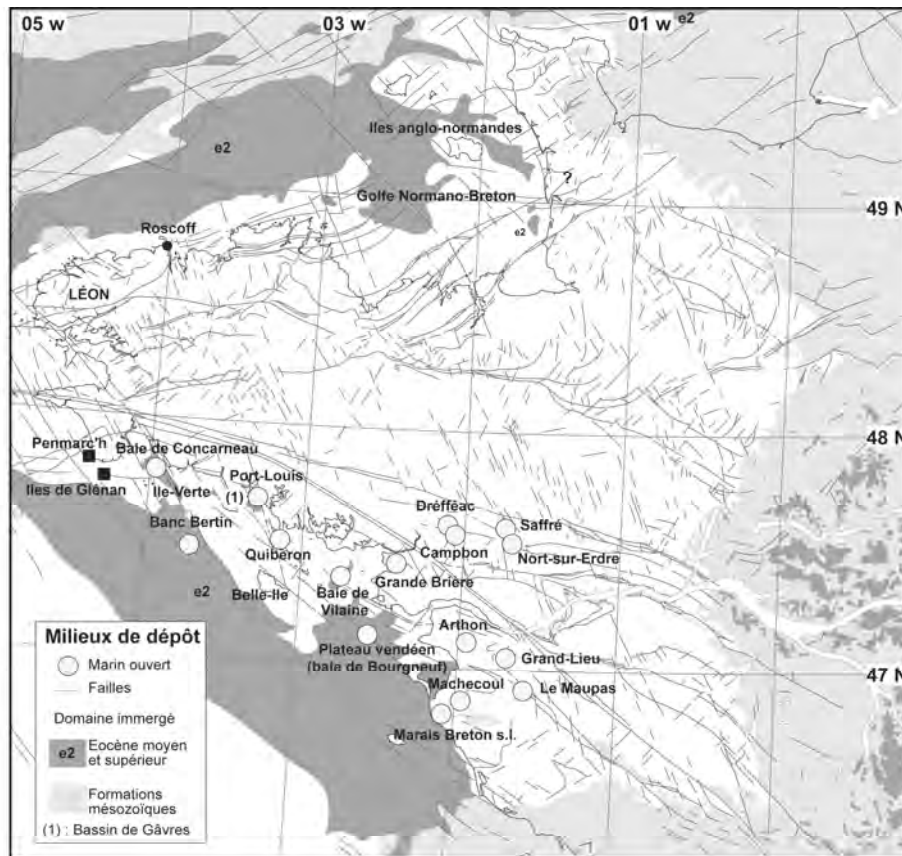


Figure II-6 : localisation et nature des principaux affleurements de Lutétien supérieur répertoriés sur Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

Dans le domaine maritime, le Lutétien supérieur est principalement caractérisé par des carbonates de plate-forme marine qui reposent en onlap sur les bordures du Massif armoricain où ils s'amincissent progressivement avant de disparaître. Ce dispositif est particulièrement bien mis en évidence dans le golfe Normano-Breton par une série de profils sismiques (profil SWAT 10, mém. BRGM 159, *In* Thomas, 1999) qui montrent le Lutétien supérieur en discordance sur le socle et sur les sédiments crétacés qu'il déborde largement avant de s'amincir progressivement vers la côte. Ce schéma est également décrit sur le plateau continental sud armoricain, entre Penmarc'h et Belle-Ile, où le Lutétien calcaro-gréseux se termine en biseau sur le socle entre les isobathes -65 m et -80 m (Bouysse *et al.*, 1968).

II-B-3-2 La déformation lutétienne

Les indices de déformation lutétienne sont très localisés. Ils sont principalement visibles sur le plateau continental sud armoricain et au sud du Massif armoricain.

Dans le bassin de Challans-Noirmoutier, Borne (1986) met en relation la préservation des sédiments détritiques avec le rejeu de failles délimitant un ensemble de petits blocs. Comme pour l'Yprésien, ce dispositif est modifié par Thomas (1999) qui attribue la préservation du Lutétien au comblement d'un paléochenal. La préservation des sédiments lutétiens le long de la faille Sainte-Pazanne/Les Essarts serait due à un compartimentage intense et à des effondrements différentiels syn-sédimentaires le long de cet accident (Chevalier, 1987). Cet auteur rattache ces déformations aux phases de compression "pyrénéenne" et/ou "alpine". Mais, à l'image du dispositif proposé par Thomas (1999) dans le

LUTÉTIEN SUPÉRIEUR

Localisation	Description des faciès	Références
TERRE		
Bassin de Challans-Noirmoutier (Machecoul, Marais Breton, Arthon)	Calcaires sableux dolomitiques, grès calcaires siliceux, sables calcaires et argiles noires	Estéoule-Choux, 1967 Durand, 1960a Ters <i>et al.</i> , 1978 ; 1982 Borne, 1986
Région des Essarts Le Maupas, lac de Grand-Lieu	Sables coquilliers et grès calcaires fossilifères de milieu franchement marins	Chevalier, 1987 ; 1988
Bassin de Saffré	Alternance de grès calcaires et d'argiles noires surmontée par des grès riches en spicules de spongiaires (série du "Bois-Gouët") L'étude palynologique permet de reconstituer un marécage bordé de forêts sous climat chaud et humide avec installation, au sommet de la série, d'une mangrove à <i>Nypa</i> qui indique des influences marines	Vasseur, 1881 Durand, 1960a Ollivier-Pierre, 1980 Borne <i>et al.</i> , 1991
Bassin de Campbon-Dréfféac	Conglomérat surmonté par des calcaires dolomitiques ("calcaires de Campbon" et "calcaires de Saint-Gildas") eux-mêmes surmontés par des sables et des grès calcaires très fossilifères à <i>Ostrea mutabilis</i> ("sables de Campbon") Le contenu micropaléontologique et palynologique montre un milieu d'abord infralittoral qui passe rapidement à une mangrove à <i>Nypa</i> bordée par la forêt	Durand, 1951; 1958b; 1960a Estéoule-Choux, 1967 Margerel <i>et al.</i> , 1976 Ollivier-Pierre, 1980
Port-Louis	Calcaires fossilifères et sables fins très glauconieux à foraminifères, identiques à ceux de Quiberon	Durand, 1949
Grande Brière	Calcaires gréseux, sables et argiles dont le contenu faunistique est similaire à celui des séries lutétiennes d'Arthon	Audren <i>et al.</i> , 1975
Quiberon Le Parco	Calcaires fossilifères et sables fins très glauconieux à foraminifères (<i>Nummulites brongiarti</i>)	Durand, 1946 ; 1960a
MER		
Manche Golfe Normano-Breton	Biospantes et biomicrites glauconieuses fossilifères	Andreieff <i>et al.</i> , 1972
Large de Roscoff	Dalle de calcaires épaisse de 10 à 12 m	Boillot & Millot, 1962 Boillot, 1964
Large du Léon	Marnes et calcaires riches en foraminifères	Andreieff <i>et al.</i> , 1973
Large de l'île d'Ouessant	Sables jaunes à <i>Nummulites variolarius</i>	Barthe <i>et al.</i> , 1967
Approches occidentales de la Manche	Marnes blanches et biocalcarénites à <i>Nummulites variolarius</i> , sédimentation de plate-forme externe	Andreieff <i>et al.</i> , 1970
Plateau continental sud armoricain PENMA 1	Craie blanche et vases calcaires de plate-forme intermédiaire, en discordance sur les sédiments yprésiens	Lucas, 1995
SW de Penmarc'h (butte d'ar Vein)	Calcaires à faune de mer chaude peu profonde , avec notamment <i>Nummulites variolarius</i>	Boulanger <i>et al.</i> , 1968
Baie de Concarneau Chenal de l'île-Verte, Banc Bertin	Calcaires à nummulites	Delanoë <i>et al.</i> , 1975 Delanoë, 1988
Baie du Pouldu, Baie de Quiberon, Bassin de Gâvres	Calcaires à nummulites	Delanoë <i>et al.</i> , 1972
Baie de Bourgneuf	Calcaires à nummulites	Delanoë <i>et al.</i> , 1971
Baie de Vilaine	Calcarénites gréseuses	Andreieff <i>et al.</i> , 1968a

Tableau II-2 : localisation et nature des principaux affleurements de Lutétien supérieur reconnus sur le Massif armoricain (voir la figure II-6 pour la localisation des affleurements)

bassin de Challans-Noirmoutier, et compte tenu de la nature des sédiments, il est possible que ces dépôts correspondent au remplissage d'un paléochenal.

Sur le plateau sud armoricain, les profils sismiques montrent l'existence de failles tardi-hercyniennes le plus souvent inverses et en échelon, qui ont rejoué pendant le Lutétien (Lucas, 1995). Ces structures sont l'expression du fonctionnement d'un décrochement dextre situé en bordure externe du plateau continental sud armoricain. Très récemment, des acquisitions sismiques à très haute résolution, réalisées dans la baie de Concarneau, ont révélé l'existence de décrochements dextres ayant joué au Lutétien supérieur (Loget, 2001).

II-B-3-3 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales

Durant le Lutétien, la sédimentation, d'abord calcaire, devient progressivement dolomitique (Tab. II-2). Cette sédimentation, à caractère chimique, suppose que l'érosion est faible, probablement à cause du développement d'une importante forêt ombrophile (Estéoule-Choux, 1968a) dans un milieu toujours chaud mais moins humide. L'apparition de la dolomite, puis de l'attapulгите et des minéraux évaporitiques, est l'expression de l'assèchement progressif de l'environnement (Estéoule-Choux, 1968a).

La faible préservation des sédiments du Lutétien inférieur empêche de caractériser la géographie et l'environnement de l'époque. Cependant, la position actuelle des sédiments attribués au Lutétien inférieur (uniquement préservés au large des côtes armoricaines, non caractérisés sur le domaine émergé), comparée à l'altitude du niveau marin de l'époque, suppose que le Massif armoricain se situait toujours en position haute car la mer ne l'a pas ennoyé (Fig. II-7).

Au Lutétien supérieur, la mer ennoie la région de Saffré et la région du lac de Grand-Lieu. Globalement, dans ce secteur, le domaine littoral est bordé par des milieux lagunolacustres et par des mangroves à *Nypa*. Ces mangroves sont ensuite relayées, dans l'arrière-pays, par des marécages côtiers à plantes herbacées, puis par une forêt extrapalustre. Vers l'ouest et vers le nord, les limites paléogéographiques restent difficiles à tracer car aucun sédiment n'y est préservé. Au large, les sédiments retrouvés en mer suggèrent une sédimentation de plate-forme marine, dans des eaux chaudes et peu profondes, où les apports détritiques sont faibles.

L'onlap généralisé des séries de plate-forme carbonatée du Lutétien supérieur sur les bordures du Massif armoricain et l'ennoisement de la région de Saffré et du lac de Grand-Lieu sont contemporains d'une chute eustatique majeure (Fig. II-8) : la mer ennoie le Massif armoricain tandis que le niveau marin relatif s'abaisse. L'hypothèse actuellement retenue pour expliquer cette contradiction fait appel à une subsidence rapide du Massif armoricain parallèlement à la chute eustatique (Thomas, 1999). Dans ce cas de figure, et à titre d'hypothèse, la transgression des séries lutétiennes sur le Massif armoricain pourrait être contemporaine de la faible remontée du niveau marin enregistrée vers 43 Ma (Fig. II-8). Celle-ci serait suffisante pour expliquer l'inondation du Lutétien supérieur à condition que le Massif armoricain ait atteint une altitude suffisamment basse.

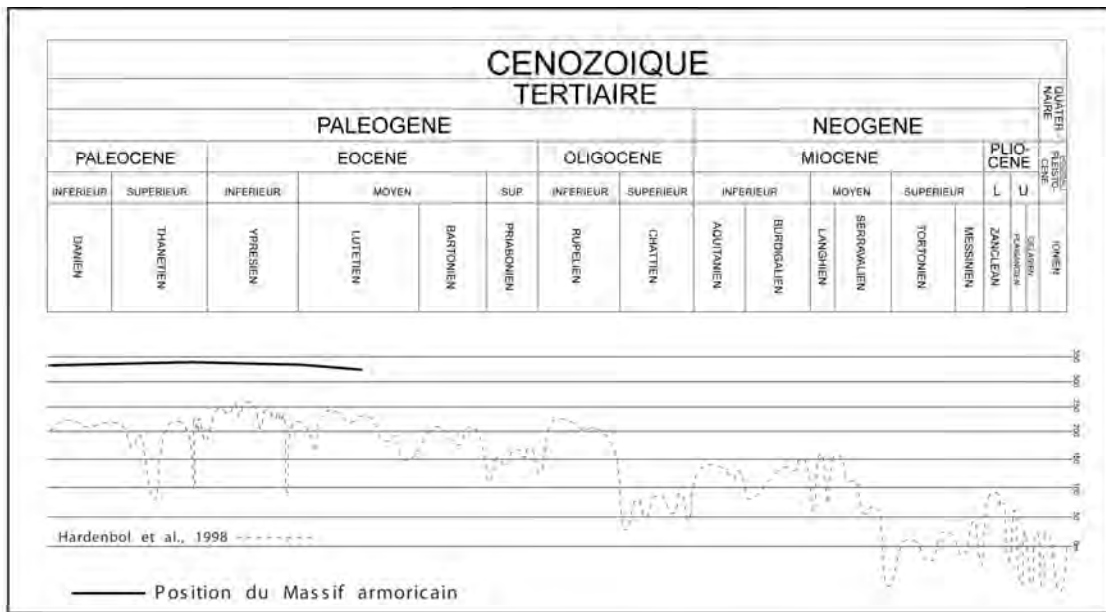


Figure II-7 : altitude minimale du Massif armoricain au Lutétien inférieur dans une région proche du centre Bretagne

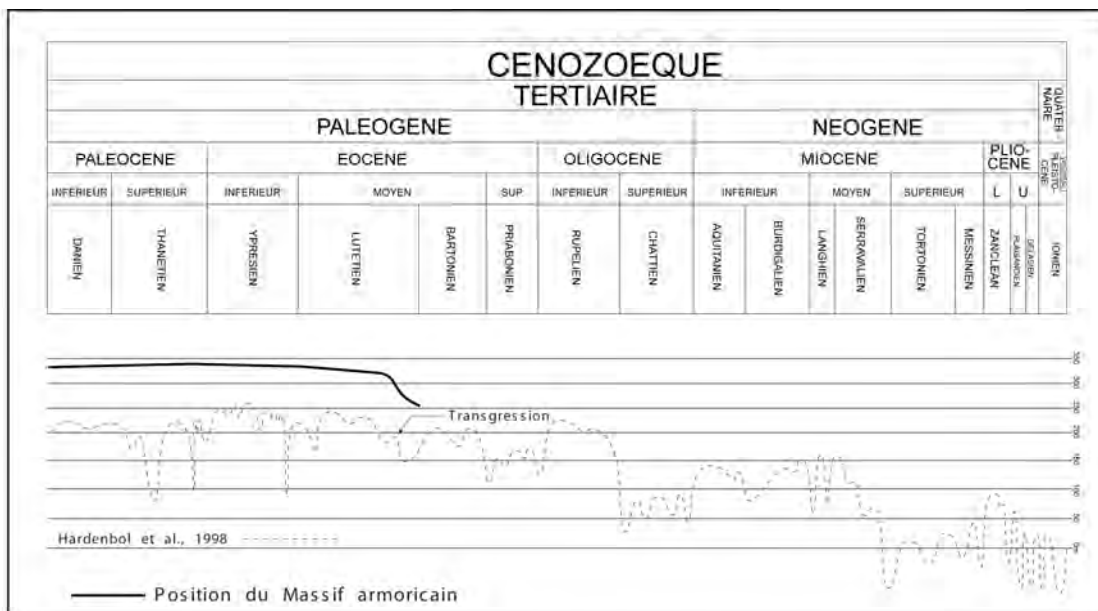


Figure II-8 : altitude minimale du Massif armoricain au Lutétien supérieur dans une région proche du centre Bretagne

II-C) EOCENE SUPERIEUR–OLIGOCENE : AFFAISSEMENT GÉNÉRALISÉ DU MASSIF ARMORICAIN

II-C-1 Le Bartonien

II-C-1-1 Nature et localisation des principaux dépôts (Fig. II-9 et Tab. II-3)

Sur la partie émergée du Massif armoricain, le Bartonien est très peu représenté. Il apparaît le long des failles de Quessoy/Nort-sur-Erdre (bassin de Saffré, bassin de Campbon), de Mayenne et des Essarts (Le Maupas) et dans le bassin de Challans-Noirmoutier.

Dans la partie immergée du Massif armoricain, le Bartonien apparaît essentiellement sur le plateau continental sud armoricain et, localement, au niveau des approches occidentales de la Manche et au sud de Guernesey. En Manche et dans le golfe Normano-Breton, il n'a pas encore été décrit.

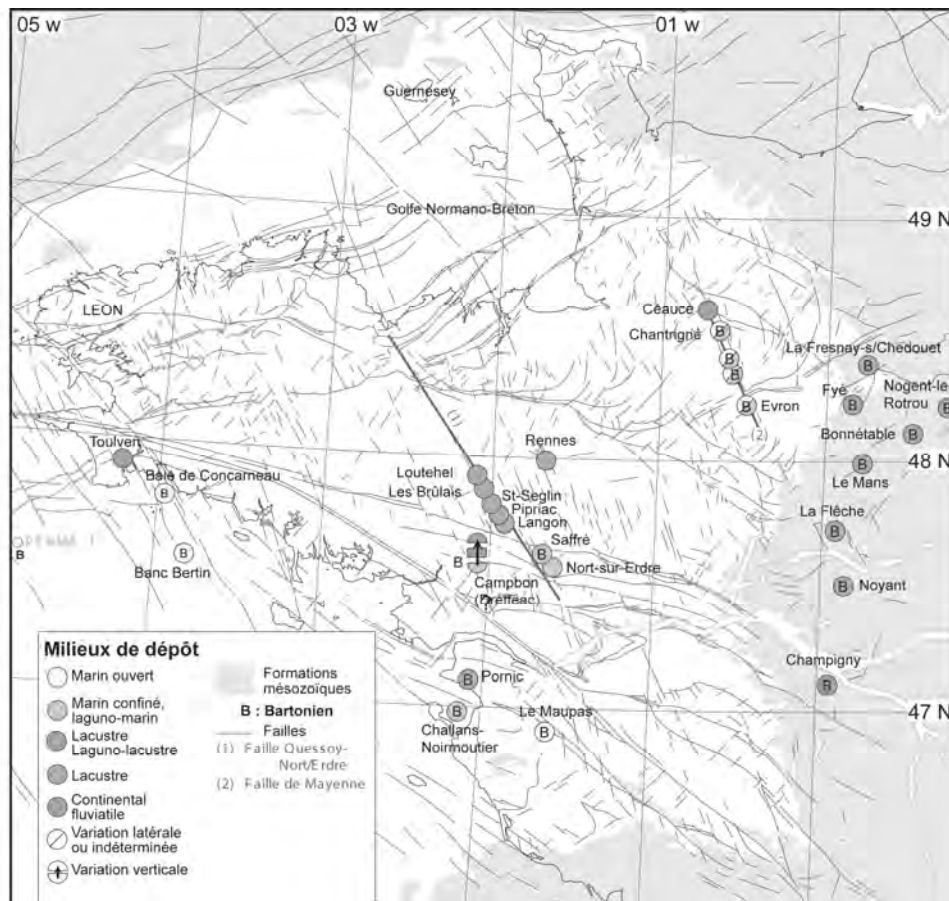


Figure II-9 : localisation et nature des principaux affleurements de Bartonien et de Priabonien répertoriés sur le Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

Outre les sédiments localement préservés dans des petits bassins d'effondrement, le Bartonien est également représenté par des grès silicifiés. Ces grès ont été signalés sous des noms variés tels que : grès ladères, grès lustrés, grès éocènes, grès silicifiés, grès à Sabals,

BARTONIEN		
Localisation	Description des faciès	Références
TERRE		
Région des Essarts Le Maupas	Sables fins azoïques riches en smectite (en continuité avec la sédimentation lutétienne) Ces sables se seraient déposés dans un milieu franchement marin avec une tendance à l' émersion possible au sommet de la série	Chevalier, 1987 Chevalier, 1988
Bassin de Saffré	Sables argileux surmontés par des argiles noires ou vertes (smectite, illite et attapulгите) parfois gypsifères et riches en myricacées Le contenu palynologique suggère un milieu toujours chaud mais moins humide qu'au Lutétien , la mangrove à <i>Nypa</i> a disparu, le milieu est devenu lagunaire et évaporitique	Ollivier-Pierre, 1980 Borne <i>et al.</i> , 1991
Bassin de Campbon	Dolomies et argiles noires ou vertes parfois gypsifères, riches en attapulгите Les pollens montrent un domaine de marécages dans un golfe résiduel bordé par une forêt extrapalustre qui passe progressivement à un milieu confiné où l'évaporation augmente , la sédimentation devenant essentiellement chimique avec néoformation de gypse et d'attapulгите	Durand, 1951 Durand, 1960a Estéoule-Choux, 1967 Margerel <i>et al.</i> , 1976 Ollivier-Pierre, 1977 Ollivier-Pierre, 1980
Bassin de Challans-Noirmoutier	Par analogie de faciès, les marnes à attapulгите qui terminent la série éocène sont rattachées aux argiles vertes des bassins de Campbon et de Saffré	Thomas, 1999
Pornic	Calcaires lacustres argileux	Ters <i>et al.</i> , 1978
Bordure occidentale du bassin de Paris	Marnes et calcaires lacustres déposés dans une ancienne dépression littorale, actuellement préservés dans une série de fossés d'effondrement de direction N45 et N140	Durand, 1956 Durand, 1959 Mary & Giordano, 1988
MER		
Baie de Concarneau	Calcaires marins à foraminifères (limite Lutétien supérieur / Bartonien)	Delanoë <i>et al.</i> , 1975
Banc Bertin	Dolomies azoïques (60 m)	Delanoë, 1988
PENMA 1	Boues carbonatées de plate-forme marine intermédiaire	Lucas, 1995
Approches occidentales de la Manche et sud de Guernesey	Calcaires gréseux ou marneux parfois glauconieux	Bouysse & Horn, 1972
Nord du Léon	Biosparites à Orbitolites (attribution stratigraphique incertaine)	Andreieff <i>et al.</i> , 1973

Tableau II-3 : localisation et nature des principaux affleurements de Bartonien reconnus sur le Massif armoricain (voir la figure II-9 pour la localisation des affleurements)

silcrètes *s.l.*, ... Ils apparaissent sur tous les types de lithologie et, quand ils sont en place, se présentent sous la forme de dalles horizontales d'épaisseur métrique. Ces dalles siliceuses se superposent localement aux cuirasses ferrugineuses des profils latéritiques.

L'analyse des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 de la bordure méridionale du bassin de Paris montre que ces silicifications sont apparues entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur (Chapitre III).

L'âge bartonien d'une partie des silicifications du Massif armoricain a été proposé par analogie de faciès (Kerforne, 1911a ; Guilcher, 1941) avec les grès à *Sabalites andegavensis* du bassin de Paris (Crié, 1878).

Sur le Massif armoricain, l'absence de relation géométrique entre les silicifications et les roches d'âge tertiaire empêche de dater leur apparition avec précision. Néanmoins, par analogie de faciès avec les silicifications pédologiques du bassin de Paris, elles sont attribuées à l'Eocène moyen-supérieur (Chapitre III).

Ces silicifications pédologiques se seraient mises en place dans un environnement chaud et humide à saisons contrastées, avec une sécheresse marquée pendant les périodes chaudes (Thiry, 1981 ; Thiry & Simon-Coinçon, 1995).

II-C-1-2 La déformation bartonienne

Le long de la faille des Essarts, Chevalier (1988) envisage une intense fracturation avec des effondrements différentiels qui permettraient d'expliquer les variations d'épaisseur des sables marins. Des déformations syn-sédimentaires sont également proposées dans le bassin de Saffré pour expliquer la préservation d'une grande épaisseur de sédiments, mis en place dans un milieu peu profond (Borne *et al.*, 1991).

Sur la bordure occidentale du bassin de Paris, la préservation des sédiments lacustres résulterait de mouvements décro-normaux syn-sédimentaires sur les différentes familles de failles de direction N45 et de direction N140 bordant les petits bassins (Kuntz & Ménillet, 1988 ; Mary & Giordano, 1988 ; Chevet & Gélard, 1990). Pour Thomas (1999), ces déformations pourraient être mises en relation avec les prémices de l'extension E-W qui affectent la plaque ouest-européenne à cette période (Bergerat, 1987). Le bâti armoricain commence à s'effondrer et des zones subsidentes particulièrement actives s'individualisent (bassin de Saffré, Les Essarts ...). Cette subsidence a également été reconnue dans le bassin parisien, à partir de la reconstitution de la surface paléogène et de l'étude de sa déformation (Quesnel, 1997).

Du point de vue géodynamique, le Bartonien apparaît donc comme une période charnière dans l'évolution du Massif armoricain : le soulèvement généralisé, envisagé depuis la fin du Crétacé, s'annule et la tendance s'inverse.

II-C-1-3 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales

L'évolution de la sédimentation lutétienne vers un pôle chimique s'accroît au cours du Bartonien. Sur le littoral, les mangroves disparaissent et sont remplacées par des milieux marins confinés où ont lieu, successivement, des néoformations de smectite, d'attapulgitite et de gypse. Pour Estéoule-Choux (1967, 1968a), la néoformation des minéraux argileux (smectite et attapulgitite), et l'apparition des silicifications, seraient dues à un changement des conditions paléoenvironnementales : le milieu chaud et humide, présent au moins depuis le début du Tertiaire, devient de plus en plus aride. Le confinement est alors général. A l'est du Massif armoricain, des aires subsidentes apparaissent. Elles sont le siège d'une sédimentation lacustre calcaro-marneuse. Le milieu de sédimentation, d'abord marin (riche en foraminifères), se trouve rapidement dessalé par apport d'eau douce (Durand, 1959). Le milieu devient saumâtre et rappelle les étangs côtiers actuels (Durand, 1956a).

La rareté des affleurements caractérisant les milieux infra-littoraux, aussi bien à terre qu'en mer, ne permet pas de tracer la ligne de rivage bartonienne, sauf dans la région de Saffré où les milieux lagunaires montrent que le littoral était proche.

Le développement des silicifications supergènes sur le Massif armoricain est contemporain d'un changement tectonique majeur, avec modification de l'état d'équilibre de la surface continentale (Wyns & Guillocheau, 1999). La surrection du Massif armoricain, induite par le flambage lithosphérique apparu au Crétacé terminal, s'annule : le Massif armoricain s'effondre (Wyns, 1991 ; Thomas, 1999). Il est néanmoins toujours suffisamment

haut par rapport au niveau marin bartonien (Hardenbol *et al.*, 1998) pour ne pas être totalement inondé par la mer, sa paléoaltitude étant probablement d'environ 230 m (Fig. II-10). Cette inversion est, par ailleurs, mise en relation avec l'extension E-W qui affecte la plaque ouest-européenne à partir de cette période (Bergerat, 1987).

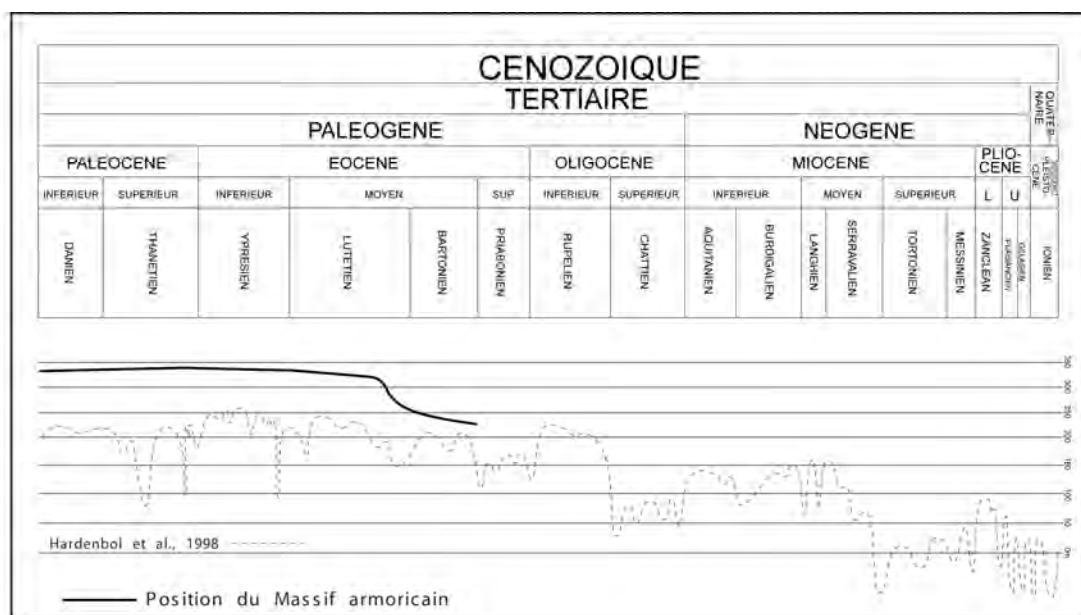


Figure II-10 : altitude minimale du Massif armoricain au Bartonien dans une région proche du centre Bretagne

II-C-2 Le Priabonien

II-C-2-1 Localisation et nature des dépôts (Fig. II-9 et Tab. II-4)

A terre, le Priabonien a été identifié le long de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre, le long de la faille de Mayenne (bassin de Céaucé), dans le bassin de Rennes et au sud de Quimper dans l'anse de Toulven. Les sédiments qui y ont été décrits sont essentiellement constitués d'argiles. Dans le domaine maritime, le Priabonien n'a pas encore été identifié.

PRIABONIEN		
Localisation	Description des faciès	Références
TERRE		
Bassin de Saffré	Argiles grises, noires ou vertes, riches en débris végétaux et parfois en kaolinite, alternant avec du gypse et des niveaux plus dolomitiques, surmontées par des sables grossiers. Milieu lagunaire où les apports d'eau salée sont limités et où le confinement peut être important Tendance à l' émersion au sommet des dépôts (sables sommitaux)	Borne <i>et al.</i> , 1991
Bassins de Langon, Pipriac, St-Séglin et Les Brûlais	Argiles blanches à grises principalement constituées par de la kaolinite et argiles noires où la microflore est abondante Les argiles blanches à kaolinite proviendraient de l' érosion des profils d'altération et elles se seraient déposées dans un milieu lacustre caractérisé par les argiles noires	Estéoule-Choux, 1967 Estéoule-Choux <i>et al.</i> , 1988 Dadet <i>et al.</i> , 1995
Bassin de Rennes	Argiles noires à <i>Mohria</i> , déposées dans une zone marécageuse subsidente entourée par une végétation buissonnante , dans un milieu chaud et relativement humide marqué par une tendance au rafraîchissement (limite Bartonien/Priabonien)	Durand, 1957a ; 1960a Estéoule-Choux, 1967 Ollivier-Pierre, 1980 Trautmann <i>et al.</i> , 1994
Bassin de Céaucé	Sables, argiles (essentiellement attapulгите et kaolinite) et calcaires crayeux qui se seraient déposés dans un milieu lagunaire au cours d'une inondation marine provenant de la Manche	Ollivier-Pierre <i>et al.</i> , 1988
Anse de Toulven	Sables et argiles grises à kaolinite, à niveaux argileux noirs qui ont livré des pollens suggérant un environnement de type tropical à subtropical	Durand, 1960a Estéoule-Choux, 1967 Béchenec <i>et al.</i> , 1999

Tableau II-4 : localisation et nature des principaux affleurements de Priabonien reconnus sur le Massif armoricain (voir la figure II-9 pour la localisation des affleurements)

II-C-2-2 La déformation priabonienne

Les évidences de déformations tectoniques pendant le dépôt des séries priaboniennes ne sont pas encore clairement établies sur le Massif armoricain. Récemment, Thomas (1999) a proposé qu'une partie de la sédimentation se soit effectuée dans des bassins en subsidence flexurale sur des failles non émergentes. Le fait que ces failles n'apparaissent pas en surface expliquerait l'homogénéité des dépôts au sein d'un même bassin. Au cours du Priabonien, l'affaissement du Massif armoricain se poursuit et est donc probablement accommodé par les déformations flexurales qui individualisent des aires de subsidence différentielle. Ces déformations sont probablement la résultante de l'extension E-W reconnue ailleurs en Europe de l'ouest.

II-C-2-3 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales

Les trop rares affleurements priaboniens empêchent de tracer les contours du Massif armoricain durant cette période. Sur les bordures, la sédimentation de milieu lagunaire confiné se poursuit avec le dépôt d'argiles gypsifères à attapulгите. L'importance croissante de la kaolinite sédimentaire ("Sidérolithique armoricain"), issue de l'érosion de la couverture latéritique, serait provoquée par la disparition de la forêt ombrophile, disparition elle-même induite par un assèchement de l'environnement, plus marqué qu'au Bartonien (Estéoule-Choux, 1968a). Le milieu est toujours chaud, mais des indices de refroidissement sont

observés (Ollivier-Pierre, 1980). Le continent est recouvert par des marécages et par des forêts à sol plus sec, entourées d'une végétation buissonnante.

L'effondrement du Massif armoricain, envisagé dès le Lutétien terminal, se poursuit mais l'absence de dépôt marin priabonien dans le centre Bretagne suggère que sa paléoaltitude est toujours située au-dessus du niveau marin de l'époque (Fig. II-11).

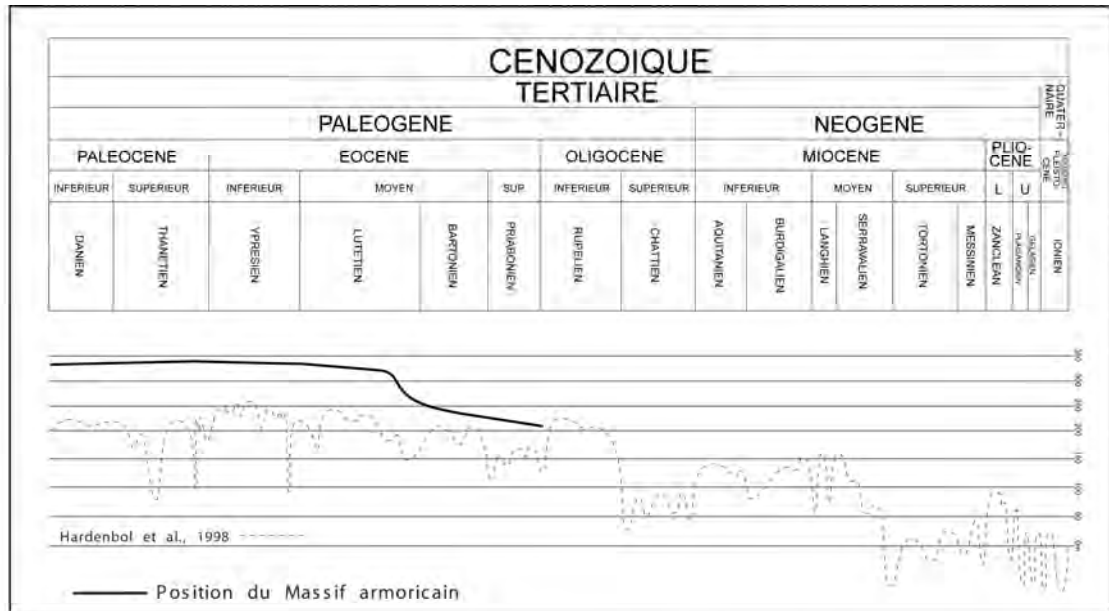


Figure II-11 : altitude minimale du Massif armoricain au Priabonien dans une région proche du centre Bretagne

II-C-3 Le Rupélien

II-C-3-1 Localisation et nature des dépôts (Fig. II-12 et Tab. II-5)

A terre, le Rupélien apparaît le long des faisceaux de failles de Quessoy/Nort-sur-Erdre, de Mayenne et du bassin de Rennes. Vers l'ouest, il apparaît dans la vallée de l'Aber Ildut (Guilers). Il est également décrit en Vendée.

En mer, le Rupélien est très peu représenté. Sur le plateau continental sud armoricain, il a été signalé dans la région du Banc Bertin, au niveau du "Trou Ouest" de Belle-Ile, sous la forme de marnes discordantes sur l'Eocène supérieur (Delanoë, 1988). L'Oligocène a également été décrit à l'ouest du plateau de Rochebonne sans plus de précision stratigraphique (Vannev, 1969). En baie de Concarneau, il semblerait que la région était émergée, ce qui aurait permis l'incision du Lutétien supérieur (Delanoë, 1988). Plus au large, au niveau du puits PENMA 1, le Lutétien passe en continuité aux dépôts de l'Oligocène inférieur qui sont constitués par des vases calcaires (Lucas, 1995).

Dans l'ouest de la Manche et dans ses approches, la présence de Rupélien n'a été constatée que très rarement. Il apparaît localement sous la forme de calcaires argileux et glauconieux (Andreieff *et al.*, 1970), de biosparites (Andreieff *et al.*, 1973) et de sables verts bioturbés (Evans & Hughes, 1984). En Manche et dans le golfe Normano-Breton, il apparaît sous deux faciès : un faciès de bioalcalcarénites riches en microfaune marine du Cotentin à

Ouessant et un faciès argileux, possédant une faune typiquement saumâtre, dans le golfe Normano-Breton.

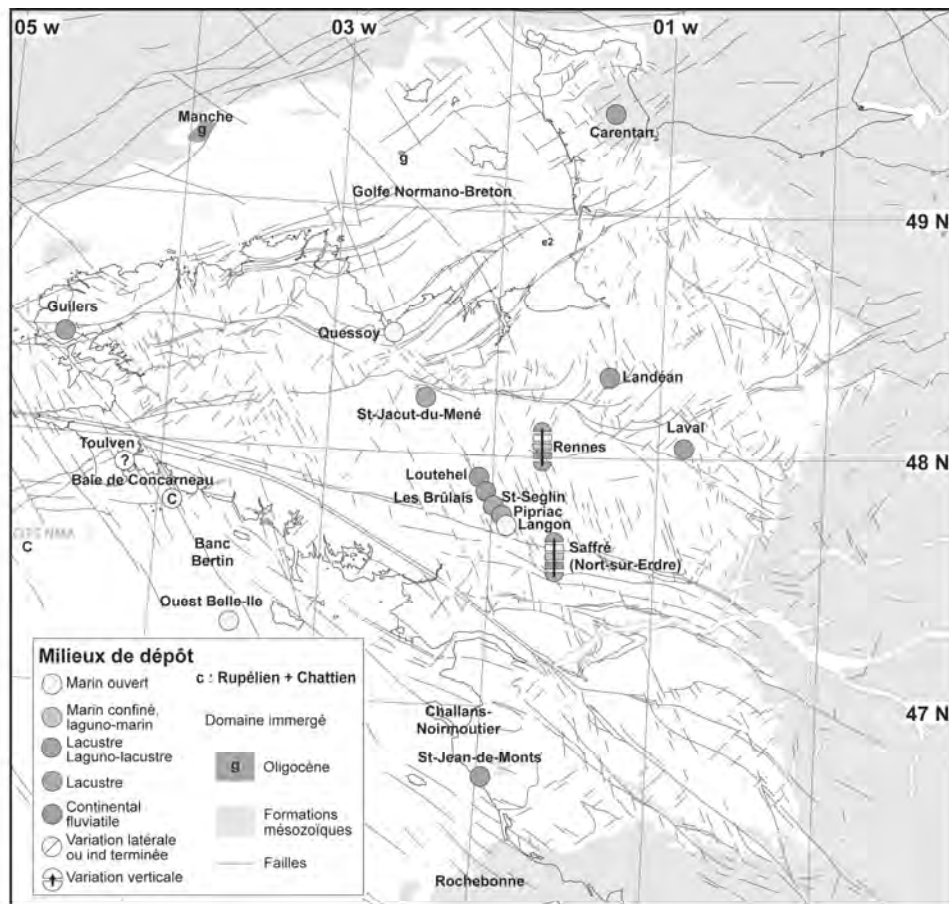


Figure II-12 : localisation et nature des principaux affleurements d'Oligocène répertoriés sur le Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

II-C-3-2 La déformation rupélienne

Les éléments d'observation de la tectonique rupélienne sur le Massif armoricain sont très limités. Celle-ci est cependant envisagée à partir de discordances angulaires visibles dans le Rupélien du bassin de Rennes (Durand, 1960a) et dans la baie de Concarneau entre l'Eocène terminal et l'Oligocène supérieur (Delanoë, 1988). De plus, à l'inverse de la partie orientale du bassin de Paris (Bergerat, 1987 ; Ziegler, 1990 ; Merle *et al.*, 1998), aucune structure extensive n'est décrite à la limite bassin de Paris-Massif armoricain (Suzzoni, 1988). Ce calme tectonique relatif se traduit en outre par l'homogénéité des sédiments à l'échelle du Massif armoricain. Comme pour le Priabonien, la sédimentation rupélienne se serait effectuée dans des bassins en subsidence flexurale sur des failles non émergentes (Thomas, 1999).

II-C-3-3 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales

L'envoyage, au Rupélien, est le plus important que le Massif armoricain ait subi depuis le début du Tertiaire. Au début de l'Oligocène, la sédimentation en régime saumâtre, décrite à la fin du Priabonien, se poursuit (argiles gypsifères et dolomie). Puis, parallèlement à la disparition des évaporites, le niveau marin remonte. Des lacs et des marécages s'installent

RUPÉLIEN

Localisation	Description des faciès	Références
TERRE		
Sud de la carrière de Quessoy	Marnes et argiles marines vertes (smectite, illite et vermiculite) riches en ostracodes et en foraminifères	Apostolescu <i>et al.</i> , 1963 Estéoule-Choux, 1967 Estéoule-Choux <i>et al.</i> , 1986
Bassin de St-Jacut-du-Mené	Argiles vertes illitiques, faiblement kaoliniques, à niveaux violacés riches en kaolinite et à <i>Botryococcus</i> L'étude micropléontologique suggère un milieu lacustre encadré par une zone forestière à pinacées , dans un environnement encore chaud et humide devenant tempéré	Durand & Estéoule-Choux, 1962 Estéoule-Choux, 1967 Ollivier-Pierre, 1980
Petits bassins de la région de Langon à Louhetel	Argiles (association attapulгите-illite, kaolinite et smectite), marnes vertes et calcaires Bassins nord : faune (<i>Botryococcus</i>) et flore (spores de <i>Zygnemalaceae</i>) d' environnement lacustre Bassins sud : présence d'ostracodes et de foraminifères dans les marnes vertes et dans les calcaires -> influences marines Probable ligne de rivage entre les bassins nord lacustres et les bassins sud à influences marines	Estéoule-Choux, 1967 Estéoule-Choux <i>et al.</i> , 1988 Maupin, 1993 Dadet <i>et al.</i> , 1995
Bassin de Saffré De la base au sommet du Rupélien	1 - Argiles grises-noires, voire blanches, alternant avec des niveaux gypseux ; présence de pyrite : milieu lagunaire évaporitique, confiné et réducteur 2 - Calcaires marneux : milieu marin franc 3 - Calcaires micritiques pyriteux et marnes à gastéropodes et à oogones de charophytes : milieu saumâtre Attapulгите dominante à la base, associée à l'illite au sommet Disparition progressive du gypse vers le sommet La palynoflore suggère un milieu chaud et humide malgré l'apparition d'éléments plus tempérés	Estéoule-Choux, 1967 Ollivier-Pierre, 1980 Borne <i>et al.</i> , 1991
Bassin de Laval	Argiles à montmorillonite riches en gastéropodes et en oogones de charophytes Milieu lacustre et marécageux	Durand <i>et al.</i> , 1973 Ollivier-Pierre, 1980
Bassin de Landéan	Alternance de sables, de graviers et d'argiles Présence d'argiles noires ligniteuses, à attapulгите et kaolinite, riches en gastéropodes de milieu lacustre Les espèces thermophiles indiquent un milieu chaud qui progressivement se rafraîchit (disparition des sapotacées)	Rey, 1959 Durand, 1960b Estéoule-Choux, 1967 Ollivier-Pierre, 1980
Bassin de Rennes De la base au sommet du Rupélien	1 - Argiles brunes, azoïques, finement litées, riches en matière organique ("Sapropels inférieurs") : milieu palustre 2 - Marnes et argiles grises, noires ou vertes très fossilifères à <i>Natica crassatina</i> 3 - Calcaires argileux à <i>Natica crassatina</i> et calcaires grossiers à Archiacines : passage d'un milieu hyposalin confiné à un domaine marin infralittoral 4 - Argiles noires à flore lacustre et à poissons d'eau douce ("Sapropels supérieurs") : milieu palustre Environnement chaud et humide avec tendance au rafraîchissement	Milon & Dangeard, 1920 Dangeard & Milon, 1922 Milon, 1936 Estéoule-Choux, 1967 Ollivier-Pierre, 1980 Ollivier-Pierre <i>et al.</i> , 1993 Sittler & Ollivier-Pierre, 1994
Guilers	Sables et graviers à niveaux argileux Milieux fluviatiles temporairement ennoyés par la mer (foraminifères) : paléorias entourées d'une végétation herbacée et arbustive Environnement chaud et humide avec rafraîchissement possible	Hallégouët <i>et al.</i> , 1976 Ollivier-Pierre, 1980
Anse de Toulven	Argiles noires (attribution stratigraphique incertaine)	Durand, 1960a
Bassin de Challans-Noirmoutier	Argiles vertes ou noires parfois sableuses à attapulгите et à illite : marais littoral	Borne, 1986

Tableau II-5 : localisation et nature des principaux affleurements de Rupélien reconnus sur la partie émergée du Massif armoricain (voir la figure II-12 pour la localisation des affleurements)

dans les zones basses. Ces aires subsidentes vont tout d'abord drainer les produits d'érosion issus du démantèlement de la couverture latéritique. La végétation buissonnante et la forêt palustre cernent les aires d'accumulation tandis que, vers l'intérieur, se développe une forêt à pinacées (Ollivier-Pierre, 1980). La transgression se poursuit et un régime marin côtier s'installe sur les bordures du Massif armoricain. Le maximum de la transgression est marqué par l'ennoyage du bassin de Rennes. Il se dépose alors une série marine de calcaires et de marnes, caractérisée par la présence d'attapulгите. A la fin du Rupélien, après le retrait de la mer, un nouveau régime lacustre s'installe dans la région de Rennes et, probablement, ailleurs sur le continent.

La rareté et la dispersion des données interdisent de tracer une limite paléogéographique pour la période considérée. Néanmoins, bien que le niveau marin au Rupélien ait été bas (Fig. II-13), la mer a envahi une partie du continent : le bâti armoricain a atteint une altitude suffisamment basse pour permettre cette transgression (Fig. II-13). A la fin du Rupélien, la mer a envahi la région de Quessoy par le nord, tandis qu'au sud, elle était aux portes de Rennes (Fig. II-12). Il semblerait même que le pli lithosphérique envisagé au Crétacé terminal soit en partie ou totalement résorbé (Thomas, 1999).

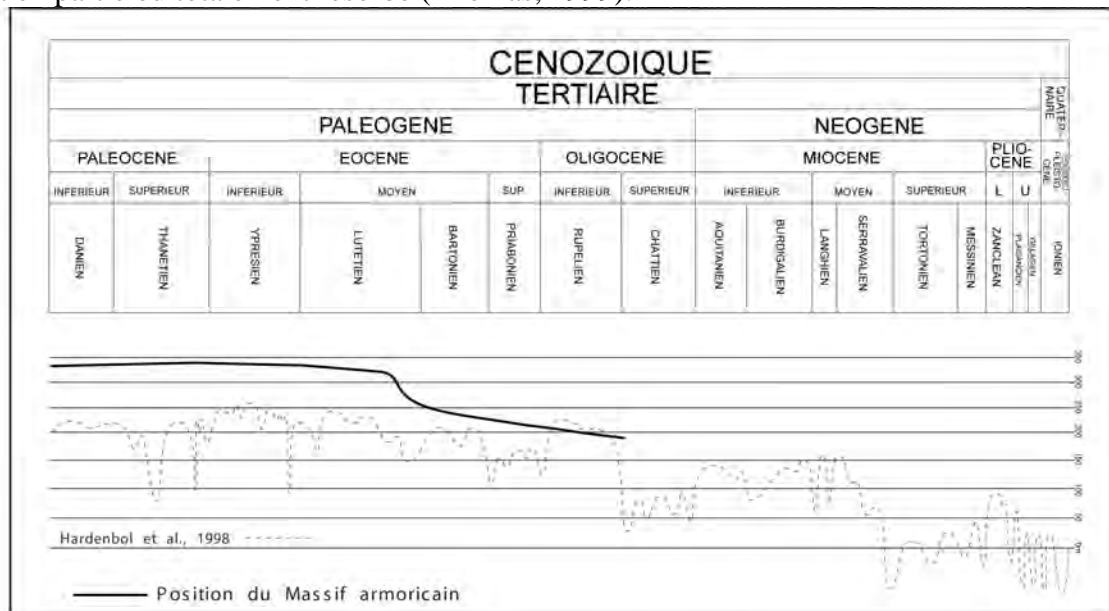


Figure II-13 : altitude minimale du Massif armoricain au Rupélien dans une région proche du centre Bretagne

II-C-4 Le Chattien

Le Chattien n'a pas encore été décrit sur la partie émergée du Massif armoricain. En mer, il n'est signalé que très localement sur le plateau continental sud armoricain et dans les approches occidentales de la Manche (Fig. II-12). En Manche et dans le golfe Normano-Breton, il n'a pas encore été caractérisé.

Dans le puits PENMA 1, le Chattien, en continuité avec le Rupélien, est constitué par des sables calcaires bioclastiques qui se seraient déposés sur une bordure littorale (Lucas, 1995). En baie de Concarneau, des échantillons de sables calcaires très fossilifères, à *Nummulites bouillei*, ont été rapportés à l'Oligocène supérieur (Delanoë *et al.*, 1976). Ces sables remblaient les vallées creusées à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène (Delanoë, 1988).

Dans les approches occidentales de la Manche, un seul échantillon trouvé à la base d'un forage réalisé dans la *Jones Formation* (boues calcaires bioturbées de plate-forme peu profonde) pourrait correspondre au Chattien (Evans & Hughes, 1984).

L'Oligocène supérieur apparaît comme une période de calme relatif du point de vue tectonique. Seuls quelques indices de déformation ont été enregistrés en baie de Concarneau où l'Eocène supérieur est plissé et recouvert en discordance par les sédiments de l'Oligocène supérieur (Delanoë, 1988). Ces déformations seraient liées à un mouvement décro-inverse sur la faille Kerforne (Delanoë, 1988).

II-D) MIOCÈNE-PLÉISTOCÈNE : REMONTÉE DU BÂTI ARMORICAIN EN RELATION AVEC UN FLAMBAGE LITHOSPHERIQUE

II-D-1 Le Miocène inférieur et moyen (Fig. II-14)

II-D-1-1 Le Miocène moyen à terre

Sur la partie continentale du Massif armoricain, les premiers sédiments qui recouvrent ceux du Rupélien appartiennent au Langhien-Serravalien, i.e. Helvétien (Miocène moyen) : il existe donc une lacune (d'érosion ou de sédimentation ?) entre le Rupélien et le Miocène moyen.

Les sédiments miocènes du Massif armoricain sont principalement préservés à l'est de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre. Ils sont essentiellement constitués de faluns qui sont assimilés à ceux de la Touraine et de l'Anjou, régions où ces faciès ont été les mieux décrits (Biagi, 1993).

Dans ces régions, l'Helvétien correspond à une association de marnes et de sables dans lesquels les coquilles et les coraux, entiers ou roulés, abondent (Lyell, 1864), les pectinidés étant les fossiles les plus nombreux et les mieux conservés (Picquenard, 1922). Classiquement, ces faluns prennent le nom de faluns d'Anjou. En Touraine, deux faciès ont été distingués (Dollfus, 1900a). Le premier, à caractère côtier, est formé par des sables grossiers à coquilles généralement roulées. Ce faciès, qui contient la faune typique des faluns du Blésois et de la Touraine, de Pontlevoy et de Manthelon, est appelé Pontilévien. Le second faciès, à caractère sublittoral, est constitué de débris de bryozoaires et de polypiers et possède un litage oblique très prononcé. Ce faciès est décrit sous le nom de Savignéen.

Les deux types de faciès définis en Touraine cohabitent sur le Massif armoricain où ils semblent se substituer à la fois dans l'espace et dans le temps (Durand, 1958c). Le Savignéen est connu dans tous les gisements Miocène du Massif armoricain, tandis que le Pontilévien est surtout présent dans les bassins du Quiou, de Tréfumel et de Dingé (Durand, 1965). D'autres faciès ont également été décrits dans le Miocène moyen du Massif armoricain. Il s'agit de faciès à *Lithothamnium*, d'argiles et marnes à bryozoaires et foraminifères, de boues à coccolithes et de dolomies, dans lesquelles des pollens de palmiers ont été signalés (Durand, 1958c, 1965). Ces pollens, ainsi que les autres organismes fossiles, suggèrent un environnement à caractère subtropical. Les principales aires d'accumulation sont les bassins de Lohéac, Feins, Dingé, Rennes et les bassins de la Rance moyenne comme ceux du Quiou, Saint-Juvat et Tréfumel. Les terrains miocènes de ces bassins ont fait l'objet de nombreuses publications qui sont parfaitement résumées dans la thèse de Durand (1960a).

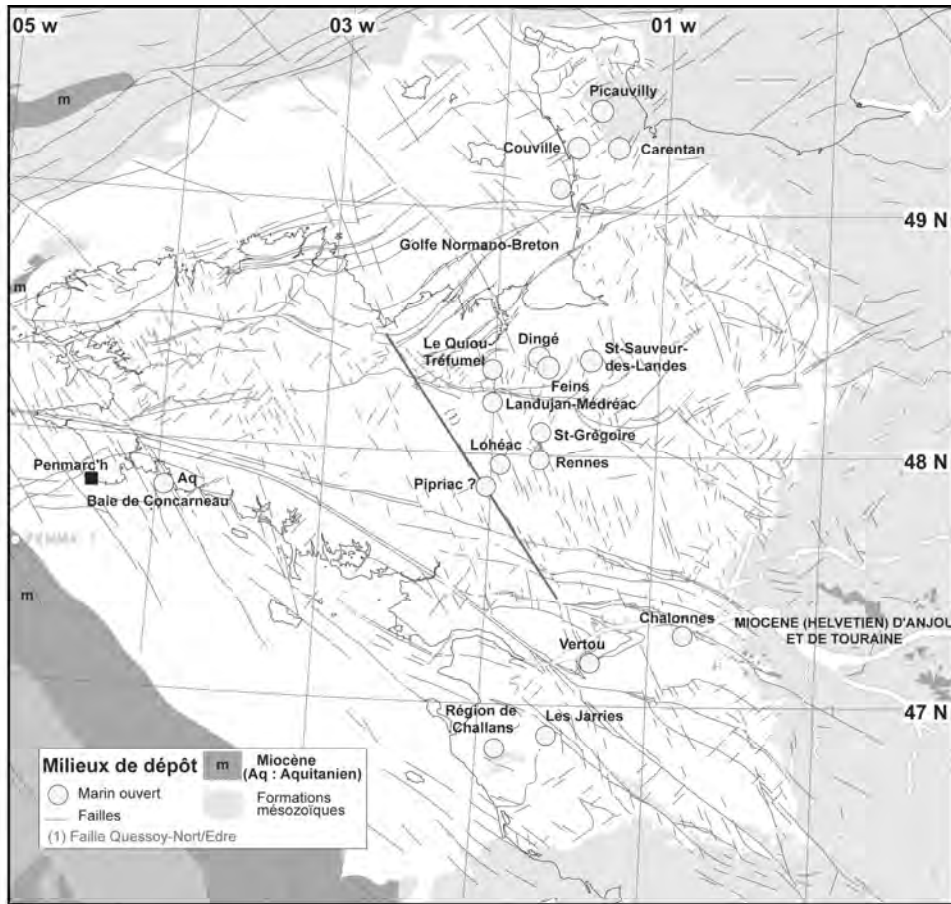


Figure II-14 : localisation et nature des principaux affleurements de Miocène inférieur et de Miocène moyen répertoriés sur le Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

II-D-1-2 Le Miocène inférieur et moyen en mer

Contrairement au domaine continental où il semble absent, le Miocène inférieur a été décrit en mer. Dans le bassin central des approches occidentales de la Manche, l'Aquitaniens est représenté par des marnes à *Globigerina ciperoensis*. Le Burdigalien supérieur et l'Helvétien inférieur sont caractérisés par des argiles très riches en microfaune planctonique (Andreieff *et al.*, 1970). Quelques échantillons prélevés au NW de la Bretagne ont également livré une faune typique du Miocène inférieur (Andreieff *et al.*, 1973). Ces échantillons sont constitués par des biomicrites et par des biosparites, parfois gréseuses, riches en grands foraminifères. Au nord de l'île d'Ouessant, des calcaires à bryozoaires contenant *Miogypsina* sont aussi attribués à l'Aquitaniens (Andreieff *et al.*, 1969). Dans le golfe Normano-Breton, des faluns identiques à ceux de l'Anjou, ont été décrits (Hommeril, 1967).

Sur le plateau continental sud armoricain, les premiers sédiments rapportés à l'Aquitaniens ont été découverts au sud de l'île de Sein (Andreieff *et al.*, 1968b). Ces sédiments sont caractérisés par *Miogypsinoïdes complanatus*, récolté dans des marnes calcaires et des calcaires blanchâtres pulvérulents, parfois dolomitiques. Les foraminifères contenus dans ces marnes et calcaires sont caractéristiques d'eaux chaudes. Dans le puits PENMA 1, l'Aquitaniens et le Miocène moyen correspondent à des boues calcaro-argileuses de plateforme externe (Lucas, 1995). En baie de Concarneau, l'Aquitaniens, peu épais, est constitué par des calcaires très riches en operculines (Delanoë *et al.*, 1976 ; Delanoë, 1988), comparables à

ceux trouvés à l'ouest de Penmarc'h (Bouysse & Horn, 1968). Vers le large, le Miocène (Helvétien) constitue une bande continue sur la bordure externe du plateau continental sud armoricain et sur le talus continental (Vaney *et al.*, 1972 ; Klingebiel *et al.*, 1970). Il s'agit essentiellement de calcaires jaunâtres (biomicrites), riches en macrofaune, et, parfois, de grès conglomératiques à intraclastes micritiques. La macrofaune indique un milieu subrécifal, assez profond, dans des eaux chaudes de type subtropical (Klingebiel *et al.*, 1968).

II-D-1-3 La déformation au Miocène inférieur et moyen

Sur la partie émergée du Massif armoricain, les déformations syn-sédimentaires d'origine tectonique semblent inexistantes et seules des subsidences localisées pourraient être envisagées (Thomas, 1999). En revanche, en mer, une période de déformation de moyenne longueur d'onde, qui a provoqué le basculement du plateau continental sud armoricain vers le sud, a été caractérisée (Lucas, 1995).

II-D-1-4 Reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales

La période comprise entre l'Oligocène supérieur et l'Helvétien (Langhien-Serravalien) est caractérisée par l'érosion de la majeure partie des dépôts et des altérations antérieurs (Thomas, 1999). Au Miocène moyen, la mer inonde la partie est du Massif armoricain. Un large golfe s'établit alors entre l'Anjou et la Normandie, golfe qui se prolonge vers l'ouest jusqu'à Rennes et Dinan (Durand, 1965). Les témoins de ce golfe sont actuellement localisés dans un réseau de paléovallées, en partie préservé grâce à des effondrements postérieurs aux dépôts (Thomas, 1999). La faune des faluns suggère un environnement chaud et semi-aride. Le retrait de la mer à la fin du Miocène moyen annonce la régression majeure du début du Tortonien. La comparaison entre l'altitude actuelle des dépôts et le niveau marin correspondant à leur mise en place montre que la position du bâti armoricain n'avait pas encore atteint son niveau actuel et qu'il était situé à une altitude supérieure (Thomas, 1999 ; Fig. II-15).

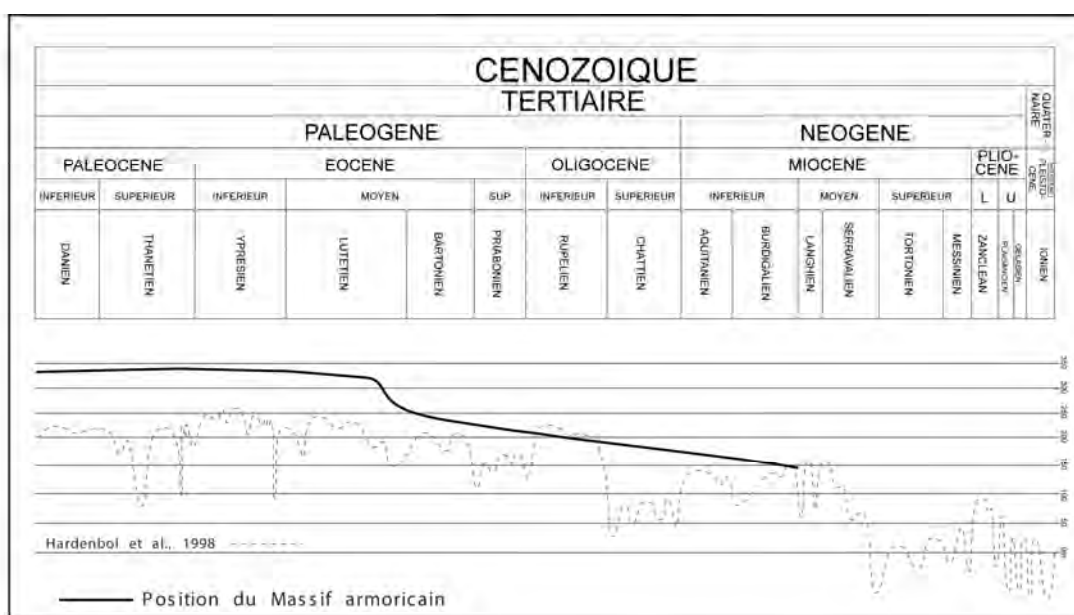


Figure II-15 : altitude minimale du Massif armoricain au Miocène inférieur-moyen dans une région proche du centre Bretagne

II-D-2 Le Mio-Pliocène

II-D-2-1 Calage stratigraphique et problème du Redonien

Les sédiments mio-pliocènes du Massif armoricain occupent essentiellement les régions situées à l'est de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre et au sud du Cisaillement Sud Armoricain (Fig. II-16). Ils sont principalement constitués de sables, de graviers et d'argiles, le plus souvent azoïques. Localement, la base de ces dépôts contient de nombreuses coquilles. Très tôt, Vasseur (1881) différencie ce faciès coquillier des faluns helvétiques et parle de faluns de Basse-Loire qui sont moins calcaires et souvent constitués de débris coquilliers mélangés à une argile jaune très sableuse. Il place ces dépôts dans le Miocène supérieur. La découverte d'un nouveau gisement coquillier près de Rennes conduit Dollfus (1900a) à créer l'étage "Redonien". Le stratotype de ce nouvel étage est constitué de sables marins bioclastiques qui possèdent une faune particulière (Dollfus, 1900b) et qui sont "les débris d'une vaste formation, très morcelée aujourd'hui, mais méritant par tous ces critères la création d'un étage spécial auquel le nom de Redonien, du nom latin de Rennes, conviendrait parfaitement" (Dollfus, 1900a). Comme Vasseur (1881), Dollfus (1900a) place le Redonien dans le Miocène supérieur. Très vite, l'ensemble des dépôts argilo-sableux mio-pliocènes a été rapporté au Redonien qui, finalement, est apparu sous trois faciès : des sables bioclastiques marins (stratotype près de Rennes, Dollfus, 1900a), des sables azoïques blancs à rouges, riches en glauconie ("Sables Rouges", Milon, 1929) et des argiles riches en pollens (Dollfus, 1930). Ces trois faciès sont localement superposés et limités par des surfaces d'érosion. A Apigné (localité à proximité de Rennes), où le Redonien a été défini, les sables marins bioclastiques recourent les faluns helvétiques (Kerforne, 1903). Ils sont eux-mêmes érodés par les "Sables Rouges" (Berthois, 1946). A Saint-Jean-la-Poterie, les argiles à pollens reposent sur les "Sables Rouges" par l'intermédiaire d'une surface d'érosion (Herpin, 1910 ; Fourniguet *et al.*, 1989).

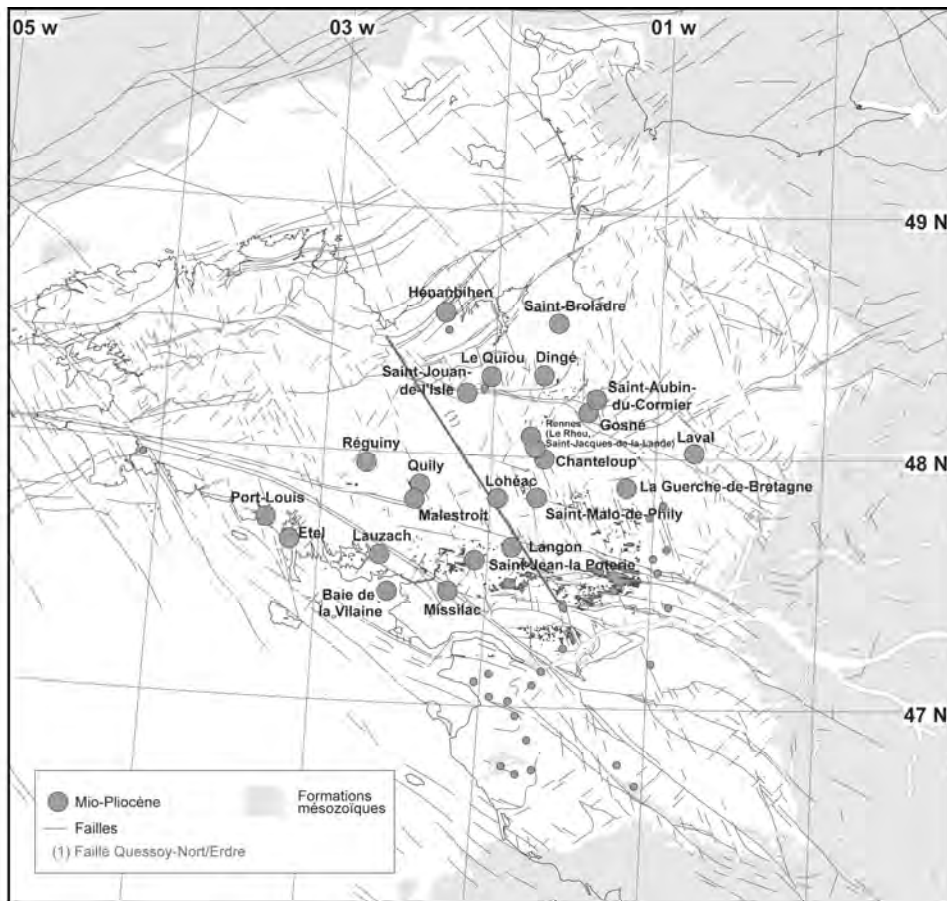


Figure II-16 : localisation des principaux affleurements de Mio-Pliocène répertoriés sur le Massif armoricain

L'âge des "Sables Rouges" a été sujet à de nombreuses discussions. Après avoir été placés dans le Pliocène (Vasseur, 1881), puis dans le Miocène supérieur (Dollfus, 1900a), ils ont finalement été placés dans le Pliocène, tout comme le Redonien (Ferronière, 1910 ; Denizot, 1921 ; Buge, 1957 ; Margerel, 1968 ; Lauriat-Rage, 1981 ; Cavelier, 1989).

Les argiles à pollens de Saint-Jean-la-Poterie, qui recouvrent les "Sables Rouges", sont datées du Reuvérien (Fourniguet *et al.*, 1989). Récemment, de nouvelles méthodes de datation ont été utilisées pour dater les formations sableuses pauvres en fossiles : méthode dite de l'Electron Spin Resonance (ESR, Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 ; Mercier & Brulhet, 2000) et méthodes isotopiques (Mercier & Brulhet, 2000). Deux approches géochimiques ont été utilisées : calcul du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ réalisé sur des bivalves et sur des foraminifères benthiques et calcul de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$). Les deux méthodes ont montré que l'âge des faciès redoniens est situé entre le Miocène supérieur et le Pléistocène inférieur et que les relations entre les différents faciès sont plus complexes qu'une simple superposition. Deux groupes d'âges ont été obtenus à partir des méthodes ESR, le premier entre 8 et 7 Ma et le second entre 3.5 et 3 Ma (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 ; Mercier & Brulhet, 2000). Ces âges montrent que le Redonien n'est ni un étage ni une succession de faciès. Ce terme, même s'il a été banni du vocabulaire, est pourtant toujours utilisé aujourd'hui pour désigner un cadre stratigraphique. Il serait néanmoins plus judicieux de l'utiliser dans son sens originel, c'est-à-dire pour désigner le faciès particulier décrit par Dollfus (1900a), tout en précisant que ce terme n'a aucune signification stratigraphique.

II-D-2-2 Origine des sables mio-pliocènes

Les faciès coquilliers, identifiés à la base des dépôts mio-pliocènes, ont été très tôt attribués à des dépôts marins (Vasseur, 1881 ; Dollfus, 1900a, 1900b). La présence de glauconie et la perforation du substratum par des organismes marins (pholades) à la base de certaines accumulations sableuses ont conduit certains auteurs à attribuer aux "Sables Rouges" une origine marine (Milon, 1929 ; Milon & Lucas, 1933 ; Milon, 1937). Ces sables se seraient déposés durant une transgression marine (Milon, 1929) qui aurait envahi le Massif armoricain à partir du sud, et qui serait remontée le long des vallées de la Loire et de la Vilaine (Margérel, 1968). Les premiers sédiments déposés seraient les faciès coquilliers de base, tandis que les "Sables Rouges" se seraient mis en place au maximum transgressif (Milon, 1929). L'étude paléocéologique des microfossiles contenus dans les argiles reuvériennes de Saint-Jean-la-Poterie suggère également une origine marine (Chauvel, 1956 ; Fourniguet *et al.*, 1989). Une source marine est également proposée pour la plupart des sédiments reuvériens jalonnant le pourtour du Massif armoricain (Morzadec-Kerfourn, 1975, 1982 ; Clet-Pellerin & Morzadec-Kerfourn, 1985 ; Garcin *et al.*, 1997 ; Baize, 1998 ; Dugué *et al.*, 2000).

Récemment, des études sédimentologiques et stratigraphiques menées à Réguiny, ont montré que les "Sables Rouges" avaient une origine principalement fluviatile avec des milieux de dépôts tels que des rivières en tresse et des rivières faiblement sinueuses (Guillocheau *et al.*, 1998 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998). Les faciès marins ne sont représentés que par des milieux estuariens internes. Ces sables auraient comblé un réseau de paléovallées fluviales (paléorias) pendant deux périodes de remontée du niveau de base, le dernier maximum transgressif correspondant aux dépôts reuvériens. Ces auteurs montrent également que la présence de glauconie n'est pas systématique dans les "Sables Rouges" et que celle-ci pourrait provenir du remaniement de dépôts antérieurs.

En mer, le Mio-Pliocène, au-delà de l'isobathe 130 m, forme un prisme progradant en contact érosif sur les sédiments miocènes (Vanney *et al.*, 1972). Ce prisme peut se subdiviser en deux ensembles : un ensemble inférieur à vergence NE et un ensemble supérieur à vergence SW. Le changement de vergence pourrait correspondre au basculement vers le Sud de l'ensemble du plateau continental sud armoricain proposé par Lucas (1995). En baie de Vilaine, une unité sismique chaotique a récemment été signalée et rapportée à un dépôt fluvio-marin pliocène en partie déformé (Proust *et al.*, 2001).

Sur le Massif armoricain, le Mio-Pliocène est caractérisé par une transgression marine qui a ennoyé les paléovallées fluviales (paléorias) à partir du sud et qui est remontée jusqu'à Rennes où des milieux estuariens se sont individualisés. Sur le reste du continent, la dynamique fluviatile s'est poursuivie. Puis, probablement à cause d'évènements tectoniques encore mal contraints, associés au bas niveau messinien, une nouvelle chute du niveau marin est enregistrée. Suite à cette période de transit/érosion, la mer remonte pour atteindre un maximum transgressif vers 2.7-2.4 Ma (Reuvérien) avec le dépôt d'argiles noires. Les variations climatiques de la fin du Plaisancien et du Reuvérien ne semblent pas enregistrées. Les données paléontologiques montrent que le climat mio-pliocène, d'abord subtropical humide, se rafraîchit progressivement jusqu'au début du Quaternaire (Lauriat-Rage *et al.*, 1993).

Les études récentes, menées à Réguiny (Guillocheau *et al.*, 1998), indiquent la coexistence de milieux fluviaux et de milieux estuariens dans les sédiments mio-pliocènes et

suggèrent une paléogéographie plus complexe que celle qui était proposée jusqu'alors. L'ensemble des dépôts mio-pliocènes du Massif armoricain ne se serait pas mis en place au cours d'un épisode transgressif unique pendant lequel la paléogéographie régionale semblait facile à concevoir. La paléogéographie mio-pliocène du Massif armoricain est donc mal connue et sera probablement difficile à caractériser à cause de la dynamique fluviale.

L'importance du volume sédimentaire mis en jeu durant le Mio-Pliocène pourrait traduire un rajeunissement des reliefs suite à des mouvements tectoniques qui restent à définir. En mer ces déformations se traduiraient par le basculement du plateau continental sud armoricain.

Au Pliocène, pour Thomas (1999), le Massif armoricain a atteint l'altitude la plus basse qu'il aura connu durant tout le Tertiaire : environ 80 m. A Réguiny, les sables mio-pliocènes sommitaux se seraient déposés dans des environnements estuariens au moment de l'inondation marine plaisancienne (Guillocheau *et al.*, 1998). Pour que la mer atteigne la région de Réguiny au Plaisancien, l'altitude minimale du Massif armoricain devait être inférieure à celle proposée par Thomas (1999) et de l'ordre de 60 m (Fig. II-17).

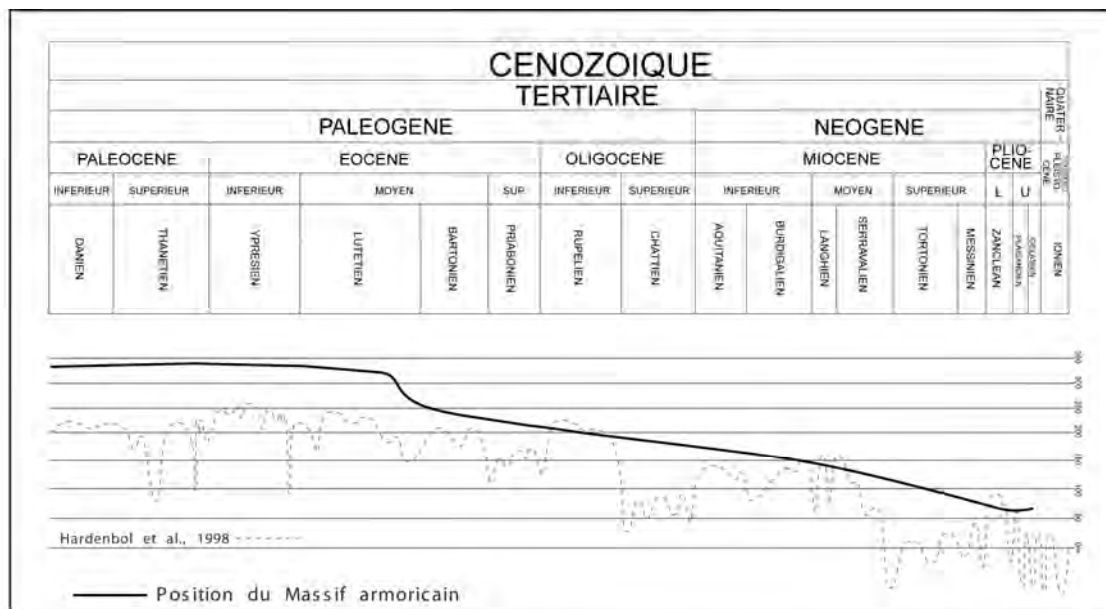


Figure II-17 : altitude minimale du Massif armoricain au Mio-Pliocène dans une région proche du centre Bretagne

II-D-3 Le Pléistocène

II-D-3-1 Localisation et nature des dépôts

Le Pléistocène inférieur du Massif armoricain est très mal caractérisé. L'évolution du domaine durant cette période est par conséquent difficilement appréciable. Les seuls témoins sédimentaires caractérisant le Pléistocène inférieur sont essentiellement concentrés en Normandie et plus précisément dans le Cotentin. Les études récentes menées dans cette région ont montré que le Pléistocène était caractérisé par le passage de milieux estuariens à des systèmes fluviaux en tresse évoluant vers des systèmes méandriformes (Dugué *et al.*, 1997 ;

Baize, 1998 ; Baize *et al.*, 1998 ; Dugué *et al.*, 2000). Une reconstitution paléogéographique a même été proposée pour la mise en place des systèmes en tresse dans le Centre Cotentin (Baize *et al.*, 1998).

Les coulées de solifluxion, les loess, les évidences de cryoturbation et les coins de glace présents dans le nord du Massif armoricain indiquent que celui-ci était sous contrôle périglaciaire pendant le Pléistocène (Milon & Dangeard, 1928 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Lautridou, 1985 ; Hallégouët & Van Vliet-Lanoë, 1989 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995 ; Van Vliet-Lanoë, 1996). Vers le sud, ces formations tendent à disparaître, même s'il semble qu'un pergélisol ait recouvert l'ensemble du Massif armoricain durant la dernière glaciation (Van Vliet-Lanoë, 1996). En dehors des domaines littoraux, les formations périglaciaires du Massif armoricain sont très mal décrites et seuls les auteurs des cartes géologiques les ont signalées. Ils s'agit essentiellement de dépôts conglomératiques gravitaires (heads), de loess et de terrasses emboîtées et/ou étagées. Dans la zone littorale, la littérature concernant les niveaux périglaciaires est beaucoup plus importante que celle qui est disponible pour la Bretagne intérieure. Malgré quelques controverses, les auteurs s'attachent actuellement à caractériser les périodes de hauts niveaux marins sachant que les sédiments ont enregistré les oscillations climatiques.

II-D-3-2 Origine des réseaux fluviaux actuels et déformation active contemporaine

Les études géomorphologiques récentes ont montré que le réseau fluvial actuel du Massif armoricain s'est mis en place au cours du Pléistocène moyen, vers 0.7-0.5 Ma (Bonnet, 1998). L'incision de ce réseau de vallées s'accompagne de la formation de terrasses dont la plus haute a permis de caractériser l'âge de début du creusement (Bonnet, 1998). L'étude des directions d'écoulement du réseau pliocène et du réseau quaternaire montre que le réseau actuel est sécant par rapport au réseau mio-pliocène (Bonnet, 1998).

Parallèlement à l'installation du réseau de vallées actuelles, le Massif armoricain bascule vers le sud avec des vitesses de surrection croissantes du SE vers le NE (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000). Ce basculement, guidé par le rejeu d'accidents hercyniens, serait provoqué par un flambage lithosphérique en réponse à une compression orientée N160 (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000). Un affleurement remarquable, situé au niveau de l'embouchure de la Vilaine (plage de la Mine d'Or à Pénestin, 56), témoigne de l'activité tectonique régnant durant le Pléistocène (Chapitre V, Annexe V-1). Ces déformations sont également mises en relation avec une direction de raccourcissement globalement NNW-SSE. Les mêmes faciès sont représentés en mer, au large de l'estuaire de la Vilaine, où l'étude de profils sismiques à très haute résolution suggère la même évolution (Menier, 1999 ; Proust *et al.*, 2001). De nouvelles données de sismique à très haute résolution, récemment acquises dans la baie de Concarneau, montrent l'existence d'un cortège transgressif quaternaire préservé dans un réseau de paléovallées (Loget, 2001). Cet enregistrement sédimentaire, différent de celui de la baie de Vilaine, serait le résultat d'un jeu normal "en ciseau" du cisaillement sud armoricain s'ajoutant au basculement général vers le sud (Loget, 2001). Vers le large, les sédiments quaternaires sont essentiellement préservés sur la bordure externe du plateau continental sous la forme d'un prisme sédimentaire (Vannev *et al.*, 1972).

