ANNÉE 2014

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la matière

présentée par

Paul Bessin

Préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS
Géosciences Rennes
UFR Structures et Propriétés de la Matière

Évolution géomorphologique du Massif armoricain depuis 200 Ma : approche terre-mer

Thèse soutenue à Rennes le 5 décembre 2014

devant le jury composé de :

Jean BRAUN
Professeur, Université Joseph Fourier-Grenoble / *rapporteur*

Jocelyn BARBARAND
Professeur, Université Paris Sud / *rapporteur*

Yanni GUNNELL
Professeur, Université Lyon 2 / *examinateur*

Olivier DAUTEUIL
Directeur de Recherche-CNRS, Géosciences Rennes-UMR 6118 / *examinateur*

Catherine TRUFFERT
Directrice de la Recherche, BRGM / *examinatrice*

François GUILLOCHEAU
Professeur, Université de Rennes 1 / *directeur de thèse*

Jean-Michel SCHROËTTER
Dr. en Géologie, D.R. BRGM Bretagne / *invité*

Hugues BAUER
Dr. en Géologie, D.R. BRGM / *invité*

Thèse co-dirigée par
Cécile ROBIN
Maître de Conférence HDR, Université de Rennes 1 / *co-directice de thèse*

À Mamie et Emeline

FINANCEMENTS

Cette thèse a été réalisée au sein du Laboratoire Géosciences Rennes UMR-CNRS 6118 et financée par une bourse de thèse ARED "Allocation de REcherche Doctorale" complète de la Région Bretagne (ARED2011-1400017), attribuée à François Guillocheau, directeur de thèse ainsi qu'un financement de recherche du BRGM, piloté par Hugues Bauer (projet PDR14DGR20).

REMERCIEMENTS

Eh bien voilà ! Après avoir de nombreuses fois pensé "vivement que j'en sois à la rédaction des remerciements ", j'y suis… je préviens, ça va pas être court…

Tout d'abord, je remercie les membres du jury, Jocelyn Barbarand, Jean Braun, Catherine Truffert, Yanni Gunnell, Olivier Dauteuil, Hugues Bauer, Jean-Michel Schroëtter et François Guillocheau qui ont accepté de lire, rapporter, examiner, questionner et discuter mon travail. Merci pour ces échanges constructifs, qui je l'espère, en feront fleurir d'autres.

Le point de départ de cette thèse est, pour moi, situé quelque part entre la Namibie et l'Afrique du Sud lors de la mission de terrain de mon M2 sur les surfaces d'aplanissements aux abords de l'Orange avec Olivier et François… 7 mois plus tard, j'entamais cette thèse sur l'évolution méso-cénozoïque du Massif armoricain…

Je souhaite donc tout d'abord remercier François, mon directeur de thèse. Merci de m'avoir fait confiance, d'avoir quelquefois (souvent ?) pris sur toi pour rester zen face à mon stress et mon manque de confiance (bon, il paraît que j'ai quand même fait des progrès). Je n'oublierais pas nos nombreuses sessions de travail (dedans ou dehors, qui a dit qu'il faisait moche en Bretagne) durant lesquelles on s'est sacrément creusé sur l'âge et l'évolution du relief armoricain et nos nombreux échanges sur la bibliographie…et ta bibliophagie (Ah ! J'en ai commandé des livres avec Marie-Paule !) Je n'oublierais pas non plus les bons cigares, les bons vins, les bonnes tables, les bonnes tranches de rigolades, et tout le reste ! Merci pour tout !

Merci à Cécile, ma co-directrice et notre deuxième Maman dont nous sommes tous les "grands" ou "grandes". Merci de t'être rendue disponible le plus souvent possible (même depuis l'Océan Indien), pour ces échanges et questionnements, pour tes nombreuses relectures et corrections (mails importants, résumés, manuscrits, …) au cours de ces 3 ans, travail fastidieux ! Merci aussi pour ta bienveillance et tes petites phrases encourageantes ("Haut les cœurs !").

Un grand merci à Jean-Michel. Malgré un emploi du temps "short en Tabernacle", tu a trouvé du temps pour m'emmener sur le terrain armoricain ("En Bretagne, un affleurement, ça se mérite !") à la découverte des silcrètes, ferricrètes, sables pliocènes… ainsi que pour ces discussions que nous avons eu, sur la géologie et plein d'autre choses, lorsque que je venais te voir.

Merci à Hugues pour les éclairements sur le forage de Rennes et pour les discussions sur les calages biostratographiques, les relectures de rapports et de .ppt, notamment pour les présentations au BRGM !

Je remercie aussi les membres des équipes GBS et GAT du BRGM, qui m'ont accueilli lors de mes venues à Orléans et aux membres de la D.R. Bretagne (Eric P., Flora., Bruno). Je souhaite tout particulièrement remercier Fabien Paquet et Isabelle Thinon pour m'avoir fait monter sur un bateau une semaine pour tirer de la sismique et pour les discussions que nous avons eu sur les marges et bassins sédimentaires bordant l'Armorique, ainsi qu'Olivier

Serrano et Eric Lasseur pour les différents échanges stimulants que nous avons eu. Je garderais longtemps quelques souvenirs des "Becs à Vins" (et pas que !) avec nombre d'entre vous … Je tiens aussi à remercier LE foreur du BRGM, Luigi Ardito, dont la motivation, l'amour du boulot bien fait, la bonne humeur, l'écoute et la patiente ont été salvateurs lors des missions de sondage que nous avons réalisé ensemble…je te dois toujours 1 glacière et 3 thermos de café neufs... Je remercie au passage les gens qui nous ont laissé faire des "trous" ou suivis de forages chez eux, particulièrement les habitants et madame le Maire de Marcillé-la-Ville et les habitants de Grazay (Mayenne) ainsi que Gilbert Le Mat de PSA Rennes. Merci aussi à Jean-Jacques Châteauneuf et Claude Cavelier pour leurs éclairages bisotratigraphiques, à Viviane Borne et Paul-Henri Mondain pour les informations sur le "Tertiaire" de Vendée et de Saffré et à Jaques et Annick pour leurs accueils chaleureux à Crozon.

Merci aux enseignants-chercheurs et personnels de l'Université du Maine, Régis, Pierre, Gérard, Ramdane, Christelle, Valérie, France, Marc, Quentin, Marie, pour leur accueil en ATER en pleine fin de thèse !!!! Un merci tout particulier à Alain, dont le soutien a été infaillible dans le final de cette thèse.

Merci aux chercheurs, enseignant-chercheurs et personnels de Géosciences Rennes que j'ai côtoyé pendant ces 3 ans et avec lesquels j'ai échangé, que ce soit sur la science ou bien d'autres choses : Jean B., Olivier D., Marie-Pierre D., Sylvie B., Thierry N., Jean-Noël P., Peter C., Jacques B., Marc J., Annick, Didier, Pippo, Philippe B., Gilles, Pierre G., CLCDV, Xavier L. C., Eddie, les bibliothécaires Catherine B et Isabelle D. et notre gestionnaire en or Marie-Paule B. !

Je ne remercierais jamais assez mes deux co-bureaux du 207/~~3~~2 avec qui j'aurais refait la thèse et le monde un certain nombre de fois, et pas qu'au bureau !!! Camille, nous avons passé 4 ans, dont 3 de thèse à nous tourner le dos. Tu auras répondu à un certain paquet de question de culture G de géologie !!! Ta concentration légendaire, uniquement perturbable pour "le café de 17 h" aura imprimé un rythme serein à ce bureau. Bob, je garde un souvenir ému de l'Ouganda où j'ai beaucoup appris ! Ton côté légèrement râleur est régulièrement venu égayer le bureau (S.V.P., arrêtes de taper du poing sur la table) tout comme quelques sorties et retours de sorties ont agrémenté l'ordinaire. Merci les gars de m'avoir supporté, et dans tous les sens du terme ! Vous me manquez déjà…

Merci aussi aux anciens, qui sont déjà partis vers d'autres horizons et que l'on recroise toujours avec plaisir : Fabou et Capou, Anne-Claire et Thomas, Sam, J^2, Nathan, Romain, Mélo, Cloclo, Alex, Emilie, Christoff et Eline, Clément et Rebbeca, Gwen, Guilhem et Céline, Aurélie, Gloria, Sandra, Alain (bis) …

Un grand merci et de gros bisous aussi à ceux qui ont vécu les étapes de la thèse en même temps que moi. Justine, la bourguignonne du Bassin de Paris, nos nombreuses discussions, sorties terrain, bouffes, séjours au BRGM, soirées boulot au labo et anecdotes mémorables !!! Sylvia et son optimisme quasi-permanent ("Mouiiiiiiii, çà va le faire"), Camille (bis), Antoine (l'homme en avance sur le planning) et Mash (bise à Tom) avec qui j'ai quelques souvenirs de week-end, soirées et enfin Laurie.

J'ai aussi une pensée émue pour ceux qui restent avec dans le désordre : Maya, Guillaume (la gentillesse et la prévenance incarnées), Christophe (des fois, il pleut à Huelgoät), Olivier, Régis, "Tonton" Roman (le "Père Ducrasse"), Thomas, Gemma ("Souis pas espagnole, souis catalane !!!"), Hélène, Caro, Carlos, Stéphane (sans toi, Bob et moi on ne saurait toujours pas purger un radiateur), la bande des colocs toujours en forme : Youssef (et ton sourire en permanence accroché aux lèvres), Loïc (toujours à fond !!) et Benoît G. (heureusement qu'il y en a un avec les pieds qui touchent parfois un plus le sol que les autres !), Marie O. (Chocolatine, Dame Carcasse sonne !) et Raph, Fernando ("chileno" va !), Quesnoît Benel (crédit spécial pour les bruitages !!!), Hélène, Charlotte, Églantine H. (dédicace pour les bons moments passés au BRGM) et tous les autres copains docteurs, doctorants, masters…qui ont fait et font l'ambiance si agréable de ce laboratoire et que j'aurai malencontreusement oublié dans ces remerciements. D'ailleurs, pour palier à ma mémoire qui flanche, merci d'ajouter ton nom sur cette ligne blanche, si je l'ai oublié : ..... Je souhaite aussi bon vent à tous les petits nouveaux qui bientôt seront de vieux thésards comme moi et d'autres !

Je remercie aussi Madame Taouji, ma prof de SVT au lycée (les TP de géologie "Chocolat fondu" et "Bacs à Sable") et Lionel Dupret qui ont suscité chez moi, au travers de leurs cours, les deux déclics qui m'ont donné envie puis persuadé de faire de la géologie.

Je fais de gros bisous aux copains qui sont plus éloignés, mon Victor, qui a toujours fait des détours par Rennes (ou le Mans) dans ses transhumances saisonniers Courchevel – la Hague – St-Tropez (toujours avec de bonnes bouteilles, héhé !), Ludivine, Cécile ainsi que Pierrot, Lulu et Malo, exilés au Québec, Ostie !

Un merci plein d'amour à ma famille, mes parents ("faites un métier qui vous plaît"), mon frangin et ma frangine qui m'ont soutenu, ont pris de mes nouvelles quand j'oubliais de prendre des leurs et se sont, notamment sur la fin, un peu inquiétés de ma courbe de poids ainsi que de mes heures de sommeil et qui ont relu dans des délais infernaux, l'orthographe de ce manuscrit ! Merci aussi à mes grands-parents, oncles et tantes qui m'ont encouragé au cours de ces 3 ans !

Enfin, merci à toi, ma Lucie, qui bien que très occupée toi aussi, m'a tant soutenu au cours de ces trois ans, a supporté mes horaires insupportables, a apaisé mes angoisses, tenu le cap lors des mauvais jours…et égayé les autres jours…MERCI !

RÉSUMÉ

Le Massif armoricain est un domaine de socle cadomo-varisque ouest-européen de faible altitude (maximum 400m), caractérisé par des surfaces d'aplanissement, dont l'évolution géologique et géomorphologique mésozoïque et cénozoïque est débattue. L'objectif de cette étude est de reconstituer la croissance du relief de ce massif. Une analyse géomorphologique, à terre et en mer, des surfaces d'aplanissement à été réalisée. Celle-ci est basée sur leur (i) cartographie, (i) chronologie relative, (iii) relations avec les profils d'altération et (iv) datation au moyen des dépôts sédimentaires datés les fossilisant. Six surfaces d'aplanissement ont été identifiées et datées et la plupart sont exhumées. Elles sont d'âge anté-Jurassique inférieur (PS1 à PS3), anté-Jurassique moyen (PS4), ante-Crétacé inférieur (PS5) et Paléocène (PS6). Au moins deux phases d'enfouissement/exhumation ont été identifiées : (1) un enfouissement au cours du Jurassique suivi d'une exhumation au Crétacé inférieur et (2) un enfouissement au Crétacé supérieur suivi d'une dénudation du Crétacé terminal à l'Éocène inférieur. La première période d'exhumation est probablement reliée à l'initiation puis l'ouverture du rift entre les plaques Ibérie et Eurasie (Golfe de Gascogne) et la seconde à la convergence entre ces deux plaques. Enfin, les mouvements verticaux cénozoïque du massif ont été quantifiés à partir (i) de la position des sédiments marins datés et de milieu de sédimentation connus et (ii) des paléoniveaux marins respectifs de ces dépôts déduits de différentes chartes eustatiques. Ces travaux mettent en évidence (i) une surrection au Paléocène, (ii) une subsidence à l'Éocène supérieur et (iii) la surrection déjà caractérisée au Pléistocène.

ABSTRACT

The Armoricain massif is a west-european Cadomo-variscan domain of low altitude (maximum 400 m), characterized by planation surfaces, whose Mesozoic and Cenozoic geological and geomorphological evolution is still debated. The purpose of this study is to retrace the growth of this relief. A geomorphological analysis of the planation surfaces was performed on land and at sea. It is based on their (i) mapping, (ii) relative chronology, (iii) relationships with weathering mantles and (iv) dating using dated sediments that seal those them. Six stepped planation surfaces have been identified and mapped and most of them are exhumed. They are pre-early Jurassic (PS1 to PS3), pre-middle Jurassic (PS4), pre-late Cretaceous (PS5) and Paleocene (PS6). At least two phases of burial and exhumation have been identified: (1) burial in Jurassic time followed by denudation during the early Cretaceous and (2) burial in late Cretaceous time followed dy denudation during the latest Cretaceous to early Eocene. The first period of exhumation is probably related to the initiation and break-up of the rift between Iberia and Eurasia (Bay of Biscay) and the second to the convergence betwenn these two plates. At last, Cenozoic vertical movements of the massif have been quantified from (i) position of dated marine sediments of known depositional environment and (ii) their respective paleo-sea levels deduced from different eustatic charts. This work highlights (i) Paleocene uplift, (ii) late Eocene subsidence and (iii) the already characterized Pleistocene uplift.

TABLE DES MATIÈRES

FINANCEMENTS ---------- 7

REMERCIEMENTS ---------- 9

RÉSUMÉ ---------- 13

ABSTRACT ---------- 13

TABLE DES MATIÈRES ---------- 15

INTRODUCTION GÉNÉRALE ---------- 21

CHAPITRE 1. ÉTAT DES CONNAISSANCES ET MÉTHODES D'ÉTUDE DES RELIEFS ANCIENS CARACTÉRISÉS PAR DES SURFACES D'APLANISSEMENT ---------- 25

1.1 Introduction ---------- 27

1.2 Le niveau de base : élément majeur de la morphogénèse du relief continental ---------- 29

1.2.1 Les facteurs de contrôle de la morphogénèse ---------- 29

1.2.2 Définition du niveau de base ---------- 31

1.3 Les différents types de surfaces d'aplanissement : natures et origines ---------- 32

1.3.1 Les pénéplaines ("*peneplains*") ---------- 32

1.3.2 Les pédiments ("*pediments*"), pédiplaines ("*pediplains*") et pédivallées ("*pedivalleys*") ---------- 33

1.3.3 Les "*etchplains*" et "*etch-surfaces*" (surfaces de corrosion) ---------- 35

1.3.4 Les plates-formes d'abrasion marine ("*wave-cut platforms*") ---------- 38

1.3.5 Les surfaces de cryoplanation ("*cryoplanation terraces*") ---------- 39

1.3.6 Les surfaces d'aplanissement et les processus glaciaires ---------- 40

1.3.7 Autres termes utilisés dans la littérature ---------- 42

1.4 Surfaces d'aplanissement et modèles d'évolution à long terme des reliefs ---------- 43

1.4.1 Les modèles classiques : de W. M. Davis (1899) à J. T. Hack (1960, 1975) ---------- 43

1.4.1.1 Le Cycle Géographique de W.M. Davis (1899) ---------- 43

1.4.1.2 Le Modèle de Penck (1924) ---------- 44

1.4.1.3 Le Modèle de King (1953, 1962) ---------- 46

1.4.1.4 Le modèle de Crickmay : "Inequal Activity" (1933) ---------- 46

1.4.1.5 Le modèle d'équilibre dynamique de Hack (1960, 1975) ---------- 46

1.4.1.6 Validité des modèles classiques d'évolution à long terme des Reliefs ---------- 47

1.4.2 Études récentes : Tectonique, Climat et évolution long terme des paysages ---------- 49

1.4.2.1 L'évolution des paysages et reliefs des domaines orogéniques (raccourcissement crustal) --- 50

1.4.2.1.1 "L'équilibre dynamique" des zones à forte convergence, fort taux de surrection crustale et fortes précipitations ---- 50
1.4.2.1.2 L'évolution des paysages et reliefs des zones de plus faible convergence et contrôle du niveau de base ---- 51
1.4.2.2 L'évolution des paysages et reliefs des domaines intraplaques et contexte post-orogénique (flexures et variations du géotherme) ---- 51

1.5 Facteurs de contrôle de la genèse et de l'étagement / emboîtement des surfaces d'aplanissement ---- 53
1.5.1 Le rôle du niveau de base ---- 54
1.5.1.1 La propagation du niveau de base ---- 54
1.5.1.2 Les variations du niveau de base global (ou local) ---- 54
1.5.1.3 Les niveaux de base lithologiques et structuraux ---- 56
1.5.2 Le rôle du climat ---- 58
1.5.2.1 Les grands types d'altération de surface et de sub-surface ---- 58
1.5.2.1.1 Les altérations soustractives : les profils latéritiques ---- 59
1.5.2.1.2 Les altérations additives : silcrètes, calcrètes, dolocrètes, ferricrètes ---- 61
1.5.2.2 La répartition globale des altérations ---- 64
1.5.2.3 Organisation spatiale des profils d'altération et lien avec les surfaces d'aplanissement ---- 66
1.5.2.4 Datation des profils d'altération ---- 68
1.5.2.5 Estimation des taux d'altération ---- 68
1.5.2.6 Impact des altérations sur l'étagement des surfaces d'aplanissement ---- 70
1.5.3 Le rôle de la déformation ---- 75
1.5.3.1 Quelques exemples de surfaces d'aplanissement déformées ---- 75
1.5.3.2 L'apport de la thermochronologie basse-température ---- 79
1.5.4 Comment préserver des surfaces d'aplanissement anciennes ? ---- 81

1.6 Analyse des surfaces d'aplanissement : méthodes de cartographie, chronologie, datation et construction de modèles d'évolution des reliefs à long terme ---- 82
1.6.1 Identification et cartographie des surfaces d'aplanissement ---- 82
1.6.2 La chronologie relative et la datation des surfaces d'aplanissement et construction des modèles long-terme d'évolution des reliefs ---- 86

CHAPITRE 2. ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN : ÉTAT DES CONNAISSANCES ---- 89

2.1 Introduction ---- 91

2.2 Le substratum du Massif armoricain ---- 91
2.2.1 Définition géographique et géologique du Massif armoricain ---- 91
2.2.2 Structure du Massif armoricain et place dans la chaîne varisque ---- 92
2.2.3 Structure de la lithosphère et de la croûte inférieure ---- 98

2.3 Les bassins périphériques ---- 102
2.3.1 Le Bassin de Paris ---- 102
2.3.1.1 La structuration varisque du socle du Bassin de Paris ---- 102
2.3.1.2 Les cycles stratigraphiques et discordances majeures du Bassin de Paris ---- 103
2.3.2 Les bassins des Approches occidentales de la Manche (Bassins d'Iroise, des Approches de l'Ouest et de la Manche occidentale) ---- 112
2.3.2.1 Structuration des bassins des Approches occidentales de la Manche ---- 112
2.3.2.2 Histoire mésozoïque des bassins des Approches de L'Ouest ---- 113

2.3.2.3 Evolution cénozoïque et inversions dans les Approches de l'Ouest ---- 114
2.3.3 La Marge sud-armoricaine ---- 120
2.3.3.1 L'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur ---- 121
2.3.3.2 L'évolution paléogène de la Marge sud-armoricaine ---- 122
2.3.3.3 L'évolution néogène de la marge sud-armoricaine ---- 126

2.4 Le Mésozoïque et le Cénozoïque du Massif armoricain : état des connaissances ---- 130
2.4.1 L'enregistrement sédimentaire mésozoïque du Massif armoricain ---- 130
2.4.2 L'enregistrement sédimentaire paléogène du Massif armoricain ---- 134
2.4.3 L'enregistrement sédimentaire néogène du Massif armoricain ---- 147
2.4.4 Les études géomorphologiques antérieures des surfaces d'aplanissement du Massif armoricain - 152
2.4.5 Évolution climatique cénozoïque du Massif armoricain ---- 155

CHAPITRE 3. ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN : PARTIE ÉMERGÉE ---- 157

3.1 Introduction ---- 159

Résumé ---- 161

Article 1 : "Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia" ---- 162

Abstract ---- 163

3.2 Introduction ---- 164

3.3 Regional setting ---- 165
3.3.1 Geology ---- 165
3.3.2 Geomorphology and landscape evolution since the Mesozoic ---- 166
3.3.3 Palaeoclimate ---- 167
3.3.4 Material and methods ---- 168

3.4 Armorican landforms ---- 169
3.4.1 The Lower Normandy Plateau showcase ---- 169
3.4.2 Planation surfaces in other parts of the Armorican Massif ---- 172
3.4.3 Planation surfaces and weathering mantles ---- 172
3.4.4 Relative chronology of the planation surfaces ---- 174
3.4.5 Dating the planation surfaces: towards an age model ---- 176

3.5 Discussion ---- 178
3.5.1 The Armorican Massif: an exhumed land surface ---- 178
3.5.2 Depths of denudation and burial of the exhumed topography ---- 180
3.5.3 Nature of the Armorican planation surfaces ---- 181
3.5.4 Patterns of landscape exhumation in response to crustal deformation ---- 182
3.5.5 Is the geomorphological evolution of the Armorican Massif unique in western Europe? ---- 183

3.6 The main stages of Armorican landscape evolution ---- 186

3.7 Conclusions ---- 186

CHAPITRE 4. ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN : PARTIE IMERGÉE ---------- 189

4.1 Introduction ---------- 191

4.2 Description des formes du relief immergées du pourtour armoricain : les surfaces d'aplanissement, traits majeurs du relief ---------- 192

4.2.1 La Surface d'aplanissement Manche/Sud-armorique (AMSA et AMSAd) : une forme du relief d'échelle régionale ---------- 192

4.2.2 Les surfaces d'aplanissement du domaine péri-armoricain ---------- 194

4.2.2.1 Les surfaces d'aplanissement des domaines peu profonds et émergés (îles) ---------- 195

4.2.2.1.1 Les surfaces d'aplanissement côtières immergées sur socle ---------- 195

4.2.2.1.2 Les surfaces d'aplanissement immergées sur couverture sédimentaire Cénozoïque (calcaires du Bartonien) ---------- 197

4.2.2.1.3 Les surfaces d'aplanissement émergées ("perchées") des îles ---------- 197

4.2.2.2 Les formes du relief connectant l'AMSA et les aplanissements peu profonds et émergés --- 198

4.2.2.2.1 Les larges vallées sous-marines à fond rocheux ---------- 198

4.2.2.2.2 Les formes de la zone bordière externe du péri-continent armoricain ---------- 201

4.3 Les formes du relief sous-marin : nature et causes ---------- 206

4.3.1 La Surface d'aplanissement Manche/Sud-armorique : une plate-forme d'abrasion marine, dernier stade d'évolution d'une surface polygénique ---------- 206

4.3.2 Les larges vallées sous-marines à fond rocheux : des pédiments incisés puis submergés ? ---------- 207

4.3.3 Les surfaces d'aplanissement côtières immergées ---------- 209

4.3.3.1 Les surfaces d'aplanissement côtières sur domaine de socle ---------- 209

4.3.3.2 Les surfaces d'aplanissement immergées sur couverture sédimentaire cénozoïque (calcaires du Bartonien) ---------- 210

4.3.4 Les aplanissements émergés ("perchés") : surfaces d'aplanissement polygéniques ---------- 211

4.3.5 La zone bordière : domaine d'adaptation du relief entre les aplanissements péri-armoricains et l'AMSA ---------- 211

4.4 Chronologie, datation et organisation des formes du relief sous-marines ---------- 212

4.4.1 L'AMSA : un aplanissement polygénique de dernier façonnement miocène moyen à supérieur (13-8 Ma) ---------- 212

4.4.2 Les pédiments submergés LVP1 : Bartonien à Chattien (38-28 Ma) ---------- 213

4.4.3 Les pédiments submergés LVP2 et les formes de la zone Bordière : Miocène moyen à supérieur (13-8 Ma) ---------- 214

4.4.4 Les surfaces d'aplanissement émergées (îles) : prolongations des aplanissements émergés du Crétacé inférieur et du Jurassique ? ---------- 216

4.4.5 Les surfaces d'aplanissement côtières : des morphologies récentes ? ---------- 217

CHAPITRE 5. CROISSANCE DU RELIEF ARMORICAIN AU MÉSO-CÉNOZOÏQUE -- 219

5.1 Introduction ---------- 221

5.2 Le relief actuellement à terre ---------- 221

5.2.1 Rappel de la séquence des formes du relief (cf. Chapitre 3 – article accepté dans la revue "*Geomorphology*") ---------- 221

5.2.2 L'âge des pédiments les plus jeunes (PS6) : apport de la ligne sismique GéoFrance3D – Bassin de Rennes ---------- 221

5.3 Quantification du déplacement vertical à partir des positions successives du niveau marin ---------- 229
5.3.1 Méthode ---------- 229
5.3.1.1 Mesure du déplacement vertical fini ---------- 230
5.3.1.2 Mesure du déplacement vertical au cours du temps ---------- 231
5.3.2 Les différentes courbes de variation du niveau marin ---------- 231
5.3.3 Mesure du déplacement vertical fini pour un intervalle de temps donné ---------- 235
5.3.3.1 Le Pliocène supérieur (Plaisancien) – Pléistocène supérieur (Gélasien) ---------- 235
5.3.3.2 Le Miocène moyen (Langhien – Serravallien ; 16 – 11.6 Ma) ---------- 240
5.3.3.3 L'Oligocène inférieur (Rupélien ; 33,9 – 28,1 Ma) ---------- 244
5.3.3.4 L'Éocène supérieur (Bartonien ; 41 – 38 Ma) ---------- 247
5.3.3.5 Le Crétacé supérieur ---------- 250
5.3.4 Mesure du déplacement vertical du Massif armoricain au Cénozoïque ---------- 253
5.3.4.1 Résultats ---------- 254
5.3.4.2 La surrection syn- à post-Pléistocène du Massif armoricain ---------- 256
5.3.4.3 La période de stabilité et/ou de faible subsidence de l'Eocène moyen (Bartonien) au Pliocène supérieur – Pléistocène inférieur (Plaisancien – Gélasien) ---------- 257

5.4 Les contraintes imposées par les reliefs actuellement en mer et les bassins périphériques. ---------- 258
5.4.1 Les pédiments émergés : contrainte imposée par leur niveau de base ---------- 258
5.4.2 Les déformations et mouvements verticaux requis pour former les pédiments émergés ---------- 260
5.4.2.1 Les déformations aux alentours de la limite Éocène - Oligocène ---------- 260
5.4.2.2 Les déformations aux alentours de la limite Miocène moyen - supérieur ---------- 261

5.5 Modèle de croissance du relief armoricain ---------- 262
5.5.1 Chronologie et âge des formes du relief à terre et à mer ---------- 262
5.5.2 Evolution du relief armoricain ---------- 263

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES ---------- 271

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ---------- 275

LISTE DES FIGURES ---------- 311

ANNEXE 1 : MÉTHODOLOGIE, DONNÉES ET ANALYSES S.I.G. EMPLOYÉES POUR LA CARTOGRAPHIE DES SURFACES D'APLANISSEMENT ---------- 323

ANNEXE 2 : SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DE 14 BASSINS PALÉOGÈNES (ÉOCÈNES-OLIGOCÈNES) DU MASSIF ARMORICAIN ---------- 325

ANNEXE 3 : DONNÉES DE QUANTIFICATION DU DÉPLACEMENT VERTICAL FINI À PARTIR DES POSITIONS SUCCESSIVES DU NIVEAU MARIN ET DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES D'ÂGES ET DE BATHYMÉTRIES CONNUES ---------- 327

CARTE HORS-TEXTE N°1: CARTE AU 1/50000ÈME DES FORMES DU RELIEF (SURFACES D'APLANISSEMENT) DU MASSIF ARMORICAIN ---------- 329

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le relief émergé de la terre résulte de chaines de montagnes, d'épaulements de rift et de plaines et plateaux. Si les chaines de montagnes et, dans une moindre mesure, les épaulements de rift font l'objet de très nombreuses études géomorphologiques couplant analyse thermochronologique et dynamique des rivières (Burbank et al., 1996 ; Bishop, 2007), les plaines et plateaux sont peu étudiés, à l'exception des plateaux associés aux chaines de montagnes (Altiplano, par exemple Isacks, 1988 ; Tibet, par exemple Fielding et al., 1994).

Les plaines et plateaux constituent pourtant plus de 70% du relief émergé de la Terre. Leur taille varie de la centaine à plusieurs milliers de kilomètres. L'altitude des plateaux peut aller de quelques dizaines de mètres à plus de 2000 m (pour les plateaux non associés aux chaines de montagnes). Ces reliefs sont caractérisés par de grandes surfaces d'aplanissement, uniques ou multiples et étagées, qui ont fait l'objet d'une abondante littérature au 20ème siècle (Baulig, 1952 ; King, 1953 ; Büdel, 1957 ; Thomas, 1989a ; 1989b ; Widdowson, 1997a pour une revue) quelque peu oubliée au 21ème siècle.

Ces surfaces d'aplanissement posent plusieurs questions (Widdowson, 1997b ; Watchman and Twidale, 2002 ; Migoń, 2004a ; Burke and Gunnell, 2008) : leur mode de formation, leur datation et, dans le cas des plateaux, les mécanismes de leur surrection (souvent différents de ceux de l'aplanissement).

Ainsi, par exemple, pour les plateaux de très grande longueur d'onde (x1000 km) comme le Plateau sud-africain ou le dôme kenyan, l'aplanissement sommital est considéré comme résultant d'une longue évolution polygénique (Burke and Gunnell, 2008), tandis que la surrection serait en relation avec la mise en place du "superplume" sud-africain (Nyblade et al., 1990 ; Gurnis et al., 2000). Cependant, l'essentiel des plateaux de la terre ont une taille maximale de l'ordre de quelques centaines de kilomètres et une cause lithosphérique.

L'objectif de cette thèse est d'étudier les plateaux (x100 km) faiblement étagés d'un domaine de socle peu élevé (maximum 400 m) afin de reconstituer la croissance de ces reliefs de faible longueur d'onde et d'altitude faible au regard de plateaux comme le Plateau sud-africain. Ce domaine de socle est le Massif armoricain, un des massifs de socle d'Europe occidentale (Cornouailles, Pays de Galles, Ecosse, Ardennes - Massif schisteux rhénan, Bohème, Vosges - Forêt noire, Massif Central français, etc.).

Notre propos est d'analyser les formes du relief correspondant aux surfaces d'aplanissement, d'établir leur chronologie relative et de les dater afin de reconstituer l'évolution du relief du Massif armoricain et aussi de quantifier ses déplacements verticaux

en repositionnant en altitude les sédiments marins datés du Massif armoricain par rapport au niveau de la mer de l'époque du dépôt.

Cette étude repose sur une analyse cartographique à terre et en mer des formes du relief et des sédiments associés.

Le Massif armoricain est constitué de roches protérozoïques et paléozoïques déformées lors des orogenèses cadomienne (pan-africaine) et varisque (ou hercynienne). C'est un ensemble constitué de quatre domaines de plateaux et collines (Plateaux ouest-armoricain et bas-normand, Collines vendéennes et du Cotentin ; Figure A) ceinturé par des domaines aplanis de plus faible altitude (Bas plateau breton, plates-formes du Léon, du

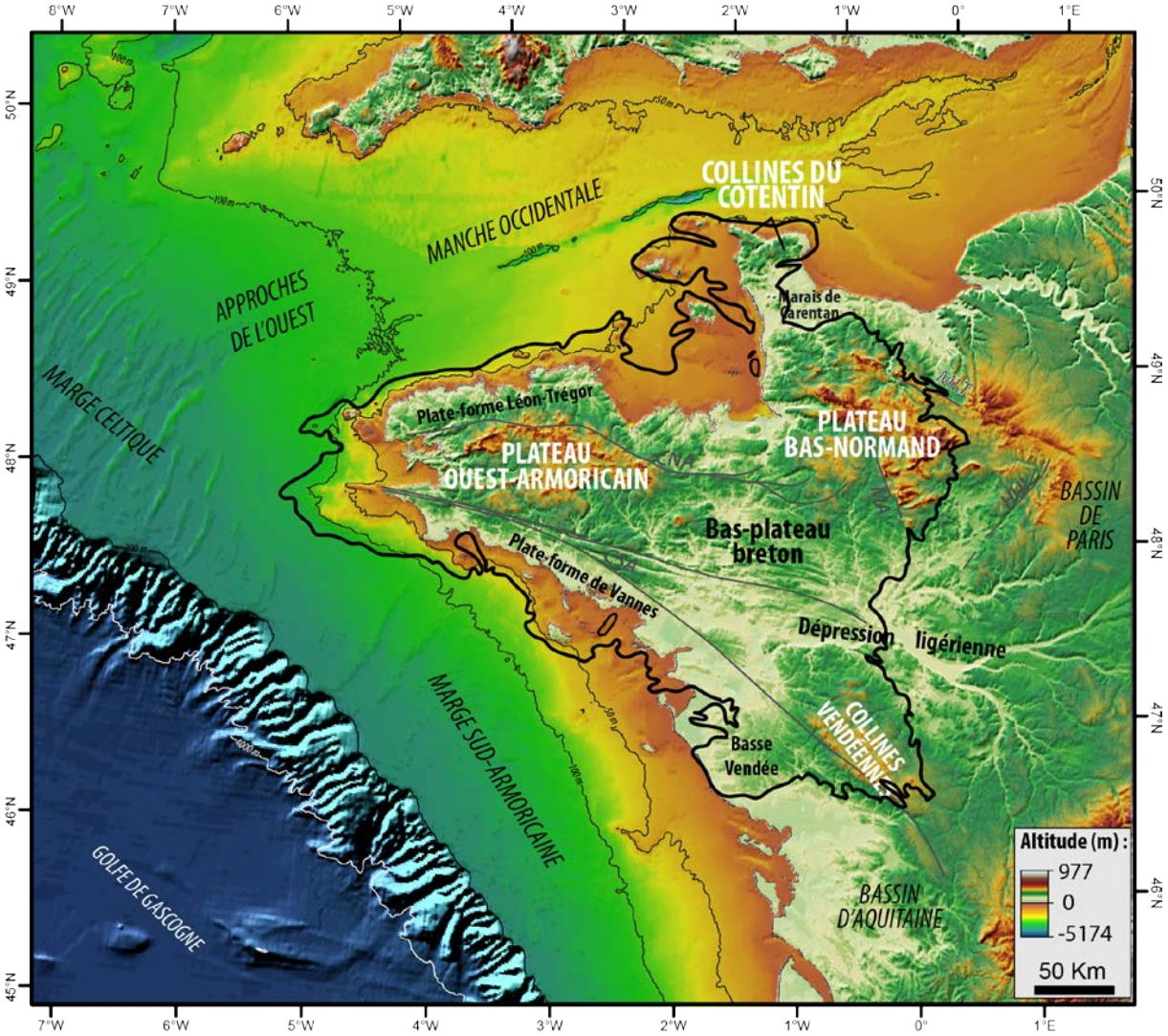


Figure A : Principaux domaines topographiques et morphologiques du Massif armoricain et des bassins périphériques représentés sur un modèle numérique de terrain terre-mer (Sources MNT : à terre : NASA Shuttle Radar Topography Mission, Jarvis et al., 2008 ; en mer : "GEBCO 30 arc'", "SHOM Golfe de Gascogne-Manche ; Projection RGF Lambert 1993). Ligne noire épaisse : limite entre le Massif armoricain (Socle varisque) et les bassins sédimentaires périphériques. Lignes grises : failles principales (CNA : Cisaillement nord-armoricain, CSA : Cisaillement sud-armoricain ; MLT : Faille de Merlerault ; MA : Faille de la Mayenne ; HUI : Faille de l'Huisne).

Trégor, de Vannes et de Basse-Loire, etc. ; Figure A). Ces plateaux sont plus ou moins altérés (jusqu'à de vraies latérites, Estéoule-Choux, 1983) et portent de nombreux sédiments cénozoïques (Guillocheau et al., 2003). Ces différentes entités morphologiques sont incisées par les vallées actuelles (Bonnet et al., 2000).

Cette topographie terrestre se prolonge à mer (ici appelée le péri-continent armoricain) et passe à la faveur d'escarpements plus ou moins marqués (10 à 50 m de hauteur), à une vaste surface d'aplanissement recoupant socle et bassins méso-cénozoïques (Hinschberger, 1969 ; Andreieff et al., 1972 ; Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Bourillet et al., 2006), ici appelée Aplanissement de la Manche et de la Marge Sud-Armoricaine (AMSA).

Le Massif armoricain a fait l'objet de nombreuses études géomorphologiques depuis l'extrême début du 20ème siècle. La première grande étude est réalisée par Emmanuel de Martonne en 1906 qui identifie une surface d'aplanissement du début du cénozoïque à l'échelle du massif (plates-formes Léon Trégor et de Vannes, Bas-plateau armoricain) surmontée de potentielles topographies témoins d'aplanissements antérieurs, qu'il propose mésozoïques. Plusieurs brillants géographes travailleront sur la partie émergée (Musset, 1917 ; 1922 ; 1928 ; Meynier, 1940 ; Guilcher, 1948 ; 1949, etc.) et immergée (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977, etc.) du Massif armoricain, la dernière grande synthèse terrestre, concentrée sur la bordure est du massif et ses relations avec les sédiments du Bassin de Paris, étant effectuée par Claude Klein en 1975. Tous concluront que l'essentiel du façonnement du Massif armoricain est réalisé durant le début du Cénozoïque.

Notre étude s'est limitée au Massif armoricain au nord de la Loire (bien qu'intégrant les sédiments du bassin de Challans en Vendée). La raison est double : (1) Ce travail, financé par la région Bretagne, devait au départ se focaliser sur cette région. Très rapidement le sud de la Normandie, avec ses sédiments mésozoïques datés, s'est imposé comme étant incontournable. (2) Le travail de cartographie, supposant un contrôle de terrain chronophage, limitait l'extension géographique.

CHAPITRE 1. ÉTAT DES CONNAISSANCES ET MÉTHODES D'ÉTUDE DES RELIEFS ANCIENS CARACTÉRISÉS PAR DES SURFACES D'APLANISSEMENT

1.1 INTRODUCTION

Au premier ordre, le relief terrestre est constitué de différentes formes facilement identifiables telles que les chaînes de montagnes (e.g. Himalaya, Andes, Alpes), les domaines de plateaux (e.g. Plateau sud-africain, Plateau sibérien, plateaux australiens) et de plaines (e.g. Grandes plaines des USA, Plaine du Pô), les volcans (e.g. Etna, Krakataua, volcans d'Auvergne) ou encore les domaines de rift (Rift est-africain). Ces formes du relief présentent des dimensions caractéristiques différentes (M[1] ≈ ×10 – ×1000 km) et sont liées à des modes de déformation de différentes longueurs d'ondes et amplitudes qui dépendent généralement du contexte géodynamique.

Ainsi, aux limites de plaques (convergence ou divergence), les chaînes de montagnes et zones de rift présentent des variations topographiques de forte amplitude et de courte à moyenne longueur d'onde ($\lambda \approx$ ×10 – ×100 km, comparables aux épaisseurs crustale à lithosphérique) qui traduisent l'impact majeur des processus de déformation impliquant la croûte supérieure et/ou la lithosphère au travers de failles, chevauchements, flexures et flambages lithosphériques.

A l'inverse, en contexte intraplaque, les grandes plaines ou plateaux, souvent situés sur des cratons anciens, présentent des variations topographiques faibles mais de moyenne à grande longueur d'onde ($\lambda \approx$ ×100 – ×1000 km). Ces ordres de grandeur indiquent une participation importante de phénomènes profonds, lithosphériques et mantelliques (Sandiford et Quigley, 2009 ; Braun et al., 2014).

L'impact de ces déformations, de longueurs d'ondes et d'amplitudes caractéristiques différentes, sur la morphogenèse globale est étudié depuis plus d'un siècle. L'essentiel des études géomorphologiques de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle est plutôt axé sur la compréhension de l'évolution des reliefs aux limites des plaques (zones de collision, subduction ou de divergence), ou des marges passives élevées. L'objectif de ces travaux est de comprendre l'impact des interactions entre déformation et climat sur le relief dans ces contextes géodynamiques particuliers. A l'inverse, certains modèles "classiques" (première moitié du XX^{ème} siècle) ont été proposés dans le but d'expliquer l'évolution des reliefs à long-terme par un modèle global et sont aujourd'hui critiqués (e.g. Phillips, 2002). Cependant, depuis vingt ans, les travaux de thermochronologie associés aux analyses géomorphologiques et sédimentologiques démontrent un renouveau de l'intérêt pour la géomorphologie long terme (x 10 Ma à x 100 Ma) ainsi que pour la compréhension des morphologies de grandes et moyennes longueurs d'ondes des grands domaines intracontinentaux et des processus associés (Gunnell et al., 2003 ; Chardon et al., 2006 ; Barbarand et al., 2013 ; Green et al., 2013 ; Bonow et al., 2014).

Les reliefs et massifs anciens situés en domaine intraplaque constituent les domaines privilégiés de ces études. C'est le cas des grands cratons d'Australie, d'Afrique (Kalahari,

[1] M : ordre de grandeur

Afrique de l'Ouest), d'Amérique (Canada, Wyoming) ou d'Europe (Scandinavie) qui constituent les croûtes continentales les plus anciennes de notre planète. En effet, l'histoire géologique de ces domaines est souvent compliquée à restituer du fait de l'absence de dépôts sédimentaires qui permettent : (i) de dater les épisodes successifs de leur évolution (reconstitution temporelle), et (ii) de reconstituer les paléogéographies passées (reconstitution spatiale).

Une caractéristique commune des reliefs de la plupart de ces domaines de socle est la présence de surfaces d'aplanissement (pour un aperçu mondial, voir Widdowson, 1997). Ces dernières correspondent à des surfaces topographiques quasi-planes (gradient de pente très faible), occupant souvent de vastes zones géographiques (x 10 km^2 à x 1000km^2). Elles tronquent généralement les structures du socle sous-jacent et peuvent présenter certains reliefs tels que des collines résiduelles (Brown, 1968 ; Migoń, 2004a ; Huggett, 2011). Ce terme – surface d'aplanissement ("*planation surface*" en anglais) – est utilisé dans ce mémoire de manière générique car sa définition est uniquement basée sur des critères d'apparence sans qu'aucun processus génétique particulier n'y soit associé.

Ces surfaces d'aplanissement constituent les marqueurs de l'évolution géologique et géomorphologique de nombreux domaines continentaux intraplaques. Leur analyse, combinée à celle des bassins sédimentaires environnants et aux méthodologies modernes de datation des surfaces continentales (radio-isotopes, paléomagnétisme) constitue un outil majeur dans la compréhension de l'évolution long terme des domaines intraplaques.

Ce chapitre propose une synthèse typologique des surfaces d'aplanissement, de leur signification géologique et géomorphologique et des méthodologies employées dans leur analyse au travers :

(1.2) un rappel succinct des facteurs de contrôle de la morphogénèse et de la notion de niveau de base ;
(1.3) un point sur les différents types de surfaces d'aplanissement décrites et définies dans la littérature et sur les processus génétiques associés ;
(1.4) une présentation des principaux modèles d'évolution à long terme des reliefs et de l'intégration des surfaces d'aplanissement dans ces modèles ;
(1.5) une présentation des facteurs de contrôle de la genèse, de l'étagement ou de l'emboîtement des surfaces d'aplanissement ;
(1.6) une présentation succincte des méthodes d'identification, de cartographie et d'analyse des surfaces d'aplanissement dans le but de reconstituer l'évolution géologique et géomorphologique de domaines de socles anciens.

1.2 LE NIVEAU DE BASE : ÉLÉMENT MAJEUR DE LA MORPHOGÉNÈSE DU RELIEF CONTINENTAL

1.2.1 LES FACTEURS DE CONTRÔLE DE LA MORPHOGÉNÈSE

La morphogenèse et l'évolution d'un paysage résultent des interactions, couplages et interdépendances complexes des processus géologiques de surfaces et profonds (Molnar et England, 1990 ; Champagnac et al., 2014 ; Figure 1-1). Les principaux facteurs de forçage des processus et de la morphogenèse sont :

(i) les déformations de la lithosphère (mouvements verticaux – tectonique) pouvant influer le relief, l'érosion (chimique/physique), le transport de sédiments, la sédimentation et l'eustatisme (tectono-eustatisme) ;
(ii) le climat pouvant influer les processus d'érosion (physique/chimique), de transport des sédiments, la sédimentation et l'eustatisme (climato-eustatisme).

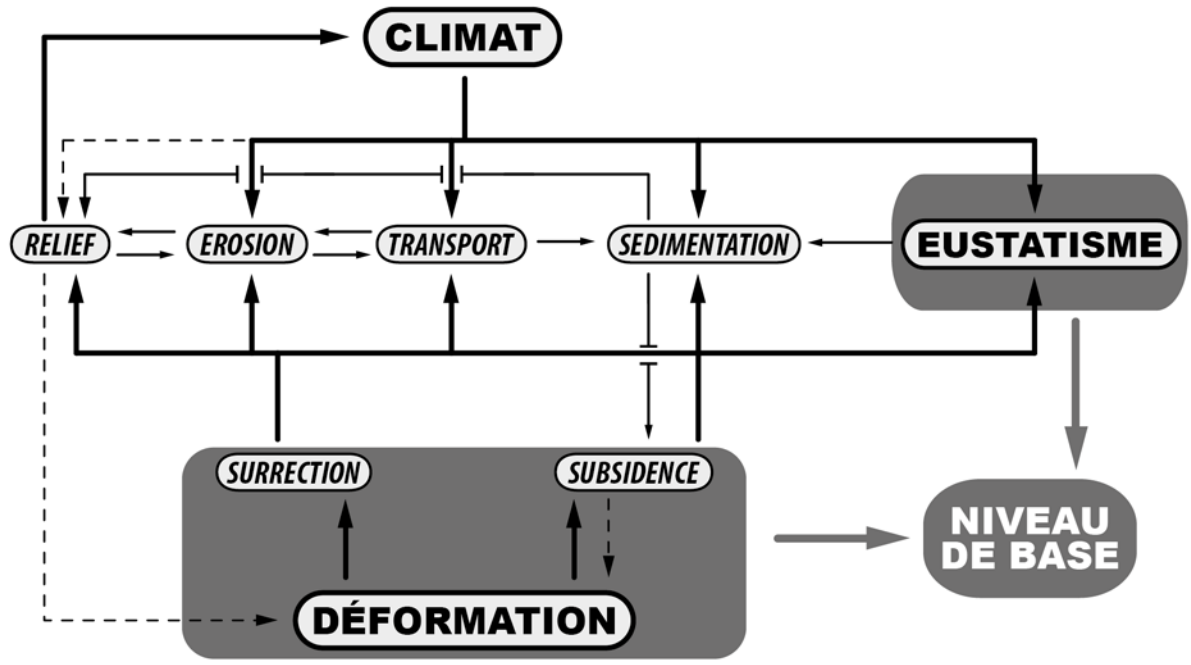


Figure 1-1 : Diagramme schématisant les relations d'interdépendances entre les deux grands facteurs de forçage de l'évolution d'un paysage que sont le climat et la déformation et les différents processus entrant en jeu dans cette évolution (réalisé d'après Champagnac et al., 2014). La définition du niveau de base est schématisée par les aplats grisés.

L'expression de la déformation peut être synthétisée selon trois longueurs d'ondes :

- Les déformations de courte longueur d'onde et de vitesse importante ($\lambda \approx$ ×10 km, $V \approx$ ×1 km/Ma) correspondent à des hétérogénéités crustales (variation de la densité crustale) telles que des failles crustales, des chevauchements, pouvant induire des amincissements ou épaississements crustaux. Ces phénomènes correspondent à des déformations localisées et de courte durée. Elles peuvent induire des déformations

de longueur d'onde plus importante (e.g. un flambage lié à la surcharge d'une croûte épaissie).

- Les déformations de moyenne longueur d'onde (λ ≈ ×100 km, V ≈ ×10-100 m/Ma) correspondent à des phénomènes de flambage lithosphérique induits par des phénomènes de charge/décharge (e.g. bassin sédimentaire, chaîne de montagnes), ou à des phénomènes d'instabilité thermique sous la lithosphère (e.g. sous-placage mantellique ; Summerfield, 1991 ; Watts, 2001 ; Sandiford et Quigley, 2009). Ces phénomènes peuvent persister sur des durées importantes (e.g. temps nécessaire à l'érosion d'une chaîne de montagnes).
- Les déformations de grande longueur d'onde (λ ≈ ×1000 km, V ≈ ×10 m/Ma) correspondent à des phénomènes impliquant la dynamique (la convection) du manteau : la topographie dynamique. Ce phénomène est dirigé par les flux mantelliques impliquant des anomalies positives (plateaux) et négatives (dépressions) de topographie sur de larges surfaces continentales (Braun, 2010 ; Moucha et Forte, 2011).

La prédominance d'un type de déformation dans une région donnée dépend du contexte géodynamique l'affectant. Ainsi, en contexte interplaques, la déformation est majoritairement contrôlée par la convergence (collision/subduction) ou la divergence des plaques (rifting, création de croûte océanique ; Summerfield, 1991). Ces zones sont les lieux de déformations rapides et de faibles longueurs d'ondes telles que les failles crustales listriques pour les rifts et les grands chevauchements pour les chaînes de montagnes. Elles sont également soumises à des déformations de longueurs d'ondes moyennes comme le flambage lithosphérique induit par la charge liée à l'épaississement crustal, impliqué dans la formation des bassins d'avant-pays. En contexte intraplaque, les déformations de moyennes et grandes longueurs d'ondes prédominent, les premières au-travers de flambages lithosphériques (transmission des contraintes depuis les limites de plaques) ou de rebonds isostatiques (fonte d'inlandsis), les secondes au travers du maintien ou du basculement de certaines topographies de plateaux (Sandiford et Quigley, 2009 ; Moucha et Forte, 2011 ; Braun et al., 2014).

Cependant, la participation des phénomènes de grandes longueurs d'ondes dans la déformation des domaines situés aux limites de plaques n'est pas exclue (e.g. Husson et al., 2014). De plus, des déformations de courtes longueurs d'ondes peuvent affecter les domaines intraplaques, notamment lors de réarrangements de contraintes tectoniques aux frontières de plaques et à leur transmission aux domaines intraplaques (Ziegler, 1990 ; Sandiford et Quigley, 2009).

L'ensemble de ces différents processus de déformation, se répercutent plus ou moins rapidement (en matière de taux de déformation) et plus ou moins localement (en fonction des longueurs d'ondes) sur le niveau de base, notion importante pour la compréhension de l'évolution des paysages.

1.2.2 DÉFINITION DU NIVEAU DE BASE

Le niveau de base est défini comme la surface délimitant les domaines en érosion (au-dessus de cette surface) et les domaines en sédimentation (en-dessous de cette surface). La position du niveau de base est déterminée par la somme des variations eustatiques et des mouvements verticaux de la surface terrestre (Figure 1-1), idéalement par rapport à un référentiel fixe (centre de la Terre - Bonnet, 1997). Le terme niveau de base, introduit par Powell (1875) est utilisé dans des sens différents dans la littérature (Chorley et Beckinsale, 1968 ; Goudie, 2004) :

- Le niveau de base global ou ultime représenté par la surface du niveau des océans qui intersecte la topographie des domaines émergés ;
- Le niveau de base structural, temporaire, local :
    - Le niveau de base temporaire ou structural provoqué par une lithologie ou une structure résistante à l'érosion qui limite la propagation du niveau de base global en amont de cette lithologie ou structure résistante (formation d'un knickpoint). Le niveau de base du système amont, alors défini par ce knickpoint, persistera jusqu'à l'effacement de ce dernier ;
    - Le niveau de base local qui correspond au niveau de base d'un bassin endoréique (niveau du lac). Un niveau de base local peut être temporaire et ou structural. Les lacs Léman, Tanganyika et la Mer Morte sont des exemples de niveaux de base locaux ;
- La "*Base-levelled surface*" (Surface nivelée) correspond au niveau de base défini par une surface continentale sub-plane (e.g. plaine), sur laquelle les cours d'eaux sont ajustés (peu ou pas d'érosion de la surface) et vont adapter la topographie amont. La "*base-levelled surface*" être d'un niveau proche du niveau de base global (plaine) ou d'un niveau de base structural ou temporaire (plateau).

Bonnet (1997) indique que dans le cas d'un niveau de base défini comme le niveau marin relatif, par rapport à un référentiel fixe, une chute de niveau de base correspond à la formation de relief selon deux possibilités :

- le domaine étudié est en surrection pendant que le niveau marin chute ou ne change pas ;
- le domaine étudié est en surrection pendant que le niveau marin monte avec une vitesse de surrection supérieure à la vitesse de montée du niveau marin.

La notion de niveau de base définit ainsi le niveau auquel les processus d'érosion tendent à adapter une topographie au cours du temps. Les surfaces d'aplanissement correspondent, pour la plupart, à des adaptations de ce type. Cependant, il est à noter que cette notion ne prend pas en compte les processus érosifs sous-marins, qui peuvent eux-aussi affecter la morphogenèse d'un paysage, par exemple lors de l'émersion de morphologies sous-marines ultérieurement à leur façonnement.

1.3 LES DIFFÉRENTS TYPES DE SURFACES D'APLANISSEMENT : NATURES ET ORIGINES

Dans cette partie, une synthèse des grands types de surfaces d'aplanissement et des processus génétiques associés sera exposée. Puis, les principaux modèles d'évolution à long terme des reliefs seront résumés. Dans un souci de clarté vis-à-vis de la littérature internationale, les équivalents anglais des termes français employés dans ce manuscrit seront présentés en italique et entre guillemets.

1.3.1 LES PÉNÉPLAINES ("*PENEPLAINS*")

Le terme pénéplaine ("*peneplain*") a été introduit par W.M. Davis (1889) pour définir une plaine sans caractéristique particulière, peu ou pas affectée par les structures géologiques sous-jacentes, issue de l'usure d'une topographie antérieure (Figure 1-2). Il précise plus tard que des irrégularités (collines) de l'ordre de 60 à 100m d'amplitude affectent couramment les pénéplaines (Davis, 1896), que ces dernières peuvent porter des reliefs résiduels ("*monadnocks*") et qu'elles sont principalement contrôlées par le niveau de base (niveau marin) du réseau de drainage qu'elles portent (Davis, 1899). Ces pénéplaines peuvent porter des profils d'altération et correspondent, dans leur définition initiale, au stade quasi ultime du modèle de cycle d'érosion d'un relief énoncé par Davis (1899) : "*The Geographical Cycle*" (cf. §1.5.1.1). Suivant ce modèle les pentes des interfluves sont progressivement abaissées ("*downwearing*" ; Figure 1-3.A) par les processus d'érosion des rivières et d'érosion gravitaire (Davis, 1899 ; Holmes, 1955 ; Migoń, 2004b ; Ebert, 2009).

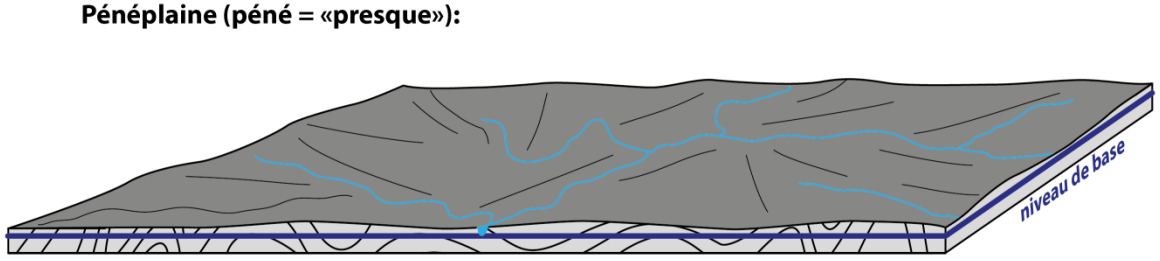


Figure 1-2 : Schéma d'une pénéplaine.

Il est à noter que le terme "pénéplaine" a été largement employé dans la littérature, recouvrant parfois différentes définitions, Davis ayant lui-même adapté sa définition au cours du temps (voir Phillips, 2002 pour un historique)."Pénéplaine" est ainsi régulièrement utilisée de manière générique pour désigner une surface d'aplanissement.

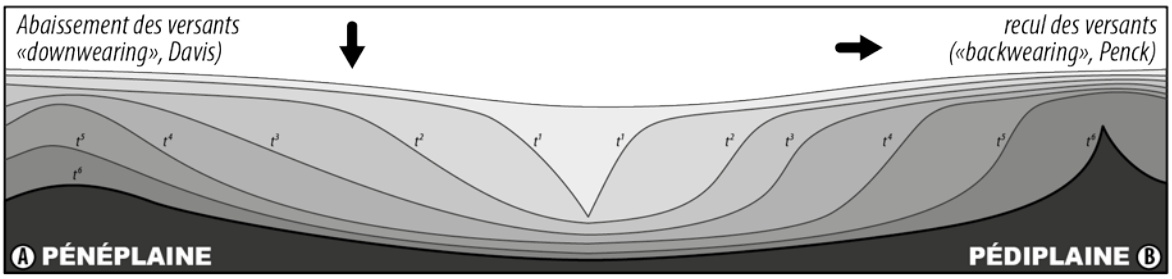


Figure 1-3 : Coupes schématiques représentant l'évolution des versants dans le cas d'un processus d'abaissement des versants (A) de Davis (1899 – pénéplanation) et de recul des versants (B) de Penck (1924 – pédiplanation)

1.3.2 LES PÉDIMENTS ("*PEDIMENTS*"), PÉDIPLAINES ("*PEDIPLAINS*") ET PÉDIVALLÉES ("*PEDIVALLEYS*")

Le terme pédiment ("*pediments*") fut introduit par McGee (1897) bien que Gilbert (1877) ait été le premier à décrire ce type de morphologie sans le nommer. Différentes définitions existent dans la littérature (voir Whitaker, 1979 ; Dohrenwend et Parsons, 2009 pour une revue complète), des plus larges (Whitaker, 1979) aux plus précises (Cooke, 1970). La variété des pédiments décrits et des définitions proposées entraîne une certaine confusion. Nous retiendrons donc une définition la plus universelle et complète possible. Ainsi, les pédiments sont caractérisés par les paramètres suivants (Tator, 1952 ; 1953 ; Whitaker, 1979 ; White, 2004 ; Dohrenwend et Parsons, 2009 ; Figure 1-4.A) :

- une surface faiblement inclinée (pentes comprises entre $x10^{-4}$ % et 1 %) adaptée à un niveau de base, tronquant les structures et lithologies sous-jacentes sans relief significatif ;
- une aire comprise entre 10^2 km^2 et 10^4 km^2,
- un profil longitudinal concave (en général) à rectiligne ;
- des valeurs de pentes très faibles en aval ($x10^{-4}$ à 1 %) augmentant en partie amont (x1 % à >15 %), cette dernière pouvant former un escarpement reliant le pédiment à la morphologie amont ;
- l'absence de couverture sédimentaire ou des placages sédimentaires discontinus de faible épaisseur (x1 m) ;
- l'absence de réseaux de rivières surimposés (en général) ou bien un réseau étroit (x1 m à x10 m de large) sans incision significative (x 1 m).

Certains pédiments, correspondant à de larges vallées à fond plat tronquant les structures sous-jacentes, ont été décrits par différents auteurs (Mammericks, 1964 ; Thomas, 1989a ; 1989b ; Figure 1-4.B). Ces formes nommées "pédivallées" ("pedivalleys" ; Dauteuil et al., 2015), présentent les mêmes caractéristiques que les pédiments hormis leur taille et leur largeur, plus petites (largeur : ×10 – ×100 km ; aire : $\times10^1$ – $\times10^4$ km^2).

Les pédiments et pédivallées peuvent, dans leur partie amont, être partiellement reliés entre eux par un col pédimentaire ("*pediment pass*") ou encore former, par coalescence, une pédiplaine ("*pediplain*" – aire : 10^3-10^6 km^2 ; Maxson et Anderson, 1935 ; Peulvast et Claudino Sales, 2005 ; Figure 1-4.C). Des reliefs résiduels – des inselbergs – peuvent persister sur ces surfaces d'aplanissement (King, 1953 ; White, 2004 ; Ebert, 2009 ; Huggett, 2011). De nombreux pédiments sont décrits autour du globe (Figure 1-5 ; Whitaker, 1973 ; 1979). Les francophones les désignent parfois par le terme ambigu de "glacis", terme pouvant désigner différentes morphologies (e.g. piémonts - Baulig, 1956 ; 1973 ; Whitaker, 1979).

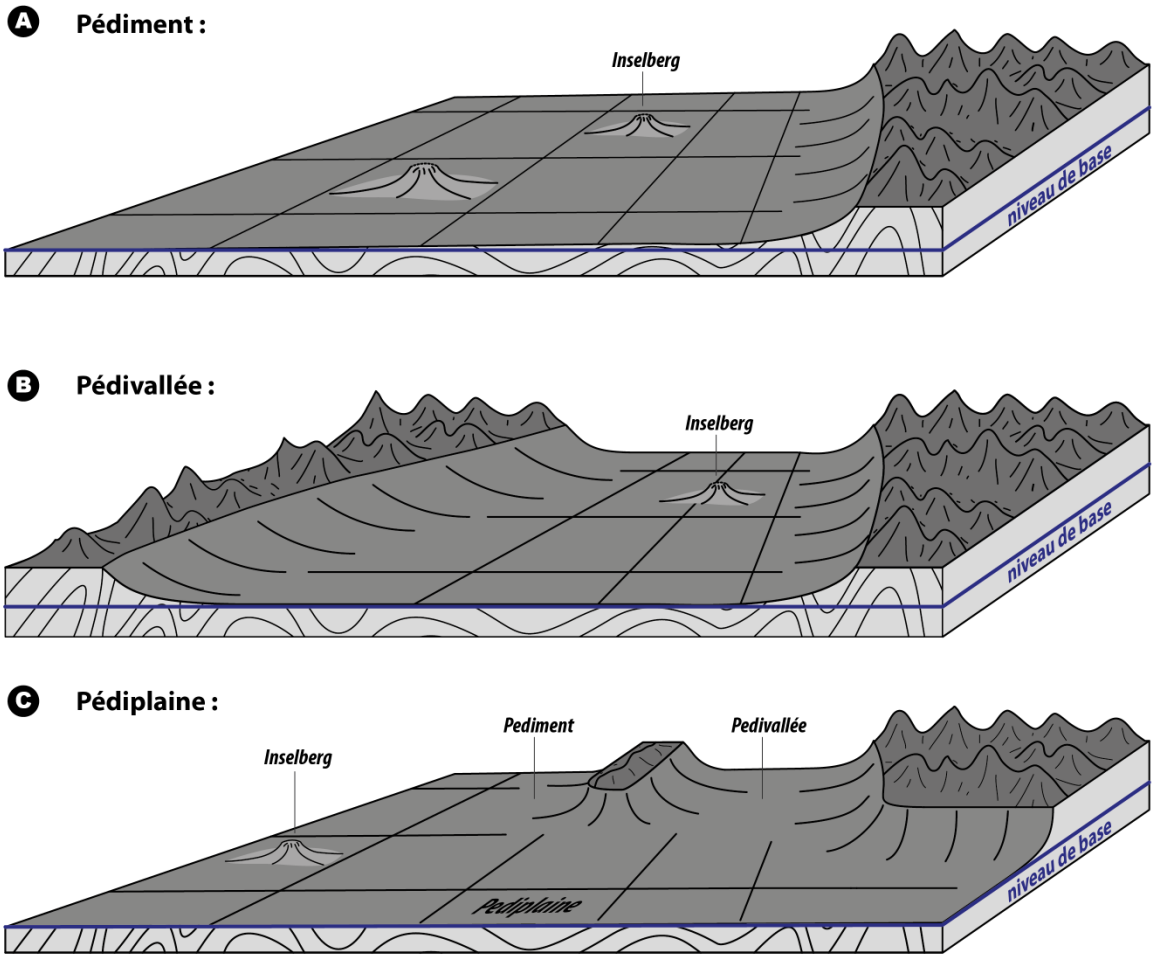


Figure 1-4 : Schémas illustrant : A – un pédiment, B – une pédivallée et C – une pédiplaine formée par la coalescence d'un pédiment et d'une pédivallée. Le col pédimentaire correspondant à la connexion locale de la partie amont de deux pédiments ou pédivallées n'est pas représenté.