Par ailleurs, il semblerait que les rivières pléistocènes aient été très mobiles durant le Quaternaire, avant d'acquies leur configuration actuelle (Tourenq & Pomerol, 1995 ; Lautridou *et al.*, 1999 ; Lericolais, 2001 ; Brault *et al.*, 2001 ; Loget, 2001).

Le Pléistocène est donc caractérisé sur le Massif armoricain par l'installation du réseau de rivières actuelles en régime périglaciaire. La mise en place et l'évolution de ces rivières sont contrôlées par un flambage lithosphérique à grand rayon de courbure, lié à la compression alpine qui provoque la surrection du bâti armoricain ; après l'inondation fini-pliocène, le Massif armoricain remonte pour atteindre son altitude actuelle (Fig. II-18). Les valeurs de surrection proposées par Bonnet (1998), à partir de l'étude de l'incision des vallées, semblent confirmées par l'étude des sédiments mio-pliocènes (Chapitre V). Parallèlement à cette surrection, les vallées actuelles s'individualisent (Bonnet, 1998).

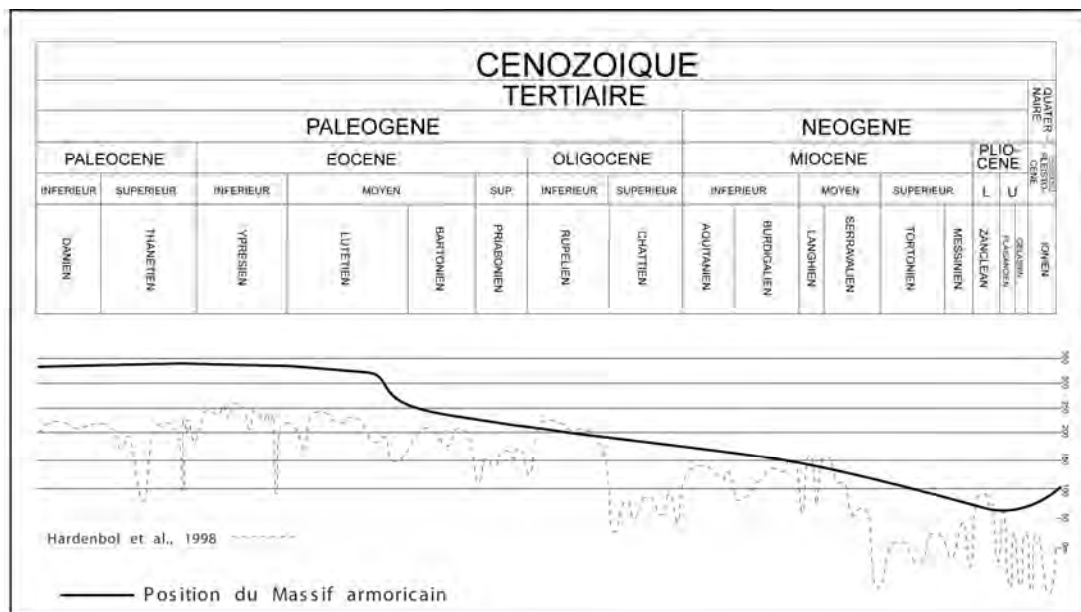


Figure II-18 : altitude minimale du Massif armoricain au Pléistocène dans une région proche du centre Bretagne

II-E) CONCLUSIONS

L'histoire géodynamique du Massif armoricain depuis le début du Tertiaire peut se résumer en quatre grandes étapes (Fig. II-19) :

- **de la fin du Crétacé au Lutétien**, le Massif armoricain est sous l'influence d'un antiforme lithosphérique de grande longueur d'onde. La surrection du Massif armoricain provoquée par cet antiforme se poursuit jusqu'au Lutétien supérieur où il semble que la tendance s'inverse. Pendant toute cette période, les parties émergées du Massif armoricain sont soumises à des environnements chauds et humides. D'importants profils d'altération latéritiques se développent sur les surfaces émergées aux reliefs peu prononcés ;
- **du Bartonien au Rupélien**, le Massif armoricain subside. Le début de l'inversion de tendance surrection/subsidence est marqué par le développement de silicifications dans les secteurs restés émergés. Au Rupélien, le Massif armoricain est, en partie, ennoyé par la mer ;
- **du Chattien au Mio-Pliocène**, des transgressions marines successives ennoient les parties les plus basses du Massif armoricain avec dépôt des faluns au Miocène moyen. Au

Pliocène, le Massif armoricain atteint son altitude la plus basse de tout le Tertiaire. Des systèmes fluviaux parcourent les terrains émergés avant d'être en partie envahis par la mer pendant deux périodes d'inondation maximale ;

- **au Pléistocène**, le Massif armoricain remonte. Des réseaux fluviaux, indépendants des réseaux mio-pliocènes, font leur apparition : les rivières actuelles prennent naissance sous des climats péglaciaires.

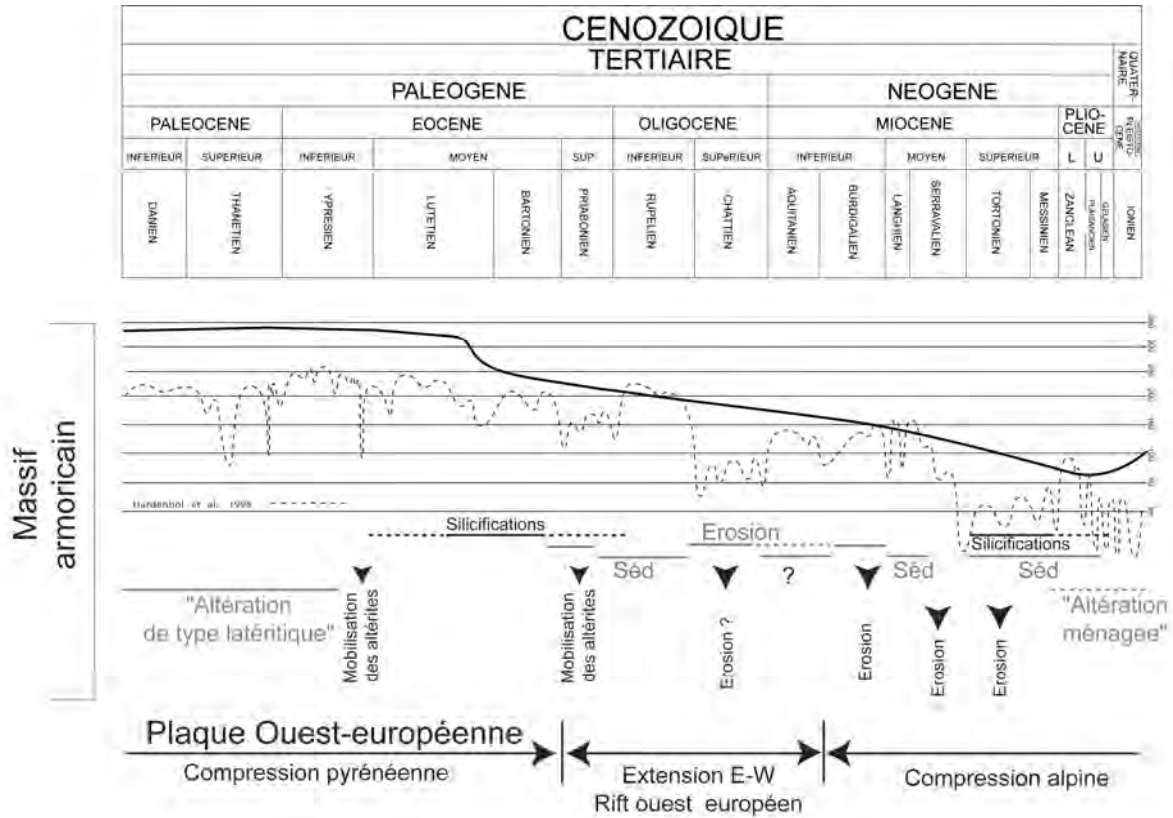


Figure II-19 : évolution de l'altitude du Massif armoricain depuis le Crétacé. Corrélations, à l'échelle régionale, avec son histoire tectono-sédimentaire et, à l'échelle européenne, avec l'histoire géodynamique de la plaque Ouest-européenne (modifié d'après Thomas, non publié)

Le Massif armoricain a donc été soumis à des régimes de contraintes variables durant tout le Tertiaire et le Quaternaire. Ces contraintes ont provoqué des déformations qui ont modifié la répartition originelle des dépôts sédimentaires et des altérites dans lesquelles se rencontrent aujourd'hui, en dehors des réseaux de fractures, une partie des réserves d'eau superficielle.

Après avoir mis en évidence les déformations tertiaires et quaternaires du Massif armoricain et les modifications qu'elles ont apportées à la distribution des aquifères potentiels, il est maintenant nécessaire de préciser l'origine, la nature et la géométrie des roches contenant une partie des réserves en eau superficielle (ces trois paramètres étant actuellement très peu documentés), ce qui fera l'objet des chapitres III, IV et V.

CHAPITRE III

LES ALTERITES DU MASSIF ARMORICAIN

"Il me fallait longer de petits bois taillis appelés Cerclières dans le pays, sans doute à cause de l'usage qu'on fait du jeune bois qu'on y coupe à l'aide de la serpe ou du faucillon, mais en laissant sur les souches et sans plus de souci de redoutables bouts de baliveaux en becs de flûte qui rendent sinon inaccessibles, du moins fort dangereuses, les éclaircies ainsi faites dans les cerclières. Avec des précautions infinies et muni de fortes guêtres, aussi bien contre les vipères que contre ces dards aigus tout aussi perfides, je m'aventurai dans l'une d'elles où je venais d'apercevoir de nombreux et importants blocs de roches irrégulièrement, mais partout, distribués dans cette partie de taillis. /.../ J'y reconnus sans hésitation les grès très siliceux que j'avais eu l'occasion de voir dans le temps, particulièrement à la lande dite "du Gras", commune de Meslin, près de Lamballe, et que M. Barrois crut devoir rapporter aux grès à Sabals de l'Anjou."

Bézier, 1920

Les grès dits à Sabals reconnus à Saint-Hélen (Côtes-du-Nord). Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 1, (4), 46-56

CHAPITRE III - LES ALTERITES DU MASSIF ARMORICAIN

Le Massif armoricain est en grande partie recouvert par des formations meubles issues de l'altération du substratum sous-jacent : les altérites. Ces formations superficielles, qui se développent sur tous les types de substrat, ont fait l'objet de nombreuses études (Milon, 1932 ; Durand, 1960a ; Estéoule-Choux, 1966, 1967...) dont le but était de préciser leur composition et leurs conditions de formation (assemblages minéralogiques, processus, climats, topographie...). Ces études sont restées ponctuelles et n'ont pas conduit à une synthèse régionale.

L'examen détaillé des travaux et des documents publiés par Tardy & Roquin (1998) montrent que les altérites se développent essentiellement dans les zones de plateaux, c'est-à-dire dans les régions où les pentes sont suffisamment faibles pour permettre à l'eau de s'infiltrer (Wyns & Guillocheau, 1999). Les altérites sont, de ce fait, des marqueurs paléoenvironnementaux originaux, à partir desquels la compréhension de l'évolution tectonique et géomorphologique tertiaire du Massif armoricain peut être envisagée.

La rareté des documents cartographiques où figurent les altérites est un frein majeur pour la compréhension des relations entre la tectonique récente et la répartition des zones altérées. Des études, menées dans le Maine et en Normandie (Vérague, 1996 ; Quesnel, 1997), soulignent l'importance des documents cartographiques de ce type dans la compréhension de problèmes aussi bien scientifiques qu'économiques.

L'étude des altérites du Massif armoricain présentée ici a permis (1) de réaliser une cartographie régionale de la répartition de ces altérites dans une région du Massif armoricain où celles-ci n'ont pas encore été cartographiées (Landes du Mené), (2) de tester l'utilisation des données cartographiques pour l'identification des accidents majeurs des secteurs de socle sans sédiment tertiaire (3) de proposer un modèle d'évolution paléotopographique de ce secteur à partir de l'analyse de la carte, et (4) de comprendre leur géométrie.

III-A ORIGINE ET GEOMETRIE 2D DES ALTERITES DU MASSIF ARMORICAIN

III-A-1 Nature des altérites du Massif armoricain

Sur le Massif armoricain, deux grands types d'altération ont classiquement été reconnus : des altérations dites supergènes, i.e. en relation avec le climat et le relief (Fig. III-1), et des altérations dites hydrothermales, i.e. en relation avec les fractures profondes où circulent les fluides de moyenne ou haute température. Les altérations supergènes constituent de vastes revêtements dont l'épaisseur peut atteindre 40 m. A l'inverse, les altérations hydrothermales occupent des aires plus restreintes le long de failles majeures. Ces phénomènes d'altération hydrothermale sont liés à la circulation de solutions plus ou moins chaudes le long des failles (Nicolas, 1956 ; Charoy, 1975). L'analyse des roches issues de ce type d'altération sort largement du cadre de cette étude. D'autre part, certaines études ont montré qu'une partie des altérations qui étaient attribuées à l'hydrothermalisme étaient en réalité d'origine supergène (Bellion, 1979 ; Estéoule-Choux, 1981 ; Vallet, 1993). Une étude géochimique récente, menée sur les isotopes stables (O, H) de la kaolinite, a permis de conclure que la kaolinisation qui a

affecté les roches du Massif armoricain, a, pour l'essentiel, une origine supergène (Boulvais *et al.*, 2000).

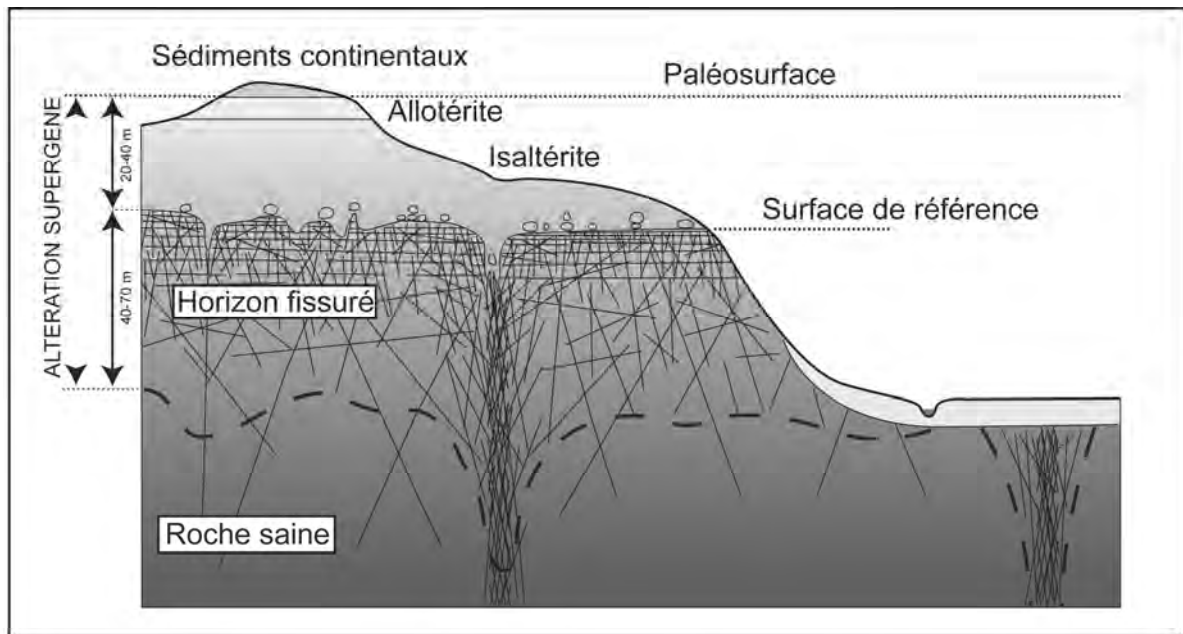


Figure III-1 : modèle conceptuel de répartition des altérations supergènes en domaine granitique (modifié d'après Wyns, inédit)

Ici, seules les altérites qui ont une répartition géographique régionale et des conséquences directes sur la circulation des eaux seront traitées à partir de leur cartographie, dans un secteur où elles n'ont pas encore été étudiées de manière détaillée : les Landes du Mené.

Classiquement, sur le Massif armoricain, deux grands types d'altération supergènes ont été décrits : des altérations latéritiques intenses, qui ont transformé les roches sur des épaisseurs pouvant atteindre 40 à 50 mètres, et des altérations ménagées, qui n'ont affecté les roches que sur quelques mètres (Choux, 1961a ; Estéoule-Choux, 1966, 1967, 1968b, 1983). Les altérations latéritiques ont donné naissance à de la kaolinite tandis que les altérations ménagées ont essentiellement fourni des smectites, des vermiculites et des chlorites, la kaolinite n'étant présente que sous la forme de traces (Estéoule-Choux, 1968b). Ces altérations ménagées sont les plus étendues et posent un problème quant à leur âge.

La signification des altérations ménagées reste encore incertaine : s'agit-il de la base d'anciens profils d'altération latéritique dont le sommet a été décapé par l'érosion ou s'agit-il d'altérations produites sous des conditions non latéritisantes ? Pour Estéoule-Choux, (1966, 1968b), il semble vraisemblable que ces altérations ménagées se sont développées sous les climats tempérés moins agressifs du Plio-Quaternaire. Sur les roches grenues, elles ont donné naissance à des arènes sableuses, tandis que sur les roches sédimentaires à grain fin, elles ont donné des argiles. Dans les deux cas la texture et la structure de la roche sont conservées, comme à la base des profils latéritiques. Ces similitudes font que ces altérations ménagées peuvent être confondues avec la base de profils latéritiques.

Dans le cadre d'études géomorphologiques, le problème posé par ces altérations est double : quelle est leur origine (altération latéritique en climat chaud et humide ou altération moins poussée en climat tempéré) et par conséquent quel est leur âge ? La réponse à ces deux

questions étant primordiales pour reconstituer les paléogéographies, il est impossible, dans l'état actuel de nos connaissances, d'utiliser ces altérations ménagées en tant que marqueurs de la déformation.

III-A-2 Modalités de formation d'un profil latéritique

Depuis les travaux d'Estéoule-Choux (1966, 1967), il est admis que les altérites les plus évoluées du Massif armoricain sont en grande partie d'origine latéritique. Ces latéritisations, qui ont ameubli et transformé la roche-mère parfois sur de grandes épaisseurs (environ 90 m), sont connues sous le sobriquet de "Maladie Tertiaire", terme défini par Milon (1932).

Les latérites correspondent à tous les matériaux meubles ou indurés, issus de l'altération météorique, quelles que soient leur couleur et leur structure, constitués de kaolinite, d'oxydes et d'hydroxydes de fer ou d'aluminium, et de matériaux primaires résistants, tels que le quartz (Millot *et al.*, 1976 ; Boulangé *et al.*, 1993 ; Tardy, 1993a ; Tardy *et al.*, 1995). L'eau, principal agent de l'altération, agit par ses éléments propres (H_2O , H^+ , OH^-) et par les éléments dissous qu'elle contient. Au cours de l'altération, Na, Ca, K, et Mg sont évacués par lessivage. L'aluminium, pratiquement insoluble et évacué très lentement, reste pour la majeure partie en place. Il entre ainsi dans la composition des minéraux néoformés où il s'associe à la silice résiduelle. C'est d'ailleurs la dynamique de la silice qui règle la distribution des minéraux néoformés (Tardy, 1968). L'évacuation des ions solubles entraîne un enrichissement différentiel en Al qui se combine à la silice disponible pour donner de la kaolinite (Tardy, 1968 ; Pédro, 1993). Quand la silice est épuisée, la kaolinite est détruite à son tour et peu donner de la gibbsite : c'est le domaine de l'allitisation, i.e. de la bauxitisation (Tardy, 1968 ; Pédro, 1993). Quand la silice subsiste, c'est la valeur du rapport SiO_2/Al_2O_3 qui indique le type d'altération (Tardy, 1968 ; Pédro, 1993) :

- si $SiO_2/Al_2O_3 = 2$, c'est le domaine de la monosiallisation, i.e. latérisation, où la kaolinite s'individualise ;
- si $SiO_2/Al_2O_3 > 2$, c'est le domaine de la bisiallisation où la montmorillonite domine.

En dehors des altérations ménagées, la prédominance de la kaolinite dans les altérites du Massif armoricain (Choux, 1961a) suggère des conditions de monosiallisation, c'est-à-dire de latérisation.

III-A-3 Géométrie 2D des profils latéritiques du Massif armoricain (Fig. III-2)

Sur le Massif armoricain, les observations de terrain et les études géophysiques menées sur les roches altérées (BRGM, 1999 ; Wyns, 1996a) montrent que, schématiquement, les profils d'altération comprennent, de bas en haut, quatre termes :

- **une zone fissurée**, au-dessus de la roche saine, marquée par une fracturation horizontale importante qui décroît vers le bas, essentiellement visible dans les roches isotropes (granite). Celle-ci provient de l'éclatement de la roche sous

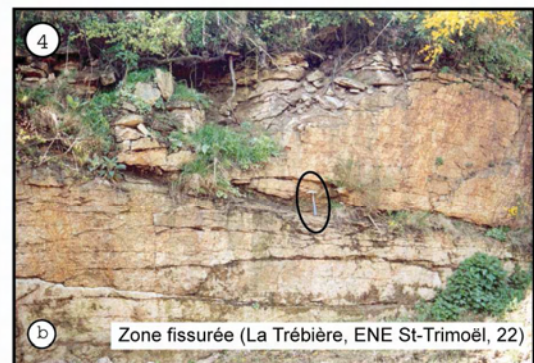
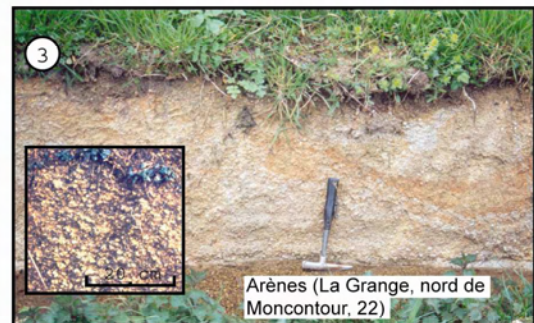
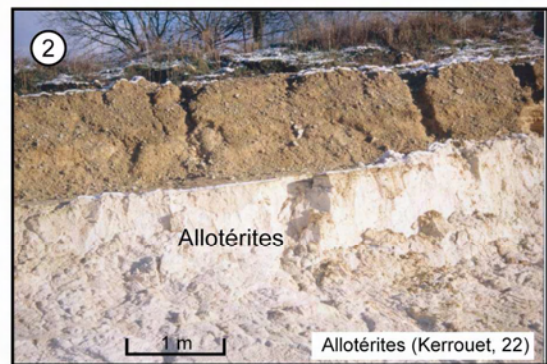
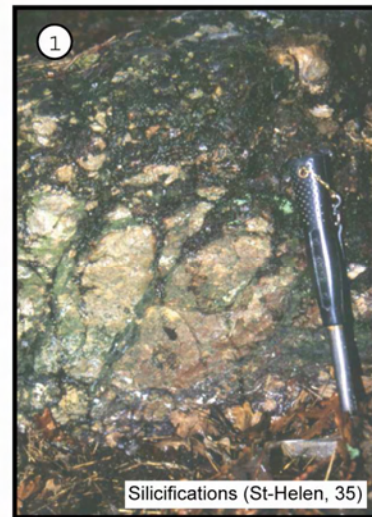
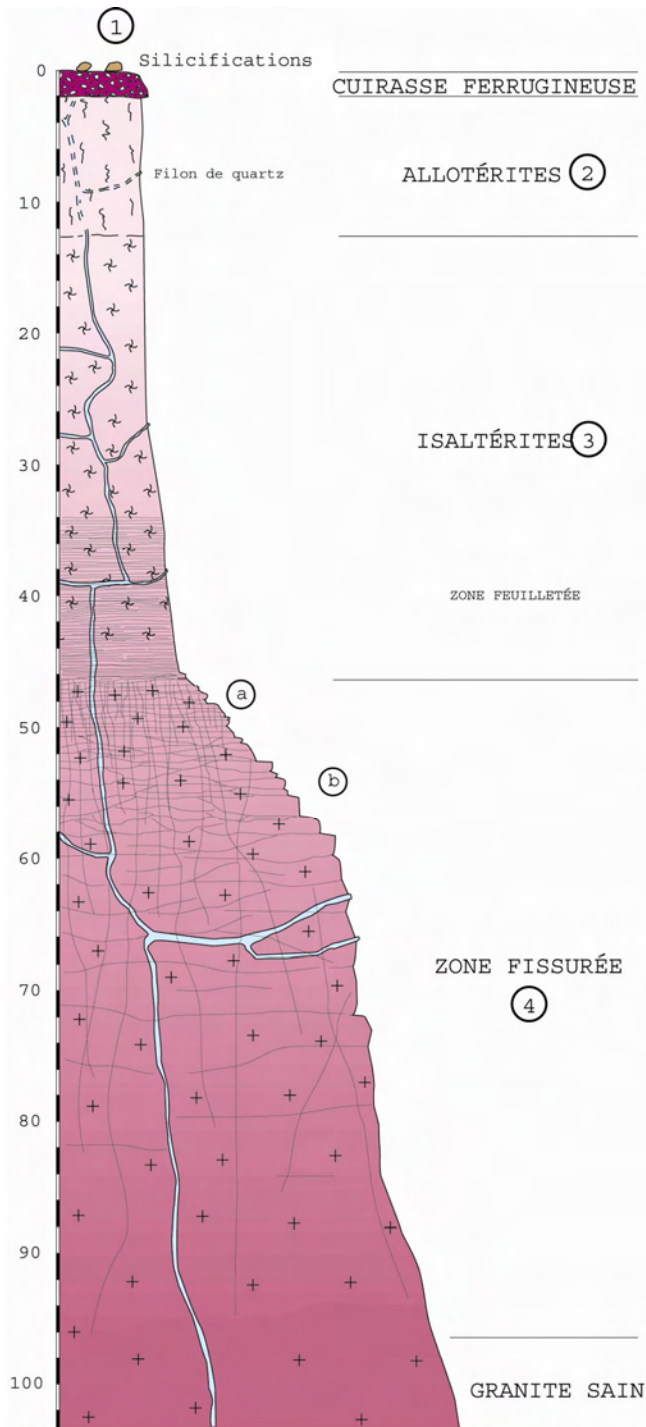


Figure III-2 : modèle de profil d'altération supergène en domaine granitique

l'effet des contraintes produites par les changements de phase des minéraux (hydratation des minéraux ferro-magnésiens avec augmentation de volume et oxydation des sulfures). L'épaisseur de la zone fissurée peut atteindre 70 mètres ;

- **les isaltérites** où la structure de la roche-mère est conservée (altérite isovolumique) et où les éléments dissous sont remplacés par des vides. Dans les domaines schisteux, bien que très poreuses, les isaltérites sont imperméables car elles sont constituées d'argiles silteuses. A l'inverse, en domaine granitique, elles constituent une arène sableuse qui est plus perméable. La base des arènes présente un débit parallèle subhorizontal qui leur donne un aspect feuilleté (arène "feuilletée"). L'épaisseur des isaltérites peut atteindre quelques dizaines de mètres tandis que l'arène "feuilletée" a une épaisseur d'environ 15 mètres (Wyns, com. pers.) ;

- **les allotérites** qui se distinguent par la disparition de la structure de la roche-mère due à une perte de volume importante et à des tassements par rapport à la roche initiale. Dans les domaines schisteux, ce sont des argiles imperméables et dans les domaines granitiques, elles correspondent à une arène argileuse, faiblement perméable et à faible porosité efficace. L'épaisseur des allotérites peut atteindre une dizaine de mètres ;

- **une cuirasse latéritique** (absente ou atteignant quelques mètres) représentée par des ferricrètes. Celles-ci proviennent de la précipitation du fer sous la forme de goéthite (FeO OH) et d'hématite (Fe_2O_3). Sur le Massif armoricain, cette cuirasse est très bien conservée dans certaines régions (Châteaubriant, Plémet...).

Cette classification est purement descriptive et ne tient pas compte des processus physico-chimiques mis en jeu. Son utilisation est par conséquent très simple et parfaitement adaptée à la cartographie des altérites du Massif armoricain, les termes d'isaltérite et d'allotérite étant maintenant largement utilisés sur les cartes géologiques (Lebret *et al.*, 1997). Dans la littérature, les termes qui viennent d'être définis peuvent prendre le nom de saprolite fine, de saprolite grossière, d'arène, de lithomarge dans le cas des isaltérites et des allotérites et d'horizon d'accumulation ou ferricrètes *s.l.* dans le cas de la cuirasse (Nahon, 1976 ; Bocquier *et al.*, 1984 ; Tardy, 1993a ; Tardy & Roquin, 1998). Ces différentes classifications ne sont pas simplement descriptives et ne sont donc pas en stricte synonymie avec les termes qui viennent d'être définis.

Ces altérites sont parfois recouvertes de silicifications pédologiques qui se superposent localement aux profils d'altération sous-jacents (Fig. III-2) et qui se sont mises en place postérieurement à la latéritisation.

III-A-4 Age des altérites armoricaines

Plusieurs périodes d'altération ont été décrites sur le Massif armoricain. Les plus anciennes sont signalées dans le Paléozoïque (Kerforne, 1911b ; Bonjour, 1989 ; Nicolas & Sagon, 1963a ; Nicolas & Sagon, 1963b). Deux autres périodes d'altération anté-tertiaires sont citées par Louail (1981) : des altérites préliasiques et des altérites précénomaniennes qui ont très peu été étudiées. Les altérites précénomaniennes sont néanmoins signalées à de nombreuses reprises sur les bordures immédiates du Massif armoricain où elles sont le plus souvent recouvertes par des sédiments du Crétacé supérieur (Steinberg, 1967 ; Louail, 1981 ; Wyns, 1991 ; Lucas, 1995).

La plupart des auteurs considèrent aujourd'hui que l'essentiel des profils latéritiques du Massif armoricain s'est formé entre la fin du Mésozoïque et le début du Cénozoïque, i.e. Crétacé terminal-Eocène moyen, voire Oligocène (Estéoule-Choux, 1967 ; Wyns, 1991 ; Thomas, 1999). Cette période de latéritisation a été identifiée non seulement sur le Massif armoricain mais également à l'échelle de l'Europe, entre la latitude 70°N et la latitude 40°N (Migon & Lidmar-Bergström, 2001).

Sur le Massif armoricain, depuis la fin de l'Eocène, les variations des caractéristiques géomorphologiques et climatiques ont interrompu les processus latéritisants pour donner des profils d'altération d'épaisseur réduite, qui se sont principalement développés au Miocène moyen et au Plio-Quaternaire (Estéoule-choux, 1967).

Une étude paléomagnétique, dont les résultats n'ont pas encore été publiés, a récemment été mise en oeuvre sur le Massif armoricain afin de préciser le calage chronologique des altérites. Ce type d'étude, qui a donné des résultats intéressants dans d'autres régions (Théveniaut & Freyssinet, 1999 ; Théveniaut & Freyssinet, 2001 ; Wyns *et al.*, 2001 ; Théveniaut *et al.*, 2002), devrait permettre de déterminer l'âge d'une partie des paléosurfaces continentales du Massif armoricain (Chauvin, en cours).

III-A-5 Origine de la goethite dans les cuirasses latéritiques du Massif armoricain

Les études minéralogiques menées sur les cuirasses ferrugineuses du Massif armoricain ont montré qu'elles sont principalement constituées de goethite et accessoirement d'hématite (Estéoule-Choux, 1967). Les cuirasses latéritiques décrites en Afrique et en Amérique du Sud montrent, à l'inverse, que c'est l'hématite qui tend à dominer. Le fonctionnement de ces cuirasses peut être résumé à partir des conclusions tirées des travaux de Tardy (1993a) et de Tardy & Roquin (1998).

Le cuirassement ferrugineux s'entretient et se développe sur de grandes épaisseurs, dans le domaine non saturé des sols, au-dessus du toit de la nappe aquifère. Lors du cuirassement, le quartz, même s'il est très résistant, finit par être dissous jusqu'à disparaître presque totalement dans les faciès les plus riches en fer. Parallèlement à l'enrichissement en fer, les teneurs en hématite et goethite augmentent, le rapport hématite/(goethite + hématite) augmentant de la base vers le sommet du profil avant de diminuer à l'approche de la surface.

L'abondance de la goethite dans les cuirasses ferrugineuses du Massif armoricain montre qu'elles ont subi une évolution complexe qui a finalement abouti à la disparition d'une partie plus ou moins importante de l'hématite. Ces cuirasses à goethite seraient donc les témoins de l'évolution du Massif armoricain, évolution dans laquelle l'hydratation est probablement devenue prépondérante après le développement des grands profils d'altération latéritique. Sur le Massif armoricain, les reliquats de cuirasses dans lesquels l'hématite est encore abondante n'auraient subi aucune évolution et seraient les témoins directs des cuirassements ferrugineux originels.

III-A-6 Les problèmes posés par les silicifications tertiaires du Massif armoricain

III-A-6-1 Les problèmes de faciès et de terminologie

Les silicifications ont été particulièrement bien étudiées dans le bassin de Paris et autour du Massif Central, là où elles sont les plus nombreuses et là où les relations géométriques avec les autres roches sont visibles. Ces études ont permis de montrer qu'elles avaient une origine pédologique et qu'elles se distinguaient des silicifications de nappes (conservation des structures sédimentaires) par leur organisation verticale et par leur composition minéralogique (Thiry, 1981 ; Thiry & Simon-Coinçon, 1995 ; Thiry, 1988 ; Thiry *et al.*, 1988 ; Thiry, 1999). Dans le bassin de Paris, ces silicifications pédologiques (silcrètes) affectent des matériaux très variés. Ces silcrètes revêtent des aspects divers parmi lesquels se distinguent deux faciès remarquables : les grès ladères et les grès à Sabals. Les grès ladères correspondent à des silicifications d'aspect lustré à figures d'illuviation. Les silicifications du type grès à Sabals contiennent des restes de palmier *Sabalites andegavensis* et des traces de racines qui ont permis à Crié (1878) de proposer un âge bartonien. Les autres silcrètes présentent un faciès particulier, caractérisé par une organisation verticale différenciée entre la base et le sommet et des structures particulières, typiques des sols (Fig. III-3 ; Thiry, 1981 ; Thiry & Simon-Coinçon, 1995 ; Thiry, 1988 ; Thiry *et al.*, 1988 ; Thiry, 1999). Ces structures proviennent des régimes hydriques particuliers des sols : les percolations. Dans un sol, ces percolations sont intermittentes, entrecoupées par des périodes d'assèchement pendant lesquelles des retraits et des fissurations apparaissent. Quand les percolations redémarrent, des dépôts de matériaux fins ont lieu le long du trajet suivi par l'eau selon le processus appelé illuviation. Les matériaux illuviés, qui constituent le critère majeur d'identification des silicifications pédologiques, présentent un gradient vertical particulier (Thiry, 1981 ; Thiry, 1999) :

- au sommet du profil, les éléments fins sont soutirés et les éléments résiduels forment un amas granulaire ;
- en base du profil, seules les particules fines sont présentes et accumulées en fines couches sur les parois des fentes et à la base des vides.

Macroscopiquement, les silcrètes sont également caractérisées par des débits en colonnes séparées par des fentes verticales et par des coiffes. Ces coiffes, qui apparaissent au-dessus d'éléments divers (galets, nodules etc.), sont constituées d'alternances millimétriques de grès fins et de silice sans grain discernable. Les silcrètes se différencient également microscopiquement par leur minéralogie. La silice, qui est la plus abondante, apparaît sous différentes formes : formes amorphes, formes cryptocristallines, quartz microcristallin, quartz géodiques et nourrissages de quartz. Les oxydes de titane sont également abondants, en particulier au sein de l'opale sous la forme de pigments bruns et sous la forme de leucoxène dans la matrice quartzeuse.

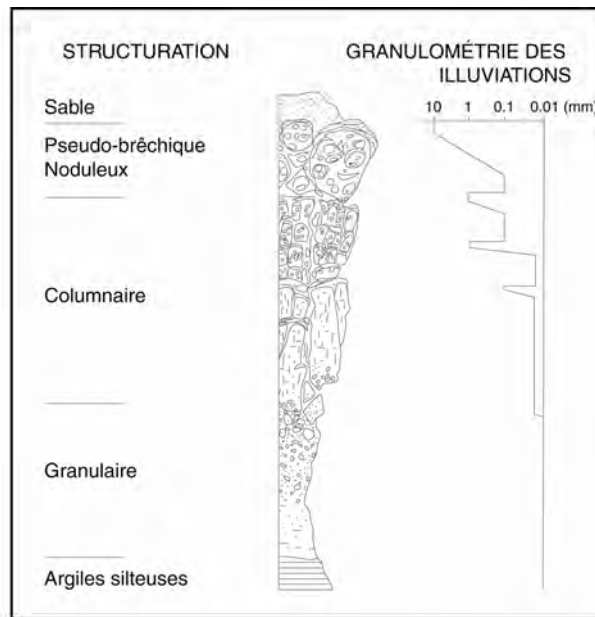


Figure III-3 : profil synthétique des silicifications pédogénétiques de l'Eocène du bassin de Paris (Modifié d'après Thiry, 1988)

Les silicifications découvertes à la surface du Massif armoricain ont, pour l'essentiel, été assimilées très tôt, par analogie de faciès, aux grès éocènes du bassin de Paris (Kerforne, 1911a ; Guilcher, 1941). Dans la littérature armoricaine, ces silicifications apparaissent le plus souvent sous le terme de grès à Sabals, même si ces fossiles ne sont pas présents dans le matériel considéré. L'âge bartonien proposé par Crié (1878) pour ces grès à Sabals, fait que les silicifications du Massif armoricain apparaissent également sous le terme de grès éocènes. Le terme de grès lustrés est aussi fréquemment employé à cause de la patine particulière que présentent ces silicifications pédologiques. Ces trois termes, grès à Sabals, grès éocènes et grès lustrés, correspondent aux trois faciès définis dans le bassin de Paris, si bien qu'il est souvent impossible de savoir, dans la littérature armoricaine, de quel faciès il s'agit réellement.

III-A-6-2 Le problème d'attribution stratigraphique

L'autre problème majeur que posent les silicifications pédologiques du Massif armoricain est lié à leur attribution stratigraphique. Là encore, ce sont les études menées dans le bassin de Paris qui ont permis de résoudre en partie ce problème.

Sur les cartes géologiques de la limite ouest du bassin de Paris, les silicifications pédologiques apparaissent intercalées entre le sommet des sédiments crétacés et les calcaires lacustres du Bartonien supérieur (Fig. III-4). Dans les régions du Perche, du Thimerais et du Pays d'Ouche, elles surmontent les argiles à silex paléogènes et sont scellées par les formations lacustres de l'Eocène supérieur (Quesnel, 1997). Dans toute la partie méridionale du bassin de Paris, des dalles et des lentilles silicifiées couronnent les formations détritiques de l'Eocène inférieur (Thiry, 1988). Plus au sud, vers la marge nord du Massif central, les silcrètes sont localisées entre les sédiments de l'Eocène inférieur et ceux de l'Eocène supérieur (Fig. III-5). Dans l'Eocène du bassin de Paris, les premières traces de silicification pédologique apparaissent sous la forme de nodules siliceux en place, au sommet des formations argilo-sableuses de l'Eocène inférieur (Fig. III-6). Des silicifications yprésiennes

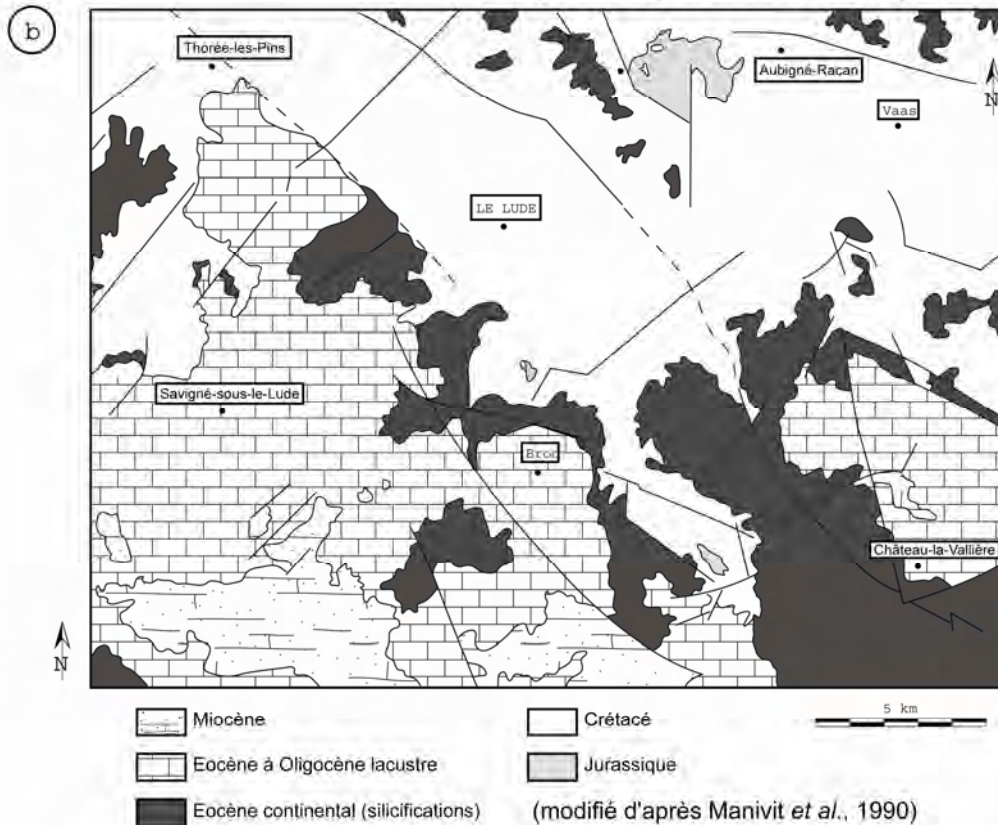
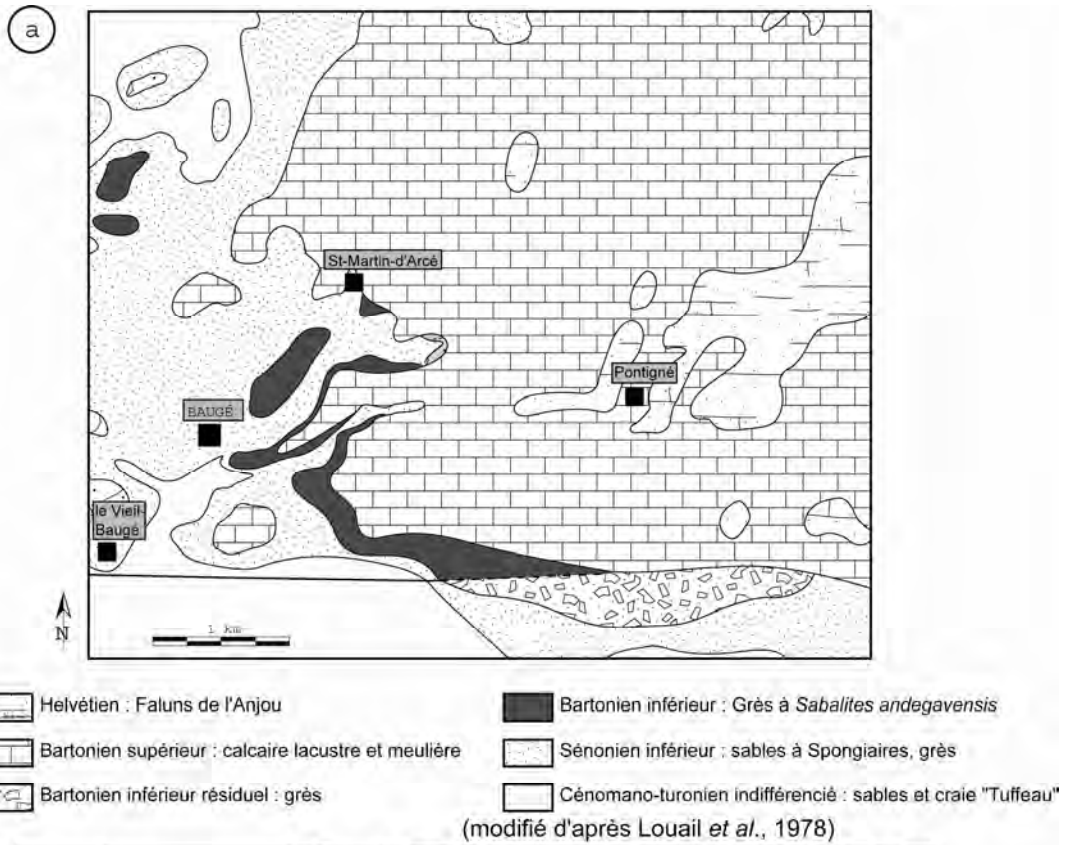


Figure III-4 : relations géométriques entre les silicifications pédologiques (grès à *Sabalites andegavensis*, Eocène continental), les sédiments crétacés et les calcaires lacustres éocènes (a : carte géologique de la France à 1/50 000e - Feuille de Baugé n 424 ; b : schéma structural de la carte géologique de la France à 1/50 000e - Feuille du Lude n 425)

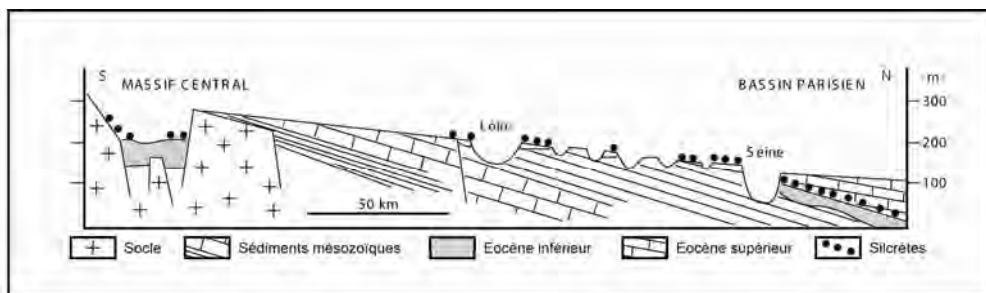


Figure III-5 : coupe géologique schématique de la limite sud du bassin de Paris montrant la position stratigraphique des silcrètes pédologiques intercalées entre l'Eocène inférieur et l'Eocène supérieur et reposant sur la surface éocène (modifié d'après Thiry, 1999)

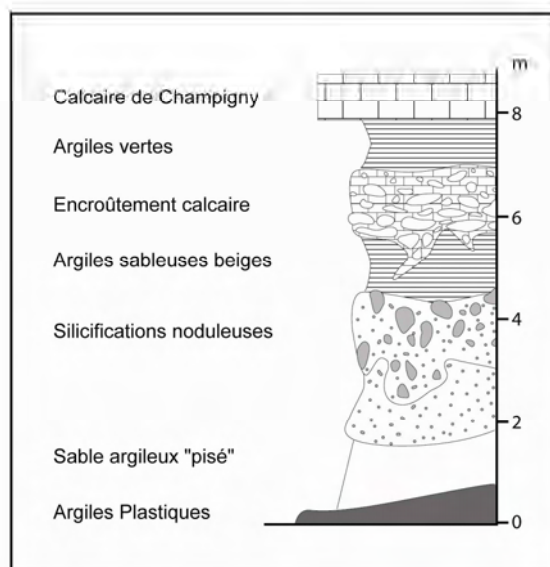


Figure III-6 : coupe des silicifications pédologiques et des formations argilo-calcaires à Courton-le-Bas (Seine-et-Marne). Il n'y a pas de vraie cuirasse siliceuse, la silicification est limitée à des granules et des nodules (modifié d'après Thiry & Simon-Coinçon, 1995)

sont également signalées dans le Sparnacien du Pays de Caux (Dupuis & Steurbaut, 1987 ; Thiry & Dupuis, 1998 ; Dupuis, 2000). Les dernières silcrètes qui se développent ont un aspect massif et sont recouvertes par les calcaires lacustres de l'Eocène supérieur.

Par ailleurs, un sondage, réalisé dans le bassin de Fyé (72), a montré que les grès à Sabals étaient intercalés entre des sables et des grès rapportés, sur la base du contenu palynologique, à l'Auversien (Bartonien inférieur) et des marnes à *Discorbis* du Marinésien (Bartonien supérieur ; Mary & Giordano, 1988). Les grès à Sabals semblent ici clairement appartenir au Bartonien, ce qui confirmerait l'attribution stratigraphique proposée par Crié en 1878.

D'autre part, dans la carrière du Chêne-au-Chat (entre Mouliherne et Linières-Bouton, au SW de Noyant, 49), les relations géométriques entre les trois faciès décrits précédemment sont visibles (Wyns *et al.*, 1997). Une coupe synthétique réalisée dans cette carrière montre de bas en haut (Fig. III-7 et planche-photo III-1) :

- des sables sénoniens probablement issus de l'altération de la craie sableuse ;
- une spongolite à silex ;
- des argiles à silex ;
- des perrons (illuviation et silicifications pédologiques aux dépens des argiles à silex), qui, en lame mince, ont montré la présence de spicules d'éponges corrodés, de bioclastes silicifiés, d'oxydes de titane en abondance et de quartz microcristallin matriciel ;
- des grès silicifiés à empreintes de racines (faciès typique des grès à Sabals) qui passent latéralement à des grès ladères.

L'intérêt majeur de cet affleurement est de montrer les passages latéraux de faciès entre les silcrètes associées aux grès à plantes et les grès ladères. Latéralement, ces silicifications sont surmontées par des calcaires lacustres de l'Eocène supérieur (Brossé *et al.*, 1984). Ces relations géométriques particulières suggèrent que les silicifications sont contemporaines et sont antérieures aux calcaires lacustres.

La lecture des cartes géologiques de la partie méridionale du bassin de Paris, les relations géométriques entre les grès à Sabals et les sédiments bartoniens du forage de Fyé (72), les relations géométriques entre les silcrètes et les sédiments éocènes au niveau de la transition entre le Massif central et le bassin de Paris et les passages latéraux de faciès décrits entre les grès ladères, les grès à Sabals et les autres silcrètes dans la carrière du Chêne-au-Chat (49) montrent que les silicifications pédologiques du bassin de Paris sont apparues dans une fenêtre de temps assez large, comprise entre le début de l'Eocène moyen et le Bartonien moyen. Pour Thiry & Simon-Coinçon (1995), la présence des nodules siliceux dans les formations argilo-sableuses de l'Eocène inférieur situées sous les formations argilo-carbonatées de l'Eocène moyen et les silicifications pédologiques d'aspect massif scellées par les calcaires lacustres de l'Eocène supérieur tendraient à montrer : " que les silicifications se sont formées pendant l'Eocène moyen et une partie de l'Eocène supérieur, et que leur formation est très lente puisqu'elles sont "immatures" sous les dépôts les plus anciens". Ainsi, pour ces auteurs, il faudrait 4 à 8 Ma pour former une cuirasse siliceuse massive. Cette phase est plus ou moins longue et plus ou moins bien calée selon les secteurs.

Sur le Massif armoricain, les silicifications ont toutes un caractère résiduel et sont dispersées sous forme de blocs épars à la surface des champs. Ces silicifications, qui affectent des matériaux variés, présentent des similitudes avec celles décrites dans le bassin de Paris : des débits en colonnes, des figures d'illuviation, des coiffes, des oxydes de titane en abondance et parfois des traces de végétaux (Planche-photo III-2). Elles sont ainsi assimilées, par analogie de faciès, aux silcrètes pédologiques du bassin de Paris.



b Coupe 1

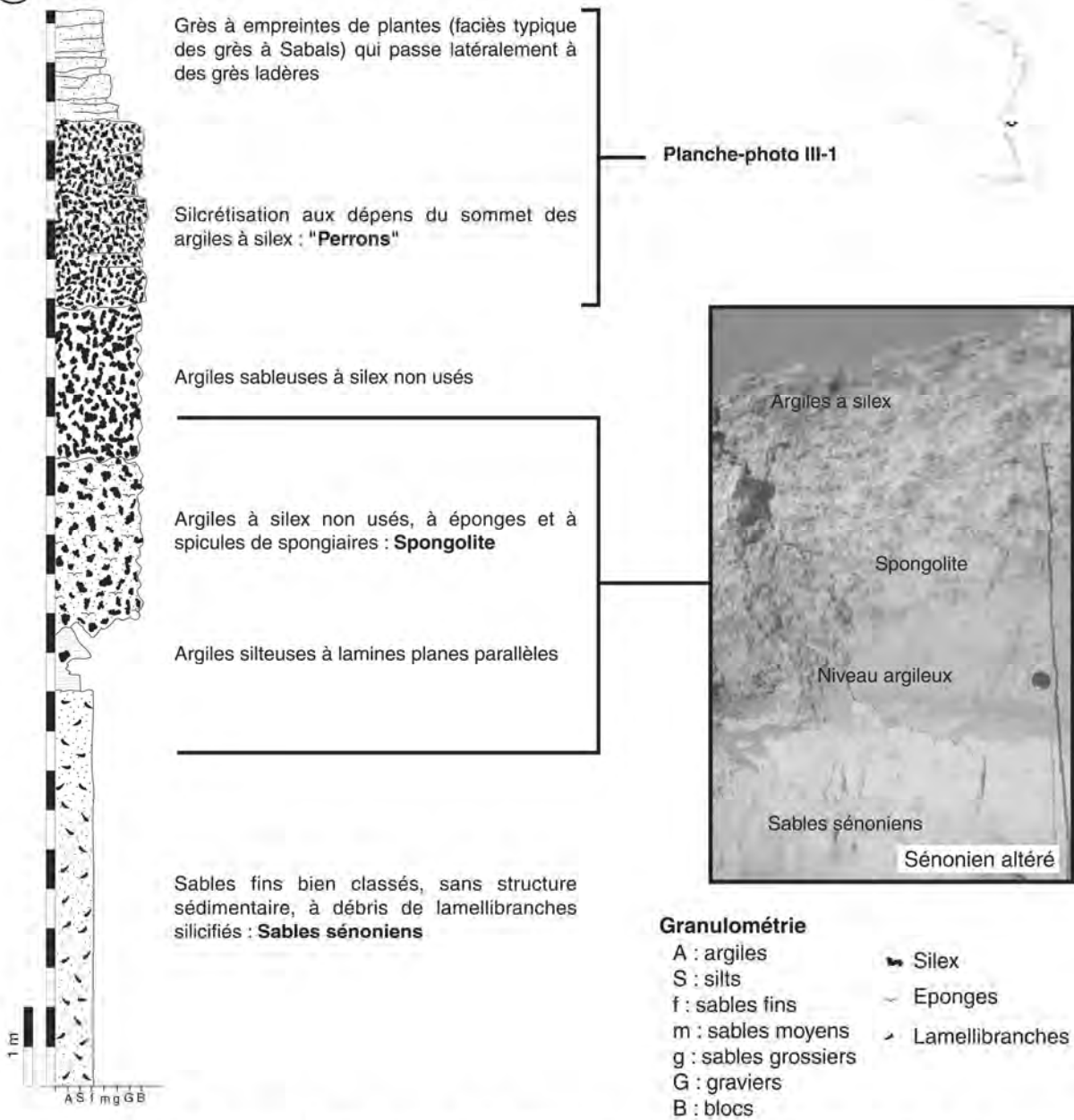


Figure III-7 : (a) vue de l'affleurement du Chêne-au-Chat (49) et localisation de la coupe sédimentologique et (b) coupe sédimentologique et photo de détail des différents niveaux

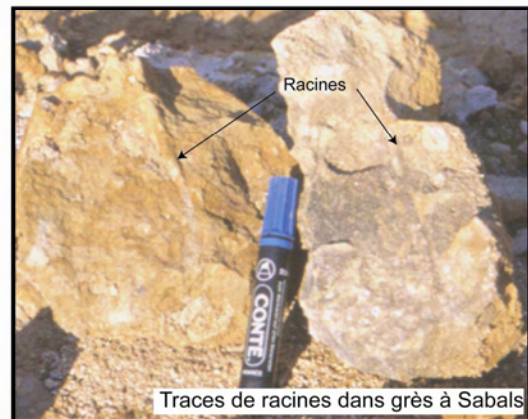
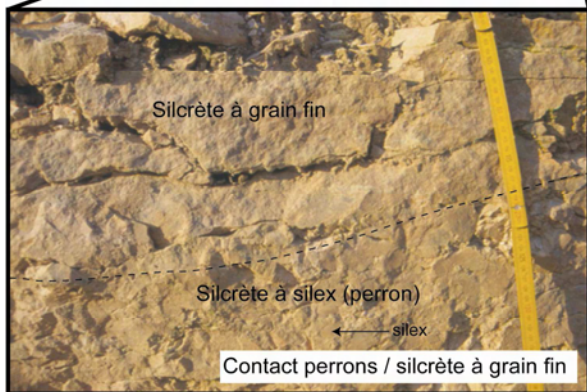
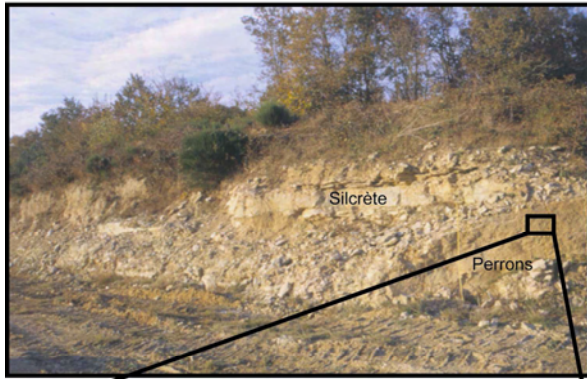


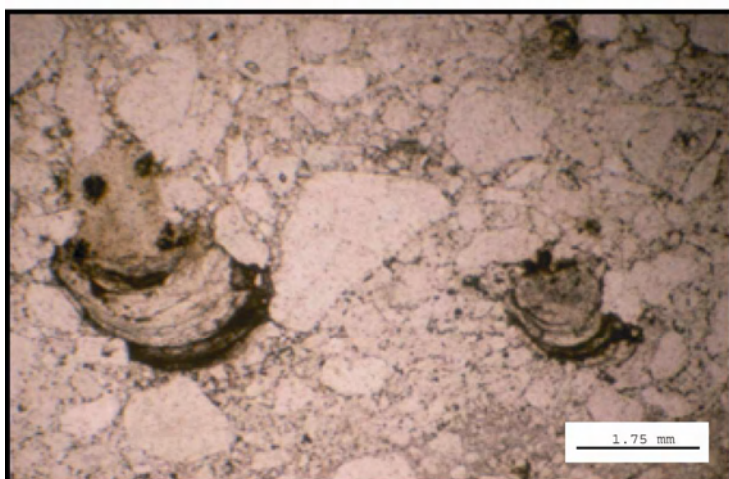
Planche-photo III-1 : illustrations des différents faciès de silicification reconnus dans la carrière du Chêne-au-Chat (SW de Noyant, 49)



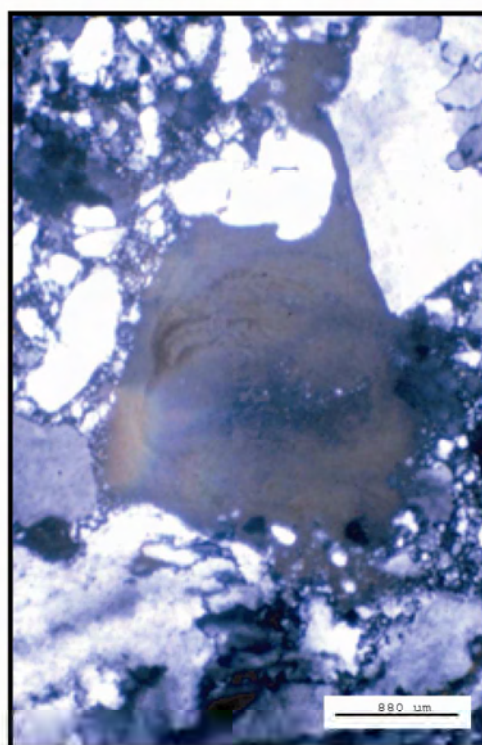
**Silcrète avec coiffe pédologique
(Thourie, 35)**



**Silcrète avec débit en colonnes
(La Galivelais, SE de Bain-de-
Bretagne, 35)**



**Silcrète avec figures d'illuviation (Carref.
D765-D35, nord de Moncontour (22)**



**Matrice titanée (Carref. D765-
D35, nord de Moncontour, 22)**

Planche-photo III-2 : illustrations des différents faciès de silicifications pédologiques rencontrées sur le Massif armoricain

Dans le cadre de cette étude, l'inventaire de ces silicifications pédologiques a été entrepris dans le Massif armoricain, à partir de la lecture de toutes les cartes géologiques à l'échelle de 1/50 000 et de la bibliographie la plus exhaustive possible. Cet inventaire a permis de répertorier les zones d'affleurement des grès ladères, des grès éocènes, des grès lustrés, des grès à Sabals et autres silcrètes. Ces affleurements, au nombre de 824, ont été pointés à partir d'un S.I.G. (Mapinfo) suivant la projection kilométrique Lambert II (Fig. III-8 et Annexe III-1).

En plus des affleurements signalés dans la littérature, de nouveaux gisements ont été repérés dans la région des Landes du Mené et dans la région de Bain-de-Bretagne (35). Parmi ces nouveaux affleurements, deux sont exceptionnels car ils montrent les silcrètes en place. Dans la carrière de kaolin de Quessoy (22), elles reposent sur les argiles d'altération et elles forment une dalle circulaire de trois mètres de diamètre et d'environ 50 cm d'épaisseur. A La Galivélais (commune de Saint-Sulpice-des-Landes), au sud de Bain-de-Bretagne (35), les silcrètes surmontent et progressent dans une cuirasse latéritique constituée d'un niveau basal massif plurimétrique et d'un niveau supérieur plurimétrique à rognons d'hydroxydes de fer (Photo III-1).

Bien que les silicifications du Massif armoricain présentent des caractères communs avec les silicifications éocènes du bassin de Paris, il est impossible d'affirmer qu'elles proviennent toutes du même épisode de silicification, à cause de la nature même des affleurements (relations géométriques impossibles à vérifier).

Il est néanmoins fort probable qu'un âge compris entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur puisse être attribué à une grande partie d'entre elles, à l'image de l'âge proposé pour les silcrètes du bassin de Paris et du Massif Central.

Pour être plus précis, il faudrait envisager une campagne de terrain avec un échantillonnage complet des grès signalés dans les sites répertoriés dans l'annexe III-1, afin de vérifier si tous les faciès décrits dans la littérature sont réellement des silcrètes pédologiques.

III-A-7 Conditions géomorphologiques et environnementales nécessaires à la formation des profils latéritiques et des silicifications pédologiques

Le développement et la préservation des altérites, et des silcrètes, nécessitent des conditions géomorphologiques et environnementales particulières.

III-A-7-1 Conditions topographiques

Les études essentiellement menées en Australie, en Afrique et en Amérique du Sud montrent que les conditions topographiques optimales pour le développement des latérites correspondent à des surfaces d'aplanissement ou en cours d'aplanissement (Millot, 1980 ; Bourman, 1993 ; Tardy & Roquin, 1998). Le maintien de ces surfaces suggère que l'érosion est limitée (Widdowson & Gunnell, 1999), et donc que les pentes sont faibles (Wyns & Guillocheau, 1999).

Les silicifications pédologiques indiquent aussi des paléopaysages plats, à dépressions plus ou moins endoréiques, à l'image des vastes glacis silicifiés d'Australie (Fig. III-9 ; Thiry *et al.*, 1988). En effet, là où les reliefs sont prononcés et les pentes accentuées, l'érosion et le

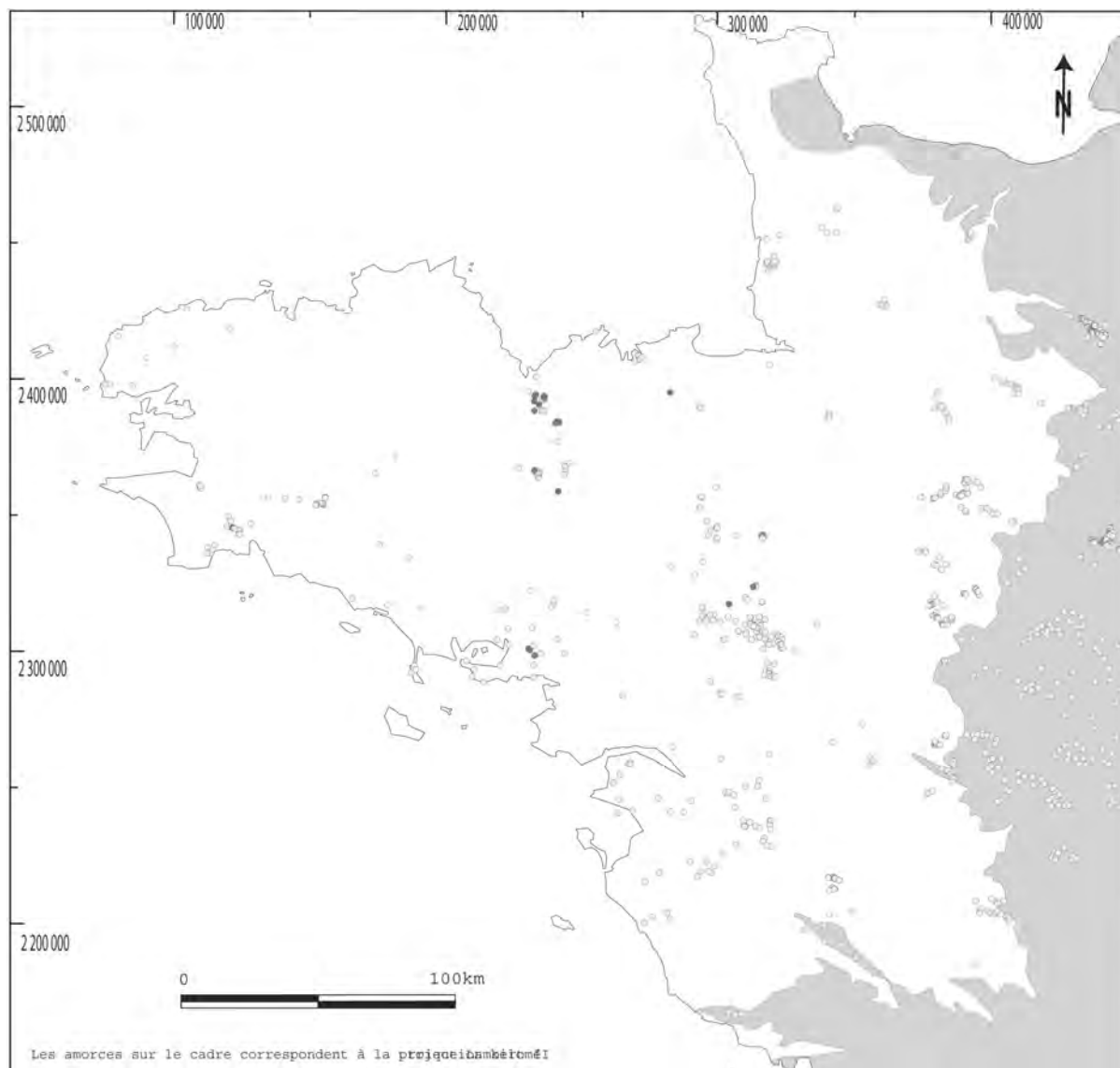


Figure III-8 : localisation des points d'affleurements de grès éocènes (grès ladères, grès à Sabals, silcrètes)



Photo III-1 : silcrète de La Galivelais (35) surmontant un niveau cuirassé à rognons de goethite

ruissellement sont importants : la silice ne précipite pas (Blanc-Valleron & Thiry, 1993). A titre d'exemple, Thiry & Simon-Coinçon (1995) proposent une pente générale de 0.14% pour les paysages où sont apparues les silicifications au sud du bassin de Paris. Celles-ci apparaissent aujourd'hui sur un vaste glacis d'âge Eocène (paléosurface éocène), façonné par un épandage détritique majeur daté de l'Eocène inférieur, épandage qui serait issu du remaniement des formations sidérolithiques riches en kaolinite (Thiry, 1988 ; Thiry & Simon-Coinçon, 1995 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2000).

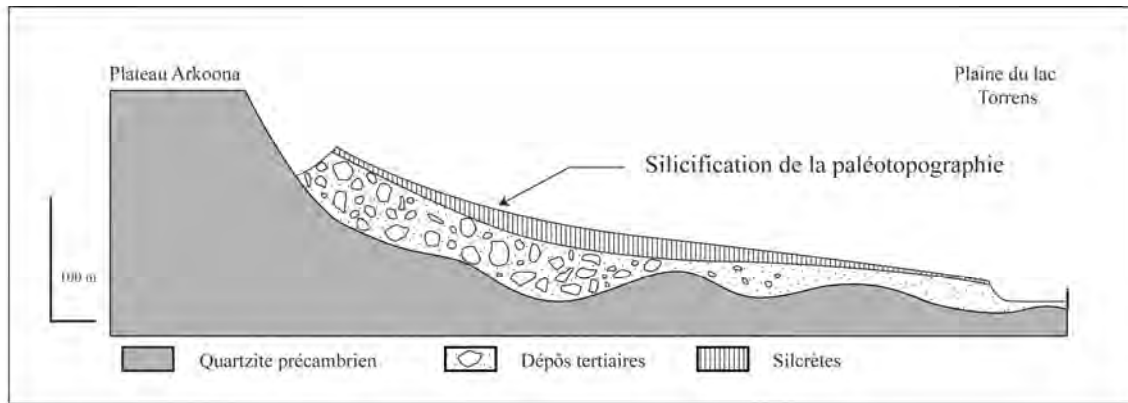


Figure III-9 : représentation des silcrètes surmontant le glacis de piedmont tertiaire en bordure du lac Torrens, Australie du sud (modifié d'après Thiry *et al.*, 1988)

Actuellement, la valeur de la pente maximale sur laquelle peuvent se développer les latérites et les silicifications pédologiques est inconnue, et il serait particulièrement intéressant de développer une méthodologie permettant de calculer la valeur de cette pente. Des manipulations analogiques en laboratoire ou des modélisations numériques pourraient, à titre d'hypothèse, constituer l'outil adapté à ce type de problème.

III-A-7-2 Conditions paléoenvironnementales

Les études, menées en Australie, en Afrique et en Amérique du Sud, montrent que les latérites se forment dans les zones chaudes et humides, où les précipitations sont suffisantes pour entretenir l'hydrolyse des minéraux, la formation des cuirasses nécessitant des saisons contrastées (Bourman, 1993 ; Tardy, 1993b ; Tardy & Roquin, 1998 ; Widdowson & Gunnell, 1999). Même si ceci est largement admis, certains auteurs suggèrent que les latérites peuvent se former dans des zones plus froides (Bird & Chivas, 1988 ; Bird & Chivas, 1989), quand les teneurs en CO₂ de l'atmosphère sont suffisamment élevées (Schmitt, 1999 ; Augé, 2001).

Toutefois, en Bretagne, les latérites ont été attribuées à des environnements de type tropical chaud et humide, sous couvert végétal (Milon, 1932, 1933, 1935 ; Choux, 1961b ; Estéoule-Choux, 1966, 1967, 1968b, 1983), comme l'ont confirmé les reconstitutions paléoenvironnementales proposées par Ollivier-Pierre (1980) à partir des données palynologiques.

Du point de vue environnemental, le développement du cuirassement siliceux nécessite des périodes d'évaporation pendant lesquelles la concentration des solutions du sol va augmenter durant leur migration vers la base du profil (Smale, 1973 ; Thiry & Simon-Coinçon, 1995). Mais la nécessité d'approvisionner les horizons silicifiés en silice amène à considérer des environnements marqués par une alternance de périodes humides et sèches, mais toujours chaudes, à l'image des régions semi-arides actuelles (Smale, 1973 ; Thiry, 1988

; Thiry *et al.*, 1988), ce que semblent également montrer les grandes surfaces silicifiées d'Australie (Thiry & Simon-Coinçon, 1995).

Le temps de développement assez long des cuirassements siliceux (4 à 8 Ma) implique une très grande stabilité des paysages durant cette période (Thiry & Simon-Coinçon, 1995) : ils constituent ainsi un repère géométrique très fiable pour la reconstitution de la paléosurface de l'Eocène moyen-supérieur (Thiry *et al.*, 1988 ; Thiry & Simon-Coinçon, 1995 ; Thiry, 1999). De plus, le caractère environnemental des silicifications pédologiques permet de les considérer comme un repère stratigraphique dans les séries azoïques (Thiry, 1999).

III-A-7-3 Caractérisation paléogéomorphologique et paléoenvironnementale du Massif armoricain pendant la période de latéritisation et de silicification finicrétacée-éocène supérieur

A partir des conditions topographiques et environnementales nécessaires au développement des latérites, certains auteurs (Estéoule-Choux, 1967 ; Wyns, 1991 ; Thomas, 1999 ; Wyns & Guillocheau, 1999) ont pu montrer (1) que le Massif armoricain au moment du développement de la couverture latéritique était suffisamment élevé par rapport au niveau de base pour permettre à l'eau de s'infiltrer, (2) que ses pentes étaient suffisamment faibles pour empêcher l'érosion d'évacuer les produits d'altération et (3) qu'il était soumis à un environnement de type chaud et humide. L'apparition des silicifications marque la fin de la période latéritisante et, tandis que l'environnement devient plus aride, la topographie change avec individualisation progressive de vastes cuvettes où la silice va pouvoir se concentrer (Wyns & Guillocheau, 1999).

Les seuls mécanismes géodynamiques capables de réunir les deux premières conditions sont des déformations de grande longueur d'onde, supérieure à 500 km, donc des déformations affectant l'ensemble de la lithosphère (Wyns, 1991 ; Wyns & Guillocheau, 1999). L'idée actuellement retenue serait un flambage de la lithosphère ouest-européenne lié à l'orogène pyrénéo-alpin, entre la fin du Crétacé et l'Eocène (Wyns, 1991 ; Quesnel, 1997 ; Thomas, 1999 ; Wyns & Guillocheau, 1999).

Il apparaît donc que les latérites et les silcrètes qui recouvrent en partie le Massif armoricain ont un âge compris entre la fin du Crétacé et l'Eocène supérieur. Dans la partie occidentale du bassin de Paris, les silicifications pédologiques scellent aujourd'hui une surface particulière qualifiée d'éocène, ou de paléogène, qui apparaît vers 100 m d'altitude. Sur le Massif armoricain, dans l'hypothèse où les silicifications sont contemporaines de celles du bassin de Paris, la surface éocène est par conséquent caractérisée par les profils latéritiques et par les silicifications pédologiques qui la recouvrent.

III-B ETUDE DES ALTERITES DANS LA REGION DES LANDES DU MENE

La géométrie des altérites du Massif armoricain est encore mal contrainte. En Bretagne, les études récentes ont été menées dans la région de Plabennec et de Monfort-sur-Meu durant le levé des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 numéros 238 (Outin *et al.*, *in prep.*) et 316 (Thomas *et al.*, 1999). A l'aide de nombreux forages, les auteurs de ces cartes ont montré de grandes hétérogénéités spatiales dans la répartition des altérites, quelle que soit la lithologie du substrat. Celles-ci s'organisent en deux ensembles distincts :

- de vastes étendues (plusieurs dizaines de km²) où les profils d'altération sont peu épais (1 à 5 m) voire absents ;
- des zones plus restreintes (1 à 3 km²), comprise dans l'ensemble précédent, et où l'épaisseur des altérites (isaltérites plus allotérites) peut atteindre 40 m.

Pour ces auteurs, les altérites peu épaisses correspondraient soit à la base de grands profils décapés par l'érosion, soit à des altérations récentes. Les altérations profondes résulteraient, pour ces mêmes auteurs, d'une relation étroite avec la fracturation (préservation de profils complets dans des zones effondrées).

Il semble donc que les volumes et la géométrie des altérites préservées sont directement liés à l'état de déformation des paléosurfaces façonnées sur le socle et à l'érosion.

III-B-1 Objectifs et choix de la zone d'étude

Le choix de la zone d'étude a été guidé par deux objectifs principaux :

- tester les relations entre la répartition cartographique des altérites et l'évolution géodynamique régionale ;
- caractériser la géométrie 3D des altérites à partir des données cartographiques ;

Ces deux objectifs supposent (1) de trouver un secteur suffisamment étendu où, a priori, les altérites ont été préservées sur des roches de socle de nature variée et (2) que ce secteur soit traversé par un réseau de failles dont le rejeu quaternaire est avéré.

La région des Landes du Mené (triangle Moncontour / Merdrignac / La Trinité-Porhoët) s'est avérée favorable car (1) la bibliographie signale la présence d'altérites en de nombreux lieux, (2) la carte géologique à l'échelle 1/80 000 (feuille de Pontivy) montre des roches de nature variée (roches sédimentaires, roches plutoniques et roches métamorphiques), et (3) cette région est traversée par la faille régionale Quessoy/Nort-sur-Erdre reconnue en gravimétrie (Jaeger, 1967) et dont le rejeu quaternaire est reconnu (Bonnet, 1998).

III-B-2 Méthodologie

La cartographie des altérites (Planche hors-texte) a nécessité un an et demi de levés de terrain complétés par les données de sondages de la banque du sous-sol (BSS) du BRGM.

Les deux ensembles lithologiques définis précédemment (isaltérites et allotérites) ont été cartographiés en différenciant les altérites en fonction de la roche-mère. La zone fissurée est indiquée ponctuellement là où elle est clairement identifiée, c'est-à-dire sur les granites. Les ferricrètes et les silicifications ont également été figurées ainsi que les rares dépôts tertiaires d'âge yprésien et oligocène.

Les contours géologiques des différentes roches-mères et les failles ont été tracés à partir des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 de Moncontour et de Broons et à partir de la carte géologique à 1/80 000 de Pontivy.

III-B-3 Description de la zone d'étude (Planche hors-texte)

La carte de répartition des altérites couvre la partie est des feuilles à 1/50 000^e de Moncontour et de Loudéac et la partie ouest des feuilles de Broons et de Saint-Méen-le-Grand. Les feuilles de Moncontour et de Broons ont déjà été publiées, tandis que pour celles de Loudéac et de Saint-Méen-le-Grand les informations sont rares, en dehors de la feuille de Pontivy à 1/80 000^e. Pour les feuilles de Moncontour et de Broons les informations sur la nature des formations superficielles sont très partielles.

Les principales roches sédimentaires sont représentées par les séries protérozoïques du Briovérien (siltites et grès) qui constituent les 3/4 de la partie sud de la zone et par des séries paléozoïques schisto-gréseuses qui apparaissent au niveau de la forêt de Boquen. D'autre part, des argiles vertes oligocènes sont localement préservées dans des petits fossés d'effondrement, de direction N140, à St-Jacut-du-Mené et à la Haute-Folie, au nord de Moncontour. Des sables et des argiles yprésiennes ont également été identifiés au sud de La Trinité-Porhoët. Les roches plutoniques et métamorphiques apparaissent essentiellement au nord de la zone avec des granites (avec en particulier le granite de Moncontour), des diorites (St-Jacut-du-Mené et St-Lubin), des micaschistes et des gneiss.