Les processus d'érosion à l'origine des pédiments et leur importance relative sont difficiles à estimer (White, 2004) et varient selon le contexte climatique (Dohrenwend et Parsons, 2009). Les crues en nappes[2] ("*sheetfloods*") et le ruissellement diffus ("*rill wash*"), sont souvent proposés (White, 2004 ; Dohrenwend et Parsons, 2009). L'altération chimique

[2] Les crues en nappes ne peuvent cependant pas initier la formation des pédiments. En effet, elles nécessitent une surface relativement plane pour se former.

("*weathering*") et le décapage ultérieur des profils d'altération sont aussi suggérés rapprochant la pédiplanation de la "*etchplanation*" (voir §1.4.3).

Contrairement aux pénéplaines, le recul des escarpements ("*backwearing*" ; Figure 1-3) est le phénomène dominant invoqué dans l'évolution des versants des pédiments,

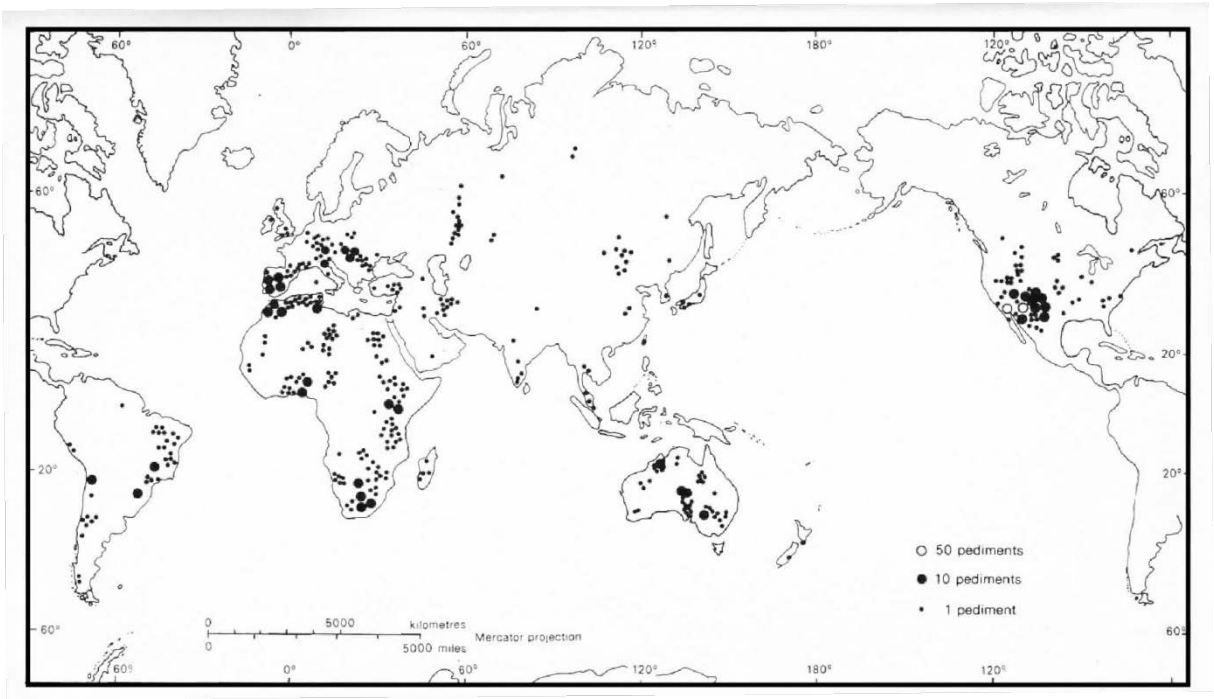


Figure 1-5 : Carte mondiale des pédiments mentionnés dans la littérature (Withaker, 1973)

notamment par L. C. King (1953 ; 1962), dans son modèle d'évolution à long terme des paysages (cf. §1.5.1.3).

1.3.3 LES "*ETCHPLAINS*" ET "*ETCH-SURFACES*" (SURFACES DE CORROSION)

Le terme "*etchplain*" – qui peut être traduit par surface de corrosion[3] – est introduit par Wayland (1933). Cet auteur désigne ainsi une surface d'aplanissement, créée sous des climats tropicaux à sub-tropicaux induisant la formation d'un épais profil d'altération chimique (latéritique), ultérieurement décapé par l'érosion mécanique (Büdel, 1982 ; Thomas, 1989a ; 1989b ; Bremer, 1993 ; Ebert, 2009 ; Huggett, 2011). Ce processus d'altération/décapage, dans son ensemble, est appelé "*etchplanation*" (Thomas, 1994 ; Huggett, 2011). Deux interfaces sont définies dans ce modèle malgré les confusions relevées dans la littérature (Ebert, 2009) :

[3] : Cette traduction n'étant pas totalement satisfaisante ("corrosion" n'étant pas la traduction exacte du mot anglais "*etch*"), les termes anglais "*etchplain*", "*etch-surface*" et "*etchplanation*" seront régulièrement utilisés dans la suite de ce manuscrit.

- La "*etchplain*" qui correspond à la surface plane située au sommet du profil d'altération (épaisseur : x 10m à 100 m) présentant généralement des cuirasses d'altération (cuirasses latéritiques ; Thomas, 1994 ; Huggett, 2011).
- La "*etch-surface*" qui correspond à l'interface entre le socle sain et la base du profil d'altération (saprolite ou isaltérite), i.e. le front d'altération (Mabbutt, 1961 ; Thomas, 1994 ; Huggett, 2011). La résistance des roches à l'altération chimique étant variable, le front d'altération ("etch-surface") peut présenter une certaine rugosité (topographie) directement liée à l'hétérogénéité du socle (Migoń, 2004c ; Ebert, 2009).

La "*etchplain*" et la "*etch-surface*" correspondent respectivement aux deux surfaces (interfaces) du modèle de "*double-planation*" (équivalent de la "*echtplanation"*) de Büdel (1957 ; i.e. la "*wash surface*" et la "*basal weathering surface*"). Plusieurs types de "*etchplains*" peuvent être distingués, traduisant différents stades de décapage du profil d'altération (Thomas, 1994 ; Migoń, 2004c) :

- **Les surfaces de corrosion armées par un profil d'altération ("*mantled etchplain*" - Figure 1-6.A) :** De faible relief, elles sont caractérisées par un épais profil d'altération dont le sommet est caractérisé par des cuirasses d'altération (latéritiques) relativement continues. Le front d'altération ("e*tch-surface*") n'est pas affleurant.
- **Les surfaces de corrosion disséquées ou les fronts d'altération partiellement déblayées ("*dissected etchplains*" ou "*partly stripped etch-surface*" - Figure 1-6.B) :** Elles sont développées à partir des surfaces de corrosion capées ("*mantled etchplains*") par la dissection et le décapage locaux du profil d'altération par l'érosion physique. Une partie du profil d'altération est préservée dans son entier, tandis que l'autre a été disséquée/déblayée permettant l'affleurement local du front d'altération ("*etch-surface*").
- **Les fronts d'altération décapés ou déblayés ("*stripped etch-surface*"- Figure 1-6.C) :** Le profil d'altération est presque entièrement décapé. Seuls quelques résidus ont été préservés (< 10 % de l'aire initiale). Le front d'altération ("*etch-surface*"), dégagé, constitue la topographie de la surface d'aplanissement dont la rugosité (le relief relatif) dépend de l'hétérogénéité de la pénétration du profil d'altération initial.
- **Les surfaces de corrosion complexes ("*complex etchplains*")**, i.e. perturbées par différents phénomènes, peuvent exister, par exemple :
    - **Des surfaces de corrosion ou les fronts d'altération incisés ("*incised etchplains*", "*incised etch-surfaces*" - Figure 1-6.D)** La chute du niveau de base est suffisamment importante pour permettre l'incision du front d'altération ("*etch-surface*") de la surface de corrosion initiale.

- **Des surfaces de corrosion ré-altérées ("*re-weathered etchplains or etch-surfaces*" - Figure 1-6.E)** se forment lorsqu'une surface de corrosion est de nouveau affectée par une phase d'altération.

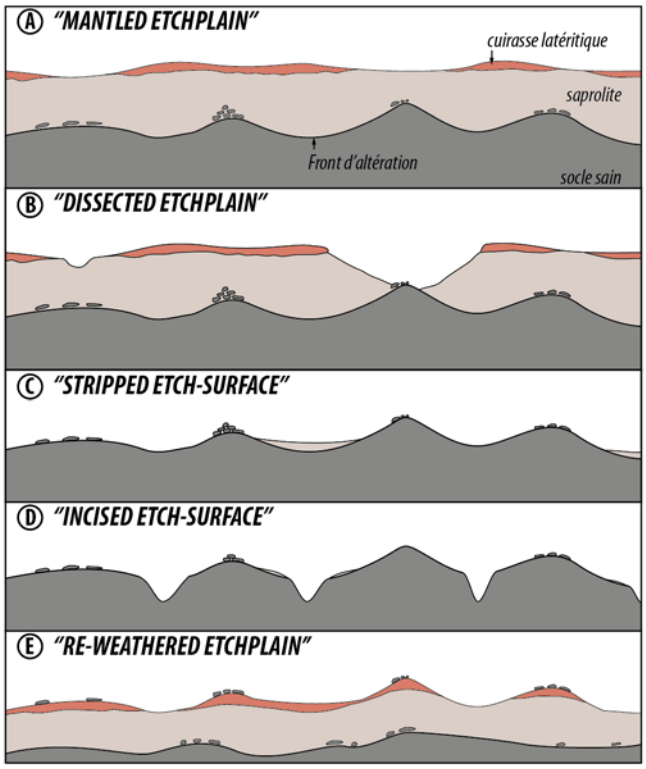


Figure 1-6 : Les différents types de surfaces de corrosion ("etchplains") : A – capée par un profil d'altération ; B – disséquée puis partiellement déblayée ; C – déblayée/décapée ; D – incisée et E – ré-altérée (d'après Thomas, 1994).

Un débat persiste quant aux surfaces de corrosion et concerne le rapport entre la cinétique de l'altération et celle de l'érosion mécanique ; deux scénarios sont proposés :

- La formation du profil d'altération et son décapage par érosion mécanique sont simultanés, l'érosion mécanique permettant la progression en profondeur de l'altération, les deux processus ayant alors des cinématiques comparables (Büdel, 1957 ; 1982 ; Bremer, 1993).
- L'érosion mécanique succède à l'altération chimique du fait d'une déstabilisation de l'équilibre cinétique des deux processus à la faveur de changements climatiques ou de mouvements tectoniques (voir Thomas, 1994 et ; Migoń, 2004c).

Il est à noter que les surfaces de corrosion peuvent porter des buttes résiduelles (inselbergs) voire, produire deux surfaces d'aplanissement de niveaux différents (Figure 1-7) du fait des variations de résistance à l'altération (et à l'érosion) en fonction des lithologies. Les processus d'abaissement des versants ("d*ownwearing*") ou de recul des escarpements ("*backwearing*") peuvent être impliqués dans le décapage des profils d'altération. Le déblaiement du profil d'altération peut donc être réalisé lors de la formation d'un pédiment (e.g. Mabbutt, 1966 ; voir Twidale et Bourne, 2013 sur ce sujet précis).

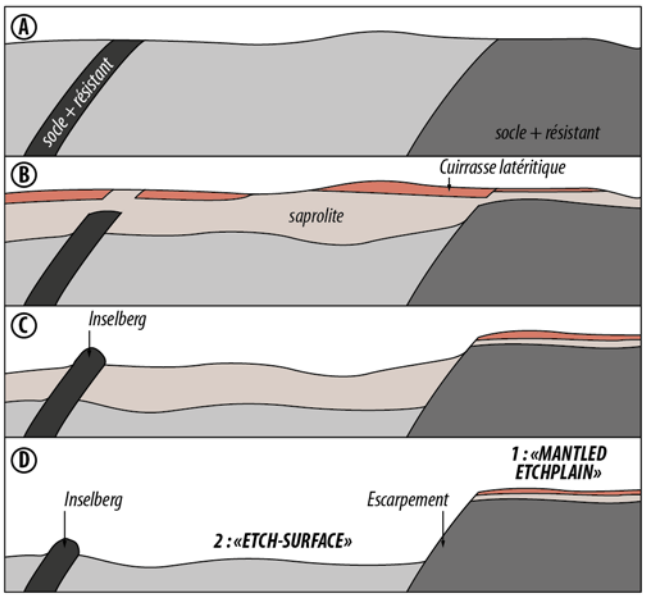


Figure 1-7 : Influence de la lithologie dans la formation des surfaces de corrosion. A – La surface initiale est constituée de lithologies plus ou moins résistantes à l'altération chimique, B – Lors du développement de l'altération, le front d'altération pénètre plus profondément dans les roches moins résistantes, C – les processus d'érosion mécanique décapent préférentiellement les zones plus altérées, un inselberg apparaît, la topographie est plus rugueuse, D – Les processus d'érosion ont entièrement décapé les profils d'altération meubles. Deux surfaces ont été créées simultanément : 1 – une surface de corrosion capée par une cuirasse latéritique et 2 – une surface de front d'altération, issue du décapage des altérites, qui porte un inselberg à la faveur d'une zone de lithologie plus résistante.

1.3.4 LES PLATES-FORMES D'ABRASION MARINE ("*WAVE-CUT PLATFORMS*")

Les plates-formes d'abrasion marine ("*wave-cut platforms*") correspondent à un sous-type de plate-forme côtière ("shore platform"). Les plates-formes côtières correspondant aux aplanissements de faible largeur régulièrement observés sur le littoral mondial (voir Trenhaile, 2004 pour une revue). Les rôles respectifs de différents agents d'érosion (vagues, marées, gel, altération chimique, glissements de terrain, bio-érosion et bio-constructions) sont discutés pour expliquer la formation des plates-formes côtières (Fairbridge, 1968 ; Trenhaile, 2004).

Les surfaces d'abrasion marine sont des surfaces d'aplanissement, généralement inclinées de quelques degrés en direction de l'océan (1° à 5°), qui viennent buter sur le trait de côte au pied d'une falaise (Figure 1-8). Le nivellement par l'action des vagues semble être le processus érosif principal à l'origine de la formation de ces surfaces (Baulig, 1952 ; Fairbridge, 1952 ; 1968 ; Trenhaile, 2004). Cependant, certains auteurs soulignent l'importance voir la nécessité d'une altération chimique préalable des roches pour permettre une érosion mécanique ultérieure suffisamment efficace pour former une plate-forme d'abrasion marine (Fairbridge, 1968 ; Trenhaile, 2004). De plus, pour que cette plate-forme corresponde aux critères d'une surface d'aplanissement, il est nécessaire que les processus invoqués soient actifs durant une phase de transgression marine, seul moyen pour engendrer un aplanissement régional. Ces surfaces d'aplanissement peuvent porter des

poches de sables bien triés présentant des structures sédimentaires typiques de courants oscillatoires ou des conglomérats à clastes bien roulés et choqués (Klein, 1975).

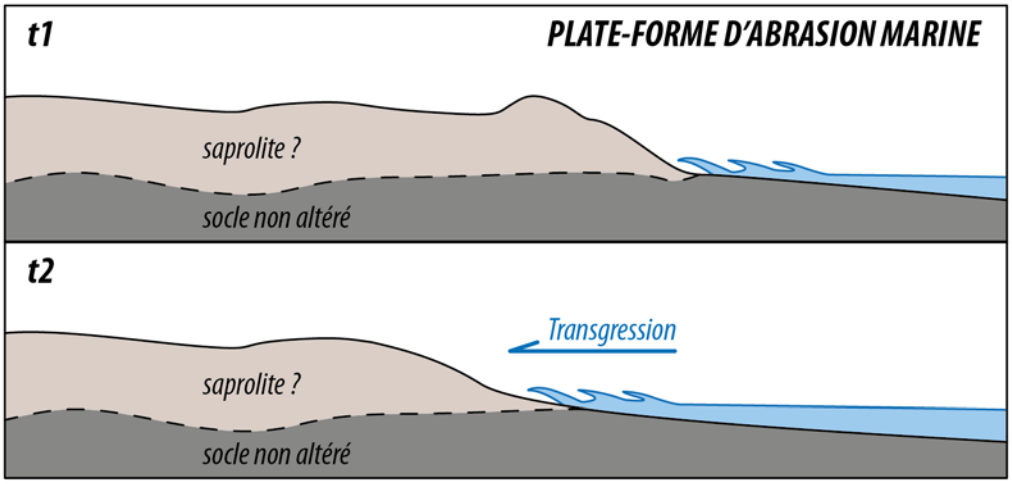


Figure 1-8 : Schéma de formation d'une plate-forme d'abrasion marine associée à une phase de transgression entraînant un élargissement de la plate-forme au cours du temps depuis le stade t1 vers le stade t2. La nécessité d'un ameublissement des terrains antérieurs par des processus d'altération (décapage plus aisé du saprolite) est toujours débattue.

1.3.5 LES SURFACES DE CRYOPLANATION ("*CRYOPLANATION TERRACES*")

Le terme cryoplanation ("cryoplanation" – synonyme : altiplanation ; Thorn, 2004) définit le nivellement, l'aplanissement d'un relief, dans un contexte climatique froid (périglaciaire) impliquant différents processus cryogénétiques tels que la nivation, la gélifluxion, la solifluxion, le ruissellement, etc.(Thorn, 2004 ; Orme, 2013).

Les aplanissements ainsi formés sont appelés des surfaces (terrasses) de cryoplanation ("*cryoplanation terraces*") et des cryopédiments ("*cryopédiments*"). Les premières correspondent à des surfaces ou replats (pente : 1° à 12°) qui présentent en limite amont, une rupture de pente nette (knickpoint – les pentes pouvant passer à 25° ou 35° ; Thorn, 2004). La largeur des terrasses est généralement de l'ordre de quelques mètres bien que certains auteurs proposent qu'elles puissent atteindre 2 km de large et jusqu'à 10 km de long (Huggett, 2011). Ces surfaces sont situées soit dans la partie amont des versants voire en position sommitale. Les secondes présentent les caractéristiques morphométriques des pédiments et occupent les fonds de vallées (Figure 1-9 ; cryopédiment - Thorn, 2004). Les terrasses de cryoplanation peuvent être étagées le long d'un versant (effet marche d'escalier) ou encore devenir coalescentes en partie amont et former des sommets (des crêtes) aplanis.

Les relations entre les terrasses de cryoplanation, les cryopédiments, le permafrost et la structure du socle sont incertaines (Thorn, 2004). L'érosion régressive par solifluxion et

gélifluxion est proposée comme processus dominants dans la formation des cryopédiments tandis que les processus majeurs de la formation des terrasses de cryoplanation sont débattus (Thorn, 2004 ; Huggett, 2011).

De manière générale, il est aujourd'hui globalement admis que la cryoplanation ne permet pas la formation d'aplanissements de taille régionale (Migoń, 2004a).

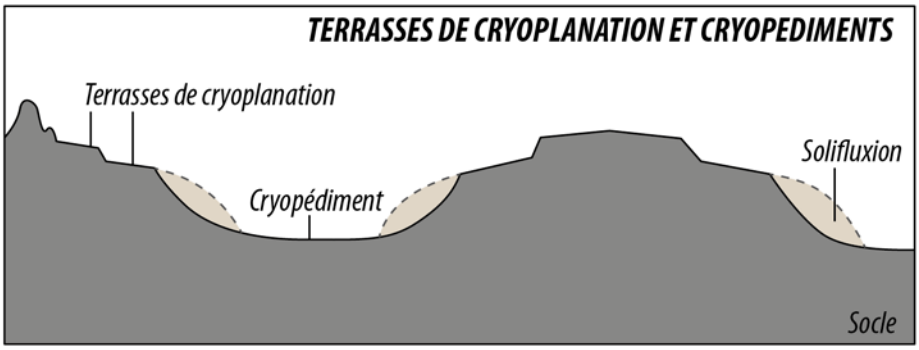


Figure 1-9 : Schéma représentant les morphologies des cryopédiments occupant les fonds de vallées et des terrasses de cryoplanation occupant les interfluves. Les cryopédiments peuvent porter des coulées de solifluxion et les terrasses de cryoplanation peuvent être étagées.

1.3.6 LES SURFACES D'APLANISSEMENT ET LES PROCESSUS GLACIAIRES

Les paysages modelés par les processus glaciaires peuvent être classés en deux grandes catégories : (1) ceux résultants de glaciations locales et (2) ceux résultant de glaciations régionales à continentales.

Dans le cas d'une glaciation locale, le relief n'est que partiellement englacé, la répartition des glaciers est contrôlée par la topographie. Les deux formes caractéristiques de ce type de glaciation sont les vallées glaciaires (des vallées présentant un profil transversal en U, un profil longitudinal parfois surcreusé et bordées par des vallées perchées) généralement connectées en amont aux cirques glaciaires (des têtes de vallées en amphithéâtre – semi-circulaires - présentant des parois amonts de forte pente et un plancher peu pentu). La formation des vallées glaciaires et des cirques est la conséquence de l'érosion des glaciers qui entraînent l'approfondissement et l'élargissement des vallées antécédentes et des phénomènes d'érosion régressive (Munro-Stasiuk et al., 2013 ; Stroeven et al., 2013). Ces glaciations locales ne permettent pas la formation d'aplanissements régionaux.

Dans le cas d'une glaciation régionale ou continentale, le relief est entièrement englacé par un inlandsis et plusieurs types de processus d'érosion glaciaire peuvent induire la formation de paysages différents (Figure 1-10) :

- des paysages d'érosion linéaire sélective ("*selective linear erosion*") : ces paysages correspondent à une différenciation des processus d'érosion glaciaire en fonction de la topographie initiale (Hall et al., 2013). Dans les zones où l'épaisseur et/ou la vitesse d'écoulement de la glace sont plus importantes (vallées antécédentes – bordures d'inlandsis), la fusion sous-glaciaire est favorisée et permet une plus forte érosion que dans les zones où l'épaisseur et/ou la vitesse d'écoulement de la glace (crêtes,

plateaux – centre d'inlandsis) sont plus faibles et pour lesquels la gélifraction domine (Ebert et al., 2011 ; Stroeven et al., 2013). Ce type d'érosion ne crée pas de surface d'aplanissement mais peut permettre, par exemple, la préservation locale d'aplanissements préglaciaires et de concentrer l'érosion glaciaire dans les vallées (Kleman, 1994 ; Ebert et al., 2011 ; Hall et al., 2013). Cette caractéristique est notamment relevée grâce aux taux de dénudation déduits des isotopes cosmogéniques (Stroeven et al., 2013) ;

- des paysages d'affouillement de surface ("*areal scouring*") : ces paysages résultent du décapage d'un régolithe et/ou de sédiments meubles ainsi que de l'affouillement du socle sous-jacent par l'écoulement de la glace et la fusion sous-glaciaire (Stroeven et al., 2013). Ce processus n'initie pas de surface d'aplanissement mais peut être le processus mécanique permettant le déblaiement d'une "*etch-surface*" par exemple (1.4.3) ;
- des paysages de faible érosion ou sans érosion glaciaire ("*little or no erosion*") : certaines régions n'ont pas ou peu subi d'érosion glaciaire. Ce phénomène est notamment mis en évidence par les faibles taux de dénudation calculés à partir des isotopes cosmogéniques. Des conditions pression/température en dessous du point de fusion de la glace pourraient expliquer cette absence d'érosion, qui ne permet pas de former de surface d'aplanissement, mais peut permettre la préservation de surfaces d'aplanissement ante-glaciation (Stroeven et al., 2013).

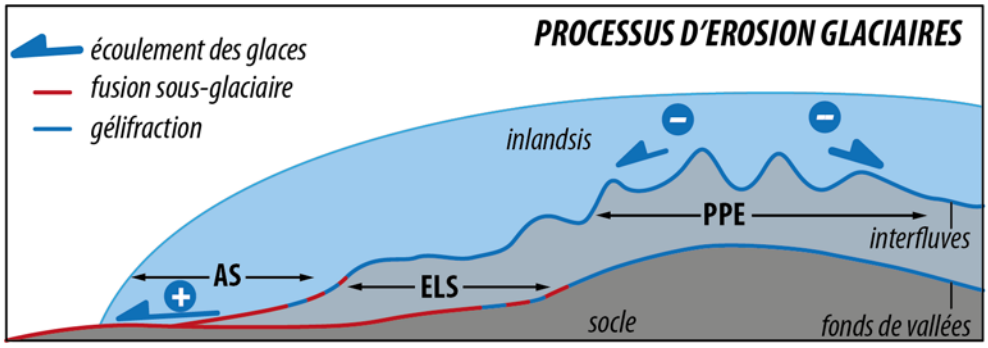


Figure 1-10 : Schéma en coupe d'un inlandsis représentant la répartition des domaines de gélifraction et de fusion sous-glaciaire en fonction de la topographie (interfluves et fonds de vallées représentés) ainsi que les variations de gradient d'écoulement glaciaire. Trois types d'érosion glaciaire sont répartis selon ces facteurs: AS – Affouillement de la Surface ; ELS – Érosion Linéaire Sélective ; PPE – Peu ou Pas d'Érosion.

Les processus glaciaires peuvent, en fonction des caractéristiques de topographie, d'épaisseur, de surface d'englacement et de vitesse d'écoulement glaciaire, permettre de préserver des surfaces d'aplanissement (surfaces d'aplanissement relictuelles – "*relict planation surfaces*") ou de dégager des "*etch-surface*" mais pas d'initier des surfaces d'aplanissement. Par exemple des surfaces d'aplanissement anté-glaciation sont décrites en Scandinavie (e.g. Ebert et al., 2012), au Groënland (e.g. Peulvast et al., 2011 ; Bonow et al., 2014) ou encore en Afrique (e.g. Burke et Gunnell, 2008).

1.3.7 AUTRES TERMES UTILISÉS DANS LA LITTÉRATURE

Nomenclature	*Définitions*	*Références (non exhaustives)*
surface d'érosion *"erosion surface"*	Une surface d'aplanissement formée par l'ablation du socle via des agents d'érosion mécaniques (glaciers, rivières, océan, vent), excluant les processus d'altération chimique ou d'érosion gravitaire (glissements de terrain). Ce type de surface tronque les structures du socle sous-jacent et est adapté à un niveau de base. Le terme est régulièrement employé comme un synonyme de surface d'aplanissement ("planation surface").	*Ollier, 1991* *Ebert, 2009* *Huggett, 2011*
surface de dénudation *"denudation surface"*	Une extension de la définition de surface d'érosion incluant les processus d'altération et d'érosion gravitaire (glissements de terrain). L'altération chimique est considérée comme le processus majeur permettant l'ameublissement du socle sous-jacent, facilitant l'érosion mécanique. Les surfaces de dénudation sont étroitement liées – voir assimilables – à des "*etch-surfaces*" car l'altération chimique profonde est le facteur clé. Elles peuvent présenter une topographie relativement rugueuse, comme les "*etch-surface*".	*Lidmar-Bergström, 1988* *Lidmar-Bergström, 1997* *Ebert, 2009*
panplaine *"panplain"*	Ce terme introduit par Crickmay (1933) désigne une surface d'aplanissement due à l'érosion latérale des rivières entraînant la coalescence des plaines d'inondation. "Panplain" n'est aujourd'hui plus utilisé.	*Crickmay, 1933* *Twidale, 1993* *Huggett, 2011*
ultiplaine *"ultiplaine"*	Terme proposé pour nommer le stade ultime du cycle d'érosion de Davis (1899) – i.e. une surface complètement plane – la pénéplaine représentant l'avant dernier stade du cycle.	*Twidale, 1983*
surface de niveau de base *"base level surface"*	Surface d'aplanissement adaptée à un niveau de base local ou global (marin). Ce terme exclut les surfaces dont l'aplanissement est réalisé par des processus marins, i.e. en dessous du niveau de base (surfaces d'abrasion marines).	*Ebert, 2009*
paléosurface *"paleosurface or paleoplain"*	Surfaces d'aplanissement non actives, dont l'âge "ancien" est démontrable. Deux critères d'identification des paléosurfaces sont : (i) que leur type soit en conflit avec les conditions climatiques actuelles ou (ii) que leur développement soit antérieur à un évènement tectonique. Ces deux critères induisent que ses formes sont actuellement en cours de destruction/dégradation.	*Widdowson, 1997a* *Bonow, 2004*
surface d'aplanissement enfouie *"burried planation surface"*	Surface d'aplanissement fossilisée (préservée) par une couverture sédimentaire.	*Ebert, 2009*
surface d'aplanissement exhumée *"exhumed planation surface"*	Surface d'aplanissement ayant été enfouie (fossilisée) sous une couverture sédimentaire puis remise à l'affleurement par le déblaiement de cette couverture.	*Lidmar-Bergström, 1988* *Ebert, 2009*
surface d'aplanissement polygénique *"polygenic/compound planation surface"*	Surface d'aplanissement qui a été façonnée par plusieurs types d'aplanissements au cours du temps (par exemple une "*etch-surface*" ultérieurement retravaillée par une surface d'abrasion marine.	*Orme, 2013*

Table 1-1 : Glossaire des termes supplémentaires relatifs aux surfaces d'aplanissement proposés dans la littérature

Dans la littérature, d'autres termes (certains sont synonymes) sont parfois définis et proposés pour désigner les surfaces d'aplanissement. Un glossaire est proposé Table 1-1.

1.4 SURFACES D'APLANISSEMENT ET MODÈLES D'ÉVOLUTION À LONG TERME DES RELIEFS

Cette partie présente une synthèse des différents modèles d'évolution à long terme des reliefs et la place des surfaces d'aplanissement dans ces modèles. Nous nous appuyons principalement sur les travaux de synthèse publiés par Paul Bishop (2007 ; 2011) discutant des modèles historiques d'évolution des paysages jusqu'aux travaux récents reliant déformation (tectonique), climat et relief.

La première sous-partie (§1.5.1) est consacrée aux modèles "classiques" d'évolution des reliefs. Certains de ces modèles conceptuels ont été élaborés, antérieurement à l'émergence de la théorie de la tectonique des plaques, avec l'objectif de proposer une explication globale de l'évolution des paysages, c'est-à-dire d'expliquer la formation des paysages depuis les chaînes de montagne jusqu'aux grands aplanissements. Trois auteurs (Davis, King et Crickmay) envisagent une évolution cyclique des reliefs, c'est-à-dire : (1) une surrection brève de la surface du sol suivie de (2) l'incision des vallées et de la formation de reliefs puis (3) l'aplanissement du relief. Un nouveau cycle est initié lorsqu'une nouvelle phase de surrection se produit (Peulvast et de Claudino Sales, 2004). Le modèle de Penck fût lui proposé dans le but de déduire les mouvements de surrection (et leur intensité) en fonction des formes du relief. Enfin, Hack propose un modèle de relief constant correspondant à un équilibre entre surrection et dénudation. Ces deux derniers modèles constituent une transition vers les études modernes, tournées vers la quantification et la détermination des processus tectoniques entrant en jeu (Bishop, 2007 ; Bishop, 2011), présentées dans la deuxième sous-partie (§1.5.2)

1.4.1 LES MODÈLES CLASSIQUES : DE W. M. DAVIS (1899) À J. T. HACK (1960, 1975)

1.4.1.1 LE CYCLE GÉOGRAPHIQUE DE W.M. DAVIS (1899)

Le modèle de W. M. Davis (1899), appelé "The Geographical cycle", est un modèle de l'évolution d'une surface continentale subissant les différents processus d'altération et d'érosion (plutôt sous climat humide) et s'adaptant à un nouveau niveau de base en réponse à un bref épisode initial de surrection (Bishop, 2011). Davis (1899) divise l'évolution du relief en trois phases :

(i) Le stade Jeune ("*Youth*" – Figure 1-11.1) est caractérisé par l'incision des rivières, créant progressivement des vallées incisées et des gorges. Le maximum

de relief relatif, entre les fonds de vallées et les crêtes, est atteint et marque la fin de ce stade ainsi que l'entrée dans le stade suivant.