Le point le plus haut de la région se situe au sud-est de Moncontour, à Bel Air, avec une altitude de 339 m (Fig. III-10). Trois zones basses, situées aux environs 60 m d'altitude, caractérisent les parties nord-ouest, est/nord-est et sud de la zone d'étude (Fig. III-10). Les vallées principales sont celles de l'Arguenon, de la Rance, du Ninian et du Lié. Toutes ces rivières ont leur source située sur la carte sauf celle du Lié, qui se trouve localisée à l'ouest de la zone d'étude.

III-B-4 Description de la carte de répartition des altérites dans les Landes du Mené (Planche hors-texte)

La carte de répartition des altérites dans les Landes du Mené montre que presque toutes les roches ont été attaquées par l'altération, quelque soit leur nature, à l'exception des séries paléozoïques de la partie est/nord-est de la zone d'étude.

Ces altérites peuvent être réparties en six principaux secteurs :

- (1) au nord, sur le granite de Moncontour, avec essentiellement des arènes et quelques allotérites préservées vers Saint-Glen et vers le lieu-dit "Les Landes", au sud de Bréhand. La zone altérée est interrompue, à l'est et à l'ouest, par des failles de direction N140. Les arènes, qui reposent sur le granite fissuré, sont, en général peu épaisses (de l'ordre de quelques mètres à une dizaine de mètres). Elles apparaissent à des altitudes comprises entre 100 m, au nord, et 200 m, au sud. Le granite situé au-dessus de cette altitude n'est pas altéré. La surface portant les arènes est interrompue par des buttes de granite sain, à l'est de Trédaniel et au sud-ouest de Trébry. Par ailleurs, le granite fissuré apparaît parfois au-dessous des arènes. Les altérites sont également présentes sur les micaschistes situés au nord du granite, vers Bréhand et vers Saint-

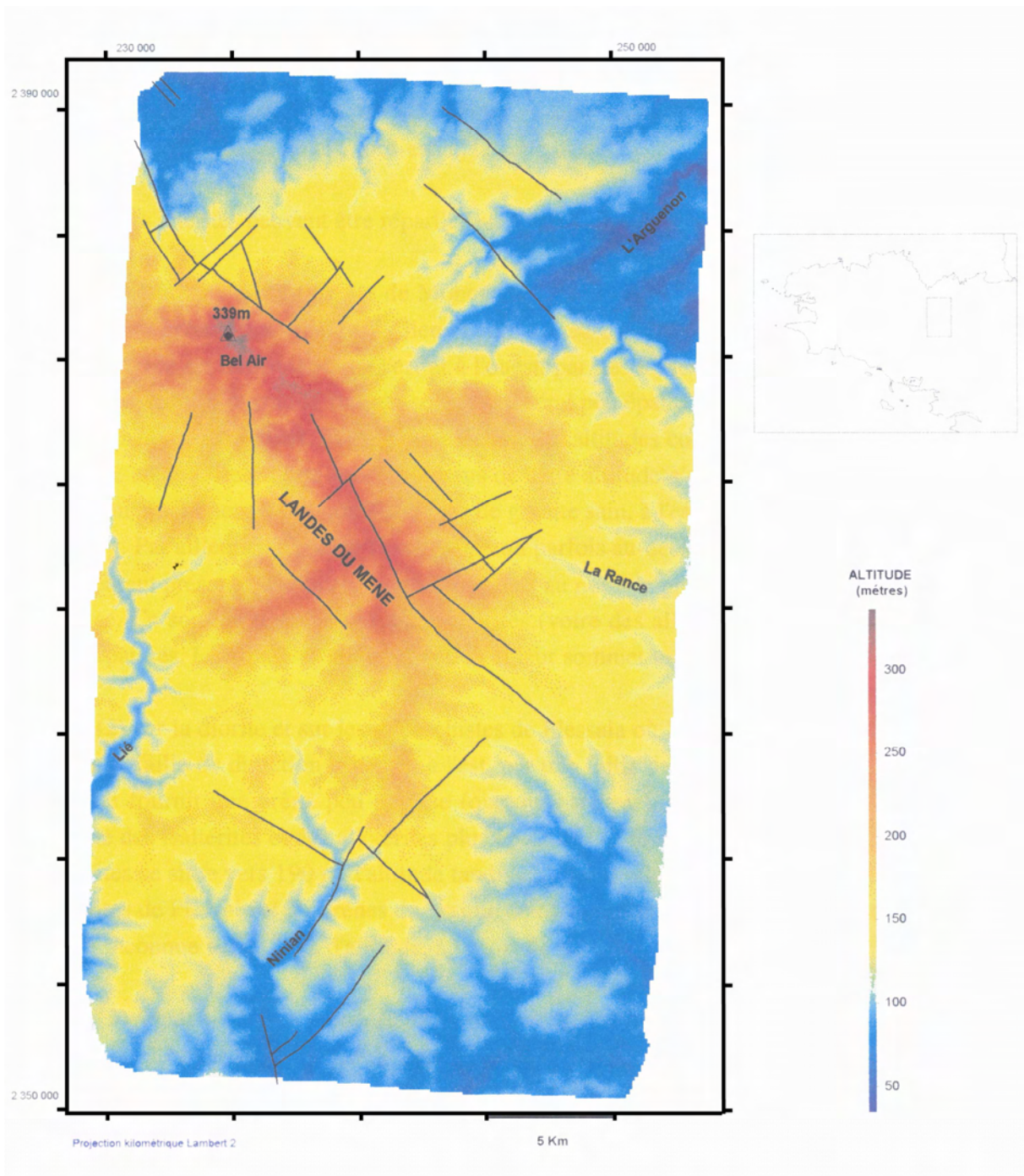


Figure III-10 : modèle numérique de terrain de la région des Landes du Mené (pas de 50 m)

Blaise. Ce sont principalement des isaltérites (voire des allotérites à Bréhand) généralement peu épaisses. Leur base se situe vers 60 m et leur sommet vers 100 m ;

- (2) sur la diorite et sur les micaschistes de Plessala où les altérites sont limitées, à l'ouest, par une faille de direction N190 et, à l'est, par une faille de direction N170. L'altération de la diorite fournit une arène peu épaisse (quelques mètres), tandis que celle des micaschistes donne des isaltérites et des allotérites plus épaisses (15 m au maximum). Au nord, la base des altérites se situe vers 190 m d'altitude tandis qu'au sud elle se rencontre vers 160 m. Entre les altérites de Plessala et les arènes du granite de Moncontour, une surface portant des allotérites a été reconnue vers 270 m d'altitude, à l'ouest de Bel Air (sommet situé à 339 m d'altitude).

- (3) sur les schistes briovériens et sur les micaschistes, au niveau des Landes du Mené ("Hutte à l'Anguille" et au sud de Saint-Gilles-du-Mené). Les isaltérites et les allotérites y sont très bien préservées avec des épaisseurs importantes (une vingtaine de mètres pour chaque horizon). La base des isaltérites est décalée par une faille de direction N140, située au sud de Saint-Gilles-du-Mené : à l'ouest de la faille, elle se situe vers 200 m d'altitude tandis qu'à l'est elle apparaît vers 260 m. Vers le nord, la zone altérée est limitée par une faille de direction N45.

- (4) sur le granite de Gomené où les arènes sont très peu épaisses (8 mètres maximum). Deux gisements de kaolin ont été reconnus dans les carrières du Chêne Hossa et de Riade. Ce kaolin, connu et exploité depuis longtemps, forme deux bandes d'environ 800 m de long et 150 de large au sein même des arènes.

- (5) sur les schistes briovériens de la Forêt de la Hardouinais au nord de Merdrignac. Les altérites, principalement représentées par des allotérites, sont limitées à l'ouest par une faille de direction N140 et au nord par une faille de direction N 45. Ces altérites ont une épaisseur maximale d'environ 20 m. Au sud, leur base se situe vers 155 m d'altitude tandis qu'au nord elle se situe vers 220 m.

- (6) au sud de la nationale 164 où les altérites, en dehors du secteur de la Trinité-Porhoët / Plumieux, recouvrent la majeure partie des surfaces comprises entre 80 et 190 m d'altitude, quelque soit la roche-mère (schiste, micaschiste et granite). Au nord-est de La Ferrière, elles sont interrompues par une faille de direction N150 et, au nord de Ménéac, par une faille de direction N45. Leur base se situe vers 80 m dans la partie localisée la plus au sud (Evrignet, Saint-Brieuc-de-Mauron) et remonte ensuite progressivement vers le nord pour atteindre une altitude de 150 m, vers Merdrignac et entre La Ferrière et Plémet, et une altitude de 180 m sur le granite au nord-ouest de Ménéac. Des cuirasses ferrugineuses ont été préservées à La Ferrière (altitude de la cuirasse : 189 m), à Couesnéhan au sud-ouest de Ménéac (altitude de la cuirasse : 160 m), à Castenouët à l'ouest de Merdrignac (altitude de la cuirasse : 189 m) et à Saint-Brieuc-des-Bois à l'est de Merdrignac (altitude de la cuirasse : 130 m).

En dehors de ces secteurs où les altérites sont particulièrement bien préservées, il existe, dispersés sur toute la carte, de nombreux reliquats de profils d'altération dont la superficie est réduite.

Le quart est et centre-est de la carte se différencie du reste de la zone d'étude par l'absence totale d'altérites, quelle que soit l'altitude et la nature de la roche: toutes les roches à l'affleurement y sont saines.

A l'échelle microscopique, l'altération commençante des roches du socle se manifeste par des modifications plus ou moins prononcées de la composition minéralogique et de la texture.

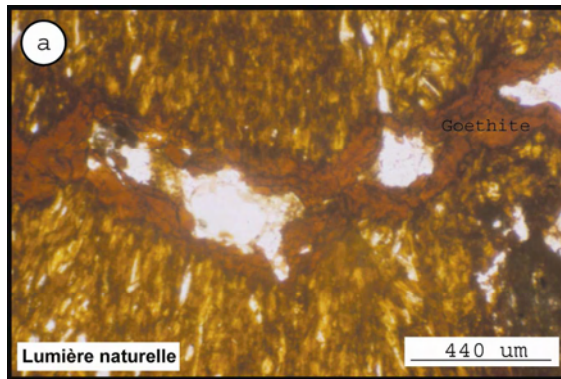
Dans les roches sédimentaires silico-alumineuses, c'est la matrice phylliteuse qui est la plus sensible à l'action des agents atmosphériques. Du fait de la taille généralement très réduite des particules, le microscope ne permet d'observer que des modifications le plus souvent discrètes. Le résultat le plus évident des transformations causées par l'altération est l'apparition d'une pigmentation brune, due à la formation de goëthite consécutive à la destruction partielle des minéraux ferro-magnésiens (essentiellement la chlorite). Quand les effets de l'altération sont plus accentués, l'hydroxyde de fer s'accumule dans un réseau de fissures et envahit partiellement les discontinuités dues au litage et/ou à la foliation (Planche-photo III-3, a).

Dans les zones atteintes par un métamorphisme général ou de contact, les minéraux phylliteux peuvent avoir une taille plus importante et, dans ce cas, les transformations minéralogiques sont plus apparentes. Les éléments de biotite sont plus ou moins complètement chloritisés. Le stade le moins avancé de la transformation montre un développement de lamelles de chlorite qui dilacèrent les extrémités des éléments micacés (Planche-photo III-3, b). Quand l'altération est plus développée, la biotite ne subsiste plus qu'à l'état de reliques dans des plages chloriteuses, les oxydes métalliques excédentaires, et en particulier les oxydes de titane, étant accumulés dans les plans de clivages sous forme de granules de très petite taille (Planche-photo III-3, c). La chlorite ainsi développée peut, à son tour, subir une oxydation qui se traduit par l'apparition d'une pigmentation brunâtre et par le développement de couleurs de biréfringence plus élevées (Planche-photo III-3, d).

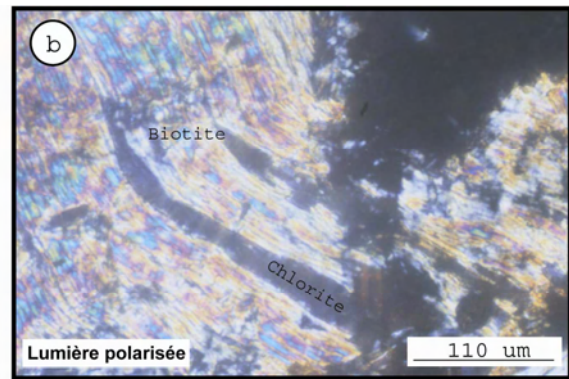
Dans les roches endogènes et métamorphiques quartzo-feldspathiques, les réactions des minéraux phylliteux à l'action de l'altération sont identiques. Les transformations de la phase feldspathique se traduisent par le développement de minuscules paillettes micacées (séricitisation) qui, dans les stades avancés de l'altération, envahissent presque totalement les éléments de feldspath (Planche-photo III-3, e). Comme dans les roches sédimentaires silico-alumineuses, le fer, libéré par la destruction partielle des minéraux ferro-magnésiens, donne naissance à un pigment brun et au remplissage de goëthite des fissures. Dans les stades d'altération les plus avancés observables au microscope, les éléments constitutifs de la roche commencent à se dissocier et la porosité apparente augmente de manière très sensible (Planche-photo III-3, f), rendant nécessaire l'inclusion des échantillons dans une résine pour la réalisation des sections minces.

En plus des altérites meubles, de nombreuses silcrètes de couleur mastic et d'aspect lustré jalonnent également la région. Ces silcrètes apparaissent à des altitudes variables comprises entre 60 m au Refus (nord-ouest de Bréhand) et 150 m (Plémet et Saint-Glen). Elles sont toujours associées à des altérites, sauf à Saint-Lubin où elles ont été déplacées. Elles se manifestent généralement en pierres volantes et ne se rencontrent jamais à l'affleurement, excepté dans la carrière de kaolin de Quessoy. Les grès silicifiés signalés dans la littérature (Guilcher *et al.*, 1975 ; Durand, notes personnelles ; Milon, notes personnelles) mais non retrouvés sur le terrain ont été figurés sur la carte, essentiellement dans la région de Plémet et de Merdrignac. En lame mince, ces grès silicifiés montrent des coiffes, des figures d'illuviation et des oxydes de titane. Ces caractéristiques sont typiques des silcrètes décrites par Thiry (1988) dans le bassin de Paris où elles sont datées de l'Eocène moyen-supérieur.

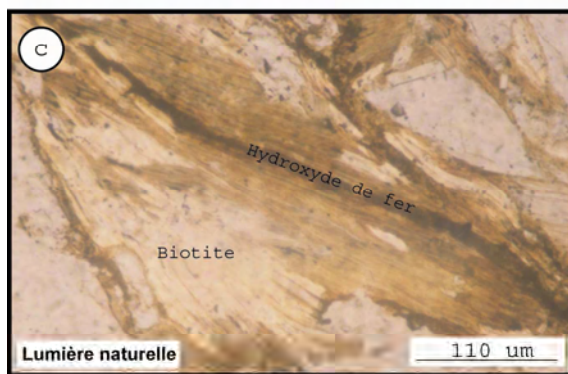
Outre celles décrites dans le secteur 6, des ferricrètes ont également été découvertes à Saint-Leau, dans la Forêt de la Hardouinais et à Launay-Trébède au nord-ouest de Merdrignac.



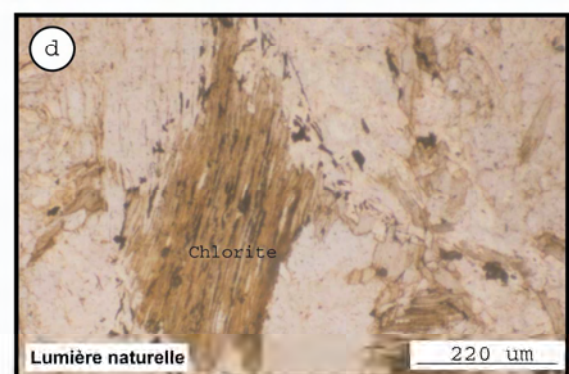
Accumulation de goethite dans une fissure (La Folie, 6 km à l'WNW de Merdrignac, 22)



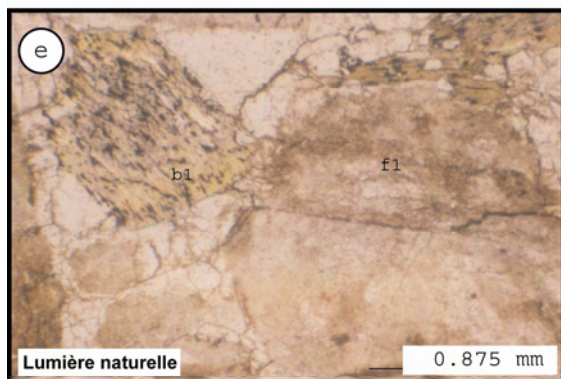
Développement de chlorites dilacérant l'extrémité d'un élément de biotite (La Forêt du Gué, SW Bel Air, 5 km au sud de Moncontour, 22)



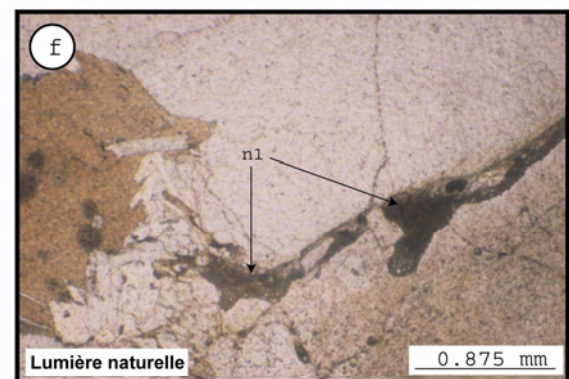
Invasion des hydroxydes de fer et/ou de titane dans les plans de clivage d'une biotite altérée (La Forêt du Gué, SW Bel Air, 5 km au sud de Moncontour, 22)



Chlorite oxydée (Launay-Guen, 1.5 km à l'WNW de Laurenan, 22)



Granite altéré montrant (f1) des feldspaths séricitisés et (b1) une biotite chloritisée (La Ville-ès-Loup, 2 km au SE de Penguil, 22)



Granite altéré à porosité naissante, n1 (La Trébière, 1.5 km au NE de St-Trimoël, 22)

Planche-photo III-3 : illustrations, à l'échelle microscopique, de l'altération naissante dans les roches des Landes du Mené

Sur le granite de Moncontour, de nombreuses failles ont été ajoutées par rapport aux cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 de Moncontour et de Broons afin d'expliquer les variations d'altitude de la base des arènes (Coupe 1). D'autres failles ont également été tracées (failles qui sur les cartes géologiques n'apparaissent pas) pour expliquer les contacts anormaux entre altérites et roches-saines. Elles ont pour la plupart une direction proche de N140, parallèle à la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre, ou bien proche de N50, direction conjuguée de cette faille.

III-B-5 Age des altérations

Dans la majeure partie des cas, les altérites de la région sont constituées d'isaltérites, le plus souvent recouvertes par des allotérites, elles-mêmes scellées localement par des cuirasses ferrugineuses. La présence des allotérites, parfois sur des épaisseurs importantes, et la présence des cuirasses ferrugineuses témoignent d'une altération très intense à l'image de l'altération latéritique décrite ailleurs dans le Massif armoricain entre la fin du Crétacé et le début du Tertiaire. Dans cette hypothèse, la majeure partie des altérites de la région serait d'origine latéritique et leur âge serait ainsi, comme pour leurs autres homologues armoricaines, compris entre la fin du Crétacé et l'Eocène moyen. La présence de silcrètes, d'âge probablement éocène moyen-supérieur, au sommet des profils d'altération semble confirmer cet âge. Les surfaces sur lesquelles ont été préservées ces altérites seraient ainsi des témoins de la surface paléogène.

III-B-6 Caractérisation de la déformation

Globalement, le faisceau de failles N140, mis en évidence entre Moncontour et Merdrignac, marque la séparation entre une zone très altérée à l'ouest, et une zone où les altérites n'occupent qu'une surface extrêmement réduite, dans le quart E-NE de la carte (triangle Langourla / Le Gouray / Langouhèdre). Ce faisceau de failles, reconnu en gravimétrie (Jaeger, 1967), correspond à la faille dite de Quessoy/Nort-sur-Erdre (Planche hors texte, Coupe 2).

A l'ouest de cette faille, les altérites sont préservées jusqu'à une altitude de 303 m (Hutte à l'Anguille ; la surface la plus haute située vers 339 m, au niveau de Bel Air, étant dépourvue d'altérites) tandis qu'à l'est (partie est à nord-est de la carte ; Coupe 2), zone située en dépression par rapport aux Landes du Mené, seule la région de Langourla montre des indices d'altération. C'est donc la surface actuellement située vers 300 m (région de la Hutte à l'Anguille) qui porte les altérites alors qu'à priori, elles devraient être préservées à l'est de la faille, dans la zone en contrebas (triangle Langourla / Le Gouray / Langouhèdre). Cette préservation différentielle des altérites de part et d'autre de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre conduit à envisager deux hypothèses :

- (1) le compartiment situé à l'est de la faille n'a subi aucune altération ;
- (2) l'altération a été homogène de chaque côté de la faille, les altérites du compartiment est ayant été érodées postérieurement.

Il semble peu probable que les roches situées à l'est de la faille n'aient jamais été soumises à l'altération de type latéritique du début du Tertiaire car ces phénomènes, en partie liés au régime atmosphérique, sont d'échelle au moins régionale. Dès lors, il paraît plus

vraisemblable que l'absence d'altérites dans le compartiment oriental est liée à des processus d'érosion différentielle de part et d'autre de la faille.

Pour expliquer ce dispositif, et à titre d'hypothèse, il est possible d'imaginer des mouvements différentiels le long de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre, mouvements postérieurs à la fin des processus d'altération (post-éocènes). Le premier mouvement correspondrait à une période de surélévation relative du compartiment est, avec érosion des produits d'altération, tandis que dans le compartiment ouest, les altérites seraient préservées (Fig. III-11). Puis, après l'érosion complète des altérites situées à l'est de la faille, le mouvement se serait inversé mettant en relief les altérites actuellement présentes à l'ouest de la faille. Dans cette hypothèse, l'absence d'altérites au niveau de la surface la plus haute (Bel Air, 339 m) pourrait être due à un basculement vers le SW du bloc ouest. Les altérites mises en relief (Bel Air) auraient alors été décapées par l'érosion tandis que vers le SW, elles auraient été préservées (surface située en contre bas vers 279 m d'altitude portant des altérites notées A_{2b2}ξ₁₋₂).

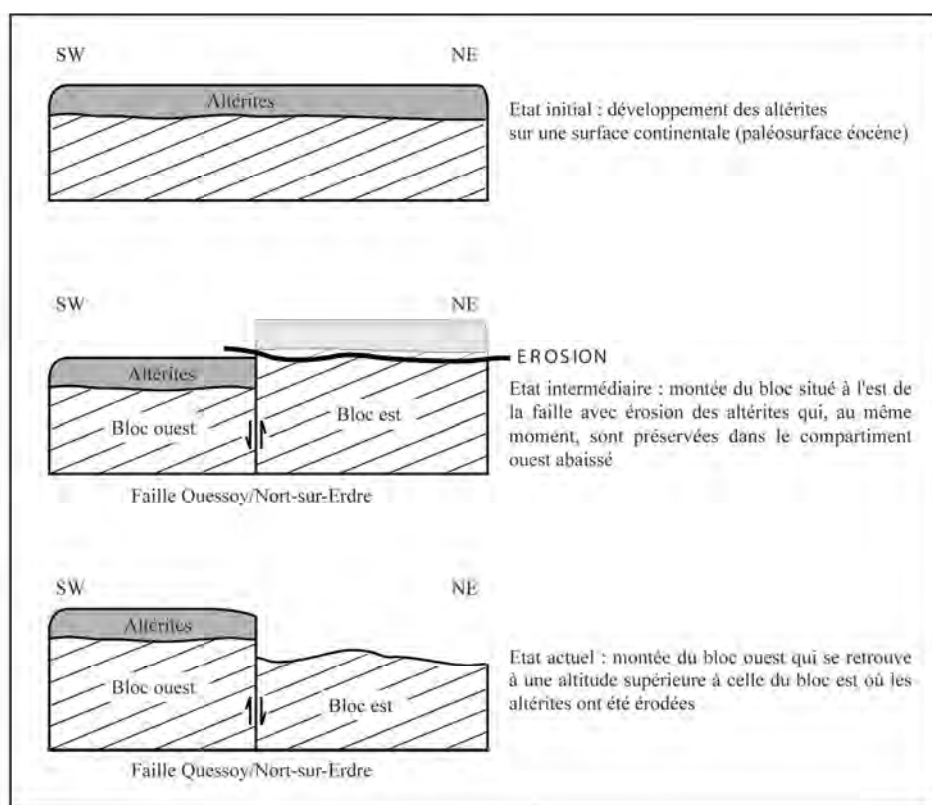


Figure III-11 : modèle de mouvements relatifs successifs le long de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre permettant d'expliquer la préservation des altérites au niveau du compartiment surélevé

Ce dispositif est perturbé, au niveau de la forêt de la Hardouinais, par des failles N70 qui sont probablement les conjuguées de la faille principale N140. Ces failles N70 délimitent une grande zone affaissée, située à l'est de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre et dans laquelle la majeure partie des altérites a été préservée (Planche hors-texte, Coupe 3).

Des indices de déformations ont été reconnus le long de plusieurs failles qui séparent de manière brutale des zones profondément altérées et des zones non altérées. En dehors du

secteur (4), les six grands secteurs de la carte qui se caractérisent par l'abondance des produits d'altération sont tous, au moins partiellement, limités par des failles. La surface portant les altérites du granite de Moncontour est affectée par un réseau de failles qui décale le front d'altération d'environ 100 m, entre une altitude située vers 110 m au nord-est (région de la Malhoure) et une altitude située vers 210 au sud-ouest (région de Trébry), en se rapprochant de Notre-Dame-du-Mont-Carmel (Planche hors-texte, Coupe 1). Ces déformations, probablement post-éocènes, sont également marquées par la préservation exceptionnelle des argiles oligocènes dans deux fossés d'effondrement limités par des failles de direction N140.

L'âge des réactivations de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre reste encore incertain : celui-ci est compris entre l'Eocène moyen-supérieur et le Quaternaire. Dans la littérature, un rejeu est signalé au Miocène (Gautier, 1964). Celui-ci serait à l'origine de la mise en place d'un système de gradins avec individualisation d'un bloc basculé : le bloc du Mené (Gautier, 1964). Plus récemment, Bonnet (1998) a montré que la zone située à l'ouest de la faille était en surrection au moins depuis le début du Quaternaire.

III-B-7 Approche de la géométrie 3D des altérites préservées dans les Landes du Mené : estimation des épaisseurs

III-B-7-1 Méthodologie

L'épaisseur des altérites dans les Landes du Mené a été modélisée en soustrayant l'altitude de leur base de l'altitude de la surface topographique fournie par le modèle numérique de terrain au pas de 50 m. La surface de base des altérites a été modélisée par triangulation (Fig. III-12) à partir d'une carte en isohypses réalisée manuellement. Ces isohypses ont été obtenues en joignant les points de même valeur (même altitude) correspondant à l'intersection entre les courbes de niveau et la base des altérites. La construction des isohypses s'est appuyée sur le modèle conceptuel de répartition des altérites supergènes (Fig. III-1) et sur les différents coupes réalisées dans la région des Landes du Mené (Planche hors-texte).

III-B-7-2 Résultats et interprétation (Fig. III-13)

La carte de l'épaisseur des altérites a été validée par un retour aux coupes (Planche hors-texte) et par les données de terrain. Les teintes de bleu correspondent aux zones où les altérites sont peu épaisses, c'est-à-dire de l'ordre de quelques mètres. Les couleurs du jaune au rouge, qui sont les plus représentées, caractérisent les zones où les altérites ont une épaisseur comprise entre 10 et 25 m. Du rouge au blanc, les altérites sont plus épaisses, avec des valeurs comprises entre 25 et 40 m. Les épaisseurs maximales (40 m) se rencontrent au niveau de La Ferrière et au niveau des Landes du Mené.

La carte de l'épaisseur des altérites dans les Landes du Mené montre que les zones où les roches sont altérées sur plusieurs dizaines de mètres (20 à 40 m) sont beaucoup plus développées (surfaces de 10 à 20 km²) que celles qui ont été figurées récemment sur la feuille de Monfort-sur-Meu (Thomas *et al.*, 1999). De plus, contrairement à ce qu'ont décrit Thomas *et al.* (1999), pour la région de Montfort-sur-Meu, il n'existe pas de lien direct entre l'épaisseur des altérites préservées sur ces surfaces et l'état de fracturation du socle.

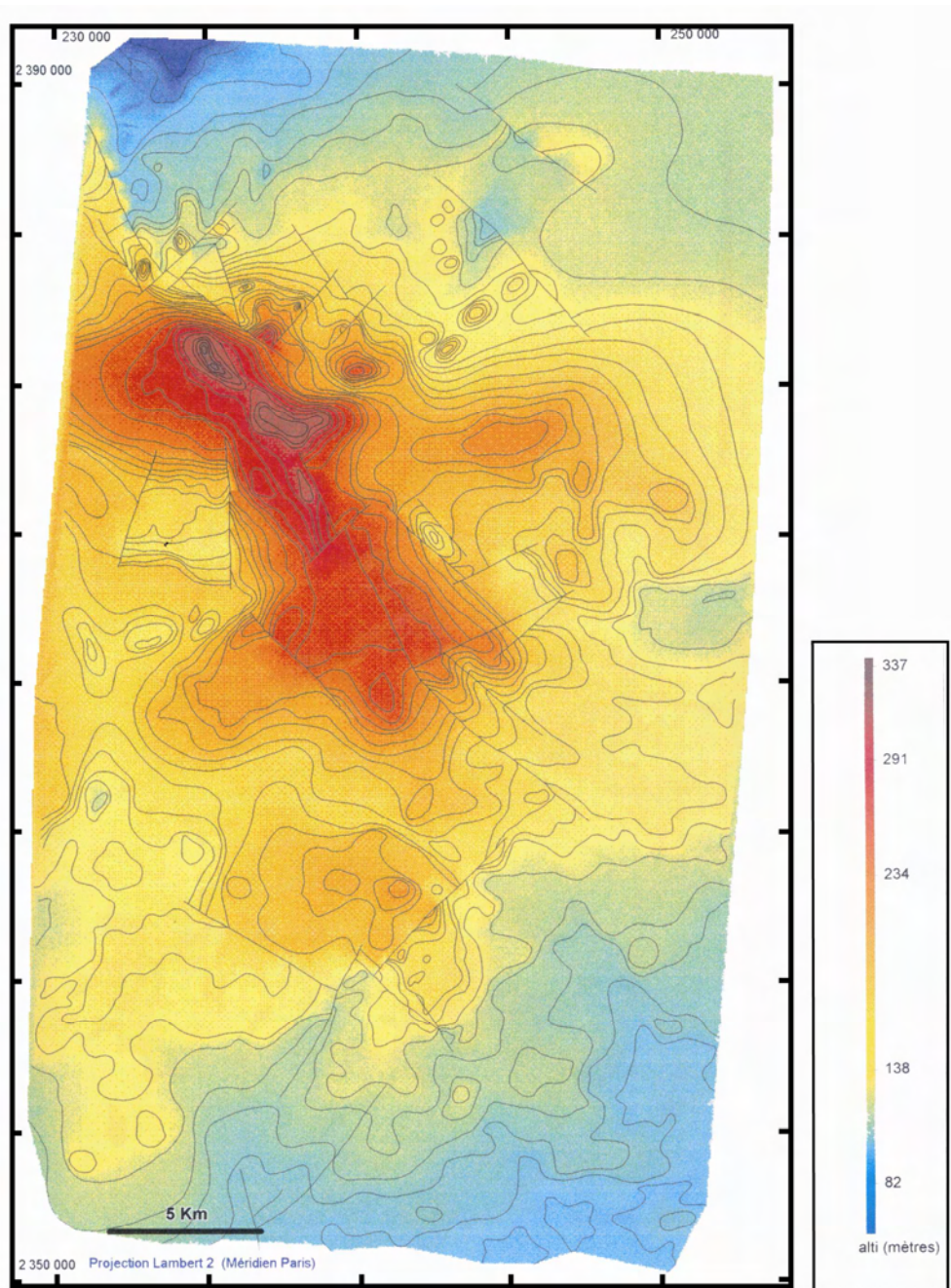


Figure III-12 : surface de base des altérites dans les Landes du Mené

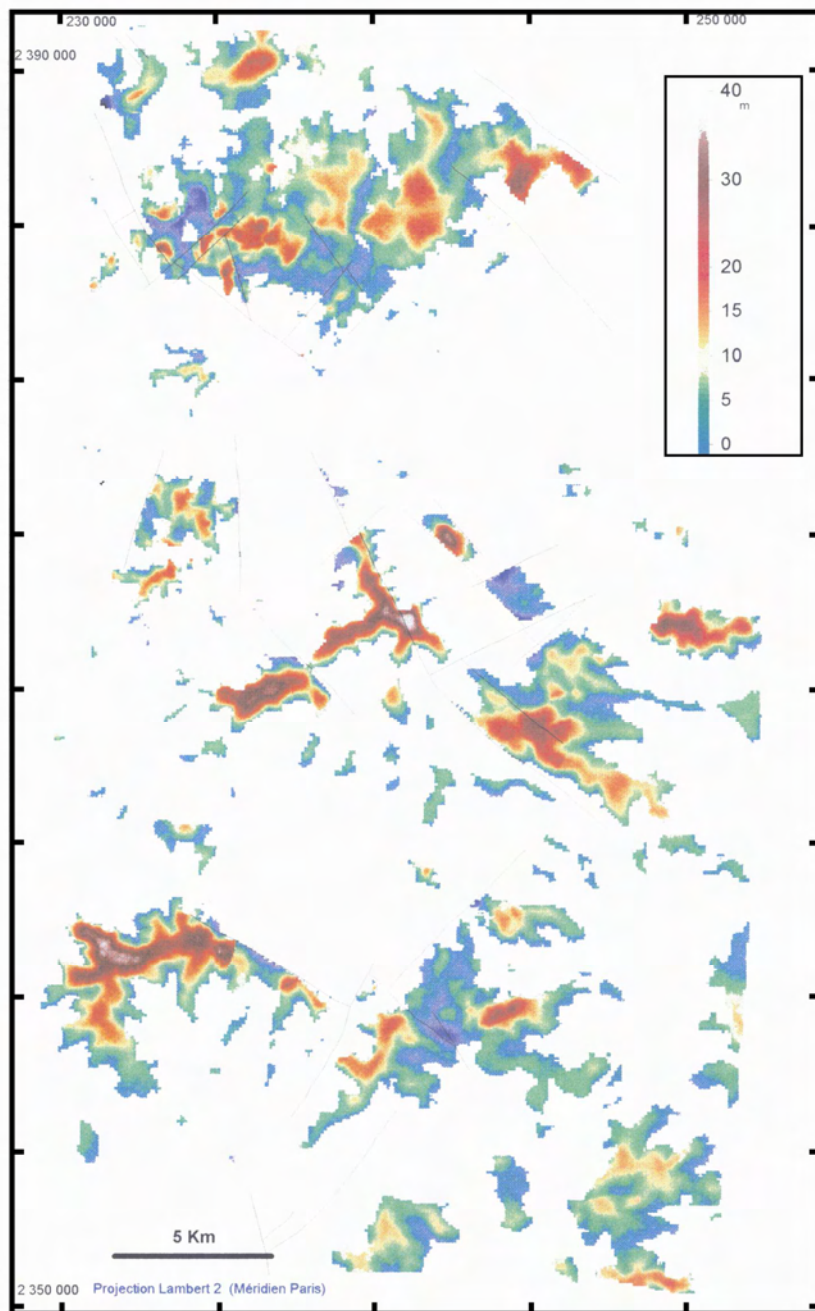


Figure III-13 : épaisseurs des altérites dans les Landes du Mené

A partir des données acquises dans la région de Montfort-sur-Meu et à partir de celles acquises dans les Landes du Mené, deux grands types de répartition des altérites, dont l'épaisseur est supérieure à 20 m, peuvent être envisagés :

- un premier type préservé dans des fossés d'effondrement et lié à l'état de fracturation du socle qui correspond à des zones de faible extension (Montfort-sur-Meu) ;
- un second type, d'extension plus importante, non limité aux fossés d'effondrement et qui correspond à des profils d'altération préservés sur des plateaux témoins de la surface éocène (silcrètes).

Il n'est pas impossible que des épaisseurs d'altération plus importantes liées aux réseaux de fractures soient présentes dans le second type (par exemple une zone où les altérites ont une épaisseur moyenne de 20 m et au sein de laquelle certains secteurs montrent des épaisseurs de l'ordre de 40 m). A l'exception d'affleurements remarquables, la cartographie de terrain ne permettra pas de faire apparaître ces zones plus profondément altérées et seuls des forages pourront les mettre en évidence.

III-B-8 Apports de la cartographie des formations superficielles sur la carte géologique de Ploërmel (Fig. III-14, Thomas *et al.*, 2004)

L'étude de la répartition des formations superficielles, et plus particulièrement celle des altérites, entreprise dans la région des Landes du Mené a été poursuivie, dans le cadre de ce travail et en collaboration avec le BRGM, par le levé au 1/50 000 de la carte géologique de Ploërmel (351) située immédiatement au sud du domaine précédent.

Sur la feuille Ploërmel, la majeure partie des terrains affleurants sont rapportés au Briovérien et leur âge, encore sujet à discussion, pourrait s'échelonner du Protérozoïque terminal au Cambrien basal, comme cela semble être le cas pour les sédiments briovériens de la vallée de la Mayenne (Guerrot *et al.*, 1992). Le découpage en trois ensembles particuliers (notice, Thomas *et al.*, 2004), la distinction de faciès au sein de ces ensembles (basée principalement sur l'étude du rapport argiles/grès), l'étude du modèle numérique de terrain au pas de 50 m, permet de mettre en évidence de grandes failles (carte, Thomas *et al.*, 2004), orientées principalement N140, qui sont l'expression de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre. Les autres formations présentes sur la feuille Ploërmel sont rapportées à l'Ordovicien. Elles occupent le quart nord-est de la feuille (Formation de Pont-Réan et Formation du Grès armoricain), ainsi que la frange sud de la carte (Formation de Pont-Réan, Formation du Grès armoricain et Formation de Traveusot). Le granite de Lizio, témoin septentrional des granites hercyniens liés au fonctionnement du cisaillement sud-armoricain, ne s'étend que sur un faible périmètre, à l'extrémité sud-ouest de la feuille.

Les mêmes critères de cartographie que ceux retenus pour la cartographie des altérites dans les Landes du Mené ont été utilisés. L'utilisation des sondages répertoriés en BSS (BRGM) s'étant avérée être très insuffisante, des sondages de reconnaissance géologique (estimations des épaisseurs d'altérites) ont été conduits sur la moitié est de la feuille dans le courant de l'été 2000.

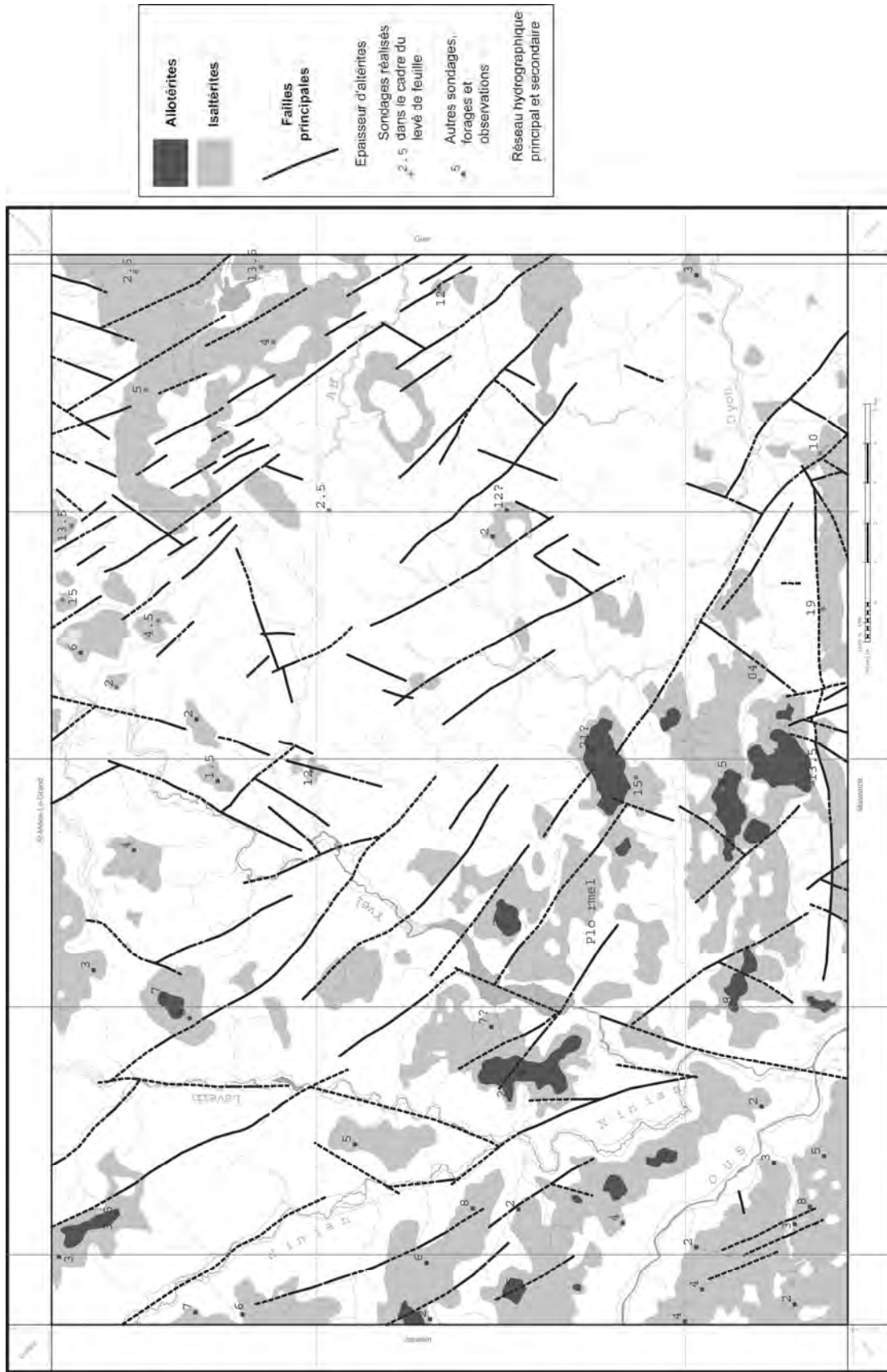


Figure III-14 : carte de répartition des altérites sur la feuille Ploërmel

III-B-8-1 Formations tertiaires

Au nord-ouest de la feuille, des sédiments meubles ont été attribués, par défaut, au Tertiaire. En surface, le périmètre de cette formation se distingue par l'importance des éléments pluricentimétriques de quartz en pierres "volantes"

Ces dépôts sont caractérisés par des alternances subhorizontales sablo-argileuses, avec, ponctuellement, des niveaux à éléments de quartz, parfois roulés (Bodieu ; X :238 850 ; Y :2 349 450). La mauvaise préservation des affleurements ne permet pas d'observer de figures sédimentaires. Néanmoins, on observe, à la base des faciès les plus grossiers, un ravinement des niveaux argileux. Au sud de Mohon, ces dépôts pourraient faire suite aux dépôts de la Trinité-Porhoët (feuille Loudéac), d'âge éocène inférieur (Estéoule-Choux & Ollivier-Pierre., 1973 ; Ollivier-Pierre, 1974 ; Chapitre II), préservés grâce au rejeu tardif de failles N140 et de leurs conjuguées N40-60. Les dépôts argilo-sableux de la Trinité-Porhoët (Chapitre II), dont la flore fossile est très riche, se sont vraisemblablement mis en place dans des dépressions de superficie restreinte. L'analyse palynologique (Ollivier-Pierre, 1974) a montré que ces dépôts s'étaient effectués dans des étendues d'eau douce bordées de zones marécageuses elles-mêmes entourées de forêts palustres.

III-B-8-2 Silcrètes et ferricrètes

Comme sur la feuille voisine de Montfort-Sur-Meu (Thomas *et al.*, 1999), aucun témoin de formations silicifiées n'a pu être mis en évidence. Vers le nord (i.e. vers les Landes du Mené), l'affleurement le plus proche est donc celui situé au sud de Ménéac, sur la feuille St-Méen-Le-Grand (Planche hors-texte). De la même manière, il ne semble y avoir, sur la feuille Ploërmel, aucune relique de formations cuirassées ferrugineuses.

III-B-8-3 Nature, répartition et épaisseur des altérites

Isaltérites

⇒ Briovérien bA

Les secteurs présentant des isaltérites sur substratum briovérien sont assez nombreux, notamment dans le nord-ouest de la carte. Les isaltérites sur briovérien silto-gréseux correspondent à une roche meuble, verdâtre, à structures conservées (stratification et schistosité encore visibles), partiellement transformée en argile blanche à ocre pour les niveaux fins, et en sable et argile plus ou moins consolidés, pour les niveaux plus gréseux. Les isaltérites sur briovérien conglomératique (conglomérat de type Gourin ou de type Néant-Sur-Yvel) sont caractérisés par un conglomérat dont les galets, plus ou moins jointifs, sont désolidarisés (faciès b3Cg et b2Cg). Elles se rencontrent rarement à l'affleurement et se distinguent généralement à la surface des champs par d'abondants galets de quartz arrondis emballés dans une argile blanche à ocre.

Sur les sédiments à grain plus fin, le passage entre les isaltérites et le socle non altéré est progressif et se matérialise par une zone de socle "déstructuré" où des plaquettes de schistes et des fragments gréseux sont emballés dans une matrice très argileuse, localement plus sableuse. Il pourrait s'agir du sommet de la zone fissurée, beaucoup plus difficile à caractériser dans les schistes que dans les formations donnant des arènes.

Une série de sondages a été effectuée afin d'évaluer l'épaisseur des niveaux altérés pour les différents faciès du Briovérien. Les épaisseurs d'altérites estimées sont généralement

faibles et inférieures à 10 mètres. Les altérites sont particulièrement bien représentées pour le faciès b3 (siltites majoritaires) et les sondages ont montré que leur épaisseur est souvent plus importante que celle des autres faciès du Briovérien, (environ 15 m).

⇒ Arénig - Formation de Pont-Réan O₂BA

Les isaltérites sur siltites paléozoïques sont excessivement rares. Elles se limitent, sur la feuille Ploërmel, à un seul affleurement visible au sud du lieu-dit Les Rues Gaspais, à mi-chemin entre Campénéac et Paimpont. Au Sud de Beignon, des indices (présence d'argiles rouges à la surface des champs) témoignent de la présence d'altérites mais, dans ce secteur, elles n'ont jamais pu être observées en place. Aux Rues Gaspais, elles correspondent à des argiles rouges et blanches dans lesquelles les structures des siltites saines sont encore identifiables (schistosité et litage conservés). Elles emballent également de nombreux reliquats de siltites saines sous-jacentes. Un sondage effectué dans ces isaltérites a montré qu'elles atteignent deux mètres d'épaisseur au maximum. De plus, du fait de leur position en fond de vallon, le caractère allochtone de ces argiles n'est pas évident : il pourrait s'agir du lessivage puis du dépôt, dans une zone en dépression, des particules fines des séries rouges immédiatement avoisinantes.

⇒ Arénig - Formation du Grès armoricain O2A

La Formation du Grès armoricain est largement affectée par les phénomènes d'altération et se présente rarement sous sa forme saine, excepté au sommet des hauts topographiques de la forêt de Paimpont. Ces altérites présentent un faciès caractéristique formé d'argiles blanches emballant de nombreux blocs de grès quartzitique anguleux issus de la formation sous-jacente. L'épaisseur maximale atteinte lors des sondages est de 13 mètres à Paimpont.

⇒ Llanvirn - Llandeilo– Formation de Traveusot O3-4A

Sur cette carte, tout comme pour la Formation du Grès armoricain, les siltites de la Formation de Traveusot se présentent rarement sous leur forme non-altérée. Le plus souvent, les isaltérites apparaissent sous la forme d'argile blanche à ocre où seule la présence de petits fragments résiduels de schistes permet de faire la distinction avec les argiles d'altération du Grès armoricain. Dans le synclinal de Réminiac, l'identification des contacts entre les deux formations est ainsi très délicat. Cette difficulté est encore accentuée par le fait que le secteur est recouvert de zones forestières bien développées où l'observation du substratum est rarement possible.

⇒ Roches volcaniques KA

Les formations volcaniques et volcano-clastiques du synclinal de Réminiac ne s'observent, à l'état sain, que dans la vallée du Patouillet. Ailleurs, les formations sont altérées en une argile blanche (puis grise en profondeur) dans laquelle est conservée la structure microlitique porphyrique de la roche originelle et le quartz, sous forme de petits éléments résiduels. L'épaisseur de ces isaltérites est, au minimum, de 19 mètres au lieu-dit La Coudraie, le sondage n'ayant pas atteint la base des altérites.

Quété (1975) avait supposé l'existence d'une faille, orientée sensiblement E-W, entre les laves, au sud, et les séries rouges, au nord, à cause de l'escarpement, souvent net, entre les deux formations ("abrupt d'une vingtaine de mètres"). Il est vrai que le contact est franc : les formations volcaniques très altérées passent brutalement aux séries rouges parfaitement saines

mais l'écart altimétrique entre les deux formations pourrait aussi se justifier par l'altération différentielle plus prononcée des laves.

Les contacts avec la Formations du Grès armoricain au sud sont beaucoup moins nets pour deux raisons : d'une part, en surface, l'altération des laves et celle des grès se présentent sous la même forme (argile blanche à ocre) où les fragments sont rares. Dans ce cas, seule l'analyse pétrographique détaillée permet une distinction. D'autre part, le contact entre les deux formations est fréquemment masqué par les éboulements de Grès armoricain.

⇒ Roches plutoniques : Granite de Lizio - La Ville Der 1-2A

Le granite de Lizio – La Ville Der, présente, excepté dans l'étroite vallée du ruisseau de la Gré Cocherel et de son affluent occidental, une altération en arène de granulométrie très hétérogène. L'épaisseur des arènes est extrêmement variable : inférieure au mètre sur les parties sommitales du batholite et une dizaine de mètres dans d'autres secteurs, notamment, au nord-est du pluton. Les arènes reposent sur un horizon où le granite est fissuré de manière irrégulière avec, dans les parties supérieures, un débit horizontal souvent marqué (de bons affleurements tout au long de la D4).

Localement, aux abords des vallées, les arènes ont subi un transport lié à la pente. Elles se présentent alors comme des arènes litées où alternent niveaux grenus et lentilles argileuses. Leur épaisseur peut parfois être conséquente : plus de 10 mètres sur les versants de la vallée du ruisseau de la Gré Cocherel. Pour ne pas surcharger la carte, ces arènes transportées ont été reportées sous l'appellation "arènes" mais auraient pu aussi être figurées sous la notation AS (cf. carte : altérites solifluées).

Allotérites

⇒ Allotérites sur Briovérien Ab

Sur la feuille Ploërmel, les secteurs à allotérites sont peut fréquents et localisés uniquement sur substratum briovérien. Ces secteurs se distinguent notamment dans la partie nord-ouest de la feuille, aux alentours des hauts topographiques, et au sud de la feuille, entre Ploërmel et Augan où ces altérites forment de petits plateaux de faible extension. Quel que soit le Briovérien considéré (b1,b2 ou b3), ces allotérites se présentent comme des argiles blanches à ocre, souvent homogènes où les seuls fragments qui persistent sont représentés par du quartz en proportion et taille plus ou moins variable.

III-B-8-4 Les relations fracturation / altération

Comme dans les Landes du Mené, les secteurs les plus altérés ne semblent pas coïncidés avec des fossés d'effondrement réactivés postérieurement à la période d'altération principale (Fig. III-14), à l'image des profils les plus épais de la feuille voisine de Montfort-Sur-Meu (Thomas *et al.*, 1999). Les altérites occupent, sur la feuille Ploërmel, des surfaces beaucoup plus restreintes que dans les Landes du Mené, sauf au sud de Ploërmel où une vaste zone plane, située à une altitude moyenne de 80 m, semble mieux individualisée (l'épaisseur des altérites restant généralement faible). De la même façon (excepté pour les laves ordoviciennes, cf. supra), et en opposition avec ce qui est observé sur les Landes du Mené, il apparaît que les profils préservés sont très peu épais : une quinzaine de mètres au maximum.

A la suite des observations précédentes, il s'avère que l'utilisation des altérites comme marqueur d'une déformation tertiaire ne peut être envisagée dans l'état actuel des connaissances sur le secteur couvert par la feuille Ploërmel. L'absence de niveaux cuirassés

(silcrètes, ferricrètes) ne permet pas de positionner efficacement la surface continentale paléocène dans son état actuel et, à fortiori, dans son état initial anté-déformation.

Il semble néanmoins que ce secteur méridional ait évolué de manière différente de celui des Landes du Mené avec une diminution graduelle de l'épaisseur des profils d'altération préservés en direction du sud : l'épaisseur des altérites dans les Landes du Mené atteint 40 m, tandis qu'au niveau de Ploërmel elle n'est plus que de quelques mètres. La cause peut en être multiple : mouvements de blocs à la suite de phénomènes tectoniques, érosion préférentielle suite à des transgressions marines (Oligocène, Miocène) qui n'auraient pas atteint les Landes du Mené...

La cartographie des altérites à l'échelle de trois cartes géologiques (région des Landes du Mené et carte géologique Ploërmel) a permis de montrer le jeu tardif de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre mais également de mettre en évidence des zones où les altérites sont peu préservées. Ces zones pourraient être interprétées comme le résultat du décapage des profils d'altération, soit lors des transgressions marines oligocène et/ou miocène, soit à la suite de mouvements différentiels de blocs tectoniques.

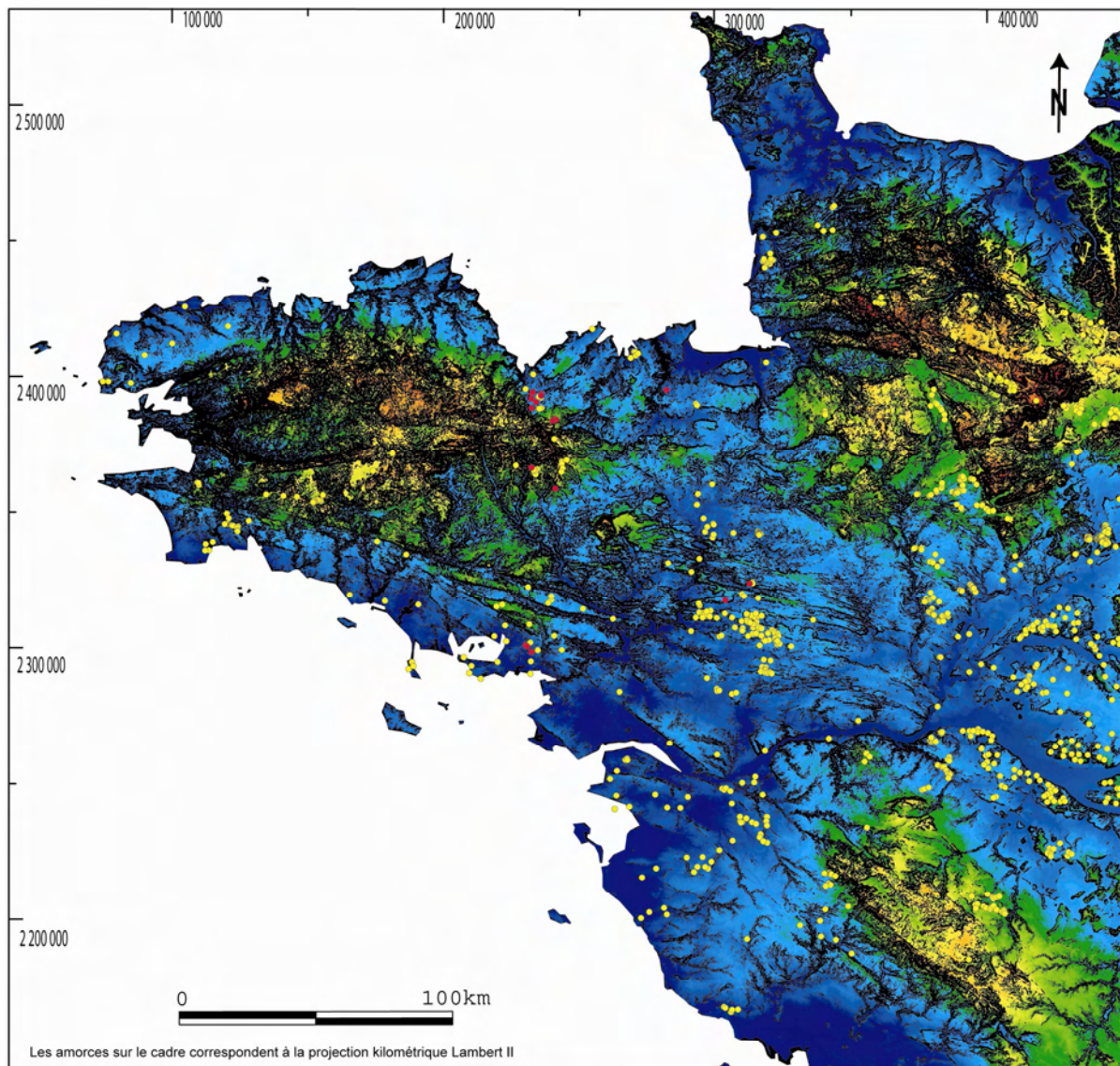
III-C MODELE DE REPARTITION DES ALTERITES A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN

L'étude des profils d'altération dans les Landes du Mené a montré (1) qu'il existait un lien géométrique entre les silicifications pédologiques probablement d'âge éocène moyen-supérieur et les altérites qu'elles recouvrent et (2) que ces formations superficielles sont caractéristiques de la surface paléogène.

Le principe utilisé pour construire le modèle de répartition des altérites à l'échelle du Massif armoricain consiste à extraire la surface paléogène à partir de la carte d'affleurement des grès ladères et autres silcrètes probables (Fig. III-10).

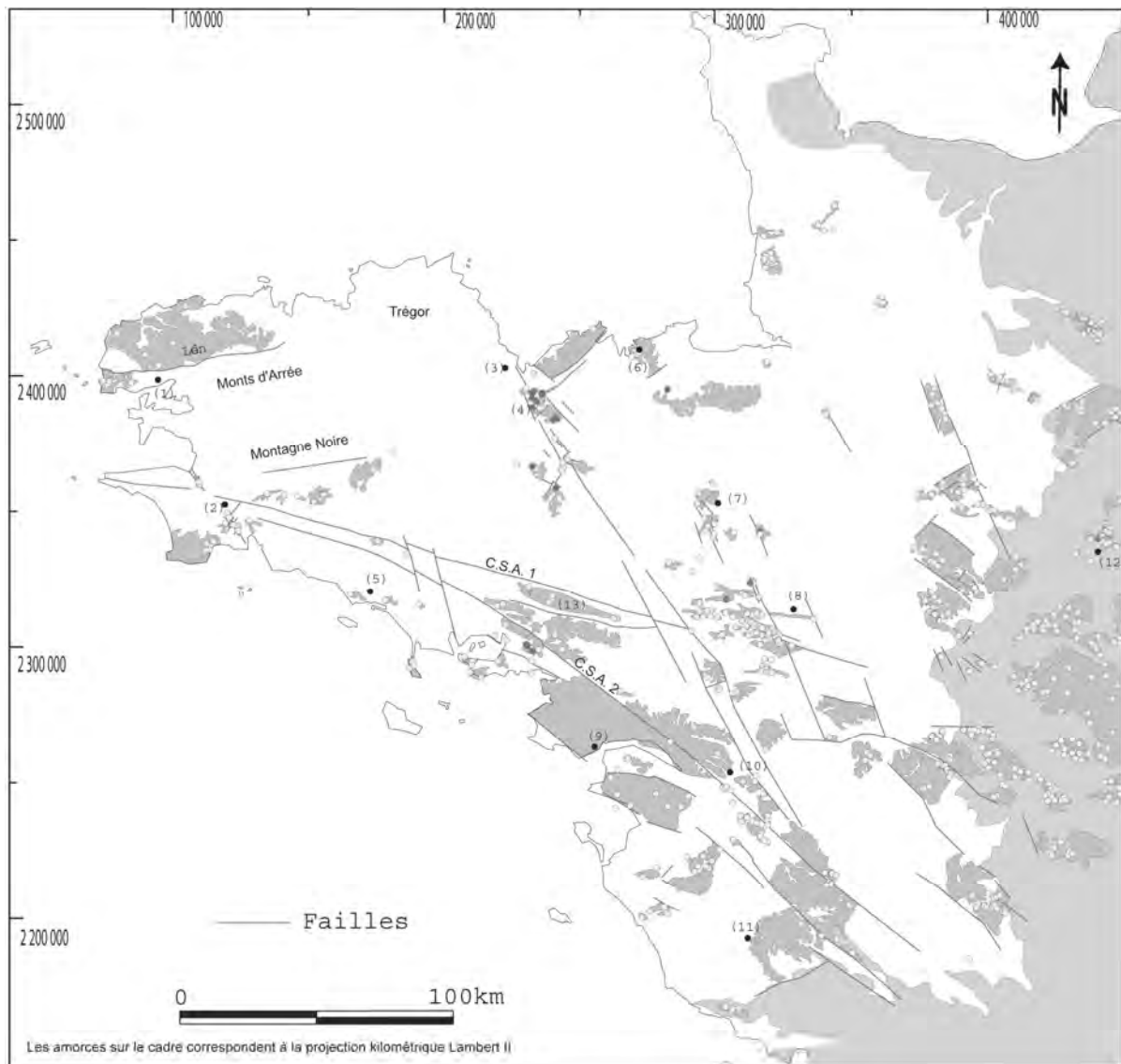
La surface paléogène a été tracée à partir d'une carte d'étagement des replats, fournie par R. Wyns (BRGM), où les pentes supérieures à 2.5 % (versants) apparaissent en noir et où les silicifications répertoriées dans la bibliographie ont été figurées (Fig. III-15). L'extraction des replats, qui, sur cette carte, sont caractérisés par la présence de points d'affleurement de silicifications, a permis de définir la répartition des témoins de la surface paléogène à l'échelle du Massif armoricain (Fig. III-16).

Cette surface (où a priori les altérites sont présentes) est principalement représentée à l'est du Massif armoricain, au niveau de la transition avec le bassin de Paris (Fig. III-16). Des témoins de cette surface sont également préservés au sud du Cisaillement Sud Armoricain, dans le triangle Nantes / Saint-Nazaire / La Roche-sur-Yon, dans la région des Landes de Lanvaux et au sud de Quimper. Vers le nord, seule la région du Léon montre une extension importante de la surface paléogène. Sur le reste du Massif armoricain, elle n'occupe que de petites zones essentiellement localisées dans la région de Rennes-Châteaubriant, dans la région de Dinan et dans la région des Landes du Mené. Dans le Centre Bretagne, elle n'a pas été caractérisée, sauf très localement au sud de la Montagne Noire.



- Données bibliographiques (affleurements probables de silcrètes)
- Observations personnelles de silcrètes

Figure III-15 : carte de localisation des silcrètes en fonction des replats (en noir, pentes supérieures à 2.5%)



- Données bibliographiques (affleurements probables de silcrètes)
- Observations personnelles de silcrètes
- Surface paléogène marquée par la présence de silcrètes
- Terrains sédimentaires du bassin de Paris

Villes

- | | |
|----------------------|--------------------------|
| (1) : Brest | (8) : Châteaubriant |
| (2) : Quimper | (9) : St-Nazaire |
| (3) : St-Brieuc | (10) : Nantes |
| (4) : Landes du Mené | (11) : La Roche/Yon |
| (5) : Lorient | (12) : Le Mans |
| (6) : St-Malo | (13) : Landes de Lanvaux |
| (7) : Rennes | |

- C.S.A. 1 : Cisaillement Sud Armoricaire, branche nord
- C.S.A. 2 : Cisaillement Sud Armoricaire, branche sud

Figure III-16 : modèle de répartition des altérites sur le Massif armoricain en fonction de la surface paléogène extraite à partir du géoréférencement des silcrètes

Cette carte suggère que l'extension spatiale des altérites à l'échelle du Massif armoricain est relativement réduite. Cette première approche, qui repose uniquement sur la localisation des silcrètes probables, ne peut en aucun cas fournir une image définitive de la répartition des altérites à l'échelle du Massif armoricain. Il est évident que les altérites couvrent une superficie plus importante que ce que laisse envisager la répartition de la surface paléogène présentée ici. L'avantage de cette approche est de fournir une base aux recherches futures qui devront s'appuyer sur un travail de cartographie considérable dans lequel les zones de replats seront à prospector en premier lieu. D'autre part, elle constitue une première étape de caractérisation de la surface paléogène à l'échelle du Massif armoricain. A partir de la reconstitution de l'état actuel de cette surface, il sera ensuite possible de réaliser des calculs de la composante verticale de la déformation finie totale, régionale et locale à l'échelle du Massif armoricain, méthode développée par Wyns (1996b) et appliquée à la partie occidentale du bassin de Paris par Quesnel (1997).

III-D CONCLUSIONS

La cartographie des altérites dans les Landes du Mené, à partir de la définition d'un modèle géométrique 2D, valable à l'échelle des altérites du Massif armoricain, a permis de mettre en évidence le rejeu post-éocène de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre. La présence d'allotérites et de cuirasses ferrugineuses montre que les altérites de cette région sont en grande partie d'origine latéritique et que leur âge est probablement compris entre la fin du Crétacé et l'Eocène moyen. Cet âge semble confirmé par la présence, au-dessus des altérites, de silcrètes identiques à celles du bassin de Paris datées de l'Eocène moyen-supérieur.

La réalisation d'une carte d'épaisseur des altérites de la région des Landes du Mené a permis de mettre en évidence des replats, témoins de la surface paléogène, couvrant plusieurs dizaines de km² et où les roches sont altérées sur quelques dizaines de mètres (20 à 40 m). A l'inverse de la région de Montfort-sur-Meu, ces épaisseurs importantes ne sont pas préservées dans des bassins d'effondrement d'extension limitée. L'étude des altérites dans les Landes du Mené apporte ainsi un résultat majeur quant à leur répartition, résultat qui devra être pris en compte dans la cartographie des manteaux d'altération du Massif armoricain.

La cartographie des altérites apporte également des résultats importants sur l'histoire géodynamique du Massif armoricain dans la région des Landes du Mené, avec en particulier la caractérisation de mouvements récents le long de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre et le possible décapage des profils d'altération par les transgressions marines tertiaires au sud du domaine d'étude.

L'extraction de la surface paléogène, à partir du pointé des silcrètes décrites dans la bibliographie, a permis de proposer une première carte de répartition des altérites à l'échelle du Massif armoricain, carte qui devra être améliorée par une cartographie détaillée de ce type de formation superficielle.

Du point de vue hydrogéologique, ces résultats montrent que les altérites, qui constituent des aquifères superficiels potentiels, peuvent être préservées sur des épaisseurs et des superficies importantes. Ils devront être utilisés dans la prédiction de la localisation des réserves en eau et dans l'étude de la circulation des polluants éventuels.

CHAPITRE IV

GENESE ET GEOMETRIE DES SABLES YPRESIENS

"Le paysage du Bois de La Chaize offre une grande ressemblance avec certains aspects de la Forêt de Fontainebleau ; l'analogie s'explique par la même nature des roches ; grès de Noirmoutier et grès de Fontainebleau sont tous les deux des grès siliceux disposés en tables presque horizontales, plus ou moins disloquées."

Peneau, 1931

Témoins de transgressions marines quaternaires dans l'île de Noirmoutier(Vendée). Bull. Soc. Sci. Nat.Ouest Fr., 10, 31-50

CHAPITRE IV - GENESE ET GEOMETRIE DES SABLES YPRESIENS

Sur le Massif armoricain, les sables yprésiens (Cuisien) surmontent généralement des faciès argileux noirs riches en matière organique (Sparnacien ; Chapitre II). Ces sables sont principalement connus en sondages et les rares carrières où ils ont pu être observés en place sont maintenant inaccessibles. Néanmoins, un affleurement remarquable existe sur l'île de Noirmoutier. C'est à partir de son étude que les caractéristiques d'une partie des sables yprésiens vont être approchées.

IV-A) L'YPRESIEN DE NOIRMOUTIER : CADRE GÉOLOGIQUE ET SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

L'affleurement de Noirmoutier se trouve au nord-ouest de l'île, entre la Pointe des Dames et l'Anse Rouge (Fig. IV-1). Cet affleurement appartient à un ensemble de petits gisements yprésiens, localisés dans le sud-ouest du Massif armoricain (Fig. IV-2), dans lesquels des alternances d'argiles noires et de sables grossiers ont été décrites, et qui sont principalement connus par sondages (Ollivier-Pierre *et al.*, 1985 ; Borne, 1986 ; Chevalier, 1987). Ces alternances peuvent être divisées en deux séquences :

- une séquence basale, qui débute par une alternance d'argiles et de sables et qui s'achève par un niveau argileux épais de 8 m. Cette séquence se serait déposée dans un environnement lagunaire ;
- une séquence sommitale, qui se distingue par des sédiments détritiques beaucoup plus grossiers où s'intercalent des niveaux argileux peu épais. Cette seconde séquence correspond probablement à la brusque décharge clastique grossière, en direction du NE, signalée à Saint-Jean-de-Monts et à Notre-Dame-de-Monts (Chevalier, 1987), et qui montre qu'il devait exister un domaine continental situé plus à l'ouest (Fig. IV-3a).

Des études plus récentes attribuent les ensembles sableux sommitaux à un paléodelta, alimenté par un paléofleuve venant de l'est, et dont les traces s'échelonnent, aujourd'hui, entre Noirmoutier et Bressuire (Fig. IV-3b ; Borne, 1986 ; Godard *et al.*, 1994). Cette interprétation est en contradiction avec celle proposée par Chevalier (1987) pour qui les sables sommitaux proviennent en partie d'un paléorelief situé vers le sud-ouest, zone aujourd'hui maritime. Une nouvelle interprétation a été proposée par Thomas (1999) pour qui les deux séquences correspondraient au remplissage d'une paléovallée ou d'une paléoria avec, tout d'abord, un ensemble lagunaire (séquence basale), suivi par le développement d'un delta (séquence sommitale) qui serait soit la prolongation vers le nord du vaste delta mis en évidence au nord du bassin d'Aquitaine et qui fonctionnait à la même période (Dubreuilh, 1987), soit le débouché du paléofleuve décrit par Godard *et al.*, 1994.



Figure IV-1 : localisation de l'affleurement de Noirmoutier (modifié d'après Ters *et al.*, 1978)

D'après la carte géologique à 1/50 000 de l'île de Noirmoutier / Pointe-de-Saint-Gildas numéro 506-533 (Ters *et al.*, 1978), l'affleurement de Noirmoutier est encadré, à la base, par des micaschistes ou par des argiles crétacées et, au sommet, par des calcaires dolomitiques du Lutétien supérieur (Fig. IV-1). Cet affleurement dépend d'une unité plus vaste qui se poursuit vers l'ouest sous les calcaires lutétiens. Les sondages, réalisés dans ce secteur, montrent que les sédiments yprésiens sont principalement sableux et qu'ils sont présents entre - 4 m et + 16 m NGF. Entre la tour Plantier et la plage des Dames (Fig. IV-1), les sables contiennent une intercalation lenticulaire argilo-sableuse, riche en matière organique, et épaisse de 2 m au maximum. Cette lentille s'amincit au sud et disparaît au nord. Deux autres niveaux argilo-sableux ont aussi été signalés à la base du corps sableux : dans le marais de la Clère et sous l'Anse Rouge (Fig. IV-1). Les sondages, décrits dans la notice de la carte géologique, ont permis de diviser ce corps sableux en cinq ensembles (Ters *et al.*, 1978) avec, de la base au sommet :

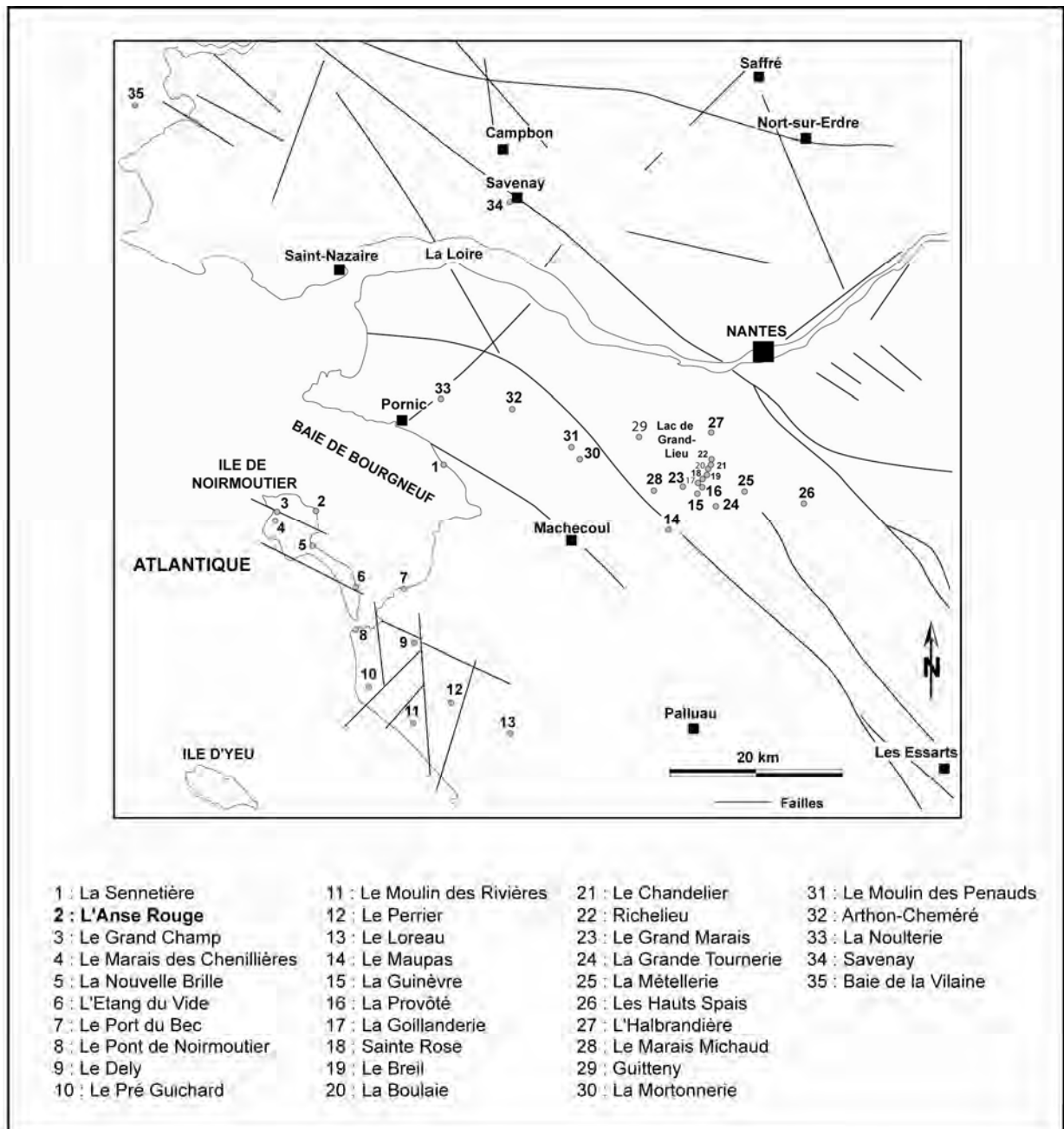
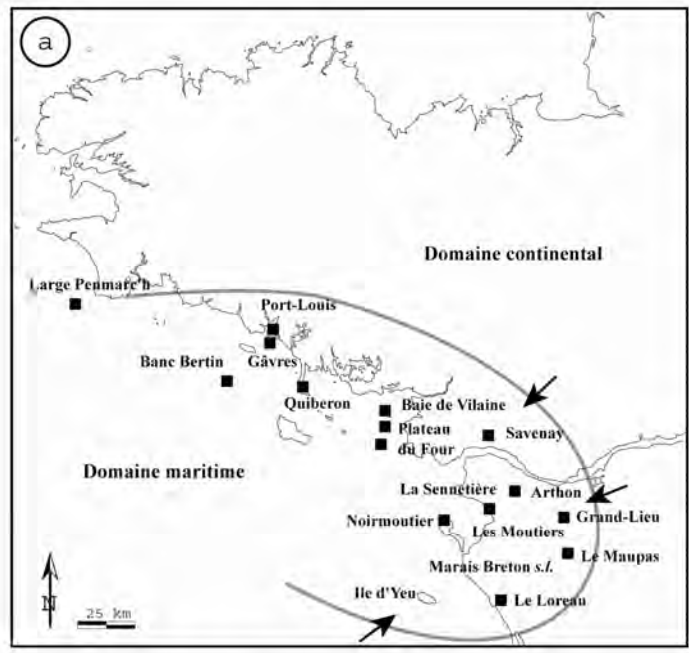


Figure IV-2 : localisation des séries yprésiennes repérées par sondages dans le quart sud-est du Massif armoricain (modifié d'après Chevalier, 1987)



- ➔ Direction des apports détritiques
- Limite paléogéographique yprésienne (extension de la lagune)



- Sédiments fluviaux
- Sédiments fluvio-deltaïques
- Failles
- Limites du fleuve yprésien

Figure IV-3 : (a) paléogéographie yprésienne du sud du Massif armoricain montrant le prolongement du continent vers le sud de Noirmoutier avec alimentation en sédiments détritiques de ce secteur depuis le sud-ouest (modifié d'après Chevalier, 1987) et (b) tracé du fleuve yprésien montrant le développement d'un delta au niveau de son embouchure (modifié d'après Godard et al., 1994)

- (1) : un ensemble de base, constitué de sables noirs argileux et riches en matière organique (Anse Rouge) dont l'attribution reste incertaine (Sparnacien supérieur ou base du Cuisien *s.l.*) ;

- (2) : un ensemble formé de sables fins siliceux qui comblent une dépression creusée dans les argiles crétacées et qui contiennent une microflore à faciès laguno-continentale et des pollens de *Nypa* ;

- (3) : un ensemble principalement argileux, dit de l'Anse Rouge, riche en matière organique ("sapropélique") et qui apparaît sous la forme d'une lentille de 200 m de large et de 2 m d'épaisseur maximale. Les argiles noires de cet ensemble sont riches en dinoflagellés et en pollens. Elles se seraient déposées, durant le Cuisien *s.l.*, dans une lagune marine éphémère de type mangrove ;

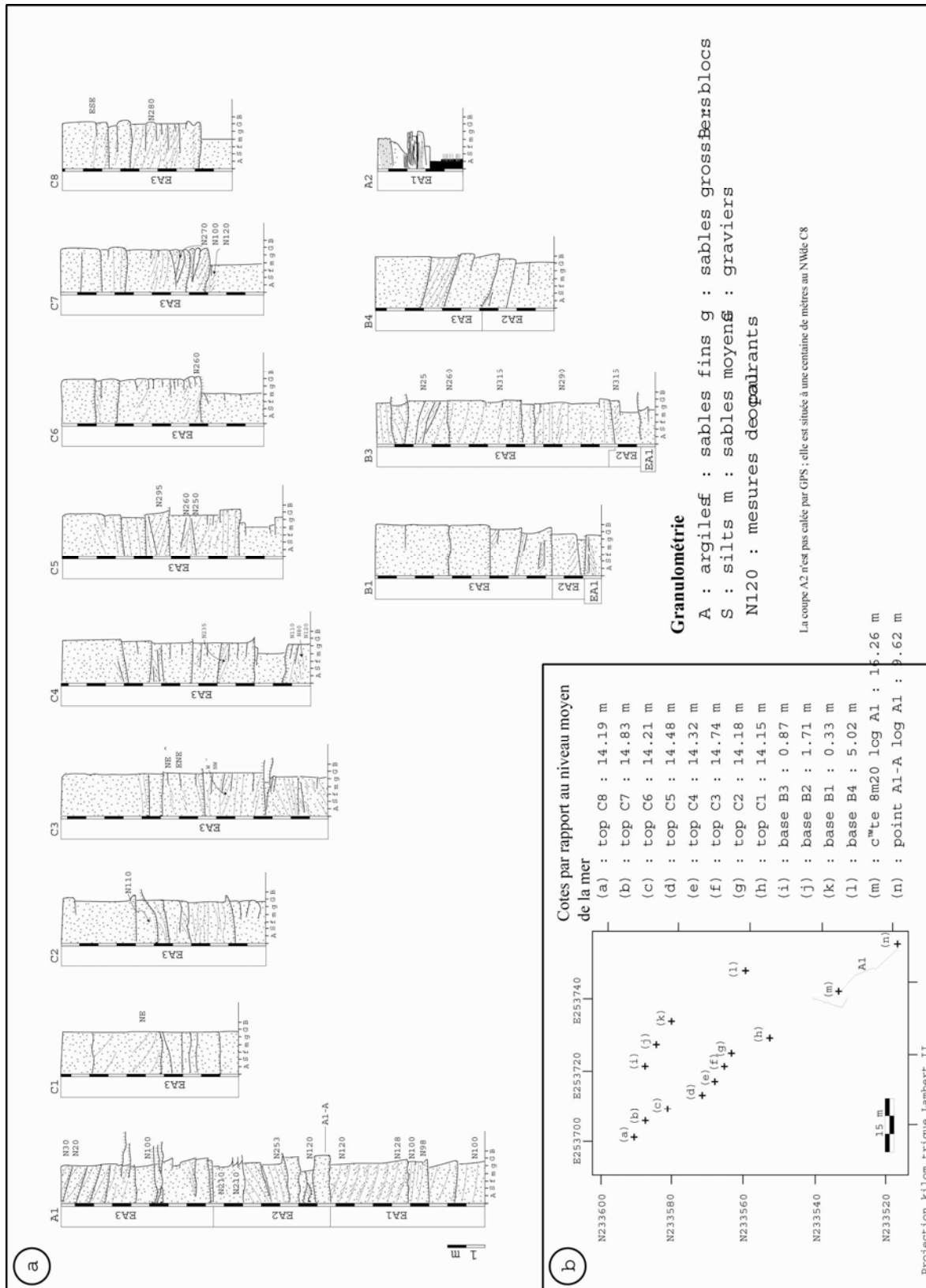
- (4) : un ensemble sablo-argileux roux, granocroissant, qui contient une rare microflore marine ou laguno-marine toujours cuisienne *s.l.*. Ces sables, qui renferment des produits de remaniement du Crétacé, se seraient déposés dans des conditions franchement marines. Ils sont par ailleurs, dans leur partie supérieure, entièrement silicifiés ;

- (5) : un ensemble sommital, formé de sables et de grès siliceux marins, épais de plusieurs mètres. Cet ensemble, granodécroissant et à litages obliques, possède, dans ses couches supérieures, des restes d'une flore de type tropical ou subtropical (Durand & Ollivier-Pierre, 1969 ; Ollivier-Pierre, 1980). Il est, comme le sommet de l'ensemble précédent, entièrement silicifié et attribué au Cuisien *s.s.*

La silicification qui affecte les corps sableux (ensemble 4 et 5) ne présente aucune des caractéristiques retenues par Thiry *et al.* (1988) dans la description des silcrètes pédologiques du bassin de Paris (Chapitre III). En effet, aucune coiffe et aucun débit en colonne n'ont été découverts. De même, les oxydes de titane et les traces de racines semblent absents. D'autre part, des empreintes rapportées à *Sabalites* ont été signalées dans les faciès silicifiés (Crié, 1881 ; Durand, 1957b), ce qui suggérerait un âge éocène possible (Chapitre III). La conservation des structures sédimentaires et de la flore tropicale pourrait, éventuellement, permettre de les rapprocher des silicifications de nappes (Thiry, 1999), à l'image de celles d'âge plio-quadernaire affectant les Grès de Fontainebleau (Thiry & Bertrand-Ayrault, 1988). Il faut signaler, d'autre part, que leur faciès ressemble également aux grès sparnaciens du Pays de Caux (Dupuis & Steurbaut, 1987 ; Thiry & Dupuis, 1998 ; Dupuis, 2000). L'âge des silicifications de Noirmoutier n'est donc pas contraint et des études complémentaires sont nécessaires.

IV-B) CARACTÉRISATION DU MILIEU DE DÉPÔT DES SABLES YPRÉSIENS DE NOIRMOUTIER

L'affleurement où l'étude sédimentologique a été menée (Fig. IV-1) correspond au sommet de l'ensemble (3) et aux ensembles (4) et (5), soit à l'ensemble de l'Yprésien supérieur. Cette étude, réalisée à partir du levé de 13 coupes sédimentologiques calées par GPS (Fig. IV-4), a permis de définir trois éléments architecturaux (EA1, EA2 et EA3) comprenant neuf faciès. En sédimentologie, les éléments architecturaux se caractérisent par une forme géométrique externe et une organisation interne caractéristiques, et par un ensemble de faciès propres au système (Miall, 1977). Chaque élément architectural provient d'un même mécanisme de sédimentation qui intègre les processus autocycliques. La définition de ces éléments architecturaux permet de caractériser les environnements de dépôt dans lesquels ils se sont mis en place. Ils sont particulièrement bien adaptés à la description des



Granulométrie

A : argiles : sables fins g : sables grossiers
 S : silts m : sables moyens : graviers
 N120 : mesures de paillettes

La coupe A2 n'est pas calée par GPS ; elle est située à une centaine de mètres au NW de C8

Cotes par rapport au niveau moyen de la mer

(a) : top C8	: 14.19 m
(b) : top C7	: 14.83 m
(c) : top C6	: 14.21 m
(d) : top C5	: 14.48 m
(e) : top C4	: 14.32 m
(f) : top C3	: 14.74 m
(g) : top C2	: 14.18 m
(h) : top C1	: 14.15 m
(i) : base B3	: 0.87 m
(j) : base B2	: 1.71 m
(k) : base B1	: 0.33 m
(l) : base B4	: 5.02 m
(m) : cote 8m20 log A1	: 16.26 m
(n) : point A1-A log A1	: 9.62 m

Figure IV-4 : (a) détail des coupes sédimentologiques réalisées sur l'affleurement de Noirmoutier et (b) carte de localisation de ces coupes après calage par GPS différentiel

affleurements où le nombre de faciès est important par rapport à la taille de la coupe (Debarre, 2000). A Noirmoutier, compte tenu de la diversité des faciès, l'utilisation des éléments architecturaux est apparue comme la méthode la plus adaptée pour caractériser le(s) milieu(x) de dépôt.

IV-B-1 Description des éléments architecturaux

IV-B-1-1 Elément architectural EA1

L'élément architectural EA1 est constitué par deux faciès hétérolithiques argilo-silteux (EA1-a) et sablo-argileux (EA1-b) et par un faciès homolithique sableux (EA1-c).

Faciès EA1-a : niveaux hétérolithiques argilo-silteux (Planche photo IV-1, a et b)

Le faciès EA1-a est constitué par des lamines millimétriques continues d'argile, de couleur ocre (Planche photo IV-1, a) ou noire (Planche photo IV-1, b), qui sont organisées en lits plans parallèles (épaisseur : 1 à 2 cm). Ces argiles sont riches en restes organiques (Borne, 1986) : cuticules, débris ligneux, spores, pollens de *Nypa*, spicules, dinoflagellés et moules internes de foraminifères. La fraction minérale est principalement composée par de la kaolinite et de l'illite (Estéoule-Choux, 1967). Les minéraux accessoires sont la muscovite, la pyrite, le grenat et les oxydes de fer (Borne, 1986). Les argiles alternent avec des niveaux continus ou discontinus de silts bien classés (épaisseur : millimétrique à 1.5 cm). Comme pour les niveaux argileux, les niveaux silteux apparaissent en lits plans parallèles. Dans ce faciès hétérolithique aucune bioturbation n'a été décrite.

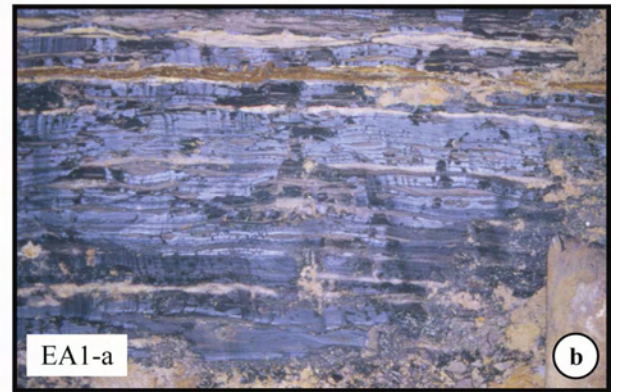
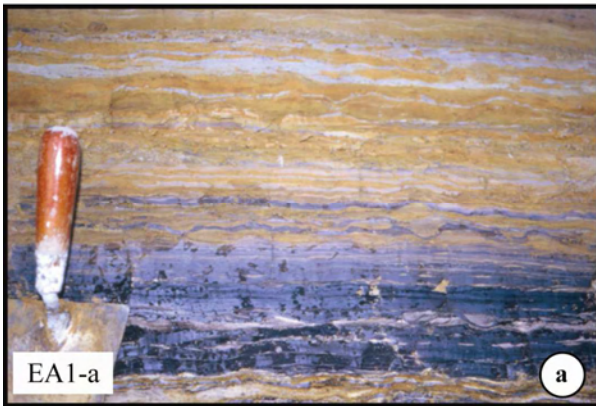
Faciès EA1-b : niveaux hétérolithiques sablo-argileux (Planche photo IV-1, c)

Le faciès EA1-b est constitué de sables moyens à grossiers à mégarides 2D-3D de courant unidirectionnel. La base des mégarides est formée par des niveaux sub-tabulaires sableux où s'intercalent les argiles noires ou ocres du faciès EA1-a pour donner des flaser-beddings.

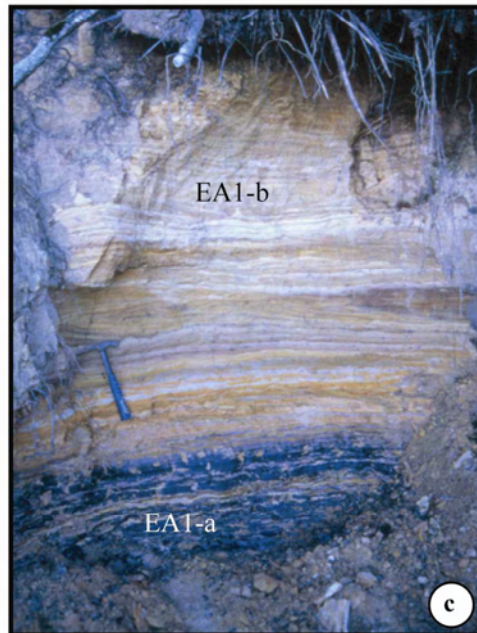
Faciès EA1-c : niveaux homolithiques de sables grossiers, à graviers, et à grands litages obliques d'épaisseur métrique (Planche photo IV-1, d et e)

Le faciès EA1-c est constitué de sables grossiers mal classés, à graviers (1 à 2 cm) subanguleux, épars ou concentrés en pied de barres. Ces sables, silicifiés, apparaissent en bancs pluridécimétriques à plurimétriques (50 cm à plus de 2 mètres d'épaisseur). Ils sont organisés en grands litages obliques, simples ou composés, à mégarides 2D/3D et 2D de courant unidirectionnel (Planche photo IV-1, d). Les lamines des mégarides font avec l'horizontale un angle qui varie de 20 à 30°. Les structures d'avalanche y sont communes avec granodécroissance au sein des faisceaux de lamines (Planche photo IV-1, e). Les auges sont fréquentes. Aucune bioturbation n'a été identifiée. Les constituants accessoires sont la muscovite, la tourmaline, la staurotide, la kaolinite, la calcédoine et quelques éléments de silex noir (Borne, 1986). Des spicules d'éponges et des bryozoaires ont également été signalés (Borne, 1986). Les mesures de paléocourants montrent un écoulement vers l'est (Fig. IV-5).

EA1-a : argiles ocres (1) et argiles noires (2), à niveaux silteux gris



EA1-b : passage progressif du faciès EA1-b au faciès EA1-a



EA1-c : sables et graviers à litages obliques composés

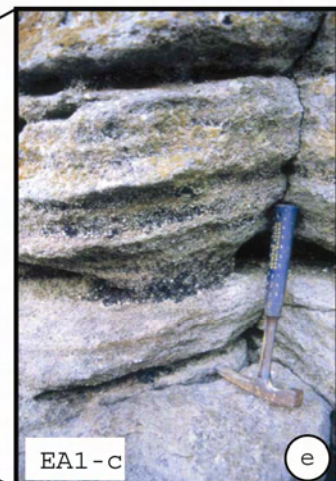
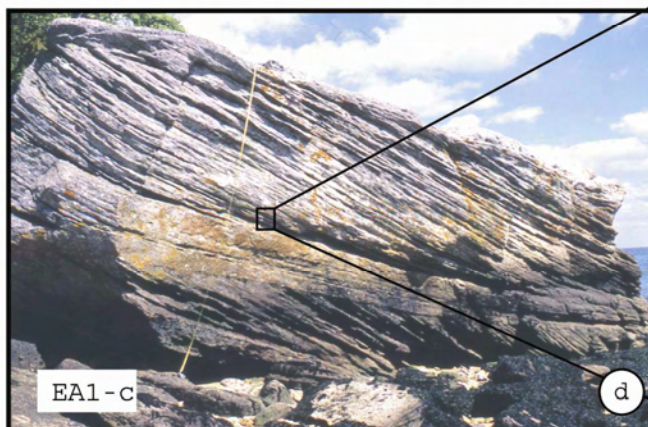


Planche-photo IV-1 : faciès de l'élément architectural EA1

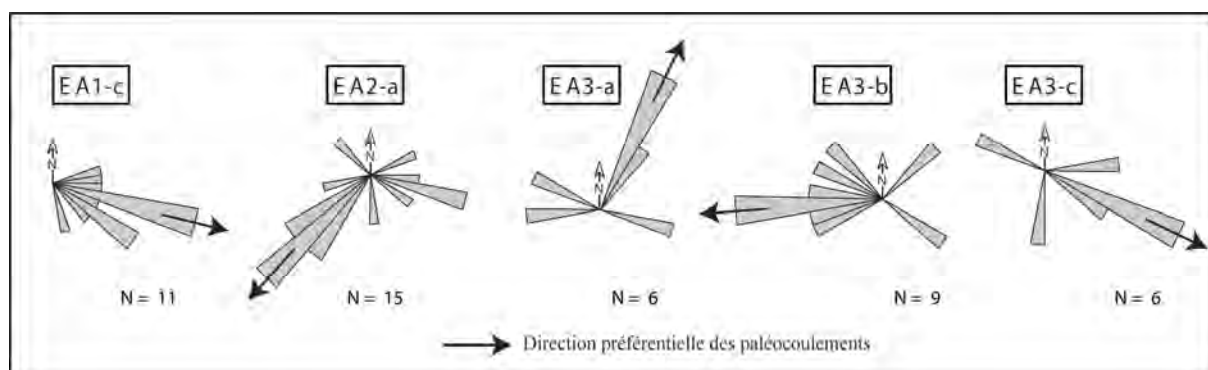


Figure IV-5 : représentation des paléodirections d'écoulements en fonction des faciès décrits dans l'Yprésien de Noirmoutier (N = nombre de mesures)

IV-B-1-2 Élément architectural EA2

L'élément architectural EA2 se compose d'un faciès homolithique sableux à litages obliques (EA2-a) et d'un faciès homolithique sableux massif sans structure (EA2-b)

Faciès EA2-a : niveaux homolithiques de sables grossiers et de graviers à litages obliques (Photo IV-1)

Le faciès EA2-a est constitué de sables grossiers silicifiés, mal classés, localement à graviers, et qui forment des bancs pluricentimétriques. Les sables comblent des structures circulaires plurimétriques, sans exutoire, qui montrent différents types de remplissage :

- des sables à litages obliques 2D où les lamines présentent des structures d'avalanche;
- des sables à litages obliques composés 3D.

Le remplissage de ces structures se fait suivant toutes les directions avec cependant une tendance plus marquée vers le sud-ouest (Fig. IV-5).

Faciès EA2-b : niveaux homolithiques de sables grossiers à moyens sans structure

La faciès EA2-b est composé de sables grossiers à moyens, sans structure et d'aspect massif, qui apparaissent en bancs pluricentimétriques. Ces sables sont entièrement silicifiés.

IV-B-1-3 Élément architectural EA3

L'élément architectural EA3 correspond au remplissage de grandes structures pluridécamétriques, de forme apparemment chenalisante (Fig. IV-6). L'orientation de la coupe ne permet pas cependant d'observer si ces structures possèdent ou non un exutoire. Cet élément architectural est constitué par quatre faciès homolithiques sablo-graveleux (faciès EA3-a, EA3-b, EA3-c et EA3-d), d'épaisseur pluricentimétrique à métrique. Ces quatre faciès sont tous silicifiés.

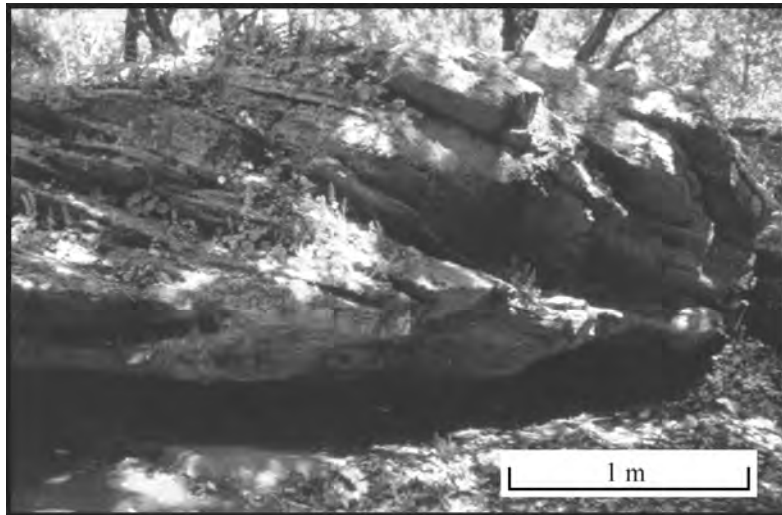


Photo IV-1 : faciès EA2-a

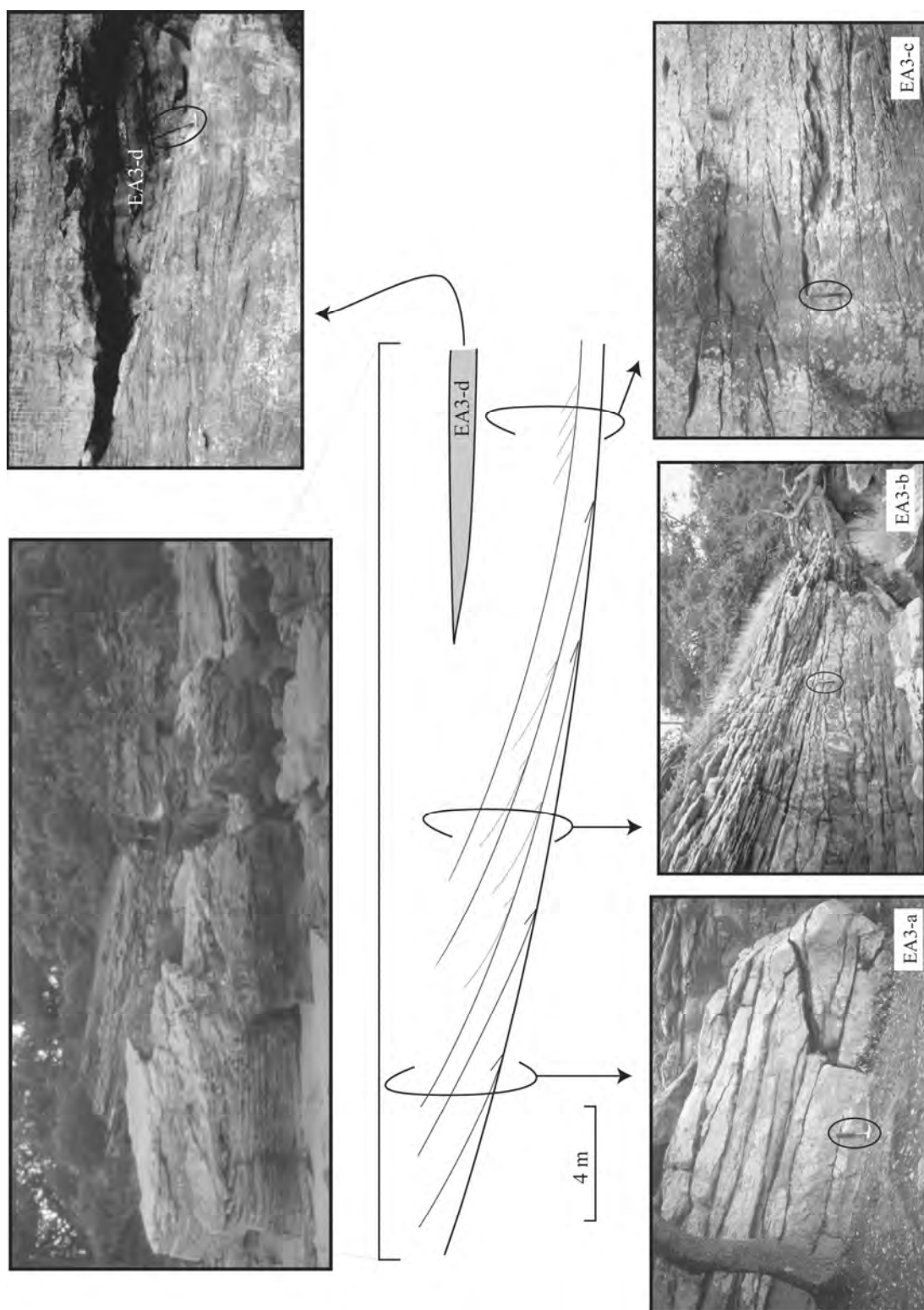


Figure IV-6 : géométrie de l'élément architectural EA3 et illustrations des faciès associés (Yprésien de Noirmoutier)

Faciès EA3-a : niveaux homolithiques de sables grossiers et de graviers à grands litages obliques 3D

Le faciès EA3-a est constitué de sables grossiers mal classés et de graviers. Les structures sédimentaires sont représentées par de grands litages obliques 3D d'épaisseur métrique (Fig. IV-6). Ce faciès apparaît dans la partie amont du remplissage de la structure pluridécamétrique (Fig. IV-6). Malgré le faible nombre de mesures et une dispersion assez marquée, les paléocourants montrent un écoulement préférentiel vers le nord-est (Fig. IV-5).

Faciès EA3-b : niveaux homolithiques de sables grossiers et de graviers à litages obliques composés

Le faciès EA3-b est formé par des sables grossiers mal classés et par des graviers. Ces sables et ces graviers sont caractérisés par de grands litages obliques composés, moins inclinés que les litages obliques 3D du faciès EA3-b (Fig. IV-6). Ce faciès apparaît latéralement dans le prolongement du faciès EA3-b (Fig. IV-6). Les directions des paléocourants indiquent un écoulement préférentiel vers l'ouest, malgré une dispersion importante (Fig. IV-5).

Faciès EA3-c : niveaux homolithiques de sables grossiers et de graviers à mégarides 2D

Le faciès EA3-c est composé de sables grossiers mal classés et de graviers qui forment des bancs pluricentimétriques sub-tabulaires. Les structures sédimentaires sont représentées par des mégarides 2D où les lamines présentent des évidences d'avalanche. Ce faciès fait suite latéralement au faciès EA3-b et il apparaît dans la partie aval du remplissage de la structure pluridécamétrique (Fig. IV-6). Les paléocourants suggèrent un écoulement préférentiel vers le sud-est, avec une dispersion assez nette des mesures (Fig. IV-5).

Faciès EA3-d : niveaux homolithiques de sables moyens à grossiers, massifs sans structure (Fig. IV-6)

Le faciès EA3-d est constitué de sables moyens à grossiers bien triés et d'aspect massif. Aucune structure sédimentaire n'a été identifiée dans ces sables qui semblent combler des creux.

IV-B-2 Interprétation

IV-B-2-1 Élément architectural EA1 : deltas de Gilbert

Les spores et les pollens fournis par les argiles du faciès EA1-a suggèrent un environnement de type lagunaire. Sur l'affleurement, le faciès à mégarides (EA1-c) passe en continuité au faciès EA1-b, dans lequel s'intercalent les argiles du faciès EA1-a. La granulométrie grossière et les évidences d'avalanche du faciès EA1-a indiquent un mode de transport en traction sur le fond, dans un environnement fluvial (système en tresse ou système faiblement sinueux) ou dans un environnement deltaïque ("bedload", Germanoski & Schumm, 1993 ; Orton & Reading, 1993 ; Collinson, 1996 ; Todd, 1996). Les litages obliques composés du faciès EA1-a sont typiques des systèmes fluviaux faiblement sinueux et des

dépôts deltaïques. Dans ce faciès, l'absence de barres longitudinales et de dépôts de base de chenal, caractéristiques des milieux fluviaux faiblement sinueux, l'importance des sédiments grossiers, l'immaturité des éléments et leur mauvais classement, les litages obliques composés et l'épaisseur des mégarides suggèrent un environnement deltaïque (Ethridge & Wescott, 1984 ; Colella, 1988 ; Orton, 1988 ; Postma, 1990 ; Reading, 1996).

Dans l'élément architectural EA1, l'enchaînement vertical milieu lagunaire (EA1-a) / delta à sets très inclinés et très épais (faciès EA1-c), et l'intercalation des sables deltaïques avec les argiles lagunaires sous-jacentes (faciès EA1-b), sont typiques des deltas de Gilbert (Gilbert, 1885 ; Massari & Colella, 1988). Ces derniers sont caractérisés par une séquence verticale constituée, de bas en haut, par des bottomsets, des foresets subaquatiques et des topsets subaériens (Fig. IV-7 ; Ethridge & Wescott, 1984 ; Colella, 1988 ; Nemeč, 1990 ; Postma, 1990), déposés à l'avant d'un cône alluvial ou d'une plaine alluviale en tresse (Fig. IV-8). Les bottomsets correspondent aux dépôts horizontaux déposés en avant de la pente frontale du delta (prodelta) et sont, en général, constitués d'une alternance de dépôts fins et de dépôts grossiers (Fig. IV-8 ; Massari & Colella, 1988 ; Reading, 1996). Les foresets correspondent aux dépôts inclinés, mis en place sur la pente frontale du delta (Fig. IV-8 ; Ethridge & Wescott, 1984 ; Massari & Colella, 1988). La pente des lamines est, en général, supérieure à 20° et peut atteindre 30-35° quand les sédiments sont très grossiers (Massari & Colella, 1988 ; Nemeč, 1990). Ces valeurs maximales sont rarement atteintes, à cause du remaniement par les vagues et/ou à cause des phénomènes d'avalanche (Reading, 1996). Les topsets, généralement érosifs sur les foresets, se mettent en place à partir de la migration de chenaux qui font partie d'une plaine alluviale ou d'une rivière en tresse ou encore d'un cône alluvial (Fig. IV-8 ; Colella, 1988 ; Massari & Colella, 1988).

La mise en place des deltas de Gilbert est favorisée par des courants homopycnaux bien établis en domaine lacustre (Ethridge & Wescott, 1984 ; MacPherson *et al.*, 1988 ; Reading, 1996). Ce type de delta est également très largement répandu sur le domaine littoral, là où les conditions tectoniques sont favorables, c'est-à-dire instables, avec une ligne de rivage irrégulière, bordée de golfes résiduels peu profonds (Colella, 1988 ; Massari & Colella, 1988).

Sur la coupe de Noirmoutier, les intercalations des sables du faciès EA1-b et des argiles du faciès (EA1-a) sont interprétées en terme de bottomsets. Le corps sableux (faciès EA1-c), qui surmonte les argiles et qui se caractérise par des faciès grossiers à lamines très inclinées et par des structures d'avalanche fréquentes, est interprété en terme de foresets. Les topsets n'ont pas été reconnus, probablement à cause de la surface d'érosion présente au sommet de l'élément architectural EA1 (voir IV-C). L'absence des topsets ne permet pas de déterminer si le corps deltaïque est alimenté par un cône alluvial ou par un réseau en tresse.

IV-B-2-2 Eléments architecturaux EA2 et EA3

Les éléments architecturaux EA2 et EA3 correspondent au remplissage de structures chenalissantes ou circulaires, sans exutoire, qui n'ont jamais été décrites dans les modèles

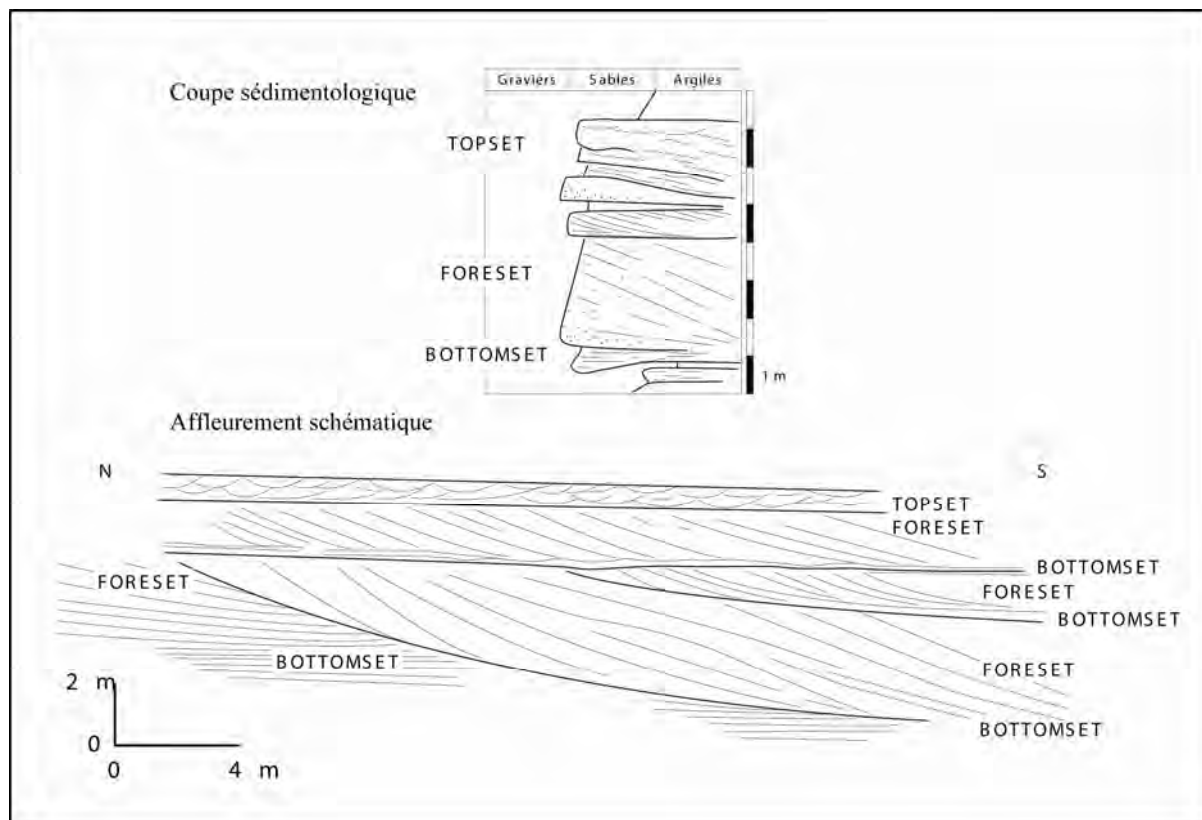


Figure IV-7 : représentation schématique d'un delta de Gilbert, en coupe et à l'affleurement (modifié d'après Ethridge & Wescott, 1984)

sédimentologiques en vigueur. Leurs faciès (et leurs divers modes d'association) et leurs géométries ne permettent pas de restituer les processus sédimentaires qui sont à l'origine de ces structures. L'environnement sédimentaire dans lequel ces éléments architecturaux se sont mis en place ne peut ainsi être clairement défini. La granulométrie et les structures sédimentaires des faciès EA2-a, EA3-a, EA3-b et EA3-c, et l'absence de bioturbation, suggèrent néanmoins un transport tractif par des courants unidirectionnels dans un domaine continental. Les faciès massifs EA2-b et EA3-d, qui se superposent localement à ces faciès pourraient, dans cette dynamique et à titre d'hypothèse, correspondre à des faciès d'abandon ou à des faciès de débordement de chenaux. Seules des structures décrites par Debarre (2000) dans la *Morrison Formation* pourraient être éventuellement comparées à celles de Noirmoutier. Celles-ci y ont été interprétées comme des figures de type "scour and fill", mises en place dans un delta lacustre.

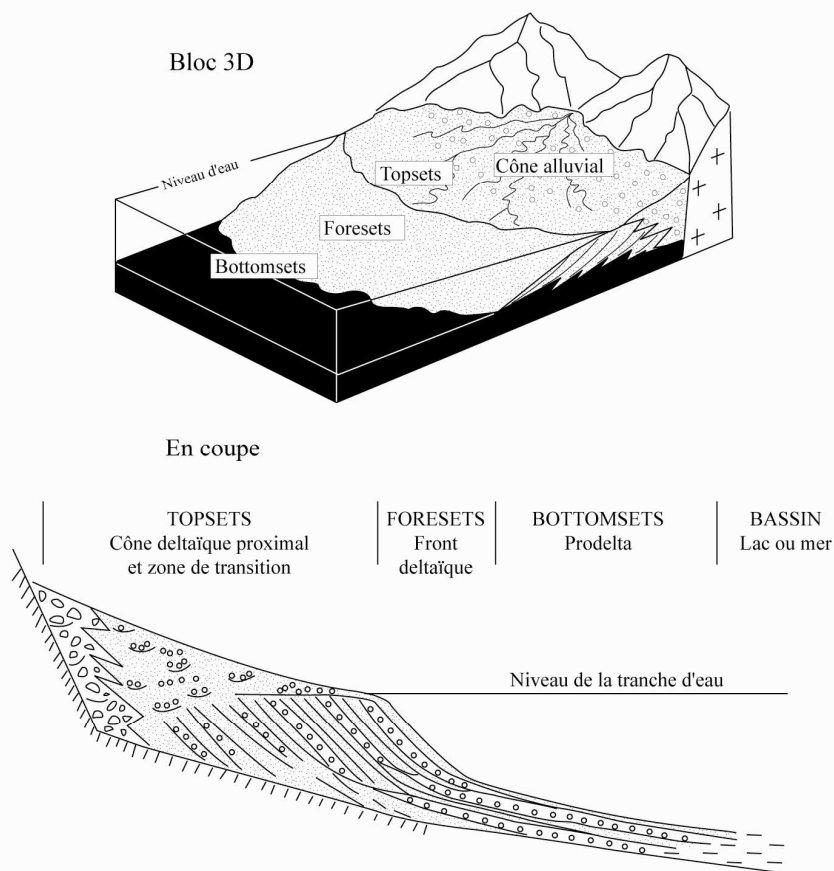
IV-B-3 Découpage séquentiel (Fig. IV-9)

De la base au sommet, l'affleurement de Noirmoutier présente l'agencement suivant :

- élément architectural EA1, caractérisé par un écoulement vers l'est (EA1-c), et limité au sommet par une surface d'érosion majeure, c'est-à-dire reconnue sur la totalité de la coupe ;
- élément architectural EA2, caractérisé par une importante dispersion des paléocourants, reposant sur EA1, et encadré par deux surfaces d'érosion majeures ;

a

CONE DELTAIQUE DE TYPE GILBERT



b

DELTA EN TRESSE DE TYPE GILBERT

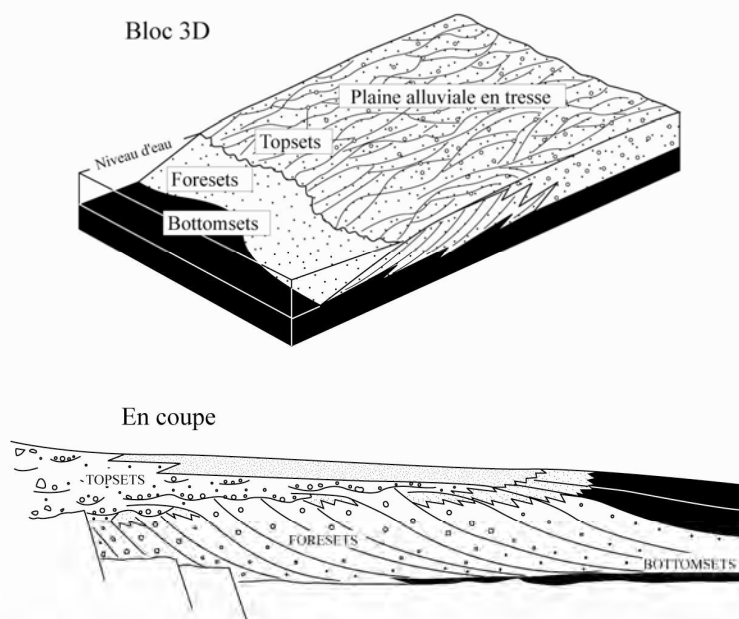


Figure IV-8 : (a) delta de Gilbert alimenté par un cône alluvial et (b) delta de Gilbert alimenté par une plaine alluviale en tresse (modifié d'après Colella, 1988 ; McPherson et al., 1988 ; Nemec & Steel, 1988 ; Reading, 1996)

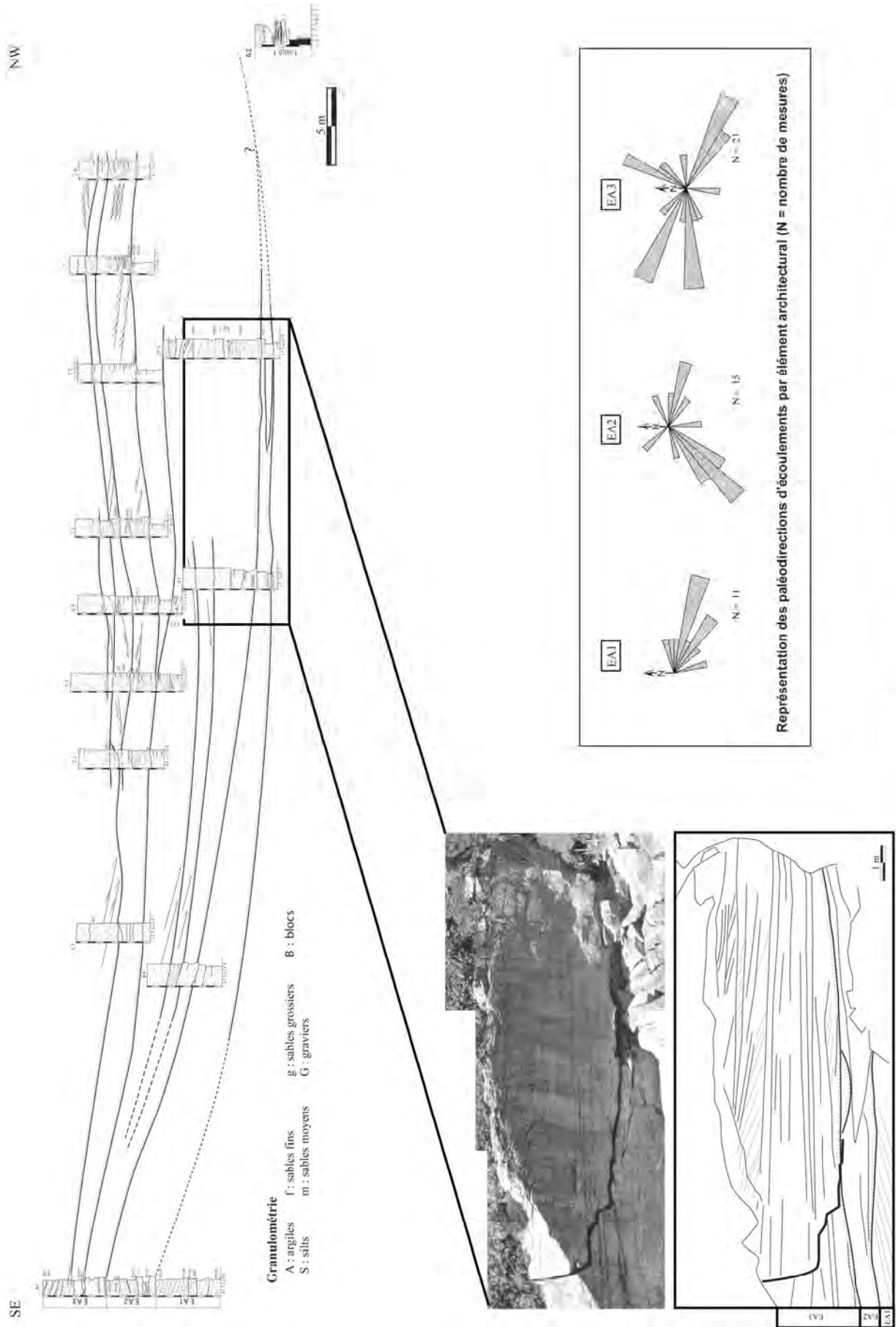


Figure IV-9 : panneau de corrélations montrant les relations géométriques entre les différents éléments architecturaux définis à Noirmoutier et leurs paléodirections d'écoulements

- élément architectural EA3 en contact érosif avec EA2, caractérisé par de nombreuses surfaces d'érosion d'extension limitée et par une importante dispersion des paléocourants.

L'épaisseur assez faible des éléments architecturaux et l'épaisseur totale des sables (préservation de 20 m de sédiments en 3 Ma, Yprésien supérieur) montrent que le système enregistré à Noirmoutier est en transit (by-pass). Cette très faible préservation est caractéristique des systèmes continentaux de l'Yprésien, notamment de ceux décrits au nord du Massif central (Simon-Coinçon *et al.*, 2000). Ces systèmes se caractérisent en effet par des épandages détritiques pelliculaires, couvrant de grandes superficies, et par le remplissage de paléovallées. Ces sédiments continentaux proviennent de l'érosion des profils d'altération antérieurs. Ils apparaissent souvent dans la littérature sous le terme de sidérolithique. Dans un tel contexte, l'abondance du quartz (sous forme de sables et de graviers) dans les sédiments de Noirmoutier pourrait traduire une période d'érosion des profils d'altération, le quartz représentant les éléments résistants de ces profils (Chapitre III).

IV-C) RECONSTITUTION PALÉOGÉOMORPHOLOGIQUE ET GÉOMÉTRIE DES SABLES YPRÉSIENS

IV-C-1 Reconstitution paléogéomorphologique

L'analyse des sédiments yprésiens de Noirmoutier montre un ensemble basal correspondant à un domaine lagunaire dans lequel est venu prograder un delta de Gilbert suivant une direction W-E (élément architectural EA1 ; Fig. IV-10). Le relief qui alimentait ce delta se situait donc vers l'ouest, domaine aujourd'hui maritime. La nature de ce relief n'est pas encore contrainte mais deux hypothèses peuvent néanmoins être envisagées (Fig. IV-11) :

- soit le continent se prolongeait vers l'ouest, et la lagune du bassin de Challans-Noirmoutier était alimentée par un bras de mer ou un golfe marin (hypothèse 1) ;
- soit il s'agissait d'une île située à l'ouest de Noirmoutier (hypothèse 2).

L'étude des paléocourants montre également que cet ensemble ne peut pas correspondre au débouché du fleuve yprésien proposé par Godard *et al.* (1994), fleuve qui s'écoulait vers l'ouest (Fig. IV-3b). Seul l'ensemble supérieur (EA2 et EA3), encore mal caractérisé, pourrait éventuellement être rattaché à ce paléofleuve.

Pour l'ensemble basal (EA1), les résultats de l'analyse sédimentologique menée à Noirmoutier semblent confirmer, au moins en partie, l'hypothèse proposée par Chevalier (1987). Dans l'hypothèse proposée ici, la limite du continent ne se trouvait pas aussi éloignée de Noirmoutier que celle tracée par Chevalier (1987, Fig. IV-3a), et faisait probablement la jonction entre l'île d'Yeu et Noirmoutier (Fig. IV-11).

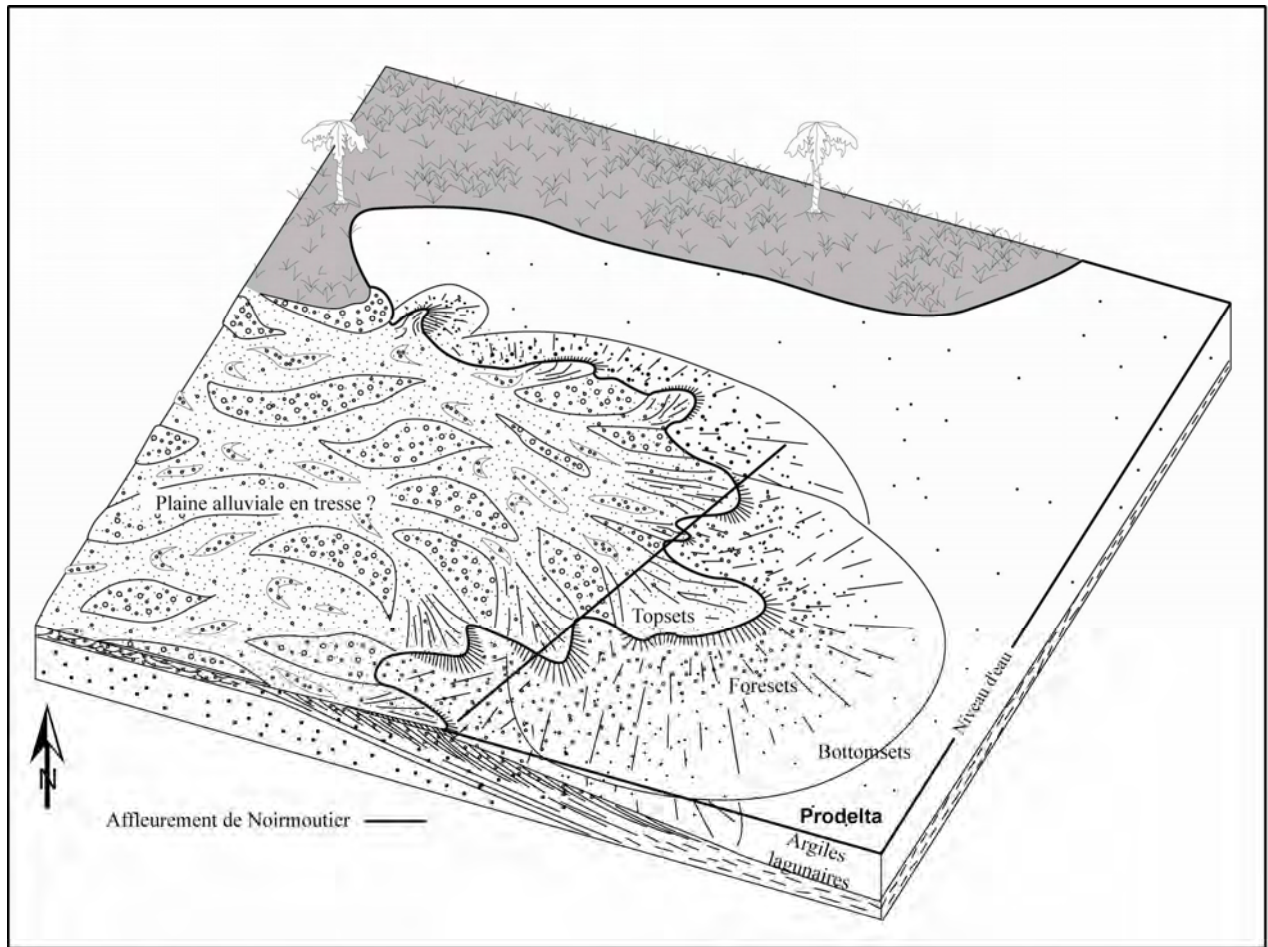


Figure 10 : représentation schématique du paysage yprésien de Noirmoutier au moment du dépôt de l'élément architectural EA1 à la base de l'affleurement

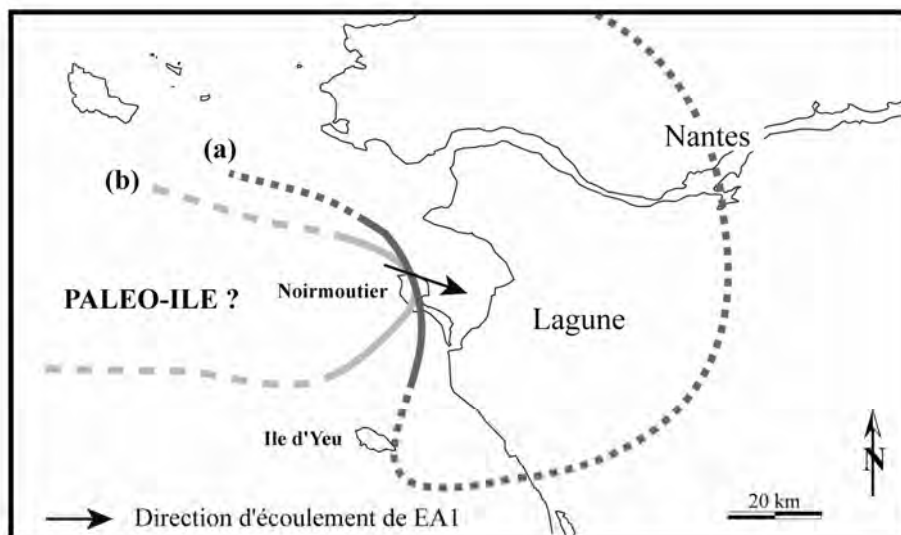


Figure IV-11 : tracés possibles de la pélogéographie yprésienne au niveau de Noirmoutier avec (a) prolongation du continent vers l'ouest (hypothèse 1) et (b), présence d'une île située à l'ouest de Noirmoutier (hypothèse 2)

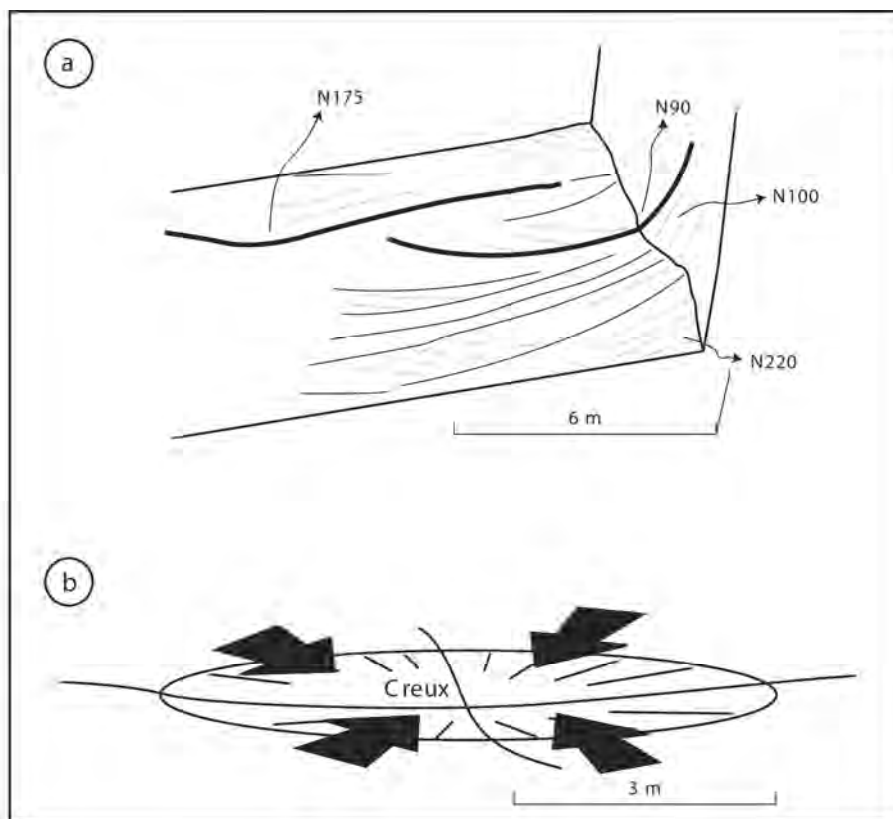


Figure IV-12 : (a) illustration 3D de l'élément architectural EA2 montrant le remplissage de creux plurimétriques avec une grande dispersion des directions de comblement et (b) modèle interprétatif

Quoiqu'il en soit, l'ensemble de base laguno-deltaïque s'est déposé dans une paléogéographie complètement différente de celle connue aujourd'hui, et différente de celle proposée par Godard *et al* (1994). La ligne de rivage était proche (lagune), mais la zone d'alimentation n'était pas située à l'est, comme aujourd'hui, mais à l'ouest, au large de Noirmoutier.

L'ensemble supérieur (EA2 et EA3) correspond au remplissage de creux, dans un environnement qui n'est pas actuellement caractérisé. L'importante dispersion des paléocourants mesurés dans cet ensemble suggère que ces comblements se faisaient suivant toutes les directions (Fig. IV-12). Dans l'état actuel de nos connaissances, seul cet ensemble sommital pourrait éventuellement être rattaché au débouché du paléofleuve proposé par Godard *et al* (1994).

IV-C-2 Essai de reconstitution paléotopographique

A l'Yprésien supérieur, le niveau marin se situait aux environs de + 250 m par rapport au niveau marin actuel (Fig. IV-13 ; Hardenbol *et al.*, 1998). La mise en évidence d'un environnement lagunaire, à la base de l'affleurement de Noirmoutier, montre que le dépôt des argiles du faciès EA1-a a eu lieu à une altitude proche de celle du niveau marin yprésien. Actuellement, l'altitude de ces argiles est de + 3 m soit un écart de 247 m avec l'altitude estimée pour l'Yprésien. Compte tenu des incertitudes sur l'estimation du niveau marin à

l'Yprésien, il est possible de retenir une différence d'altitude d'environ 250 m entre la position des argiles au moment de leur dépôt et leur altitude actuelle.

L'hypothèse retenue pour expliquer cet écart serait un effondrement local du Massif armoricain dans la région de Noirmoutier d'au moins 250 m depuis l'Yprésien.

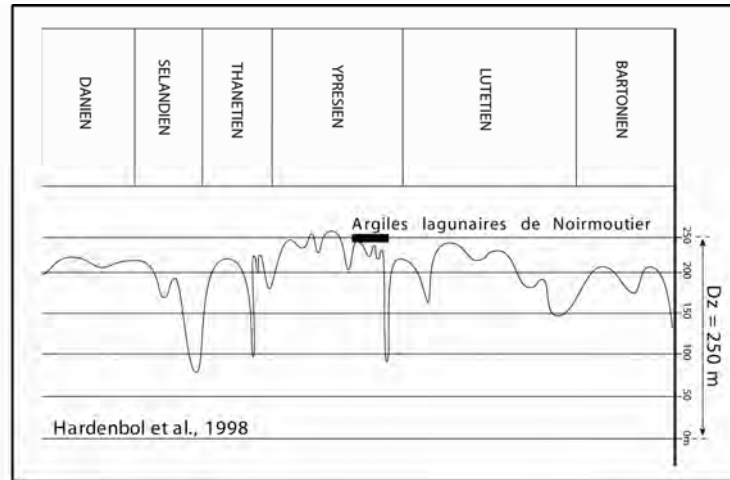


Figure IV-13 : altitude probable des argiles lagunaires (EA1-a) au moment de leur dépôt

IV-D) CONCLUSIONS

L'analyse menée sur l'affleurement de Noirmoutier apporte des éléments nouveaux pour la reconstitution du paysage et de la paléogéographie de cette région au cours de l'Yprésien.

A l'Yprésien supérieur, la région de Noirmoutier est bordée de lagunes dans lesquelles viennent prograder des deltas de Gilbert, suivant une direction W-E. Ce premier système est recouvert, en érosion, par un ensemble sédimentaire particulier, correspondant à un environnement qui n'a pu être caractérisé, et dans lequel des comblements de creux sans exutoire avaient lieu, probablement en domaine continental. Le faible taux de préservation de ces sédiments montre que le système était en transit.

Du point de vue de la déformation, la comparaison de l'altitude actuelle des argiles lagunaires avec leur altitude probable de dépôt montre que la région s'est effondrée localement de 250 m.

A Noirmoutier, la géométrie des sables yprésiens correspond à celle d'un delta de Gilbert et à un système de creusement/remplissage. Du point de vue hydrogéologique, les circulations d'eau, au sein de ces ensembles, sont probablement guidées par les paléodirections de progradation du delta et par les paléodirections de comblement des systèmes de creusement/remplissage qui contrôle l'évolution granulométrique des corps sédimentaires. L'écoulement sera facilité dans les faciès les mieux triés (faciès massifs EA3-d). A l'échelle de l'affleurement, l'absence d'argile dans le corps sableux suggère que l'écoulement ne sera pas perturbé par des limites plus ou moins étanches ou filtrantes : la connexion entre les différents niveaux perméables est assurée. Toutefois, du fait de leur silicification, la circulation des eaux dans les sables de Noirmoutier ne peut en aucun

correspondre à ce schéma et la présence de diaclases conduit à les considérer comme un aquifère de fractures potentiel.

Il paraît donc important de vérifier la cohérence du schéma de circulation des eaux dans les sables yprésiens, dans les zones où ils ne sont pas silicifiés. En dehors de Noirmoutier, ces sables ne sont visibles que par forage et il paraît nécessaire de reprendre l'étude des échantillons récoltés dans les sondages afin (1) de vérifier si les milieux de dépôts sont les mêmes que ceux de Noirmoutier et (2) si oui, de tester la cohérence du schéma hydrogéologique.

D'autre part, la mise en évidence d'une paléogéographie différente de celle qui était proposée jusqu'à présent pour ce secteur montre qu'il est important de reprendre l'étude de l'ensemble des sédiments yprésiens du Massif armoricain (Chapitre II), afin de proposer un nouveau modèle paléogéographique général et cohérent.

CHAPITRE V

GENESE ET GEOMETRIE DES SABLES MIO- PLIOCENES ET DES SABLES PLEISTOCENES

"Cette année, comme l'année dernière et pour les mêmes raisons, je réduirai encore au strict nécessaire le Compte rendu des excursions. J'espère pouvoir lui donner, l'année prochaine, tout le développement qu'il comporte et y ajouter un Compte rendu des travaux du Laboratoire; j'espère aussi pouvoir faire des excursions plus variées et plus intéressantes. Merci à tous ceux, de plus en plus nombreux, qui sont venus avec nous malgré les difficultés du temps de guerre; la sympathie qu'ils ont manifesté pour nos études en commun m'encourage à les poursuivre et à les développer. /.../ Après déjeuner nous allons étudier les environs immédiats de Bourg-des-Comptes. A mi-route du bourg, nous tournons à droite dans un vieux chemin où affleurent les Schistes à Trinucleus et de là nous gagnons le chemin allant de la Courbe au bourg; nous rencontrons des Sables rouges en affleurement dans le talus et exploités dans de petites carrières."

Kerforne, 1918

Compte Rendu des Excursions du Laboratoire de Géologie
de la Faculté des Sciences de Rennes en 1918. *Bull. Soc.
Sci. Méd. de l'Ouest*, XXVII, 18-28

CHAPITRE V - GENESE ET GEOMETRIE DES SABLES MIO-PLIOCENES ET DES SABLES PLEISTOCENES

Après le dépôt des faluns du Llanghien-Serravalien (Chapitre II), le Massif armoricain est le siège d'une sédimentation détritique dont les témoins actuels sont représentés par les sables mio-pliocènes, fréquemment signalés dans la littérature sous le nom de "Sables Rouges". Ces sables, comme les altérites et les sables yprésiens, sont susceptibles de contenir des réserves d'eau utilisables pour l'alimentation en eau potable (Chapitre I). La connaissance de l'origine et de la géométrie de ces corps sableux est ainsi capitale pour proposer un modèle prédictif de répartition des aquifères présents dans ces sables.

Les sables mio-pliocènes caractérisent le plus important épisode de sédimentation détritique du Massif armoricain au Tertiaire. En dehors des alluvions quaternaires, les "Sables Rouges" constituent le stock de granulats "meubles" le plus volumineux du Massif armoricain et représentent des témoins fondamentaux de l'évolution géomorphologique du Massif armoricain et de la succession de topographies associées.

Les objectifs de cette étude sont de comprendre l'origine et la géométrie actuelle des sables mio-pliocènes du Massif armoricain et ce, afin de proposer un modèle prédictif de leur répartition. Pour cela il est nécessaire (1) de caractériser le ou les environnement(s) sédimentaire(s) dans le(s)quel(s) ils se sont déposés, (2) de proposer des reconstitutions paléogéomorphologiques du Massif armoricain au moment de leur dépôt et (3) de comprendre leur mode de préservation.

Des structures de déformation ont localement été mises en évidence et la connaissance de leur origine est un guide qui permet de compléter les modèles paléogéographiques proposés. Enfin, une étude détaillée a été réalisée sur un affleurement pléistocène remarquable situé à Pénestin (56) afin de comprendre la nature et le mode de préservation d'une partie des sables quaternaires.

V-A) LES SABLES MIO-PLIOCÈNES

V-A-1 Caractérisation des environnements de dépôts et reconstitutions paléogéographiques (article paru dans *Sedimentary Geology*)

Mio–Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis: relative influence of tectonics and climate

N. Brault^{a,*}, S. Bourquin^a, F. Guillocheau^a, M.-P. Dabard^a, S. Bonnet^a,
P. Courville^a, J. Estéoule-Choux^a, F. Stepanoff^b

^a*Géosciences Rennes, UMR 6118 du CNRS, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, Bât 15 Rennes Cedex F-35042, France*

^b*Société Rennaise de Draguage, LAFARGE Granulats, Le terre, 35650 Le Rheu, France*

Received 30 July 2002; received in revised form 20 May 2003; accepted 27 May 2003

Abstract

The Mio–Pliocene in Western Europe is a period of major climatic and tectonic change with important topographic consequences. The aim of this paper is to reconstruct these topographic changes (based on sedimentological analysis and sequence stratigraphy) for the Armorican Massif (western France) and to discuss their significance. The Mio–Pliocene sands of the Armorican Massif (Red Sands) are mainly preserved in paleovalleys and are characterized by extensive fluvial sheetflood deposits with low-preservation and by-pass facies. This sedimentological study shows that the Red Sands correspond to three main sedimentary environments: fluvial (alluvial fan, low-sinuosity rivers and braided rivers), estuarine and some rare open marine deposits (marine bioclastic sands: “faluns” of French authors). Two orders of sequences have been correlated across Brittany with one or two minor *A/S* cycles comprised within the retrogradational trend of a major cycle. The unconformity at the base of the lower cycle is more marked than the unconformity observed at the top, which corresponds to a re-incision of the paleovalley network. A comparison of the results of the sequence stratigraphy analysis with eustatic variations and tectonic events during the Mio–Pliocene allows (1) to discuss their influence on the evolution of the Armorican Massif and (2) to compare the stratigraphic record with other west-European basins. The unconformity observed at the base of the first minor cycle may be attributed to Serravallian–Tortonian tectonic activity and/or eustatic fall, and the unconformity of the second minor cycle may be attributed to Late Tortonian–Early Messinian tectonic activity. The earlier unconformity is coeval with the development of a “smooth” paleovalley network compared to the jagged present-day relief. A single episode of Mio–Pliocene deformation recorded in Brittany may be dated as Zanclean, thus explaining the lack of the maximum flooding surface except in isolated areas. From this study, five paleogeographic maps were drawn up also indicating paleocurrent directions: three maps for the lower cycle (Tortonian retrogradational trend, Late Tortonian to Early Messinian maximum flooding surface and Messinian progradational trend) and two for the upper cycle (Pliocene retrogradational trend and Piacenzian maximum flooding surface). These maps show (1) the variations of paleocurrent directions during the Mio–Pliocene, (2) the extent of estuarine environments during the maximum flooding intervals and (3) a paleodrainage watershed oriented NNW–SSE following the regional Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault during the retrogradational trend of the upper cycle and possibly during the progradational trend of the lower cycle. The present-day morphology of the Armorican Massif is characterized by (1) incised

* Corresponding author. Tel.: +33-2-23-23-61-23; fax: +33-2-23-23-61-00.
E-mail address: nicolas.brault@univ-rennes1.fr (N. Brault).

valleys and jagged topography, in contrast with the “smooth” morphology described for Mio–Pliocene times and (2) a main East–West drainage watershed, located to the north, separating rivers flowing towards the English Channel from rivers flowing towards the Atlantic Ocean. The Mio–Pliocene/Pleistocene paleotopographic changes seem to be controlled by climatic effects. These can be related to the change in runoff associated with warmer and wetter conditions during the Mio–Pliocene, which control the river discharge and lead to the development of extensive fluvial sheetflood deposits. Tectonic or eustatic factors exert a second-order control.

© 2003 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Mio–Pliocene; Sequence stratigraphy; Armorican Massif; Paleogeography; Paleotopography

1. Introduction

In Western Europe, a major climatic and tectonic change takes place in the Miocene and Pliocene with major topographic consequences. During this period, there is a change in rainfall and an acceleration of the cooling initiated during the Paleocene (Frakes et al., 1992; Haywood et al., 2000). In the peri-Alpine domain, Mio–Pliocene continental sedimentation is essentially dominated by low-preservation/by-pass facies, while the Pleistocene is characterized by erosion leading to the incision of the present network of river valleys (Lefebvre et al., 1994; Lautridou et al., 1999; Bonnet et al., 2000).

In the Armorican Massif, the Mio–Pliocene sediments overlying the Cadomian/Hercynian basement are mainly composed of fluvio-estuarine sands (Red Sands) with some minor open marine deposits (marine bioclastic sands—called “faluns” by French authors—and clays).

The aim of this study is (1) to reconstruct the paleoenvironments and their associated paleotopographies during the Mio–Pliocene in the Armorican Massif; (2) to discuss the influence of tectonic, eustatic and climatic factors on the stratigraphic record, and compare it with other West European sedimentary deposits; and (3) to analyse paleotopographic changes between the Mio–Pliocene and the Pleistocene. This study is based on a sedimentological and sequence stratigraphy analysis of the Red Sands, which exhibit a low facies preservation.

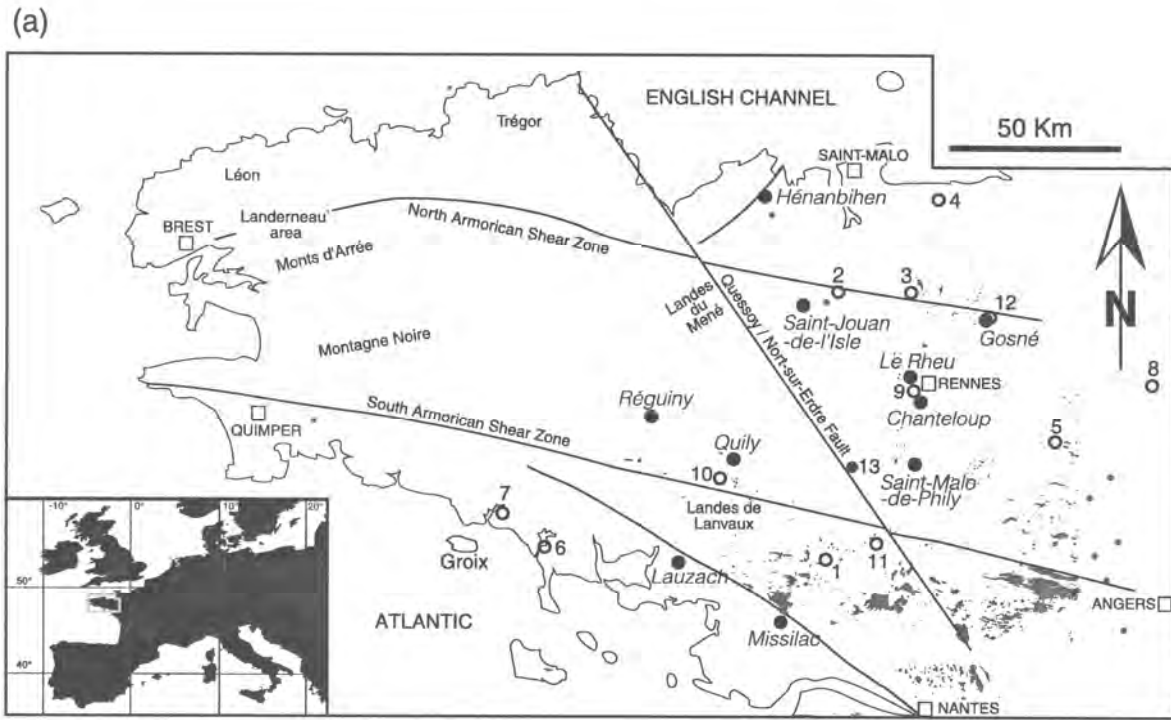
2. Geological setting and stratigraphic data

The Armorican Massif comprises an Upper Proterozoic to Paleozoic basement cropping out in north-

western France. The northern part belongs to the Cadomian orogenic belt of Late Proterozoic age (Chantraine et al., 2001), whereas the central and southern parts correspond to the southern branch of the European Variscan belt that developed during the Upper Paleozoic (Le Corre et al., 1991). The bedrock consists of sedimentary, metamorphic and plutonic rocks that were deformed during the Cadomian and Variscan orogenies. The South Armorican Shear Zone (SASZ), North Armorican Shear Zone (NASZ) and Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault (Fig. 1a) represent tectonic structures initially developed during these two orogenies that have been subsequently reactivated during Mesozoic–Cenozoic times (see Bonnet et al., 2000 for discussion).

In the Armorican Massif, the main Mio–Pliocene outcrops are located (Fig. 1a) to the south of the SASZ and to the east of the Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault. Some rare isolated outcrops have also been recognized north of the SASZ.

The Mio–Pliocene sediments (Fig. 1b) discordantly overlie Middle Miocene bioclastic deposits (“Faluns du Quiou” Formation; Dollfus, 1930), and are mainly composed of bioclastic limestones (Redonian Faluns Formation; Dollfus, 1900; Néraudeau et al., 2002), as well as unfossiliferous white to red glauconitic sands (Red Sands Formation; Milon, 1929) and the Saint-Jean-de-la-Poterie Clays (Dollfus, 1930). This latter formation, which contains few bioclastic constituents, was renamed the Redon Clays by Morzadec-Kerfourn (1977). The marine fauna of the Redonian Falun deposits has been analysed in the Lilion sandpits (SW Rennes, Fig. 1a), yielding a Tortonian–Messinian age (Néraudeau et al., 2002). The faluns are mainly located stratigraphically beneath the Red Sands Formation, but they can also occur as basinward equivalents. These sands grade laterally



● Main Red Sands Formation outcrops of the Armorican Massif ● Studied outcrops — Faults

○ BIBLIOGRAPHIC DATA:

- 1 : Saint-Jean-la-Poterie/Redon; 2 : Le Quiou; 3 : Dingé/Montreuil; 4 : Saint-Broladre; 5 : La Guerche; 6 : Etel; 7 : Port-Louis; 8 : Laval; 9 : Saint-Jacques/Lillion; 10 : Malestroit; 11 : Langon; 12 : Saint-Aubin-du-Cormier; 13 : Lohéac.

(b)

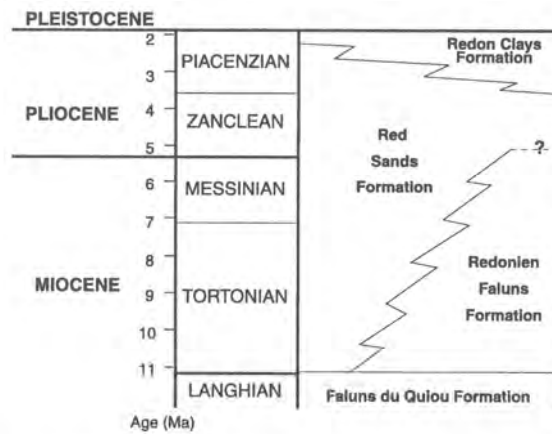


Fig. 1. (a) Map of Brittany indicating the distribution of Mio–Pliocene deposits and location of the studied outcrops. SASZ: South Armorian Shear Zone, NASZ: North Armorian Shear Zone, LDV: Landes de Lanvaux. (b) Mio–Pliocene stratigraphic column.

into or are overlain by the clays of the Redon Formation (Fig. 1b), which are dated as Piacenzian, i.e., Reuverian (Morzadec-Kerfourn, 1977). During the Middle Pleistocene, the Mio–Pliocene succession is incised by the present-day network of river valleys (Bonnet, 1998; Bonnet et al., 2000). The beginning of the river incision is not well constrained because of the scarcity of datable deposits. In common with other young rivers in northwestern France (Lefebvre et al., 1994; Lautridou et al., 1999), the onset of valley formation in the Armorican Massif is most probably no older than 1 Ma (probably around 0.7 Ma; Monnier et al., 1981; Jumel and Monnier, 1990; Bonnet et al., 2000).

The Red Sands Formation is made up of pebbles, granules and by more or less coarse sands. A marine origin has been proposed for these sands based on two criteria: (1) the occurrence of glauconite (Milon, 1929) and (2) borings into the Hercynian substratum (mainly Brioverian shales) by marine fauna (pholads), then overlain by Red Sands (Milon and Lucas, 1933; Milon, 1937). According to Milon (1929), the sands were deposited during a single marine transgression. Guillocheau et al. (1998) and Van Vliet-Lanoë et al. (1998) have carried out sedimentological and sequence stratigraphic studies that call this interpretation into question. For these authors, the unfossiliferous Red Sands are mainly fluvial sands grading from braided to low-sinuosity river facies, which are preserved in paleovalleys. Marine deposits are only represented by sandy inner estuarine facies. It is difficult to date these deposits because of the scarcity of preserved fossils and the occurrence of faunas of poor biostratigraphic utility. Consequently, electron spin resonance (ESR) dating methods were applied in the late 1990s. Two groups of ages were obtained by ESR (Van Vliet-Lanoë et al., 1998; Mercier and Brulhet, 2000), one group between 8.7 and 6.5 My (Upper Miocene) and the other between 3.8 and 3 My (Upper Pliocene). These results show that the Red Sands Formation ranges in age from the Tortonian to the Piacenzian (Fig. 1b).

3. Procedure

To reconstruct the paleotopography of the Armorican Massif, sedimentological studies and sequence

stratigraphy analyses were performed on a whole set of outcrops located across Brittany. Most of the outcrop sequences are incomplete, while the best exposures are observed essentially in quarries (dark points on Fig. 1a).

The progradational/retrogradational stratigraphic cycles are defined on sedimentological criteria. These cycles record the balance between accommodation [A] and sediment supply [S], otherwise termed the A/S ratio (Jervey, 1988; Mutto and Steel, 1997, 2000). The progradational trend corresponds to the seaward migration of the depositional profile, i.e., shallowing-upward trend in a marine setting. On the contrary, the retrogradational trend records a landward migration. In these transitional facies between marine and continental fluvial environments, the maximum flooding surface (turn-around surface between retrogradation and progradation) corresponds to the most marine facies (estuarine or marine bioclastic sands). The unconformity (which expresses the maximum rate of accommodation space reduction during the progradational trend) is easy to recognize: it corresponds to a fluvial erosional surface and/or a major downward shift of facies (from marine to continental). The flooding surface (turn-around surface between progradation and retrogradation) corresponds to the most continental facies, and is probably the most difficult to define (high uncertainties). In pure fluvial facies (Bourquin et al., 1998; Eschard et al., 1998), retrogradational trends (with increasing A/S ratio) are characterized by high facies preservation ($A \gg 0$). Conversely, progradational periods (with decreasing A/S ratio) are represented by low facies preservation ($A > 0$, but remaining low), erosion ($A < 0$) and/or bypass ($A = 0$). Estuarine facies are mainly preserved during retrogradation.

At least four orders of stratigraphic cycle can be recognized with increasing scale and duration (1) elementary metre-scale units of uncertain origin, either autocyclic (avulsion) or allocyclic (genetic units; Busch, 1971; Cross, 1988; Galloway, 1989a,b; Cross et al., 1993, or parasequences Van Wagoner et al., 1990; Mitchum and Van Wagoner, 1991), (2) "genetic unit" sets (allocyclic: regionally traceable), (3) A/S minor cycles and (4) A/S major cycles. Both the correlations and cycle ranks are based on the stacking pattern of the genetic units (see Van Wagoner et al., 1988, 1990; Homewood et al., 1992, for the procedure).

4. Sedimentological and stratigraphical analysis

4.1. Petrographic composition

The petrographic analyses were performed on the studied outcrops and supplemented with bibliographic data (Table 1).

The coarse facies (granules and pebbles) of the Red Sands Formation are mainly made up of pebbles of quartz and quartzite, with some pedogenetic silicifications, as well as pebbles of schist/shale and micaschist that are locally kaolinized. There are also some pebbles of siderolithic material (ferricrete), siliceous limestone and flint.

Monocrystalline quartz is the most abundant constituent in the sandy facies. The grains can be highly rounded or, on the contrary, exhibit a euhedral shape with occasional etching pits. Morphoscopic studies of the quartz show a high abundance of blunt shining grains with locally round-frosted grains (Durand, 1960; Rozé, 1981). The other essential components are grains of polycrystalline quartz, sometimes of metamorphic origin, orthoclase and grains of glauconite. Other constituents are locally present, often in very low abundance, as well as micas, microcline, plagioclase, and clasts of silcrete and metamorphic rocks. The argillaceous detrital fraction, always very low in abundance, is primarily made up of kaolinite and micaceous clays. The most common heavy minerals are tourmaline, staurolite and andalusite (Table 1). They are associated with minor amounts of zircon, titaniferous minerals, sillimanite and kyanite. Some minerals such as glaucophane and hornblende are locally present.

4.2. Faunal composition

A systematic search was undertaken for fauna (macro and microfauna) at each outcrop. Only the basal part of the Missillac outcrop (Fig. 1a) contains fauna, which can be attributed to the Redonian Faluns Formation (clays and conglomerates mainly containing molluscs):

- (i) encrusting forms (oysters, pholads, vermetids, cirripeds and bryozoa);
- (ii) allochthonous fragments of reworked organisms from the Middle Miocene, mainly oysters and

vertebrate remains (*Hinnites* sp., *Ostraea edulis*, *Procarcharodon megalodon*, *Metaxytherium*, etc.);

- (iii) autochthonous pelecypods (commonly showing connected closed valves) occurring in hundreds within the clays, being the more common forms of a highly diversified association (hundreds of specimens belonging to *Glycymeris bimaculata*, *Ostraea edulis*, *Aequipecten* gr. *radians*, *Pecten jacobus*, *Megacardita striatissima*, *Glans aculeata ampla*, *Astarte omalii scalaris*, *Chama gryphoides*; common *Calliostoma*, *Lementina arenaria*, *Turritella subangulata*; rare *Scaphella* sp., *Oliva* sp., *Cassidaria* aff. *echinophora*, etc.). This assemblage characterises rather warm waters, even comprising subtropical groups (*Oliva* and *Scaphella*) and Mediterranean forms (*Cassidaria*, *L. arenaria*, *Chama*, *P. jacobus*, etc.). The most abundant species (*Megacardita*) is regarded by Lauriat-Rage (1981) as belonging to a typical "Atlantic" group. The main assemblage is generally considered to characterise shallow and low-energy environments of the upper infra-littoral environment (Lauriat-Rage, 1981).