(ii) Le stade Mature ("*Mature*" Figure 1-11.2) correspond au début de la décroissance du relief relatif. Les fonds de vallées ont atteint un niveau proche du niveau de base et l'incision diminue. Les vallées sont alors élargies, les pentes des versants adoucies et les lignes de crêtes abaissées par les processus d'érosion.

(iii) Le stade Ancien ("*Old*" – Figure 1-11.3) constitue le stade presque terminal du modèle, lorsque les versants et crêtes ont été abaissés au maximum jusqu'à un niveau proche du niveau de base : c'est la pénéplaine.

Le temps est considéré comme le facteur permettant aux processus d'érosion de gommer les différences de résistance à l'érosion/altération selon les lithologies et les structures, les roches les plus résistantes formant les reliefs résiduels (Migoń, 2004b). Un nouveau cycle peut être initié à la faveur d'une nouvelle phase de surrection et un cycle peut être interrompu par une phase de surrection.

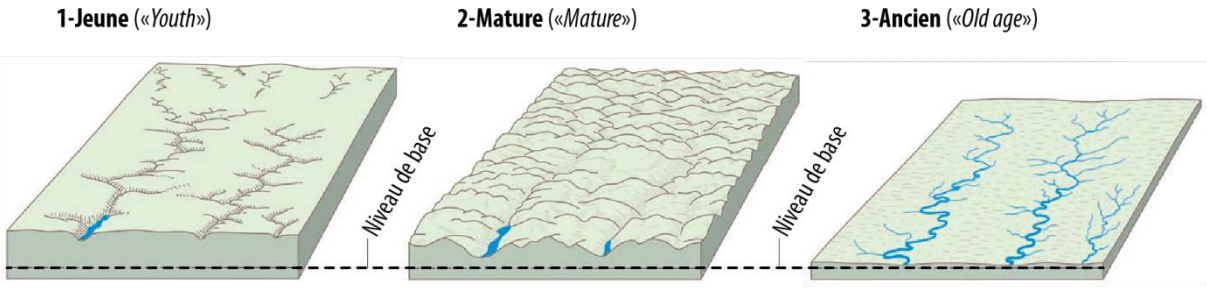


Figure 1-11 : Blocs-diagramme des trois stades d'évolution d'un paysage du cycle d'érosion de Davis (1899) en réponse à une variation du niveau de base (surrection) : 1 - Jeune – le relief est incisé par les rivières avec occurrence de vallées en V et de vaste zones mal drainées entre les différents drains, le relief relatif maximum est atteint en fin de stade ; 2 - Mature – Le réseau de drainage est bien ramifié, entrainant l'érosion des versants, le relief relatif décroit progressivement ; 3 - Ancien – Le paysage est complétement nivelé quasiment jusqu'au niveau de base, c'est la pénéplaine, les rivières présentent de larges plaine d'inondation et des cours méandriformes (Modifié d'après Huggett, 2011).

1.4.1.2 Le Modèle de Penck (1924)

Le modèle de W. Penck (1924) est aclimatique et élaboré avec pour but de déduire l'intensité des mouvements tectoniques à partir de l'expression de la morphologie, notamment de la pente (Bishop, 2011). Penck émet l'hypothèse que le réseau de drainage est capable de s'adapter relativement rapidement aux changements de taux de surrection (c'est-à-dire une variation de la vitesse de montée/chute du niveau de base). Ainsi, selon cet auteur, une intensification de l'incision des rivières en réponse à la hausse du taux de surrection (hausse de la vitesse de remontée du niveau de base) implique la formation de bas de versants convexes ("*waxing*"), tandis que la situation inverse implique la formation de pentes concaves ("*waning*" – Figure 1-12.B), pouvant être rapportées à des pédiments. En résumé, plus le taux de surrection diminue, plus les valeurs de pente diminuent, bien que les différences de résistance des lithologies à l'érosion puissent influer les vitesses de diminution de la pente (Bishop, 2011).

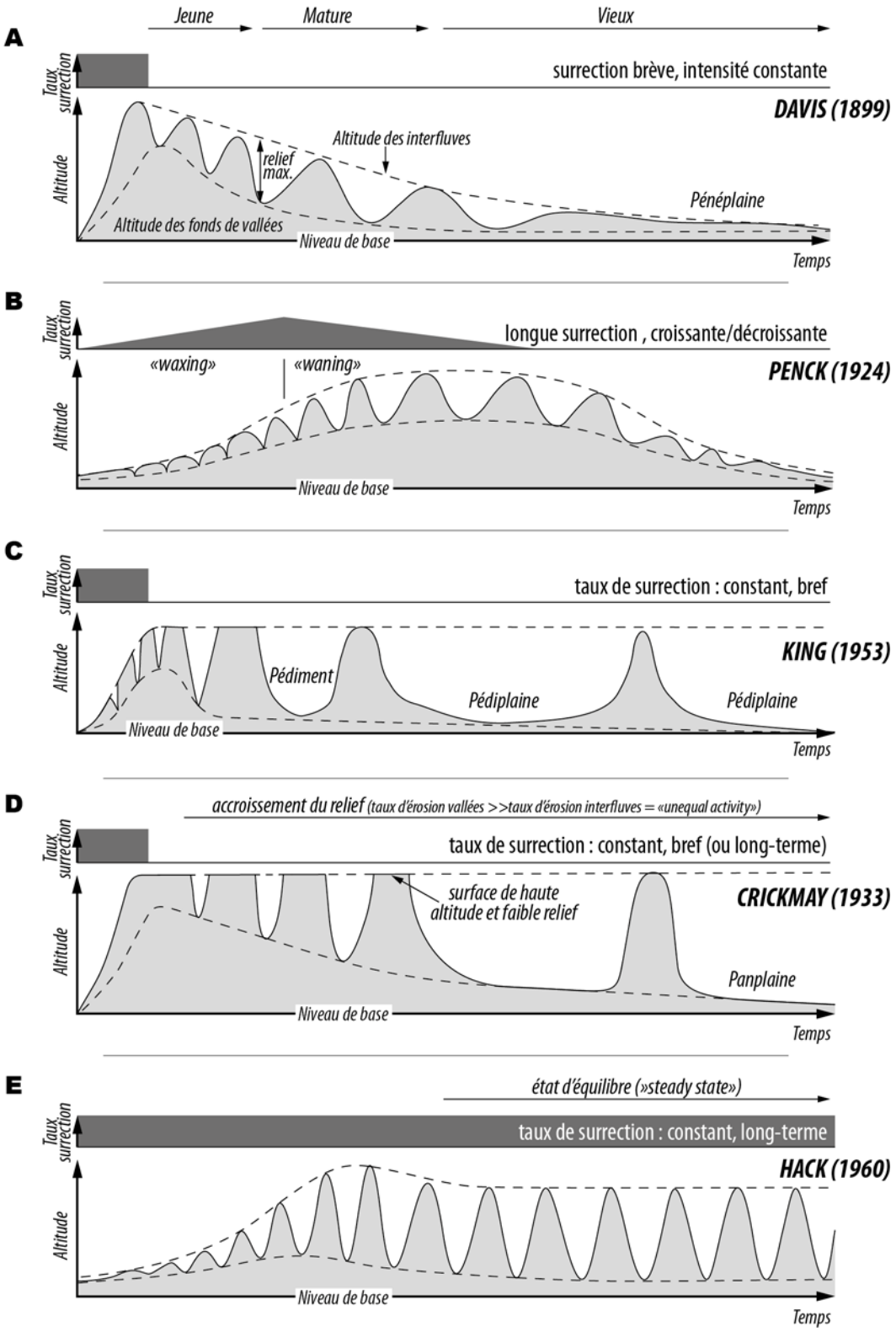


Figure 1-12 : Diagrammes illustrant le développement du relief dans les cinq principaux schémas d'évolution du relief : A – Modèle de W. M. Davis (1899) ; B – Modèle de W. Penck (1924) ; C – Modèle de L. C. King (1953) ; D – Modèle de C. H. Crickmay (1975) ; E – Modèle de J. T. Hack (1975).

1.4.1.3 LE MODÈLE DE KING (1953, 1962)

La principale différence entre le modèle de King (1953 ; 1962) et celui de Davis (1899) réside dans le mode d'évolution de la pente des versants au cours du temps. En effet, pour King, après un stade d'incision des rivières s'adaptant au niveau de base, les aplanissements sont réalisés par le recul des escarpements ("*backwearing*") et non par abaissement de la pente de ces derniers ("*downwearing*"). Ce recul forme des morphologies avales concaves – les pédiments – et des morphologies amonts convexes, puis des pédiplaines par coalescence des pédiments. Ce modèle implique une phase de relief constant postérieure à l'incision des rivières et antérieure à la formation des pédiplaines (Figure 1-12.C).

1.4.1.4 LE MODÈLE DE CRICKMAY : "INEQUAL ACTIVITY" (1933)

Pour Crickmay (1933 ; 1975), la préservation d'anciennes pénéplaines à haute altitude, c'est-à-dire ayant subi un épisode de surrection, est impossible dans le cadre du modèle de Davis (Orme, 2013). En effet, une surrection implique un nouveau cycle de pénéplanation, qui dégrade la pénéplaine upliftée (Bishop, 2011). Cet auteur propose qu'en réponse à un épisode de surrection, l'érosion soit d'activité inégale ("*Inequal Activity*"). L'hypothèse est que l'érosion fluviale soit progressivement concentrée dans les rivières majeures, qui continuent à inciser, et que l'érosion soit minime sur les hauteurs, impliquant une augmentation du relief (Figure 1-12.D). Une fois le niveau de base quasiment atteint par les rivières majeures, celles-ci aplanissent le relief par érosion latérale, élargissant leurs plaines d'inondation, qui deviennent finalement coalescentes, formant une panplaine ("*panplain*" ; Bishop, 2011 ; Huggett, 2011 ; Orme, 2013).

1.4.1.5 LE MODÈLE D'ÉQUILIBRE DYNAMIQUE DE HACK (1960, 1975)

Hack (1960 ; 1975) observe dans ces travaux que les profils des rivières à fond rocheux présentent des gradients de pente plus importants sur les lithologies résistantes et il déduit un équilibre entre lithologie et gradient de pente au cours du temps, (Bishop, 2011). Hack propose ainsi un modèle selon lequel les différents processus d'érosion, la lithologie et les gradients des pentes et rivières puissent s'équilibrer au cours du temps (équilibre dynamique) et que le relief puisse demeurer constant une fois cet équilibre atteint (Figure 1-12.E).

Le facteur majeur et implicite de ce modèle est la persistance d'une chute du niveau de base (surrection) relativement constante afin de permettre le maintien de l'état d'équilibre (Bishop, 2011). Si la chute du niveau de base cesse, les rivières s'adaptent au niveau de base par incision puis s'élargissent par érosion latéral, induisant une réduction progressive du relief. Ce modèle n'est valide que dans un contexte de surrection tectonique où la dénudation (érosion/altération) peut compenser la surrection. En contexte de

subsidence ou de quiescence tectonique, l'équilibre de ces deux forces ne peut être atteint (Pazzaglia, 2003).

1.4.1.6 VALIDITÉ DES MODÈLES CLASSIQUES D'ÉVOLUTION À LONG TERME DES RELIEFS

La validité de modèles théoriques d'évolution des reliefs a été testée dans différentes publications, que ce soit par le biais d'arguments de terrain, d'analyses quantitatives, de modélisation analogique ou numérique (Bishop, 2011).

Le modèle de Davis et l'existence des pénéplaines ont été remis en cause par différents auteurs, contemporains (Tarr, 1898) ou plus récents (Crickmay, 1975 ; Phillips, 2002). Ces auteurs soulignent (i) la difficulté d'observer et de caractériser des pénéplaines actuelles, (ii) les longues périodes de stabilité du niveau de base (quiescence tectonique et eustatique) nécessaires à leur formation, (iii) l'impossibilité de préserver une pénéplaine après sa surrection et l'instauration d'un nouveau cycle, et (iv) l'absence de prise en compte de l'impact des différences de résistance lithologique sur les taux d'érosion.

Le modèle de pédiplanation de King est testé par Dohrenwend et Parsons (2009). Ces derniers proposent une quantification de l'abaissement des versants ("*downwearing*") et du recul des versants ("*backwearing*") des pédiments de l'Ouest américain. Leurs estimations sont basées sur les différences d'altitude ("*downwearing*") et de distance horizontale ("*backwearing*") entre des pédiments fossilisés par des coulées volcaniques datées et les pédiments adjacents non scellés. Ces auteurs estiment : (i) un taux de "*backwearing*" compris entre 37 m/Ma et 365 km/Ma, et (ii) un taux de "*downwearing*" compris entre 8m/Ma et 47 m/Ma., en cohérence avec les travaux antérieurs. Ces travaux démontrent la coexistence des deux processus opposés dans les modèles de King et Davis, bien que le

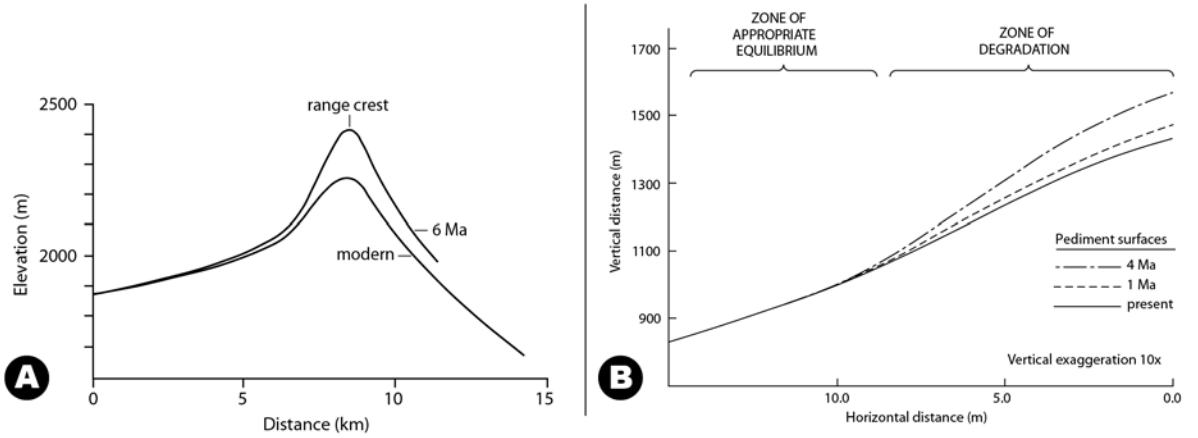


Figure 1-13 : Évolution des profils des pédiments au cours du temps. A – profils longitudinaux comparés des pédiments fini-miocènes et des pédiments actifs (Chaîne de Reveille, Nevada). Le taux de "downwearing" des crêtes et des parties sommitales des pédiments varie entre 20 et 30 m/Ma et entre 5 et 20 m/Ma pour leurs parties inférieures. B – Modèle empirique de l'évolution des pédiments (Désert de Mojave, Californie) basé sur la compilation des différences d'altitude entre pédiments actifs et pédiments fossiles (scellés par des coulées volcaniques miocènes et pliocènes). Les parties supérieures des pédiments encore actifs ont été érodées, les parties médianes (distance horizontale < 10 m) sont restées dans un état d'équilibre (d'après Dohrenwend et Parsons, 2009).

"*backwearing*" soit en moyenne supérieur d'un ordre de grandeur au "*downwearing*".

Au Nord de l'Australie, Nott et Roberts (1996) présentent des données en accord avec le modèle de Crickmay. Ils démontrent que les taux de dénudation long terme (100 Ma), mais aussi court-terme (1 – 600 ka), sont plus faibles sur les zones de plateaux que dans les plaines et vallées situées en contrebas, traduisant une activité inégale de l'érosion (

Table 1-2).

Localisation	*Intervalle de temps (ΔT)*	*taux de dénudation (mm/an)*	*Méthode d'estimation*
PLATEAU SOMMITAL	100 Ma	0,5-1,0	- Transition de faciès Crétacé marin/continental proche du sommet de l'escarpement - Résidus peu épais du Crétacé continental sur le plateau - Faible taux d'alimentation de dépôts Crétacé continental dans les bassins ultérieurs "offshores" - Paléo-vallées adaptées à la paléo-ligne de côte crétacée
	560 - 3 ka	3,2 - 4,8	^{10}Be ^{26}Al Thermoluminescence
PLAINE BASALE	100 Ma	2,0-3,0	Différences d'altitude entre : - les dépôts crétacés paraliques, proches du sommet de l'escarpement, - les dépôts marins crétacés situés en plaine, au pied de l'escarpement, - la discordance entre méta sédiments méso-protérozoïques et surface d'aplanissement de la plaine située en pied d'escarpement
	59 ka	40 ± 5	Radionucléides (modélisation d'altération et d'érosion)

Table 1-2 : Taux de dénudation long terme et court-terme du plateau d'Arnhem et de la plaine de Koolpinyah (Australie) et méthodes de quantification synthétisées. (simplifié d'après Nott et Roberts, 1996)

Le modèle d'équilibre dynamique de Hack est, quant à lui et à quelques variations près, vérifié dans certaines zones du globe : les zones de tectonique active à fort taux de surrection, et fort taux de précipitations (Burbank et al., 1996 ; Bonnet et Crave, 2003 ; cf. §1.5.2.1.1).

D'autre part, les impacts sur l'évolution des paysages et reliefs des relations long terme (× 10 ou 100 Ma) entre processus lithosphériques (tectoniques) et processus de surface ont été modélisés numériquement par Kooi et Beaumont (1996). Ces auteurs démontrent ainsi la validité des modèles classiques en fonction des ordres de grandeur et des taux de surrection crustale ainsi que des taux respectifs des processus de surface (Bishop, 2011) :

- Lors d'un forçage tectonique crustal, l'équilibre dynamique (Hack) est atteint si les processus de dénudation peuvent égaler le taux de surrection. La topographie est alors indépendante du temps.
- Si les processus de dénudation ne peuvent équilibrer le taux de surrection, une évolution proche du modèle de Penck est caractérisée par une diminution progressive des gradients de pente.
- Lors d'une surrection brève suivie d'une phase de quiescence de la déformation donne un résultat proche de la pénéplanation (Davis – "*downwearing*").

Ces conditions dépendent au premier ordre des interactions, variables au cours du temps et dans l'espace, des processus de déformation et du climat (cf. §1.2.1).

Cependant, bien que la plupart de ces modèles soient vérifiés dans certains contextes et sous certaines conditions, l'analyse des bassins sédimentaires périphériques des domaines de socles continentaux révèlent une histoire plus complexe. En effet beaucoup de ces bassins révèlent un enregistrement sédimentaire compliqué soulignant l'importance de certaines déformations intraplaques (e.g. phénomènes d'inversion des bassins sédimentaires :Ziegler, 1987 ; Ziegler et al., 1995 ; Le Roy et al., 2011) ainsi que la réorganisation des zones de subsidence intracratoniques (e.g. migration des dépôts-centres :Ziegler, 1990 ; Guillocheau et al., 2000). Ces déformations doivent affecter, dans une certaine mesure, les reliefs des domaines intraplaques, perturbant l'évolution géomorphologique de ces domaines.

1.4.2 ÉTUDES RÉCENTES : TECTONIQUE, CLIMAT ET ÉVOLUTION LONG TERME DES PAYSAGES

La plupart des modèles classiques d'évolution long terme des paysages et reliefs présentés ci-avant (cf. §1.5.1) tentent de déterminer l'évolution des reliefs en fonction des variations du niveau de base (hormis, W. Penck). Les travaux récents, depuis l'émergence de la tectonique des plaques, sont plus axés sur la détermination et la quantification de la déformation et des processus tectoniques en jeu à partir d'études géomorphologiques (Bishop, 2011). La plupart de ces travaux portent sur les morphologies des zones de limites de plaques (chaînes de montagne) ou des marges passives plutôt que sur les topographies intraplaques telles que les plateaux continentaux (caractérisés par des déformations de grande à moyenne longueur d'onde, e.g. Plateau sud-africain). D'une manière générale, la surrection crustale dépend des différentes réponses isostatiques de la croûte et peut résulter :

(i) d'un raccourcissement crustal du fait de la convergence des plaques (épaississement de la croûte entraînant une surrection),

(ii) d'une modification de la flottabilité crustale (réchauffement de la croûte entraînant une baisse de sa densité et une surrection),

(iii) d'une flexure crustale (charge de la croûte par les glaces ; ou par les masses d'eau ; décharge par la dénudation). Selon les propriétés flexurales de la lithosphère, la flexure sera transmise plus ou loin latéralement (lithosphère rigide : flexure de plus grande longueur d'onde ; lithosphère flexible : accommodation locale).

1.4.2.1 L'ÉVOLUTION DES PAYSAGES ET RELIEFS DES DOMAINES OROGÉNIQUES (RACCOURCISSEMENT CRUSTAL)

1.4.2.1.1 "L'équilibre dynamique" des zones à forte convergence, fort taux de surrection crustale et fortes précipitations

Dans certaines zones orogéniques à fort taux de convergence (fort raccourcissement crustal) du globe terrestre (Himalaya, Alpes, Alpes néo-zélandaises, Taiwan…) un équilibre dynamique est atteint entre les taux importants (i) de surrection crustale, liés à la convergence, (ii) d'activité sismique, liés à la tectonique associée à la convergence, et (iii) de précipitations, liés au climat. Ces conditions permettent le développement de formes du relief indépendantes du temps tant que l'équilibre dynamique est maintenu (e.g. Burbank et al., 1996 ; voir Bishop, 2007 ; 2011 pour une revue). Dans ces systèmes géomorphologiques, les débits importants d'eau et de sédiments permettent aux rivières d'inciser, et aux pentes de s'ajuster au taux de surrection crustale. Les pentes présentent des valeurs critiques fonction de la résistance au cisaillement des roches. Dans un contexte d'équilibre dynamique, elles sont alors ajustées (Bishop, 2011) :

(i) soit au taux d'incision des rivières, si la valeur critique des pentes y est inférieure (les gradients de pentes sont reliés au taux de surrection),

(ii) soit à la résistance au cisaillement des roches, si l'incision est supérieure à la valeur critique des pentes. Les pentes ne peuvent pas s'adapter au taux d'incision (et exprimer le taux de surrection). La dénudation s'effectue alors par affaissement de blocs crustaux – c'est-à-dire par dénudation tectonique.

Dans ce second cas, les pentes ne peuvent pas exprimer le taux de surrection de la zone d'étude (Burbank et al., 1996). Certains auteurs analysent donc les profils de rivières à fond rocheux (e.g. concavité, élargissements) afin de déterminer les variations du taux de surrection et l'influence de la déformation bien que d'autres facteurs (e.g. lithologie) puissent influencer la morphologie des rivières (voir Whipple, 2004 pour une revue). Ces paysages en équilibre dynamique sont modélisés analogiquement (Bonnet et Crave, 2003) et correspondent au modèle d'évolution proposé par Hack (1960 ; 1975) pour qui cependant

les versants étaient ajustés à la caractéristique du régolithe plutôt qu'à la résistance au cisaillement des roches.

1.4.2.1.2 L'évolution des paysages et reliefs des zones de plus faible convergence et contrôle du niveau de base

La plupart de la surface terrestre n'est pas dans un contexte tectonique et climatique permettant un équilibre dynamique des différents processus de surrection et de dénudation (cf. §1.5.2.1.1) car, soit la déformation, soit les agents de dénudation, soit les agents de transport sont trop faibles[4] (Bishop, 2011).

C'est le cas des domaines de plus faible convergence où l'équilibre dynamique n'est pas atteint, l'évolution des reliefs en réponse à une chute du niveau de base est considérée comme contrôlée par la propagation vers l'amont (recul) des knickpoints des rivières (Bishop, 2007 ; Bishop, 2011). Ce recul permet la transmission vers l'amont du rajeunissement des reliefs et paysages, les pentes des versants s'adaptant aux gradients des rivières (Crosby et Whipple, 2006). Cependant, certaines études tendent à démontrer que, dans certaines conditions, la position des knickpoints puissent être stables (Young et McDougall, 1993) ou que leur recul puisse être stoppé ou ralenti par des lithologies résistantes (Bishop et Goldrick, 2010). Dans ces conditions, le rajeunissement du relief lié à une chute du niveau de base ne peut être propagé (ou sa propagation est retardée) à la partie amont du système, limitant l'érosion du domaine amont ("*detachment-limited*"). Les knickpoints forment alors des niveaux de base locaux et permettent une meilleure préservation de formes du relief anciennes en amont (telles que des surfaces d'aplanissement), dont la dénudation est adaptée aux niveaux de base locaux (Bishop, 2011).

1.4.2.2 L'ÉVOLUTION DES PAYSAGES ET RELIEFS DES DOMAINES INTRAPLAQUES ET CONTEXTE POST-OROGÉNIQUE (FLEXURES ET VARIATIONS DU GÉOTHERME)

Les domaines de plus faible convergence présentés ci-avant peuvent être considérés comme une transition vers les domaines post-orogéniques et intraplaques. Dans ces zones, les principaux facteurs de surrection crustale sont liés à des facteurs thermiques (flottabilité crustale) de charge/décharge de la croûte (flexure).

Les processus de charge/décharge de la croûte peuvent engendrer des variations de la topographie. La charge de la croûte (e.g. inlandsis, bassins, trapps volcaniques) implique une modification de l'équilibre isostatique entraînant une subsidence de la zone tandis que la décharge de la croûte (e.g. dénudation, fonte des inlandsis) va entraîner un rebond isostatique, une surrection crustale (Bishop, 2011).

[4] ou bien la déformation est intermittente

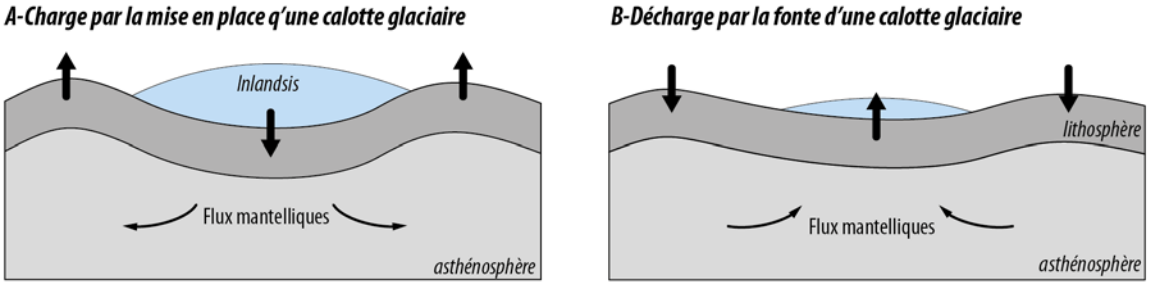


Figure 1-14 : Schéma de l'isostasie flexurale et du flambage lithosphérique induit par les mécanismes de charge/décharge d'une lithosphère. A – Charge d'une lithosphère par une calotte glaciaire impliquant une subsidence sous l'inlandsis et une surrection aux bordures de celui-ci par le flambage lithosphérique induit. B – Décharge d'une lithosphère induisant un rééquilibrage isostatique de la lithosphère avec subsidence des bordures et surrection au droit de l'ancien inlandsis : c'est le rebond isostatique.

Les charges/décharges de la croûte influent sur la lithosphère dans son ensemble. La lithosphère peut transmettre latéralement ces contraintes en fonction de sa rigidité flexurale. Ainsi la charge de la croûte par un bassin sédimentaire peut engendrer une flexure de la lithosphère (i.e. un flambage lithosphérique), marquée par la surrection des bordures du bassin (Driscoll et Karner, 1994). La longueur d'onde du flambage dépend de la rigidité de la lithosphère et de la charge engendrée par le bassin sédimentaire qui provoque la subsidence de l'ensemble lithosphère/croûte (Figure 1-14.A). Ce type de flambage est notamment observé au niveau des marges passives du fait de la charge induite par les sédiments déposés (Watts, 1982 ; Driscoll et Karner, 1994). De même la décharge de la croûte induite par la fonte d'une calotte glaciaire induit un rebond isostatique avec une surrection du domaine précédemment englacé et subsidence des bordures ayant auparavant subi une surrection du fait du flambage lithosphérique initial (Figure 1-14.B). Le rebond isostatique peut ainsi induire une évolution des paysages et reliefs en fonction des interactions entre chute du niveau de base et processus de surface engendrant une isostasie liée à la dénudation du domaine en surrection. Cette isostasie de dénudation peut en conséquence prolonger le phénomène de rebond isostatique et engendrer une chute du niveau de base et une évolution à long terme induisant la longévité de certains paysages et reliefs (Bishop, 2011).

Les facteurs thermiques profonds peuvent influer sur la réponse isostatique. La mise en place de matériel chaud en base de lithosphère (e.g. points chauds, sous-placages mantelliques ; Summerfield, 1991 ; Watts, 2001) peut engendrer la variation de la densité crustale et une augmentation de sa flottabilité entraînant une surrection crustale (Crough, 1983), notamment sous les cratons (Sahagian, 1988).

Enfin, l'influence de la dynamique du manteau asthénosphérique sur la topographie est suggérée par différentes études (Braun, 2010 ; Moucha et Forte, 2011). La topographie dynamique engendrerait des variations d'altitude d'amplitude faible et de grande longueur d'onde, les flux mantelliques ascendant créant des anomalies positives de topographie et les flux descendants des anomalies négatives pouvant initier des bassins sédimentaires (Figure 1-15).

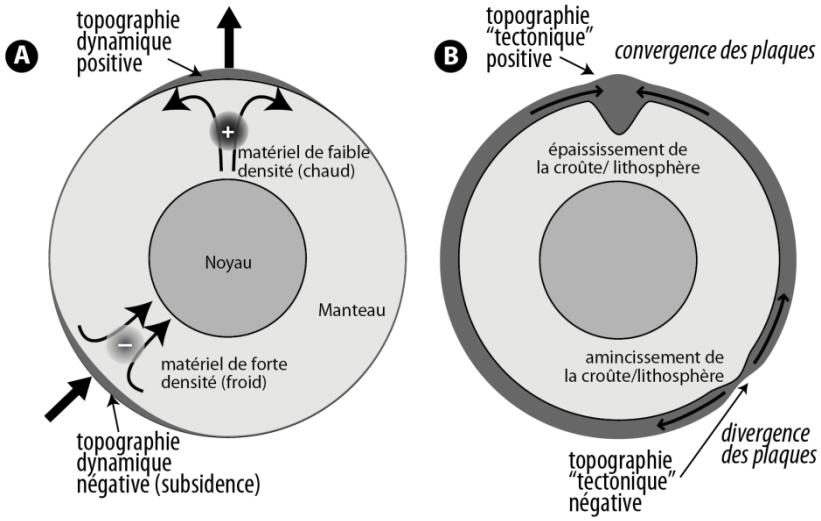


Figure 1-15 : A – Schéma illustrant comment le flux mantellique (dynamique du manteau) peut générer de la topographie. B – Schéma illustrant l'impact de la tectonique des plaques sur la topographie. Du fait du rééquilibrage isostatique, la convergence (épaississement de la croûte/lithosphère) induit une topographie positive tandis que la divergence (amincissement de la croûte/lithosphère) induit une topographie négative.

Ces processus de moyennes et grandes longueurs d'ondes sont des facteurs majeurs de la déformation des domaines intraplaques. L'analyse des surfaces d'aplanissement occupant la surface de beaucoup de ces domaines, de leur étagement ou emboîtement et de leurs relations géométriques avec les bassins sédimentaires, peut permettre d'accéder à l'évolution géologique et aux déformations principales affectant ces domaines.

1.5 FACTEURS DE CONTRÔLE DE LA GENÈSE ET DE L'ÉTAGEMENT / EMBOÎTEMENT DES SURFACES D'APLANISSEMENT

Autour du globe, de nombreuses surfaces d'aplanissement de différents types sont identifiées et caractérisées au sein des domaines intraplaques (e.g. : Afrique (King, 1962 ; Partridge et Maud, 1987 ; Chardon et al., 2006 ; Coltorti et al., 2007 ; Dauteuil et al., 2015) – Australie : (Twidale et Campbell, 1992 ; Nott et Roberts, 1996) – Amérique du Sud : (King, 1962 ; Peulvast et de Claudino Sales, 2004 ; Japsen et al., 2012 ; Bétard et al., 2014) – Amérique du Nord (Steidtmann et al., 1989 ; Peulvast et al., 1996) – Europe (Schmitt et Simon-Coincon, 1985 ; Klein, 1990 ; Casas-Sainz et Cortés-Gracia, 2002 ; Lidmar-Bergström et al., 2013) – Asie (Gunnell, 1998). Ces surfaces d'aplanissement sont parfois étagées ou emboîtées et un de leur points communs est d'être respectivement adaptées à un niveau de base (cf. §1.4). Les processus de dénudation initiant ces aplanissements nivellent le relief jusqu'à un niveau proche du niveau de base. Ce niveau de base peut être local (lac), global (niveau marin) ou encore structural (escarpement de faille) ou lithologique (niveau lithologique résistant induisant un knickpoint – cf. §1.2). Dans le cas d'une surface d'aplanissement marine (abrasion marine), le niveau de base contrôle aussi l'aplanissement, cependant, cet aplanissement est réalisé en-dessous du niveau marin.

Au premier ordre (i) la genèse d'une surface d'aplanissement s'effectue par rapport à un niveau de base donné, (ii) l'extension de cette surface dépend de la durée de stabilité et de la vitesse de propagation vers l'amont du niveau de base, et (iii) l'étagement des surfaces dépend des variations, globales ou localisées (niveau de base local, structural ou lithologique) du niveau de base. Dans cette partie sont abordés :

- Le rôle du niveau de base et des variations du niveau de base dans la formation et l'étagement/emboîtement des surfaces d'aplanissement,
- Le rôle du climat dans la formation et l'étagement des surfaces d'aplanissement,
- le rôle de la déformation dans la formation et l'étagement des surfaces d'aplanissement.

1.5.1 LE RÔLE DU NIVEAU DE BASE

1.5.1.1 LA PROPAGATION DU NIVEAU DE BASE

Lors de l'établissement d'un niveau de base (global, local ou structural), les reliefs situés en amont tendent à s'adapter à ce dernier. Le niveau de base se propage vers les parties amont de la topographie au travers de processus de "*downwearing*" et/ou de "*backwearing*" (cf. Figure 1-3) qui impliquent des phénomènes d'érosion et/ou d'altération. La transmission d'un niveau de base au sein d'un paysage n'est donc pas instantanée et le temps est un facteur majeur de cette transmission : plus les conditions endogènes (déformation) et exogènes (climat) sont égales (équilibrées) dans le temps, plus le niveau de base peut être transmis aux parties amont d'un domaine donné. Cependant, si le temps est un facteur clé, la vitesse de propagation dépend principalement des résistances lithologiques des roches (et de leur hétérogénéité), du relief (déformation) et du climat (précipitations, températures) qui affectent l'efficacité des processus d'érosion (et/ou d'altération) et de transport. Ainsi, dans des cas extrêmes, des lithologies ou structures résistantes peuvent inhiber la propagation du niveau de base, créant des niveaux de base structuraux ou lithologiques (cf. §1.6.1.1). De même, des conditions climatiques (e.g. climat aride) induisant une érosion faible, peuvent freiner la propagation vers l'amont du niveau de base.

1.5.1.2 LES VARIATIONS DU NIVEAU DE BASE GLOBAL (OU LOCAL)

Le niveau de base global est représenté par la surface du niveau des océans qui intersecte la topographie des domaines émergés (Chorley et Beckinsale, 1968 ; Goudie, 2004). Lorsque les conditions climatiques (e.g. climats chauds et humides à chauds et arides) et géodynamiques (e.g. déformations moyennes et grandes longueurs d'ondes) sont réunies, des surfaces d'aplanissement contrôlées par le niveau de base global peuvent se former. Les variations des conditions climatiques (climato-eustatisme) ou du régime de déformation (surrection-subsidence, tectono-eustatisme) peuvent induire des variations du niveau de

base et la genèse de différentes surfaces d'aplanissement étagées voire emboîtées (Lidmar-Bergström, 1982 ; Klein, 1985 ; Bremer, 1993 ; Peulvast et Claudino Sales, 2005).

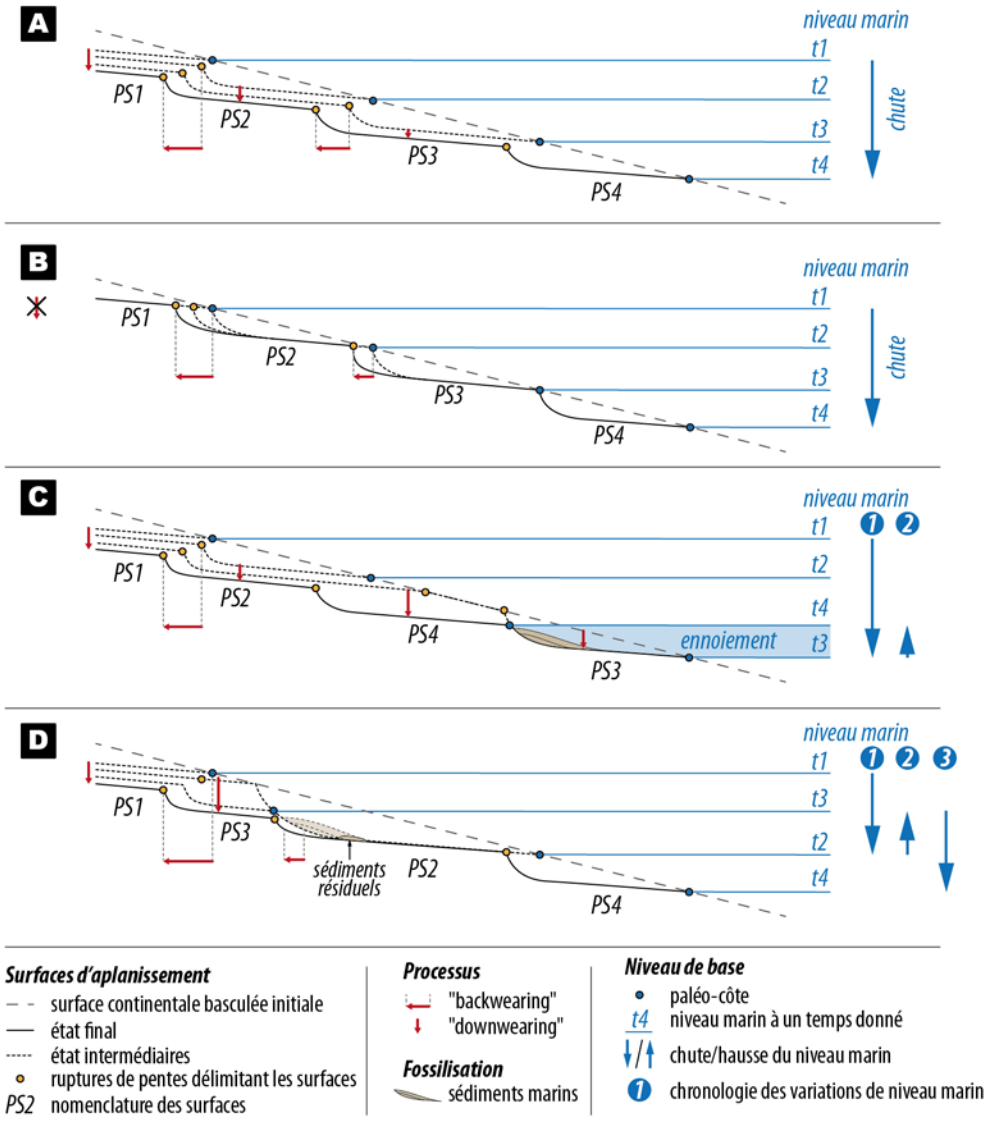


Figure 1-16 : Schémas illustrant l'étagement ou l'emboîtement des surfaces d'aplanissement en fonction des variations du niveau de base global suite au basculement initial d'une topographie continentale : A – Étagement de 4 surfaces d'aplanissement (PS1 à PS4) suite à des chutes du niveau de base (processus : "backwering et "downwearing" ; B – Idem mais sans processus de "downwearing" ; C – Étagement de PS1 à PS3 (chutes du niveau de base) puis emboîtement de PS4 et fossilisation de PS3 par des dépôts sédimentaires (remontée du niveau de base) ; D – Étagement de PS1 et PS2 (chute du niveau de base), puis emboîtement de PS3 et fossilisation de PS2 (remontée du niveau de base) et enfin étagement de PS4. Noter la préservation de sédiments fossiles sur PS2 permettant la datation de cette surface (inspiré de (Lidmar-Bergström, 1982).

La Figure 1-16 schématise les évolutions possibles d'un domaine de socle en réponse à un basculement initiale de la surface du sol suivi de variations du niveau de base induites par des processus de déformation de grande longueur d'onde, d'intensité considérée constante dans l'espace, ou par le climato-eustatisme. Plusieurs cas de figures sont possibles :

- Le cas A (Figure 1-16.A) illustre l'étagement de quatre surfaces d'aplanissement initié par quatre chutes successives du niveau de base global. Ces chutes peuvent être

induites par des phénomènes de surrections généralisées ou des chutes successives du niveau de base global. Les processus de "*downwearing*" et de "*backwearing*", dont les importances relatives ne sont pas connues, induisent l'évolution continue des surfaces d'aplanissement suite à leur initiation et leur diachronisme respectif.

- Le cas B (Figure 1-16.B) illustre un étagement similaire, mais uniquement dans des conditions impliquant les processus de "*backwearing*". Au cours de leur évolution (subaérienne), la genèse de ces surfaces se poursuit dans leur partie amont, en s'adaptant au niveau de base représenté par la partie avale de la surface.
- Le cas C (Figure 1-16.C) illustre un étagement de trois surfaces d'aplanissement initié dans les mêmes conditions que le cas A (PS1 à PS3). Puis, une phase de remontée du niveau global (subsidence grande longueur d'onde ou climato-eustatisme) induit l'emboîtement d'une dernière surface d'aplanissement (PS4) ainsi que l'ennoiement de PS3. Cet ennoiement induit la fossilisation de PS3 par des dépôts marins. La datation de ces dépôts peut constituer un moyen de post-datation de la surface PS3.
- Le cas D (Figure 1-16.D) illustre l'étagement de deux surfaces d'aplanissement consécutif à une chute du niveau de base global (PS1 et PS2 – surrection généralisée ou climato-eustatisme) puis l'emboîtement d'une troisième surface d'aplanissement en réponse à une remontée du niveau de base global (PS3) et le dépôt de sédiments marins scellant PS2. Une dernière phase de chute du niveau de base global induit l'étagement de PS4 et la dégradation partiel des sédiments marins fossilisant PS3. La préservation de sédiments résiduels sur PS3 peut permettre la post-datation de PS3 par la datation des dépôts résiduels préservés sur cette surface.

Cette partie illustre les possibilités d'étagement et d'emboîtement en fonction de variations du niveau de base global (ou local) dû soit (1) au climato-eustatisme (ou variation du niveau du lac), soit (2) à des déformations (surrection ou subsidence) d'égale intensité sur un domaine donné. En réalité, l'intensité de la déformation des surfaces continentale varie dans l'espace et dans le temps (e.g. flambage lithosphérique). Ces déformations peuvent donc provoquer le basculement, la flexure ou encore le décalage par faille des surfaces d'aplanissement. L'identification de ces déformations est possible via la reconnaissance, la cartographie, la chronologie relative et la datation des surfaces et est illustrée en §1.6.3 grâce à des exemples bibliographiques.

1.5.1.3 LES NIVEAUX DE BASE LITHOLOGIQUES ET STRUCTURAUX

La formation, l'étagement ou l'emboîtement de surfaces d'aplanissement provoqués par la variation du niveau de base global (ou local) peuvent constituer de bons indicateurs de l'évolution géologique, géomorphologique et paléogéographique des domaines continentaux intraplaques, ces phénomènes étant directement liés aux processus de déformation induits par la géodynamique (tectono-eustatisme) ou au climato-eustatisme.

Leur analyse peut donc constituer un moyen de tracer l'évolution à long terme de ces domaines.

Cependant, une érosion différentielle du substratum géologique peut être provoquée par les variations de la lithologie et de la structure des roches et créer des reliefs structuraux. L'érosion différentielle et due aux variations de résistance des roches à l'érosion et à l'altération (Lagasquie et al., 2001 ; Migoń, 2004d-b ; Migoń, 2006 ; Huggett, 2011).

Pour les roches sédimentaires ou méta-sédimentaires[5], l'érosion différentielle peut dégager différentes formes structurales. Elles dépendent du plissement et du pendage des strates les plus résistantes. Les structures aclinales (plateaux), les structures monoclinales, les hogbacks, les synclinaux perchés ou les anticlinaux évidés sont, par exemple, des reliefs structuraux courants. (Figure 1-17 ; Migoń, 2004d-b ; Huggett, 2011). Certaines de ces formes peuvent constituer des niveaux de base structuraux qui ne peuvent pas être interprétés comme des variations liées à la déformation ou à l'eustatisme. C'est le cas des plateaux dont l'évolution de la partie amont est principalement adaptée au niveau de base formé par la lithologie résistante.

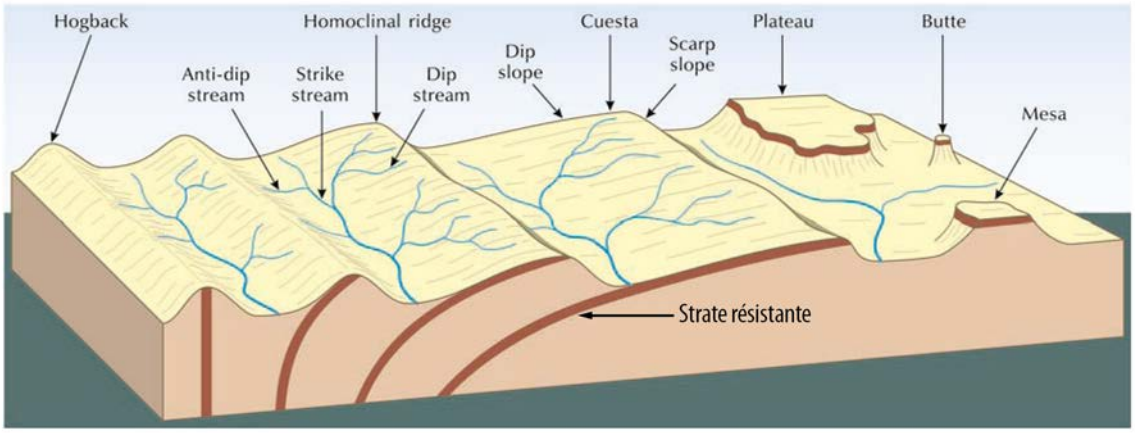


Figure 1-17 : Schémas des morphologies structurales associées aux divers pendages de strates géologiques résistantes. Les strates sédimentaires colorées en marron représentent les structures résistantes. Noter les surfaces planes formées par les plateaux et structures monoclinales : ces formes correspondent à des surfaces structurales et non des surfaces d'aplanissement car elles n'oblitèrent pas les structures du substratum géologique (d'après Huggett, 2011).

Pour les roches cristallines, l'érosion différentielle est principalement contrôlée par les différences de minéralogie et de texture ainsi que par la localisation et les variations de densité de la fracturation. Ces différences provoquent l'érosion et l'altération préférentielles des domaines de plus faible résistance et le dégagement de reliefs résiduels comme les tors ou les inselbergs (Lagasquie et al., 2001 ; Migoń, 2004d-a). Ces formes sont décrites et intégrées dans différents types de surfaces d'aplanissement (cf. §1.4) et l'altération semble jouer un rôle important dans leurs formations (altération différentielle, §1.6.2.6).

L'impact des différences de lithologie et de structure, qui peuvent provoquer un étagement des formes du relief et des aplanissements, sans signification en matière de

[5] Ou encore les coulées et trapps volcaniques

variation du niveau de base global (ou local), est donc à prendre en compte lors de l'analyse morphologique des domaines continentaux. Pour les domaines cristallins, le rôle de l'altération, qui peut être important, est discuté plus loin dans ce manuscrit (§1.6.2.6).

1.5.2 LE RÔLE DU CLIMAT

Le climat influe de deux manières sur la formation et l'étagement ou l'emboîtement des surfaces d'aplanissement, (1) il agit comme facteur de contrôle du niveau de base global (ou local) lors des chutes ou remontées climato-eustatiques[6](Coe et Church, 2003) et (2) il agit comme facteur de forçage des processus d'érosion et/ou d'altération (e.g. au travers des précipitations ou de la température) qui affectent les domaines continentaux (Champagnac et al., 2014). Dans les domaines continentaux intraplaques, les taux de déformation, les reliefs et les taux de dénudation sont généralement plus faibles que dans les domaines de convergence (collision, subduction). Ces conditions relativement stables sont propices, lorsque le climat est optimal, au développement et à la préservation d'altérations, surtout chimiques, parfois intenses (Migoń, 2013).

L'altération correspond à un ensemble de processus chimiques et physiques (et biologiques) de surface et de sub-surface entraînant la désagrégation des roches des surfaces continentales (Dixon, 2004 ; Migoń, 2013 ; Pope, 2013). La formation des différents types d'altération dépend de plusieurs facteurs : les propriétés des roches, le climat, la géomorphologie (le relief) et le temps (Migoń, 2013). Trois moteurs principaux régissent les phénomènes d'altération (Dixon, 2004) : (i) l'altération physique (e.g. gélifraction, Insolation), (ii) l'altération biologique (e.g. altération par les acides organiques des plantes, éclatement des roches lors de la croissance des racines) et surtout (iii) l'altération chimique, c'est-à-dire la transformation chimique et minéralogique in-situ des roches en produits plus stables en fonction des conditions climatiques (Wyns et al., 2003 ; Dixon, 2004).

Les surfaces d'aplanissement, qui se forment dans les domaines continentaux intraplaques, sont souvent associées à des profils d'altération (cf. "*etchplains/etch-surface*", §1.4.3 ; Migoń, 2013). La compréhension des relations entre surfaces d'aplanissement et altérations est donc importante dans l'optique de reconstituer l'histoire géologique, géomorphologique et climatique d'un domaine donné. Dans cette partie sont présentés les grands types d'altération qui affectent ces surfaces, leur répartition géographique et spatiale ainsi que les conditions climatiques associées.

1.5.2.1 LES GRANDS TYPES D'ALTÉRATION DE SURFACE ET DE SUB-SURFACE

Les altérations chimiques qui affectent les surfaces continentales peuvent être divisées en deux grands types (Wyns et al., 2003) :

[6] Le rôle du climato-eustatisme sur le niveau de base et sur les surfaces d'aplanissement est développé au §1.6.1.2

(i) les altérations soustractives, caractérisées par un export de matière par hydrolyse et lessivage des éléments chimiques Figure 1-18.B),

(ii) les altérations additives, caractérisées par un apport de matière entraînant des précipitations d'éléments chimiques suite à une sursaturation des éléments en solution en lien avec les phénomènes d'évaporation et d'évapotranspiration (Figure 1-18.B)

Ces deux types d'altération et leurs profils les plus communs sont détaillés ci-après.

1.5.2.1.1 Les altérations soustractives : les profils latéritiques

Les altérations soustractives résultent du lessivage chimique des roches par les eaux météoriques et les eaux d'infiltration via des réactions d'hydrolyse eau/encaissant qui permettent la mise en solution préférentielle de certains éléments constitutifs de la roche (K, Na, Mg, Ca, mais aussi Si), induisant la concentration et la recombinaison des éléments moins solubles (Al, Fe, Si), au travers de néoformations de minéraux (Tardy, 1993). D'autres processus associés à l'hydrolyse sont impliqués dans les altérations soustractives : (i) l'hydratation, qui induit une augmentation de la porosité du fait de l'absorption d'eau par le réseau cristallin, et (ii) l'hydrolyse acide qui provoque la néoformation d'argiles (kaolinite, illite) par le remplacement des cations par des ions hydroxydes. L'ensemble de ces phénomènes induisent la formation de profils latéritiques, dont la séquence type est la suivante (Tardy, 1993 ; Figure 1-18A, de bas en haut) :

- La roche saine fissurée (horizon fissuré, e ≈ × 10 m, (Figure 1-18.B ; Wyns et al., 2003 ; Wyns et al., 2004) ;
- Un saprolite basal (e ≈ × 10 m) – l'isaltérite – qui correspond à une roche altérée pour laquelle les structures (stratification, schistosité, foliation, filons, etc.) de la roche sont encore visibles. Pour une roche granitique, ce niveau sera caractérisé par une arène grossière ;
- Un saprolite sommital (e ≈ × 10 m) – l'allotérite – où les structures de la roche parente sont effacées ;
- Un horizon tacheté (e ≈ × 1 m), principalement constitué d'argiles (kaolinite voire gibbsite) et contenant des oxydes de fer partiellement indurés (hématite) ;
- Une carapace (e ≈ × 1 m), correspondant à un niveau, toujours riche en argiles, présentant une induration moyenne induite par les oxydes et hydroxydes (Fe, Al)
- Une cuirasse (e ≈ × 1 m), correspondant à la partie sommitale du profil, fortement induré et très riche en oxydes et hydroxydes de fer et/ou d'aluminium (hématite, goethite, boehmite) ;
- D'un horizon supérieur :
    - meuble de démantèlement de la cuirasse, lorsque celle-ci est fossile ;

- constitué d'un sol lorsque le profil est actif.

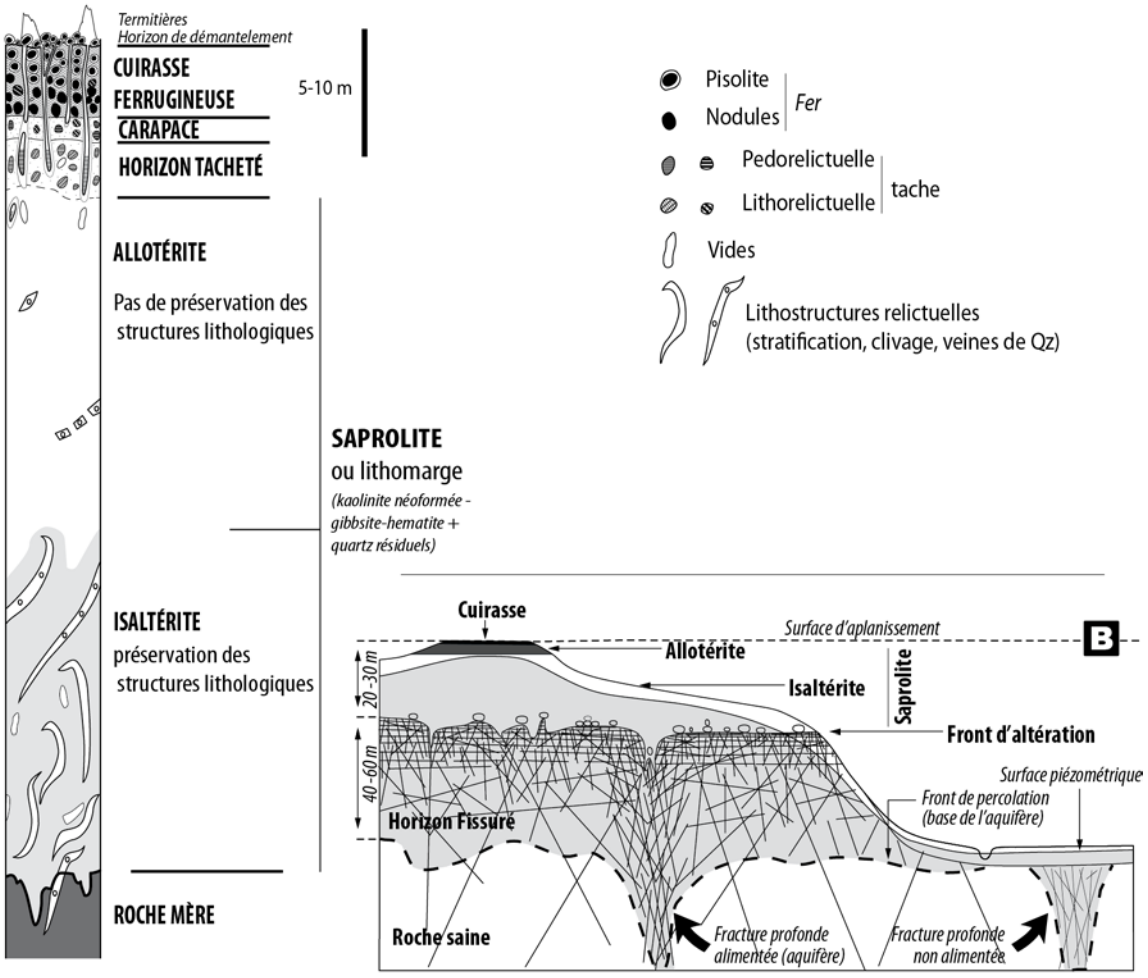


Figure 1-18 : A – Coupe synthétique d'un profil d'altération latéritique ferrugineux sur une roche mère métasédimentaire (e.g. schistes, F.G., modifié d'après Tardy, 1993). B – Modèle conceptuel de l'organisation topographique d'un profil d'altération latéritique (modifié d'après Wyns et al., 2004).

Chaque horizon est successivement passé par les différents horizons sous-jacents lors de la progression du front d'altération Figure 1-18.B, base du saprolite ; Tardy et Roquin, 1998). Ces horizons s'enrichissement progressivement en oxydes de fer et d'aluminium (de bas en haut) au cours de la progression du front d'altération ; par (i) le lessivage et l'hydrolyse des éléments plus solubles, et par (ii) transfert de plasma[7] (surtout des argiles) et précipitation de minéraux (Tardy, 1993). La partie inférieure du saprolite, saturée en eau, est le lieu de néoformations d'argiles (kaolinite) et d'hydroxydes (goethite issue du Fe et Mn des minéraux originels). La partie supérieure du profil où alternent, en fonction des saisons (sèche/humide), saturation en eau et déficit hydrique permet la déstabilisation de la goethite et sa recristallisation en nodules d'hématite, formant l'horizon tacheté. Dans la partie supérieure du profil, ces nodules deviennent coalescents et forment la carapace puis la cuirasse ferrugineuse.

[7] Plasma : éléments de dimension inférieure à 2 µm (kaolinite, gibbsite, hématite, goethite)

D'autre part, au travers de l'Europe, des phénomènes d'albitisation de surface, typiques du Trias, sont caractérisés. Ces albitisations sont certainement liées à la circulation d'eaux chargées en sodium dans les profils d'altération. L'environnement particulier du Permo-Trias, constitué de grands bassins salifères, est certainement à l'origine de ces profils d'altération particuliers (Schmitt et Simon-Coincon, 1985 ; Simon-Coinçon et al., 1997 ; Parcerisa et al., 2010a).

1.5.2.1.2 Les altérations additives : silcrètes, calcrètes, dolocrètes, ferricrètes

Les altérations additives résultent d'un apport net de matière par des eaux chargées en éléments dissous (K, Na, Mg, Ca et Si), généralement depuis les domaines hauts, lessivés vers les domaines bas (Wyns et al., 2003). Dans les domaines de bas niveau – proches du niveau piézométrique – les phénomènes de capillarité, d'évaporation et d'évapotranspiration permettent la concentration des éléments dissous. Lorsque cette dernière atteint la limite de solubilité des éléments, ces derniers précipitent et forment de nouvelles minéralisations. Ces minéralisations forment des encroûtements dont le type dépend des éléments chimiques précipités : Silice, SiO^2 : Silcrète – Calcaire, $CaCO^3$: Calcrète – Dolomie, $CaMg(CO^3)_2$: Dolocrète – Gypse, CaSO4(2H2O) : Gypscrète – NaCl : Sel.

Les encroûtements les plus fréquemment rencontrés sont les silcrètes, plusieurs types de silcrètes sont identifiés et classés dans la littérature (Thiry, 1988 ; Thiry et al., 1988 ; Thiry, 1997 ; Thiry, 1999 ; Nash et Ullyott, 2008). Leur description succincte est résumée en Table 1-3. Cependant, seuls les silcrètes pédologiques qui représentent de bons marqueurs des surfaces continentales seront détaillés. Les silcrètes pédogénétiques (Figure 1-19) sont formés par silicification de formations détritiques (e.g. argiles, sables, conglomérats) ou d'un ancien profil d'altération soustractive (e.g. arène, saprolite kaolinique) et sont caractérisés par une organisation verticale d'horizons différenciés entre leur base à leur sommet (Thiry, 1999 ; Nash et Ullyott, 2008) :

- (i) un horizon inférieur granulaire siliceux formé de granules de quartz microcristallin et d'opale qui cristallisent en enrobant les kaolinites de la roche argileuse initiale, suite à la percolation d'eaux chargées en silice et à la précipitation de cette dernière ;
- (ii) un horizon médian siliceux columnaire, qui présente une structure en colonne à quartz microcristallin. La percolation des eaux chargées en silice provoque le dépôt d'opale le long des joints verticaux et horizontaux. Les joints horizontaux sont le lieu de la recristallisation progressive de l'opale en quartz microcristallin, plus en équilibre avec le milieu physico-chimique. Ce phénomène engendre la destruction des structures de la roche parente et la formation de structures columnaires ;
- (iii) un horizon supérieur à illuviations d'argile/à opale/titane et "coiffes" siliceuses, caractérisé par la superposition (a) d'illuviations d'argiles/opale/titane en surface des grains, liées aux périodes de fort apport hydrique (saison humide), pendant lesquelles les eaux percolent au travers des sols provoquant, la dissolution et le lessivage de la silice (chargement des eaux), le remaniement et le lessivage de matériel argileux de

surface "*per descensum*" puis leur dépôt (illuviation) à la base des vides (sommet des grains) où les circulations hydriques sont ralenties, et (b) les précipitations de silice (quartz automorphe) provoquées par la saturation des eaux chargées en silice du fait de l'évaporation et de l'évapotranspiration induites lors périodes de stress hydrique (saison sèche). Les alternances illuviation/précipitation provoquent la formation des "coiffes siliceuses".

D'autres types d'altérations additives existent, mais se retrouvent de manière plus anecdotique dans les domaines de socle. Ce sont les calcrètes et dolocrètes, qui

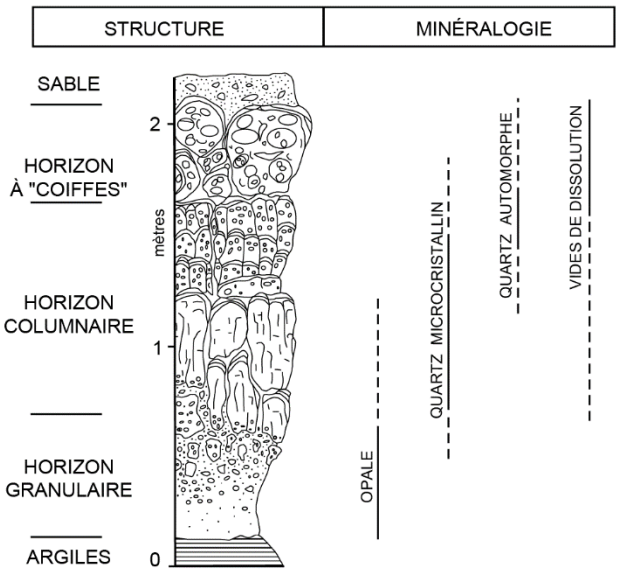


Figure 1-19 : Représentation schématique d'un profil typique de silcrète pédogénétique illustrant l'organisation verticale des structures du silcrète et des minéralisations de silice (traduit depuis Nash et Ullyott, 2008, modifié d'après Thiry, 1999).

correspondent à des roches issues de la cimentation partielle ou totale d'un substratum quelconque par des carbonates de calcium (calcrète) et/ou de magnésium (dolocrète). Le Calcium et le Magnésium sont apportés par les eaux de la nappe phréatique et précipitent suite aux phénomènes d'évaporation et d'évapotranspiration en fonction des battements de nappes. Les gypcrètes et les encroûtements de sel sont formés selon le même principe, aux abords des sebkhas. Les ferricrètes, parfois difficiles à différencier des cuirasses latéritiques, se forment par la recristallisation sous une forme insoluble du Fe auparavant lessivé par des eaux d'infiltration ou érodé (clastes de cuirasses) et transporté par les eaux de ruissellement (Widdowson, 2008).

Classification génétique	*Macromorphologie*	*Matériel affecté*	*Structure/chimie*	*Paléoenvironnement*
Silcrète pédogénétique	- structures columnaires - organisation verticale du profil	- altérites kaoliniques - sédiments kaoliniques	- destruction des structures hôtes - microquartz dominant - enrichissement en Ti - faible teneur en Al et Fe - micromorphologie complexe à structures d'illuviation	- profil pédogénétique - alternance de saisons sèches/humides - climat tropical/sub tropical - silicification au sein du profil pédogénétique
			- destruction des structures hôtes - opale dominant - faible teneur en Ti - enrichissement en Fe et argile - micromorphologie complexe à structures d'illuviation	- profil pédogénétique - alternance saisons humides/sèches-évaporitiques - climat tropical/ subtropical
Silicifications de nappe	- massive - lenticulaire/tabulaire	- sables - sables graveleux	- préservation des structures hôtes - micromorphologie simple, sans illuviation	- nappe piézométrique en bordure de vallée - climat tempéré/tropical
	- irrégulière/nodulaire	- carbonates - sédiments argileux	- préservation des structures hôtes - micromorphologie simple, sans illuviation	- circulations karstiques ou - fluctuations de nappes - climat tempéré/tropical
Silicifications avec évaporites	- nodulaire	- sédiments lacustres - sédiments de playa	- micromorphologie simple à faciès chert	- dépressions marginales évaporitiques - climat aride/semi-aride

Table 1-3 : Classification génétique des silcrètes (traduit de Nash et Ullyott, 2008, d'après Thiry, 1999).