This autochthonous fauna is characteristic of a lower Pliocene age (Lauriat-Rage, 1981), *M. striatissima* being considered as a good biostratigraphic fossil. Moreover, the clay facies observed at the base of the Missillac outcrop contains pollen that are typical of the Pliocene, without yielding a more precise age (Morzadec-Kerfourn, personal communication).

The above observations imply that the Redonian Faluns Formation could be younger in the southern part of Brittany (Missillac outcrop, Fig. 1a), with the faunas indicating a Pliocene age. In central Brittany (Lilion sandpit, numbered 9, Fig. 1a), however, this fauna is attributed to the Tortonian–Messinian (Néraudeau et al., 2002).

4.3. Facies and depositional environments

Six main types of sedimentary environments are identified by facies analysis (Table 2):

- alluvial fan environments, varying between proximal and distal end-members, characterized by

Table 2
Description and interpretations of the six main facies associations

Facies description		Interpretation
Granulometry and composition	Sedimentary structures	
Poorly sorted conglomerates (Fig. 2a) constituted by gravels, pebbles and metre-sized blocks generally angular to subangular, locally rounded, and mainly formed of quartz and quartzites, locally by kaolinite and clay pebbles, exceptionally by sandstones, schists and weathered granites. The matrix is essentially subordinate, being made up of coarse-grained sand and locally by clayey fine-grained-sand or silty clays.	Scarce and mainly represented by imbricated pebbles and 2D and 3D megaripples with local avalanching structures (Fig. 2b). Locally, coarse-grained sands with gravels and 2D megaripples are intercalated in the conglomerates.	The coarse-grained size, angular clasts, poor sorting, the scarce matrix essentially composed of coarse sands and the scarcity of sedimentary structures (with local avalanching) are all typical features of debris flows (Harms et al., 1975; Miall, 1978) in <i>proximal alluvial environments</i> . The presence of 2D and 3D megaripples, associated with debris flows, suggest a <i>distal alluvial fan environment</i> (Gloppen and Steel, 1981; Todd, 1989; Stanistreet and MacCarthy, 1993; Blair and MacPherson, 1994).
Gravels, well-sorted coarse and fine sands.	Essentially represented by 2D (Fig. 2c) and 3D (Fig. 2d) megaripples (characteristic of unimodal currents). Fine-grained sands locally exhibit 2D ripples and planar bedding.	The coarse grained character and the unimodal paleocurrent directions indicate a bed-load transport (Germanosky and Schumm, 1993; Collinson, 1996; Todd, 1996) typical of <i>braided or low-sinuosity rivers</i> . The 2D megaripples correspond to longitudinal bars and the 3D megaripples to lunate bars (Miall, 1985, 1996). The association of 2D and 3D megaripples is characteristic of braided rivers (Best and Bristow, 1993; Orton and Reading, 1993; Miall, 1996). The presence of 2D megaripples alone is characteristic of low-sinuosity rivers (Miall, 1996).
Well-sorted fine sands and locally well-sorted coarse sands and clay chips. Some bedding are underlined by clays.	Bi-modal 2D and 3D ripples and megaripples (Fig. 3a), lateral variation of bedset thickness and features typical of aggradational deposition. Bioturbations are common, corresponding to <i>Skolithos</i> and <i>Planolites</i> .	The association of bi-modal paleocurrents, lateral variation of bedset thickness, and the aggrading deposition is typical of estuarine environments. The lateral variation of bedset thickness is characteristic of lunar cycles (Allen and Homewood, 1984). The absence of mud-layer couplets and the restricted type of sedimentary environment (characterised by the poor diversity of bioturbation) indicate deposition in an <i>inner estuary</i> .
Well-sorted clayey fine sands and well to poorly sorted coarse sands with some clay chips. Clay traps occur between the bedding planes.	Bi-modal 2D and 3D megaripples, bi-modal 2D and 3D ripples, lateral variation of bedset thickness, aggradational type deposition, mudlayer couplets and, locally, large-scale dunes (i.e. sandwaves; Fig. 3b) with bioturbated foresets and reverse 2D ripples. Bioturbation structures are represented by vertical bioturbations (Fig. 3c), <i>Cylindrichnus</i> , <i>Thalassinoïdes</i> and <i>Planolites</i> (Ekdale et al., 1984). The bioturbated clayey fine sand facies (Fig. 3d) are associated with tidal flat deposits (Ekdale et al., 1984; Reading, 1996).	The bi-modal paleocurrents, the lateral variation of bedset thickness, the aggradational type of deposition and the mud-layer couplets all suggest an estuarine environment. The lateral variation of bedset thickness is characteristic of influence from the lunar cycles (Allen and Homewood, 1984) and mud-layer couplets are typical of neap-spring tidal cycles (Tessier, 1990). The bioturbated prograding sandwaves with reverse 2D ripples suggest a tidal cycle influence (Allen, 1980; Visser, 1980). These large-scale bedforms are typical of the subtidal zone (Visser, 1980) in an <i>outer estuarine environment</i> .

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Facies description		Interpretation
Granulometry and composition	Sedimentary structures	
Fossiliferous clayey sands and fossiliferous sandy subangular gravels. The gravels contain clasts of quartz and quartzite.	Some 2D megaripples in the coarse facies.	The macrofossils (gasteropods and bivalves) are characteristic of a low energy marine environment. Pollen analysis suggests a nearshore marine zone (Morzadec-Kerfourm, personal communication, 2001). In this <i>marine environment</i> , conglomeratic deposits are interpreted as temporary clastic inputs from local topography (possibly islands).

The facies descriptions of the fluvial and inner estuarine environments are given elsewhere (Guillocheau et al., 1998).

- poorly sorted conglomerates with 2D and 3D avalanching megaripple structures (Fig. 2a and b);
- braided river environments showing sands and gravels with 2D and 3D megaripples (Fig. 2c and d);
- low-sinuosity river environments characterized by 2D megaripples expressed in sands and gravels (Fig. 2d);
- inner estuarine environments with poorly bioturbated sandy deposits (Fig. 3a);
- outer estuarine environments represented by bioturbated tidal bars (Fig. 3b–d);
- open marine environments characterized by fossiliferous clays and bioclastic sands.

Facies analysis indicates that the depositional profile is mainly composed of coarse fluvial facies (conglomerates to coarse sands; Table 2) transported by bed-load rivers. The fluvial and estuarine environments show lateral and vertical variations, both in space and time, with a direct transition in some outcrops between bed-load river deposits and estuarine deposits.

4.4. Vertical stratigraphic succession

A stratigraphic study was carried out on each outcrop. The Réguiny area has been used as reference outcrop because the stratigraphic succession is better preserved.

At Réguiny, two minor *A/S* cycles can be described (Fig. 4a and b). Isopach maps (Fig. 4c) indicate that the Red Sands fill a NE–SW-oriented paleovalley incised into the basement (unconformity 1, Fig. 4c).

The lower minor cycle (Fig. 4a and b) grades from well-preserved proximal alluvial fans eroding the

basement to low-sinuosity channels and inner estuarine environments. The maximum flooding surface (MFS 1) is characterized by poorly bioturbated (*Planolites*) finer sands. The progradational trend of this cycle is characterized by an erosional surface (denoted as 2), overlain by alluvial fan and bed-load fluvial facies. The upper minor cycle only preserves a record of the retrogradational trend, resulting from the superposition of distal alluvial fans and bed-load channels onto inner estuarine environments. The MFS 2 is characterised by more diversified trace fossils (*Cylindrichnus*, *Skolithos* and *Planolites*) in the inner estuarine deposits of the upper cycle, thus implying more open marine conditions in the upper part of this outcrop. The progradational trend of this cycle is not recorded because the Red Sands are eroded by Pleistocene deposits. The two minor cycles are preserved within a major retrogradational trend.

The upper minor cycle can be subdivided into two genetic units (Fig. 4b). The first unit shows distal alluvial fan and bed-load river deposits, with paleocurrents towards the W–SW, which grade vertically into inner estuarine environments (MFS 2'). This unit is truncated by an erosion surface (denoted as 2'). The second unit is characterized by bed-load channels, flowing toward the NE (Fig. 4b), which pass vertically into inner estuarine environments. Then, a major switch in the paleocurrent pattern occurred during the retrogradational phase of the upper cycle, i.e., between the deposition of alluvial fans flowing toward the W–SW and the low-sinuosity channels directed towards the NE (Fig. 4b). The W–SW paleocurrent directions are now oriented upstream, whereas those flowing toward the NE are oriented downstream (Fig. 4a). A regional tilting of the basement could be

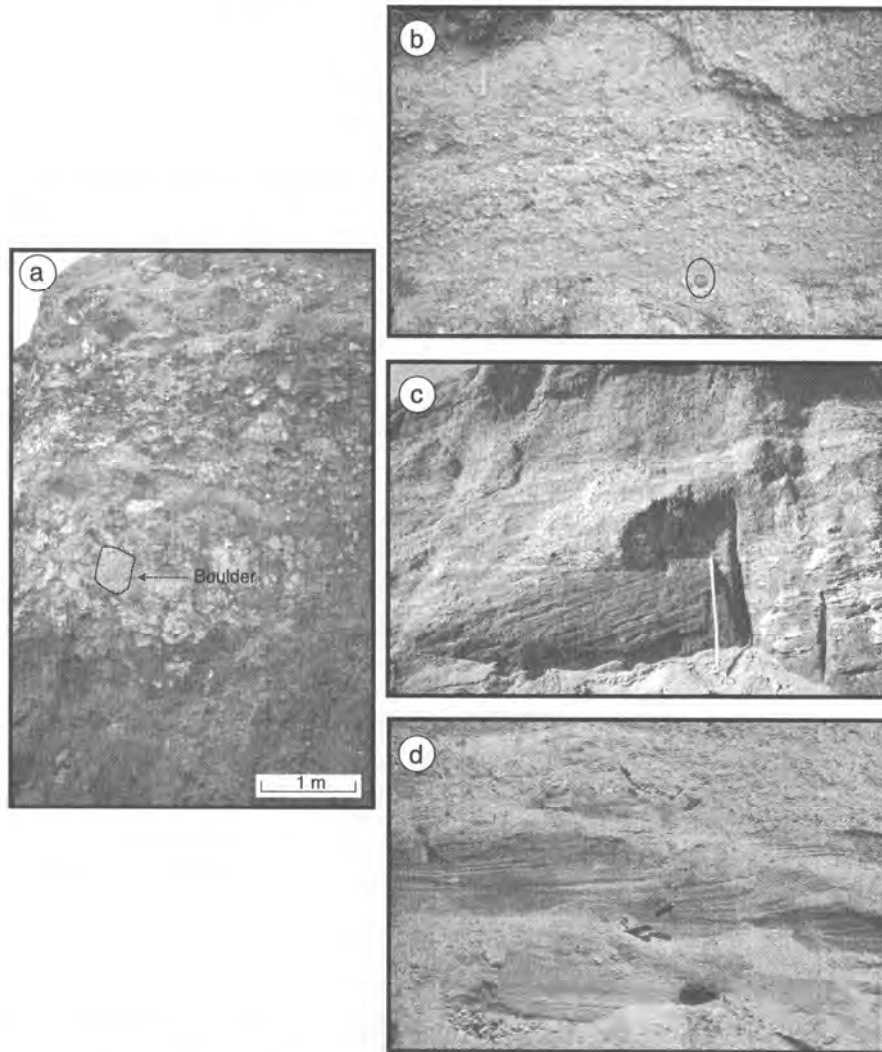


Fig. 2. Main facies of the fluvial environments. (a) Proximal alluvial fan, Hénanbihen outcrop; (b) distal alluvial fan, Réguiny outcrop; (c) 2D megaripples, low-sinuosity river deposits, Lauzach outcrop; (d) 3D megaripples, braided river deposits, Réguiny outcrop. See Fig. 1 for location.

invoked to explain this apparent reversal in drainage direction.

The same type of sedimentological and stratigraphic study was applied to the other outcrops (Table 3), allowing to identify two stratigraphic cycles at Lauzach, Gosné and Missillac. By contrast, only one cycle was recognized at Saint-Malo-de-Phily, Saint-Jouande-l'Isle, ac>nanbihen and Chanteloup. Moreover, a single episode of synsedimentary deformation, capped

by an erosional surface, is recorded at ac>nanbihen and Chanteloup. Isopach maps and direct observations on outcrops show that the Red Sands Formation is preserved either in paleovalleys or in tectonic basins (Table 3; (Figs. 4c, 5c and 9c)): the contact between basement and Red Sands can be either conformable (onlap) or fault-bounded.

At Lauzach (Fig. 5b) and Gosné (Fig. 6b), the lower cycle is characterized by a well recorded pro-

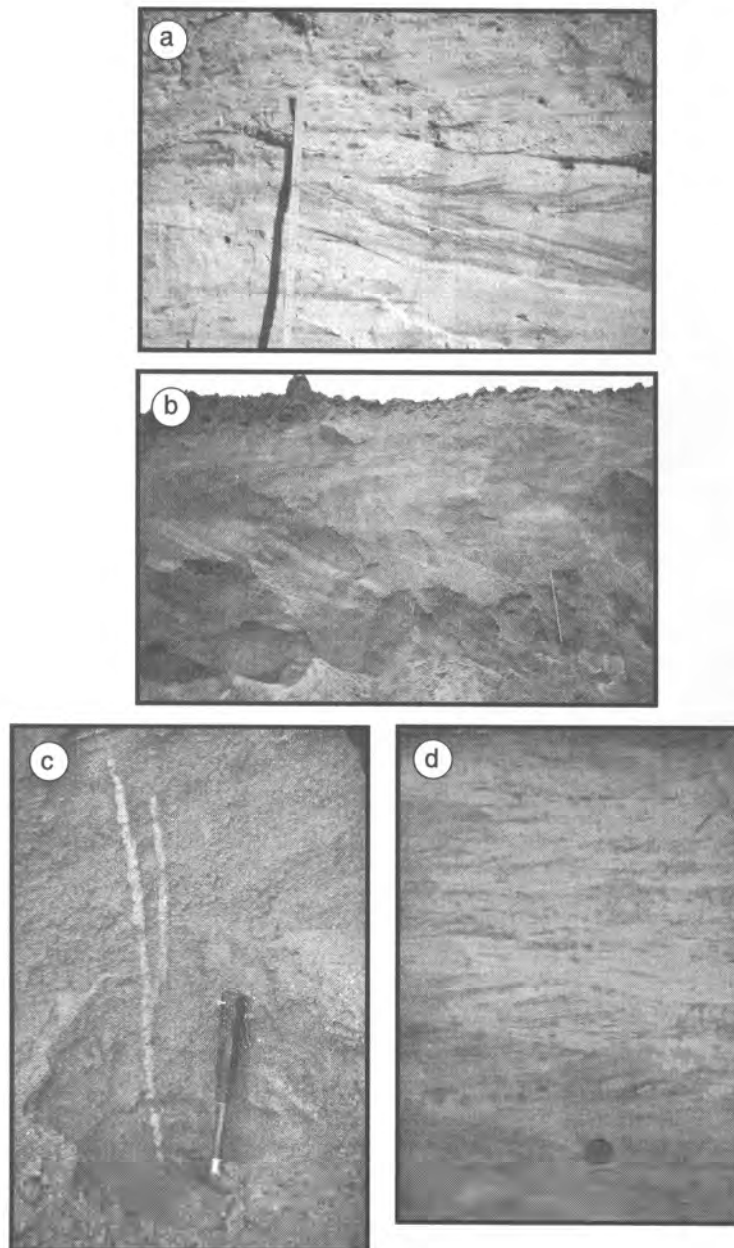


Fig. 3. Main facies of the estuarine environments. (a) Bi-modal 3D megaripples, inner estuarine environment, Lauzach outcrop; (b) subaqueous dunes, i.e. sandwaves, outer estuarine environment, Missillac outcrop; (c) vertical bioturbations, outer estuarine environment, Saint-Malo-de-Phily outcrop; (d) bioturbated tidal flat, outer estuarine environment, Missillac outcrop. See Fig. 1 for location.

gradational trend while the upper cycle only shows a retrogradational trend, thus exhibiting the same pattern as at Régigny. At Missillac (Fig. 7b), the lower

cycle is characterized by an infra-littoral environment containing fauna (cf. Section 4.2) and the upper cycle by outer estuarine deposits in a retrogradational pat-

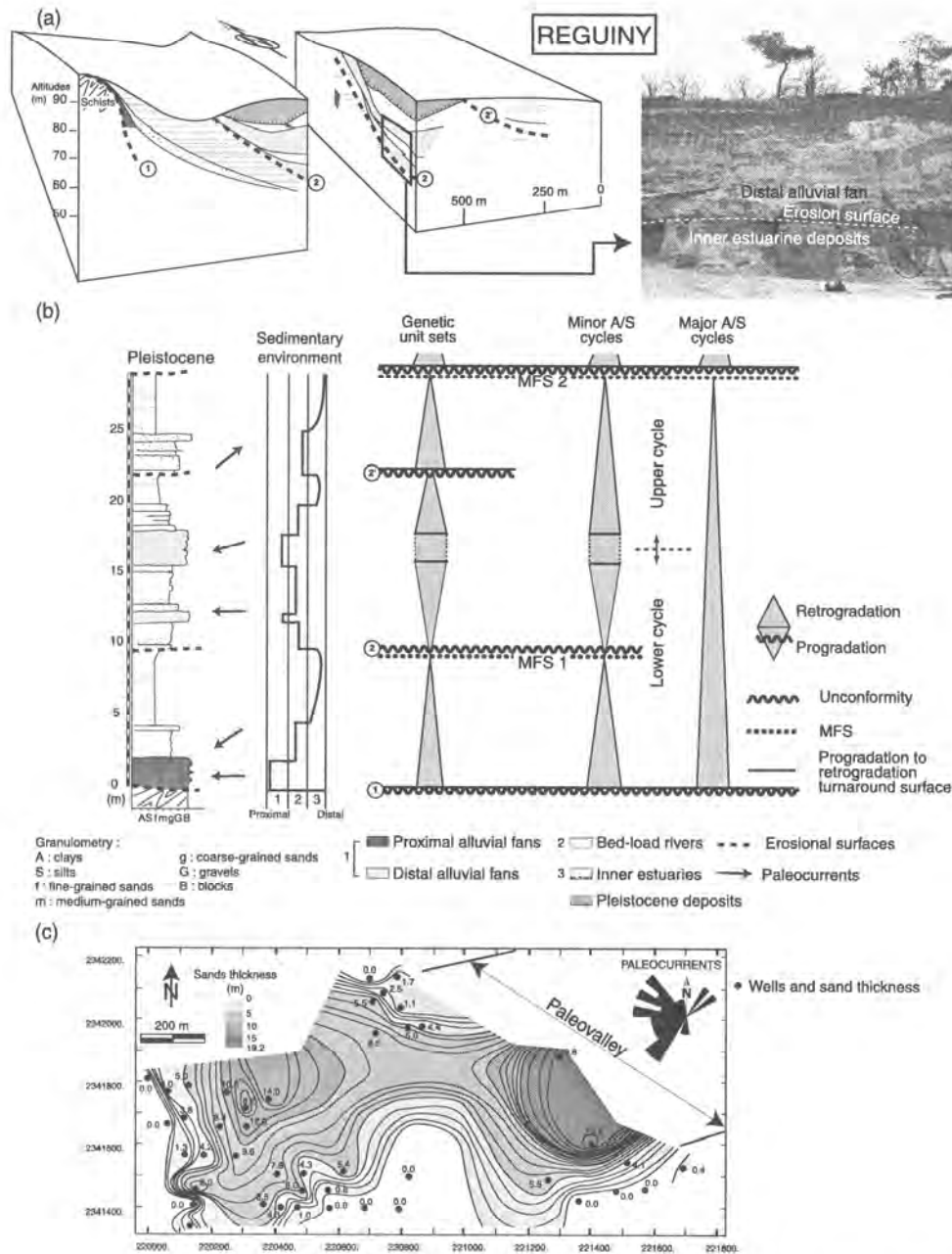


Fig. 4. (a) Geometry of the Régigny deposits (see Fig. 1a for the location), with photo of the contact between inner estuarine and distal alluvial fan deposits; (b) lithostratigraphy, sedimentary environment variations and arrangement of the different stratigraphic cycles in the Régigny outcrop; (c) isopachs of the "Red Sands" in the Régigny sub-area showing their preservation in a SW–NE-oriented paleovalley (French Lambert II Projection). MFS: Maximum flooding surface.

Table 3
Description of outcrops

Outcrops	Depositional environments	Vertical stratigraphic trend	Preservation mode	Paleocurrents
Lauzach—Fig. 5	Superposition of distal alluvial fan, bed-load rivers and inner estuarine deposits that ends by an erosional surface. These sediments are overlaid by the superposition of bed-load rivers deposits grading vertically to outer estuarine deposits—Fig. 5a	Two minor cycles preserved into a major retrogradational trend. Lower cycle (12 m): the MFS is recorded within bioturbated finer sands—Fig. 5b. Upper cycle (11 m); the MFS is recorded within more distal outer estuarine deposits	NE–SW-oriented paleovalley filling—Fig. 5c	Toward SW for distal alluvial fan and bed-load rivers deposits—Fig. 5c
Gosné—Fig. 6	Inner estuarine deposits that ends by an erosion surface overlaid by bed-load rivers deposits grading to inner estuarine deposits—Fig. 6a and b	Two minor cycles preserved into a major retrogradational trend whose the MFS is characterised by bioturbated inner estuarine deposits—Fig. 6b	NE–SW-oriented paleovalley filling—Fig. 6b	Toward NE for fluvial deposits—Fig. 6b
Missillac—Fig. 7	Upper infra-littoral environment (clay containing pollen and faunas and conglomerate with grey-bluish clay matrix) overlaid by outer estuarine deposits (migration of tidal dunes) and by lateral bioturbated (<i>Skolithos</i> and <i>Thalassinoides</i>) tidal-flat deposits—Fig. 7a and b	Two minor cycles preserved into a major retrogradational trend. Only the upper part of the first cycle is recorded. Faunas at the base of outcrop indicate a Pliocene age (see Section 4.4)—Fig. 7b	WNW–ESE-oriented paleovalley filling—Fig. 7a	Toward NW—Fig. 7b
Saint-Malo-de-Philly—Fig. 8	Outer estuarine deposits with bioturbated tidal dunes that grade vertically to more bioturbated sediments (vertical bioturbations and <i>Planolites</i>) that laterally pass into tidal-flat deposits—Fig. 8a and b	One cycle (30 m) preserved in retrogradational trend. The MFS is characterised by more bioturbated sediments and tidal-flat deposits—Fig. 8b	Paleovalley filling—Fig. 8a	Toward WSW—Fig. 8b
Saint-Jouan-de-l'Isle—Fig. 9	Superposition of distal alluvial fan, bed-load rivers and inner estuarine sediments grading vertically from well preserved m-scale sets to amalgamated dm-scale sets—Fig. 9a and b	One cycle (15 m) characterised by well-developed retrogradational trend—Fig. 9b	Paleovalley filling—Fig. 9c	Toward E for bed-load river deposits—Fig. 9b and c
Hénanbihen—Fig. 10	Lower part: distal alluvial fan deposits associated with bed-load river systems. Upper part: superposition of proximal alluvial fan deposits and bed-load river deposits—Fig. 10a and b. N100-trending folds and N30 normal fault affected the lower part. The lower part caps over these deformation structures—Fig. 10a	Lower part: aggradational pattern, upper part: retrogradational trend—Fig. 10b	Basin limited by N30-striking normal fault (part west) and by a N70 sinistral strike-slip fault (part north)—Fig. 10a	Toward NW for the lower part (alluvial fan and bed-load river deposits) and toward NE for the upper part—Fig. 10b
Chanteloup—Fig. 11	Superposition of distal alluvial fan deposits and well preserved inner estuarine deposits—Fig. 11a and b. Discordance between estuarine deposits and alluvial fan deposits that are affected by tilting—Fig. 11a	Lower part: aggradational pattern, upper part: retrogradational trend—Fig. 11b	?	Toward W for alluvial fan deposits—Fig. 11b
Le Rheu	Inner estuarine environment (the cores indicate that the thickness of sand attains 25 m)	Only the upper part of the outcrop is perceptible (5 m) and any cycle can be described	Tectonic basin (SRD cartographic data)	?
Quily	Outer estuarine deposits with clear tidal influence	Only the upper part of the outcrop can be reached (4 m) and any cycle can be described	?	?

See Fig. 1a for locations.

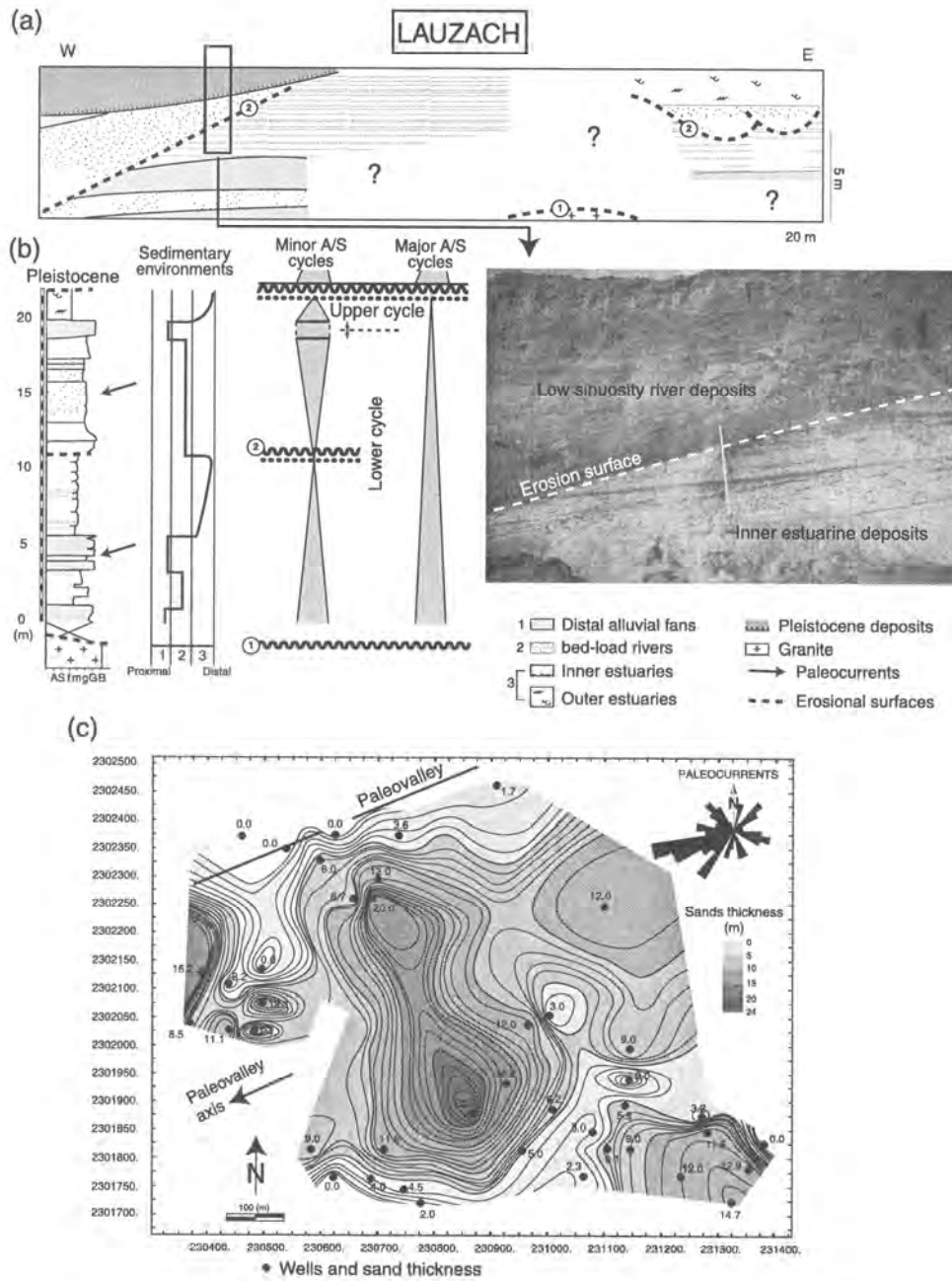


Fig. 5. (a) Geometry of the Lauzach deposits (see Fig. 1a for the location), with photo of the contact between inner estuarine facies and low-sinuosity river deposits; (b) lithostratigraphy, sedimentary environment variations and arrangement of the different stratigraphic cycles at Lauzach; (c) isopachs of the "Red Sands" in the Lauzach sub-area, showing their preservation in a SW-NE-oriented paleovalley (French Lambert II Projection). See Fig. 4 for key.

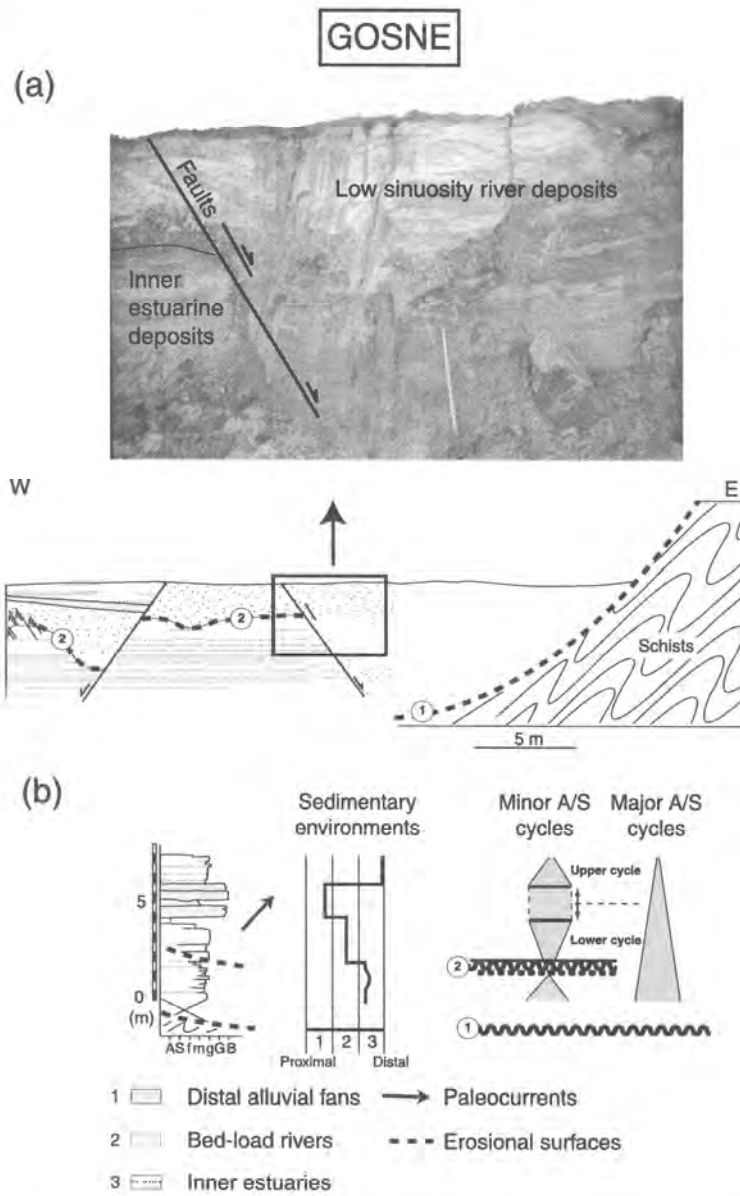


Fig. 6. (a) Geometry of the Gosné deposits (see Fig. 1a for the location), with photo of a post-sedimentary normal fault affecting the sands; (b) lithostratigraphy, sedimentary environment variations and arrangement of the different stratigraphic cycles in the Gosné outcrop. See Fig. 4 for key.

tern. At Saint-Malo-de-Phily (Fig. 8b), the cycle corresponds to outer estuarine deposits that grade vertically upward into more bioturbated sands. At Saint-Jouan-de-l'Isle (Fig. 9b), the cycle is characterized by the superposition of distal alluvial fan depos-

its, bed-load river deposits and inner estuarine deposits. At Hénanbihen (Fig. 10b), N100-trending folds and N30 normal fault affect the lower part of the outcrop. The proximal alluvial fan deposits capping these deformation structures grade vertically up into

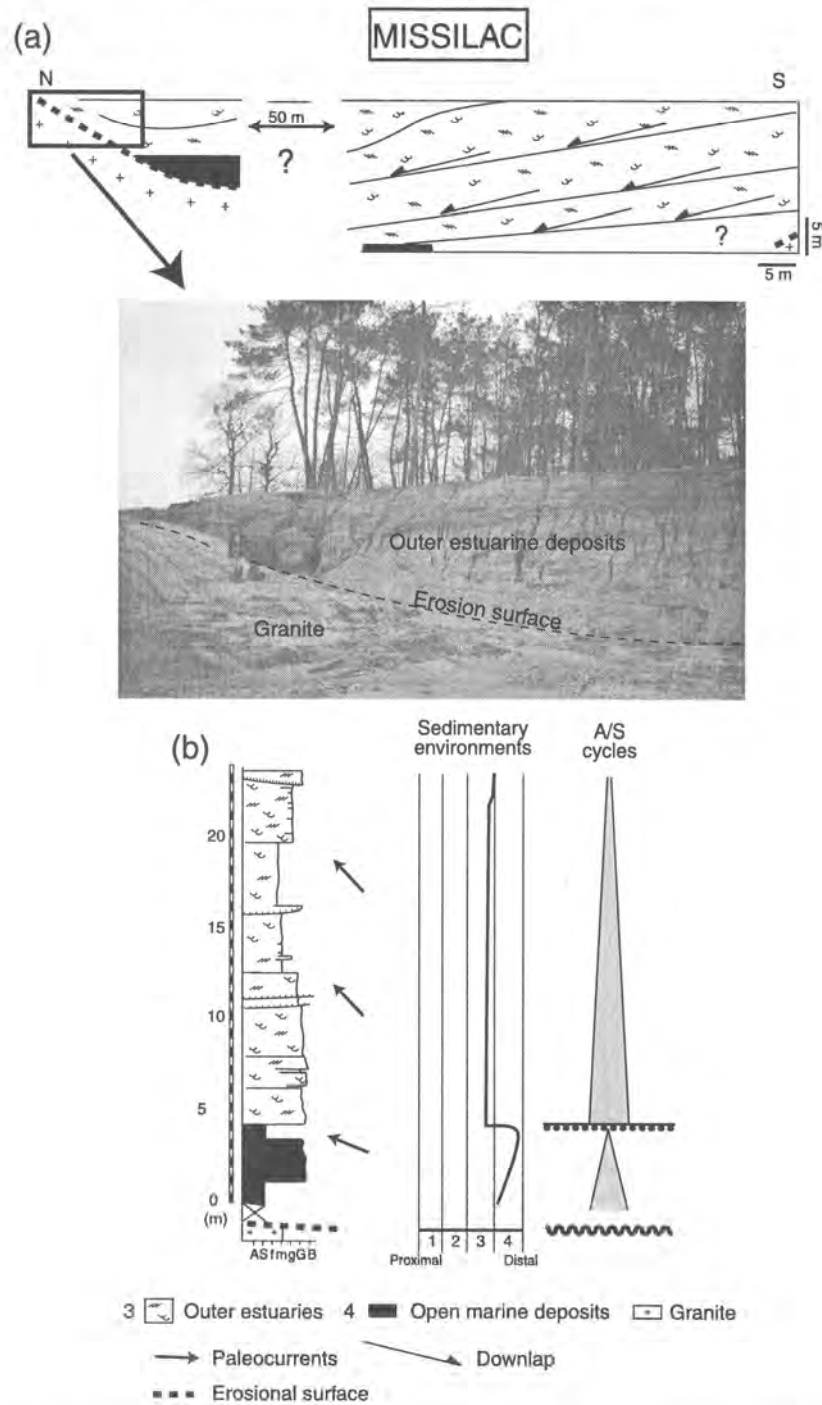


Fig. 7. (a) Geometry of the Missilac deposits (see Fig. 1a for location), with photo of the contact between weathered granite and outer estuarine facies; (b) lithostratigraphy, sedimentary environment variations and arrangement of the different stratigraphic cycles in the Missilac outcrop. See Fig. 4 for key.

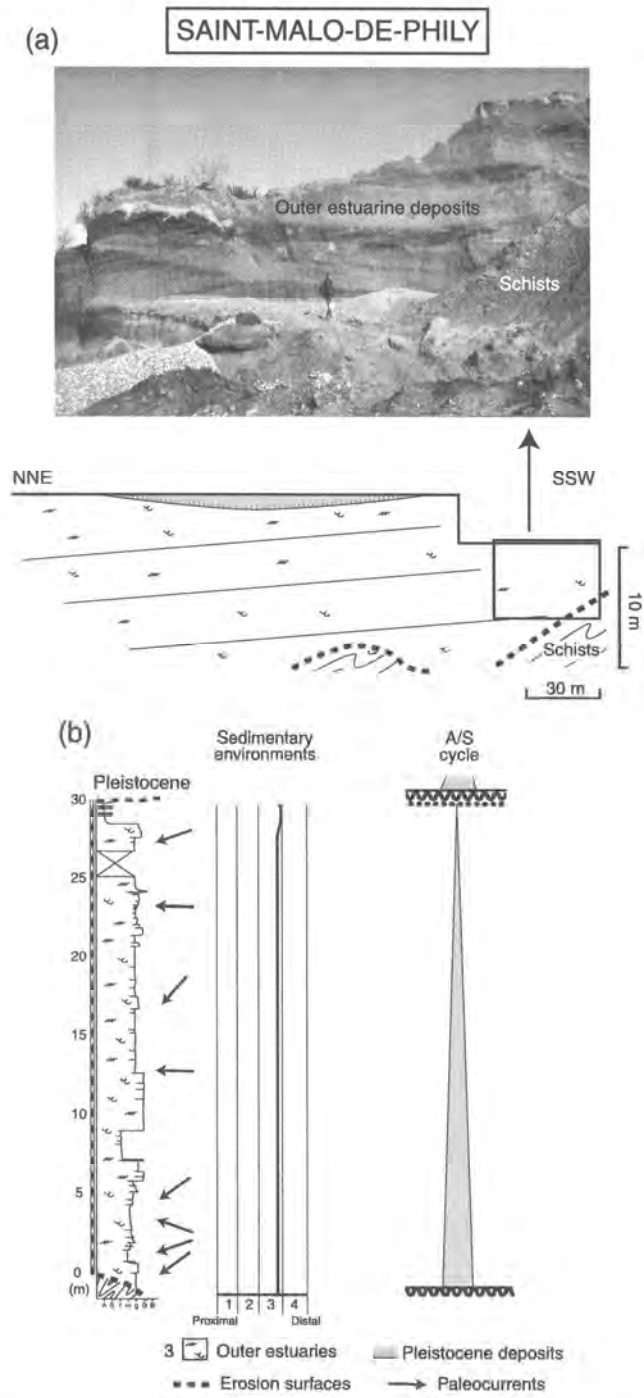


Fig. 8. (a) Geometry of the Saint-Malo-de-Phily deposits (see Fig. 1a for location), with photo of the outer estuarine deposits; (b) lithostratigraphy, sedimentary environment variations and arrangement of the different stratigraphic cycles in the Saint-Malo-de-Phily outcrop. See Fig. 4 for key.

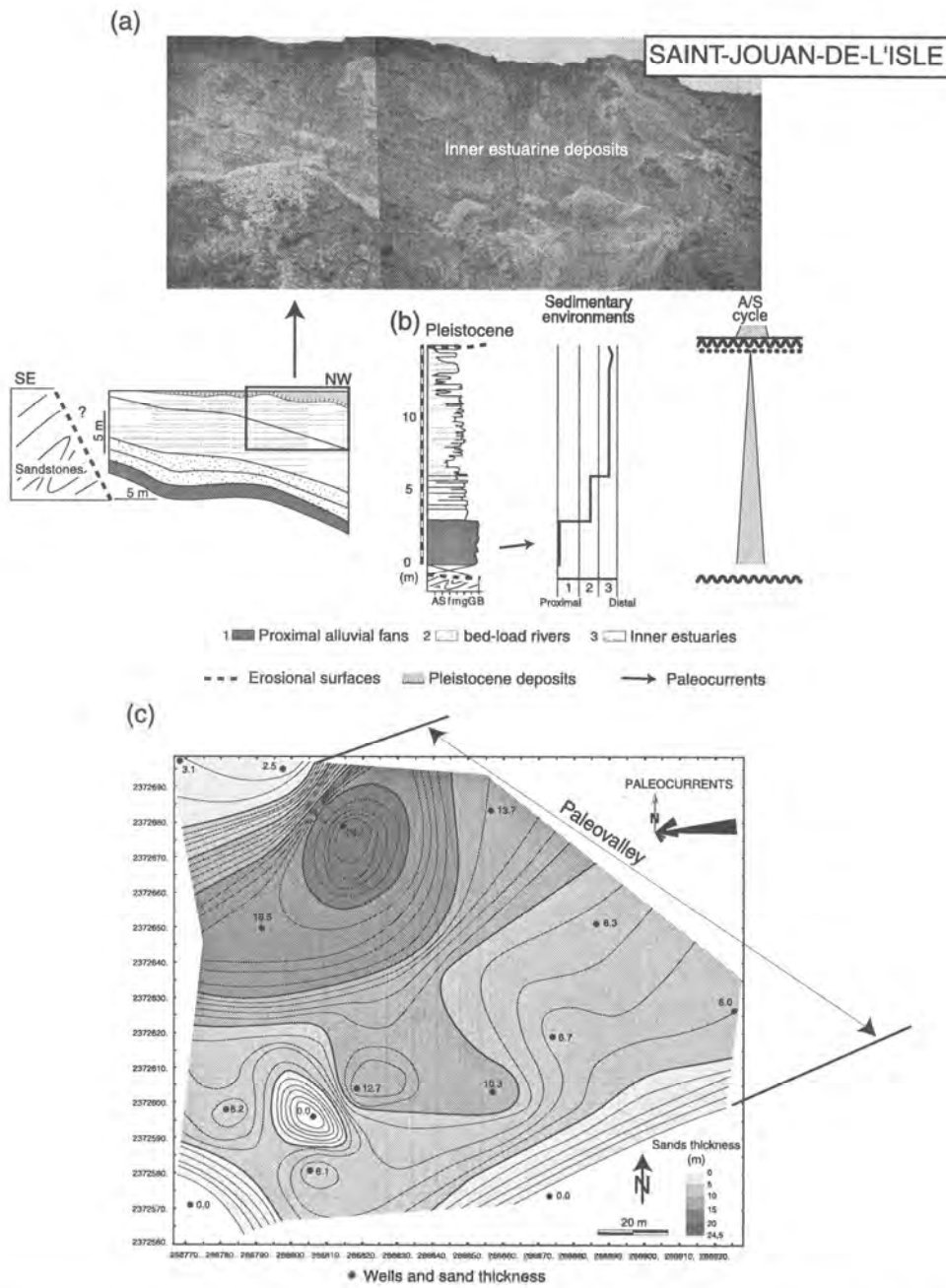


Fig. 9. (a) Geometry of the Saint-Jouan de-l'Isle deposits (see Fig. 1a for location), with photo of the inner estuarine facies; (b) lithostratigraphy, sedimentary environment variations and arrangement of the different stratigraphic cycles in the Saint-Jouan de-l'Isle outcrop; (c) isopachs of the "Red Sands" in the Saint-Jouan-de-l'Isle sub-area, showing their preservation in a ENE–WSW-oriented paleovalley (French Lambert II Projection). See Fig. 4 for key.

bed-load deposits in a retrogressive pattern. At Chanteloup (Fig. 11b), the basal deposits are characterized by an alluvial fan affected by N100-trending folds and separated from the inner estuarine deposits by a discordance (Fig. 11a). At Le Rheu and Quily, only

the upper part of the sequence can be observed, showing outer estuarine deposits with clear tidal influence. However, because the Red Sands are not entirely exposed in these two outcrops, we cannot observe any particular cycle.

4.5. Source area

The high quartz abundance in the sands is typical of a provenance from an old basement. In the diagram of Dickinson (1985), the representative points for the Red Sands plot in the continental field. The source-rocks are probably located within the Proterozoic to Phanerozoic basement of the Armorican Massif, which contains sedimentary, metamorphic and granitic rocks that were weathered from the Early Cretaceous to the Eocene (Estéoule-Choux, 1967, 1983).

To define the source areas and possible local inputs, a comparison between the heavy mineral populations in the sands and their distribution in the basement was performed. In the sands, the more common heavy minerals are tourmaline, staurolite and andalusite (Table 1). These are associated with minor amounts of zircon, titaniferous minerals, sillimanite and kyanite. Some minerals are locally present such as glaucophane and hornblende. In the Armorican basement zircon and tourmaline are ubiquitous, some other minerals have a more restricted geographic distribution (Fig. 12a), such as glaucophane (southern part of the Armorican Massif (Ile de Groix area); Audren et al., 1993), staurolite and andalusite (in Central Brittany; Sagon, 1976; Berthé, 1980; Schulz et al., 1998) and hornblende (mainly in the northern part of the Landes du Mené; Chantraine et al., 1994; Rolet et al., 1994).

Comparison between the heavy mineral distribution in the sands and in the basement does not reveal any clear relationships (Fig. 12a and b). Staurolite and andalusite extend well beyond the terrains where they are present in the rocks. The concentration of hornblende in the sands is always very low, even in areas where this mineral is abundant in the basement (near Saint-Jouan de-l'Isle; Figs. 1a and 12b). The only exception concerns glaucophane, which is restricted to outcrops situated in South Brittany, near the Ile de Groix (Figs. 1a and 12b).

These observations show that clastic supply of sands did not come from the immediately underlying basement. Moreover, the wide distribution of the

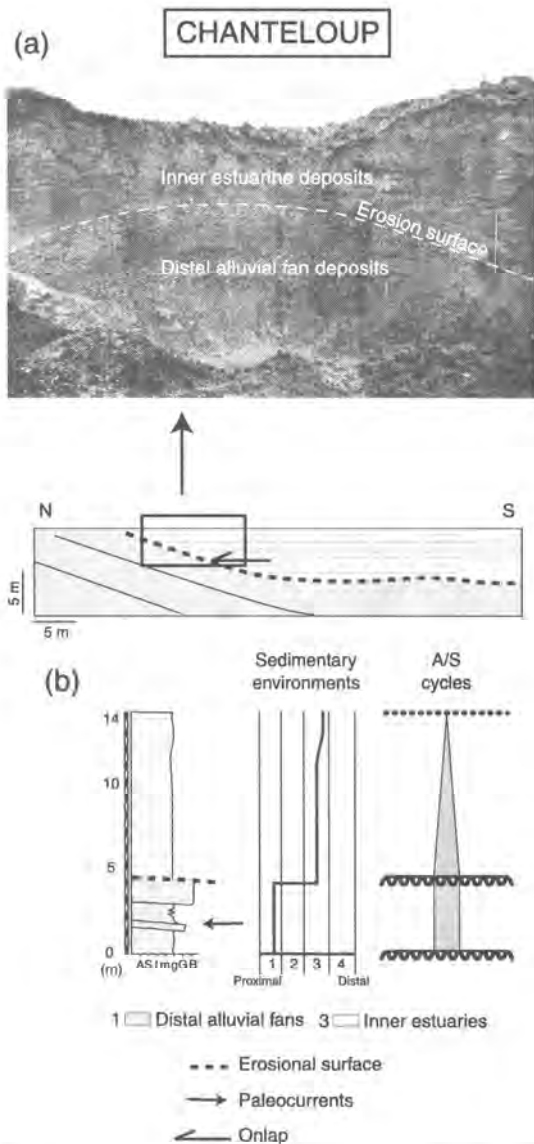


Fig. 11. (a) Geometry of the Chanteloup deposits (see Fig. 1a for location), with photo of the contact between distal alluvial fan and inner estuarine deposits; (b) lithostratigraphy, sedimentary environment variations and arrangement of the different stratigraphic cycles in the Chanteloup outcrop. See Fig. 4 for key.

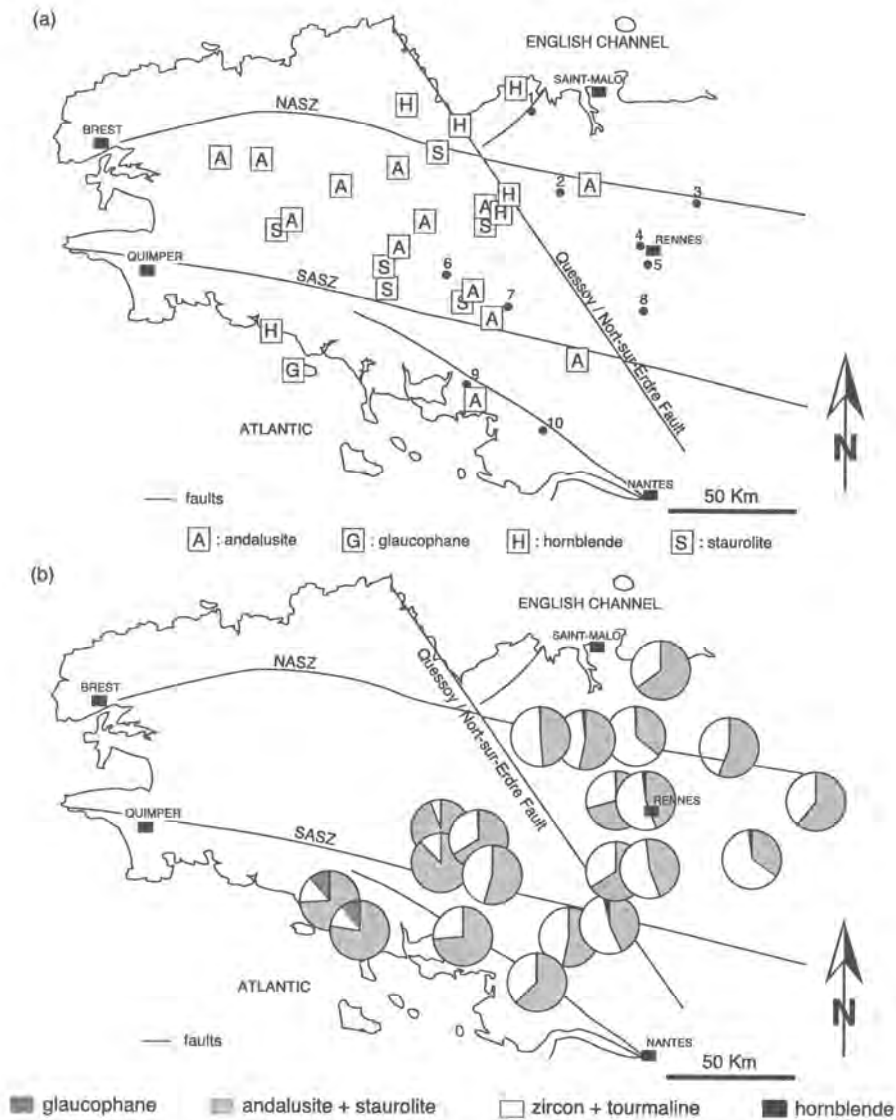


Fig. 12. (a) Distribution of staurolite (S), andalusite (A), glaucophane (G) and hornblende (H) in the Armorican basement; (b) distribution of index heavy-minerals in different Mio–Pliocene sands.

metamorphic minerals (andalusite and staurolite) is observed since the Eocene (Choux, 1956a; Durand, 1956, 1960; Durand and Choux, 1958; Pelhate, 1956), suggesting a continuity in terrigenous supply from Paleogene times onwards.

Most of the Armorican Massif was emergent throughout the Paleogene, and it was only during the Middle Miocene transgression that the sea invad-

ed an area extending from Saint-Malo to Nantes (Guillocheau et al., in press-a). Metamorphic minerals are abundant in local parts of the currently emerged terrains, particularly in the Monts d'Arrée, the Landes du Mené, Montagnes Noires and the Landes de Lanvaux (see Figs. 1a and 12). These areas could have fed terrigenous supply from the beginning of the Tertiary until the Pliocene. The

apparent lack of inputs from the local basement and the abundance of rounded quartz clasts in the sandy facies can be explained by the paleogeographic setting, with its associated bed-load river systems, and by the marine incursions. The wide extent of the zone concerned and the marine incursions probably masked any local influences by homogenising the particulate populations. Such processes would increase the compositional maturity. Moreover, the presence of glaucophane, in the Red Sands of southern Brittany is related to marine incursions.

5. Correlations and paleogeography

5.1. Correlations

The correlations based on high-resolution sequence stratigraphy were established (1) from the recognition of same stratigraphic cycles and boundary surfaces such as maximum flooding surfaces and unconformities, and (2) from the identification of deformational “events” (see Section 4.4).

The Red Sands Formation is mainly preserved in paleovalleys ((Figs. 4c, 5c and 9c); Table 3), where 1-D sequence stratigraphy analysis (Table 3) allows to

define (1) two minor A/S cycles at Régigny, Lauzach, Gosné and Missilac (Figs. 4–7), (2) one minor cycle at Saint-Malo-de-Phily, Saint-Jouan-de-l’Isle (Figs. 8 and 9). Moreover, the unconformity observed at the top of the lower cycle, at Régigny, Lauzach and Gosné, corresponds to a re-incision of the paleovalley network that is less marked than the earlier unconformity at the base of this cycle At Le Rheu and Quily, the poor quality of the data prevents from distinguishing any stratigraphic cycle, hence no correlation can be established. Moreover, a single episode of Mio–Pliocene deformation, truncated by an erosional surface, is recorded in three of the outcrops (Régigny, Hénanbihen and Chanteloup; Figs. 4, 10 and 11); Table 3).

The two minor cycles observed at Régigny (Fig. 4), Lauzach (Fig. 5) and Gosné (Fig. 6) show the same retrogradational trend of a major cycle and two stages of paleovalley incision. For these three outcrops, the second maximum flooding surface (MFS 2) is characterized by more distal facies than the first MFS (MFS 1), implying a major retrogradational trend. The two cycles can therefore be correlated between these outcrops (Fig. 13), and the stages of paleovalley incision could be contemporaneous and caused by the same allocyclic event.

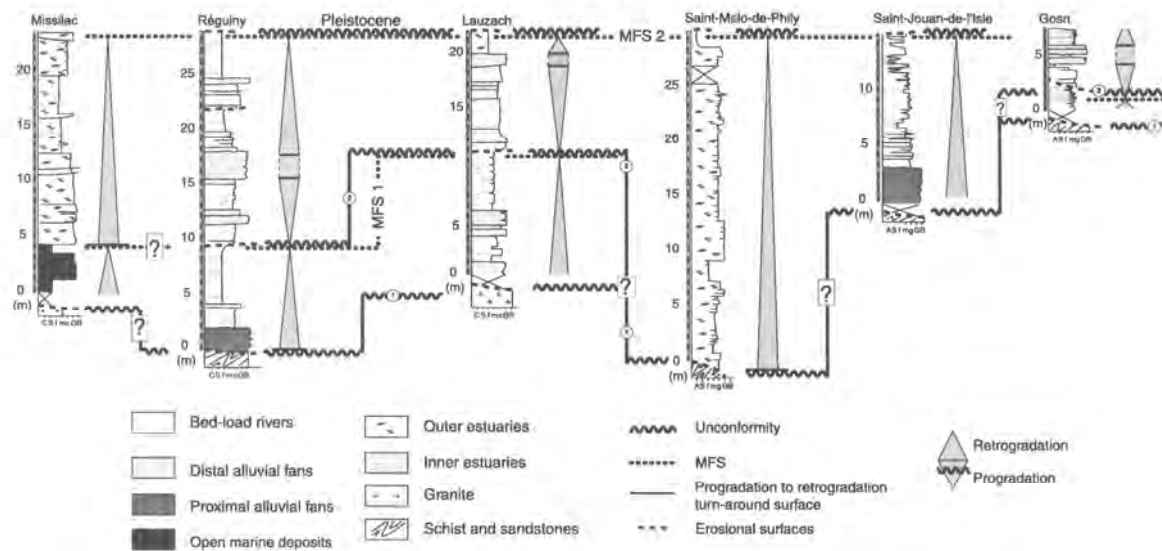


Fig. 13. Correlations of stratigraphic cycles between Missilac, Régigny, Lauzach, Saint-Malo-de-Phily, Saint-Jouan-de-l’Isle and Gosné. See Fig. 1a for locations.

The two cycles observed at Missillac (Fig. 7) are not separated by an unconformity. The lower cycle, where only the upper part is preserved, is characterized by an infra-littoral environment and the upper cycle by an outer estuarine environment. Two hypotheses are possible (Fig. 13): either the two cycles are correlated with the two cycles observed at Régigny, Lauzach and Gosné, or, alternatively, an additional cycle is recorded. These two hypotheses are discussed in Section 5.2.

The deposits at Saint-Malo-de-Phily (Fig. 8) and Saint-Jouan-de-l'Isle (Fig. 9) show one A/S cycle, where the maximum flooding surface is characterized by intensively bioturbated distal facies that could be correlated with the MFS 2 of Régigny, Lauzach and Gosné (Fig. 13). In these three outcrops, the Red Sands deposits fill a paleovalley that could be contemporaneous with the first or the second stage of incision observed at Régigny, Lauzach and Gosné. In the first hypothesis, the lower cycle would not be recorded.

The Mio–Pliocene deformation recorded at Régigny (Fig. 4), Hénanbihen (Fig. 10) and Chanteloup (Fig. 11) is always sealed over by an erosional surface. At Régigny, this syn-sedimentary tectonic event is located within the upper minor cycle. This deformation produced tilting and perturbed the retrogradational trend, allowing the preservation of an additional A/S cycle (Fig. 4). At Chanteloup and Hénanbihen, this tectonic event disturbed the stratigraphic record by creating an erosion surface but it does not seem to preserve an additional cycle. On the scale of the Brittany region, this tectonic event could be synchronous at all three outcrops (denoted 2', Fig. 14).

5.2. Ages of the unconformities and stratigraphic cycles

The age of the stratigraphic cycles, unconformities and maximum flooding surfaces observed in the Red Sand outcrops of the Armorican Massif can be esti-

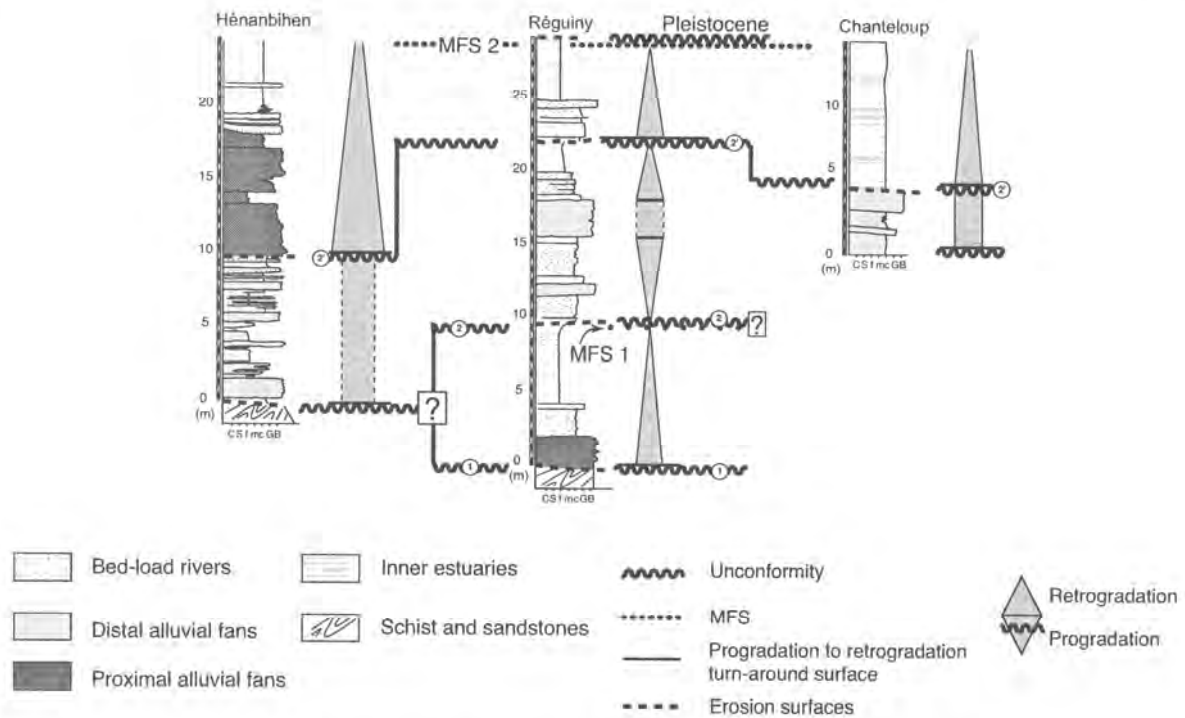


Fig. 14. Correlations of stratigraphic cycles between Hénanbihen, Régigny and Chanteloup. See Fig. 1a for locations.

mated from ESR data published by Van Vliet-Lanoë et al. (1998). ESR data have been obtained for three outcrops. At Réguiny, five ESR dating results have been obtained (Fig. 15):

- the lower continental facies of the basal part of the lower minor cycle are dated at 8.7 ± 1.5 My, i.e., Tortonian;
- the estuarine facies of the lower cycle are dated at 7.0 ± 1 My, i.e., Late Tortonian to Early Messinian;
- the alluvial fan deposits above the second unconformity are dated at 6.5 ± 1 My, i.e., Late Tortonian to Early Messinian;

- the bed-load river deposits above the third unconformity are dated at 3.5 ± 0.7 My, i.e., Late Zanclean to Early Piacenzian;
- the estuarine sediments, at the top of the outcrop are dated as 3.3 ± 0.46 My, i.e., Piacenzian.

Within the estuarine facies at Quily and Le Rheu, respectively, ESR dating (Van Vliet-Lanoë et al., 1998) yields ages at 3.05 ± 0.5 My, i.e., Piacenzian and 3.8 ± 0.55 My, i.e., Zanclean to Piacenzian. The ESR results systematically fall into two groups of ages: one around 6.5–8.7 My (Tortonian to Messinian) and the second around 3–4 My (Piacenzian).

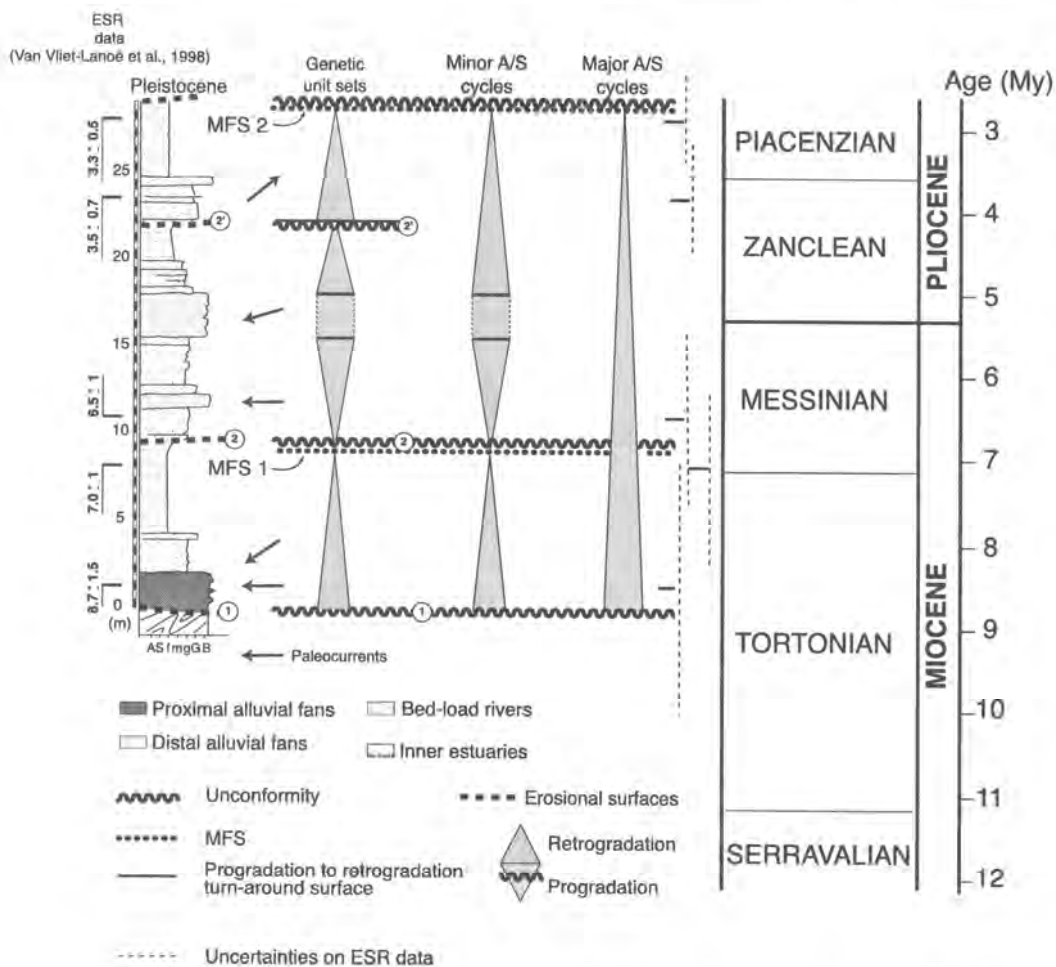


Fig. 15. Estimation of the age of the stratigraphic cycles at Réguiny from ESR data published by Van Vliet-Lanoë et al. (1998).

No true Zanclean ages have been determined in the Armorican Massif. The ESR data suggest that the top of the Red Sands (MFS 2, Figs. 13 and 14) is synchronous in these three outcrops, and can be dated as Piacenzian. From these data, the retrogradational trend of the lower cycle could thus be Tortonian, while the progradational phase could be Messinian, and the upper cycle Pliocene. The two unconformities that lead to incision and paleovalley formation, can be dated as late Mid-Miocene to early Late Miocene, i.e., Serravallian to Tortonian (denoted as 1) and Late Tortonian to Early Messinian (denoted 2). In chronological order, the two maximum flooding episodes are Late Tortonian to Early Messinian (denoted MFS 1) and Piacenzian (denoted MFS 2). In this way, the unconformity (noted 2') produced by the deformational event in the upper cycle would be Zanclean.

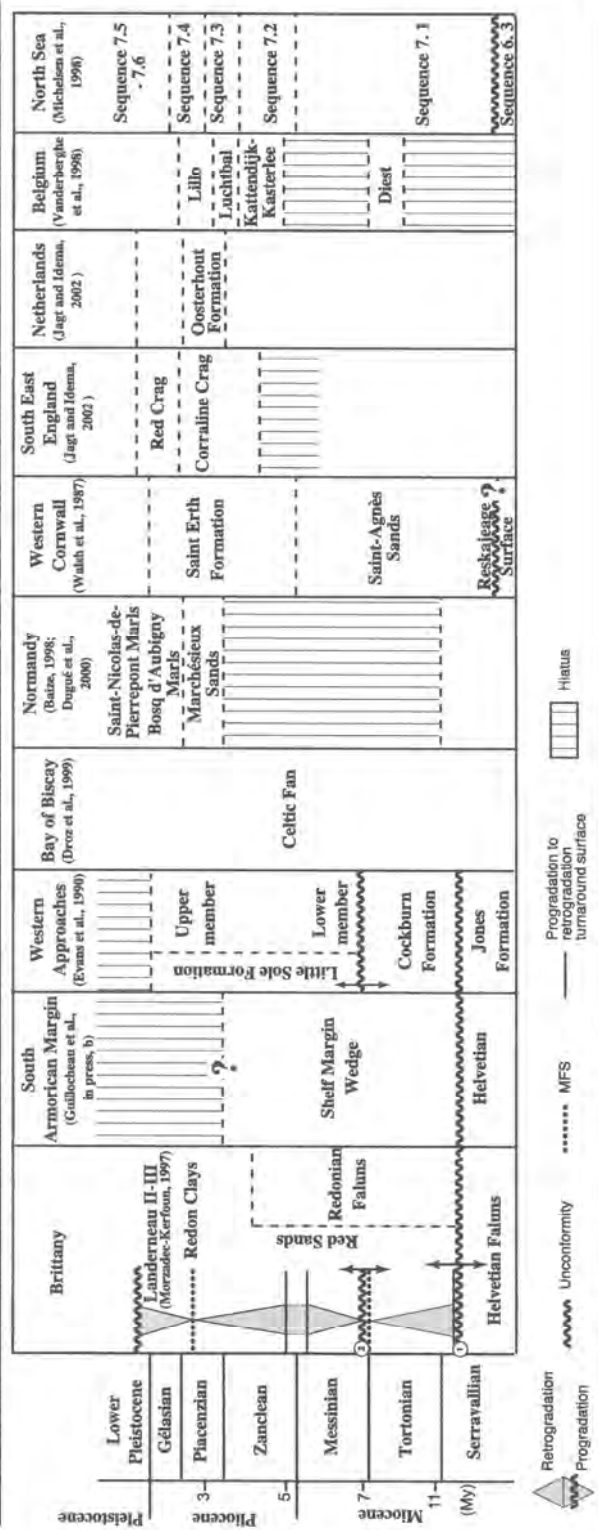
5.3. Influence of eustatic and tectonic controls on the stratigraphic record and comparison with other Western European basins

The comparison of the results of the sequence stratigraphy analysis with eustatic variations and tectonic events during the Mio–Pliocene allows (1) to discuss their influence on the evolution of the Armorican Massif during this period and (2) to compare the stratigraphic record with other west-European basins (Table 4).

The unconformity at the base of the Red Sands cuts down into the basement (denoted 1, Figs. 13–15) and could be attributed to the Serravallian: according to different authors, its age is either Upper Serravallian (11.7 My for Haq et al., 1987, 1988; Greenlee and Moore, 1988; Hardenbol et al., 1998) or to Lower Serravallian (14–15 My; Michelsen et al., 1998; Huuse and Clausen, 2001). This unconformity could be formed by both eustatic and tectonic effects. Indeed, a major eustatic fall is observed at the Upper Serravallian (11.7 My; Haq et al., 1987, 1988; Greenlee and Moore, 1988; Hardenbol et al., 1998) and late Mid-Miocene to Upper Miocene. It is contemporaneous with tectonic events, i.e., the end of the major Channel inversion (Ziegler, 1987), that is associated with a change in the rotation pole of the African–European Plates and the principal stress axis (between 20 and 10 My; Bergerat, 1987), as well as local

volcanism in the French Massif Central (De Goer De Hervé and Mergoïl, 1971; around 10 My for Maury and Varet, 1980; Lucazeau et al., 1984; between 12 and 30 My for Michon, 2001). Moreover, for Huuse and Clausen (2001), the Mid-Miocene unconformity (14–15 My) recorded in the North Sea basin is associated with a synchronous increase in siliciclastic sediment supply on continental shelves worldwide, which indicates a global control on sedimentation (i.e., climatic and eustatic variations) rather than regional tectonics. In Brittany, the preservation of the Tortonian deposits is characterized by a fluvial system flooded by inner estuarine deposits (Reguiny, Lauzach and Gosné). This sequence exhibits a retrogradational pattern implying an accommodation space in excess of sediment supply ($A > S$), while no progradational trend is recorded above the unconformity. In the marine area on the South-Armorican Margin, this discontinuity is probably coeval with a shelf margin wedge/prism (Guillocheau et al., in press-b). In the Western Approaches, this unconformity is marked by an erosion surface flooded by the progradational sub-tidal bioclastic sands of the Cockburn Formation, dated as Mid-Miocene (i.e., Upper Serravallian to Tortonian; Evans and Hughes, 1984; Evans, 1990). At the margin of the Bay of Biscay, this could correspond to the installation of the deeper Celtic Fan (Droz et al., 1999). In the eastern North Sea, the Tortonian is characterized by a progradational sequence, i.e., sequence 7.1 (Michelsen et al., 1998), while, in Belgium, the Diest Sands Formation fills deeply incised gullies and displays a similar progradational pattern on seismic sections (Vandenberghe and Hardenbol, 1998; Vandenberghe et al., 1998). Both of these sequences could be equivalent to the basal discontinuity observed in Brittany. In the West Cornwall deposits, the Saint Agnes Sands Formation, dated as Miocene, is preserved above the Reskajeage Surface, which is older than Late Miocene (Walsh et al., 1987). Therefore, this surface could correspond to the Tortonian unconformity. However, no comparison can be drawn between the West Cornwall and Brittany deposits: the Saint Agnes Sands correspond to wind-redistributed facies and colluvial sedimentation without marine influence (Walsh et al., 1987). The lower cycle observed in Brittany, attributed to the Tortonian, ends with a second unconformity (less pronounced than the earlier one) and by the progradation of fluvial

Table 4
Stratigraphic comparison between Mio–Pliocene deposits of the Armorican Massif and northwestern European Basins



deposits. The maximum flooding episode (MFS 1) of this lower cycle could be dated as Late Tortonian to Early Messinian. In the SE Atlantic, Vidal et al. (2002) observed a time interval 7.3–6.25 My characterized by low-amplitude $\delta^{18}\text{O}$ variations followed by a period marked by maximum in $\delta^{18}\text{O}$ values (6.25–5.57 My). This implies that the MFS observed in Brittany could be linked with the time interval 7.3–6.25 My, thus reflecting a global warming period associated with a sea-level rise (around 7 My; Haq et al., 1987, 1988; Michelsen et al., 1998). Moreover, the biostratigraphic data obtained from the Lillion sandpit (Fig. 1a) by Néraudeau et al. (2002) show that the fauna of the Redonian Faluns Formation—dated as Tortonian–Messinian—is characteristic of a warm climate. These faluns could be the lateral equivalent of MFS 1 observed in the Red Sands Formation.

The Late Tortonian–Early Messinian unconformity (denoted 2, Figs. 13–15 is of less importance than the earlier one. During the Messinian, the Mediterranean Sea is characterized by the Messinian salinity crisis that coincides with a period of global high sea level (Vidal et al., 2002; Clauzon et al., in press). To explain this crisis, Clauzon et al. (1996) suggest a tectonic control and this hypothesis is supported by Krijgsman et al. (1999). Such a tectonic event could have produced the later unconformity observed in Brittany. Moreover, around the Armorican Massif, this period is characterized by (1) renewed deformation affecting the Western Approaches Basin (Ziegler, 1987; Ziegler et al., 1995), (2) reactivation of strike-slip faults at the Armorican Margin of the Paris Basin (Suzzoni, 1988; Chevet and Gélard, 1990) and (3) a peak of volcanic activity in the French Massif Central (De Goer De Hervé and Mergoïl, 1971; Maury and Varet, 1980; Lucazeau et al., 1984; Michon, 2001). In Brittany, the sediments recorded above this second unconformity, characterized by alluvial fan and bed-load river facies in a progradational pattern, could be dated as Messinian (see Section 5.1). The retrogradational trend of the upper cycle (cycle 2) is composed of bed-load river facies flooded by estuarine deposits, and its maximum flooding surface (MFS 2) appears to be Piacenzian in age. The MFS 2 is frequently eroded by Pleistocene deposits and the progradational trend is not recorded by sedimentation, except in the Léon (Fig. 1a) and Cotentin (Normandy). Near Redon (denoted 1, Fig. 1a)

and in the Trégor and Landerneau areas (Fig. 1a), the maximum flooding episode corresponds to the Redon Clays Formation, dated as Reuverian, i.e., Piacenzian (Morzadec-Kerfourn, 1997). In Normandy, their lateral equivalents correspond to the bioclastic Marchésieux Sands Formation of open marine environments (Garcin et al., 1997; Baize, 1998; Dugué et al., 2000). The progradational trend is recorded at the top of the Redon Clays Formation at Landerneau (Landerneau II and III, Morzadec-Kerfourn, 1997) as well as by the Bosq d'Aubigny and Saint-Nicolas-de-Pierrepont Marl Formations in the Normandy basins (Baize, 1998; Dugué et al., 2000). In the Western Approaches, the Little Sole Formation (of probable Upper Miocene age) is seen to flood the incised paleovalleys (Evans and Hughes, 1984; Evans, 1990). Two members are recognized within this formation: the lower member shows a lowstand systems tract pattern, while the upper member an aggradational shelf-type pattern. The lower member may be correlated with the Miocene progradational fluvial system in Brittany (progradational trend of cycle 1) and the upper member with the Pliocene deposits (retrogradational trend of cycle 2). Moreover, the upper member is correlated with the Saint-Erth Formation in Cornwall that characterizes the maximum flooding episode in this area (Evans, 1990). This formation is the lateral equivalent of the Coralline Crag in Southern England, the Lillo Formation in Belgium and the Oosterhout Formation in the Netherlands (Jagt and Idema, 2002). In the North Sea Basin, the Piacenzian maximum flooding episode may be correlated with sequence 7.4, forming an aggradational pattern that suggests an increase in the rise of relative sea-level (Michelsen et al., 1998).

In Brittany, the maximum flooding of the Zanclean does not seem to be recorded, although it can be considered as a period of high sea level (+90 m; Haq et al., 1987, 1988; Hardenbol et al., 1998). At Réguiny, an additional sequence is recorded within the upper cycle. This sequence is disturbed by local tectonic activity that could be attributed to the Zanclean (between 6.5 and 3.3 My; Van Vliet-Lanoë et al., 1998; Fig. 15) and correlated with events recorded at Hénanbihen and Chanteloup. This tectonic activity causes a change in flow direction at Réguiny and Hénanbihen (Fig. 4 and 10), as well as the development of a proximal inner estuary at Chanteloup (Fig. 11). Locally, such activity controls

the preservation of sedimentary environments and the recording of a further *A/S* cycle (Réguiny, Fig. 4). At Missillac, a Pliocene maximum flooding horizon with marine fauna is described at the base of the outcrop (this study, see Section 4.2). This horizon could be correlated with the Zanclean MFS. The lack of Zanclean deposits in Brittany, except in isolated area (Reguiny, Missillac and Rennes), may explain by tectonic activity during the Upper Miocene and Lower Pliocene, as previously described in the western part of the Armorican Massif by Lerouge (1984) and Grellet et al. (1993) on isolated outcrops. Moreover, in the Netherlands (Jagt and Idema, 2002) and Central Cornwall (Walsh et al., 1987), the Zanclean seems not to be recorded. In SE England, only the upper Zanclean is present, whereas in Belgium, all the Pliocene is recorded (Jagt and Idema, 2002). This implies that the tectonic event recognized in Brittany during the Zanclean could disturb the stratigraphic record in areas where no Zanclean deposits are preserved.

5.4. Paleogeographic reconstructions

The correlations proposed here allow a reconstruction of the paleogeography/paleotopography of the Armorican Massif during the Mio–Pliocene. The compilation of literature data (Section 5.2) allows us to propose ages for the different stratigraphic cycles, unconformities and maximum flooding episodes. Sedimentological studies show that the Red Sands are preserved in paleovalleys, being characterized by bed-load deposits covering large areas, i.e., extensive fluvial sheetflood (see Section 4.4 and Table 3). The unconformity (of Serravallian age) recorded at the base of the lower cycle is related to the incision of Mio–Pliocene paleovalleys, which are characterized by “smooth” morphology with an average incision of between 10 and 20 m and a width of 700 m. Five paleogeographic maps (Fig. 16) were drawn up including paleocurrent measurements: (1) mapping of the basal fluvial sediments above the first unconformity (Fig. 16a), i.e., retrogradational trend of the lower cycle, considered as Tortonian; (2) mapping of the sediments during the maximum flooding interval of the lower cycle (Fig. 16b), i.e., MFS 1 considered as Late Tortonian to Early Messinian; (3) mapping of fluvial facies above the second unconformity, i.e.,

progradational trend of the lower cycle (Fig. 16c), i.e., Upper Messinian; (4) mapping of the retrogradational trend of the upper cycle (Fig. 16d), i.e., Pliocene; (5) mapping of the maximum flooding episode at the top of the Red Sands Formation (Fig. 16e), i.e., MFS 2 considered as Piacenzian.