1.5.2.2 LA RÉPARTITION GLOBALE DES ALTÉRATIONS

Autour du globe, l'intensité de l'altération chimique soustractive actuelle et la minéralogie des minéraux néoformés sont réparties selon une zonation climatique (Figure 1-20 ; Strakhov, 1967). Les altérations chimiques les plus intenses sont localisées dans les zones intertropicales et les zones équatoriales (latérites) tandis qu'elles sont plus modérées dans les zones tempérées et quasiment inexistantes dans les domaines désertiques chauds et froids ou dans les zones de forte altitude (Figure 1-21). Les facteurs contrôlant l'intensité de l'altération sont mis en évidence dans ce diagramme. Il s'agit (i) d'une humidité importante et (ii) d'une température supérieure à -5°C.

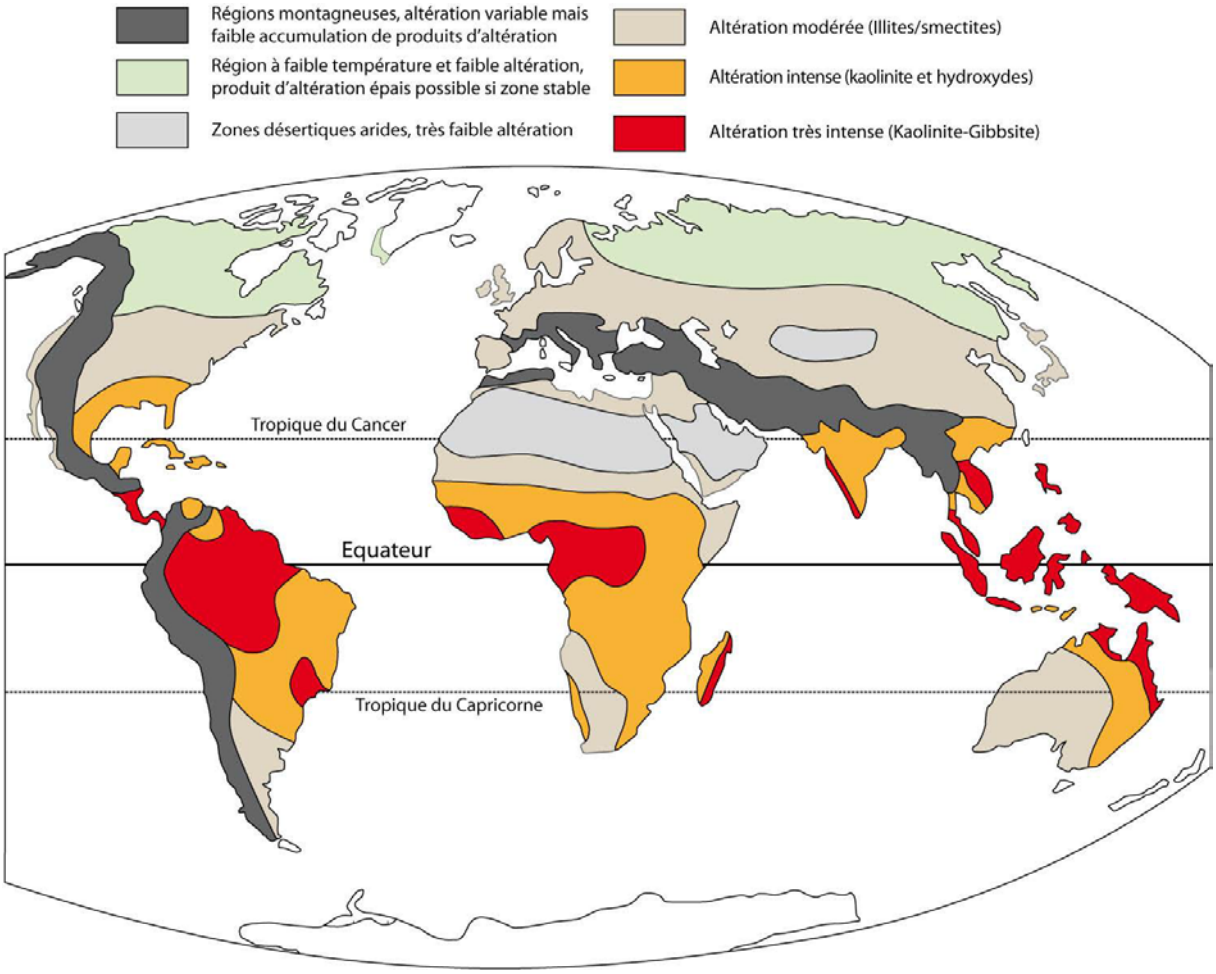


Figure 1-20 : Carte de répartition de l'intensité de l'altération chimique autour du globe (Grimaud, 2014 d'après Strakhov, 1967 et Summerfield, 1991).

La zonation climatique de l'intensité de l'altération soustractive ne reflète pas forcément l'épaisseur des profils d'altération. En effet, le développement des profils d'altération dépend (1) de la zonation climatique qui détermine l'intensité de l'altération, (2) du faible relief, qui limite l'érosion et favorise la percolation des eaux de lessivage et (3) de la stabilité (pas ou peu de déformation) des zones affectées par les altérations soustractives qui permet la préservation et le développement au cours du temps des profils d'altération. Par exemple, les domaines montagneux qui subissent des altérations intenses en zone tropicale ou intertropicale ne présentent pas nécessairement de profil d'altération épais car celui-ci est

rapidement décapé par l'érosion. Les zones qui paraissent les plus propices à la formation actuelle d'altérites épaisses et développées sont les domaines de cratons stables, de faible relief, situés en zones subtropicale ou équatoriale (e.g. Afrique de l'Ouest, Amazonie). Ces zones présentent généralement des profils d'altération latéritiques complets et épais.

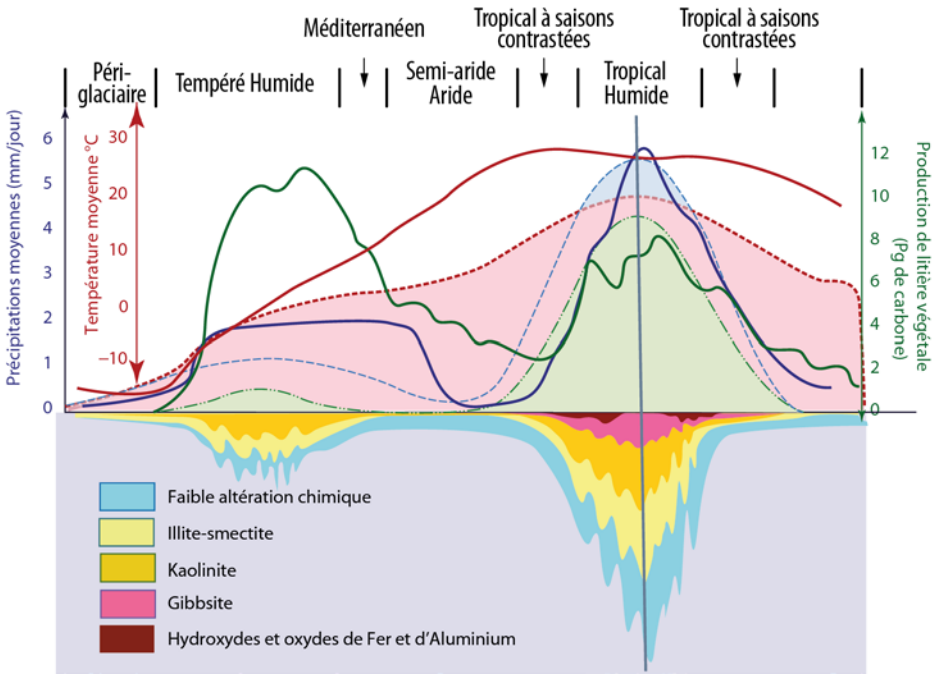


Figure 1-21 : Répartition latitudinale des types d'altération chimique et de leurs épaisseurs. Courbes en pointillés : modèle initial de Strakhov, 1967. Courbes en traits pleins : données modernes de température, précipitations et de production de litière végétale (d'après Pope, 2013).

La répartition de l'intensité et des épaisseurs des altérations soustractives en fonction des zones climatiques est, dans les grandes lignes, valide dans les conditions climatiques actuelles (voir Pope, 2013 pour une discussion). Cependant, des profils latéritiques inactifs sont aujourd'hui présents dans des zones climatiques actuelles défavorables à la formation de telles altérations (e.g. bauxites et latérites d'Europe de l'Ouest et Europe du Nord ; Migoń et Lidmar-Bergström, 2002 ; Thiry et al., 2006). Ces occurrences traduisent des climats passés plus propices aux altérations intenses. Ces variations climatiques peuvent être liées, pour un point donné :

- à la dilatation et à la migration des ceintures climatiques subtropicales et équatoriales vers les hautes latitudes en périodes de "greenhouse" (Tardy et Roquin, 1998 ; Cramer et al., 2011 ; optimums climatiques du Crétacé supérieur et de l'Éocène, Figure 1-22),
- à la dérive des plaques qui provoque la traversée des ceintures climatiques par les différents continents (Tardy et Roquin, 1998).

La détermination des conditions climatiques de formation des silcrètes pédogénétiques, souvent associés aux surfaces d'aplanissements, est plus problématique. Celle-ci est compliquée par le fait qu'aucun silcrète actuel n'est formellement attesté (hormis des faciès

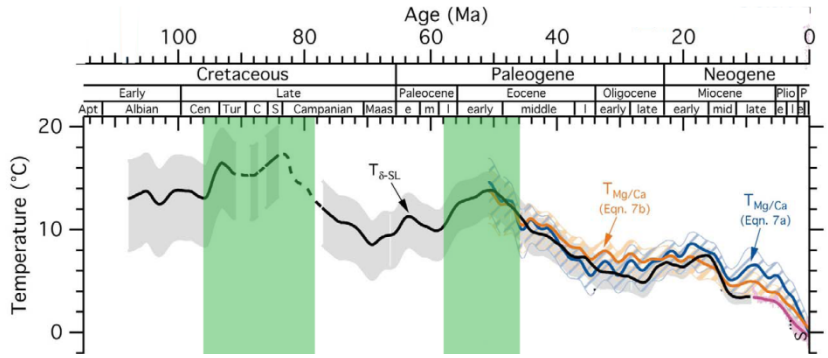


Figure 1-22 : Température moyenne globale de surface des océans depuis le Crétacé supérieur calculée à partir des rapports Mg/Ca des foraminifères benthiques. Cadres verts : phases climatiques optimales. (Cramer et al., 2011).

particuliers). Des climats arides comme tropicaux humides ont été proposés (voir Nash et Ullyott, 2008 pour une revue). Toutefois, les climats requis doivent permettre une alternance entre les processus de lessivage/mise en solution et de concentration/précipitation de la silice. Un climat à saisons contrastées, alternant entre périodes humides et périodes arides, semble donc le plus plausible et le plus largement accepté (Nash et Ullyott, 2008).

Enfin, la coexistence des altérations additives et soustractives dans les paysages est possible. L'organisation spatiale et topographique qui en résulte est détaillée dans le paragraphe suivant.

1.5.2.3 ORGANISATION SPATIALE DES PROFILS D'ALTÉRATION ET LIEN AVEC LES SURFACES D'APLANISSEMENT

Les deux grands types d'altérations, soustractives et additives, présentés ci-avant (§1.6.2.1) résultent de processus d'altération dominants différents, respectivement (i) le lessivage des éléments les plus solubles du substratum géologique, et (ii) la précipitation d'éléments chimiques dissous. Pour être efficace, le lessivage nécessite un bon écoulement des eaux de percolation pour que celles-ci soient toujours sous-saturées et permettre l'hydrolyse de la plus grande quantité de minéraux. Ces conditions sont surtout réunies dans

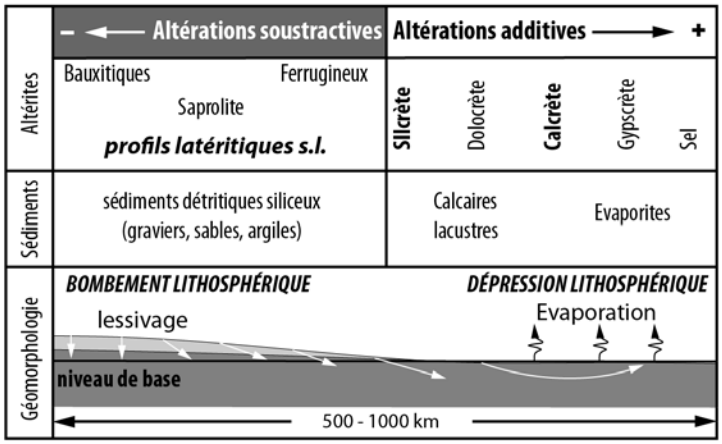


Figure 1-23 : Modèle d'organisation topographique des altérations soustractives et additives (d'après Wyns et al., 2003).

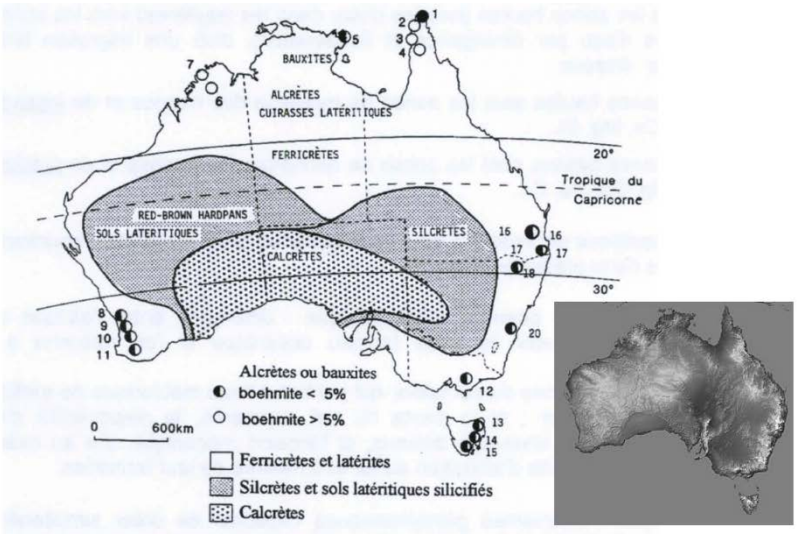


Figure 1-24 : Cartographie simplifiée de l'organisation concentrique des altérations chimiques soustractives et additives australiennes depuis les points hauts vers les points bas (Tardy et Roquin, 1998).

les zones hautes de la topographie. A l'inverse, la précipitation requiert un apport d'eaux sursaturées en éléments chimiques dissous. Ces conditions sont plutôt réunies dans des zones basses du paysage où la concentration des solutions est provoquée par l'évaporation et l'évapotranspiration (Wyns et al., 2003). En se basant sur ces observations, Wyns et al. (2003) proposent donc un modèle d'organisation topographique des altérations : (i) les zones hautes du paysage sont le lieu d'altérations soustractives, (ii) les eaux de percolation issues de ces zones hautes, chargées en éléments chimiques dissous, alimentent les zones basses du paysage, et (iii) ces éléments précipitent dans les zones basses du fait de l'évaporation (sursaturation) et forment des altérations additives (Figure 1-23). Ces auteurs proposent que les déformations de moyenne (e.g. flambage lithosphérique, épaulement de rift, subsidence thermique) et grande longueur d'onde (dynamique mantellique) puissent provoquer ce type d'organisation spatiale. Un exemple spectaculaire de ce type d'organisation est la répartition concentrique des latérites, ferricrètes, silcrètes et calcrètes australiennes depuis les domaines de hautes vers les domaines de basses altitudes (Tardy et Roquin, 1998). Cependant, des incertitudes subsistent concernant le caractère synchrone de ces altérations.

En résumé, les profils d'altérations peuvent fournir pour les domaines continentaux qu'ils affectent en apportant(i) des renseignements sur les conditions climatiques passées et(ii) des informations sur la répartition spatiale de la topographie des continents, des surfaces d'aplanissement, souvent associées et de la déformation qui les affecte (e.g. Afrique de l'Ouest, Chardon et al., 2006).

La datation des profils d'altération peut permettre de différencier des profils d'âges différents et leur répartition spatiale. Les datations, lorsqu'elles sont réalisées le long d'un même profil vertical, autorisent le calcul des taux d'altération passés des profils considérés. Ces deux points clés, qui fournissent des calages en âge de l'évolution des domaines continentaux et des surfaces d'aplanissement, sont abordés ci-après (§1.6.2.4 et §1.8.2).

1.5.2.4 DATATION DES PROFILS D'ALTÉRATION

Trois méthodes sont principalement utilisées pour dater les profils d'altération anciens : (i) la méthode radio-isotopique $^{40}Ar/^{39}Ar$ (et aussi K/Ar) sur oxyde de manganèse, (ii) la méthode paléomagnétique sur hématite et (ii) la méthode "stratigraphique". Les principes de base, les avantages et les inconvénients de chacune de ces méthodes sont résumés dans la Table 1-4 (Pillans, 2008). Pendant longtemps, la méthode stratigraphique a été la seule applicable (Migoń, 2013). Le développement des méthodes radio-isotopiques et paléomagnétiques a permis de préciser le calendrier de la formation des profils d'altération dans les zones géographiques où la méthode stratigraphique n'est pas applicable ou trop imprécise – e.g. en Afrique (Gunnell, 2003 ; Beauvais et al., 2008), en Amérique du Sud (Ruffet et al., 1996 ; Théveniaut, 2003), en Inde (Schmidt et al., 1983 ; Bonnet et al., 2014) et en Europe (Yans, 2003 ; Ricordel et al., 2007 ; Théveniaut et al., 2007 ; Ricordel-Prognon et al., 2010).

1.5.2.5 ESTIMATION DES TAUX D'ALTÉRATION

Les taux d'altération à long terme peuvent être estimés grâce aux méthodes radio-isotopiques et paléomagnétiques en calculant le rapport entre l'épaisseur du profil d'altération situé entre les deux horizons datés d'un même profil et l'intervalle de temps les séparant. Les ordres de grandeurs déduits de ces rapport sont compris entre ×1 m/Ma et ×10 m/Ma, avec par exemple :

- au Brésil, un taux d'altération[8] de 8,9±1,1 m/Ma estimé pour la période 12 Ma – 5 Ma au Brésil (Carmo et Vasconcelos, 2006)
- en Guyane, un taux d'altération de 11,3±0,5 m/Ma estimé pour la période 50 Ma – 30 Ma (Théveniaut et Freyssinet, 1999)
- en Australie (Queensland), un taux de 3.75 m/Ma estimé pour la période 15 Ma – 2 Ma (Vasconcelos et Conroy, 2003), et un taux de 15-17 m /Ma estimé pour le dernier million d'année (Feng et Vasconcelos, 2007).

Les taux d'altération modernes peuvent être estimés à partir de l'étude des exportations de silice dissoute dans l'eau des fleuves en domaine tropical (Tardy et Roquin, 1998). Cette méthode met en évidence l'impact des fortes précipitations et des grands réseaux de drainage sur le taux d'altération. Les taux d'altération estimés sont de (Tardy et Roquin, 1998) :

- 3 m/Ma et 4 m/Ma en climat tropical à saisons contrastées de nuance sèche ;
- 5 m/Ma et 6 m/Ma en climat tropical à saisons contrastées ;
- ≥ 10 m/Ma en climat tropical humide.

[8] Plus exactement, le taux de propagation (enfoncement) du front d'altération en profondeur

Méthode de datation	Type	Gamme d'âge	Précision	Matériel	Description méthode	Problèmes
Radio-isotopique $^{40}Ar/^{39}Ar$ et (K-Ar)	- isotopique - âge numérique	> 100 ka	- > 1% quand teneur en Ar/Ar >10%	- oxydes de Manganèse néoformés : - cryptomélane - hollandite - jarosite - alunite	- dérivée de la méthode K-Ar basée sur la décroissance radioactive du 40K en 40Ar - 40Ar/39Ar : (1) irradiation d'un aliquot pour convertir 39K en 39Ar (2) par paliers successifs : chauffage permettant dégazage d'Ar et mesure du rapport 39Ar/40Ar (3) 40K/39Ar constant dans la nature : obtention d'un âge plateau issu du rapport 40Ar/39Ar en fonction de 39Ar total	- dégazage d'Argon - excès hérité d'Argon - nécessité de la présence d'oxydes de Manganèse dans les profils
Paléomagnétique	- correlative	100 ka - >100 Ma	- varie selon l'âge des altérations étudiées et des vitesses passées de migration apparente des pôles magnétiques	- oxydes de Fer (hématite)	- basée sur la comparaison entre mesure d'un magnétisme fossile et migration apparente des pôles magnétiques connue pour un domaine donné	- faible précision pour les périodes de faible vitesse de déplacement des plaques tectoniques - remagnétisation induisant perte du signal ou signal complexe
"Stratigraphique"	- relative	0 - 4,5 Ga	-dépend de la précision des datations des roches encadrant le profil d'altération	- toute roche datée encadrant un profil d'altération, souvent : roches sédimentaires roches volcaniques	- basée sur les principes de recoupement, et de superposition	- encadrement par des roches datées nécessaire - problème de datation des roches encadrantes

Table 1-4 : Principales méthodes de datation des profils d'altération, matériel géologique nécessaire et problèmes associés (d'après Pillans, 2008)

Leurs ordres de grandeur (×1 m/Ma et ×10 m/Ma) sont cohérents avec ceux déduits des méthodes radio-isotopiques et paléomagnétiques pour des profils anciens.

Les isotopes cosmogéniques peuvent aussi être utilisés pour déterminer les taux d'altération. Cette méthode est applicable sur une gamme d'âge inférieure à 5 Ma (Pillans, 2008) et fournit donc des taux d'altération pour des périodes plus récentes. Par exemple, au sud-est de l'Australie, les concentrations de ^{10}Be et de ^{26}Al en base de profil d'altération montrent que le taux de d'altération décroit exponentiellement avec la profondeur. Des taux de 53 m/Ma sont donc mesurés en surface du sol tandis qu'à 10 m de profondeur, le taux est de 7 m/Ma (Heimsath et al., 2000).

Les ordres de grandeurs des taux d'altération à long terme des exemples cités ci-avant sont compris entre ×1 m/Ma et ×10 m/Ma. Dans le cas d'un profil d'altération pour lequel aucune datation n'est disponible, en rapportant ces ordres de grandeur des taux d'altération à l'épaisseur d'un profil d'altération donné, une estimation large de la durée de fonctionnement de ce profil peut être exprimée. Par exemple, un profil d'altération de 30 m d'épaisseur représente une durée de fonctionnement comprise entre 3 Ma et 30 Ma. Les profils d'altération ont donc des durées de vies de l'ordre de ×1 Ma – ×10 Ma. Les profils d'altération étant souvent associés à des surfaces d'aplanissement, cette estimation des ordres de grandeur des taux d'altération apporte des informations sur la durée de fonctionnement des surfaces d'aplanissement parfois associées (e.g. "*mantled etchplain*", §1.4.3).

1.5.2.6 IMPACT DES ALTÉRATIONS SUR L'ÉTAGEMENT DES SURFACES D'APLANISSEMENT

L'importance relative de la propagation du niveau de base (§1.6.1.1), de la lithologie et de la structure des roches(1.6.1.3), de la déformation (surrection/subsidence – §1.6.3), et du climat – au travers du climato-eustatisme (§1.6.1.2) et des processus d'altération – dans la formation, l'étagement et l'emboîtement des surfaces d'aplanissement est parfois difficile à déterminer (Bremer, 1993 ; Thomas, 1994). Dans cette sous-partie est abordé le rôle de l'altération (chimique).

Certains auteurs soulignent l'importance du rôle de l'altération et de son couplage avec l'érosion dans la formation des surfaces d'aplanissement, notamment dans les zones tropicales, qui a mené à la définition de la "*etchplanation*" et des "*etchplains*" (Wayland, 1933 ; Bremer, 1993 ; Thomas, 1994 ; Migoń, 2004c ; Migoń, 2013). Le développement de profils d'altération épais est contrôlé par plusieurs facteurs (Table 1-5) : les propriétés des roches (minéralogie, chimie, structure et discontinuités), par la géomorphologie (relief local, relief régional et déformation) et le climat (précipitation, température ; Migoń, 2013). La variation locale de certains de ces paramètres peut provoquer l'altération différentielle des roches et influer sur la morphologie. La formation des inselbergs et tors (voire d'escarpements) parfois associés à des surfaces d'aplanissement peut être provoquée par

des phénomènes d'altération différentielle. Par exemple, Bremer (1993), illustre au Nigeria le rôle de l'altération différentielle dans la formation de certains inselbergs et escarpements, dans les zones moins sensibles à l'altération, lors de la propagation d'un niveau de base (Figure 1-25).

Facteur	*Conditions favorisant l'altération*	*Conditions limitant l'altération*
Propriétés des roches		
Minéralogie et chimie	forte teneur en minéraux facilement altérables (e.g. olivine, carbonates)	roches riches en quartz moins sensibles à l'altération
	faible teneur en Silice et forte teneur en fer, calcium sodium et magnésium	taux d'altération plus faible dans les roches riches en silice les roches feldspathiques riches en potassium sont moins altérables que celles riches en sodium et calcium
Structure	peu résistante, facilitant l'altération	grains solidaires, gonflement des minéaux insignifiant
	forte porosité (primaire et secondaire) permettant une meilleur percolation des eaux	porosité primaire faible
Discontinuités	réseau de fracture dense favorisant l'infiltration	roches massives peu fracturées ne laissant que peu de possibilité d'infiltration et donc d'altération
	fracturation discontinue formant un réseau irrégulier drainant les eaux (infiltration) au sein des roches	fractures très drainantes (continues, bien ouvertes) facilitant l'écoulement de l'eau et diminuant le taux d'interaction eau-roches
Geomorphologie		
Relief local	nappe plus disponible dans les points bas du relief	zones hautes du paysages moins souvent hydratées
Relief regional et évolution long-terme des paysages	érosion faible (stabilité du paysage) permet la préservation des profils d'altératrion et leur épaississement	érosion plus intense dans les zones de fort reliefs, limitant la préservation des produits d'altération
Climat		
Précipitation	fortes précipitation induisant plus d'eau disponible pour les processus de lessivage et d'hydrolyse	altération limitée en environnement aride
Température	fortes températures favorisant le taux de réaction chimique (hydrolyse)	basses températures diminuant le taux de réaction chimique gel des eaux de la nappe piézométrique limitant l'altération

Table 1-5 : Principaux facteurs favorisant ou défavorisant l'altération. Certains de ces facteurs peuvent varier localement et favoriser l'érosion différentielle (d'après Migoń, 2013).

Quelques modélisations numériques traitent du rôle de l'altération et de l'altération différentielle dans l'évolution à long terme des paysages (Strudley et al., 2006a ; Strudley et al., 2006b ; Römer, 2007 ; Römer, 2010). Deux modes de formation d'inselberg, en fonction de la structure et de la lithologie des granites, sont modélisés par Römer (2007) : (i) par la dénudation préférentielle de structures (fractures, texture de roches) plus facilement altérables qui induisent le dégagement de compartiments résistants dans des granites à fracturation localisée et éparse et (ii) par "*backwearing*" dans les granites très fracturés. Des travaux récents basés sur la mesure des taux de dénudation grâce aux isotopes cosmogéniques démontrent ce deuxième mode de formation en Namibie (Matmon et al., 2013). Un "*feedback*" positif entre le taux d'altération et l'épaisseur du profil d'altération provoquerait la formation des inselbergs : si le profil est localement trop peu épais

(altération différentielle), l'altération diminue tandis que les zones alentours sont altérées et dénudées plus rapidement (Strudley et al., 2006a). Par exemple, des variations saisonnières du taux d'humidité induiraient des incisions locales du niveau de base et un taux de dénudation supérieur qui induisent des incisions locales du niveau de base permettant l'émergence des inselbergs ou tors par l'érosion préférentielle des zones plus altérées (Strudley et al., 2006b).

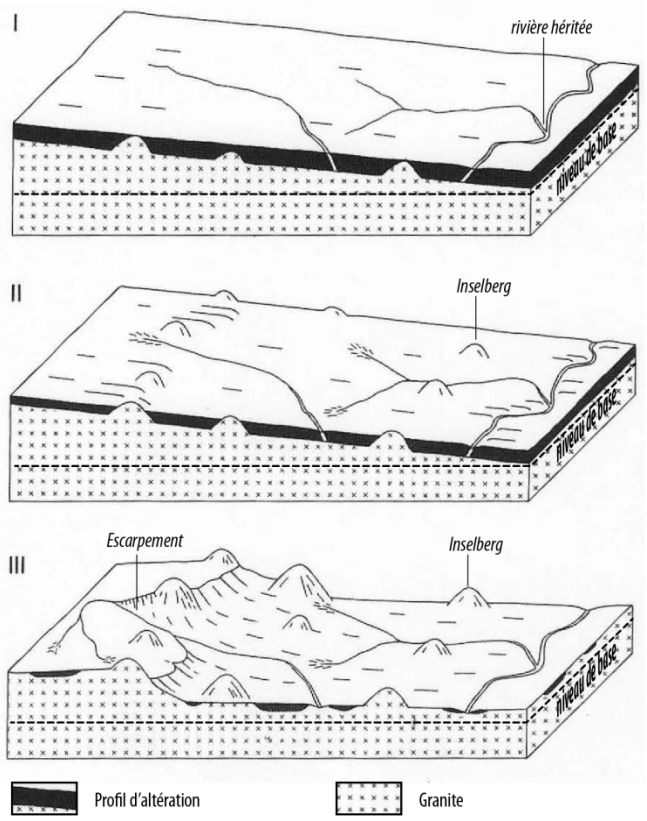


Figure 1-25: Schémas illustrant le développement d'une surface d'aplanissement en réponse à une chute du niveau de base sous climat tropical. Les processus d'aplanissement agissent de manière plus importante à proximité du niveau de base où l'humidité des sols et l'altération sont plus prononcées (Stade I). Puis les zones plus résistantes à l'altération voient leur base de profil d'altération exposée suite à la dénudation, commençant à former des inselbergs et points hauts (Stade II). Enfin, le réseau de drainage transmet progressivement la chute du niveau de base par dénudation à l'amont du système, formant progressivement une surface d'aplanissement adaptée au niveau de base (Stade III). Les points hauts et inselbergs de la partie amont forment un escarpement disséqué par des rentrants du réseau hydrographique. Le profil d'altération initial est pratiquement complétement décapé.

Römer (2010) propose une modélisation numérique de l'impact des différences de résistance des roches à l'altération (en climat tropical) sur le développement de topographies de dénudation étagées en réponse à une chute du niveau de base. Trois roches de résistances différentes à l'altération et des lignes de faiblesse structurales sont intégrées au modèle (Figure 1-26.A) et un basculement léger de la surface simule la chute du niveau de base (Figure 1-26.B).

Dans un modèle initialement composé de roches saines (Figure 1-26.C), la dénudation (ici limité par le transport ou l'altérabilité de chaque roche) dégage quatre surfaces : PS4 et PS3 sont établies sur les roches les plus résistantes, tandis que PS2 est formée sur des roches

de résistances différentes et que PS1 est établie sur la roche la moins résistante. PS2, PS3 et PS4 résultent d'une dénudation limitée par l'altération au niveau des escarpements (Figure 1-28) qui deviennent alors les niveaux de base locaux contrôlant la dénudation des domaines situées en amont. Affectés par une dénudation plus lente, un épais régolithe se développe sur ces domaines, pouvant tronquer des roches de résistances différentes (Figure 1-26.C).

Dans le second modèle (Figure 1-26.D) impliquant la formation antérieure d'un épais profil d'altération, la modélisation montre une baisse du nombre d'escarpement rocheux du fait de l'épais régolithe (Figure 1-26.D). Seulement deux surfaces étagées sont formées. PS2 tronque des lithologies et structures de résistances différentes à l'altération (Figure 1-26.D). Une aridification du climat en cours de modèle (augmentation des processus d'érosion en nappes) induit une augmentation du nombre d'escarpements (Figure 1-26.E).