The first map (Fig. 16a) shows that the paleocurrents measured on fluvial systems preserved in the paleovalleys (bed-load rivers or alluvial fans) have a predominant flow towards the SW at Réguiny and Lauzach. The maximum flooding (MFS 1) of the lower cycle is characterized by the development of proximal inner estuarine environments at Réguiny, Lauzach and Gosné (Fig. 16b), and by the Redonian Faluns Formation at Lillion (Fig. 16b). These estuarine environments overlie the previous fluvial systems (Fig. 16a). The progradational trend of this lower cycle (Fig. 16c) is characterized by bedload rivers with paleocurrents flowing westwards at Réguiny and Lauzach, and eastwards at Gosné. This suggests a paleodrainage watershed to the west of Gosné during this period.

The upper minor cycle is characterized by a re-incision of the paleovalleys. Mapping of the fluvial environment in a retrogradational sequence at the base of this cycle (Fig. 16d) yields paleocurrent directions towards the SW at Réguiny and Chanteloup, towards the NW at Hénanbihen and towards the ENE at Saint-Jouan-de-l’Isle and Gosné. These flow directions indicate a paleodrainage watershed along the regional Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault, which could have existed during the progradational trend of the previous cycle. This structure separates a zone with south-westward flow (Réguiny) to the west of the fault, from a zone with north-eastward flow (Saint-Jouan-de-l’Isle) situated farther east (Fig. 16d). An alluvial fan system is developed at Hénanbihen, with flow directed towards the NW. At the end of the deposition of the Red Sands, the paleovalleys are drowned by estuarine environments (Fig. 16e). Nevertheless, the maximum flooding surface (MFS 2) and the progradational trend of this upper cycle are commonly eroded at the present-day by the Pleistocene unconformity. At the same time, a NE-directed alluvial fan is developed at Hénanbihen following the reactivation of a N70-trending fault (Fig. 16e). Near Redon, as well as in the Trégor and Landerneau areas (Fig. 1), the maximum flooding surface is clearly recorded and corresponds

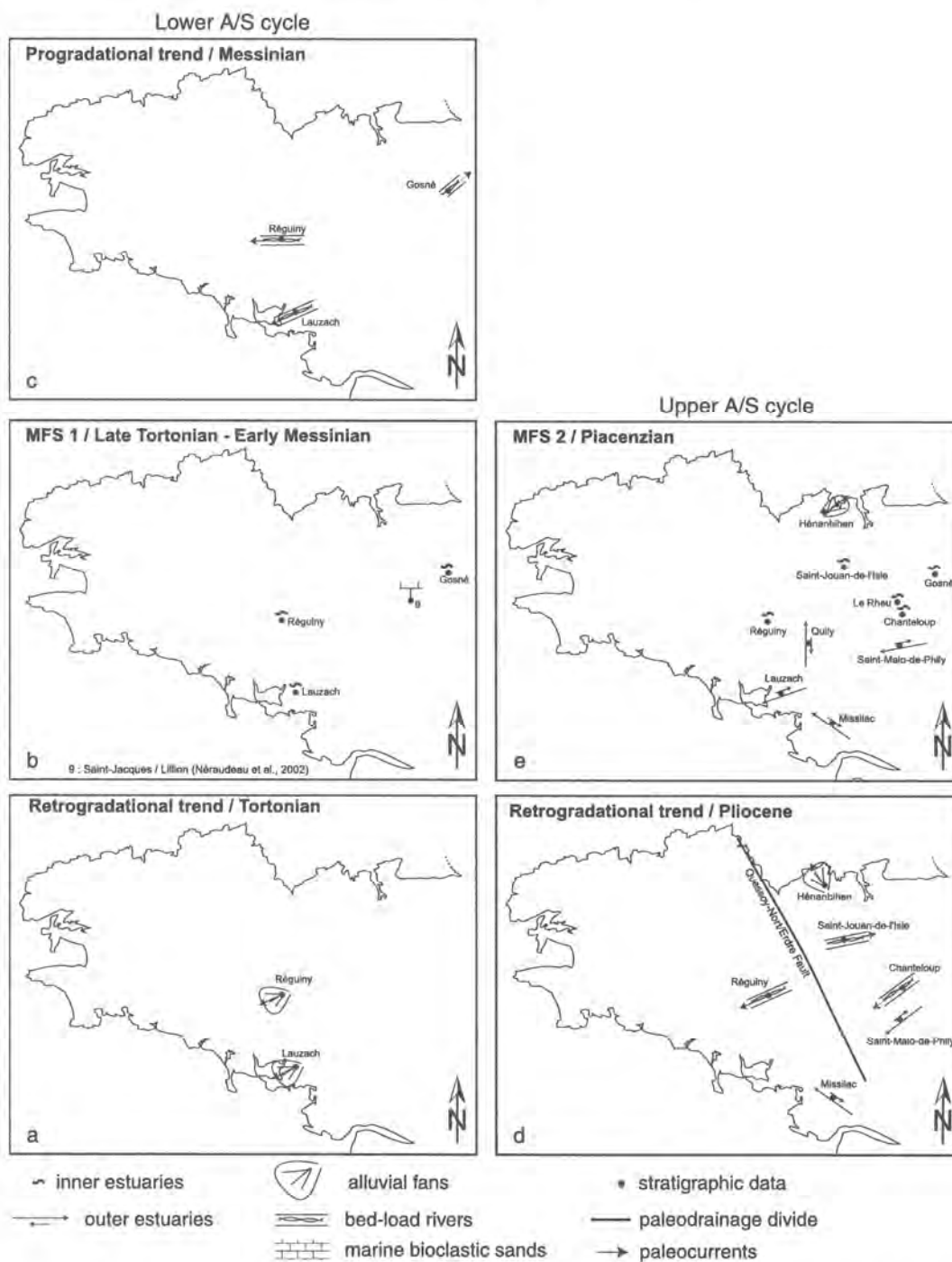


Fig. 16. Maps showing paleogeographic reconstruction of the Armorican Massif during the Mio–Pliocene for each half-cycle of the two minor A/S cycles, including paleocurrent directions. MFS: Maximum flooding surface.

to the Redon Clays Formation, which is dated as Reuverian, i.e., Piacenzian (Morzadec-Kerfourn, 1997).

6. Discussion: relationships between climate and paleotopography

6.1. Influence of climate on the stratigraphic record

During the Mio–Pliocene, the rivers are characterized by bed-load deposits over wide areas, i.e., extensive fluvial sheetflood, which were then flooded by estuarine deposits. These river types are not developed today in the Armorican Massif, where the rivers are either anastomosing or meandering. This suggests that, during the Mio–Pliocene, the slopes and/or clastic discharges were higher (Schumm, 1981) than currently observed in the Armorican Massif. Stratigraphically, the Mio–Pliocene is characterized by periods of by-pass to low sedimentation, whereas the Pleistocene is characterized by erosion causing incision of the valleys. The present-day drainage network was established during the Middle Pleistocene, independently of the Mio–Pliocene pattern (Bonnet, 1998; Bonnet et al., 2000).

The Mio–Pliocene climate of Western Europe is known to be warmer (by 5 °C) and wetter (by 400/1000 mm/year) than today (Poore, 1981; Frakes et al., 1992; Lauriat-Rage et al., 1993; Ishman, 1996; Hayward et al., 2000; Dowsett et al., 1996). In the Armorican Massif, the palynological study by Suc et al. (1995) provides evidence for a mean annual temperature 5 °C higher than today. This is corroborated by the warm water faunas occurring at Missillac (cf. Section 4.2) and Lillion (Néraudeau et al., 2002). The warmer and wetter climate suggests an increase of river discharge, which may explain the development of bedload rivers within the Armorican Massif during the Mio–Pliocene. Consequently, siliciclastic sediment supply during the Mio–Pliocene was higher than today, mainly due to climate conditions rather than tectonic control as suggested by Huuse and Clausen (2001) in the North Sea Basin. Thus, the fluvial sheetflood deposits described at outcrop are probably not the result of a Mio–Pliocene paleotopography with steep slopes but are rather the consequence of the climatic conditions.

6.2. Mio–Pliocene/Pleistocene paleotopographic changes and possible climatic influence

The present-day topography of the Armorican Massif (Fig. 17) is characterized by the occurrence of a dense drainage network responsible for the formation of incised valleys and jagged topography (valley incision depth: average of 60–100 m with a maximum of 150 m; Bonnet et al., 2000). A main East–West drainage watershed, located to the north, separates rivers flowing toward the English Channel and rivers flowing toward the Atlantic Ocean (Fig. 17). A study of the Red Sands shows that the Mio–Pliocene drainage basins were different that those currently observed on the Armorican Massif (Fig. 18a). This is because (1) during the late Serravallian, incision of the paleovalleys is characterized by “smooth” relief morphologies where the average incision was between 10 and 20 m deep and up to 700 m wide; (2) the system was mainly in a by-pass and aggradational state, forming extensive fluvial sheetfloods; and (3) the flow directions of the fluvial systems were different from today, with a paleodrainage watershed oriented NNW–SSE along the Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault during the Early Pliocene (Fig. 16). The present-day rivers form an incised relief, with length-scaling analysis of this topography (Crave and Davy, 1997) yielding a cut-off length of 1 km that corresponds to the average length of the hillslopes (Fig. 18b). This topography therefore appears jagged in contrast with the “smooth” aspect of the Mio–Pliocene relief. The relative influence of tectonic, eustatic and climatic factors on the major topographic change needs to be discussed.

Firstly, recent geomorphological studies show that the development of the Pleistocene topography of the Armorican Massif is linked to a differential tectonic uplift of the western part (from 20 to 90 m, west of the Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault; Fig. 1a) relative to the eastern part (Bonnet, 1998; Bonnet et al., 2000; Lague et al., 2000). This differential uplift is also studied here, by documenting the present-day elevation of the most extensive marine Mio–Pliocene deposits, i.e., MFS. This flooding surface, i.e., Reuverian (≈ 3 My), corresponds to a past sea level of +60 m relative to the present-day level (Hardenbol et al., 1998). At localities where the MFS 2 is well defined, the present-day elevation of this surface can then be used to measure the vertical displacement since its forma-

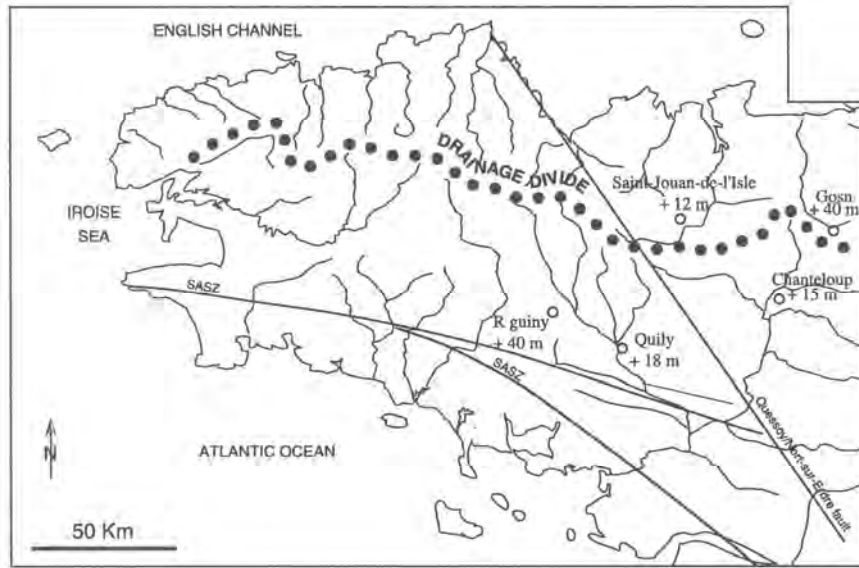


Fig. 17. Present-day drainage network and associated watershed of the Armorican Massif. Open circles indicate amount of post-Pliocene uplift inferred from present-day elevation of the MFS 2 (see text for discussion).

tion, by reference to the past sea-level elevation. Elevation changes (amounts of uplift) vary from +12 to +40 m (Fig. 17) and show a differential uplift along the Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault, in agreement

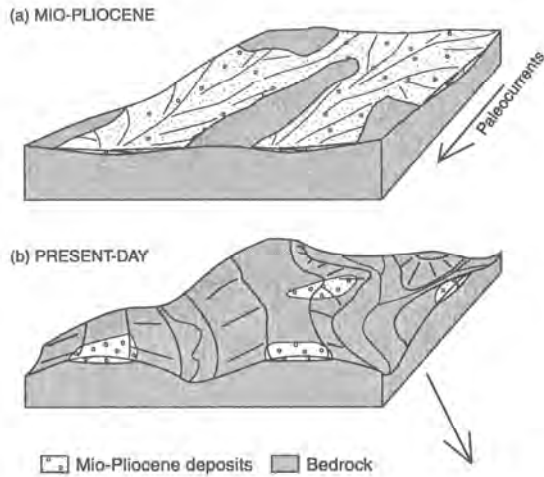


Fig. 18. (a) "Smooth" Mio-Pliocene paleotopography with extensive sheetflood deposits; (b) present-day topography with relief inversion.

with values derived from quantitative geomorphology and terrace studies (Bonnet, 1998; Bonnet et al., 2000; Lague et al., 2000). Pleistocene uplift then acts in controlling the change in relief between the Mio-Pliocene and Pleistocene. However, uplift is not the only driving process because the change in geometrical properties of the relief is also visible in areas showing little or no Pleistocene uplift.

Secondly, the effect of long-term Pleistocene sea-level fall is difficult to estimate in terms of eustatic variations. Clearly, eustatic variations cannot explain the rearrangement in drainage patterns between Mio-Pliocene and Pleistocene times, but they are probably responsible for some of the valley incision, which remains difficult to estimate (see discussion in Bonnet et al., 2000). Since the change from the "smooth" Mio-Pliocene to the jagged Pleistocene topography is difficult to explain by sea-level variations alone, the influence of climate must be taken into account.

As mentioned above, the higher sediment supply could explain the occurrence of extensive fluvial sheetflood deposits during the Mio-Pliocene (Section 6.1) because of warmer and wetter climate conditions than today. Climate could also be respon-

sible for the change in the geometrical properties of the topography described here. Indeed, recent studies in theoretical geomorphology (Rinaldo et al., 1995; Tucker and Slingerland, 1997; Moglen et al., 1998) conclude that one of the main relief responses to climate change is a variation in drainage density, a parameter that defines the extent of dissection of the topography by streams. Such climatic-induced topographic variations have been invoked to explain the timing of colluvium formation in California (Reneau et al., 1986) or the sequence of relief development in southern France (Bonnet et al., 2001). Such changes in the length-scaling properties of topography have also been observed in analogue modelling of the relief response to climate change (Bonnet and Crave, 2003). Consequently, the change observed between the Mio–Pliocene and Pleistocene topographies is characteristic of a relief response to climate change. The interpretation of this increase in terms of drainage density is not straightforward because the direction of the density variation depends not only on the direction of the change in climate but also on the prevailing climate itself (Moglen et al., 1998). Either starting from an arid or a humid climate, the drainage density may increase irrespective of whether the change is toward a wetter or a drier climate (Moglen et al., 1998). Thus, in the case of the Armorican Massif, starting from the wetter climatic conditions of the Mio–Pliocene, it can be assumed that the increasingly dry climate has led to a change in the length-scaling of the topography.

7. Conclusions

The aim of this paper is to reconstruct the paleogeography and paleotopography during Mio–Pliocene times and to investigate the topographic changes of the Armorican Massif basement domain between the Mio–Pliocene and the Pleistocene, i.e., during a period of major climatic and tectonic change. In Brittany, the Mio–Pliocene is characterized by the accumulation of fluvio-estuarine deposits (the so-called “Red Sands”) with low-preservation to bypass facies. The sedimentological and stratigraphic study of these Red Sands suggests the existence of two minor *A/S* cycles preserved within a major retrogradational trend. All the Mio–Pliocene sedi-

ments of the Red Sands are preserved in paleovalleys during a retrogradational trend, recorded as extensive bed-load sheetflood deposits (alluvial fans, braided rivers and low-sinuosity rivers) that are flooded by estuarine sediments. A comparison of the sequence stratigraphy with eustatic and tectonic events during the Mio–Pliocene allows to discuss the influence of such controls on the stratigraphic record and compare the results with other Western European basins (Table 4). The unconformity observed at the base of the lower minor cycle could be attributed to Serravalian–Tortonian tectonic activity and/or eustatic fall, while the later unconformity at the top of the cycle may be linked to Late Tortonian–Early Messinian tectonic activity. The earlier unconformity is coeval with the development of a “smooth” paleovalley network (average incision depth: 10–20 m and up to 700 m wide) compared to the jagged present-day relief (average incision depth: 60–100 m with a maximum of 150 m). The retrogradational trend within the lower cycle appears to be Tortonian, while the progradational phase appears to be Messinian in age. The upper cycle could be Pliocene and its maximum flooding surface Piacenzian. Mio–Pliocene tectonic activity, probably of Zanclean age, is characterized by deformation that locally controls the preservation of a further *A/S* minor cycle. This could explain the lack of Zanclean maximum flooding recorded in this area.

The five paleogeographic maps—including paleocurrent directions—for successive half-cycles during the Mio–Pliocene indicate that drainage basins were different from those observed today in the Armorican Massif, with a paleodrainage watershed oriented NNW–SSE along the Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault. The present-day morphology of the Armorican Massif is characterized by (1) incised valleys and jagged topography, in contrast with the “smooth” morphologies developed in Mio–Pliocene times and (2) a main E–W drainage watershed, located to the north, separates rivers flowing toward the English Channel and rivers flowing toward the Atlantic Ocean. We then discuss the relative influence of tectonic, eustatic and climatic factors on the major topographic changes. Pleistocene uplift probably controls the change from a smooth Mio–Pliocene to a jagged Pleistocene topography. However, tectonics is probably not the only driving process,

mainly because the change in the geometrical properties of the topography is also visible in areas of little or no Pleistocene uplift. The change from the older “smooth” to the younger jagged topography is difficult to explain by sea-level variations alone, even if it is probably responsible for some of the valley incision. Thus, the action of climate must be carefully evaluated. Indeed, the change observed between Mio–Pliocene and Pleistocene topographies is characteristic of the response of relief to climate change. This may be related to the change of runoff associated with a drying of the climate since the Mio–Pliocene.

References

- Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sediment. Geol.* 26, 281–328.
- Allen, P., Homewood, P., 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand-wave. *Sedimentology* 31, 63–81.
- Audren, C., Triboulet, C., Chauris, L., Lefort, J.-P., Vignerresse, J.-L., Audrain, J., Thiéblemont, D., Goyallon, J., Jégouzo, P., Guennoc, P., Augtis, C., Carn, A., 1993. Notice explicative, Carte géologique France (1/25000), feuille Ile de Groix (415). Orléans: BRGM, 101 pp., Carte géologique par Audren, C., Triboulet, C., et coll.
- Baize, S., 1998. Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au Pliocène–Pleistocène: exemple du Cotentin (Normandie). *Mém. BRGM* 289 (333 pp.).
- Bénic, M., 1968. Le Pliocène de la région sud de Laval. DEA, Université de Rennes, France. 21 pp.
- Bergerat, F., 1987. Stress fields in the European Platform at the time of Africa–Eurasia collision. *Tectonics*, 99–132.
- Berthé, D., 1980. Le cisaillement sud-armoricain dans la région de Saint Jean de Brevelay (Morbihan). Analyse de la déformation cisailante. Thèse de 3^{ème} cycle. Université de Rennes, France. 150 pp.
- Best, J.L., Bristow, C.S., 1993. Braided Rivers. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, vol. 75. 419 pp.
- Blair, T.C., MacPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sediment. Res. A* 64 (3), 450–489.
- Bonnet, S., 1998. Tectonique et dynamique du relief: le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences-Rennes, France*, vol. 86. 352 pp.
- Bonnet, S., Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology* 31, 123–126.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P., Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic–Paleozoic basement: the Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.* 105 (B8), 19,273–19,288.
- Bonnet, S., Besnard, M., Van Den Driessche, J., 2001. Drainage network expansion of the Salagou drainage basin (S. France): an example of relief response to recent climate change? *Terra Nova* 13, 214–219.
- Bourquin, S., Rigollet, C., Bourges, P., 1998. High-resolution sequence stratigraphy of an alluvial fan–fan delta environment: stratigraphic and geodynamic implications—an example from the Keuper Chaunoy Sandstones, Paris Basin. *Sediment. Geol.* 121, 207–237.
- Brabant, P., 1962. Etude sédimentologique des formations sableuses aux environs de La Guerche et Ballots. DESS, Université de Rennes, France. 38 pp.
- Busch, D.A., 1971. Genetic units in delta prospecting. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 55 (8), 1137–1154.
- Chantraine, J., Auvray, B., Rabu, D., 1994. Igneous activity. In: Keppie, J.D. (Ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 111–125.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrikan belt. *Tectonophysics* 331, 1–18.
- Chevet, P., Gélard, J.-P., 1990. La structure de Chantenay-Villedieu: un dispositif en couloir de cisaillement sur la bordure armoricaine du bassin parisien. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris* 27 (2), 19–29.
- Choux, J., 1956a. Tertiaire et Quaternaire de la Haute Rance. Etude sédimentologique. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Nouvelle série* (1), 1–49.
- Choux, J., 1956b. Note complémentaire à l'étude des “Sables Rouges” de la Haute Rance. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne* 2, 107–118.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology* 24 (4), 363–366.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Popescu, S.-M., Marunteanu, M., Rubino, J.-L., Marinescu, F., Jipa, D., in press. Influence of the Mediterranean sea eustasy over the Dacic basin (eastern Paratethys) in the Late Neogene. *Basin Research*.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy*, 3rd ed. Blackwell, Oxford, pp. 37–82.
- Crave, A., Davy, P., 1997. Scaling relationships of channel networks at large scales: examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France. *Tectonophysics* 269, 91–111.
- Cross, T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-retrogressive cycles. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-level Change: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, vol. 42, pp. 371–380.
- Cross, T.A., Baker, M.R., Chapin, M.A., Clark, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.J., Sonnenfeld, M.D., Valazek, D.W., Williams, M.R., Witter, D.N., 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: Eschard, R., Doli-

- gez, B. (Eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*. IFP Exploration and Production Research Conference, Edition. Technip, Paris, pp. 11–33.
- De Goer De Hervé, A., Mergoil, J., 1971. Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français*. Symp. J. Jung. Plein Air Service, Clermont-Ferrand, pp. 345–376.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, pp. 333–361.
- Dollfus, G.F., 1900. Le Miocène dans la région de l'Ouest. *C.R. Coll. B.S.C.G.F. XI* (73), 100–101.
- Dollfus, G.F., 1930. Essai d'une histoire géologique de la Seine et de la Loire. *Livre Jubilaire Soc. Géol. Fr.*, 235–255.
- Dowsett, H., Barron, J., Poore, R., 1996. Middle Pliocene sea surface temperatures: a global reconstruction. *Mar. Micropaleontol.* 27, 13–25.
- Droz, L., Auffret, G.A., Savoye, B., Bourillet, J.-F., 1999. L'éventail profond de la marge Celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. *C. R. Acad. Sci. Paris* 328, 173–180.
- Dugué, O., Poupinet, N., Baize, S., Auffret, J.-P., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., Clet-Pellerin, M., 2000. Stratigraphie du Plio-Pleistocène inférieur de Normandie: les séries marines et fluviales des bassins du Seuil du Cotentin. *Géol. Fr.*, 99–125.
- Durand, S., 1956. Le Tertiaire et le Quaternaire des environs de Port Louis (Morbihan). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Nouvelle série* (2), 26–106.
- Durand, S., 1960. Le Tertiaire de Bretagne. *Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique*. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne XII* (389 pp.).
- Durand, S., Choux, J., 1958. Le Néogène de la région de la Rance moyenne. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Nouvelle série* (1), 34–61.
- Durand, S., Milon, Y., 1960. Découverte de Pliocène marin à Etel (Morbihan). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne* 2, 101–108.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G., 1984. *Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 316.
- Eschard, R., Lemouzy, P., Bacchiana, C., Désaubliaux, G., Parpant, J., Smart, B., 1998. Combining sequence stratigraphy, geostatistical simulation, and production data for modeling a fluvial reservoir in the Chaunoy field (Triassic, France). *Am. Assoc. Pet. Geol.* 82 (4), 545–568.
- Estéoule-Choux, J., 1967. Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. *Argiles d'altération et argiles sédimentaires*. PhD Thesis. University of Rennes, France. 307 pp.
- Estéoule-Choux, J., 1983. Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géol. Fr.*, 345–352.
- Estéoule, J., Estéoule-Choux, J., Perret, P., 1972. Etude des formations superficielles du Massif armoricain. Caractères distinctifs et passage des altérites et des dépôts tertiaires aux formations quaternaires. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne IV* (2), 97–106.
- Evans, C.D.R., 1990. *The Geology of the Western English Channel and its Western Approaches*. HMSO for the British Geological Survey, London. 93 pp.
- Evans, C.D.R., Hughes, M.J., 1984. The Neogene succession of the South Western approaches, Great Britain. *J. Geol. Soc. Lond.* 141, 315–326.
- Frakes, L.A., Francis, J.E., Syktus, J.L., 1992. *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. 270 pp.
- Galloway, W.E., 1989a. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 73, 125–142.
- Galloway, W.E., 1989b. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: II. Application to Northwest Mexico Cenozoic Basin. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 73, 143–154.
- Garcin, M., Farjanel, G., Courbouleix, S., Barrier, P., Braccini, E., Brebion, P., Carbonel, G., Carriol, R.-P., Casanova, J., Clet-Pellerin, M., Janin, M.-C., Jehenne, F., Jolly, M.-C., Lauriat-Rage, A., Merle, D., Morzadec-Kerfourn, M.-T., Pareyn, C., Rosso, A., Sanogo, A., Toumarkine, M., Williamson, D., 1997. La "Longue séquence" pliocène de Marchésieux (Manche). *Géol. Fr.*, 39–77.
- Germanoski, D., Schumm, S.A., 1993. Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. *J. Geol.* 101, 451–466.
- Gloppen, T.G., Steel, R.J., 1981. The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norway)—a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. In: Ethridge, T.G., Flores, R.M. (Eds.), *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication*, vol. 31, pp. 49–69.
- Greenlee, S.M., Moore, T.C., 1988. Recognition and interpretation of depositional sequences and calculating of sea-level changes from stratigraphic data-offshore New Jersey and Alabama Tertiary. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication*, vol. 42, pp. 329–353.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., Philip, H., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 164 (1), 76.
- Guilcher, A., Ters, M., Bonnet, J.-Y., 1961. Données récentes sur l'évolution géomorphologique de vallées bretonnes. Oust et vallée de St-Renan. *Bull. Sect. Géogr. LXXIV*, 1–53.
- Guillocheau, F., Bonnet, S., Bourquin, S., Dabard, M.-P., Outin, J.-M., Thomas, E., 1998. Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain: une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *C. R. Acad. Sci. Paris* 327, 237–243.
- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Néranda, D., Proust, J.-N., Wyls, R., in press-a. Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-actuel). *Bull. Assoc. Géol. Bassin Paris*.
- Guillocheau, F., Lucas, S., Nalpas, T., Guennoc, P., Bonnet, S., in press-b. Stratigraphie sismique du plateau continental sud-armoricain (Albien-Actuel). *C. R. Géosci.*
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C.K., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication*, vol. 42, pp. 329–353.

- mentier, H., Ross, C.K., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), Sea-level Changes: An Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, vol. 42, pp. 71–108.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphic framework of European Basins, Chart 1. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, vol. 60.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course (2), 161.
- Haywood, A.M., Sellwood, B.W., Valdes, P.J., 2000. Regional warming: Pliocene (3 Ma) paleoclimate of Europe and Mediterranean. *Geology* 28 (12), 1063–1066.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T.A., 1992. Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 16, 357–381.
- Huuse, M., Clausen, O.R., 2001. Morphology and origin of major Cenozoic sequence boundaries in the eastern North Sea Basin: top Eocene, near-top Oligocene and the Mid-Miocene unconformity. *Basin Res.* 13, 17–41.
- Ishman, S.E., 1996. A benthic foraminiferal record of Middle to Late Pliocene (3.15–2.85 Ma) deep water change in the North Atlantic. *Mar. Micropaleontol.* 27, 165–180.
- Jagt, W.M., Idema, J., 2002. Notes on North Sea Basin Cainozoic echinoderms, Part 2. The echinoid *Temnechinus woodii* (Agassiz in Agassiz & Desor, 1846) from the Pliocene of the Netherlands. *Contrib. Zool.* 70 (4), 221–227.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-level Change: An Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, vol. 42, pp. 47–70.
- Jigorel, A., 1978. Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine, considérations géotechniques. Thèse 3^{ème} cycle. Université de Rennes, France, 352 pp.
- Jumel, G., Monnier, J.-L., 1990. Le gisement paléolithique inférieur de Saint-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine). Une confirmation géologique et archéologique. *Rev. Archéol. Ouest.* 7, 5–8.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652–655.
- Lague, D., Davy, P., Crave, A., 2000. Estimating uplift rate and erodibility from the area–slope relationship: examples from Brittany (France) and numerical modelling. *Phys. Chem. Earth (A)* 25 (6–7), 543–548.
- Lauriat-Rage, A., 1981. Les bivalves du Redonien (Pliocène atlantique de France). Signification stratigraphique et paléogéographique. *Mém. Mus. Natl. Hist. Nat.* XLV (173 pp.).
- Lauriat-Rage, A., Brébion, P., Cahuzac, B., Chaix, C., Ducasse, O., Ginsburg, L., Janin, M.-C., Lozouet, P., Margerel, J.-P., Nascimento, A., Pouyet, S., Roman, J., 1993. Palaeontological data about the climatic trends from Chattian to present along the Northeastern Atlantic frontage. *Cienc. Terra (UNL)* 12, 167–179.
- Lautridou, J.-P., Auffret, J.-P., Baltzer, A., Clet, M., Lécalle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., Descombes, J.-C., Occhietti, S., Rousseau, D.D., 1999. Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 170 (4), 545–558.
- Le Corre, C., Auvray, B., Balleve, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricaïn. *Sci. Geol. Bull.* 44, 31–103.
- Lefebvre, D., Antoine, P., Auffret, J.-P., Lautridou, J.-P., Lécalle, F., 1994. Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent: rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire* 5 (3–4), 165–172.
- Lérouge, G., 1984. Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif Central et du Sud du Bassin de Paris (France). Thèse 3^{ème} cycle. Université d'Orléans, 224 pp.
- Lucaszeu, F., Vasseur, G., Bayer, R., 1984. Interpretation of heat flow data in the french Massif central. *Tectonophysics* 103, 99–119.
- Mauray, R.C., Varet, J., 1980. Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. In: Autran, A., Dercourt, J. (Eds.), Evolutions géologiques de la France. *Mém. BRGM*, vol. 107, pp. 137–159.
- Mercier, D., Brulhet, J., 2000. Le Redonien de l'Ouest de la France: Enregistrement des événements (climatiques, eustatiques...) messiniens et pliocènes sur la façade atlantique. L'événement messinien: approches paléobiologiques et paléocéanologiques, Rennes 6–7 décembre, pp. 12–13.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., vol. 5, pp. 597–604.
- Miall, A.D., 1985. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 582 pp.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 582 pp.
- Michelsen, O., Thomsen, E., Danielsen, M., Heilmann-Clausen, C., Jordt, H., Laursen, G.V., 1998. Cenozoic sequence stratigraphy in the Eastern North Sea. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, vol. 60, pp. 91–118.
- Michon, L., 2001. Dynamique de l'extension continentale. Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central. *Mém. Géosciences-Rennes, France*, vol. 99, 266 pp.
- Milon, Y., 1929. Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C. R. Acad. Sci. Paris* 189, 1004–1005.
- Milon, Y., 1937. Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 4–9.
- Milon, Y., Lucas, G., 1933. Sur l'origine marine des sables pliocènes d'Ille-et-Vilaine. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.* 11, 175–176.
- Mitchum Jr., R.M., Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic

- evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol.* 70, 131–160.
- Moglen, G.E., Eltahir, E.A.B., Bras, R.L., 1998. On the sensitivity of drainage density to climate change. *Water Resour. Res.* 34, 855–862.
- Monnier, J.-L., Jumel, G., Jumel, A., 1981. Le Paléolithique inférieur de la côte 42 à Saint-Malo-de-Phily (Ile-et-Vilaine): stratigraphie et industrie. *Bull. S.F.P.* 72, 317–382.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1977. La limite Pliocène–Pléistocène en Bretagne. *Boreas* 6, 275–283.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1997. Dinoflagellate cysts and the palaeoenvironment of Late-Pliocene Early-Pleistocene deposits of Brittany, north-west France. *Quat. Sci. Rev.* 16, 883–898.
- Mutto, T., Steel, R.J., 1997. Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *J. Sediment. Res.* 67, 994–1000.
- Mutto, T., Steel, R.J., 2000. The accommodation concept in sequence stratigraphy: some dimensional problems and possible redefinition. *Sediment. Geol.* 130, 1–10.
- Néraudeau, D., Mercier, D., Van Vliet-Lanoë, B., Lauriat-Rage, A., 2002. Les faluns “redoniens” stratotypiques, enregistrement partiel de Messinién atlantique, 2^{èmes} journées. GFEN-APP, Paris, pp. 17–18. 3 juin.
- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40, 475–512.
- Pelhat, A., 1956. Contribution à l'étude des dépôts littoraux du Golf normano-breton. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne* XI, 221–289.
- Poore, R.Z., 1981. Temporal and spatial distribution of ice-rafted mineral grains in Pliocene sediments of the North Atlantic: implication for Late Cenozoic climatic history. *Soc. Econ. Pet. Min. Special Publication* 32, 505–515.
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford. 688 pp.
- Reneau, S.L., Dietrich, W.E., Dorn, R.L., Berger, C.R., Rubin, M., 1986. Geomorphic and paleoclimatic implications of latest Pleistocene radiocarbon dates from colluvium-mantled hollows, California. *Geology* 14, 655–658.
- Rinaldo, A., Dietrich, W.E., Rigon, R., Vogel, G., Rodriguez-Iturbe, I., 1995. Geomorphological signatures of varying climate. *Nature* 374, 632–634.
- Rolet, J., Gresselin, F., Jegouzo, P., Ledru, P., Wyns, R., 1994. Intracontinental Hercynian events in the Armorican Massif. In: Keppie, J.D. (Ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 195–219.
- Rozé, M., 1981. Etude sédimentologique et minéralogique des alluvions et du Pliocène du cours moyen et inférieur de l'Oust. PhD Thesis. University of Paris Sud. 196 pp.
- Sagon, J.-P., 1976. Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Chateaulin: stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. PhD Thesis. University of Paris. 671 pp.
- Schulz, B., Audren, C., Triboulet, C., 1998. Regional vs. contact metamorphism of garnet metapelites in the vicinity of Late Variscan granites (Central Armorican Domain, Brittany, France). *Geol. Rundsch.* 87, 78–93.
- Schumm, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. In: Etheridge, F.G., Flores, R.M. (Eds.), *Recent and Ancient Non-Marine Depositional Environments: Models for Exploration*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., vol. 31, pp. 19–29.
- Stanistreet, I.G., MacCarthy, T.S., 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sediment. Geol.* 85, 115–133.
- Suc, J.-P., Diniz, F., Leroy, S., Poumont, C., Bertini, A., Dupont, L., Clet, M., Bessais, E., Zheng, Z., Fauquette, S., Ferrier, J., 1995. Zanclean (Brunsumian) to Early Piacenzian (early–middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Meded. Rijks Geol. Dienst.* 52, 43–56.
- Suzzoni, J.-M., 1988. Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, IV, 6, 995–1002.
- Tessier, B., 1990. Enregistrement des cycles tidaux en accretion verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements. Thèse 3^{ème} cycle. Université de Caen. 122 pp.
- Todd, S.P., 1989. Stream-driven, high density gravely traction carpets: possible deposits in the Traberg conglomerate Formation, SW Ireland and the Cambrian Alderney Sandstone Formation, Channel Islands. *Sedimentology* 36, 513–530.
- Todd, S.P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: Carling, P.A., Dawson, M.R. (Eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, pp. 299–350.
- Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin response to climate change. *Water Resour. Res.* 33, 2031–2047.
- Vandenbergh, N., Hardenbol, J., 1998. Introduction to the Neogene. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, vol. 60, pp. 83–85.
- Vandenbergh, N., Luga, P., Steurbaut, E., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1998. Tertiary sequence stratigraphy at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, vol. 60, pp. 119–154.
- Van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Hallégouët, B., Margerel, J.-P., Chauvel, J.-J., Michel, Y., Moguedet, G., Trautman, F., Vauthier, S., 1998. Le Mio–Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C. R. Acad. Sci. Paris* 326, 333–340.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-level Change: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, vol. 42, pp. 39–46.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliclastic sequence stratigraphy in well logs,

- core and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Am. Assoc. Pet. Geol. Methods Explor. Ser. 7* (55 pp.).
- Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., Röhl, U., 2002. Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: relation to Messinian events. *Mar. Geol.* 180, 71–85.
- Visser, M.J., 1980. Near-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology* 8, 543–546.
- Walsh, P.T., Atkinson, K., Boulter, M.C., Shakesby, R.A., 1987. The Oligocene and Miocene outliers of West Cornwall and their bearing on the geomorphological evolution of oldland Britain. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A* 323, 211–245.
- Ziegler, P.A., 1987. Evolution of the western approaches trough. *Tectonophysics* 137, 341–346.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., Van Wees, J.D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 252, 7–59.



R00076515_SEDGEO_3195

Des études similaires à celles réalisées sur les affleurements précédents sont actuellement menées dans de nouvelles carrières, notamment à Mernel (35 km au sud de Rennes, 35) et à Meslay-du-Maine (25 km au sud de Laval, 53). Les études sédimentologiques préliminaires, réalisées sur ces deux nouveaux affleurements, montrent les mêmes faciès que ceux décrits précédemment. Les premières coupes sédimentologiques levées à Mernel (35) suggèrent la présence d'un réseau fluvial faiblement sinueux caractérisé par des faciès sableux (sables grossiers à graviers) à mégarides 2D de courant unidirectionnel. A Meslay-du-Maine (53), les faciès suggèrent aussi un environnement fluvial de type rivière faiblement sinueuse, mais également la présence de cônes alluviaux et de systèmes estuariens. Les systèmes fluviaux sont marqués par des sables moyens à grossiers, localement à graviers, à mégarides 2D de courant unidirectionnel. Les cônes alluviaux sont caractérisés par des conglomérats à graviers (2 à 5 cm de diamètre) jointifs, subanguleux et constitués de quartz et de grès. Les faciès estuariens sont constitués par des sables fins à moyens, à mégarides 3D, à drappages argileux et à figures de courants bi-directionnels.

De plus, de nouveaux sondages, réalisés dans des sables mio-pliocènes non encore exploités (Gahard, 35 et Pleven, 22), permettent de construire de nouvelles cartes de l'épaisseur des sédiments et de nouvelles cartes de la géométrie du toit du socle. Ces cartes font apparaître, comme pour celles réalisées à Réguiny, Saint-Jouan-de-l'Isle et Lauzach, des paléovallées dans lesquelles ont été préservées les sables mio-pliocènes. A Gahard (35) la paléovallée est globalement orientée NE-SW (Fig. V-1a). Celle de Pléven (22) passe d'une direction NE-SW à NW-SE (Fig. V-1b).

V-A-2 Nature des déformations affectant les séries sédimentaires mio-pliocènes du Massif armoricain

Les indices de déformation mis en évidence à Réguiny, Hénanbihen et Chanteloup ne permettent pas de caractériser la tectonique qui les a engendrés. A Mernel et à Meslay-du-Maine, les études qui viennent d'être lancées montrent également l'existence d'une tectonique active pendant le Mio-Pliocène. A Mernel, des argiles ont été injectées le long de failles inverses (Fig. V-2). A Meslay-du-Maine, la tectonique se traduit par des plis d'axe N100 affectant les sables. Ces plis sont tronqués par une surface d'érosion sur laquelle sont venus se déposer de nouveaux sédiments mio-pliocènes (Photo V-1).

A partir des données disponibles actuellement, il est impossible de caractériser l'état du champ de contraintes ayant engendré ces déformations, toutefois, les résultats obtenus suggèrent plutôt un mode de déformation en compression. L'épisode distensif, suivi d'une période de compression N-S puis NW-SE observé en bordure occidentale du bassin de Paris (Suzzoni, 1988), ne semble pas être enregistré sur le Massif armoricain.

Bien que les contraintes du Massif armoricain au Mio-Pliocène soient encore mal caractérisées, il a néanmoins été possible, à Hénanbihen, de proposer un champ de déformation local. En effet, en réalisant une carte des données structurales (plis d'axe N100, faille normale N34 et décrochement majeur sénestre N 70), et en s'appuyant sur le modèle de déformation en cisaillement simple proposé par Sylvester en 1988 (Fig. V-3a), il est possible d'envisager une direction locale de raccourcissement globalement NE-SW (Fig. V-3b). Cette déformation réactive une faille inverse cadomienne qui appartient à la zone située entre Saint-

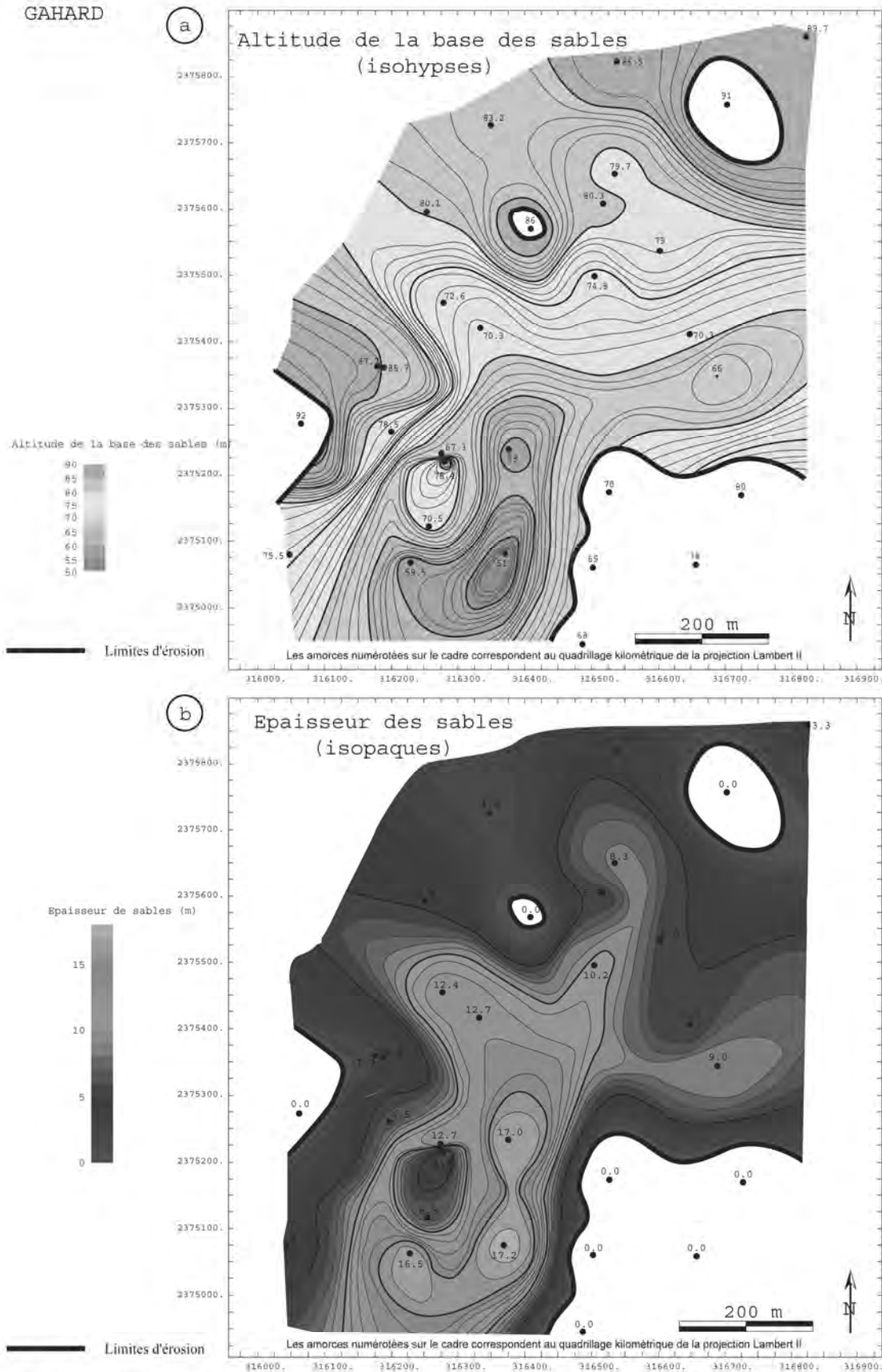
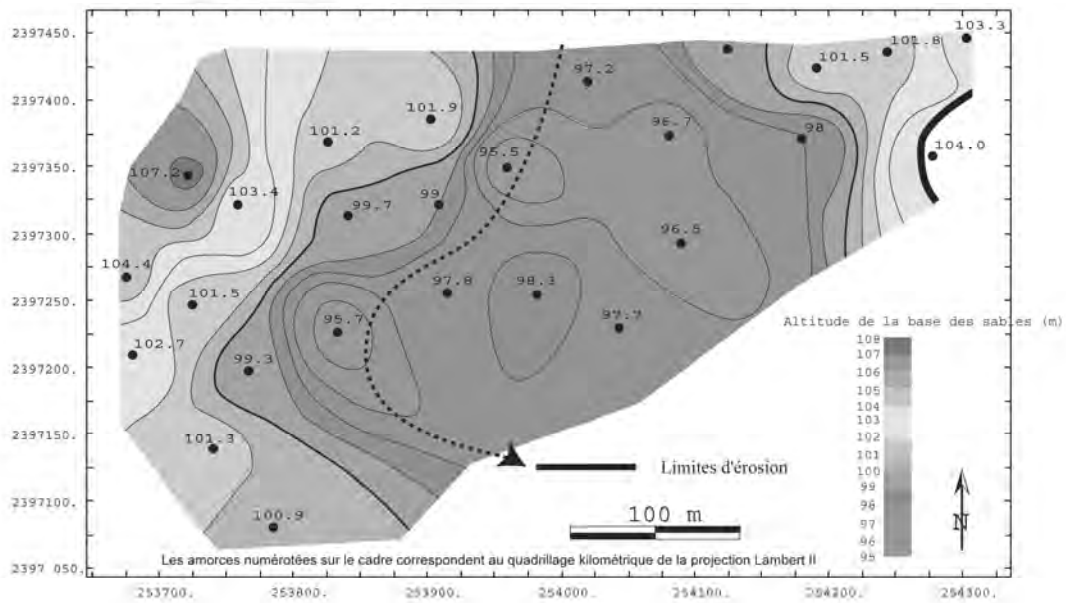


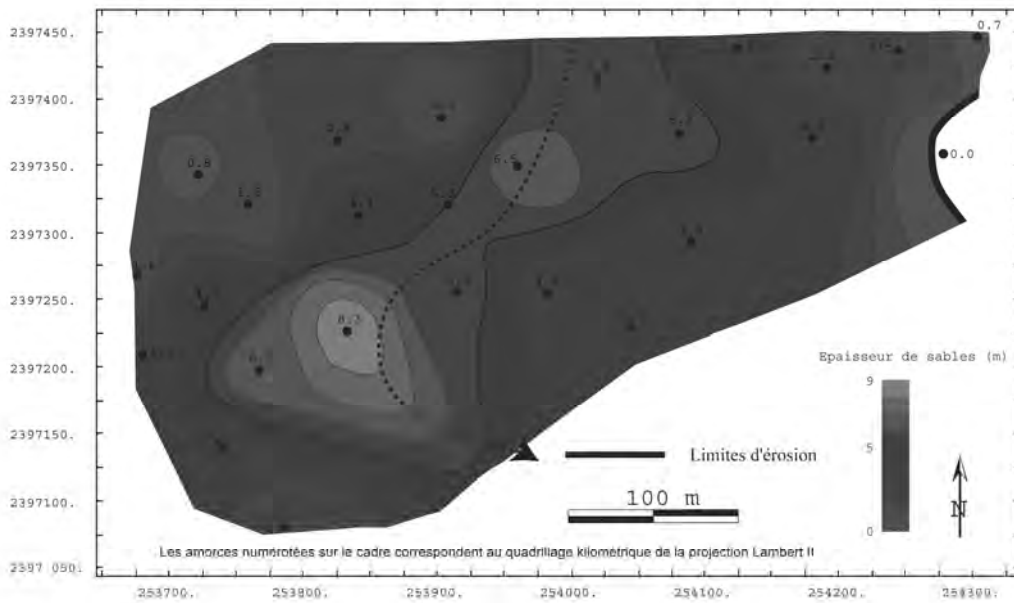
Figure V-1a : cartes représentant (a) la géométrie du substratum des sables de Gahard (35) et (b) leur épaisseur. Les sables sont préservés dans une paléovallée orientée NE-SW

PLEVEN

(a) Altitude de la base des sables
(isohypses)



(b) Epaisseur des sables
(isopaques)



.....> Axé de la paléovallée

Figure V-1b : cartes représentant (a) la géométrie du substratum des sables de Pleven (22) et (b) leur épaisseur. Les sables sont préservés dans une paléovallée orientée NE-SW puis NW-SE

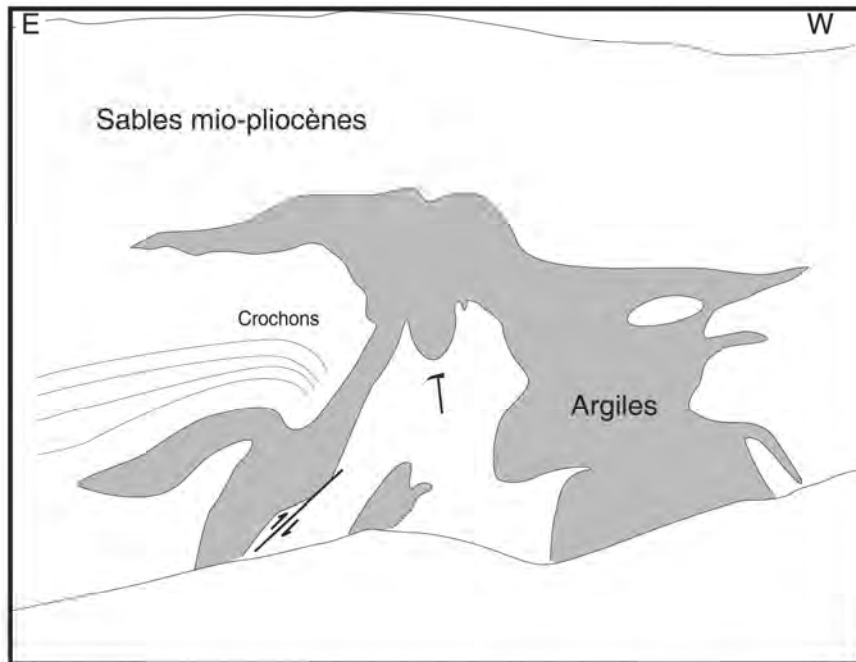
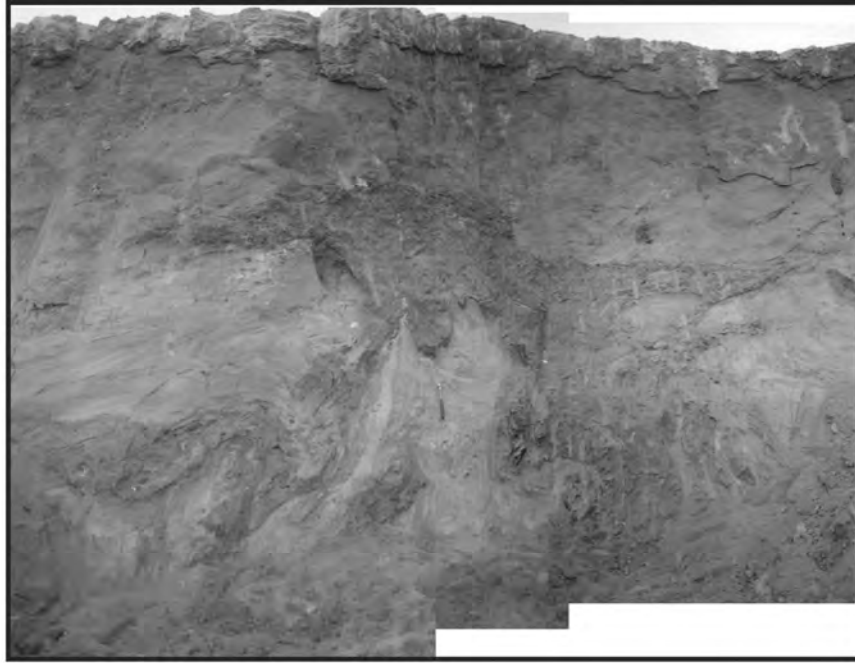


Figure V-2 : injection d'argiles le long d'une faille inverse dans les sables mio-pliocènes de Mernel (35)



Photo V-1 : flanc ouest d'un pli N100 affectant les séries sédimentaires mio-pliocènes de Meslay-du-Maine (53). La déformation est scellée par une surface d'érosion surmontée par de nouveaux sables mio-pliocènes

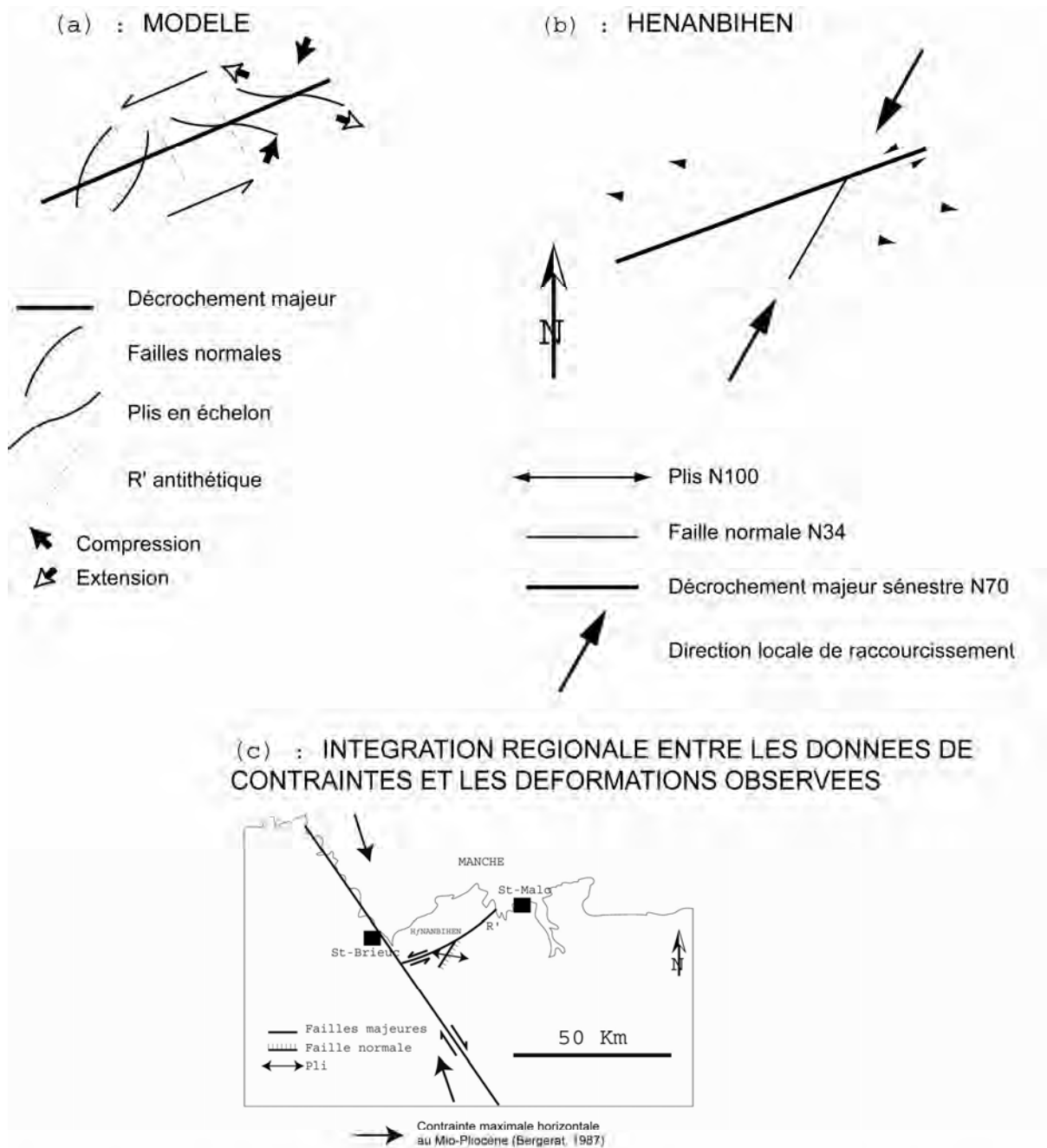


Figure V-3 : (a) modèle théorique de déformation en cisaillement simple (Sylvester, 1988), (b) données de terrain et interprétation des déformations observées à Hénanbihen : compression NE-SW, (c) intégration à l'échelle régionale et interprétation : mouvement sénestre le long d'une structure antithétique R' à la faille régionale dextre de Quessoy/Nort-sur-Erdre

Briec et Saint-Malo, structurée suivant une direction N70. L'intégration régionale des déformations observées à Hénanbihen, et en particulier l'intégration de la faille majeure Quessoy/Nort-sur-Erdre reconnue en gravimétrie (Jaeger, 1967), permet de proposer un modèle de déformation en accord avec les données de Bergerat, publiées en 1987 (direction de la contrainte maximale horizontale globalement NW-SE au Mio-Pliocène). Dans ce cadre, et suivant le modèle de Sylvester (1988), les déformations observées à Hénanbihen correspondraient à la composante antithétique R' par rapport à la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre (Fig. V-3c).

Le Massif armoricain semble donc en compression au moins depuis le milieu du Pliocène, avec des périodes évidentes de surrection postérieurement à 3.3 Ma. La nature des déformations observées dans la période comprise entre 6.5 et 3.3 Ma n'est cependant pas clairement identifiée, même si des indices laissent supposer l'existence de mouvements compressifs (Hénanbihen, Chanteloup, Meslay-du-Maine et Mernel). A titre d'hypothèse, dans ce contexte à priori compressif, l'initiation du flambage lithosphérique pléistocène proposé par Bonnet (1998) pourrait dater du Pliocène.

V-B) LES SABLES PLEISTOCENES

Le réseau de paléovallées dans lequel ont été préservés les sables mio-pliocènes est recoupé au Pléistocène par le réseau des vallées actuelles (Bonnet, 1998). Les témoins de cette évolution très récente du Massif armoricain sont représentés par des terrasses constituées de sédiments sablo-graveleux qui peuvent accueillir une partie des réserves superficielles en eau du Massif armoricain.

L'étude des sables pléistocènes du Massif armoricain a été réalisée (Brault *et al.*, 2001 ; Annexe V-1) à partir de l'analyse d'un affleurement remarquable situé au niveau de l'estuaire de la Vilaine, sur la plage de La Mine d'Or (Pénestin, 56).

L'étude, menée sur les sédiments pléistocènes de Pénestin, a permis de montrer qu'une partie des aquifères quaternaires correspond à un réseau de paléovallées aujourd'hui démantelé. Les rivières, durant le Quaternaire, ont été très mobiles et le tracé de leurs anciens cours restent, en l'état actuel des connaissances, difficile à approcher, d'autant plus qu'ils ont été déformés par la suite (mise en évidence d'une tectonique syn- à post-dépôt à Pénestin). La reconstitution de ces anciens réseaux fluviaux est pourtant fondamentale pour permettre de proposer un modèle prédictif de répartition des sables pléistocènes. Ceci demande donc (1) d'étendre l'étude à l'ensemble des terrasses quaternaires du Massif armoricain et (2) de comprendre les déformations qui les ont affectées.

D'autre part, afin de comprendre la propagation de la déformation au travers des altérites, et de compléter le modèle tectonique proposé pour expliquer les structures observées à Pénestin, des modélisations analogiques ont été réalisées au laboratoire de modélisation de Géosciences Rennes. Le dispositif analogique est constitué d'une série de lattes mobiles les unes par rapport aux autres sur lesquelles est installé un bicouche fragile-ductile (Fig. V-4a). La couche ductile (qui représente les altérites) est modélisée par un niveau de silicone déposé sur les lattes mobiles symbolisant le socle non altéré. La couche fragile (qui représente le corps sédimentaire) est modélisée par du sable. Les résultats obtenus, actuellement en cours d'interprétation, montrent des structures du type plis en échelon développés le long des décrochements (Fig. V-4b), à l'image de ceux observés à Pénestin.

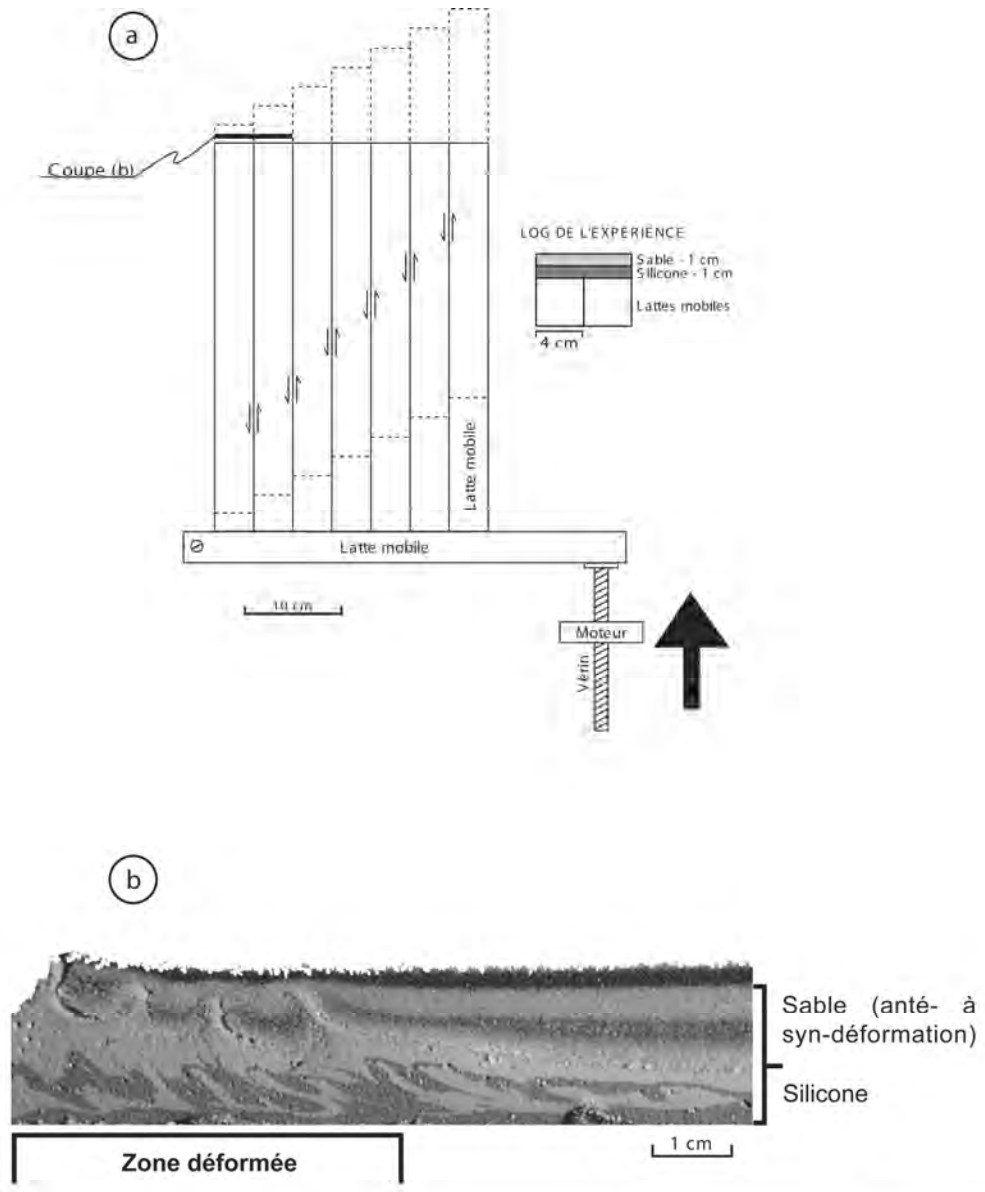


Figure V-4 : (a) vue de surface du dispositif expérimental des modélisations analogiques et (b) résultats montrant le développement de plis en échelon le long des décrochements

V-C) CONCLUSIONS

Les sables mio-pliocènes du Massif armoricain se sont déposés dans des environnements fluvio-estuariens. Ils ont été préservés dans un réseau de paléovallées durant deux cycles de variation du rapport A/S, inscrits dans une tendance rétrogradante générale. Ces sables sont localement déformés par des structures tectoniques dont l'origine est encore mal contrainte. La nature et l'organisation de ces structures laissent néanmoins supposer l'existence de mouvements compressifs qui seraient à l'origine de la surrection du Massif armoricain, dès le Mio-Pliocène.

Du point de vue potentiel hydrogéologique, la géométrie des zones aquifères des sables mio-pliocènes est liée à celle de la paléovallée dans laquelle les sédiments sont préservés. La géométrie des aquifères est également influencée par la répartition des systèmes fluviaux et des systèmes estuariens. La circulation de l'eau, à l'intérieur des aquifères, est limitée par les niveaux argileux qui sont plus nombreux dans les dépôts estuariens où ils apparaissent à l'intérieur des faisceaux de lamines, sans constituer de niveaux continus. Les connexions entre les niveaux aquifères potentiels (fluviaux ou estuariens) semblent possibles et la circulation de l'eau est facilitée dans les niveaux sableux les mieux triés, là où la porosité et la perméabilité sont les plus élevées.

En ce qui concerne les sables pléistocènes, les résultats obtenus à Pénestin soulignent l'intérêt d'étendre les études à tous les terrains quaternaires du Massif armoricain. Les travaux actuels sur les connexions terre/mer durant le Quaternaire (D. Menier, thèse en cours) devraient apporter de nombreux éléments de réponse aux problèmes posés par les aquifères sableux pléistocènes.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Sur le Massif armoricain, le développement de l'hydrogéologie en tant que science est en grande partie lié aux problèmes d'alimentation en eau potable et aux contraintes environnementales apparus au cours des années 70. La méconnaissance des ressources en eau du socle armoricain, jointe aux difficultés de leur exploitation, ont conduit à utiliser préférentiellement les aquifères superficiels. La caractérisation de la nature et de la géométrie de ces aquifères, principalement représentés par les altérites et les accumulations sédimentaires yprésiennes, mio-pliocènes et pléistocènes, est donc devenue indispensable pour la maîtrise de leur exploitation raisonnée et de leur vulnérabilité aux flux polluants. Une telle caractérisation se base sur une étude géologique pluridisciplinaire alliant cartographie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle, géomorphologie et analyse structurale.

1) La répartition actuelle des aquifères superficiels sur le Massif armoricain est le résultat de l'évolution géodynamique de ce domaine depuis le début du Tertiaire, expression de l'histoire tectono-climatique de la plaque Ouest-européenne. L'étude présentée ici confirme les résultats de Thomas (1999) et montre, qu'au cours de cette histoire géodynamique, quatre grandes périodes se dégagent :

- **de la fin du Crétacé au Lutétien**, le Massif armoricain, sous l'influence d'un antiforme lithosphérique, se soulève et le domaine émergé est soumis à une altération de type latéritique ;

- **du Bartonien au Rupélien**, la tendance s'inverse, le Massif armoricain subside. Des silicifications pédologiques se développent au début de l'inversion de tendance puis, au Rupélien, une inondation marine envahit une partie du centre Bretagne ;

- **du Chattien au Mio-Pliocène**, des transgressions marines ennoient les parties basses du Massif armoricain, avec, au Pliocène, individualisation de systèmes fluviaux sur les parties restées émergées. Le Massif armoricain a atteint alors son altitude la plus basse depuis le début du Tertiaire ;

- **au Pléistocène**, pendant que le Massif armoricain se soulève à nouveau, le réseau hydrographique actuel prend naissance dans des conditions de type périglaciaire (Bonnet, 1998).

2) **La cartographie des altérites dans les Landes du Mené**, à partir d'un modèle géométrique 2D utilisable pour l'ensemble des altérites du Massif armoricain, **a montré qu'elles peuvent être préservées sur des épaisseurs (20 à 40 m) et des superficies importantes (plusieurs dizaines de km²)**. Dans cette région, la mise en évidence d'allotérites et de cuirasses ferrugineuses montre que **ces altérites sont principalement d'origine latéritique**. La présence de **silcrètes** (identiques à celles décrites dans le bassin de Paris) **au-dessus de ces altérites** suppose que celles-ci ont un âge compris entre **la fin du Crétacé et l'Eocène moyen, et qu'elles pourraient caractériser la surface éocène**. Ces travaux cartographiques ont également permis de mettre en évidence le rejeu post-éocène de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre. La prolongation des levés cartographiques vers le sud a montré que l'épaisseur des altérites diminue progressivement entre les Landes du Mené et la région de Ploërmel. **Un décapage des altérites par les transgressions marines oligocènes et/ou miocènes** est proposé pour expliquer, au moins en partie, cette situation, les points hauts, tels que les Landes du Mené, n'ayant pas été inondés.

La **cartographie des silcrètes**, établie à partir des données bibliographiques et de levés de terrain complémentaires, a permis de caractériser la **surface éocène** à l'échelle du Massif

armoricain. Cette cartographie constitue un élément important pour l'établissement d'un premier **schéma de répartition des altérites** sur l'ensemble du domaine, schéma qui devra être complété par des levés de terrain détaillés.

Ces résultats sont importants et devront être pris en compte dans la cartographie des profils d'altération du Massif armoricain afin de **prédire la localisation de la réserve en eau et/ou la circulation d'éventuels polluants**.

3) L'étude sédimentologique des sables yprésiens, menée sur un affleurement remarquable situé à **Noirmoutier** (Vendée, 85), montre que la **géométrie** d'une partie de ces sédiments correspond à celle **d'un système deltaïque (delta de Gilbert) sous palustre surmonté par un système continental en transit, fondamentalement différent des modèles sédimentologiques actuellement utilisés**. L'écoulement de l'eau dans ces sables se fait probablement suivant les paléodirections de progradation des systèmes deltaïques. Cet écoulement est par ailleurs facilité par l'absence d'argile au sein du corps sableux.

Cette étude apporte des éléments nouveaux pour la caractérisation de la paléogéographie yprésienne de cette région et montre qu'il est important de reprendre, en détail, l'analyse des données disponibles, avec, en particulier, l'examen détaillé des données fournies par les forages.

4) Les sables mio-pliocènes du Massif armoricain correspondent au comblement de paléovallées par des systèmes fluvi-estuariens. Ces sables ont été préservés durant **deux cycles de variation du rapport A/S (Accommodation/Flux sédimentaire) inscrits dans une tendance rétrogradante générale**. Ils ont été déformés par une déformation de courte longueur d'onde (syn- à post-dépôt) suggérant une **surrection du Massif armoricain dès le Mio-Pliocène**.

Dans ces sables, la **géométrie des zones aquifères est fonction (1) de la paléovallée** dans laquelle les sédiments sont préservés et (2) de **l'agencement des systèmes fluviaux et des systèmes estuariens**. **Les aquifères** sont localisés dans les niveaux où la porosité et la perméabilité sont les plus élevées, c'est-à-dire **dans les corps sableux les mieux triés**.

5) L'étude des sables pléistocènes de Pénestin (Morbihan, 56) indique que les **aquifères quaternaires du Massif armoricain** correspondent, en partie, au **remplissage de paléochenaux par des cônes alluviaux, des systèmes fluviaux en tresse et des systèmes estuariens**. Ce **comblement** est contrôlé par des **plis en échelon** et des **failles décro-inverses**, associés à un niveau de décollement sur altérites. Ces résultats sont importants et soulignent l'intérêt de prolonger ce type d'étude à l'ensemble des terrasses du Massif armoricain et ce, afin d'obtenir une image détaillée des anciens réseaux fluviaux dans lesquels se rencontrent aujourd'hui une partie des aquifères superficiels.

6) La synthèse des données actuellement disponibles sur les formations meubles superficielles et les documents cartographiques présentés ici sont des outils indispensables au développement des recherches hydrogéologiques à l'échelle régionale.

A l'issue de ce travail, de nombreuses questions restent en suspens :

(1) quel est réellement la cinétique de l'altération du Massif armoricain, à un moment où quelques âges fondés sur le paléomagnétisme suggèrent une évolution se prolongeant durant le Néogène? Peut-on utiliser les altérites comme marqueurs de déformation?

(2) notre vision est encore imprégnée d'actualisme et les modèles de faciès fluviaux doivent être réexaminés à la lumière des progrès récents dans le domaine de la stratigraphie séquentielle. Un des apports de cette thèse, en collaboration avec nos amis géomorphologues, est de montrer un changement fondamental de rugosité de la topographie entre le Pliocène et le Pléistocène, probablement en réponse à un changement de pluviosité. C'est probablement le flux sédimentaire et non la pente qui contrôle l'évolution du bilan A/S dans les systèmes pliocènes.

(3) en quoi l'évolution du réseau de fractures contrôle-t-il la qualité des altérites et les caractéristiques diagénétiques des sables yprésiens, mio-pliocènes et pléistocènes? Quelle est l'importance du climat et de la tectonique dans leur volume et leur chimisme?

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen J.R.L., 1980.** Sand waves : a model of origin and internal structure. *Sedim. Geol.*, 26, 281-328.
- Allen P. & Homewood P., 1984.** Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand-wave. *Sedimentology*, 31, 63-81.
- Andreieff P., Bouysse P., Horn R. & l'Homer A., 1968a.** Données récentes sur l'Eocène au large de la Bretagne méridionale. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 5, 161-162.
- Andreieff P., Boillot G. & Genesseeux M., 1968b.** Pré-reconnaissance géologique du Sud du Massif armoricain : affleurements de dépôts aquitaniens. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266, série D, 1220-1222.
- Andreieff P., Boillot G., Burge E. & Genesseeux M., 1969.** La couverture sédimentaire tertiaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du Massif armoricain. *Bull. B.R.G.M.*, Section IV, 4, 23-37.
- Andreieff P., Bouysse P., Horn R. & Monciardini C., 1970.** Géologie des approches occidentales de la Manche. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270, série D, 2756-2759.
- Andreieff P., Bouysse P., Horn R. & Monciardini C., 1972.** Etude géologique des approches occidentales de la Manche. *Mém. BRGM*, 79, 31-48.
- Andreieff P., Lefort J.P., Marec A. & Monciardini C., 1973.** Les terrains antécambriens et paléozoïques au large du Léon et leur relation avec la couverture secondaire et tertiaire de la Manche. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, V, 1, 13-20.
- Apostolescu V., Durand S., Estéoule J., Estéoule-Choux J. & Le Calvez Y., 1963.** Découverte d'Oligocène marin fossilifère à 8 km au sud de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci.*, 256, 4690-4692.
- Arnault P., 1994.** Instauration réglementaire des périmètres de protection. Captage du "Bas du Rocher" commune de Chantrigné. Etude hydrogéologique. *Direction départementale de l'agriculture et de la forêt, Département de la Mayenne, Cellule Technique Départementale "Gestion et Protection de la Ressource en Eau"*, Septembre 1994, 1-9.
- Arnault P., 1998.** Captage du "Petit Gast", commune de Champéon. *Direction départementale de l'agriculture et de la forêt, Département de la Mayenne, Cellule Technique Départementale "Gestion et Protection de la Ressource en Eau"*, Avril 1998, 1-10.
- Audren C., Jegouzo P., Barbaroux L., Bouysse P. & Barruol J., 1975.** Notice explicative Carte Géologique France (1/50 000), feuille La Roche-Bernard (449), Orléans : BRGM. Carte géologique par Audren C., Jegouzo P., Barbaroux L. & Bouysse P., 38 p.
- Audren C., Triboulet C., Chauris L., Lefort J.P., Vignerresse J.L., Audrain J., Thiéblemont D., Goyallon J., Jegouzo P., Guennoc P., Augtis C. & Carn A., 1993.** Notice explicative, Carte Géologique de France (1/50 000), feuille Ile de Groix (415), Orléans : BRGM. Carte géologique par Audren C., Triboulet C., & coll., 101 p.
- Augé M., 2001.** Climat et biosphère au Paléogène inférieur. *Géochronique*, 80, p. 4.
- Baize S., 1998.** Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au Plio-Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie). *Thèse Univ. Caen et Doc. BRGM 289*, 333 p.
- Baize S., Lagarde J.L., Laville E. & Dugué O., 1998.** Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin, Normandie) : enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 6, 851-866.
- Ballèvre M., Marchand J., Godard G., Goujou J.C. & Wyns R., 1994.** Eo-Hercynian Events in the Armorican Massif. In : Keppie J.D. (ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 183-194.
- Barbaroux L., Blondeau A. & Margerel J.P., 1971.** Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du plateau du Four (Loire-Atlantique). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273, série D, 12-15.
- Barthe A., Boillot G. & Deloffre R., 1967.** Anticlinaux affectant le Crétacé à l'entrée de la Manche occidentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264, série D, 2725-2728.

- Béchenec F., Hallégouët B. & Thiéblemont D., 1999.** Notice explicative Carte Géologique France (1/50 000), feuille Quimper (346), Orléans : BRGM. Carte géologique par Béchenec F., Hallégouët B., 161 p.
- Bellion G., 1979.** Contribution à l'étude du gisement de kaolin de Ploëmeur (Morbihan) : caractères, origine. *Thèse Univ. Rennes*, 189 p.
- Bénic M., 1968.** Le Pliocène de la région sud de Laval. *DEA Univ. Rennes*, 21 p.
- Bergerat F., 1987.** Stress fields in the european Platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 99-132.
- Berthé D., 1980.** Le cisaillement sud-armoricain dans la région de Saint-Jean-de-Brevelay (Morbihan). Analyse de la déformation cisailante, *Thèse Univ. Rennes*, 150 p.
- Berthois L., 1946.** Les sables redoniens d'Apigné (Ille-et-Vilaine) et les sables fluviatiles qui les surmontent. *Bull. Soc. Géol. France*, XVI, série 5, 133-145.
- Best J.L. & Bristow C.S., 1993.** Braided Rivers. *Geol. Soc. London Spec. Publi.*, 75, 419 p.
- Bézier T., 1920.** Les grès dits à Sabals reconnus à Saint-Hélen (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 1, 4, 46-56.
- Bézier T., 1921.** Contribution à l'étude du Miocène supérieur des environs de Rennes (étage Rhédonien vel Rédonien); Gîte du Moulin de Carcé (Bruz) et gîte dit d'Apigné en Le Rheu (I. & V.). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 3, 400-410.
- Biagi R., 1993.** La quantification des déformations récentes du domaine armoricain oriental : recherche de marqueurs géométriques adaptés (paléosurfaces continentales - niveaux marins - niveaux alluviaux). *Thèse Univ. d'Angers*, 368 p.
- Bird M.I. & Chivas A.R., 1988.** Oxygen isotope dating of the Australian regolith. *Nature*, 331, 513-516.
- Bird M.I. & Chivas A.R., 1989.** Stable-isotope geochronology of the Australian regolith. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 3239-3256.
- Blair T.C. & MacPherson J.G., 1994.** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sediment. Res.*, A64, 3, 450-489.
- Blanc-Valleron M.M. & Thiry M., 1993.** Minéraux argileux, paléaltérations, paléopaysages et séquence climatique : exemple du Paléogène continental de France. *Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface"*, à la Mémoire de G. Millot, 199-216.
- Blum M.D. & Törnqvist T.E., 2000.** Fluvial responses to climate and sea-level change : a review and look forward. *Sedimentology*, 47, 2-48.
- Bocquier G., Muller J.P. & Boulangé B., 1984.** Les Latérites. Connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. In: Livre jubilaire du Cinquantenaire de l'AFES, 123-138.
- Boillot G., 1964.** Géologie de la Manche Occidentale. Fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. *Ann. Inst. Océanographique*, XLII, 1, Masson, 220 p.
- Boillot G. & Millot G., 1962.** Sur une formation "sidérolithique" en place sous le Lutétienau large de Roscoff. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 254, 3008-3010.
- Bonjour J.L., 1989.** Paléaltération du socle briovérien (Protérozoïque supérieur) de Bretagne centrale : une étape vers les Séries Rouges de l'Arénig. *Bull. Soc. Géol. France*, V, 4, 717-721.
- Bonnet S., 1998.** Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Thèse Univ. Rennes et Mém. Géosciences Rennes* 86, 352 p.
- Bonnet S., Guillocheau F., Brun J.P. & Van Den Driessche J., 2000.** Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement : The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, B8, 19.273-19.288.
- Borne V., 1986.** Le Paléogène du Bassin de Challans-Noirmoutier (France). *Thèse Univ. Nantes*, 267 p.
- Borne V., Margerel J.P. & Ollivier-Pierre M.F., 1991.** L'évolution des paléoenvironnements au Paléogène dans l'Ouest de la France. Le bassin de Saffré-Nort-sur-Erdre (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 162, 4, 739-751.
- Boulangé B., Ambrosi J.P. & Nahon D., 1993.** Latérites et bauxites. *Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface"*, à la Mémoire de G. Millot, 41-53.

- Boulangier D., Rouvillois A., Pinot J.P. & Streiff G., 1968.** Géologie, sédimentologie et microfaune de la butte d'ar Vein située à 30 km au SW de Penmarc'h par 105 m de fond. *Cah. Océanog.*, 20, 3, 217-223.
- Boulvais P., Vallet J.M., Estéoule-Choux J., Fourcade S. & Martineau F., 2000.** Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite : stable isotopes (O,H) constraints. *Chemical Geology*, 168, 211-223.
- Bour O., 1997.** Transferts de fluides dans les milieux fracturés. *Thèse Univ. Rennes et Mém. Géosciences Rennes 80*, 263 p.
- Bourman R.P., 1993.** Perennial problems in the study of laterite : a review. *Australian J. Earth Sci.*, 40, 387-401.
- Bouysse P. & Le Calvez Y., 1967.** Etude des fonds marins compris entre Penmarc'h et Groix (Finistère). *Bull. B.R.G.M.*, 2, 39-73.
- Bouysse P. & Horn R., 1968.** Nouvelles données sur la structure du plateau continental sud-armoricain (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 267, série D, 690-693.
- Bouysse P. & Horn R., 1972.** La géologie du plateau continental autour du Massif Armoricaire. *Bull. B.R.G.M.*, IV, 2e série, n°2, 3-17.
- Bouysse P., Horn R. & Le gorgou J.P., 1968.** Résultats d'une prospection de sismique réflexion continue en Bretagne méridionale, entre Penmarc'h et Belle-Ile (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 267, série D, 568-571.
- Bouysse P., Chateaufort J.J. & Ters M., 1974.** Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flamands en baie de Vilaine (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Paris*, 279, série D, 1421-1424.
- Brabant P., .** Etude sédimentologique des formations sableuses aux environs de La Guerche et Ballots. *DESS Univ. Rennes*, 38 p.
- Brault N., Guillocheau F., Proust J.N., Nalpas T., Brun J.P., Bonnet S. & Bourquin S., 2001.** Le système fluvio-estuarien Pléistocène moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) : Une Paléo-Loire ? *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 5, 563-572.
- BRGM, 1998.** Rapport R 40412, Qualité des eaux en Bretagne - Ruissellement - Infiltration - Temps de réponse. Secteur : Côtes d'Armor (bassin du Yar). *Rapport d'étape (année 1)*, Décembre 1998, 25 p.
- BRGM, 1999.** Rapport R 40625, Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Reconnaissance du sous-sol et cartographie géologique appliquée à une gestion durable des ressources en eau souterraine dans le département du Finistère.
- Brossé R., Desprez N., Etienne H.P., Louail J., Manivit J. & Roux M., 1984.** Notice explicative Carte Géologique France (1/50 000), feuille Noyant (456), Orléans : BRGM. Carte géologique par Roux M., Manivit J., Brossé R. & Louail J, 44 p.
- Brun J.P. & Bale P., 1990.** Cadomian tectonics in northern Brittany, in Cadomian Orogeny. In : D'Lemos R.S., Strachan R.A. & Topley C.G. (eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51, 95-114.
- Buge E., 1957.** Les Bryozoaires du Néogène de l'Ouest de la France et leur signification stratigraphique et paléobiologique. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, 6, nouvelle série C, 435 p.
- Busch D.A., 1971.** Genetic units in delta prospecting. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 55, 8, 1137-1154.
- Carn A., 1990.** Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées, recherche des critères locaux d'implantation des forages d'eau. *Rapport BRGM R 31724, BRE 4S/90*, Novembre 1990, 107 p.
- Cavelier C., 1989.** Le Bassin parisien au Néogène. Progrès récents. *114e Congr. Nat. Soc. Sav., Paris*, 41-54.
- Chantraine J., Auvray B. & Rabu D., 1994.** Igneous activity. In : Keppie J.D. (ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 111-125.
- Charoy B., 1975.** Ploemeur kaolin deposit (Brittany) : an example of hydrothermal alteration. *Pétrologie*, I, 4, 253-266.
- Chauvel J., 1956.** La faune pliocène de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 1, 66-74.
- Chauvel J.J., 1999.** Littérature géologique armoricaine et géologues jusqu'au début du XXe siècle. *Penn ar Bed*, 173-174, 69-84.

Chevalier M., 1987. Tectonique récente, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques dans le domaine du lac de Grand-Lieu. *Thèse Univ. Nantes*, 157 p.

Chevalier M., 1988. Conservation de sédiments cénozoïques le long de l'accident sud-armoricain "Sainte-Pazanne-Les Essarts" (domaine du lac de Grand-Lieu, Loire Atlantique). *Géologie de la France*, 1, 71-77.

Chevet P. & Gélard J.P., 1990. La structure de Chantenay-Villedieu : un dispositif en couloir de cisaillement sur la bordure armoricaine du bassin parisien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 27, 2, 19-29.

Choux J., 1956a. Tertiaire et Quaternaire de la Haute Rance, Etude sédimentologique. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 107-118.

Choux J., 1956b. Note complémentaire à l'étude des "Sables Rouges" de la Haute Rance. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Nouvelle série*, 1, 1-49.

Choux J., 1961a. Etude minéralogique de quelques argiles d'altération du Massif armoricain. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, LXXXIV, 3, 241-244.

Choux J., 1961b. Importance de la kaolinite dans les produits d'altération de différents types de roches du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 253, 1266-1267.

Clet-Pellerin M. & Morzadec-Kerfourn M.T., 1985. Palynologie et paléogéographie de sédiments marins reuvériens à tigliens de Bretagne et de Normandie : un essai de synthèse. *Sci. Géol. Bull.*, 38, 1, 73-78.

Colella A., 1988. Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy : a consequence of varying tectonic conditions. In : *Fan Deltas* : Nemec W. & Steel R.J. (eds), *Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie and Son, 50-74.

Collinson J.D., 1996. Alluvial sediments. In : Reading H.G. (ed.), *Sedimentary environments : processes, facies en stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 37-82.

Crave A. & Davy P., 1997. Scaling relationships of channel networks at large scales : Examples from two large-magnitude watersheds in Brittany, France. *Tectonophysics*, 269, 91-111.

Crié L., 1878. Recherche sur la végétation de l'Ouest de la France à l'époque tertiaire. *Biblio. Ecole Hautes Etudes*, 18, 2.

Crié L., 1881. Sur la découverte à Noirmoutier (Vendée) de la flore éocène à Sabalites andegavensis Sch. *C.R. Acad. Sci. Paris*, XCII, D, 759-761.

Cross T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. In : Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds), *Sea-level Change : an Integrated Approach*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, 42, 371-380.

Dadet P., Herrouin Y., Bardy P., Lebreton P., Trautmann F. & Carn A., 1995. Notice explicative Carte Géologique France (1/50 000), feuille Pipriac (387), Orléans : BRGM. Carte géologique par Dadet P., Herrouin Y., Blanchet C., Bardy P. & Colleau A., 75 p.

Dangeard L. & Milon Y., 1922. Contribution à l'étude du bassin tertiaire du sud de Rennes. Découvertes de lits à Poissons et à Plantes dans des argiles noires au sommet du Chattien. *C.R. Séances Acad. Sci.*, 174, 952-954.

Davy L., 1903. Bibliographie géologique, minéralogique et paléontologique du Nord-Ouest de la France (Bretagne, Basse-Normandie, Maine, Anjou et Vendée). Lettres A à G. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest*, 2e série, II-2, 239-384.

Davy L., 1904. Bibliographie géologique, minéralogique et paléontologique du Nord-Ouest de la France (Bretagne, Basse-Normandie, Maine, Anjou et Vendée). Lettres H à O. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest*, 2e série, IV-3/4, 263-340.

Davy L., 1905. Bibliographie géologique, minéralogique et paléontologique du Nord-Ouest de la France (Bretagne, Basse-Normandie, Maine, Anjou et Vendée). Lettres P à Z. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest*, 2e série, V-1/2, 13-59.

Davy L., 1908. Bibliographie géologique, minéralogique et paléontologique du Nord-Ouest de la France (Bretagne, Basse-Normandie, Maine, Anjou et Vendée). Supplément. *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest*, 2e série, VIII-1/2, 41-95.

de Dreuzy J.R., 2000. Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures. Discussion des modèles d'écoulement compatibles avec les principales propriétés géométriques. *Thèse Univ. Rennes et Mém. Géosciences Rennes 94*, 217 p.

Debarre R., 2000. Stratigraphie génétique d'un système fluvio-lacustre (Formation de Morrison, Jurassique supérieur, Utah, USA) : variations du niveau de base, éléments architecturaux et modèles de faciès. *Thèse Univ. Rennes*, 210 p.

Delanoë Y., 1988. Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1, 79-90.

Delanoë Y., Dieucho A. & Goulean D., 1971. Structures et formations sédimentaires de la Baie de Bourgneuf (Loire-Atlantique) étudiées par sondage sismique réflexion. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, série D, 797-799.

Delanoë Y., Dieucho A. & Pinot J.P., 1972. La zone périlittorale entre les îles de Glénan et l'île de Houat. Etude géomorphologique et géologique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XIV, 249-260.

Delanoë Y., Lehébel L., Margerel J.P. & J.P. P., 1975. La Baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 281, série D, 1947-1950.

Delanoë Y., Margerel J.P. & Pinot J.P., 1976. En Baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 282, série D, 29-32.

Denizot G., 1921. Deux gisements tertiaires de l'Ouest : Saint-Jean-la-Poterie et Landéan. *A.F.A.S.*, Rouen, 491-492.

Dheilly-Carn A., 1983. Contribution à l'étude hydrogéologique des volcanites du Trégor. *Thèse Univ. Montpellier*, 172 p.

Dickinson W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*, Reidel, Dordrecht, 333-361.

Dollfus G.F., 1900a. Le Miocène dans la région de l'Ouest. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, *C.R. Collaborateur*, XI, 73, 100-101.

Dollfus G.F., 1900b. Relations entre la structure géologique du Bassin de Paris et son hydrographie. *A.G.*, IX, 313-339.

Dollfus G.F., 1930. Essai d'une histoire géologique de la Seine et de la Loire. *Livre Jubilaire de la Soc. Géol. France*, 235-255.

Dowsett H., Barron J. & Poore R., 1996. Middle Pliocene sea surface temperatures : a global reconstruction. *Marine Micropaleontology*, 27, 13-25.

Dubreuilh J., 1987. Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du Nord du bassin d'Aquitaine. Passage des formations palustres, lacustres et marines. *Doc. BRGM*, 172, 461p.

Duchêne R., Kuklan S. & Talbot H., 1976. Bassin tertiaire de la Gaumonnerie à Rannée (35). *Document BRGM 76 SGN 443 BPL5*, 1-25.

Dugué O., Clet-Pellerin M., Walter A.V., Baize S. & Coutard J.P., 1997. Enregistrement d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans les tourbes du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 324, IIa, 583-590.

Dugué O., Poupinet N., Baize S., Auffret J.P., Coutard J.P., Ozouf J.C. & Clet-Pellerin M., 2000. Stratigraphie du Plio-Pléistocène inférieur de Normandie : les séries marines et fluviatiles des bassins du Seuil du Cotentin. *Géologie de la France*, 3, 99-125.

Dupuis C., 2000. L'intervalle Paléocène-Eocène au cap d'Ailly (Haute-Normandie) et les paléaltérations à la base des faciès sparnaciens. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 37, 1, 10-14.

Dupuis C. & Steurbaut E., 1987. Altérites, sables marins (NP8, NP9) et fluviatiles, silicification et stromatolites dans le Paléocène supérieur entre Criel et le Cap d'Ailly (Haute Normandie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, CV, 233-242.

Durand S., 1946. Présence de Lutétien dans la presqu'île de Quiberon (Morbihan). *Extrait C.R. Séances Acad. Sci.*, 223, 1161-1163.

Durand S., 1949. Yprésien fossilifère et Lutétien aux environs de Port-Louis (Morbihan). *C.R. Séances Acad. Sci.*, 229, 230-232.

Durand S., 1951. Etude préliminaire du bassin tertiaire de Campbon (Loire-Inférieure). *71e Congrès des Sociétés Savantes*, 149-158.

Durand S., 1956a. Conditions de sédimentation des calcaires et marnes du Bartonien aux environs du Mans (Sarthe). *C.R. Séances Acad. Sci.*, 242, 269-271.

- Durand S., 1956b.** Le Tertiaire et le Quaternaire des environs de Port Louis (Morbihan). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Nouvelle série*, 2, 26-106.
- Durand S., 1957a.** Le bassin tertiaire de Rennes a été occupé par un lac dès l'Eocène. *C.R. Acad. Sci.*, 245, 23, 2067-2069.
- Durand S., 1957b.** Les grès à Sabals de Noirmoutier (Vendée) reposent sur une formation ligniteuse datant du début du Tertiaire. *C.R. Séances Acad. Sci.*, 244, 2629-2632.
- Durand S., 1958a.** L'analyse pollinique montre que le remaniement du Crétacé, au pied du sillon-de-Bretagne, date de l'Eocène inférieur. *C.R. Séances Acad. Sci.*, 247, 1-4.
- Durand S., 1958b.** Présence de deux microfossiles incertae sedis du Lutétien du Bassin de Paris. *Calcarpinum* (? *Calciodinellidea*) et *Neanthozoites* (? *Anthozoa*) dans les sables de Campbon (L. A.). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 1, 66-70.
- Durand S., 1958c.** Le Miocène de Bretagne. *83e Congrès des Sociétés Savantes*, 181-193.
- Durand S., 1959.** Les calcaires bartoniens du Maine et de l'Anjou occupent une ancienne dépression littorale ouverte vers le Sud-Ouest. *C.R. Séances Acad. Sci.*, 248, 1196-1198.
- Durand S., 1960a.** Le tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Thèse Univ. Rennes*, 387 p.
- Durand S., 1960b.** Examen palynologique des argiles sannoisiennes de Landéan (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 71-80.
- Durand S., 1965.** Miocène et Pliocène en Bretagne (introduction à la visite de quelques gisements). *C.R. Coll. Internat. pour l'étude du Néogène Nordique et Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, XIII (1968), 23-35.
- Durand S. & Choux J., 1958.** Le Néogène de la région de la Rance moyenne. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Nouvelle série*, 1, 34-61.
- Durand S. & Milon Y., 1959.** Sédimentation et évolution continentale au Crétacé et au Tertiaire au sud du Massif armoricain et en Bretagne. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 1, 67-77.
- Durand S. & Milon Y., 1960.** Découverte de Pliocène marin à Etel (Morbihan). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 101-108.
- Durand S. & Estéoule-Choux J., 1962.** L'analyse pollinique indique les conditions de dépôt des argiles de Saint-Jacut-du-Méné (Côtes-du-Nord). *C.R. Séances Acad. Sci.*, 254, 334-336.
- Durand S. & Pierre M.F., 1962.** Découverte de pollens éocènes dans une argile sapropélienne aux abords de Laval (Mayenne). *C.R. Acad. Sci.*, 254, 900-901.
- Durand S. & Ollivier-Pierre M.F., 1969.** Observations nouvelles sur la présence de pollen de palmier *Nypa* dans l'Eocène de l'Ouest de la France au Sud de l'Angleterre. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, 1, 49-57.
- Durand S., Estéoule-Choux J., Ollivier-Pierre M.F. & Rey R., 1973.** Découverte d'Oligocène reposant sur du Cénomaniens dans le quartier sud de la ville de Laval (Mayenne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, 701-703.
- Ekdale A.A., Bromley R.G. & Pemberton S.G., 1984.** Ichnology : The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Tulsa, Oklahoma, 316 p.
- Estéoule-Choux J., 1966.** Les formations d'altération du Massif armoricain. *91e Congrès des Sociétés Savantes*, II, 141-151.
- Estéoule-Choux J., 1967.** Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles d'altération et argiles sédimentaires tertiaires. *Thèse Univ. Rennes*, 307 p.
- Estéoule-Choux J., 1968a.** L'Eocène du Massif armoricain. Données nouvelles apportées par l'étude des minéraux argileux. Applications paléogéographique et paléoclimatique. *Mém. BRGM*, 59, 417-425.
- Estéoule-Choux J., 1968b.** Les minéraux argileux du Tertiaire breton. *Bull. Gr. Fr. des Argiles*, XIX, 2, 53-59.
- Estéoule-Choux J., 1981.** Etude en microscopie électronique à balayage de quelques kaolins d'origines différentes : apports de cette technique pour la compréhension de leurs genèses. *Clay Minerals*, 16, 279-288.
- Estéoule-Choux., 1983.** Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, 2, 4, 345-352.
- Estéoule-Choux J. & Ollivier-Pierre M.F., 1973.** Présence de dépôts lacustres d'âge Eocène en Bretagne Centrale, à la Trinité-Porhoët (Morbihan). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 277, série D, 633-635.

Estéoule-Choux J., Margerel J.P. & Paris F., 1972. Découverte d'argiles pliocènes fossilifères à 17 km au nord-est de Rennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274, série D, 2276-2279.

Estéoule-Choux J., Margerel J.P., Guernet C. & Rivoalland H., 1986. Données nouvelles sur le bassin stampien de Quessoy (Massif armoricain). Etude sédimentologique et micropaléontologique du gisement du moulin de Boguet. *Revue de Micropaléontologie*, 28, 4, 243-254.

Estéoule-Choux J., Bos P. & Blanchet C., 1988. Le bassin tertiaire de Pipriac (Ille-et-Vilaine) : structure, mise en évidence de dépôts oligocènes. *Géologie de la France*, 1, 47-50.

Ethridge F.G. & Wescott W.A., 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. In: Koster E.H. & Steel R.J. (eds), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates, Canadian Society of Petroleum Geologists Mem.*, 10, 217-235.

Evans C.D.R. & Hughes M.J., 1984. The Neogene succession of the South Western Approaches, Great Britain. *J. Geol. Soc. London*, 141, 315-326.

Ferrière G., 1910. Potamides cf. Basteroti M. de S. à St-Jean-la-Poterie (Morbihan). *Bull. Soc. Géol. France*, X, 4ème série, p. 481.

Fourniguet J., Trautmann F., Margerel J.P., Whatley R.C., Maybury C. & Morzadec-Kerfourn M.T., 1989. Les argiles et sables pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan) : sédimentologie, micropaléontologie (foraminifères, ostracodes et palynologie). *Géologie de la France*, 1-2, 55-78.

Frakes L.A., Francis J.E. & Syktus J.I., 1992. Climate Modes of the Phanerozoic. *Cambridge University Press*, 270 p.

Galloway W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 73, 125-142.

Garcin M., Farjanel G., Courbouleix S., Barrier P., Braccini E., Brebion P., Carbonel G., Carriol R.P., Casanova J., Clet-Pellerin M., Janin M.C., Jehenne F., Jolly M.C., Lauriat-Rage A., Merle D., Morzadec-Kerfourn M.T., Pareyn C., Rosso A., Sanogo A., Toumarkine M. & Williamson D., 1997. La "Longue séquence" pliocène de Marchésieux (Manche). *Géologie de la France*, 3, 39-77.

Gautier M., 1964. Le Relief des Landes du Mené et de leurs bordures occidentale et méridionale. *Extrait de la Revue Norois*, 42, 137-152.

Géoarmor, 1992. Reconnaissance des possibilités de production en eau sur le site de la Fontaine Rouillée, commune de Lassay-les-Châteaux, département de la Mayenne. *Rapport GG/1497*, Mai 1992, 1-19.

Germanoski D. & Schumm S.A., 1993. Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. *J. Geol.*, 101, 451-466.

Gibbard P.L., 1988. The history of the great northwestern European rivers during the past three million years. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 318, 559-602.

Gilbert G.K., 1885. The topographic features of lakes shores. *Ann. Rep. U.S. Geol. Surv.*, 5, 75-123.

Gloppen T.G. & Steel R.J., 1981. The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-delta bodies (Devonian-Norway) - A study in the significance of bedding sequence in conglomerates. In : Ethridge T.G. & Flores R.M. (eds), *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments : Models for Exploration, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication*, 31, 49-69.

Godard G., Chevalier M., Bouton P. & Mouroux B., 1994. Un fleuve yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque. *Géologie de la France*, 4, 35-56.

Grellet B., Combes P., Granier T. & Philip H., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. Soc. Géol. France*, 164, 1, 76.

Gros Y. & Limasset O., 1984. Déformation récente dans les socles cristallins. Exemple du Massif armoricain. *Doc. BRGM*, 84, 51-65.

Guerrot C., Calvez J.Y., Bonjour J.L., Chantraine J., Chauvel J.J., Dupret L. & Rabu D., 1992. Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, 1741-1746.

Guilcher A., 1941. Sur la présence de Grès quartzites du type Grès à Sabals sur le Plateau du Léon. *C.R.S. Soc. Géol. France*, 12, 79 p.

Guilcher A., Hallégouët B. & Ménez S., 1975. Les formations superficielles du Méné (Bretagne centrale). *C.R. Acad. Sci.*, 281, 219-222.

Guilcher A., Ters M. & Bonnet J.Y., 1961. Données récentes sur l'évolution géomorphologique de vallées bretonnes. Oust et vallée de St-Renan. *Bull. Section Géographique*, LXXIV, 1-53.

Guillocheau F., Bonnet S., Bourquin S., Dabard M.P., Outin J.M. & Thomas E., 1998. Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 327, 237-243.

Guillocheau F., Lucas S., Nalpas T., Guennoc P. & Bonnet S., Géologie du plateau continental Sud-armoricain, *in prep.*

Hallégouët B., Ollivier-Pierre M.F. & Estéoule-Choux J., 1976. Découverte d'un dépôt oligocène inférieur dans la haute vallée de l'Aber Ildut, au nord-ouest de Brest (Finistère). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283, 1711-1714.

Hallégouët B. & Van Vliet-Lanoë B., 1989. Héritages glaciels sur les côtes du Massif armoricain (France). *Géographie Physique et Quaternaire, Montréal, Canada*, 43, 2, 223-232.

Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Sciences*, 235, 1156-1167.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C. & Vail P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In: de Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (eds), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication*, n° 60.

Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R. & Walker R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Short Course n°2, 161 p.

Haywood A.M., Sellwood B.W. & Valdes P.J., 2000. Regional warming : Pliocene (3 Ma) paleoclimate of Europe and the Mediterranean. *Geology*, 28, 12, 1063-1066.

Herpin R., 1910. Note sur les argiles mio-pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie (Morbihan). *Soc. Polymathique du Morbihan*, 41-42.

Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. & Cross T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, 357-381.

Hommeril P., 1967. Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'Archipel anglo-normand. *Thèse Univ. Caen*, 304 p.

Horrenberger J.C. & Morzadec M.T., 1972. Notice explicative Carte Géologique France (1/50 000), feuille Lorient (383), Orléans : BRGM. Carte géologique par Horrenberger J.C. & Morzadec M.T., 19 p.

Ishman S.E., 1996. A benthic foraminiferal record of middle to late Pliocene (3.15-2.85 Ma) deep water change in the North Atlantic. *Marine Micropaleontology*, 27, 165-180.

Jaeger J.L., 1967. Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec les bassins tertiaires de Bretagne. *Mém. BRGM*, 52, 91-102.

Jervey M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds), *Sea-level Change : an Integrated Approach, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication*, 42, 47-70.

Jigorel, A., 1978. Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine, considérations géotechniques. *Thèse Univ. Rennes*, 352 p.

Kerforne F., 1903. Sur le Redonien d'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. Sci. Méd. de l'Ouest*, XII, 1, 3-8.

Kerforne F., 1911a. Un nouveau gisement de Grès tertiaire dans les Côtes-du-Nord. *Bull. Soc. Sci. Méd. Ouest*, XX, 4, 236.

Kerforne F., 1911b. Note sur les Minerais de fer de la région de Châteaubriant et du sud de l'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. Sci. Méd. Ouest*, 1-4.

- Kerforne F., 1918.** Compte Rendu des Excursions du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Rennes en 1918. *Bull. Soc. Sci. Méd. de l'Ouest*, XXVII, 18-28.
- Klingebiel A., Lapierre F., Larroude J. & Vigneaux M., 1968.** Présence d'affleurements de roches d'âge miocène sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266, 1102-1104.
- Klingebiel A., Pujol C. & Vigneaux M., 1970.** Sur la stabilité des positions relatives du plateau et du talus continental dans le Golfe de Gascogne depuis le Miocène moyen. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270, 3175-3176.
- Kuntz G. & Ménéillet F., 1988.** Tectonique cassante affectant le Mésozoïque sur la bordure orientale du Massif armoricain, région d'Argentan (Orne). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 2, 31-33.
- Lague D., Davy P. & Crave A., 2000.** Estimating uplift rate and erodability from the area-slope relationship : examples from Brittany (France) and numerical modelling. *Physics and Chemistry of the Earth*, A25, 6-7, 543-548.
- Lauriat-Rage A., 1981.** Les Bivalves du Redonien (Pliocène atlantique de France). Signification stratigraphique et paléobiogéographique. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., nouvelle série, C, Sciences de la Terre*, XLV, 173 p.
- Lauriat-Rage A., Brébion P., Cahuzac B., Chaix C., Ducasse O., Ginsburg L., Janin M.C., Lozouet P., Margerel J.P., Nascimento A., Pais J., Poignant A., Pouyet S. & Roman J., 1993.** Palaeontological data about the climatic trends from Chattian to present along the Northeastern Atlantic frontage. *Ciencias da Terra (UNL)*, 12, 167-179.
- Lautridou J.P., 1985.** Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. *Thèse Univ. Caen*, 908 p.
- Lautridou J.P., Auffret J.P., Baltzer A., Clet M., Lécolle F., Lefebvre D., Lericolais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Descombes J.C., Occhietti S. & Rousseau D.D., 1999.** Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 170, 4, 545-558.
- Le Corre C., Auvray B., Ballevre M. & Robardet M., 1991.** Le Massif Armoricain. *Sci. Geol. Bull.*, 44, 31-103.
- Lebret P., Campy M., Coutard J.P., Fourniguet J., Isambert M., Lautridou J.P., Laville P., Macaire J.J., Ménéillet F. & Meyer R., 1997.** Formations superficielles. In: BRGM (ed.), *Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000, Doc. BRGM*, 260, 17-40.
- Lee C.H. & Farmer I., 1993.** Fluid flow in discontinuous rocks. *Chapman and Hall, London*, 169p.
- Lefebvre D., Antoine P., Auffret J.P., Lautridou J.P. & Lecolle F., 1994.** Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5, 3-4, 165-172.
- Lericolais G., 1997.** Evolution du fleuve Manche depuis l'Oligocène : stratigraphie et géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. *Thèse Univ. Bordeaux*, 265 p.
- Loget N., 2001.** Structuration des bassins tertiaires et morphogenèse des vallées fossiles en baie de Concarneau. *DEA Univ. Rennes*, 21 p.
- Louail J., 1981.** La transgression crétacée au Sud du Massif Armoricain. Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Etude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. *Thèse d'Etat Univ. Rennes*, 488 p.
- Lucas S., 1995.** Stratigraphie sismique du plateau continental sud-armoricain : quantification de la déformation au-cours du Cénozoïque. *DEA Univ. Rennes*, 14 p.
- Lyell C., 1864.** Eléments de géologie, 6e édition. *Trad. J. Ginestou*, Paris, Garnier.
- MacPherson J.G., Shanmugam G. & Moiola R.J., 1988.** Fan deltas and braid deltas : conceptual problems. In: Nemeč W. & Steel R.J. (eds), *Fan Deltas : Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie and Son, 14-22.
- Marchand J., Bossière G. & Sellier D., 1989.** Notice explicative Carte Géologique France (1/50 000), feuille Savenay (450), Orléans : BRGM. Carte géologique par Marchand J., Sellier D., Bossière G., Carlier G., Lasnier B. & Deniel C., 58 p.
- Margerel J.P., 1968.** Les foraminifères du Redonien. Systématique, répartition stratigraphique, paléoécologie. *Thèse Univ. Nantes*, 197 p.

- Margerel J.P., Blondeau-Allard M.A. & Ollivier-Pierre M.F., 1976.** Contribution à l'étude micropaléontologique de l'Eocène du Bassin de Campbon (Loire-Atlantique). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, VIII, C, 1/2, 1-63.
- Mary G. & Giordano R., 1988.** Relations des bassins laguno-lacustres de l'Eocène supérieur sarthois avec la fracturation : Exemple du couloir décrochant du Jalais. *Géologie de la France*, 1, 61-70.
- Massari F. & Colella A., 1988.** Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings. In: Nemec W. & Steel R.J. (eds), *Fan Deltas : Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie and Son, 103-122 p.
- Mathieu J.L., 1974.** Hydrogéologie du Bassin du Lay (Vendée). *Thèse Univ. Rennes*, 127 p.
- Maupin C., 1993.** Microfaunes (foraminifères et ostracodes) et paléoenvironnements oligocènes du bassin de Langon (Ille-et-Vilaine, Massif armoricain, France). Contexte tectonique et paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 30, 2, 21-31.
- Menier D., 1999.** Analyse sismique haute résolution en Baie de Vilaine : mise en évidence d'un système fluvial méandrique scellé par une série sédimentaire transgressive d'âge Holocène. *DEA Univ. Rennes*, 21 p.
- Mercier D. & Brulhet J., 2000.** Le Redonien de l'Ouest de la France : Enregistrement des événements (climatiques, eustatiques...) messiniens et pliocènes sur la façade atlantique. *L'évènement messinien : approches paléobiologiques et paléoécologiques, Rennes 6-7 décembre 2000*, 12-13.
- Merle O., Michon L., Camus G. & De Goer A., 1998.** L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 615-626.
- Miall A.D., 1977.** A review of the braided depositional environments. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- Miall A.D., 1978.** Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits : a summary. In : Miall A.D. (ed.), *Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 597-604.
- Miall A.D., 1985.** Architectural-element analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22, 1-62.
- Miall A.D., 1996.** The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 582 p.
- Migon P. & Lidmar-Bergström K., 2001.** Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 56, 285-324.
- Millot G., 1980.** Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mém. h. sér. Soc. Géol. France*, 10, 295-305.
- Millot G., Bocquier G. & Paquet H., 1976.** Géochimie et paysages tropicaux. *La Recherche*, 65, 7, 236-244.
- Milon Y., 1929.** Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, 189, 1004-1005.
- Milon Y., 1932.** L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, 194, 1360-1361.
- Milon Y., 1933.** Application des méthodes pétrographiques à l'étude de quelques problèmes géographiques en Bretagne. *B.A.G.F.*, 65, 8-13.
- Milon Y., 1935.** Les dépôts résiduels du Pb de Laniscat (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 3, p. 8.
- Milon Y., 1936.** Le cycle sédimentaire Rupélien-Chattien. Les Spropels zonés de l'Oligocène du Sud de Rennes et le rôle des fleurs d'eau. *C.R. Séances Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 4-7.
- Milon Y., 1937.** Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 4-9.
- Milon Y. & Dangeard L., 1920.** Excursion de Saint-Grégoire. *Excursions de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 51-58.
- Milon Y. & Dangeard L., 1928.** Sur l'importance des processus de solifluxion en Bretagne pendant le Quaternaire. *C.R. Acad. Sci.*, 187, 136-138.
- Milon Y. & Lucas G., 1933.** Sur l'origine marine des sables pliocènes d'Ille-et-Vilaine. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 11, 175-176.

- Mitchum Jr.R.M. & Van Wagoner J.C., 1991.** High-frequency sequences and their stacking patterns : sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedim. Geol.*, 70, 131-160.
- Morrow C.A., Shi L.Q. & Byerlee J.D., 1984.** Permeability of faults gouge under confining pressure and shear stress. *J. Geophys. Res.*, 85, 3193-3200.
- Morzadec-Kerfourn M.T., 1974.** Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques des dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 17, 208 p.
- Morzadec-Kerfourn M.T., 1975.** Le Plio-Quaternaire marin de Pont-Rouz (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, série D, 1955-1957.
- Morzadec-Kerfourn M.T., 1982.** Datation pollinique et conditions de sédimentation de l'argile plio-pléistocène de Lanrinou en Landerneau (Finistère, France). *Bull. Ass. Franç. Et. Quaternaire*, 4, 179-184.
- Muto T. & Steel R.J., 1997.** Principles of regression and transgression : the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *J. Sediment. Res.*, 67, 994-1000.
- Muto T. & Steel R.J., 2000.** The accommodation concept in sequence stratigraphy : some dimensional problems and possible redefinition. *Sediment. Geol.*, 130, 1-10.
- Nahon D., 1976.** Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. *Mém. Sci. Géol.*, 44, 232 p.
- Narasimhan T.N., 1998.** Hydraulic characterization of aquifers, reservoir rocks, and soils : A history of ideas. *Water Resources Research*, 34, 1, 33-46.
- Nemec W., 1990.** Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: Colella A. & Prior D.B. (eds), *Coarse-Grained Deltas. Inter. Ass. Sediment Special Publications*, 10, 29-73.
- Nemec W. & Steel R.J., 1988.** What is a fan delta and how do we recognise it? In: Nemec W. & Steel R.J. (eds), *Fan Deltas : Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie and Son, 3-13.
- Nicolas J., 1956.** Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. *Thèse Univ. Paris*, 254 p.
- Nicolas J. & Sagon J.P., 1963a.** Indices d'une cuirasse ferrugineuse entre le Dévonien et le Carbonifère dans la partie méridionale du bassin de Châteaulin (région de Merléac, Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 256, 4683-4685.
- Nicolas J. & Sagon J.P., 1963b.** Extension des formations ferrugineuses cuirassées à la base du Dinantien, dans la partie méridionale du bassin de Châteaulin. *C.R. Som. Séances Soc. Géol. France*, 8, 277.
- Ollivier-Pierre M.F., 1974.** Découverte d'une flore éocène à la Trinité-Porhoët (Morbihan). *Bull. Soc. Minéral. Bretagne*, C, VI, 2, 71-89.
- Ollivier-Pierre M.F., 1977.** La palynologie confirme l'existence de Bartonien dans le bassin éocène de Campbon (Loire-Atlantique). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 284, série D, 1267-1268.
- Ollivier-Pierre M.F., 1980.** Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 25, 239 p.
- Ollivier-Pierre M.F., Châteauneuf J.J., Farjanel G. & Estéoule-Choux J., 1985.** Du domaine marin au domaine continental, un exemple : les argiles feuilletées yprésiennes de la baie de Bourgneuf et du lac de Grand-Lieu (Vendée). *Sci. Géol. Bull.*, 38, 1, 45-59.
- Ollivier-Pierre M.F., Riveline J., Lautridou J.P. & Cavelier C., 1988.** Le fossé de Ceaucé (Orne) et les bassins ludiens (Eocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie, intérêt stratigraphique, paléogéographique et tectonique. *Géol. de la France*, 1, 51-60.
- Ollivier-Pierre M.P., Maupin C., Estéoule-Choux J. & Sittler C., 1993.** Transgression et paléoenvironnement à l'Oligocène en Bretagne (France). Sédimentologie, micropaléontologie, palynologie et palynofaciès du Rupélien du Bassin de Rennes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103, 223-250.
- Orton G.J., 1988.** A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales : a consequence of varying fluvial clastic input. In: Nemec W. & Steel R.J. (eds), *Fan Deltas : Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie and Son, 23-49.

- Orton G.J. & Reading H.G., 1993.** Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475-512.
- Outin J.M., Ballèvre M., Thomas E., Rossi P., Marcoux E., Quété Y., Rivière J.M., Le Goffic M. & Guennoc P.,** Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Plabennec (238), Orléans : BRGM. Carte géologique par Outin J.M. & Thomas E, *in prep.*
- Pédro G., 1993.** Argiles des altérations et des sols. *Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface"*, à la Mémoire de G. Millot, 1-17.
- Pelhate A., 1956.** Contribution à l'étude des dépôts littoraux du Golf normano-breton. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, XI, 221-289.
- Peneau J., 1931.** Témoins de transgressions marines quaternaires dans l'île de Noirmoutier (Vendée). *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest Fr.*, 10, 31-50.
- Picquenard C., 1922.** Les Pectinidés du Miocène moyen de Bretagne. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 3, 1, 39-47.
- Poore R.Z., 1981.** Temporal and spatial distribution of ice-rafted mineral grains in Pliocene sediments of the North Atlantic : Implication for Late Cenozoic climatic history. *Soc. Econ. Pet. Min., Special Publication*, 32, 505-515.
- Postma G., 1990.** Depositional architecture and facies of river and fan deltas : a synthesis. In: Colella A. & Prior D.B. (eds), *Coarse-Grained Deltas. Inter. Ass. Sediment. Special Publications*, 10, 13-27.
- Proust J.N., Menier D., Guillocheau F., Guennoc P., Bonnet S., Rouby D. & Le Corre C., 2001.** Les vallées fossiles de la baie de Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 6, 737-749.
- Quesnel F., 1997.** Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris. *Doc. B.R.G.M.*, 263, 266 p.
- Quété Y., 1975.** L'évolution géodynamique du domaine centre-armoricain au Paléozoïque inférieur : l'ellipse de Réminioc. *Thèse Univ. Rennes*, 107 p.
- Reading H.G., 1996.** *Sedimentary Environments : Processes, Facies and Stratigraphy.* Blackwell Science, 688 p.
- Rey R., 1959.** La faune malacologique de Landéan (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 35-70.
- Rolet J., Gresselin F., Jegouzo P., Ledru P. & Wyns R., 1994.** Intracontinental Hercynian Events in the Armorican Massif. In: Keppie J.D. (ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 195-219.
- Rozé M., 1981.** Etude sédimentologique et minéralogique des alluvions et du Pliocène du cours moyen et inférieur de l'Oust. *Thèse Univ. Paris Sud*, 196 p.
- Sagon J.P., 1976.** Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Châteaulin : stratigraphie, volcanisme, métamorphisme, tectonique. *Thèse Univ. Paris*, 671 p.
- Shanley K.W. & McCabe P.J., 1994.** Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, 78, 544-568.
- Schmitt J.M., 1999.** Weathering, rainwater and atmosphere chemistry: example and modelling of granite weathering in present conditions in a CO₂-rich, and in an anoxic palaeoatmosphere. In: Thiry M. & Simon-Coinçon R. (eds), *Paleoweathering, Paleosurfaces and Related Continental Deposits. Inter. Ass. Sediment. Special Publications*, 27, 21-41.
- Schulz B., Audren C. & Triboulet C., 1998.** Regional vs contact metamorphism of garnet metapelites in the vicinity of Late Variscan granites (Central Armorican Domain, Brittany, France). *Geol. Rundsch.*, 87, 78-93.
- Schumm S.A., 1981.** Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. In: Ethridge T.G. & Flores R.M. (eds), *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments : Models for Exploration. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publications*, 31, 19-29.
- Schumm S.A., Mosley M.P. & Weaver W.E., 1987.** *Experimental fluvial sedimentology.* Wiley-Interscience Publication New York, 413 p.
- Sklar L.S. & Dietrich W.E., 1998.** River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In: Tinkler K. & Wohl E.E. (eds.), *Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union Geophysical Monograph*,

107, 237-260.

Sklar L.S. & Dietrich W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, 29, 12, 1087-1090.

Simon-Coinçon R., Thiry M. & Quesnel F., 2000. Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 330, 693-700.

Sittler C. & Ollivier-Pierre M.F., 1994. Palynology and paleofacies analysis : some essential clues to assess and identify west-european tertiary depositional environments in terms of relative high or lowstands. Application to the case of three Eocene and Oligocene sections in France. *BCREDP*, 18, 4475-4487.

Smale D., 1973. Silcretes and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia. *J. Sedimentary Petrology*, 43, 4, 1077-1089.

Stanistreet I.G. & MacCarthy T.S., 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geol.*, 85, 115-133.

Steinberg M., 1967. Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou. *Thèse d'Etat Univ. Paris*, 415 p.

Stone D., 1984. Sub-surface fracture maps predicted from borehole data : An example from the Eye-Dashwa pluton, Atikokan, Canada. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.*, 21, 183-194.

Suc J.P., Diniz F., Leroy S., Poumont C., Bertini A., Dupont L., Clet M., Bessais E., Zheng Z., Fauquette S. & Ferrier J., 1995. Zanclean (Brunsumian) to early Piacenzian (early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Mededelingen Rijks Geol. Dienst.*, 52, 43-56.

Suzzoni J.M., 1988. Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bull. Soc. Géol. France*, IV, 8-6, 995-1002.

Sylvester A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1666-1703.

Tardy Y., 1968. Une méthode de détermination des types d'altération actuels par l'étude de la géochimie des eaux en pays granitiques et gneissiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 267, 579-582.

Tardy Y., 1993a. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson (ed.), 459 p.

Tardy Y., 1993b. Climats, paléoclimats et biogéodynamique du paysage tropical. *Coll. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface"*, à la Mémoire de G. Millot, 141-175.

Tardy Y., Boeglin J.L., Navikoff A. & Roquin C., 1995. Petrological and geochemical classification of laterite. In: Churchmann G.J., Fitzpatrick R.W. & Eggleton R.A. (eds), *Clays controlling the environment*. CSIRO Publishing, Melbourne, Australia, 481-486.

Tardy Y. & Roquin C., 1998. Dérive des continents. Paléoclimats et altérations tropicales. BRGM (ed.), 473 p.

Ters M., Bambier A., Chantraine J., Châteauneuf J.J., Godard G., Greber C., Limasset O., Viayd J.M. & Visset L., 1982. Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (508), Orléans : BRGM. Carte géologique par Ters M. (1979), 79 p.

Ters M., Viaud J.M., Châteauneuf J.J., Ollivier-Pierre M.F., Vaudois N. & Gautier M., 1978. Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Ile-de-Noirmoutier / Point-de-St-Gildas (506-533), Orléans : BRGM. Carte géologique par Ters M., Gouleau D. & Vanney J.P., 35 p.

Tessier B., 1990. Enregistrement des cycles tidaux en accréation verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements. *Thèse Univ. Caen*, 122 p.

Théveniaut H. & Freyssinet P., 1999. Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes : the example of Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148, 209-231.

Théveniaut H. & Freyssinet P., 2001. Timing of lateritization on the Guiana Shield : synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, sous-presse.

Théveniaut H., Wyns R. & Quesnel F., 2002. Etude paléomagnétique de la borne de fer. Résumé de la communication à la Journée du Partenariat R&D BRGM ANDRA, mardi 5 mars 2002, BRGM, Orléans.

Thiry M., 1981. Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. *Mém. Sci. Géol.*, 64, 173 p.

Thiry M., 1988. Les grès lustrés de l'Eocène du bassin de Paris : des silcrètes pédologiques. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 4, 15-24.

Thiry M., 1999. Diversity of continental silicification features : examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In: Thiry M. & Simon-Coinçon R. (eds), *Paleoweathering, Paleosurfaces and Related Continental Deposits. Inter. Ass. Sediment. Special Publications*, 27, 87-127.

Thiry M. & Bertrand-Ayrault M., 1988. Les grès de Fontainebleau : genèse par écoulement de nappes phréatiques lors de l'entaille des vallées durant le Plio-Quaternaire et phénomènes connexes. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 4, 25-40.

Thiry M. & Simon-Coinçon R., 1995. Paléosurface et paléopaysages éocènes du Sud du Bassin de Paris. In: Pierres et Carrières, Paris, A.d.G.o.d.B.d. (ed.), 111-126.

Thiry M. & Dupuis C., 1998. The Paleocene / Eocene Boundary in the Paris Basin : The Sparnacian Deposits - Field Trip Guide. *Mém. Sc. de la Terre, Ecole des Mines de Paris*, 34, 90 p.

Thiry M., Koeniguer J.-C. & Ménillet F., 1988. Les silicifications de surface : la typologie et les outils de leur interprétation. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 25, 4, 5-14.

Thomas E., 1999. Evolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. *Thèse Univ. Rennes*, 148 p.

Thomas E., Outin J.-M., Carn A., Rivière J.-M. & Blanchet S., 1999. Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Montfort-sur-Meu (316), Orléans : BRGM. Carte géologique par Outin J.-M. & Thomas E., 62 p.

Thomas E., Brault N., Carn A., Lecerf Y. & Rivière J.-M., Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Ploërmel (351), Orléans : BRGM. Carte géologique par Thomas E., Brault N. & Outin J.-M., 115 p.

Todd S.P., 1989. Stream-driven, high density gravely traction carpets : possible deposits in the Traberg conglomerate Formation, SW Ireland and the Cambrian Alderney Sandstone Formation, Channel Islands. *Sedimentology*, 36, 513-530.

Todd S.P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: Carling P.A. & Dawson M.R. (eds), *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*, 299-350.

Touchard F., 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé. Site de Ploëmeur (Morbihan). *Thèse Univ. Rennes et Mém. Géosciences Rennes* 87, 271 p.

Tourenq J. & Pomerol C., 1995. Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif Central, de l'existence d'une pré Loire-pré Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320, série IIa, 1163-1169.

Trautmann F., Becq-Giraudon J.F. & Carn A., 1994. Notice explicative, Carte Géol. France (1/50 000), feuille Janzé (353), Orléans : BRGM. Carte géologique par Trautmann F., Castaing C. & Becq-Giraudon J.F., 74 p.

Vallet J.M., 1993. Etude des relations entre la gîtologie et les propriétés industrielles du kaolin de haut de gamme (gisement de Ploëmeur, Bretagne). *Thèse Univ. Poitiers*, 165 p.

Van Vliet-Lanoë B., 1996. Relations entre la contraction thermique des sols en Europe du nord-ouest et la dynamique de l'inlandsis weichsélien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 322, 6, 461-468.

Van Vliet-Lanoë B., Hallégouët B., Bonnet S. & Laurent M., 1995. Evidences d'une activité séismique au Pléistocène moyen et supérieur dans le Massif armoricain. Implications pour la dynamique du pergélisol européen. *Ass. Fr. Périglaciaire. Environnements Périglaciaires et C.R. Groupe Régionalisation de Périglaciaire n°XX*, 2, 4-22.

Van Vliet-Lanoë B., Laurent M., Hallégouët B., Margerel J.P., Chauvel J.J., Michel Y., Moguedet G., Trautman F. & Vauthier S., 1998. Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326, 333-340.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M.Jr., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In : Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds), *Sea-level Change : an Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication*, 42, 39-46.

- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M.Jr., Campion K.M. & Rahmanian V.D., 1990.** Siliclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops : concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Am. Assoc. Pet. Geol. Methods Explor. Ser.*, 7, 55 p.
- Vanney J.R., 1969.** Le précontinent du centre du golfe de Gascogne : recherches géomorphologiques. *Thèse Ecole Prat. Hautes Etudes Dinard*, 365 p.
- Vanney J.R., Horn R. & Martin G., 1972.** La disposition des séquences sédimentaires post-mésozoïques sous la partie externe de la plate-forme continentale sud-armoricaine (entre 45°40' et 46°40' lat. Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275, série D, 2829-2832.
- Vasseur G., 1881.** Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. *Thèse Univ. Paris*, 432 p.
- Vérague J., 1996.** Altération des granites et géomorphologie : l'exemple des massifs de Basse-Normandie et du Maine. *Thèse Univ. Caen.*, 681 p.
- Visser M.J., 1980.** Near-spring cycles reflected in Holocene sub-tidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8, 543-546.
- Wheeler H.E., 1964a.** Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75, 599-610.
- Wheeler H.E., 1964b.** Baselevel, transit cycle. In: Merriam D.F. (eds), Symposium on cyclic sedimentation. *Bull. Kansas Geol. Surv.*, 169, 1, pp. 623-630.
- Widdowson M. & Gunnell Y., 1999.** Laterization, geomorphology and geodynamics of a passive continental margin : the Konkan and Kanara coastal lowlands of western peninsular India. In: Thiry M. & Simon-Coinçon R. (eds), *Paleoweathering, Paleosurfaces and Related Continental Deposits. Inter. Ass. Sediment. Special Publications*, 27, 245-274.
- Wyns R., 1991.** Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géol. France*, 3, 11-42.
- Wyns R., 1996a.** De la carte géologique aux applications I : le concept de cartographie probabiliste. *Géochronique*, 59, 17-18.
- Wyns R., 1996b.** Essai de quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme Nord-aquitaine d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des sédiments associés. Coll. Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, Réunion SGF - ASF, Rennes 24 et 25 octobre 1996, 39.
- Wyns R. & Guillocheau F., 1999.** Géomorphologie grande longueur d'onde, altérations, érosion et bassins épicontinentaux. *Coll. GéoFrance 3D, résultats et perspectives, Doc. BRGM*, 293, 103-107.
- Wyns R., Estéoule J., Moguedet G. & Vauthier S., 1997.** Paléaltérations et paléosurfaces d'érosion au passage socle armoricain - couverture sédimentaire (Bretagne, Anjou, Vendée, Poitou). *Tournée du 27 au 29 novembre 1997*, 10 p.
- Wyns R., Quesnel F., Théveniaut H., Giot D., Roger J., Razin P. & Brulhet J., 2001.** Altérations infracrétacée et paléogène au NE de la France : géométrie et datation des paléosurfaces continentales. *Résumé 8e Congrès Français de Sédimentologie, Orléans 12-14 novembre 2001*, 36, 365-366.
- Wyns R., Bitri A. & Guillocheau F., 2002.** Le fond du graben de Rennes préserve-t-il un témoin de l'ancienne couverture mésozoïque du Massif armoricain détruite au début du Tertiaire? *Résumé ASF*, Nantes 2002.
- Ziegler P.A., 1990.** Geological atlas of Western and Central Europe. *Shell International Petroleum Mij. B.V. 2e edition*, Geol. Soc. Publ. House, Bath, 239 p.

**LISTE DES FIGURES, DES PLANCHES-PHOTO ET
DES TABLEAUX**

Figure I-1 : modèle conceptuel 3D de connexion des aquifères superficiels du Massif armoricain

Figure II-1 : limites du Massif armoricain et principaux bassins périphériques (modifié d'après Thomas, 1999)

Figure II-2 : localisation des principaux affleurements de Paléocène répertoriés sur le Massif armoricain

Figure II-3 : altitude minimale du Massif armoricain au Paléocène dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-4 : localisation et nature des principaux affleurements d'Yprésien répertoriés sur le Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

Figure II-5 : altitude minimale du Massif armoricain à l'Yprésien dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-6 : localisation et nature des principaux affleurements de Lutétien supérieur répertoriés sur Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

Figure II-7 : altitude minimale du Massif armoricain au Lutétien inférieur dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-8 : altitude minimale du Massif armoricain au Lutétien supérieur dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-9 : localisation et nature des principaux affleurements de Bartonien et de Priabonien répertoriés sur le Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

Figure II-10 : altitude minimale du Massif armoricain au Bartonien dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-11 : altitude minimale du Massif armoricain au Priabonien dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-12 : localisation et nature des principaux affleurements d'Oligocène répertoriés sur le Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

Figure II-13 : altitude minimale du Massif armoricain au Rupélien dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-14 : localisation et nature des principaux affleurements de Miocène inférieur et de Miocène moyen répertoriés sur le Massif armoricain (modifié d'après Thomas, 1999)

Figure II-15 : altitude minimale du Massif armoricain au Miocène inférieur-moyen dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-16 : localisation et nature des principaux affleurements de Mio-Pliocène répertoriés sur le Massif armoricain

Figure II-17 : altitude minimale du Massif armoricain au Mio-Pliocène dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-18 : altitude minimale du Massif armoricain au Pléistocène dans une région proche du centre Bretagne

Figure II-19 : évolution de l'altitude du Massif armoricain depuis le Crétacé. Corrélations, à l'échelle régionale, avec son histoire tectono-sédimentaire et, à l'échelle européenne, avec l'histoire géodynamique de la plaque Ouest-européenne (modifié d'après Thomas, non publié)

Figure III-1 : modèle conceptuel de répartition des altérations supergènes en domaine granitique (modifié d'après Wyns, inédit)

Figure III-2 : modèle de profil d'altération supergène en domaine granitique

Figure III-3 : profil synthétique des silicifications pédogénétiques de l'Eocène du bassin de Paris (Modifié d'après Thiry, 1988)

Figure III-4 : relations géométriques entre les silicifications pédologiques (grès à Sabalites andegavensis, Eocène continental), les sédiments crétacés et les calcaires lacustres éocènes (a

: carte géologique de la France à 1/50 000e - Feuille de Baugé n 424 ; b : schéma structural de la carte géologique de la France à 1/50 000e - Feuille du Lude n 425)

Figure III-5 : coupe géologique schématique de la limite sud du bassin de Paris montrant la position stratigraphique des silcrètes pédologiques intercalées entre l'Eocène inférieur et l'Eocène supérieur et reposant sur la surface éocène (modifié d'après Thiry, 1999)

Figure III-6 : coupe des silicifications pédologiques et des formations argilo-calcaires à Courton-le-Bas (Seine-et-Marne). Il n'y a pas de vraie cuirasse siliceuse, la silicification est limitée à des granules et des nodules (modifié d'après Thiry & Simon-Coinçon, 1995)

Figure III-7 : (a) vue de l'affleurement du Chêne-au-Chat (49) et localisation de la coupe sédimentologique et (b) Coupe sédimentologique et photo de détail des différents niveaux

Figure III-8 : localisation des points d'affleurements de grès éocènes (grès ladères, grès à Sabals, silcrètes)

Figure III-9 : représentation des silcrètes surmontant le glacis de piémont tertiaire en bordure du lac Torrens, Australie du sud (modifié d'après Thiry et al., 1988)

Figure III-10 : modèle numérique de terrain de la région des Landes du Mené (pas de 50 m)

Figure III-11 : modèle de mouvements relatifs successifs le long de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre permettant d'expliquer la préservation des altérites au niveau du compartiment sur-élevé

Figure III-12 : surface de base des altérites dans les Landes du Mené

Figure III-13 : épaisseur des altérites dans les Landes du Mené

Figure III-14 : carte de répartition des altérites sur la feuille Ploërmel

Figure III-15 : carte de localisation des silcrètes en fonction des replats (en noir, pentes supérieures à 2.5%)

Figure III-16 : modèle de répartition des altérites sur le Massif armoricain en fonction de la surface paléogène extraite à partir du géoréférencement des silcrètes

Figure IV-1 : localisation de l'affleurement de Noirmoutier (modifié d'après Ters et al., 1978)

Figure IV-2 : localisation des séries yprésiennes repérées par sondages dans le quart sud-est du Massif armoricain (modifié d'après Chevalier, 1987)

Figure IV-3 : (a) paléogéographie yprésienne du sud du Massif armoricain montrant le prolongement du continent vers le sud de Noirmoutier avec alimentation en sédiments détritiques de ce secteur depuis le sud-ouest (modifié d'après Chevalier, 1987) et (2) tracé du fleuve yprésien montrant le développement d'un delta au niveau de son embouchure (modifié d'après Godard et al., 1994)

Figure IV-4 : (a) détail des coupes sédimentologiques réalisées sur l'affleurement de Noirmoutier et (b) carte de localisation de ces coupes après calage par GPS

Figure IV-5 : représentation des paléodirections d'écoulements en fonction des faciès (N = nombre de mesures)

Figure IV-6 : géométrie de l'élément architectural EA3 et illustrations des faciès associés

Figure IV-7 : représentation schématique d'un delta de Gilbert, en coupe et à l'affleurement (modifié d'après Ethridge & Wescott, 1984)

Figure IV-8 : (a) delta de Gilbert alimenté par un cône alluvial et (b) delta de Gilbert alimenté par une plaine alluviale en tresse (modifié d'après Colella, 1988 ; McPherson et al., 1988 ; Nemec & Steel, 1988 ; Reading, 1996)

Figure IV-9 : panneau de corrélations montrant les relations géométriques entre les différents éléments architecturaux définis à Noirmoutier et leurs paléodirections d'écoulements

Figure IV-10 : représentation schématique du paysage yprésien de Noirmoutier au moment du dépôt de l'élément architectural EA1 à la base de l'affleurement

Figure IV-11 : tracés possibles de la pélogéographie yprésienne au niveau de Noirmoutier avec (a) prolongation du continent vers l'ouest (hypothèse 1) et (b), présence d'une île située à l'ouest de Noirmoutier (hypothèse 2)

Figure IV-12 : (a) illustration 3D de l'élément architectural EA2 montrant le remplissage de creux plurimétriques avec une grande dispersion des directions de comblement et (b) modèle interprétatif

Figure IV-13 : altitude probable des argiles lagunaires (EA1-a) au moment de leur dépôt

Figure V-1a : cartes représentant (a) la géométrie du substratum des sables de Gahard (35) et (b) leur épaisseur. Les sables sont préservés dans une paléovallée orientée NE-SW

Figure V-1b : cartes représentant (a) la géométrie du substratum des sables de Pleven (22) et (b) leur épaisseur. Les sables sont préservés dans une paléovallée orientée NE-SW puis NW-SE

Figure V-2 : injection d'argiles le long d'une faille inverse dans les sables mio-pliocènes de Mernel (35)

Figure V-3 : (a) modèle théorique de déformation en cisaillement simple (Sylvester, 1988), (b) données de terrain et interprétation des déformations observées à Hénanbihen : compression NE-SW, (c) intégration à l'échelle régionale et interprétation : mouvement sénestre le long d'une structure antithétique R' à la faille régionale dextre de Quessoy/Nort-sur-Erdre

Figure V-4 : (a) vue de surface du dispositif expérimental des modélisations analogiques et (b) résultats montrant le développement de plis en échelon le long des décrochements

Tableau II-1 : localisation et nature des principaux affleurements de Cuisien reconnus sur le Massif armoricain (voir la figure II-4 pour la localisation des affleurements)

Tableau II-2 : localisation et nature des principaux affleurements de Lutétien supérieur reconnus sur le Massif armoricain (voir la figure II-6 pour la localisation des affleurements)

Tableau II-3 : localisation et nature des principaux affleurements de Bartonien reconnus sur le Massif armoricain (voir la figure II-9 pour la localisation des affleurements)

Tableau II-4 : localisation et nature des principaux affleurements de Priabonien reconnus sur le Massif armoricain (voir la figure II-9 pour la localisation des affleurements)

Tableau II-5 : localisation et nature des principaux affleurements de Rupélien reconnus sur la partie émergée du Massif armoricain (voir la figure II-12 pour la localisation des affleurements)

Planche-photo I-1 : (a) zone fissurée au sommet d'un granite (La Trébière, ENE Saint-Trimoël, 22), (b) isaltérites et allotérites sur Micaschistes (La Mine d'Or, Pénestin, 56)

Planche-photo I-2 : (a) sables yprésiens (Noirmoutier, 85), (b) sables mio-pliocènes (Saint-Malo de Phily, 35), (c) faluns miocènes (Tréfumel, 22)

Planche-photo I-3 : (a) terrasse quaternaire (Malestroit, 56), (b) gouge de faille (La Mine d'Or, Pénestin, 56)

Planche-photo III-1 : illustrations des différents faciès de silicification reconnus dans la carrière du Chêne-au-Chat (SW de Noyant, 49)

Planche-photo III-2 : illustrations des différents faciès de silicifications pédologiques rencontrées sur le massif armoricain

Photo III-1 : silcrète de La Galivelais (35) surmontant un niveau cuirassé à rognons d'oxyde et d'hydroxyde de fer

Planche-photo IV-1 : faciès de l'élément architectural EA1

Photo III-1 : faciès EA2-a

Photo V-1 : flanc ouest d'un pli N100 affectant les séries sédimentaires mio-pliocènes de Meslay-du-Maine (53). La déformation est scellée par une surface d'érosion surmontée par de nouveaux sables mio-pliocènes

ANNEXE III-1

**GEOREFERENCEMENT DES POINTS
D'AFFLEUREMENTS DE SILCRETES**

X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y
84900	2397575	56	299320	2345730	30	295650	2312100	74	391700	2362250	110	380325	2312100
120650	2345675	32	299460	2345360	30	296125	2311900	80	391250	2363000	120	380650	2311960
128325	2346800	97	294220	2332830	20	298350	2313550	73	389350	2358100	100	382125	2310025
119475	2345600	46	300780	2260720	40	300600	2310950	70	390750	2358300	100	382200	2309800
120250	2349475	51	314810	2252600	19	298050	2311400	70	389800	2357975	100	382400	2309750
230225	2300950	36	314400	2250460	40	306250	2311000	74	390200	2357975	100	382550	2309575
230775	2300450	45	301600	2304090	65	309750	2309700	70	389600	2357650	100	384050	2309700
178450	2317175	31	302340	2304460	69	312500	2310100	80	390850	2357800	100	383700	2311600
190750	2315875	26	307380	2307290	64	312750	2309025	70	388400	2356900	100	384950	2311725
232000	2290525	9	310160	2307120	60	316000	2307000	70	388550	2356750	100	385800	2311450
306750	2342325	38	310060	2306200	60	316100	2307500	70	388800	2357075	100	385500	2312000
219925	2294800	18	313770	2305060	60	311675	2310075	75	389200	2357050	100	385650	2312500
218700	2304225	7	297000	2288900	68	311975	2309525	75	391550	2357875	100	390050	2321325
223150	2302375	8	315090	2305220	60	315275	2309375	75	390750	2351100	100	390250	2321300
222700	2308175	44	291150	2306060	32	313997	2311336	80	390575	2351600	110	390775	2321000
209550	2290750	32	374675	2356600	120	292900	2311050	58	389000	2352850	70	390825	2320950
213710	2288725	7	340450	2387350	138	294000	2316250	80	396350	2352500	110	393950	2323375
210300	2293350	16	234750	2299100	40	295400	2311000	60	398400	2352500	120	394475	2322925
240775	2304350	99	299100	2340600	30	296900	2313300	60	396250	2360150	129	394550	2322700
175575	2339225	74	299450	2341750	30	303550	2312550	70	391150	2359850	136	394800	2321750
251325	2314275	92	299500	2345400	30	307300	2307400	60	394300	2362250	138	395675	2320650
262400	2310575	54	295750	2347650	25	313850	2308600	70	395100	2362000	170	395900	2320625
239700	2317550	98	319500	2305300	77	314000	2307400	70	283250	2265000	8	395100	2322075
231975	2301925	47	321025	2306500	86	314450	2308550	70	263850	2254700	10	395275	2322000
232475	2298450	40	321700	2305975	80	316050	2311500	82	266975	2258700	20	389450	2304050
231125	2322375	91	322000	2305350	80	314300	2311250	80	267600	2259200	20	393550	2305000
243550	2299175	75	323100	2305100	90	313325	2311850	80	267700	2258675	20	379375	2320350
264825	2283850	38	323300	2304275	60	311700	2312250	80	373700	2336900	90	382725	2296625
113625	2336000	3	322150	2303475	60	309900	2319800	90	373250	2336600	80	383000	2296500
115075	2339000	6	318000	2302800	60	310650	2319000	80	376000	2336850	90	393600	2291100
112500	2338225	9	319875	2302800	65	315900	2318150	75	376000	2336150	80	343300	2462150
112275	2335875	11	318425	2302500	68	313500	2323800	50	381100	2334450	80	343850	2462725
188375	2294750	13	322600	2302400	70	313700	2324300	92	379750	2331950	100	343275	2453800
187225	2292200	21	322875	2301075	60	313450	2324000	70	379100	2331750	100	339900	2453525
188900	2293300	8	323150	2301350	76	317150	2311700	80	380200	2331425	101	337750	2455575
328000	2300525	88	323750	2301400	70	317100	2307000	70	381825	2330000	100	359000	2427150
226650	2367225	219	316400	2300825	70	336075	2310200	90	383450	2332000	92	360200	2426950
282225	2394550	83	317950	2295650	69	374200	2356475	110	377750	2318175	74	361550	2426850
291275	2328000	87	320400	2295300	70	378825	2356000	130	380350	2318425	80	361150	2429150
232175	2295000	11	317375	2293025	70	379100	2356200	130	378450	2317525	70	317600	2451400
315830	2342980	65	318700	2292800	80	379475	2356325	130	378675	2317350	70	322500	2452850
316240	2342730	58	318550	2292000	80	381550	2357400	110	378150	2317200	70	318250	2440000
316300	2342560	60	318500	2291800	87	381450	2358000	120	377775	2317100	68	320150	2441400
315930	2342430	60	316825	2291275	80	383350	2358850	130	377425	2316850	60	318900	2441850
316110	2342300	60	318550	2290900	76	383550	2359950	119	377125	2316875	60	319900	2442150
316500	2342220	65	319350	2290750	80	383550	2360700	120	382475	2316875	88	320625	2442300
316720	2342020	65	320300	2291000	80	387300	2357450	107	379850	2314350	60	317550	2442425
315820	2342160	45	320850	2290550	70	390225	2361800	129	379400	2313250	48	317800	2442625
316150	2342040	55	317100	2304400	70	390475	2363100	127	378625	2313075	50	318000	2443225
316240	2341910	61	295450	2312750	70	390600	2362775	125	379150	2312825	55	321250	2442850
316140	2341720	55	294150	2312925	65	390750	2361800	110	380000	2312475	58	320550	2443300
316190	2341580	55	294300	2315500	80	391000	2363250	120	380300	2312300	58	320300	2445250

X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y
380500	2395200	160	316400	2230275	49	340262	2216994	105	439050	2417100	210	447616	2387622
379825	2393200	174	319200	2228275	40	344290	2216050	159	439250	2417175	200	445636	2386657
381175	2390275	156	277950	2245975	15	344330	2216025	159	439900	2417650	200	448652	2386344
379300	2389200	158	282375	2241200	20	344286	2216005	155	435450	2415100	200	447681	2385062
382825	2388650	120	376200	2247700	90	341710	2213010	89	439550	2416700	190	447441	2384933
383400	2387750	122	377000	2248000	85	341770	2213109	87	439500	2416500	190	447065	2384834
384450	2386050	110	378625	2248600	80	341870	2213350	88	439650	2416500	190	443890	2382775
384550	2384150	120	381950	2256825	60	341950	2213283	87	440750	2416725	190	443537	2383078
401326	2400475	191	383625	2255975	48	341978	2213244	87	441000	2416875	180	443352	2382546
404231	2398428	228	383700	2256225	40	341907	2213323	88	441200	2416650	190	439667	2382493
405256	2398530	200	384375	2256175	40	342450	2212785	89	441500	2416100	200	435072	2391094
407407	2398033	236	386200	2259750	70	342618	2212788	90	441800	2416125	200	434768	2390284
408834	2397185	241	385600	2258775	78	342524	2212750	89	441950	2416125	190	434614	2389255
409684	2397086	270	386250	2258400	80	340720	2212300	95	441975	2416250	190	432945	2388767
409060	2396360	232	385175	2254800	40	323000	2302700	63	441950	2416050	190	433966	2388426
410286	2396136	260	386200	2253900	40	323000	2302480	66	441800	2415950	200	434721	2388133
408662	2394734	228	385700	2253700	50	317050	2304400	70	440600	2415775	240	432948	2387482
410088	2394786	231	386600	2253500	40	312100	2304250	0	441300	2415125	250	434185	2386590
418220	2391096	320	386400	2253125	40	432375	2422250	215	440350	2412675	220	429643	2389155
404579	2399429	232	385900	2252000	45	433000	2422050	215	440250	2412750	240	429247	2388247
399850	2351250	139	341900	2266750	28	433200	2422025	215	440400	2412800	230	428617	2389338
400800	2350300	130	352750	2273325	40	433750	2422000	200	293350	2352700	30	428305	2389275
402400	2350475	160	300650	2285000	30	434000	2422000	210	293610	2356490	44	449977	2354781
408600	2347350	140	300775	2284225	30	434150	2421900	210	293690	2356690	43	443952	2345399
407700	2347550	136	301525	2284375	27	434450	2421575	210	298970	2360230	54	444011	2345266
410450	2333800	96	306150	2283100	60	435000	2421050	200	315875	2318275	60	443698	2345197
404000	2325000	70	307750	2283550	52	435200	2421000	200	235900	2392200	70	443458	2344183
410425	2328720	80	397950	2293950	56	435200	2420750	210	235100	2392525	76	443608	2343901
412450	2330600	83	402550	2292700	100	436250	2420350	200	236050	2393700	82	443786	2344094
412625	2304050	91	409800	2289200	101	435600	2419100	180	312150	2304250	70	444066	2344220
412075	2303375	90	418025	2293000	98	435500	2419050	185	233700	2365300	92	444033	2343469
414375	2305100	96	418500	2293900	80	435500	2418875	190	282725	2331225	69	444367	2343556
414325	2306475	90	415725	2289700	103	436175	2418950	180	313875	2308575	155	444431	2343389
416125	2307125	93	415300	2288600	100	436600	2418500	180	311600	2312350	100	444743	2343353
417100	2306550	90	415250	2288000	100	436850	2418275	180	303575	2312575	75	444817	2343572
417150	2308225	90	414275	2287625	103	436800	2418150	180	312900	2309125	86	443308	2342527
418575	2309350	93	412700	2286525	80	437250	2419600	200	315025	2312525	74	443862	2342730
419750	2307050	95	411225	2284000	100	437650	2419400	210	235150	2388250	77	444766	2342285
420550	2306125	101	414350	2284900	70	437750	2419500	212	236050	2388375	80	437055	2341057
420825	2307700	103	415000	2285700	70	437800	2419625	210	243975	2409200	105	437003	2340853
421700	2309600	85	417300	2286675	77	437900	2419450	210	79650	2415650	85	437005	2339977
422600	2308175	93	420650	2283450	90	438150	2419700	200	76650	2398100	97	437210	2339852
424200	2307875	90	421950	2283650	86	438200	2419400	220	74600	2398075	30	437786	2340920
424500	2311875	107	342200	2217300	135	442200	2419725	250	100150	2412000	40	437703	2340448
317500	2245925	60	342320	2217020	121	436900	2417600	190	90000	2407750	20	437712	2340240
318900	2237900	45	341820	2216900	117	437000	2417500	190	120700	2418350	70	437962	2340208
319150	2237800	52	342500	2216600	119	437150	2417225	190	243525	2368600	85	437865	2339815
313600	2235800	50	342700	2216720	115	437250	2417125	190	243600	2367750	95	440581	2339965
315100	2235200	40	342749	2216700	117	437325	2416950	190	243875	2366100	174	440621	2340193
318850	2236200	40	342780	2216679	120	437700	2416750	180	428185	2423327	178	440766	2340411
319100	2234600	38	340250	2217039	107	438775	2417175	210	429017	2423128	180	441069	2340227
316750	2231450	40	340308	2217046	108	439200	2417000	200	446308	2387882	230	441009	2340502

X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y
441325	2340326	80	438223	2288893	84	396858	2270276	101	311508	2237225	11	340290	2386475
441379	2340571	80	430034	2292301	80	396725	2269196	96	405636	2202676	15	340660	2386550
441554	2341115	85	424390	2288325	80	398573	2269285	76	406399	2202808	40	340575	2385950
441842	2341185	90	429606	2283250	66	400461	2268812	80	406687	2202001	152	340590	2203600
441652	2340721	100	446099	2280950	70	402061	2267638	55	393434	2185195	134	349000	2204710
441818	2340586	100	446110	2268551	85	401657	2266124	74	379152	2265997	144	339000	2193650
441776	2340153	90	444331	2262777	100	398080	2262868	70	379520	2265578	227	344500	2192400
441962	2340060	90	440940	2263886	85	399678	2260293	75	379741	2265916	80	350275	2187400
442220	2340283	90	437742	2272099	95	400642	2260713	92	379803	2266264	80	275775	2202600
442092	2340469	90	437191	2275740	90	400125	2257968	99	379741	2266747	80	272725	2200375
442306	2340470	100	427106	2276561	100	399036	2256885	99	379560	2267180	80	281200	2204125
442382	2340681	95	433716	2264227	90	400580	2255589	102	381294	2265691	80	282250	2201700
442219	2340771	100	431330	2265975	80	402696	2257359	101	383025	2269102	80	338650	2199410
442415	2340931	110	427199	2265419	110	403881	2260591	102	383448	2268782	80	331300	2197750
444235	2339836	100	425235	2263749	100	404931	2252788	94	383572	2269192	38	381700	2389850
443920	2339847	100	423579	2261648	100	405496	2249218	85	391199	2269596	30	273100	2215450
443712	2339916	110	428545	2262253	100	406751	2248613	105	393643	2269584	20	278300	2218750
443957	2339633	110	428184	2260188	108	410139	2252185	108	395045	2269634	84	219525	2315075
443744	2339383	110	431311	2260843	105	410177	2255165	108	394120	2267696	81	221650	2315775
442534	2339490	105	432416	2258781	109	412247	2254079	79	434094	2372570	81	207450	2296500
442944	2339298	100	433911	2260751	109	415141	2253813	74	433282	2372151	81	181275	2371675
442601	2339160	100	434536	2258277	112	415642	2250910	81	431376	2367711	140	318380	2262150
442532	2338833	100	437179	2260558	109	418388	2252919	81	165469	2319486	101	310000	2250325
444734	2338652	100	423867	2248651	113	419572	2251208	78	120950	2347750	81	302600	2248150
443846	2338156	93	423450	2247606	106	422599	2249612	92	243375	2364750	40	303350	2247700
447309	2337505	108	425301	2247431	89	422207	2246091	95	232425	2366375	8	304000	2248350
447472	2337388	100	423503	2246377	101	421194	2245376	92	240800	2377100	189	317750	2228775
447509	2337186	70	423728	2244768	98	422249	2243220	98	240850	2384450	150	261330	2251750
438057	2331843	90	424841	2243502	97	394481	2208400	93	241500	2384150	223	268475	2241500
432916	2334647	100	427230	2243423	106	395744	2205316	96	240300	2383750	150	263050	2240650
432649	2334501	60	428212	2244625	111	396531	2205581	167	238550	2316375	150	263650	2245600
448679	2303239	100	428788	2243444	112	395949	2203953	161	239750	2318925	155	297400	2218725
440785	2303973	100	441481	2259745	111	398835	2204705	155	245350	2369200	91	298640	2221275
432954	2303102	120	443262	2258721	102	399797	2204099	162	276000	2411120	87	289560	2222800
432314	2306296	110	443377	2250237	102	401307	2203618	161	276475	2411000	190	301550	2225520
432111	2308979	85	445522	2250532	109	401764	2204195	161	276475	2409650	49	295390	2222995
433666	2309145	98	448048	2248216	112	402509	2204811	152	276620	2409700	45	293475	2219400
433350	2312661	100	449523	2248233	98	403612	2203435	144	277500	2410480	42	296350	2219350
428873	2310956	84	449177	2245868	116	406189	2203344	140	274725	2408825	42	292225	2217420
429949	2314294	105	444617	2244682	113	400290	2209166	158	293000	2390000	31	289978	2245118
426735	2314726	84	443805	2243152	116	402097	2208036	134	293375	2389415	51	306150	2242682
425035	2307807	80	447643	2242679	106	402491	2207567	170	254825	2417300	71	309545	2235660
425535	2305941	92	426984	2228079	103	403484	2207992	153	296320	2342725	72	305631	2247246
449341	2301304	103	423137	2226213	110	404649	2208368	151	297130	2344590	4	309141	2237857
446570	2301864	90	424673	2226054	112	303234	2167944	126	313825	2323725	18	306424	2229023
443102	2293734	112	422677	2225025	116	303773	2167568	134	233650	2364150	42	174100	2365200
443628	2289401	115	422430	2224411	106	305862	2166048	15	234050	2364150	49	231575	2308600
447794	2285819	80	423666	2224104	119	306237	2166884	15	233900	2363825	146	235350	2388150
441484	2297030	90	423626	2223297	122	308438	2166989	20	233275	2365125	122	104820	2425575
440029	2299381	70	429730	2223366	119	287220	2241076	20	233925	2365715	111	355000	2260300
439463	2300556	80	430188	2224796	122	309248	2236153	20	234560	2365830	161	356700	2256000
438389	2301387	90	431321	2224096	100	309898	2235726	5	146050	2355650	176	353400	2253300

X	Y	Z
155612	2356264	14
154878	2353827	71
154950	2354026	194
154721	2354337	195
154229	2354336	196
153616	2354423	181
152721	2353886	185
152350	2354097	184
152142	2353671	184
152032	2353600	173
141111	2355988	167
134742	2356511	171
403423	2245169	157
402455	2244781	155
109855	2359910	200
109992	2359925	161
121731	2345409	81
121791	2345238	85
121887	2345261	40
121950	2345133	40
122101	2345084	5
122557	2344977	5
124423	2344703	5
124079	2344189	5
124001	2343095	5
124185	2342932	5
127791	2345238	10
121731	2345409	35
109992	2359925	38
109855	2359911	30
236000	2393350	30
235975	2392950	25
232350	2391850	60
241150	2358650	80
234125	2390600	96
232450	2388375	89
233275	2365675	65
253700	2233305	150
234125	2390600	69
232450	2388375	75
233275	2365675	165
302900	2317325	85
318800	2405075	187
155602	2356512	131
155580	2356412	111