Ces travaux indiquent que (i) les hétérogénéités de résistance à l'altération peuvent provoquer un étagement de surface, et (ii) la présence d'un profil d'altération épais antérieur peut homogénéiser la résistance à l'érosion des différentes roches présentes, permettant la formation de surfaces d'aplanissement moins nombreuses, et (ii) que l'aridification du climat peut déséquilibrer la balance entre taux d'altération et taux d'érosion, induisant la formation de nouveaux escarpements.

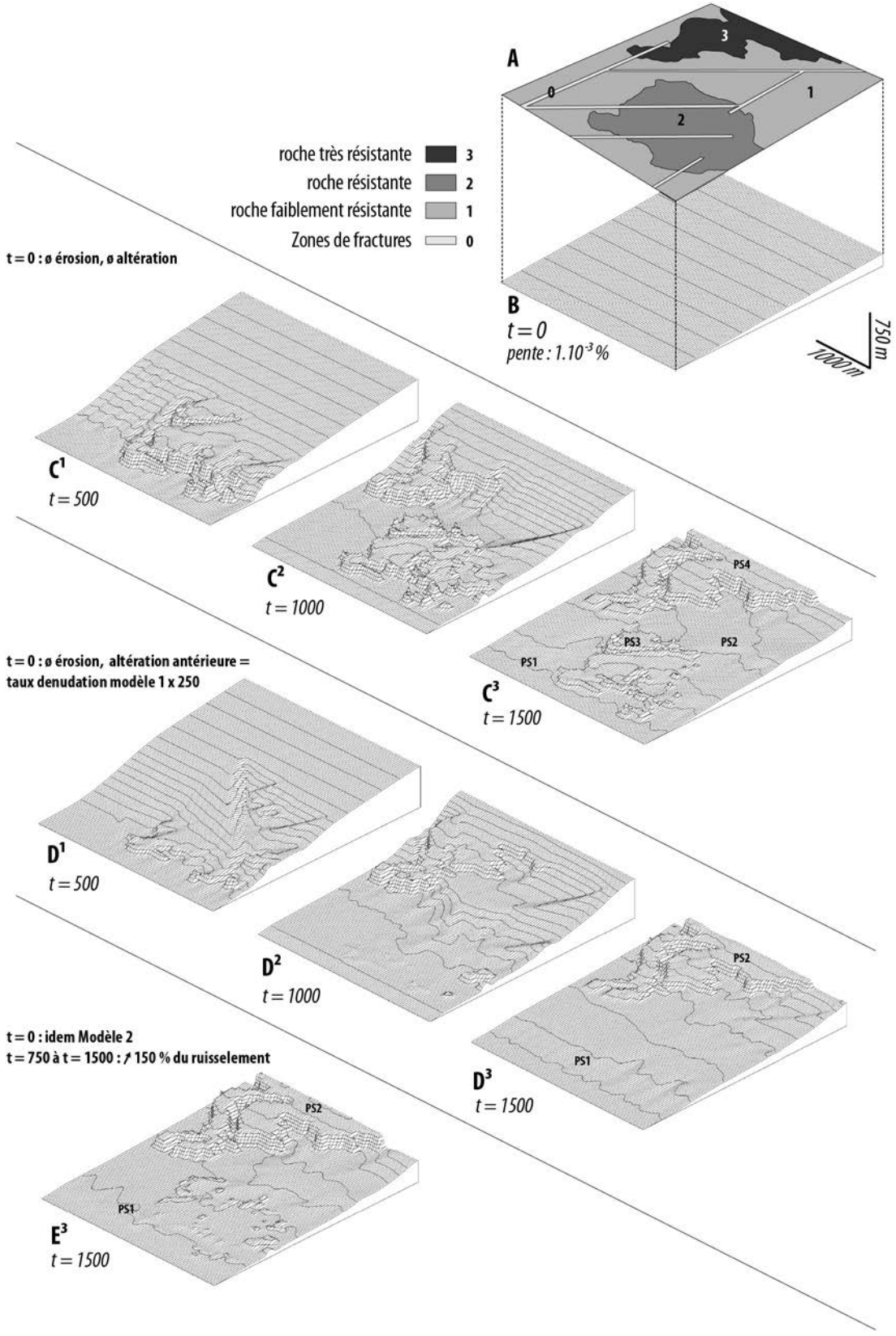


Figure 1-26 : Visualisation 3D de la modélisation de l'impact des facteurs de contrôles lithologiques et structuraux sur l'étagement des reliefs suite à une baisse du niveau de base. A – Carte géologique du modèle, B – État initial du modèle, C – Modélisation sans altération antérieure du substratum, D – Modélisation avec altération antérieure du substratum et D – Modélisation avec altération antérieure du substratum puis augmentation du ruissellement (d'après Römer, 2010).

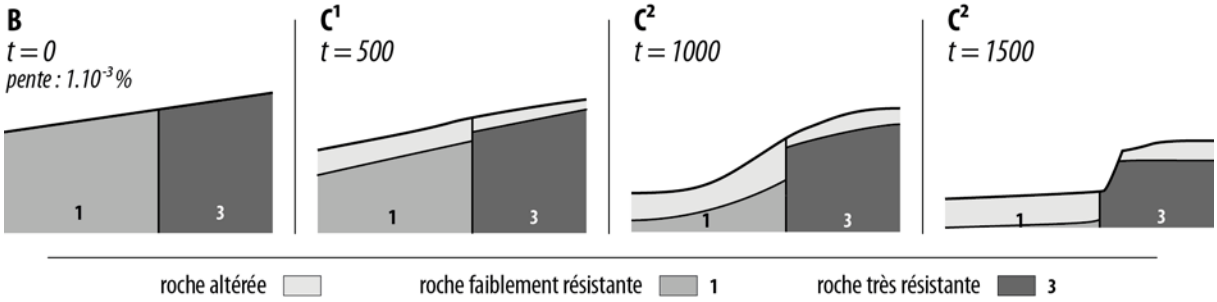


Figure 1-28: Coupe schématique de la formation des escarpements dans le cas de la modélisation de Römer (2010). Les stades d'évolution (B, C^1, C^2, C^3) correspondent aux stades d'évolution de la Figure 1-26.Modèle 1. B – Stade initial sans altération préalable ; C^1 – Taux d'altération différent entre les roches 1 et 3 ; C^2 – Dénudation importante de la roche 1 avec accentuation de la pente en aval de l'escarpement naissant ; C^3– Escarpement avec roche saine affleurante. Le taux de dénudation de la partie amont de l'escarpement est contrôlé par le taux d'altération, l'escarpement correspond à un niveau de base local (d'après Römer, 2010).

En résumé, l'altération intense et profonde des roches favorise la formation de surfaces d'aplanissement significatives en matière de chute du niveau de base global ou local. Cependant, ce modèle ne prend pas en compte l'induration des sommets de profils d'altération lorsque des cuirasses sont présentes. Ces dernières peuvent constituer, tout comme certaines altérations additives (silcrètes, ferricrètes), des niveaux résistants à la dénudation. Ces cuirasses et silcrètes ou ferricrètes peuvent persister dans le paysage et constituer de bons témoins de surfaces d'aplanissement et de topographies anciennes malgré des chutes ultérieures du niveau de base (Ollier, 1991 ; Summerfield, 1991).

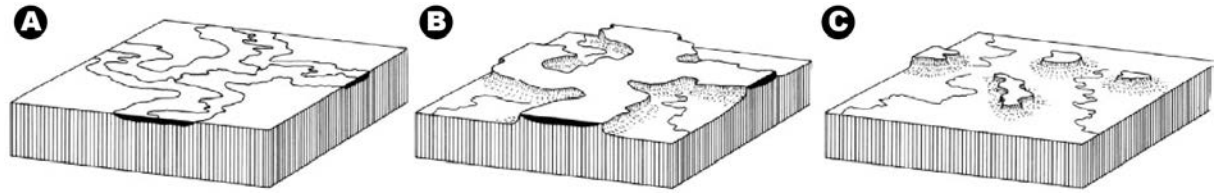


Figure 1-27 : Blocs diagrammes illustrant une inversion de relief. A – Relief initial avec formation d'une ferricrète ou d'une silcrète dans les zones topographiques basses. B – Érosion différentielle induite par une chute du niveau de base et la résistance à l'érosion plus importante des ferricrètes ou silcrètes. C – Érosion progressive des plateaux résiduels, principalement par "backwearing" (Summerfield, 1991).

1.5.3 LE RÔLE DE LA DÉFORMATION

1.5.3.1 QUELQUES EXEMPLES DE SURFACES D'APLANISSEMENT DÉFORMÉES

La déformation peut se traduire de plusieurs manières dans la formation, l'étagement et l'emboîtement des surfaces d'aplanissement en provoquant : (i) des variations du niveau de base, localisées ou régionale,s qui peuvent initier la formation de nouvelles surfaces d'aplanissement adaptées au nouveau niveau de base (i.e. Figure 1-16 ; Lidmar-Bergström, 1982), et (ii) la flexure, le basculement, la surrection, la subsidence ou le décalage par failles de la (des) surface(s) d'aplanissement antérieure(s). Dans ce deuxième cas, les surfaces d'aplanissement ne sont plus en équilibre avec le niveau de base et sont donc soit

progressivement dégradées, soit fossilisées ou encore exhumées. Plusieurs exemples tirés de la littérature sont ici brièvement exposés.

Sur les plateaux du Nord-Est de l'Éthiopie (Est du triangle de l'Afar), Coltorti et al. (2007) identifient quatre surfaces d'aplanissement scellées (fossilisées) par des roches sédimentaires et des trapps volcaniques et partiellement exhumées (Figure 1-29). Ces surfaces sont respectivement datées pré-Ordovicien (PS1), ante-Trias supérieur (PS2), Crétacé inférieur (PS3) et Paléocène-Éocène (PS4), grâce aux roches sédimentaires ou trapps volcaniques datées les encadrant. La surface PS2 qui biseaute la série sédimentaire ordovicienne et la surface PS1 (ante-ordovicienne), induit une dénudation (× 100m) de séries ordoviciennes peut-être engendrée par les flambages lithosphériques fini-silurien à fini-carbonifère affectant la région (Guiraud et Bosworth, 1999). Les surfaces PS1, PS2 et les séries recoupées par PS3 (ante-Crétacé inférieur) sont fortement faillées (Figure 1-29) et dénudées (≈1-2 km), certainement à cause de l'initiation du proto-rift du Golfe d'Aden à la fin du Jurassique. Les dépôts du Crétacé supérieur, qui scellent cette déformation, sont très fortement altérés dans leur partie supérieure. Cette altération intense est un marqueur de la surface PS4 (Paléocène-Éocène), initiée suite une surrection et scellée par les trapps volcaniques oligocènes. Enfin ces surfaces sont basculées vers l'Ouest (Figure 1-29.B-B'), certainement à cause de l'ouverture du rift Afar. La datation des aplanissements est cohérente avec les données de dénudation calculées par Foster et Gleadow (1996).

En Scandinavie, les surfaces d'aplanissement sont l'objet de nombreuses études depuis plus de 30 ans (depuis Lidmar-Bergström, 1982 ; voir Lidmar-Bergström et al., 2013 pour une synthèse). Dans la partie sud de la Suède ("*Southern Swedish Dome*"), deux surfaces d'aplanissement majeures, basculées et partiellement exhumées ont été mises en évidence (Figure 1-30) : (i) la surface antécambrienne ("*Sub-cambrian peneplain"*), basculée vers l'est (pente ≈ 0,2°) et scellée par les roches sédimentaires cambro-siluriennes de la Baltique et (ii) la surface ante-crétacée ("*Sub-cretaceous peneplain"),* basculée vers l'ouest (pente ≈ 0,2°) et scellée par la couverture sédimentaire. Une troisième surface d'aplanissement ("*South Smaland Peneplain*"), quasi-plane, située entre 150 m et 200 m d'altitude et d'âge recoupe ces deux surfaces dans leur partie supérieure. Le basculement, la préservation et l'exhumation de ces surfaces sont des indicateurs de plusieurs phases de déformation au travers de surrection et de subsidence qui peuvent être contraintes grâce à l'identification de ces surfaces et à leur datation (Japsen et al., 2002) :

(1) La formation de la "*Sub-cambrian peneplain"* et l'aplanissement du socle précambrien fossilisés par la transgression des dépôts cambriens à carbonifères.
(2) Une phase d'inversion du bassin d'avant-pays de la chaîne calédonienne au Permien suivie d'une phase de surrection Crétacé inférieur provoque la flexure et le basculement de la "*Sub-cambrian peneplain"*, puis son exhumation et sa destruction après le décapage des séries cambriennes à siluriennes. C'est la période de formation de la "*Sub-cretaceous peneplain"*, suivie par la transgression du

Crétacé supérieur sur l'ensemble du domaine, fossilisant cette surface. Le dépôt de séries sédimentaires se poursuit jusqu'au Miocène moyen.

(3) Une phase de surrection Miocène moyen – Pliocène provoque la dénudation de l'ensemble de la série sédimentaire, l'émergence du "*South Swedish Dome*", la flexure, le basculement et l'exhumation des "*Sub-cambrian peneplain"* et "*Sub-cretaceous peneplain",* partiellement érodées et dégradées lors de la formation de "*South Smaland Peneplain"*.

Les causes exactes de ces déformations sont difficiles à déterminer bien que la surrection différentielle induite par le basculement et la flexure sur une longueur d'onde d'environ 300 km puisse indiquer une participation de processus mantelliques (topographie dynamique) et lithosphériques (flambage) avec une participation de tectonique plus localisée exprimée au travers de failles (Figure 1-30 ; Lidmar-Bergström et al., 2013). La surrection néogène s'intègre dans le calendrier des mouvements verticaux fini-cénozoïques identifiés autour de l'Atlantique Nord (Japsen et al., 2002). À l'échelle de la Scandinavie, l'analyse des surfaces d'aplanissement (couplée à l'analyse des bassins et à de la thermochronologie basse température ; Green et al., 2013) sur d'autres massifs (Scandes du Nord et Scandes du Sud), ont permis de reconstituer les grands traits de l'évolution géologique et géomorphologique de ce domaine depuis le Précambrien.

De nombreuses autres études basées sur l'analyse des surfaces d'aplanissement mettent en évidence des déformations de différentes longueurs d'ondes. En Argentine, une estimation de la surrection d'une surface basculée, parfois faillée, du Crétacé inférieur propose une surrection différentielle de 1000 m de la surface d'aplanissement sur une distance de 400 km (Bétard et al., 2014). Cette surrection est estimée en comparant l'altitude actuelle de dépôts marins datés de bathymétrie déterminée et les valeurs de paléo-niveau marin fournies par les courbes eustatiques. La topographie dynamique est proposée comme moteur de la déformation ante-néogène puis la collision des Andes provoquerait une accélération de la surrection. Au Groënland, des surfaces d'aplanissement sont identifiées, elles sont basculées, étagées et localement faillées et surélevées lors de trois phases de surrection (Éocène-Oligocène, Miocène, Néogène terminal ; Bonow et al., 2006a ; Bonow et al., 2014). D'autres exemples de déformation peuvent être illustrés en Inde (e.g. Gunnell, 1998), en Afrique (e.g. Burke et Gunnell, 2008 ; Beauvais et Chardon, 2013) et au Brésil (e.g. Japsen et al., 2012).

Ces deux exemples démontrent qu'en combinant l'analyse géomorphologique et les données géologiques disponibles, les surfaces d'aplanissement, lorsqu'elles existent, peuvent être un outil dans la détermination des phases de déformation et des longueurs d'ondes associées pour un domaine donné.

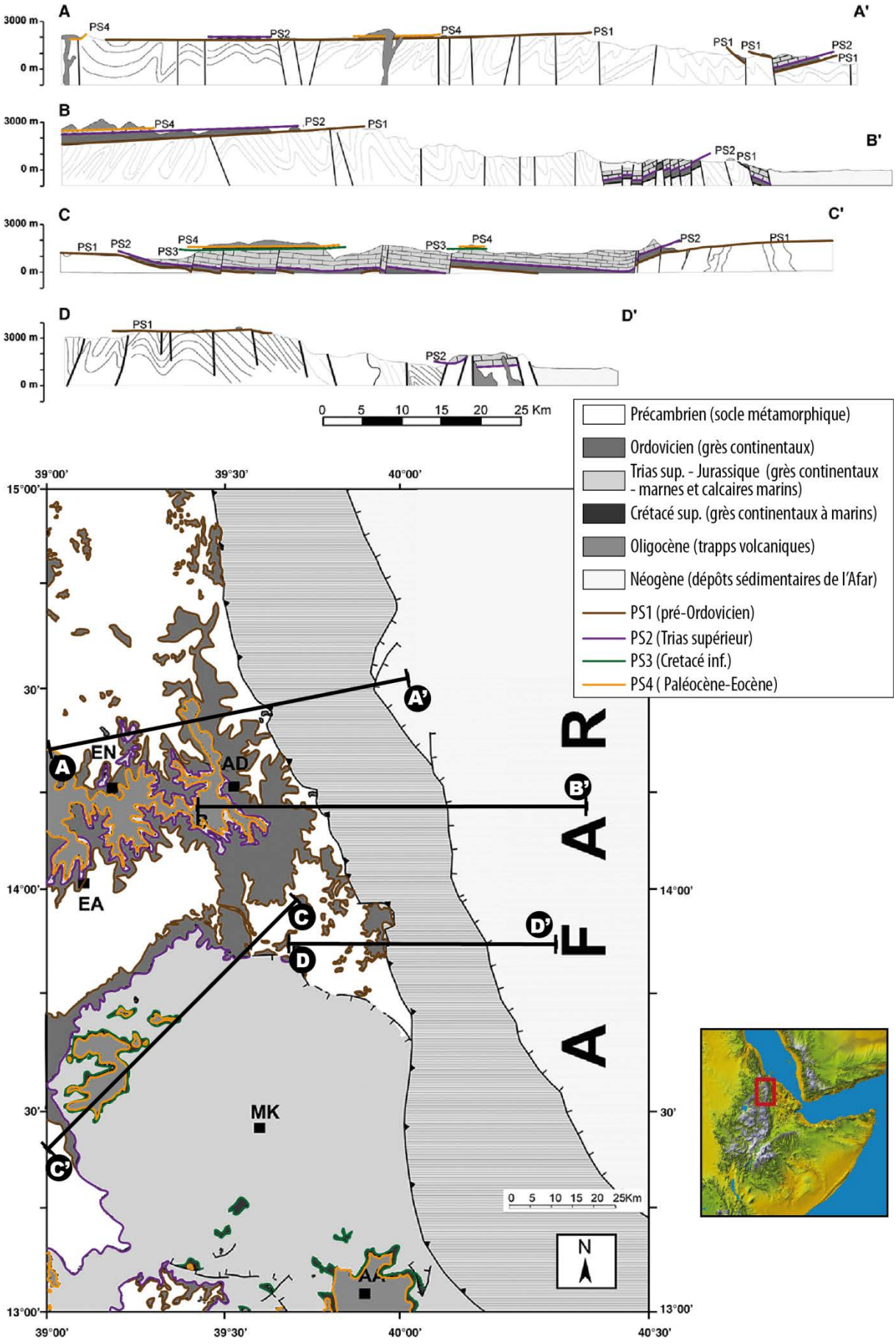


Figure 1-29 : Coupes géomorpho-géologiques et carte géomorphologique de la région de de Mékélé-Adigrat (Nord-Est de l'Éthiopie, Ouest de l'Afar) montrant 4 surfaces d'aplanissement basculées et faillées (Coltorti et al., 2007).

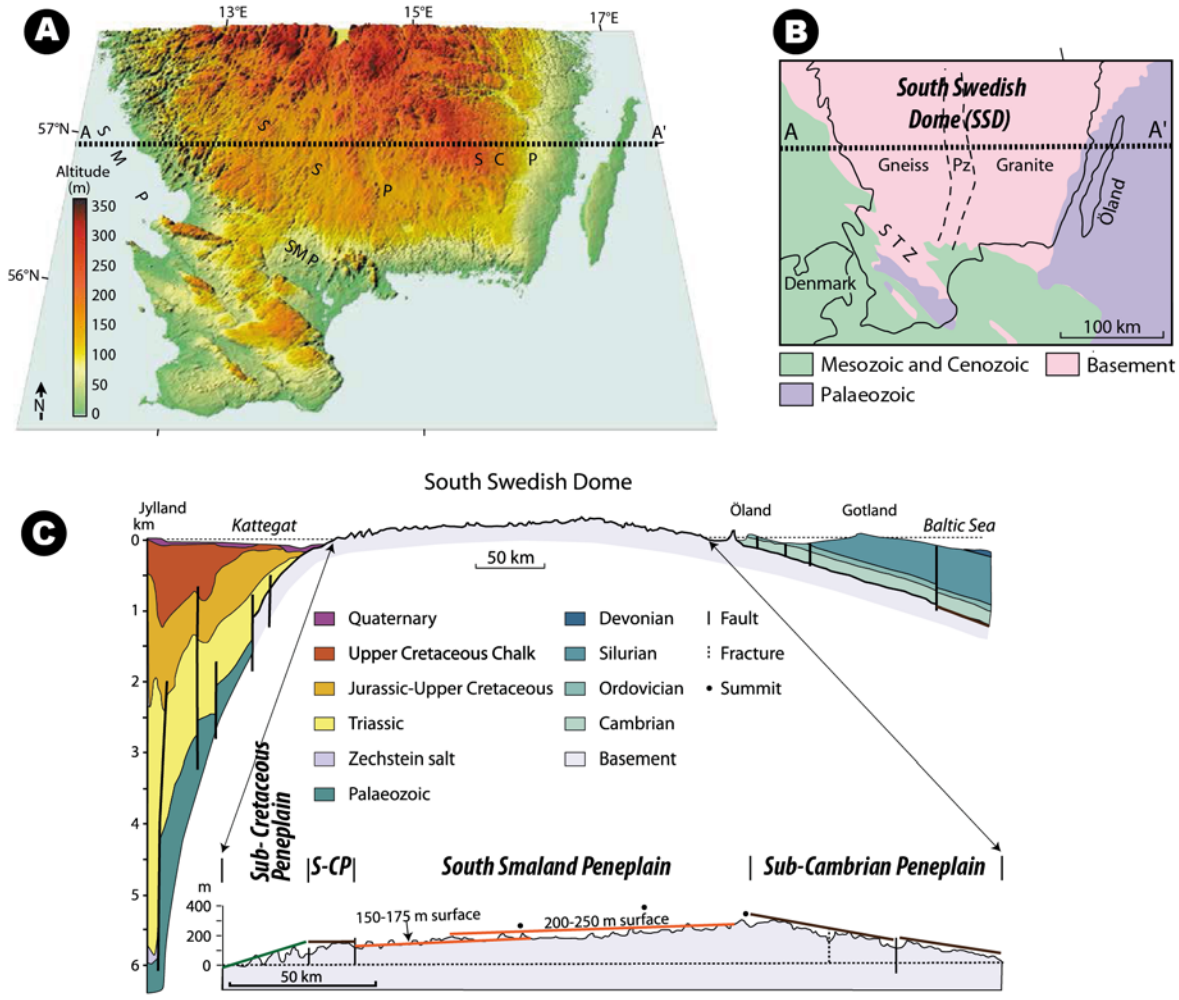


Figure 1-30 : A – M.N.T. du "South Swedish Dome" et localisation de la coupe C. B – Carte géologique simplifiée du "South Swedish Dome". C – Coupe géologique et géomorphologique Terre-Mer Ouest-Est de la zone d'étude. 3 surfaces d'aplanissement sont mises en évidence. (d'après Lidmar-Bergström et al., 2013 et Green et al., 2013)

1.5.3.2 L'APPORT DE LA THERMOCHRONOLOGIE BASSE-TEMPÉRATURE

La Thermochronologie basse température (Traces de fission sur apatite et U-Th/He) est une méthode permettant de déterminer les refroidissements et réchauffements subis par les roches en déterminant le nombre et la longueur des traces de fission (fission spontanée de ^{238}U) se produisant dans un intervalle d'isothermes donné (e.g. traces de fission sur Apatite : entre 60°C et 120°C environ). Le nombre de traces de fissions est déterminé par la teneur en Uranium et le temps (loi de décroissance radioactive) et permet de déterminer l'âge depuis lequel l'échantillon est présent au-dessus de l'isotherme maximal, tandis que la longueur des traces dépend de l'histoire thermique de l'échantillon. En faisant une hypothèse sur le gradient géothermique, une modélisation inverse des traces de fission peut être réalisée afin de modéliser l'histoire thermique d'un échantillon entre deux isothermes limites (Green et al., 2013) – correspondant généralement à des profondeurs de 2 km à 4 km, qui varient en fonction du gradient géothermique.

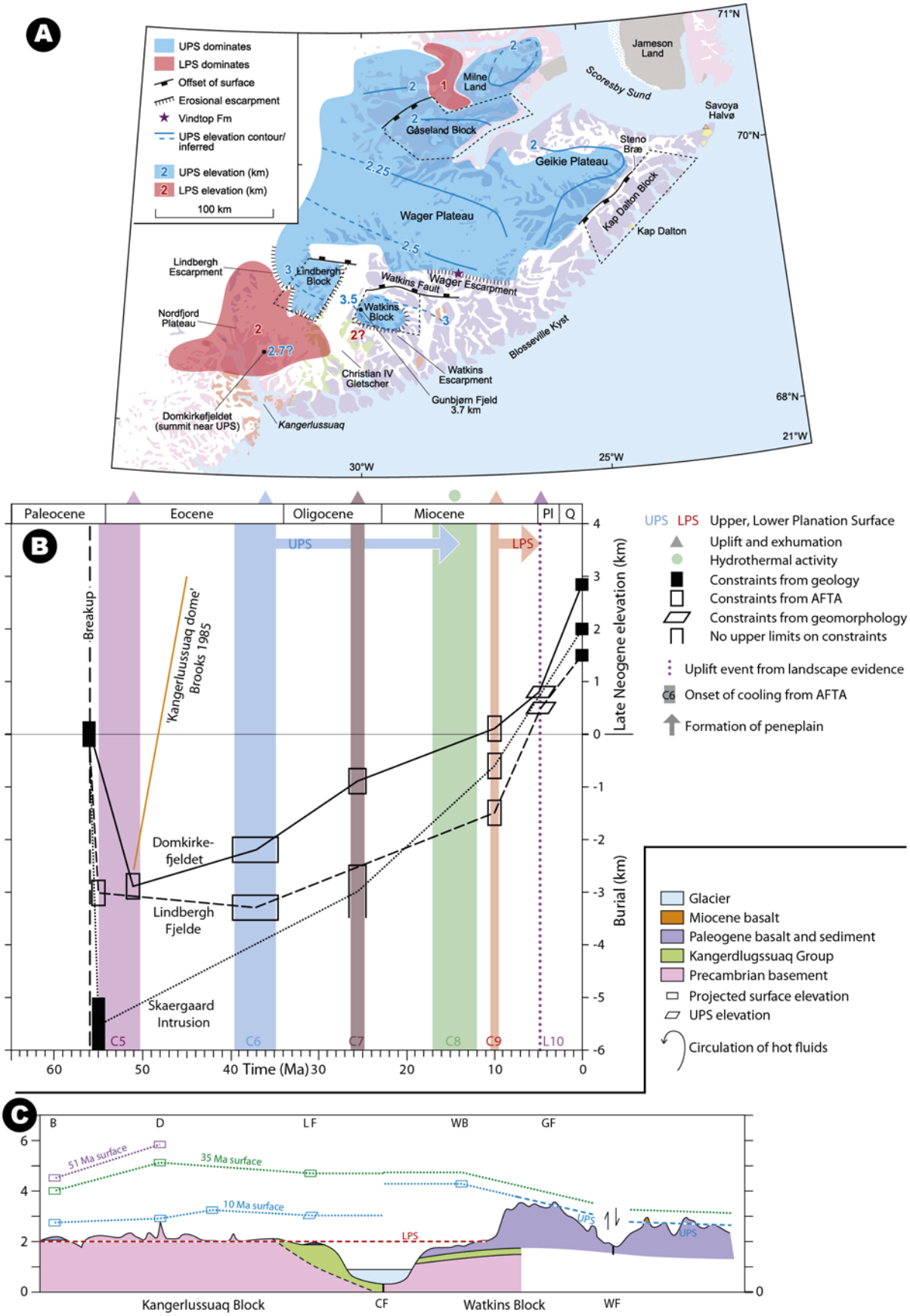


Figure 1-31 : Étude couplant analyse des surfaces d'aplanissement, des bassins, et analyses thermochronologiques au Groënland. A – Cartographie des surfaces d'aplanissement ; B – Modèle d'enfouissement/exhumation construit à partir des contraintes issues des 3 méthodes ; C – Schéma illustrant la déformation, l'enfouissement et l'exhumation des différentes surfaces d'aplanissement au cours du temps (d'après Japsen et al., 2014)

La thermochronologie basse température et la modélisation de l'histoire thermique sont régulièrement utilisées pour estimer la quantité de dénudation et/ou d'enfouissement des échantillons analysés. Couplée à l'analyse des surfaces d'aplanissement et des bassins, elle peut permettre de mieux contraindre les événements de surrection et de subsidence et de quantifier la dénudation des zones étudiées (e.g. Gunnell, 2000 ; Gunnell et al., 2003 ; Danišík et al., 2010 ; Japsen et al., 2012 ; Barbarand et al., 2013 ; Green et al., 2013 ; Japsen et al., 2014 ; Figure 1-31).

1.5.4 COMMENT PRÉSERVER DES SURFACES D'APLANISSEMENT ANCIENNES ?

Les parties précédentes illustrent avec quelques exemples la reconnaissance, la datation et les processus pouvant initier la formation des surfaces d'aplanissement. Autour du globe, de nombreuses surfaces d'aplanissement sont identifiées et cartographiées dans les zones intraplaques, notamment dans les cratons stables. Ces surfaces d'aplanissement anciennes peuvent être préservées pour plusieurs raisons :

(1) Elles sont scellées (fossilisées) par des dépôts sédimentaires qui les préservent de l'érosion et permettent souvent leur datation. Elles correspondent alors à des discordances (e.g. Lidmar-Bergström, 1982 ; Godard et al., 2001 ; Japsen et al., 2002 ; Peulvast et Claudino Sales, 2005 ; Coltorti et al., 2007 ; Bétard et al., 2014).

(2) Elles sont fossilisées par une aridité extrême, inhibant leur destruction car les processus de dénudation sont trop faibles (Migoń et Goudie, 2001).

(3) Elles sont fossilisées sous un inlandsis dans des conditions de pression/température ne permettant pas la fusion sous glaciaire mais plutôt la gélifraction et un écoulement lent des glaces (cœur d'Inlandsis), induisant une faible érosion (Stroeven et al., 2013 ; cf. §1.4.6)

(4) Elles sont déconnectées du niveau de base global, du fait de facteurs structuraux ou lithologiques et constituent leur propre niveau de base local. La dénudation de la surface peut alors être ralentie. Une cuirasse latéritique, une ferricrète ou une silcrète peut jouer le rôle de niveau résistant inhibant la dénudation. Le taux d'altération contrôlera le taux de dénudation (Godard et al., 2001 ; Vasconcelos et Conroy, 2003 ; Carmo et Vasconcelos, 2004 ; Carmo et Vasconcelos, 2006).

(5) Elles ont été exhumées récemment et leur dégradation n'est pas encore prononcée (Lidmar-Bergström et al., 2013). La vitesse de dégradation dépendra des facteurs interdépendants qui déterminent la vitesse des processus d'érosion (i.e. climat, déformation ; cf. Figure 1-1).

1.6 ANALYSE DES SURFACES D'APLANISSEMENT : MÉTHODES DE CARTOGRAPHIE, CHRONOLOGIE, DATATION ET CONSTRUCTION DE MODÈLES D'ÉVOLUTION DES RELIEFS À LONG TERME

Dans les parties précédentes ont été précisés, vis-à-vis des surfaces d'aplanissement : (i) l'importance du niveau de base comme contrôlant l'altitude ou la bathymétrie à laquelle une surface d'aplanissement est adaptée, (ii) les différents types de surfaces d'aplanissement définis dans la littérature, (iii) les modèles d'évolution à long terme des reliefs "classiques" (d'échelle globale et dans le cadre desquels les surfaces d'aplanissement ont été intégrées) et "modernes" (qui impliquent différentes évolutions des reliefs en fonction du contexte géodynamique) permettant de définir les surfaces d'aplanissement comme des formes du relief plutôt localisées dans des domaines stables (quiescence tectonique et/ou de déformation moyenne à grande longueur d'onde), et (iv) de définir les différents facteurs de contrôle de la formation, de l'étagement ou de l'emboîtement des surfaces d'aplanissement,déterminant deux pôles : le climat et la déformation. La partie développée ici expose les méthodes généralement employées dans la littérature pour analyser les surfaces d'aplanissement en fonction des facteurs de contrôle et des caractéristiques possibles développées ci-avant. Cette partie est divisée de la manière suivante :

(1) les différentes méthodes d'identification et de cartographie (terrain et SIG) seront présentées ;
(2) les méthodes employées pour déterminer la chronologie relative et dater les surfaces d'aplanissement sera développée ;
(3) la démarche de construction des modèles d'évolution des reliefs intégrant les deux points précédents sera expliquée.