ANNEXE III-2

**DONNEES DE SONDAGES PAR RESONANCE
MAGNETIQUE PROTONIQUE (RMP)**

Site : Moncontour, Mon01

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 237730

Loop 4 -56.0 Date : 25.01.2001 Time : 16:22

Y: 1090380

Altitude (m/0 NGF) - Z: 76

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47296.73 nT

Nature de la roche: micaschistes et gneiss

time constant = 15.00 ms

average S/N = 11.21

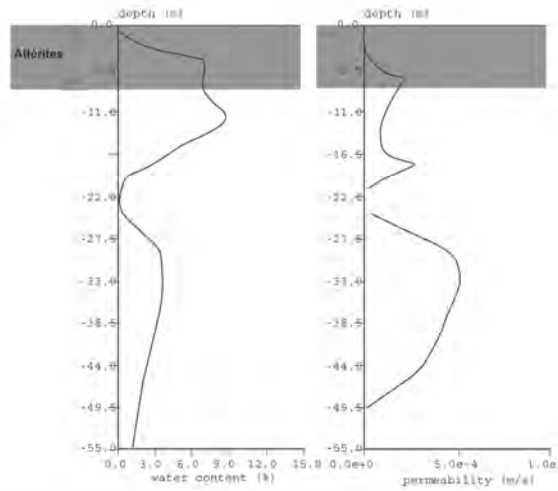
Nature des altérites en surface : isaltérites

fitting error = 1.004%

Épaisseur des altérites : 7 mètres

parameter of regularization = 250.0

permeability constant Cpx = 1.50e-08



Site : Moncontour, Mon02

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 239310

Loop 4 -56.0 Date : 24.01.2001 Time : 17:01

Y: 1087730

Altitude (m/0 NGF) - Z: 133

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47221.00 nT

Nature de la roche: granite monzonitique à biotite

time constant = 15.00 ms

average S/N = 0.75

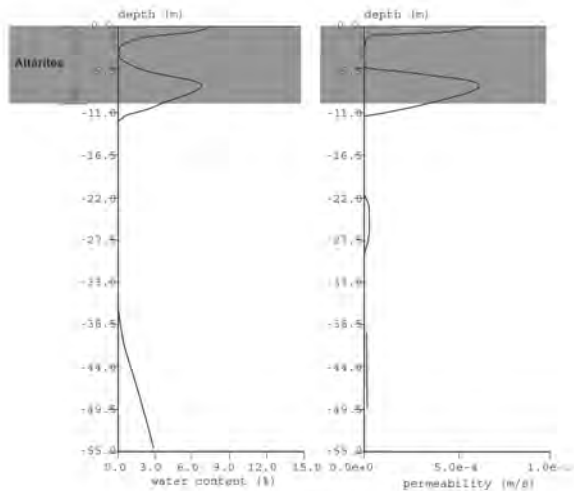
Nature des altérites en surface : arènes

fitting error = 4.703%

Épaisseur des altérites : 10 mètres

parameter of regularization = 236.5

permeability constant Cpx = 1.50e-08



Site : Moncontour, Mon03

Loop 4 -56.0 Date : 24.01.2001 Time : 17:01

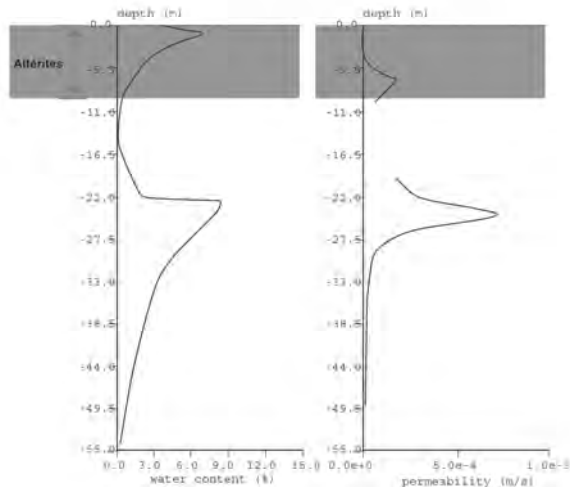
Loop: eight square, side = 56m
Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47221.00 mT
time constant = 15.00 ms
average S/N = 1.20
fitting error = 1.989%

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 235850
Y: 1085190
Altitude (m/0 NGF) - Z: 150

Nature de la roche: granite monzonitique à biotite

Nature des altérites en surface : arènes

Épaisseur des altérites : 10 mètres



Site : Moncontour, Mon04

Loop 4 -56.0 Date : 24.01.2001 Time : 10:41

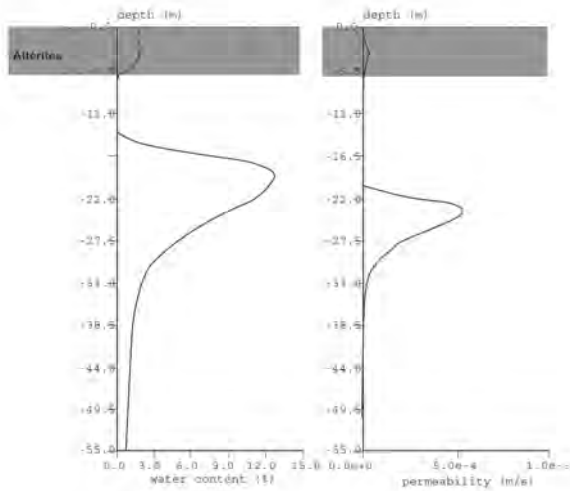
Loop: eight square, side = 56m
Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47288.73 mT
time constant = 15.00 ms
average S/N = 0.92
fitting error = 2.503%

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 241320
Y: 1085690
Altitude (m/0 NGF) - Z: 141

Nature de la roche: granite monzonitique à biotite

Nature des altérites en surface : arènes

Épaisseur des altérites : 6 mètres



Site : Moncontour, Mon05

Loop 4 -56.0 Date : 23.01.2001 Time : 17:08

Loop: eight square, side = 56m
Geomagnetic field : inclination = 84 degr, magnitude = 47223.00 mT
time constant = 15.00 ms
average S/N = 9.15
fitting error = 1.3544
parameter of regularization = 250.0
permeability constant Cpx = 1.50e-08

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 233040

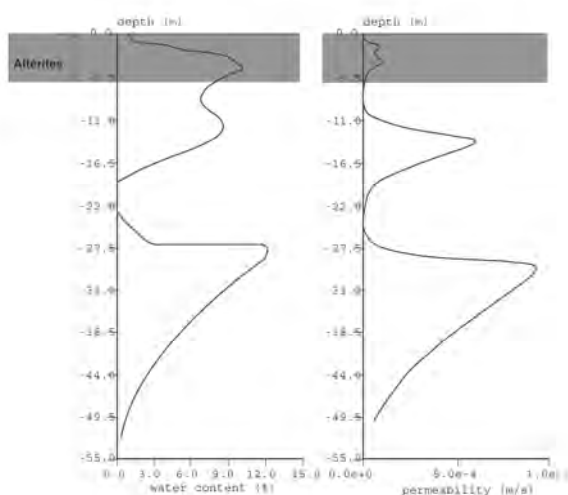
Y: 1080620

Altitude (m/0 NGF) - Z: 276

Nature de la roche: micaschistes à biotite et chlorite

Nature des altérites en surface : isaltérites

Épaisseur des altérites : 6 mètres



Site : Moncontour, Mon06

Loop 4 -56.0 Date : 23.01.2001 Time : 11:41

Loop: eight square, side = 56m
Geomagnetic field : inclination = 84 degr, magnitude = 47251.17 mT
time constant = 15.00 ms
average S/N = 3.11
fitting error = 2.3314
parameter of regularization = 500.0
permeability constant Cpx = 1.50e-08

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 233120

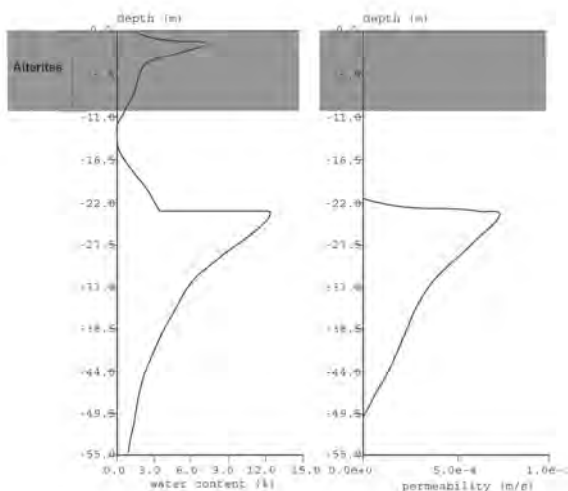
Y: 1076630

Altitude (m/0 NGF) - Z: 190

Nature de la roche: micaschistes à biotite et chlorite

Nature des altérites en surface : allotérites

Épaisseur des altérites : 10 mètres



Site : Moncontour, Mon07

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 239900

Loop 4 -56.0 Date : 22.01.2001 Time : 16:10

Y: 1072550

Altitude (m/0 NGF) - Z: 284

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47221.00 nT

Nature de la roche: micaschistes à biotite et chlorite

time constant = 15.00 ms

average S/N = 14.05

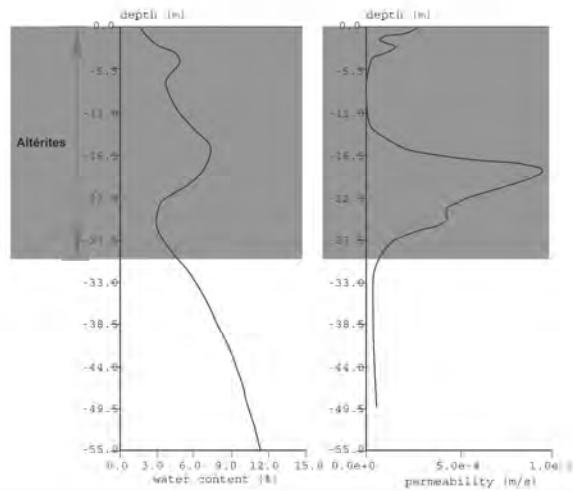
Nature des altérites en surface : allotérites

fitting error = 0.5624

Épaisseur des altérites : 30 mètres

parameter of regularization = 500.0

permeability constant Cpx = 1.50e-08



Site : Moncontour, Mon08

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 236850

Loop 4 -56.0 Date : 20.01.2001 Time : 10:08

Y: 1070360

Altitude (m/0 NGF) - Z: 258

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47401.76 nT

Nature de la roche: micaschistes à muscovite et chlorite

time constant = 15.00 ms

average S/N = 81.04

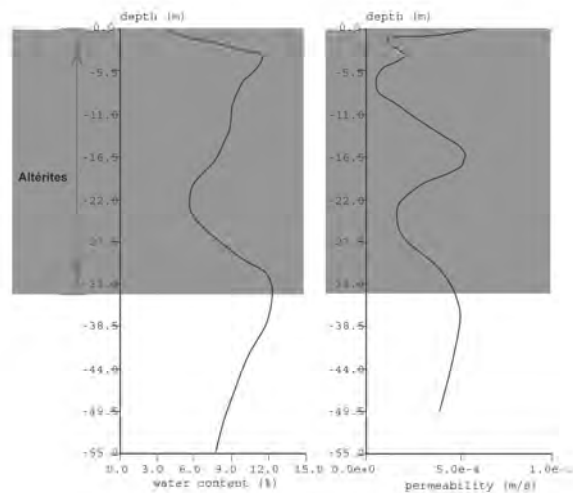
Nature des altérites en surface : allotérites

fitting error = 0.3744

Épaisseur des altérites : 35 mètres

parameter of regularization = 250.0

permeability constant Cpx = 1.50e-08



Site : Moncontour, Mon09

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 232790

Loop 4 -56.0 Date : 19.01.2001 Time : 14:56

Y: 1061900

Altitude (m/0 NGF) - Z: 178

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47365.20

Nature de la roche: schistes et grès briovériens

time constant = 15.30 ms

average S/N = 24.72

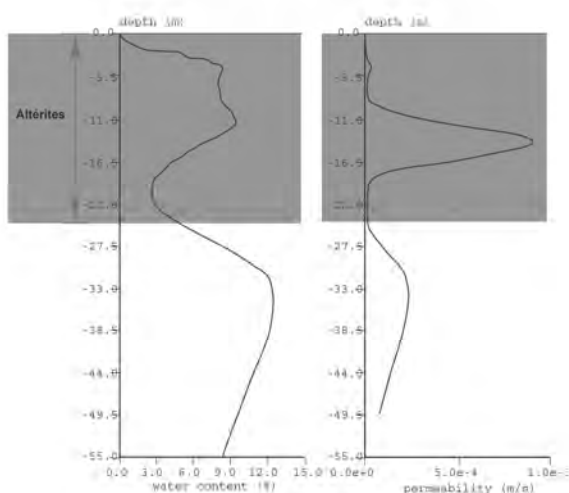
Nature des altérites en surface : allotérites

fitting error = 0.708%

Épaisseur des altérites : 25 mètres

parameter of regularization = 250.0

permeability constant Cpx = 1.57e-08



Site : Moncontour, Mon10

Coordonnées du sondage : (Lambert II Paris) - X: 242260

Loop 4 -56.0 Date : 22.01.2001 Time : 09:17

Y: 21067790

Altitude (m/0 NGF) - Z: 209

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47298.12

Nature de la roche: schistes et grès briovériens

time constant = 16.00 ms

average S/N = 17.86

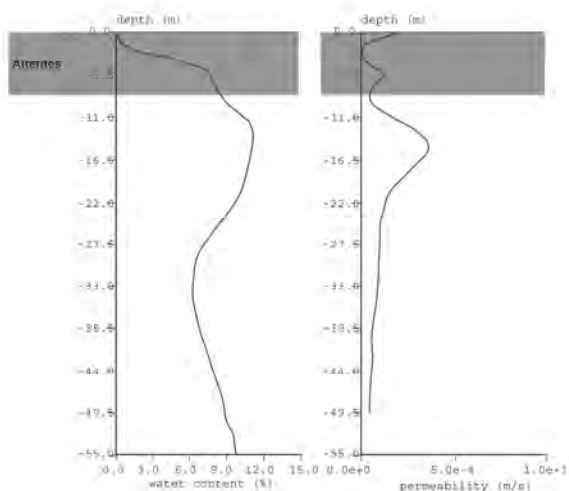
Nature des altérites en surface : isaltérites

fitting error = 1.018%

Épaisseur des altérites : 7 mètres

parameter of regularization = 500.0

permeability constant Cpx = 1.50e-08



Site : Moncontour, Mon11

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 248580

Loop 4 -56.0 Date : 19.01.2001 Time : 09:04

Y: 1067200

Altitude (m/0 NGF) - Z: 163

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47221.00

Nature de la roche: schistes et grès briovériens

time constant = 15.00 ms

average S/N = 5.38

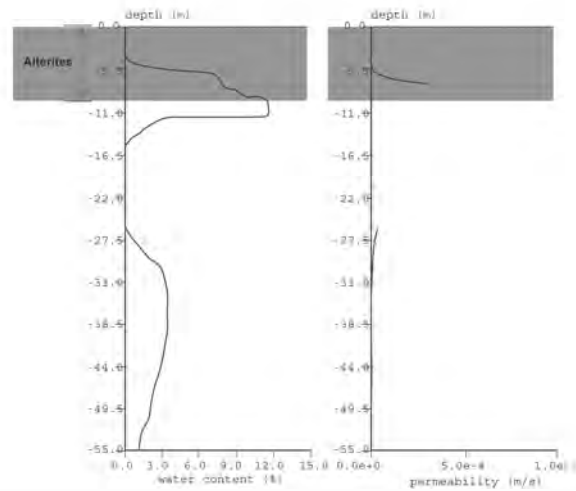
Nature des altérites en surface: isaltérites

fitting error = 8.1044

Épaisseur des altérites : 10 mètres

parameter of regularization = 500.0

permeability constant Cpx = 1.50e-08



Site : Moncontour, Mon12

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 250730

Loop 4 -56.0 Date : 17.01.2001 Time : 15:41

Y: 1062990

Altitude (m/0 NGF) - Z: 119

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 64 degr, magnitude = 47251.17

Nature de la roche : schistes et grès briovériens

time constant = 15.00 ms

average S/N = 7.22

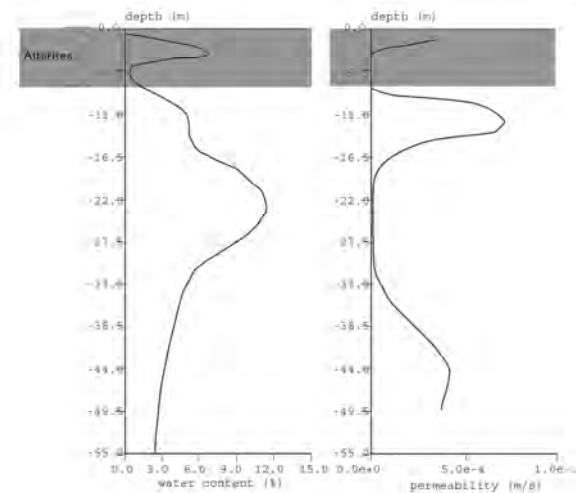
Nature des altérites en surface : isaltérites

fitting error = 0.9944

Épaisseur des altérites : 6 mètres

parameter of regularization = 250.0

permeability constant Cpx = 1.50e-08



Site : Moncontour, Mon13

Coordonnées du sondage : (Lambert zone I) - X: 246580

Loop 4 -56,0 Date : 17.01.2001 Time : 12:49

Y: 1057980

Altitude (m/0 NGF) - Z: 123

Loop: eight square, side = 56m

Geomagnetic field : inclinaison = 84 degr, magnitude = 47221.00 nT

Nature de la roche : schistes et grès briovériens

Time constant = 15.00 ms

average S/N = 2.67

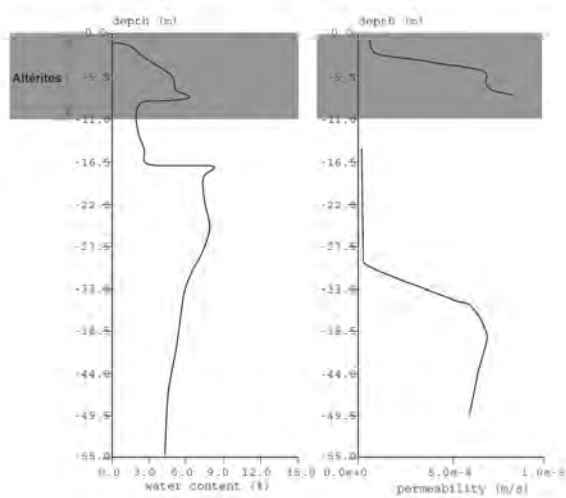
Nature des altérites en surface : allotérites

fitting error = 1.874%

parameter of regularization = 500.0

Epaisseur des altérites : 11 mètres

permeability constant Cpx = 1.50e-08



ANNEXE V-1

**ARTICLE "LE SYSTEME FLUVIO-ESTUARIEN
PLEISTOCENE MOYEN-SUPERIEUR DE
PENESTIN (MORBIHAN) : UNE PALÉO-LOIRE?"**

Le système fluvi-estuarien Pléistocène moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) : une paléo-Loire ?

NICOLAS BRAULT, FRANÇOIS GUILLOCHEAU, JEAN-NOËL PROUST, THIERRY NALPAS, JEAN-PIERRE BRUN, STÉPHANE BONNET et SYLVIE BOURQUIN¹

Mots clés. – Massif armoricain, Pléistocène, Sédimentologie, Chenaux fluviaux, Géomorphologie, Relations tectonique sédimentation.

Résumé. – La formation de Pénestin (Pléistocène moyen-supérieur), dans le Morbihan, est un des rares témoins sédimentaires pléistocènes qui permettent, au travers de l'analyse sédimentologique et stratigraphique des sédiments préservés, de reconstituer l'évolution géomorphologique et tectonique récente du Massif armoricain. La formation de Pénestin, globalement fluviatile, comble un paléochenal érosif sur des micaschistes carbonifères et leurs formes d'altération. Elle comprend trois unités stratigraphiques. L'unité de base (unité I) correspond à un système en tresse proximal, l'unité intermédiaire (unité II) correspond à un système en tresse distal légèrement sinueux très bien préservé qui passe verticalement à un système estuarien interne et l'unité sommitale (unité III) correspond à un système en tresse distal à nombreuses évidences d'érosion / abandon (lacs temporaires). Ces trois unités s'enchaînent suivant deux cycles de chute et de montée du niveau de base (unités I et II, unité III). La formation de Pénestin est déformée pendant son dépôt par des plis en échelon associés à des décrochements du socle sous-jacent, expression d'une compression NNW-SSE.

L'analyse des paléocourants et de la pétrographie des galets de la formation de Pénestin montrent une discontinuité majeure entre les unités II et III qui se traduit par une inversion de la direction d'écoulement des chenaux, de N320 (unités I et II) à N135 et N180 (unité III). L'hypothèse proposée est que les unités I et II correspondraient à une paléo-Loire s'écoulant vers le NW alors que l'unité III serait le témoin d'une paléo-Vilaine s'écoulant vers le SSE.

Middle to Upper Pleistocene fluvi-estuarine system of Pénestin (Morbihan) : paleo-Loire river ?

Key words. – Armorican Massif, Pleistocene, Sedimentology, Fluvial Channels, Sedimentology, Tectonic/sedimentation relations.

Abstract. – In France, the basement domains are incised by large fluvial valley networks. Recent studies [Lefebvre *et al.*, 1994 ; Bonnet, 1998 ; Lautridou *et al.*, 1999 ; Antoine *et al.*, 2000 ; Bonnet *et al.*, 2000] show that these networks were cut during the Pleistocene in response to the uplift of western Europe combined with a fall of the base level [Haq *et al.*, 1987 ; Shackleton, 1987].

The aim of this article is to study one of the rare Pleistocene sedimentary accumulations preserved in the Armorican Massif, the Pénestin fluvial channel system in order to : (1) reconstitute the paleogeomorphological parameters and (2) discuss its relationships with recent tectonic movements.

The Pénestin fluvial system is localized at the top of the cliff of the Mine d'Or beach (west of Pénestin, south of the Vilaine estuary, fig. 1). The paleochannel cuts through the Carboniferous micaschists which pass laterally into Tertiary paleoweathering deposits. The paleochannel is deformed by folds and/or by strike-slip faults. Three sectors are identified (fig. 2). Sector 1 : a northern undeformed sub-area ; sector 2 : an intermediate slightly folded sub-area ; sector 3 : a southern folded and faulted sub-area. Three sedimentological units and seven associated facies are distinguished. Unit I (facies G), containing local matrix-dominated conglomerates characteristic of distal debris flows, suggests a proximal braided river environment, near the transition with alluvial fans [Blair and Mac Pherson, 1994]. Paleocurrent trends are directed toward N320 (fig. 3). Unit II (facies Sg, Sgm, Sf, Fb and T) is mainly dominated by sandy facies and corresponds to a more distal braided river flooded at the top by the sea (occurrence of inner estuarine deposits). The 2D and 3D megaripple cross-bedding structures indicate paleocurrents trending N320 (fig. 3). Unit III (facies G, Sg, Sgm and Fr) with multiple erosive channels is filled by braided river deposits (facies G, Sg and Sgm) or temporary lake sediments (facies Fr). The 2D and 3D megaripple cross-bedding structures indicate paleocurrents oriented N135 or N180 (fig. 3). Stratigraphically, these three units record two major base level cycles (fig. 6), in the sense of Wheeler [1958]. The first base level fall corresponds to the incision of the paleochannel. Unit I is amalgamated and was deposited during the beginning of the rise, while unit II corresponds to the maximal facies preservation during the maximum rate of rise. The erosion of unit II by unit III corresponds to a moderate base level fall followed by a small rise (little preservation of unit III).

The basement, the weathering deposits and the Quaternary sedimentary units are folded and faulted by N050 to N070 strike-slip faults (fig. 2). Two stages of deformation can be characterized. The first stage, taking place before the incision of the paleochannel, corresponds to a southward tilting of the weathering profile. The second stage took place during the paleochannel infilling, producing thickness variations of the bedsets within unit II. The amount of deforma-

¹ Géosciences Rennes, UMR 6118 du CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France. Manuscrit déposé le 9 octobre 2000 ; accepté après révision le 3 mai 2001.

tion increased during deposition of unit III and is expressed by N050 to N070 strike-slip faults capped by unit III or by a topmost erosive surface. Fault orientation indicates a NNW-SSE compression (fig. 5) consistent with the stress field in northwestern Europe [Muller *et al.*, 1992; Zoback, 1992].

Paleocurrent directions in units I and II seem to indicate a southerly drainage basin. Today, the Vilaine river flows southward. The units I and II do not represent a paleo-Vilaine river, but since unit III shows paleocurrents similar to those of the present Vilaine river and contains red schists in its basin. It could represent a paleo-Vilaine river. Units I and II might represent a paleo-Loire river, the present Loire river following a curve as it passes over the South Armorican shear zone which reorientates it toward the N320 (fig. 7). Tourenq and Pomerol [1995] show that the Loire river was captured many times ago by the Seine river during the Pleistocene. In this way, when the paleo-Loire river was captured, the paleo-Vilaine river deposited unit III.

The Pénestin paleochannel resulted from the fluvial incision/filling of a braided river, which was temporarily overlain by estuarine deposits. The rivers filling this paleochannel first flowed out to the north (flow of a paleo-Loire river; units I and II), and then to the south (flow of a paleo-Vilaine river; unit III).

The deformation is attributed to a N110 fault, to a set of N050 and N070 faults and to N050 folds.

INTRODUCTION

Les domaines de socle du territoire français sont incisés par de nombreux réseaux de vallées fluviales. Différentes études [Lefebvre *et al.*, 1994; Bonnet, 1998; Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2000; Bonnet *et al.*, 2000] tendent à montrer le caractère récent, Pléistocène, de cette incision, en réponse à une surrection de l'ouest européen qui se surimpose à la baisse généralisée du niveau de base suite au développement des glaciations quaternaires [Haq *et al.*, 1987; Shackleton, 1987].

La morphologie du Massif armoricain résulte de l'incision de surfaces d'aplanissement résiduelles par deux générations de réseaux hydrographiques : (1) un réseau miopléocène, avec des épandages de vastes cônes alluviaux en tresse passant à des réseaux de chenaux en tresse à faiblement sinueux épisodiquement ennoyés par la mer [Guillocheau *et al.*, 1998] et (2) un réseau initié au Pléistocène inférieur à moyen [Bonnet, 1998; Bonnet *et al.*, 2000].

Notre propos est d'étudier un des rares témoins sédimentaires du réseau pléistocène connu dans le Massif armoricain, le système fluvial de Pénestin. L'objectif est double et s'attache à (1) cerner les paramètres paléogéomorphologiques qui ont participé à la mise en place de ce système fluvial, et (2) discuter de l'importance des mouvements tectoniques récents dans sa préservation et de ses relations avec le réseau hydrographique actuel.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

Le système sédimentaire étudié se situe au sud de l'actuel estuaire de la Vilaine (Morbihan), immédiatement à l'ouest de Pénestin, dans les falaises de la plage de la Mine d'Or (fig. 1). Il est limité au nord par un « onlap » des sédiments sur le socle (fig. 2), et au sud par un décrochement majeur dextre de direction N110 (fig. 1).

Les sédiments reposent sur des micaschistes à muscovite, chlorite, albite et grenat, appartenant aux micaschistes de la Vilaine, une des trois unités métamorphiques de la Bretagne méridionale affectées par l'extension du Carbonifère de la chaîne hercynienne [Gapais *et al.*, 1993].

Ces sédiments ont d'abord été interprétés comme des témoins d'un paléo-estuaire de la Vilaine [Guilcher, 1948], sans précision d'âge. Durand et Milon [1955] les comparent aux sables rouges pliocènes d'origine marine de Kerfalher et de Quiberon et envisagent des phénomènes de

Bull. Soc. géol. Fr., 2001, n° 5

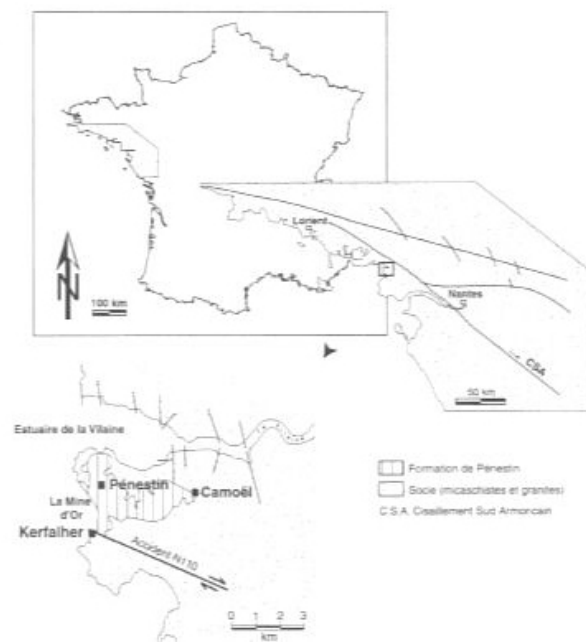


FIG. 1. – Cadre géologique de la région de Pénestin (modifié d'après la carte géologique au 1/50 000 n° 449).

FIG. 1. – Geological framework of the studied area (modified after 1:50 000 geological map n° 449).

solifluxion pour expliquer leur déformation. Rivière *et al.* [1963] soutiennent l'origine marine des dépôts mais attribuent en revanche les déformations à des pingos périglaciaires d'âge würmien. Van Vliet-Lanoë *et al.* [1997] rattachent ces mêmes sédiments à un complexe fluvial et estuarien déposé au Pléistocène moyen, entre 600 000 ans B.P. à la base de la coupe et 300 000 ans B.P. au sommet (âges obtenus par résonance paramagnétique électronique ou R.P.E.) en précisant qu'ils auraient été déformés par des processus hydroplastiques de charge induits par des séismes en période d'englaciation.

Le milieu de dépôt de ces sédiments et le mode de déformation demeurent aujourd'hui encore sujets à discussions. En revanche, l'âge pléistocène proposé par Van

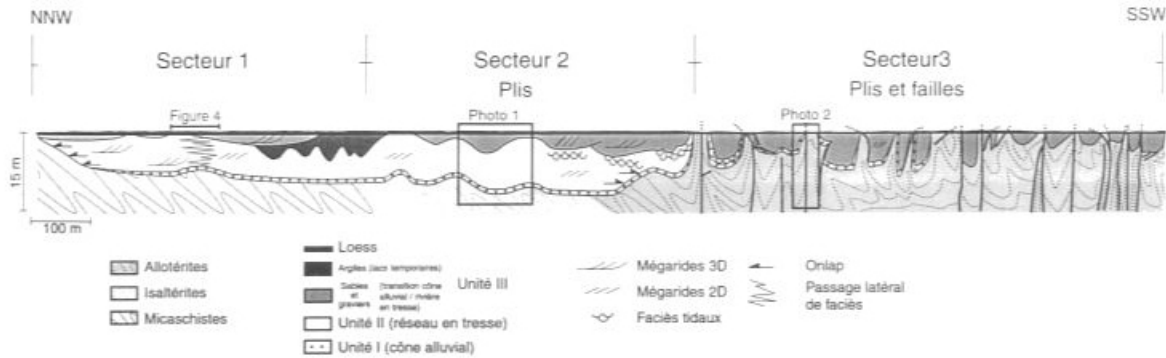


FIG. 2. – Coupe simplifiée de la falaise de la plage de la Mine d'Or montrant la géométrie des trois unités lithologiques et les déformations associées (failles décrochantes, plis et basculement du profil d'altération vers le sud).

FIG. 2. – Simplified cross-section of the cliff of the « la Mine d'Or » showing the geometry of the three lithological units and the associated deformations (faults, folds and tilting of the weathering profil southward).

Vliet-Lanoë *et al.* [1997] semble quant à lui confirmé par la présence de galets striés d'origine glaciaire trouvés dans un conglomérat à la base du comblement et qui pourraient être l'expression de l'une des glaciations quaternaires.

DESCRIPTION DE LA COUPE DE PÉNESTIN

La formation de Pénestin, visible sur une longueur d'environ 1800 mètres, présente une hauteur maximale d'affleurement de 8 mètres (fig. 2). Les sédiments reposent sur le substratum par l'intermédiaire d'une surface d'érosion correspondant à un paléochenal à fond plat, rempli en « onlap » sur les bordures. Le substratum est, du nord au sud, constitué de micaschistes sains à chlorite et albite qui passent latéralement vers le sud à leurs produits d'altération avec des isaltérites puis des allotérites riches en kaolinite et en quartz résiduel. Les isaltérites et les allotérites à kaolinite [Delvigne, 1998] proviennent en Bretagne des climats hydrolysants chauds et humides à saisons contrastées de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire qui ont conduit au développement de grands profils d'altération météorique de type latéritique avec de grandes épaisseurs de kaolinite [Estéoule-Choux, 1967; Estéoule-Choux *et al.*, 1969; Thomas, 1999].

La formation de Pénestin est en partie déformée par des plis et/ou des failles qui permettent une subdivision en trois secteurs : (1) au nord, au niveau du socle sain, un secteur non déformé, (2) plus au sud, au niveau des isaltérites, un secteur affecté par des plis (photo 1) dont la longueur d'onde est d'environ 100 mètres et l'amplitude moyenne de 3 mètres et (3) au sud, au niveau des allotérites, un secteur caractérisé par des plis faillés (photo 2) dont la longueur d'onde est proche de 50 mètres et l'amplitude de 6 mètres. A l'extrême sud de la coupe, un décrochement N110 dextre marqué par des stries et des placages de quartz, parallèle au cisaillement sud armoricain, décale le tracé de la côte et limite les dépôts sédimentaires (fig. 1) pour ne laisser apparaître que le socle sain.

La coupe de Pénestin se subdivise en trois unités lithostratigraphiques (fig. 2) : (1) une unité basale conglomératique (unité I) datée à 600 000 ans B.P. [Van Vliet Lanoë *et al.*, 1997], (2) une unité médiane, passant de sables à gra-

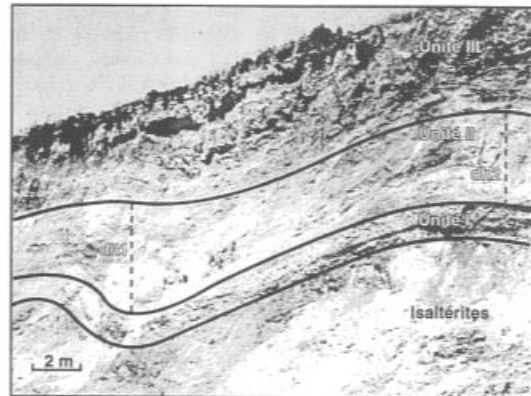


PHOTO 1. – Evidences de déformations syn-sédimentaires : variation d'épaisseur de l'unité II le long des plis ($dh_1 > dh_2$: épaisissement au cœur des synclinaux dans l'unité II).

PHOTO 1. – Syn-sedimentary deformation evidences : thickness variation of unit II along the folds ($dh_1 > dh_2$: thickening in the central part of synclines in the unit II).

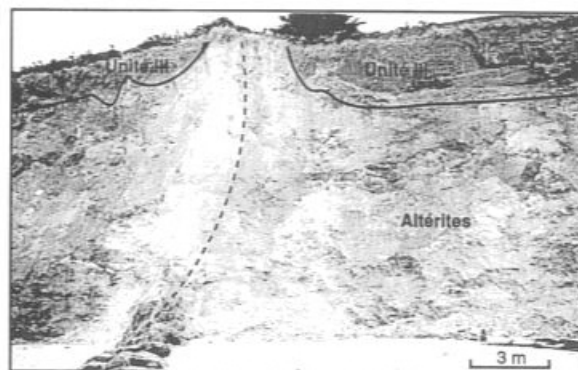


PHOTO 2. – En pointillés, faille recoupant le socle, les altérites et l'unité III.

PHOTO 2. – Dotted lines, fault crossing the basement, the weathering rocks and unit III.

viers au nord à des sables vers le sud (unité II) et (3) une unité sommitale érosive sur les unités I et II, argilo-silteuse ou sableuse à graviers et galets (unité III) datée à 300 000 ans B.P. [Van Vliet Lanoë *et al.*, 1997]. Ces unités présentent des épaisseurs variables, l'unité I possédant une épaisseur maximale de deux mètres, l'unité II de sept mètres et l'unité III de six mètres. Cette troisième unité est caractérisée par de nombreuses surfaces d'érosion correspondant à de petits chenaux dont l'extension latérale maximale est de 150 mètres. L'unité III tronque vers le sud (secteur 3) les unités II puis I pour directement reposer sur les allotérites (fig. 2). Les sables, en partie déformés, et le socle sont tronqués par une surface d'érosion horizontale (aplanissement) dont l'origine reste incertaine. Cette surface est recouverte par environ 60 cm de loess, probablement déposés au cours du dernier maximum glaciaire.

SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS ET ARCHITECTURE SÉDIMENTAIRE

Lithofaciès et milieux de dépôts

Sept faciès élémentaires ont été identifiés (tabl. I). Ils sont essentiellement composés de sables mal classés, de galets de quartz et de quartzite, et épisodiquement de galets de granite ou de schistes rouges présents dans quelques niveaux conglomératiques. Les structures sédimentaires les plus fréquentes sont des mégarides de courant 2D et 3D, voire intermédiaires 2D-3D, des lamines planes subhorizontales et plus rarement des rides de courant. Les traces fossiles sont rares et limitées à quelques terriers horizontaux oligospécifiques.

L'absence des rides de vague et des HCS (« Hummocky Cross Stratification ») caractéristiques d'écoulements oscillatoires et unidirectionnels [Harms *et al.*, 1975 ; Dott et Bourgeois, 1982 ; Allen, 1985 ; Nøttvedt et Kreisa, 1987 ;

Guillocheau et Hoffert, 1988], le caractère grossier et mal classé des sédiments à structures caractéristiques d'écoulement unidirectionnel, l'absence de macrofossiles, le caractère localisé et oligospécifique des traces fossiles limitées à quelques terriers horizontaux, indiquent un environnement principalement continental.

Unité I

L'unité I (fig. 2) est essentiellement formée par le faciès G, constitué de conglomérats à blocs, tantôt à matrice dominante, tantôt à mégarides frustrées et à galets imbriqués selon le petit axe (tabl. I). Des niveaux de sables fins à litages obliques de courant, pouvant atteindre 50 cm d'épaisseur, sont intercalés entre les niveaux conglomératiques (tabl. I).

Le caractère localement dominant de la matrice, l'absence de granoclassement et la rareté des stratifications indiquent qu'il s'agit en partie d'écoulements de débris [Harms *et al.*, 1975 ; Miall, 1978]. Les litages de rides de courant exprimés dans les sables peuvent être interprétés, dans ce contexte conglomératique, comme des dépôts de crue en traction au toit des écoulements de débris à proximité d'un cône alluvial [Rust, 1978 ; Blair et Mac Pherson, 1994].

Les mesures de paléocourants, effectuées sur l'imbrication des galets, indiquent un écoulement prédominant vers le N315 (fig. 3).

Unité II

L'unité II (fig. 2) est formée des faciès Sg, Sgm, Sf, Fb et T. Le faciès Sg est localisé à l'extrémité nord du paléochenal où il repose en « onlap » sur les bordures. Il passe latéralement aux faciès Sgm et Sf (fig. 4) qui évoluent verticalement vers les faciès T et Fb. Les faciès Sg, Sgm et Sf sont constitués de sables grossiers (faciès Sg et Sgm) et de sables fins (faciès Sf) mal classés (tabl. I). Ces faciès présen-

TABLE I. - Faciès sédimentaires élémentaires : principales caractéristiques et interprétation.
TABLE I. - Elementary sedimentary facies : principal characteristics and interpretation.

Faciès	Description	Niveau stratigraphique	Hydrodynamisme - Milieu de sédimentation
G	Conglomérats à blocs et galets anguleux à subanguleux, hétérométriques (2 à 70 cm), localement à matrice dominante (sables grossiers) présentant parfois des évidences d'imbrications de galets et de litages obliques frustrés de mégarides de courant Présence d'intercalations de 8 m de long et de 50 cm de haut de sables fins à rides de courant Épaisseur : 0,2 - 2,8 m	Unités I et III	Coulées de débris de faible densité dans l'unité I et épanchements diffus dans l'unité III
Sg	Sables grossiers à graviers anguleux à subanguleux, mal classés à litages obliques de mégarides de courant 2D et 3D (parfois 2D-3D) Épaisseur : 0,2 - 2 m	Unités II et III	Écoulements unidirectionnels dans le régime hydrodynamique interneur Chenaux secondaires et barres losangiques de réseau en tresse
Sgm	Sables moyens à grossiers, mal classés, à litages obliques de mégarides de courant 2D et 3D, parfois soulignés par des graviers et/ou des galets d'argile Épaisseur : 10 - 60 cm	Unités II et III	Écoulements unidirectionnels dans le régime hydrodynamique interneur Barres sableuses de réseaux en tresse évoluant vers le faiblissement sinuose
Sf	Sables fins bien classés, à lamines planes subhorizontales ou à litages obliques de mégarides de courant 2D et 3D en traction ou chevauchantes ou à rides de courant en traction ou chevauchantes, ces litages étant parfois soulignés par des sables grossiers et des galets d'argile Épaisseur : 20 - 60 cm	Unité II	Écoulements unidirectionnels dans le régime hydrodynamique interneur Barres sableuses de réseaux en tresse évoluant vers le faiblissement sinuose
T	Alternances de strates de silts argileux et de sables silteux de 3 cm d'épaisseur moyennes Les strates de sables silteux possèdent des litages de rides de courant présentant des évidences d'écoulements de sens opposés L'épaisseur des strates varie verticalement d'une manière cyclique, l'épaisseur maximale étant de 6 cm Épaisseur moyenne : 80 cm	Unité II	Écoulements unidirectionnels de sens opposé caractéristiques de courants de marées (cycles journaliers), les variations d'épaisseur des strates enregistrant les cycles lunaires Milieu estuarien interneur
Fb	Argilles, parfois silteuses, bioturbées horizontalement (Planolites ?) Épaisseur : 15 - 60 cm	Unité II	Toujours associé au faciès T Milieu estuarien interneur
Fr	Argilles rouges à ocre, riches en silts, à traces de racines Surmonte parfois un niveau de galets de petites tailles Épaisseur : 0,2 - 2,4 m	Unité III	Lacs temporaires

tent des litages obliques de mégarides 2D (faciès Sg, Sgm et Sf), de mégarides 3D (faciès Sg, Sgm et Sf), voire de mégarides 2D-3D (faciès Sg), et quelques rides de courant en traction ou chevauchantes (faciès Sf). Le faciès T (tabl. I) est constitué de sables silteux à litages de rides de courants bi-directionnels parfois à doubles drapages argileux. Il présente des variations latérales régulières d'épaisseur des faisceaux de lamines et un mode de dépôt en accrétion verticale [Tessier, 1990]. Le faciès Fb est essentiellement constitué d'argilites bioturbées à terriers oligospécifiques horizontaux (tabl. I). Quand ce faciès est présent, il est toujours associé au faciès T.

La granulométrie grossière (des sables aux galets), les mégarides et les rides de courants unidirectionnels des faciès G, Sg, Sgm et Sf indiquent un transport en traction sur le fond du chenal [Germanoski et Schumm, 1993 ; Collinson, 1996 ; Todd 1996]. Ce type de transport est propre aux rivières en tresse ou aux rivières faiblement sinueuses [Miall, 1977 ; Cant, 1978 ; Cant et Walker, 1978 ; Schumm, 1981 ; Orton et Reading, 1993]. Le caractère purement tractif des faciès Sg, Sgm et Sf et les structures sédimentaires dominées par des mégarides 2D et 3D permettent de rattacher le faciès Sg à des barres sableuses de chenaux secondaires, et les faciès Sgm et Sf à des barres losangiques sableuses situées entre les chenaux secondaires [Miall, 1985 ; Miall, 1996]. L'absence de coulée de débris, la présence de chenaux secondaires, l'importance volumétrique des barres sableuses et l'association de mégarides 2D et 3D [Miall, 1977 ; Cant et Walker, 1978] montrent qu'il s'agit d'un réseau en tresse. La localisation préférentielle des chenaux secondaires au nord, et des faciès de barres sableuses au sud, suggère l'existence d'une légère sinuosité à grand rayon de courbure dans ce réseau en tresse [Miall, 1985].

L'association des doubles drapages argileux, des variations latérales d'épaisseur des faisceaux de lamines, des rides de courants bi-directionnels et du mode de dépôt en accrétion verticale du faciès T indique un environnement estuarien interne. Les doubles drapages argileux du faciès T sont interprétés comme les étales de haute et de basse mer [Visser, 1980] tandis que les variations latérales d'épaisseur des faisceaux de lamines sont l'expression des cycles lunaires [Allen et Homewood, 1984]. Ces critères s'expriment dans un milieu à faible diversité faunistique, marqué par les bioturbations rares et oligospécifiques du faciès Fb.

Les mesures de paléocourants, effectuées sur des mégarides 2D et 3D (galets dans les obliques) et sur des rides indiquent un écoulement globalement vers le N315 (fig. 3) avec un écoulement prédominant des rides vers le N210 in-

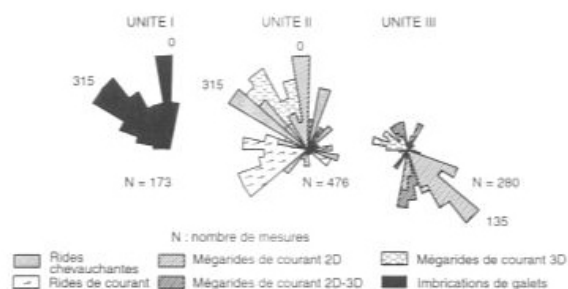


FIG. 3. - Mesures des paléocourants par unité lithologique et par type de structures sédimentaires.
 FIG. 3. - Representation of paleocurrent directions by lithological unit and by sedimentary structures.

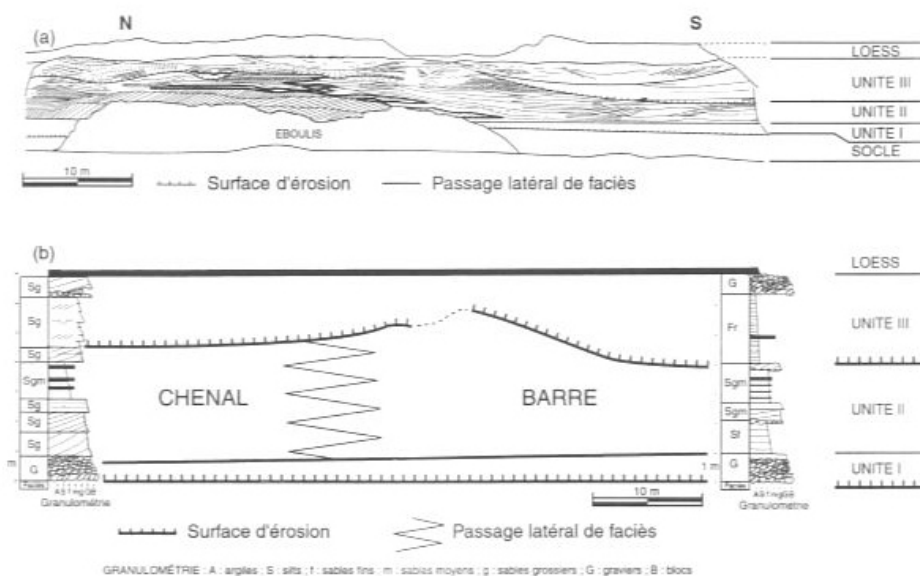


FIG. 4. - Passage latéral entre chenaux secondaires et barres losangiques du système de rivières en tresse de l'unité II : (a) coupe de la falaise, (b) interprétation à partir de deux logs. Le faciès G disparaît au profit des faciès Sgm et Sf.
 FIG. 4. - Lateral variation between secondary channels and losangic bars of the unit II braided river system : (a) cliff section, (b) interpretation from two logs. Facies G disappears laterally and passes to facies Sgm and Sf.

interprété comme des figures de vidange des barres vers les chenaux secondaires.

Unité III

L'unité III (fig. 2) est composée des faciès G, Sg, Sgm et Fr. Les faciès G, Sg et Sgm (tabl. 1) sont constitués de conglomérats à blocs (faciès G) et de sables grossiers (faciès Sgm et Sg) à graviers et à galets de schistes rouges (faciès Sg). Les structures sédimentaires sont représentées par des litages obliques de mégarides 2D et de mégarides 3D (faciès Sg et Sgm), voire à mégarides 2D-3D (faciès Sg). Le faciès Fr (tabl. 1) est formé d'argilites rouges, riches en silts, à traces de racines.

L'unité III se caractérise par la présence de nombreuses surfaces d'érosion se recoupant les unes les autres et qui, de part leur morphologie concave, sont interprétées comme des chenaux. Ces chenaux sont comblés soit par l'association des faciès G, Sg et Sgm, soit par le faciès Fr.

Les structures sédimentaires exclusivement constituées de litages obliques de mégarides 2D et 3D et le caractère purement tractif des faciès Sg et Sgm permettent de rattacher ces faciès à des barres sableuses losangiques de chenaux secondaires [Miall, 1985 ; Miall, 1996]. La granulométrie grossière, le manque de granoclassement, le caractère localement dominant de la matrice et les quelques stratifications permettent de rattacher en partie le faciès G à des coulées de débris [Harms *et al.*, 1975 ; Miall, 1978]. L'association des faciès sableux à mégarides 2D et 3D avec des coulées de débris pourrait traduire un domaine de transition entre un cône alluvial dans lequel les écoulements de débris sont fréquents et un réseau en tresse dominé par les processus tractifs [Blair et Mac Pherson, 1994]. Le faciès Fr, qui comble une partie des chenaux au sommet de l'unité III, constitué d'argiles à racines, pourrait correspondre au remplissage de chenaux abandonnés à la faveur de lacs temporaires.

Les mesures de paléocourants, effectuées sur des mégarides 2D, 3D, et 2D-3D, indiquent un écoulement vers le N135 et plus épisodiquement vers le N180 (fig. 3). Les paléocourants dirigés vers le NW et vers le NE sont interprétés comme des courants de retour provoqués par des invaginations des berges du chenal [Rubin *et al.*, 1990].

La formation de Pénestin peut être interprétée comme un paléochenal érosif comblé par des dépôts essentiellement fluviaux évoluant verticalement vers un estuaire interne.

Structures de déformation des sédiments

La formation de Pénestin est affectée par une déformation qui comprend des plis d'axe N050, avec dans le cœur des synclinaux une augmentation de l'épaisseur des faisceaux de mégarides de l'unité II (photo 1), et des failles décrochevantes senestres de direction N050 à N070 (photo 2) qui recoupent le socle, les altérites et le corps sableux. Les failles sont soit scellées par l'unité III, soit scellées par la surface d'érosion sommitale. La déformation s'intensifie vers le sud, à l'approche d'un accident dextre de direction N110 (fig. 5), parallèle au cisaillement sud armoricain (fig. 1). L'évolution latérale de l'intensité de la déformation permet, comme nous l'avons déjà vu, d'individualiser du nord au sud trois secteurs (fig. 2 ; fig. 5) :

Bull. Soc. géol. Fr., 2001, n° 5

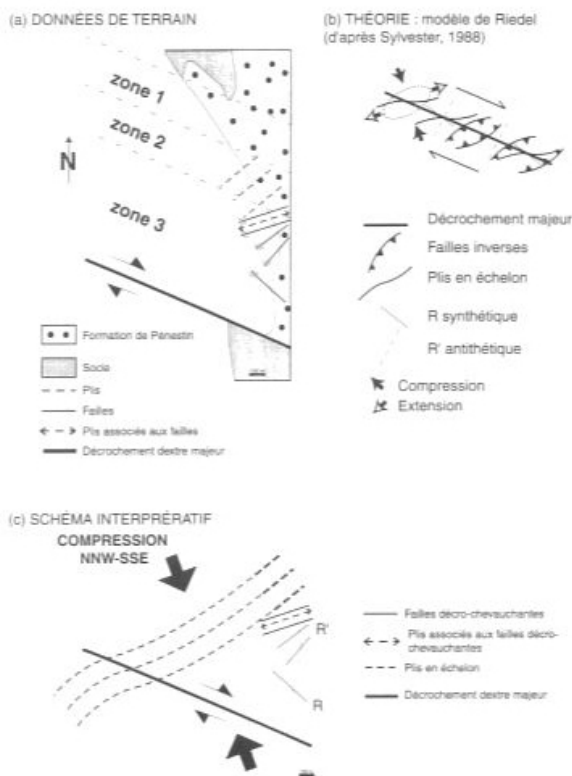


FIG. 5. – Les failles et les plis syn-sédimentaires de la formation de Pénestin : (a) carte simplifiée, (b) comparaison avec le modèle de Sylvester [1988] et (c) compatibilité avec une direction de raccourcissement NNW-SSE.

FIG. 5. – *Syn-sedimentary faults and folds of the Pénestin Formation : (a) simplified map, (b) comparison with the Sylvester's models [1988] and (c) compatibility with a NNW-SSE shortening direction.*

– un secteur nord sur socle non altéré non déformé (secteur 1, fig. 2) ;

– un secteur intermédiaire sur isaltérites déformé par des plis de direction N050 (secteur 2, fig. 2) dont la longueur d'onde est de 100 mètres et l'amplitude de 3 mètres ;

– un secteur sud sur allotérites, proche du décrochement dextre N110, déformé par des failles décrochevantes de direction N050 et N070 qui traversent les micaschistes, les altérites puis partiellement ou totalement les sables pour donner des plis faillés (secteur 3, fig. 2) dont la longueur d'onde est de 50 mètres et l'amplitude de 6 mètres. Les anticlinaux sont systématiquement associés à des failles dans le socle sous-jacent. En passant du secteur 2 au secteur 3, l'amplification de l'amplitude des plis vers le sud est liée au rapprochement de l'accident dextre N110.

L'analyse des relations entre la géométrie de la formation sédimentaire, de la structure du socle et des structures tectoniques ont permis d'envisager deux étapes de déformation.

La première étape est marquée par la discordance du corps sableux à la fois sur le socle, sur les isaltérites et sur les allotérites. Cette disposition traduit un basculement d'un profil d'altération qui comprend verticalement et de

bas en haut, la roche saine, les isaltérites et les allotérites [Delvigne, 1998]. En effet, le développement des latérites requiert une topographie très peu pentée avec (1) des pentes faibles qui favorisent l'infiltration de l'eau et qui empêchent l'érosion du profil par ruissellement et (2) une altitude suffisante des reliefs par rapport au niveau de base pour permettre à l'eau de s'infiltrer [Wyns et Guillocheau, 1999]. A l'extrême sud, l'accident dextre N110 décale le socle verticalement avec, en relatif, un compartiment nord abaissé et un compartiment sud soulevé, ce qui est suggéré par la présence de socle sain et l'absence d'altérite au sud. Le jeu vertical sur l'accident N110 est vraisemblablement à l'origine du léger basculement vers le sud du profil d'altération et à l'origine de la discordance observée entre le corps sableux et le substratum. Ce basculement constitue la première étape de déformation, antérieure au comblement de la paléovallée. Les altérites de Pénestin ne sont pas datées. Cependant, l'essentiel des profils d'altération latéritique semble s'être formé en Bretagne de l'Yprésien supérieur au Lutétien [Estéoule-Choux, 1983]. Le basculement du profil d'altération n'a pu avoir lieu qu'entre l'Eocène moyen et le Quaternaire.

La deuxième étape, contemporaine du remplissage de la paléovallée, se traduit par (1) une variation d'épaisseur de l'unité II (photo 1) marquée par un épaississement des faisceaux de mégarides de l'unité II dans le cœur des synclinaux et (2) par l'apparition de failles pendant le dépôt de l'unité III qui sont pour certaines directement scellées par cette même unité, les autres étant scellées par la surface d'aplanissement sommitale.

L'augmentation d'épaisseur de l'unité II dans le cœur des synclinaux et les failles scellées par l'unité III témoignent d'une activité tectonique syn-sédimentaire d'âge quaternaire. L'augmentation de l'amplitude et la diminution de la longueur d'onde des plis affectant la formation de Pénestin, vers le décrochement N110 suggèrent un fonctionnement synchrone.

De plus, la disposition cartographique des failles décrochantes dextres de direction N110, des failles décrochantes senestres de direction N050 et N070 et des plis N050 sont compatibles avec un seul événement de déformation. Les failles correspondent à des Riedel R' (fig. 5) et/ou à la réactivation de failles de socle en décrochements conjugués associés au décrochement dextre N110. Les plis associés à ces décrochements conjugués accommodent une partie du raccourcissement dans la zone de décrochement (fig. 5). L'organisation cartographique de ces structures suggère une déformation transpressive avec une direction de compression NNW-SSE (fig. 5). Cette direction de raccourcissement NNW-SSE est en accord avec le champ de contrainte actuel en Europe nord-occidentale, de direction NW-SE, et dont la contrainte maximale est proche de l'horizontale [Muller *et al.*, 1992 ; Zoback, 1992].

Chronologiquement, deux hypothèses peuvent être envisagées : (1) le basculement se fait juste après la formation des altérites (Yprésien ou Lutétien), ou durant une des deux grandes étapes de déformation tertiaire décrites dans le Massif armoricain avec la distension est-ouest oligocène et la compression mio-pliocène [Thomas, 1999], ce qui implique un hiatus temporel important entre les deux étapes de déformation, ou (2) le basculement des altérites se produit juste avant le creusement du paléochenal, ce qui suggère un continuum de déformation entre les deux étapes, en

accord avec les observations faites sur la compatibilité des structures tectoniques des secteurs 2 et 3 et du décrochement N110. C'est donc cette seconde hypothèse qui est retenue.

Le dépôt de la formation pléistocène de Pénestin est donc contemporain d'un régime compressif NNW-SSE qui s'exprime par des plis et des failles syn-sédimentaires qui pourraient être à l'origine de la préservation remarquable de l'unité II. Les déformations observées sur la plage de la Mine d'Or ont une origine purement tectonique et s'opposent aux déformations de type pingos proposées par Rivière *et al.* [1963] et aux processus hydroplastiques de charge induits par des séismes proposés par Van Vliet-Lanoë *et al.* [1997].

Modalités de préservation des dépôts

Un paysage sédimentaire peut être préservé sous trois états stratigraphiques différents [Allen et Posamentier, 1993], en sédimentation, en transit ou en érosion. En domaine continental, la préservation d'un milieu sédimentaire sous l'un de ces trois aspects est fonction des variations du niveau de base. Pour Wheeler [1958], le niveau de base correspond à une surface équipotentielle recoupant la topographie (profil longitudinal) et le long duquel le bilan érosion/sédimentation est nul (transit pur). C'est cette définition que nous retiendrons. Une montée du niveau de base se traduit par une préservation (sédimentation) des systèmes sédimentaires, une chute par une érosion de ces mêmes systèmes [Proust, 1990 ; Cross *et al.*, 1993 ; Proust, 1995].

La préservation peut être mesurée par la hauteur fossilisée d'un corps sédimentaire significatif du milieu, comme ici un chenal secondaire ou encore une barre sableuse. La principale difficulté est de séparer ce qui résulte d'un processus d'échelle locale, dit autocyclique (crues, avulsions), d'un processus d'échelle régionale, dit allocyclique. En conséquence, les mesures ont été effectuées à l'échelle de la falaise sur une section 2D et non sur une seule coupe 1D. La coupe 1D présentée (fig. 6) est la somme de mesures effectuées sur une trentaine de coupes 1D sur l'affleurement et qui présentent toutes le même type de variation verticale de préservation.

Deux cycles majeurs de variations du niveau de base peuvent être définis (fig. 6). La chute principale du niveau de base est à l'origine de l'incision du paléochenal dans le socle et les altérites. L'unité I, d'épaisseur réduite, marque le passage d'un état en transit à une faible préservation, donc le début d'une remontée. L'unité II, la plus épaisse et donc la mieux préservée, enregistre la remontée avec un ennoyage maximal marqué par les faciès d'estuaire interne. L'unité III, érosive sur l'unité II, débute par une nouvelle chute du niveau de base (base du deuxième cycle) suivie d'une légère remontée (préservation de l'unité III). Cette dernière présente plusieurs phases d'érosion et de remplissage qui, dans l'état actuel de nos connaissances, peuvent être soit autocycliques soit allocycliques et traduire les variations climatiques du Pléistocène moyen à supérieur.

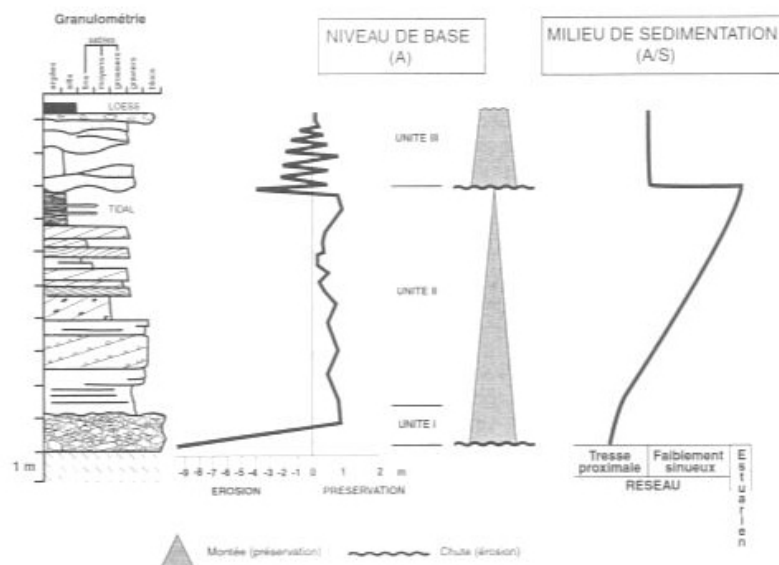


FIG. 6. – Variations verticales du niveau de base quantifiées à partir des épaisseurs préservées des faisceaux de litages obliques : définition de deux cycles de baisse-montée.

FIG. 6. – Vertical variations of the base level quantified from the preserved thicknesses of the oblique lamina sets : definition of two fall-rise cycles.

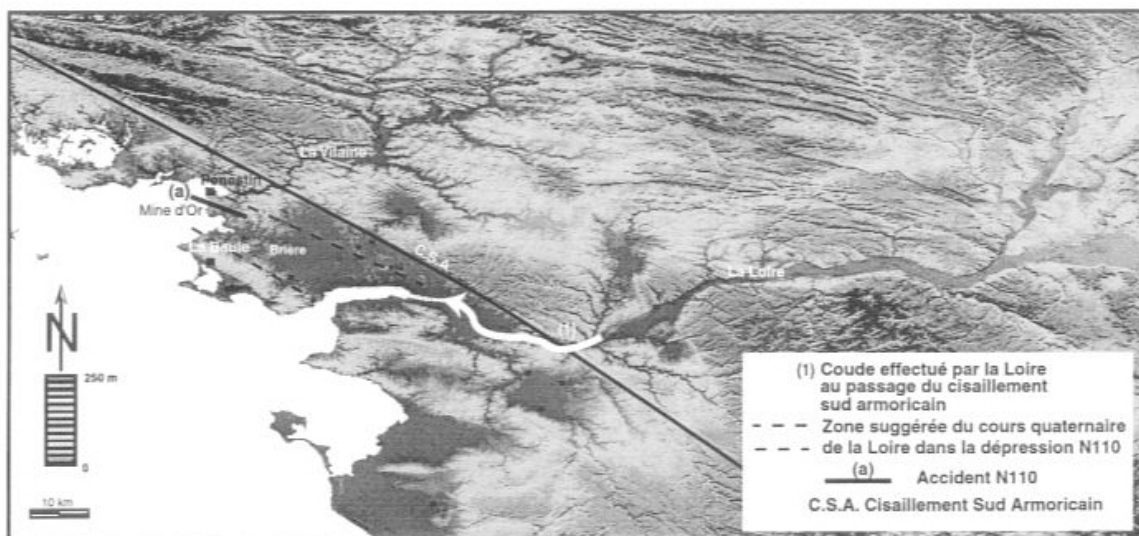


FIG. 7. – Tracé possible de la paléo-Loire au Pléistocène moyen-supérieur le long de la dépression de Brière.

FIG. 7. – Possible path of the paleo-Loire river during Middle-Upper Pleistocene along the topographic depression of the Brière.

ÉVOLUTION DU PALÉOCHENAL DE PÉNESTIN : IMPLICATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES

Les mesures de paléocourants effectuées dans les unités I et II montrent une direction d'écoulement qui s'effectue vers le NNW (fig. 3). Cette direction n'est pas celle de la direction actuelle d'écoulement de la Vilaine qui se fait d'abord

Bull. Soc. géol. Fr., 2001, n° 5

vers le sud puis vers le sud-ouest au niveau de l'embouchure (fig. 7). L'écoulement vers le N315 implique la présence d'un système fluvial dont le bassin versant se situait au SE de la ville de Pénestin.

Le passage de l'unité II à l'unité III marque un changement de sens d'écoulement du système fluvial (fig. 3), contemporain de la deuxième chute du niveau de base. A un écoulement vers le NNW (N315, unités I et II) succède un

écoulement vers le SSE (N140 à N180, unité III). L'unité III contient des galets de schistes rouges d'âge ordovicien reconnus dans la région des synclinaux, dits du Sud de Rennes, actuellement drainés par la Vilaine. Les directions d'écoulement dans cette unité et la présence des schistes rouges indiquent un bassin versant nord compatible avec celui de la Vilaine actuelle.

L'hypothèse la plus vraisemblable est que le réseau en tresse formant les unités I et II pourrait être le témoin d'une paléo-Loire. En effet, la Loire actuelle présente un coude au passage du cisaillement sud armoricain avec une réorientation suivant une direction NW (fig. 7), conforme avec l'orientation du réseau des unités I et II (fig. 3). Il existe, par ailleurs, une dépression topographique entre le cours actuel de la Loire et l'estuaire de la Vilaine (fig. 7), qui aurait pu être le passage privilégié de la paléo-Loire en direction de Pénestin (fig. 7).

Pour Bonnet [1998], l'écoulement de la paléo-Loire vers la Seine ou vers l'Atlantique durant le Pléistocène pourrait résulter de la formation d'une synforme d'axe E-W de longueur d'onde plurihectométrique, en relation avec un flambage d'échelle lithosphérique. Les unités I et II, qui semblent être les témoins d'une paléo-Loire, correspondraient à une période d'écoulement de cette paléo-Loire vers l'Atlantique. A titre d'hypothèse, la formation de la synforme d'axe E-W proposée par Bonnet [1998] pourrait être à l'origine de la destructuration du réseau fluvial des unités I et II et aurait provoqué le détournement de la paléo-Loire vers son embouchure actuelle ou vers la Seine [Tourénq et Pomerol, 1995]. La Vilaine s'installe alors au droit de l'ancien cours de la paléo-Loire et dépose l'unité III.

CONCLUSIONS

Le paléochenal de Pénestin d'âge pléistocène moyen-supérieur résulte d'un creusement/remplissage fluvial de type réseau en tresse proximal puis distal, temporairement ennoyé par la mer (faciès estuariens internes). Deux cycles

stratigraphiques ont été définis. Le premier cycle débute par une surface d'érosion majeure qui correspond à l'incision du paléochenal. Le début de la remontée est enregistrée par l'unité I, mal préservée, le maximum d'inondation étant marqué par les faciès estuariens internes au sommet de l'unité II. Le deuxième cycle débute également par une chute du niveau de base. La remontée se traduit par la préservation de l'unité III.

Le fleuve comblant ce paléochenal s'écoulait tout d'abord vers le nord (écoulement d'une paléo-Loire : unités I et II) puis vers le sud (écoulement d'une paléo-Vilaine : unité III).

Le changement de direction de l'écoulement est contemporain de variations majeures du niveau de base probablement associées à des déformations sous forme de plis et de failles décrochantes d'âge pléistocène moyen-supérieur.

La validation de l'hypothèse d'une paléo-Loire préservée à Pénestin, suppose (1) de préciser les âges des trois unités définies sur la plage de la Mine d'Or mais également ceux des hautes à très hautes terrasses de la Loire et (2) de trouver d'autres témoins sédimentaires jalons entre la Loire et l'embouchure de la Vilaine, notamment dans les marais de Brière. Les acquisitions sismiques récentes, effectuées en mer au large de Pénestin (mission Géovil 1), ont montré l'existence de réseaux fluviaux recouverts par des sédiments holocènes. La combinaison de ces deux conditions permettrait de reconstituer dans l'espace et dans le temps les différents réseaux hydrographiques successifs de la région. Ces réseaux étant sensibles à de faibles variations de pente régionale, la combinaison de toutes ces données pourrait alors permettre de caractériser plus précisément les mouvements tectoniques récents de ce domaine de socle.

Remerciements. – Les auteurs remercient les rapporteurs de ce manuscrit, B. Tessier et J.-P. Peulvast, pour leurs commentaires critiques et constructifs qui ont contribué à l'amélioration de cette note et M. Carpenter pour la révision de l'anglais.

Références

- ALLEN P.A. (1985). – Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves. – *Nature*, **313**, 562-564.
- ALLEN P. & HOMEWOOD P. (1984). – Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand-wave. – *Sedimentology*, **31**, 63-81.
- ALLEN G.P. & POSAMENTIER H.W. (1993). – Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. – *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 378-391.
- ANTOINE P., LAUTRIDOU J.P. & LAURENT M. (2000). – Long-term fluvial archives in NW France : response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. – *Geomorphology*, **33**, 183-207.
- BLAIR T.C. & McPHERSON J.G. (1994). – Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. – *J. Sediment. Res.*, **A64**, 3, 450-489.
- BONNET S. (1998). – Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. – Thèse Doct., Univ. Rennes 1, 1997. – *Mém. Géosciences Rennes*, **86**, 352 p.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.P. & VAN DEN DRIESSCHE J. (2000). – Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. – *J. Geophys. Res.*, **105**, B8, 19, 273-19, 288.
- CANT D.J. (1978). – Development of a facies model for sandy braided river sedimentation : comparison of the south Saskatchewan river and the battery point bar formation. In : A.D. MIALL, Eds., *Fluvial sedimentology*. – *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **5**, 627-639.
- CANT D.J. & WALKER R.G. (1978). – Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided south Saskatchewan river, Canada. – *Sedimentology*, **25**, 625-648.
- COLLINSON J.D. (1996). – Alluvial sediments. In : H.G. READING, Ed., *Sedimentary environments : processes, facies and stratigraphy*, 3^e ed. – Blackwell Science, Oxford, 37-82.
- CROSS T.A., BAKER M.R., CHAPIN M.A., CLARK M.S., GARDNER M.H., HANSON M.S., LESSENGER M.A., LITTLE L.D., McDONOUGH K.J., SONNENFELD M.D., VALASEK D.W., WILLIAMS M.R. & WITTER D.N. (1993). – Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In : R. ESCHARD & B. DOLIGEZ, Eds., *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*. – Technip Editions, Paris, 1993, 11-33.

- DELVIGNE J.E. (1998). – Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering. – ORSTOM. Eds – *The Canad. Mineral. Spec. Publ.*, 495 p.
- DOTT H.R. & BOURGEOIS J. (1982). – Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 663-680.
- DURAND S. & MILON Y. (1955). – Le Pliocène de l'estuaire de la Vilaine. Etude des falaises de Pénestin (Morbihan). – *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouv. sér., **1**, 1-15.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967). – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles d'altération et argiles sédimentaires tertiaires. – Thèse, Rennes, 307 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J., ESTÉOULE J. & LOUAIL J. (1969). – Sur la présence d'un dépôt à kaolinite et gibbsite entre le Bajocien et le Cénomarien en Maine-et-Loire. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **268**, 891-893.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983). – Altération et silicification au Tertiaire dans le Massif armoricain. – *Géol. Fr.*, **4**, (2), 345-352.
- GAPAIS D., LAGARDE J.L., LE CORRE C., AUDREN C., JEGOUZO P., CASAS SAINZ A. & VAN DEN DRIESSCHE J. (1993). – La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **316**, sér. II, 1123-1129.
- GERMANOSKI D. & SCHUMM S.A. (1993). – Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. – *J. Geol.*, **101**, 451-466.
- GUILCHER A. (1948). – Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. – Henry Potier, La Roche sur Yon, 682 p.
- GUILLOCHEAU F. & HOFFERT M. (1988). – Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **307**, série II, 1909-1916.
- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M-P., OUTIN J-M. & THOMAS E. (1998). – Mise en évidence d'un réseau de paléovalées ennoyées (paléorias) dans le Massif armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **327**, 237-243.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **235**, 1156-1166.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. & WALKER R.G. (1975). – Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course* n° 2, 161 p.
- LAUTRIDOU J.P., AUFFRET J.P., BALTZER A., CLET M., LÉCOLLE F., LEFEBVRE D., LERICOLAIS G., ROBLIN-JOUE A., BALESCU S., CARPENTIER G., DESCOMBES J.C., OCCHIETTI & ROUSSEAU D.D. (1999). – Le fleuve Seine, le fleuve Manche. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **170**, 4, 545-558.
- LEFEBVRE D., ANTOINE P., AUFFRET J-P, LAUTRIDOU J-P & LÉCOLLE F. (1994). – Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. – *Quaternaire*, **5**, (3-4), 165-172.
- MIALL A.D. (1977). – A review of the braided-river depositional environment. – *Earth-Sci. Rev.*, **13**, 1-62.
- MIALL A.D. (1978). – Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits : a summary. In : A.D. MIALL, Eds., *Fluvial sedimentology*. – *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 597-604.
- MIALL A.D. (1985). – Architectural-element analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth-Science Rev.*, **22**, 261-308.
- MIALL A.D. (1996). – The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 582 p.
- MULLER B., ZOBACK M.L., FUCHS K., MASTIN L., GREGERSEN S., PAVONI N., STEPHANSSON O. & LJUNGGREN C. (1992). – Regional patterns of tectonic stress in Europe. – *J. Geophys. Res.*, **97**, 11783-11803.
- NOTTVEDT A. & KREISA R.D. (1987). – Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. – *Geology*, **15**, 357-361.
- ORTON G.J. & READING H.G. (1993). – Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. – *Sedimentology*, **40**, 475-512.
- PROUST J.N. (1990). – Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental. – Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 165 p.
- PROUST J.N. (1995). – Nature, géométrie et préservation des sédiments silicoclastiques dans les systèmes de bas niveau des bassins de marge cratonique (Protérozoïque terminal ; Mali, Afrique de l'Ouest). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, 6, 649-661.
- RIVIERE A., VERNHET S., ARBEY F. & DESPRAIRES A. (1963). – Le Pliocène et les accidents périglaciaires de la plage de la Mine d'Or à Pénestin (Morbihan). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, 1001-1011.
- RUBIN D.M., SCHMIDT J.C. & MOORE J.N. (1990). – Origine, structure, and evolution of a reattachment bar, Colorado river, Grand Canyon, Arizona. – *J. Sediment. Petrol.*, **60**, 6, 982-991.
- RUST B.R. (1978). – Depositional models for braided alluvium. In : A.D. MIALL, Eds., *Fluvial sedimentology*. – *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 605-625.
- SCHUMM S.A. (1981). – Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implication. – *Soc. Econ. Petrol. Miner. Spec. Publ.*, **31**, 19-29.
- SHACKLETON N.J. (1987). – Oxygen isotopes, ice volume and sea-level. – *Quat. Sci. Rev.*, **6**, 183-190.
- SYLVESTER A.G. (1988). – Strike-slip faults. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 1666-1703.
- TESSIER B. (1990). – Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements. – Thèse 3^e Cycle Univ. Caen, 122 p.
- THOMAS E. (1999). – Evolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Apport de la cartographie des formations superficielles. – Thèse 3^e cycle Univ. Rennes, 148 p.
- TODD S.P. (1996). – Process deduction from fluvial sedimentary structures. In : P.A. CARLING & M.R. DAWSON, Eds., *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*, 299-350.
- TOURENQ J. & POMEROL C. (1995). – Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif central, de l'existence d'une pré Loire-pré Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **320**, sér. Ila, 1163-1169.
- VAN VLIET-LANOÉ B., BONNET S., HALLEGOUËT B. & LAURENT M. (1997). – Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian massifs : regional stress field with glacio-isostatic influence ? – *J. Geodyn.*, **24**, 219-239.
- VISSER M.J. (1980). – Near-spring cycles reflected in Holocene sub-tidal large-scale bedform deposits : a preliminary note. – *Geology*, **8**, 543-546.
- WHEELER H.E. (1958). – Time-stratigraphy. – *AAPG Bull.*, **42**, 1047-1063.
- WYNS R. & GUILLOCHEAU F. (1999). – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. In : Colloque Géofrance 3D. Résultats et perspectives. – *Doc. BRGM*, **293**, 103-108.
- ZOBACK M.L. (1992). – First- and second-order patterns of stress in the lithosphere : the world stress map project. – *J. Geophys. Res.*, **97**, 11703-11728.

Résumé

Les aquifères superficiels du Massif armoricain constituent une partie non négligeable des réserves en eau de la Bretagne et comprennent les réseaux de fractures, les altérites et les accumulations sédimentaires tertiaires et quaternaires, avec en particulier les formations sableuses yprésiennes, mio-pliocènes et pléistocènes.

La connaissance de la mise en place, de la géométrie et des connexions possibles entre ces divers types d'aquifères est devenue un enjeu capital, compte-tenu des problèmes environnementaux actuels. L'étude des aquifères superficiels du Massif armoricain, en dehors, des réseaux de fractures, apporte des éléments importants qui devront servir de documents de base à la caractérisation des paléogéographies tertiaires et quaternaires et à la recherche en hydrogéologie.

La cartographie des altérites dans la région des Landes du Mené montre que les profils d'altération peuvent être préservés sur des superficies plus importantes que ce qui était proposé jusqu'à présent (plusieurs dizaines de km²). Cette cartographie a également permis de mettre en évidence des mouvements relatifs le long de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre. La prolongation de cette cartographie à la région de Ploërmel, au sud des Landes du Mené, met en évidence le décapage progressif des altérites, phénomène interprété comme le résultat des transgressions marines oligocènes et/ou miocènes, ou comme le résultat de déformations encore mal contraintes. Dans ces régions, les altérites, principalement d'origine latéritique, et les silcrètes pédologiques qui les recouvrent localement, caractérisent la surface éocène. Un premier schéma de répartition des altérites a pu être construit à partir de la caractérisation de la surface éocène à l'échelle du Massif armoricain grâce au pointé des silcrètes décrites dans la littérature et de celles provenant de levés de terrain complémentaires.

L'étude des formations sableuses a permis de montrer que :

- les sables yprésiens, à Noirmoutier, correspondent à la migration de deltas de Gilbert dans un environnement lagunaire. Ces deltas sont surmontés par un corps sableux dont l'origine est encore mal contrainte ;
- les sables mio-pliocènes, d'origine fluvio-estuarienne, ont été préservés dans un réseau de paléovallées durant deux cycles de variation du rapport A/S (Accommodation/Flux sédimentaire), suivant une tendance rétrogradante générale ;
- les sables pléistocènes, à Pénestin, ont une origine fluvio-estuarienne et pourraient, au moins en partie, correspondre à une paléo-Loire.

Mots-clé : Massif armoricain, aquifère superficiel, ressources, altérites, sables, Yprésien, Mio-Pliocène, Pléistocène, paléogéographie, paléotopographie

Abstract

The superficial aquifers of the Armorican Massif constitute a non-negligible part of the water reserves of Bretagne. They can be divided into superficial fracture networks, weathered rocks, Tertiary and Quaternary sediment accumulations, in particular the sandy Ypresian, Mio-Pliocene and Pleistocene formations.

The understanding of the origin, geometry and the possible connections between these different types of aquifers has, taking into account the present-day environmental problems, become a major issue.

The cartography of the weathered rocks in the region of Landes du Mené shows that weathering profiles can be preserved over much larger surfaces than previously proposed.

This mapping has made evident the existence of relative movement along the Quessoy/Nort-sur-Erdre Fault. The continuation of this mapping into the region of Ploërmel, south of the Landes du Mené, proves the progressive erosion of the weathered rocks, a phenomenon that has been interpreted as the result of Oligocene and/or Miocene marine transgressions.

In these regions, the weathered rocks, mainly of lateritic origin, and the pedogenetic silcrets that locally cover them, characterise the Eocene surface.

The characterisation of the Eocene surface at the scale of the Armorican Massif has allowed for the construction of a first model of the distribution of the weathered rocks thanks to the count of the silcrets described in literature.

The study of the sandy formations shows that:

- the Ypresian sands at Noirmoutier correspond to the migration of Gilbert type deltas in a lagunar environment. These deltas are covered by a sandy body with a poorly understood origin ;
- the Mio-Pliocene sands of fluvio-estuarine origin have been preserved as a network of paleovalleys during two cycles of varying the A/S ratio, following a general rétrogradational trend.
- the Pleistocene sands at Pénestin have a fluvio-estuarine origin and could, partly, correspond to a paleo-Loire.

Key-words : Armorican Massif, superficial aquifers, water reserves, weathered rocks, sands, Ypresian, Mio-Pliocene, Pleistocene, paleogeography, paleotopography