De plus, l'annexe 1 apportera au lecteur un descriptif complémentaire de la méthodologie employée dans ces travaux de thèse.

1.6.1 IDENTIFICATION ET CARTOGRAPHIE DES SURFACES D'APLANISSEMENT

Jusque dans les années 1980, avant la démocratisation des logiciels de S.I.G., l'identification et la cartographie des surfaces d'aplanissement étaient réalisées au moyen : (i) de travaux de terrains permettant d'identifier les éléments morphologiques marquants des paysages, leur agencement et leur lien avec le substratum géologique et de préciser les données et observations antérieurement acquises, (ii) de l'analyse des courbes de niveau des cartes topographiques, coupes topographiques et de calcul de pentes issues de ces cartes , (ii) de l'analyse de cartes et de données géologiques apportant des informations concernant les lithologies et structures du domaine d'étude et leur lien avec les formes du relief observées (e.g. Guilcher, 1948 ; King, 1953 ; Klein, 1975 ; Lidmar-Bergström, 1982 ; Partridge et Maud, 1987). Les analyses S.I.G sur les Modèles Numériques de terrain ont depuis complété les solutions et les possibilités de calcul disponibles pour l'analyse

morphologique, réduit le temps d'analyse, permis d'augmenter l'objectivité et parfois permis d'augmenter la résolution des travaux (Smith et Pain, 2011).

Les travaux de terrain permettent généralement de visualiser l'agencement des formes du relief à l'échelle humaine et d'accéder avec précision et en même temps à l'agencement et l'organisation des surfaces d'aplanissement et à la donnée géologique. Les stations terrains permettent ainsi de définir des points d'observation et de contrôle détaillés permettant par exemple de déterminer un étagement entre deux surfaces et les altérations respectivement associées (e.g. Grimaud et al., 2014 ; Figure 1-32), ou encore de déterminer quelle série sédimentaire scelle une surface.

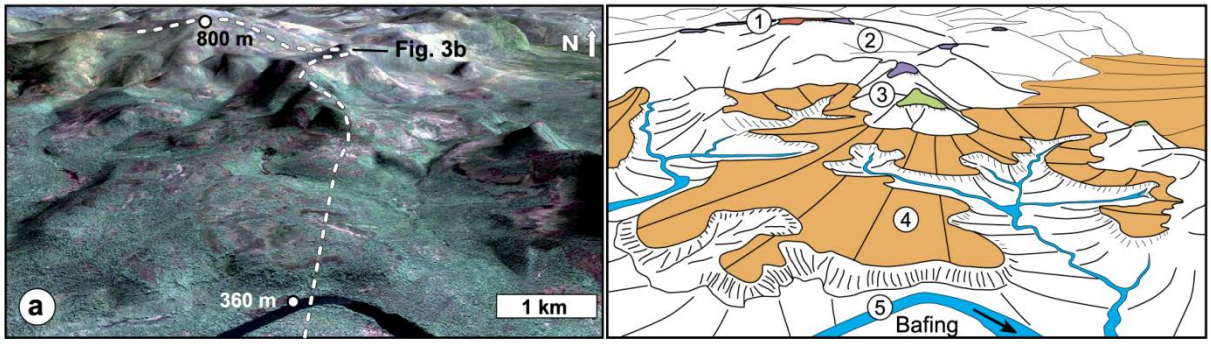


Figure 1-32 : Exemple de station terrain montrant une image satellite de la station (à gauche) et un schéma illustrant l'agencement des surfaces d'aplanissement latéritiques et cuirassées d'Afrique de l'Ouest (à droite ; Grimaud et al., 2014).

Les S.I.G. permettent de compiler ces observations terrains et l'ensemble des données existantes numérisées afin de constituer des bases de données dans lesquelles sont intégrés des M.N.T. ainsi que l'ensemble des traitements appliqués à ces M.N.T. Le M.N.T. est généralement représenté grâce à une palette de couleur illustrant la topographie et peut être visualisé en 3D sous certains logiciels, permettant une "immersion" et une navigation dans la topographie de la zone étudiée. Plusieurs traitements de base sont régulièrement utilisés en complément du M.N.T (auquel sont appliqués une plage de couleur et des courbes de niveau calculées à partir du M.N.T.(Bonow et al., 2006b) :

- ***L'ombrage*** qui permet d'illuminer un MNT selon une orientation définie et met en évidence les structures et linéaments perpendiculaires à cette orientation (Smith et Pain, 2011).
- ***La pente*** qui peut permettre d'isoler les zones les plus planes du relief. Une valeur seuil, en-dessous de laquelle une surface d'aplanissement est identifiée, peut être choisie (Lidmar-Bergström et al., 2007 ; Ebert et al., 2011). Cependant, la définition d'un seuil peut exclure les surfaces basculées.
- ***La courbure***, qui mesure la dérivée de la pente, qui peut être définie selon 3 éléments, tangentielle, de profil et planaire. La courbure de profil est la plus pertinente et permet d'identifier les ruptures de pentes dans la topographie (Smith et Pain, 2011).

- ***Les profils topographiques*** qui permettent une vue en coupe du relief afin de déterminer l'emboîtement des morphologies et ***les "swath profiles"*** – moyenne, minimum et maximum de l'altitude selon une largeur de pixel donnée, perpendiculaire à un profil topographique – qui permettent (i) de visualiser la gamme de topographies du "swath" étudié et (ii) de diminuer les artefacts liés au tracé d'un profil unique (e.g. permet d'identifier une butte isolée sur une surface plane) – (e.g. Bonow et al., 2006b ; Bonow et al., 2014).

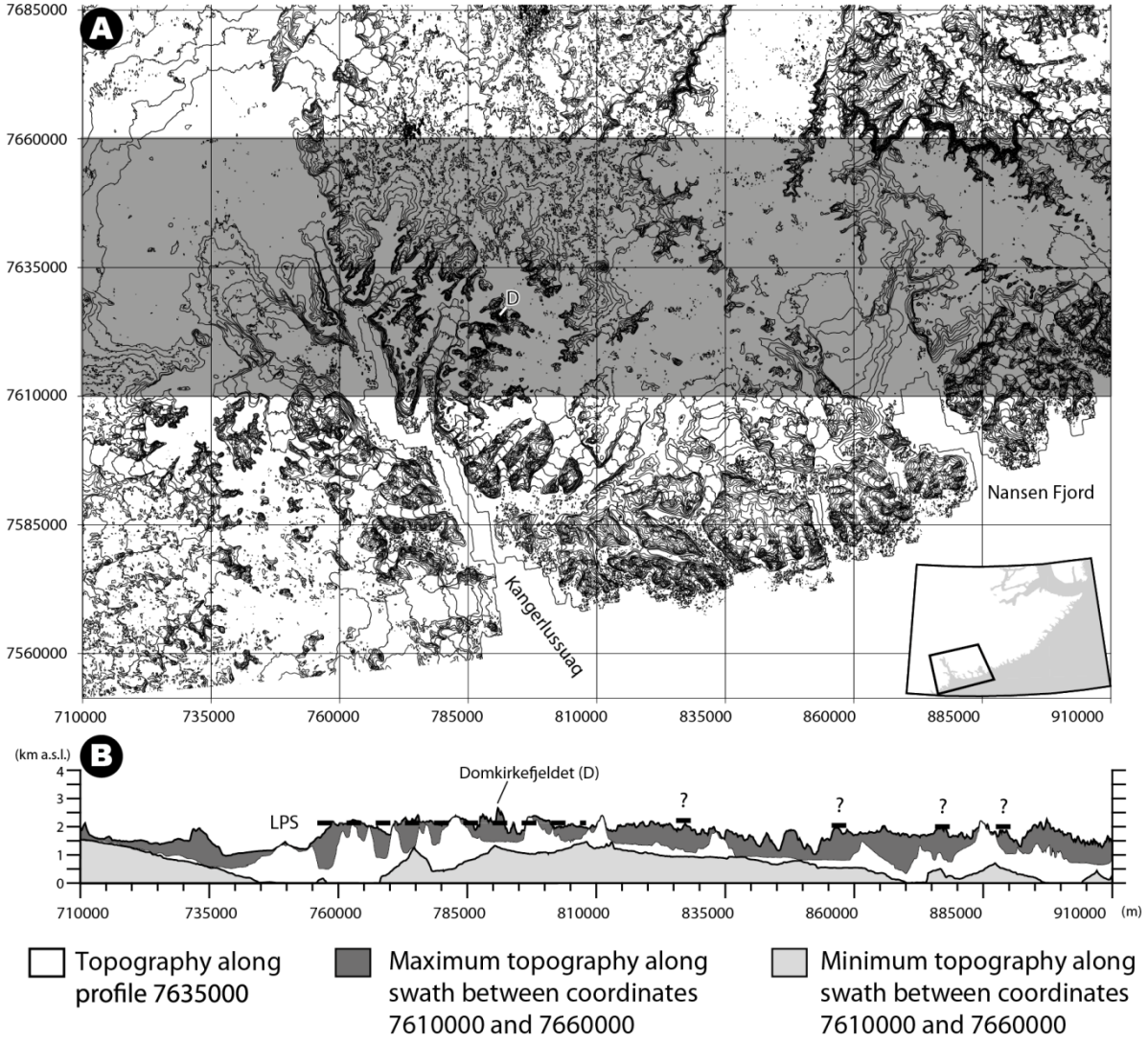


Figure 1-33 : Illustration de surfaces d'aplanissement de la région de Kangerlussuaq (Groënland). A – Carte des courbes de niveau montrant les zones sub-planes et de faible relief en blanc. B – "Swath profile" de la zone de Kangerlussaq (Bonow, 2004).

D'autres méthodes, plus complexes ou combinant plusieurs des paramètres de base décrits ci-avant, sont utilisées par certains auteurs :

- ***Les méthodes de classification automatiques des reliefs***, issues de la typologie de reliefs définie par Hammond (1964), basée sur les paramètres de pente, de relief

local (calcul de la différence d'altitude dans un rayon de cellule donné du M.N.T.) et de "profil" (déterminant la position haute ou basse des éléments dans le paysage (Dikau et al., 1991 ; Morgan et Lesh, 2005). La ***"Topographic Position Index Landform Classification" (TPILC)*** est utilisé par certains auteurs (Weiss, 2001 ; De Reu et al., 2013). Cette méthode est basée sur le calcul du "Topographic Position Index", c'est-à-dire la différence d'altitude entre une cellule donnée et l'altitude moyenne de ses voisines dans un rayon déterminé. La combinaison de deux calculs de TPI avec des rayons de recherche différents améliore l'identification de formes du relief plus complexes (Figure 1-34).

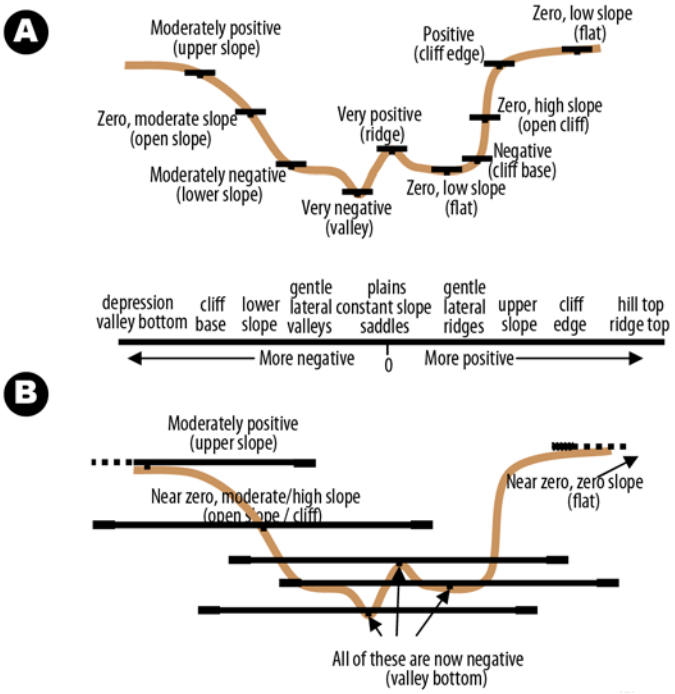


Figure 1-34 : Schéma illustrant l'impact du rayon de calcul sur la classification automatique des reliefs : A- Pour un faible rayon, les petites morphologies sont mises en évidence. B – Pour un rayon élevé, les grandes structures sont mises en évidence. La classification TPILC est élaborée en combinant les déviations standards des deux modèles (Weiss, 2001).

- Une méthode combinant le ratio Altitude-Relief[9] (Rowberry, 2008), équivalent à l'intégrale hypsométrique (indice de convexité ou de concavité ; Pike et Wilson, 1971) et les calculs de pente et de relief relatif est utilisée par Rowberry (2012) qui identifie trois surfaces d'aplanissement au Pays de Galles grâce à celle-ci, bien que la relation entre les surfaces d'aplanissement et la déformation reste à déterminer. Cette méthode présente plusieurs inconvénients : (1) elle est basée sur l'analyse d'un unique paramètre de forme (Rowberry, 2012) et (2) elle ne permet d'identifier que des surfaces relativement planes et subhorizontales et ne peut donc pas identifier une surface basculée.

9

$$Altitude-Relief\ ratio\ (ERr) = \frac{(\text{Altitude moyenne} - \text{Altitude minimum})}{(\text{Altitude maximum} - \text{Altitude minimum})}$$

- Les calculs de "*contrast stretch*" (étirement des contrastes), de séparation des reliefs résiduels peuvent aussi apporter des informations complémentaires (Smith et Pain, 2011) ; de même que les algorithmes de "*Surface fit*" (utilisation des moindres carrés pour calculer la surface la plus appropriée à partir d'un jeu de données ponctuelles, e.g. de terrain) et de "*Region grow*" (à partir d'un semis de points connus, croissance d'une surface tant que les paramètres requis sont remplis par les pixels adjacents) par Jarsve et al. (2014) dans des zones où les surfaces d'aplanissement sont reconnues.

Le principal problème rencontré dans l'ensemble de ces traitements S.I.G. des M.N.T. est le rayon de calcul constant impliqué dans chaque traitement. Celui-ci ne permet pas de rendre compte dans un même traitement de surfaces d'aplanissement ou de reliefs, trop petits ou trop importants pour le rayon donné. Le *"Topographic Position Index Landform Classification"* est élaboré de manière à limiter cet effet récurrent des analyses S.I.G.

Enfin, les surfaces d'aplanissement peuvent être identifiées en analyse de lignes sismiques, où elles constituent des discordances (Figure 1-35; Thom et al., 2010 ; Bache et al., 2012).

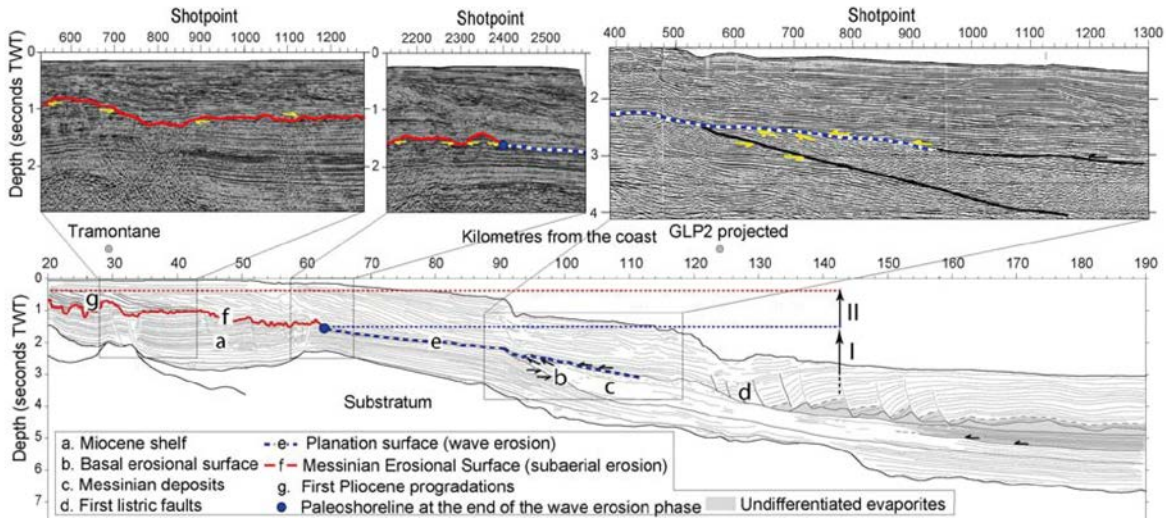


Figure 1-35 : Pointé et détail de lignes sismiques perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion montrant les surfaces d'aplanissement majeurs (notamment une surface d'abrasion marine) associées à la crise de salinité messinienne (d'après Bache et al;, 2012)

1.6.2 LA CHRONOLOGIE RELATIVE ET LA DATATION DES SURFACES D'APLANISSEMENT ET CONSTRUCTION DES MODÈLES LONG-TERME D'ÉVOLUTION DES RELIEFS

La chronologie relative des surfaces d'aplanissement est basée sur les relations géométriques (i) entre différentes surfaces d'aplanissement, (ii) entre les surfaces d'aplanissement et le substratum qu'elles décapent, et (iii) les surfaces d'aplanissement et les roches sédimentaires datées qui couvrent cette surface.

La datation des surfaces d'aplanissement qui constituent un point clé pour l'intégration de ces dernières aux schémas d'évolution géologique et paléogéographique des domaines continentaux peut être réalisée par deux types de méthodes : (1) grâce à leur relation géométrique avec des roches datées (sédiments, volcanisme – §1.6.4) ou (2) grâce aux méthodes de datation absolues (méthodes radiochronologiques, paléomagnétisme – §1.6.2.4), principalement appliquées aux profils d'altération associés aux surfaces d'aplanissement.

L'ensemble de ces données peuvent ensuite être compilées dans un modèle d'évolution à long terme des reliefs, dont les contraintes peuvent être (quand les données existent) précisées en couplant l'analyse géomorphologique à d'autres méthodes telles que la thermochonologie basse température et l'analyse des bassins sédimentaires.

CHAPITRE 2. ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN : ÉTAT DES CONNAISSANCES

2.1 INTRODUCTION

Le Massif armoricain est un domaine de socle ancien résultant d'une histoire complexe comprenant trois orogenèses (icartienne, cadomienne et varisque) bordé par des bassins périphériques méso-cénozoïques (Bassin de Paris, Approches occidentales de la Manche et Marge sud-armoricaine). Ses archives Protérozoïques et Paléozoïques sont étudiées depuis plus d'un siècle et ont permis de reconstituer, dans les grandes lignes, son histoire géologique jusq'au Permien. Cependant, la reconstruction de l'histoire géologique méso-cénozoïque de ce massif reste plus complexe, notamment du fait du manque de données sédimentaires datées. Ce chapitre a pour objectif de rappeler l'état des connaissances géologiques et géomorphologiques du Massif armoricain et des bassins périphériques, dont les données fournissent des indices et arguments précieux pour la détermination de l'histoire méso-cénozoïque du Massif armoricain. Ainsi, ce chapitre présente :

(i) un rappel sur le substratum cadomo-varisque du massif et de son héritage structural ;
(ii) une synthèse de l'histoire géologique mésozoïque à cénozoïque du Bassin de Paris ;
(iii) une synthèse de l'histoire géologique mésozoïque à cénozoïque des bassins des Approches occidentales de la Manche ;
(iv) une synthèse de l'histoire géologique mésozoïque à cénozoïque de la Marge sud-armoricaine ;
(v) une synthèse des données géologiques et géomorphologiques méso-cénozoïques disponibles sur le Massif armoricain

2.2 LE SUBSTRATUM DU MASSIF ARMORICAIN

L'histoire géologique protérozoïque à paléozoïque du Massif armoricain a récemment fait l'objet de deux synthèses par Michel Ballèvre et collaborateurs (2009 ; 2013) sur lesquelles cette partie, dédiée au substratum que constitue le Massif armoricain, s'est largement appuyée.

2.2.1 DÉFINITION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN

Le Massif armoricain est généralement géographiquement défini comme l'ensemble des terrains protérozoïques et paléozoïques, hérités des orogenèses cadomiennes et hercyniennes, à l'affleurement dans l'ouest de la France. Ses limites sont définies par la couverture mésozoïque à cénozoïque des bassins sédimentaires qui reposent en discordance sur le socle armoricain (Bassin des Approches de l'Ouest *s.l*. au Nord et au Nord-Ouest, Marges celtique, armoricaine et Bassin d'Aquitaine au Sud et au Sud-Ouest, Bassin de Paris à l'Ouest). Ces limites ne correspondent pas au trait de côte actuel, elles sont soit émergées (à l'Est), soit immergées (au Nord, Sud et à l'Ouest) et correspondent à des limites d'érosion, ce

qui implique (i) que le socle armoricain se prolonge sous les différents bassins alentours, (ii) que les transgressions mésozoïques et cénozoïques aient pu ennoyer, partiellement ou totalement ce massif et (iii) qu'une partie affleurante du Massif armoricain soit aujourd'hui immergée (Le Corre et al., 1991 ; Chantraine et al., 2001 ; Ballèvre et al., 2009 ; 2013).

Les études géophysiques ont permis de préciser l'extension du socle cadomo-hercynien sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque, bien qu'il reste encore des débats à ce sujet (Ballèvre et al., 2009 ; Ballèvre et al., 2013). Les anomalies magnétiques et gravimétriques de la Manche et du Bassin de Paris qui constituent des discontinuités majeures ont été, avec la discontinuité géophysique sud-armoricaine, proposées comme limites de l'extension du bloc crustal armoricain. Elles correspondent ainsi aux frontières les plus larges définies pour ce massif appartenant à la chaîne varisque (ou hercynienne).

2.2.2 STRUCTURE DU MASSIF ARMORICAIN ET PLACE DANS LA CHAÎNE VARISQUE

Le Massif armoricain résulte d'une histoire complexe composée de trois orogenèses : icartienne (Paléoprotérozoïque, ca. 2,2 Ga -1,8 Ga), cadomienne (Ediacarien, 620-540 Ma) et surtout varisque (ou hercynienne – Dévonien-Carbonifère, 420-300 Ma). La structure du Massif armoricain résulte de la superposition de l'héritage de ces deux derniers orogènes.

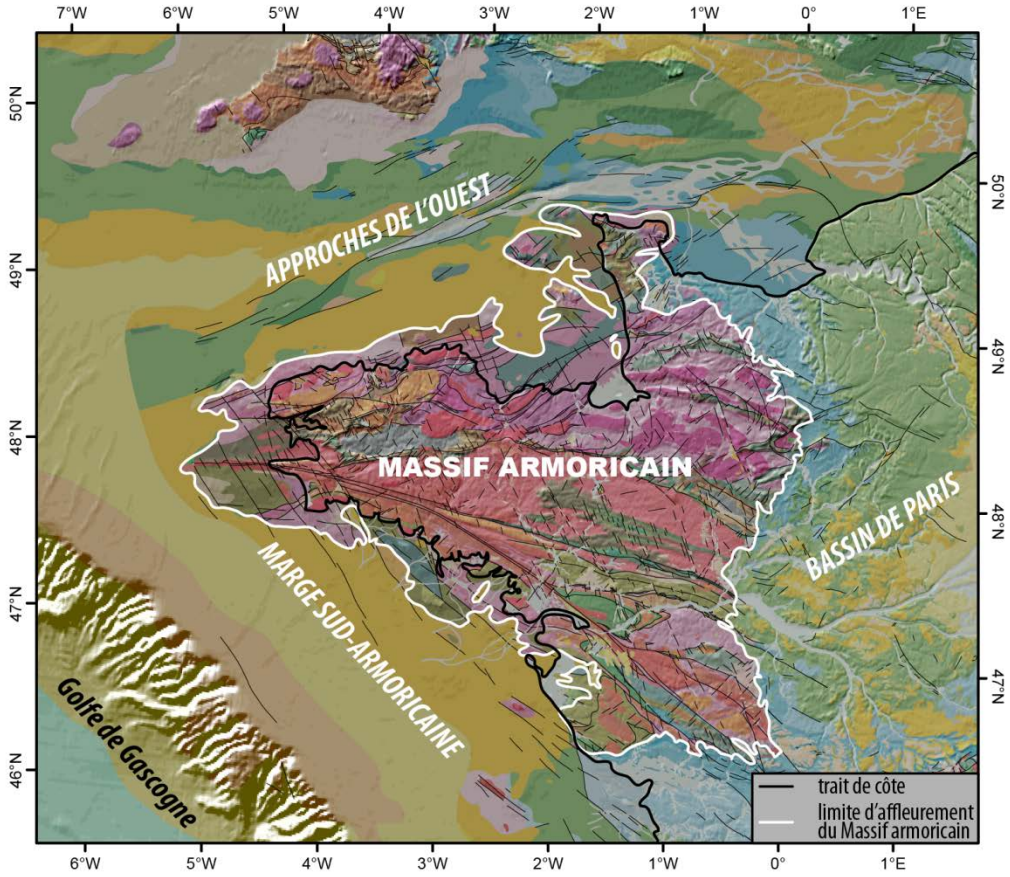


Figure 2-1 : Carte géologique ombrée du Massif armoricain et des bassins périphériques. Noter la partie immergée du Massif armoricain. (d'après la Carte géologique de la France au 1.1 000 000ème, Chantraine et al., 1996 et Carte géologique de l'Europe au 1.5 000 000ème, Asch et al., 2007).

L'orogenèse cadomienne est marquée par des directions N70 au nord du massif, tandis que l'orogenèse varisque est la principale responsable de l'architecture de la majeure partie du massif, notamment au travers de zones de cisaillements orientées N110.

L'orogenèse varisque a affecté l'ensemble de l'Europe et dans son état actuel, est représentée par un ensemble de domaines de socle isolés les uns des autres par les bassins sédimentaires méso-cénozoïques (e.g. Massif armoricain, Massif de Cornouailles, Massif des Ardennes-Brabant, Massif des Vosges, Massif Ibérique – Figure 2-2). Cette orogenèse résulte de la convergence entre deux plaques lithosphériques, Gondwana (au sud, Afrique, Europe centrale) et Laurussia (au nord). Cette dernière est elle-même formée par la convergence entre les plaques Laurentia (à l'est, Amérique du Nord) et Baltica (à l'ouest, Scandinavie) ainsi que des microplaques Avalonia (Angleterre, Allemagne du Nord) et Armorica, d'affinité nord-gondwanienne (dont la cinétique, voire l'existence reste contestée ; Ballèvre et al., 2009). Les phases de l'orogenèse varisque peuvent être synthétisées de la manière suivante (Turillot, 2010 ; Ballèvre et al., 2013 ; Figure 2-2 et Figure 2-3) :

(1) Cambrien inférieur à Ordovicien supérieur : ouverture de l'Océan Rhéique détachant Avalonia de Gondwana et migration d'Avalonia vers la Laurentia, fermant progressivement l'Océan Iapetus ;
(2) Silurien à Dévonien inférieur : fermeture de l'Océan Iapetus entre Avalonia et Laurentia/Batica pour former Laurussia, détachement du microcontinent Armorica de la plaque Gondwana et subduction des océans Rhéique et "Galice/Massif Central" sous Armorica, avec des vergences opposées initiant la formation de la chaîne varisque ;
(3) Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur : Poursuite de la subduction des deux océans entre Laurussia, Armorica et Gondwana et installation d'un (de) bassin(s) sédimentaire(s) au Carbonifère inférieur dans le centre du massif ;
(4) Carbonifère supérieur : collision entre Laurussia, Armorica et Gondwana, formant la chaîne varisque. Entre 340 Ma et 310 Ma, intervient le raccourcissement (et épaississement) crustal principal accompagné par la formation de bassins flexuraux. Le Cisaillement Sud-Armoricain (CSA) joue en décrochement dextre. Puis, un changement de la cinématique des plaques lithosphériques entraîne l'arrêt du raccourcissement (et de l'épaississement) crustal, ainsi que du bassin flexural et permet l'installation de nombreux petits bassins entre 310 Ma et 300 Ma. Au sud du CSA, une zone de cisaillement ductile en faille normale (détachement ?) prend place vers 300 Ma, interprétée comme une déformation extensive E-W (effondrement gravitaire de la chaîne ? ; Ballèvre et al., 2013).

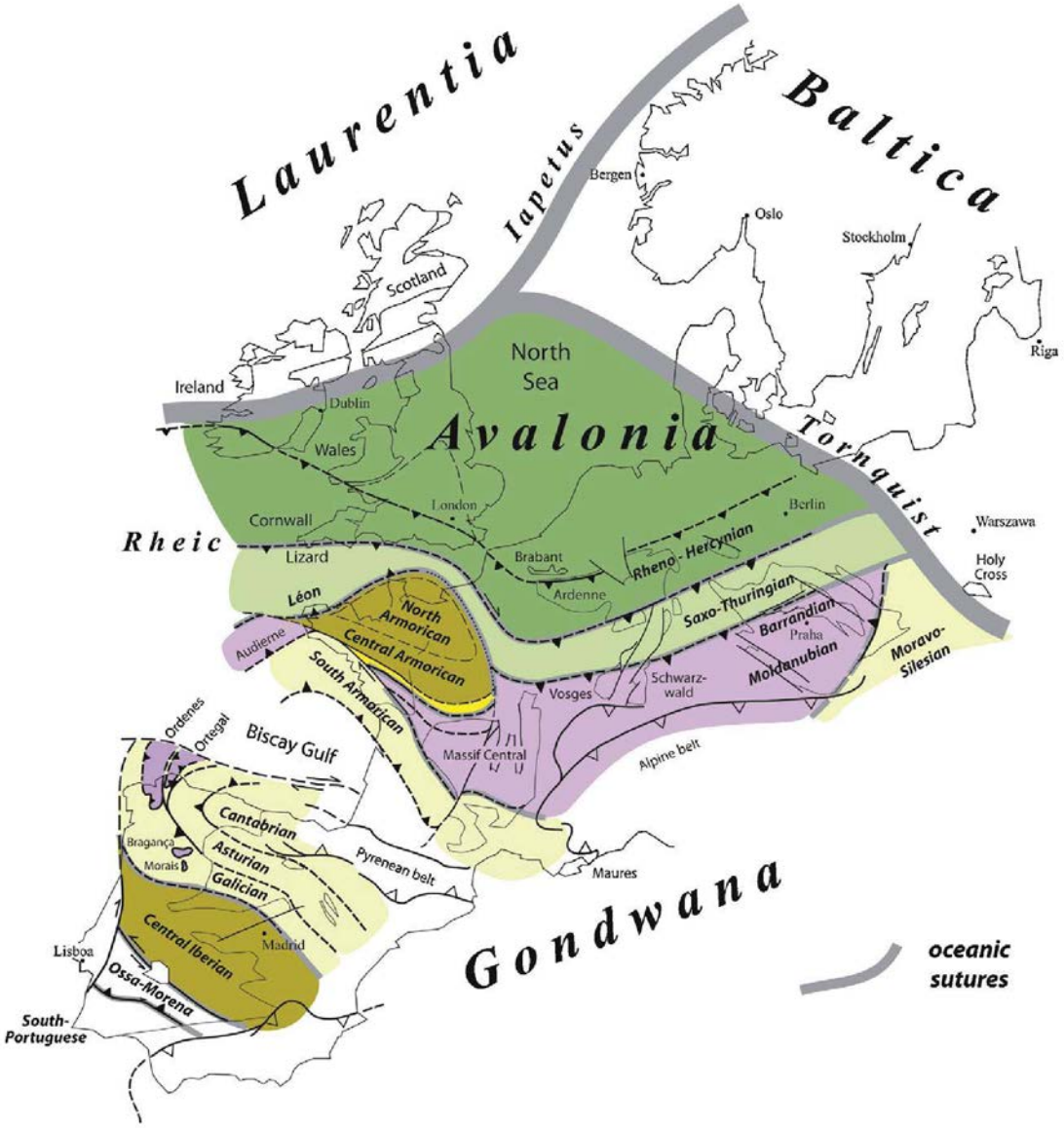


Figure 2-2 : Schéma de la chaîne varisque illustrant les différents domaines différenciés et les corrélations potentielles entre ces domaines (aplats de couleurs). Ces corrélations font débat en raison de la nature cylindrique de la chaîne. Les quatre domaines du Massif armoricain sont identifiés (d'après Ballèvre et al., 2009).

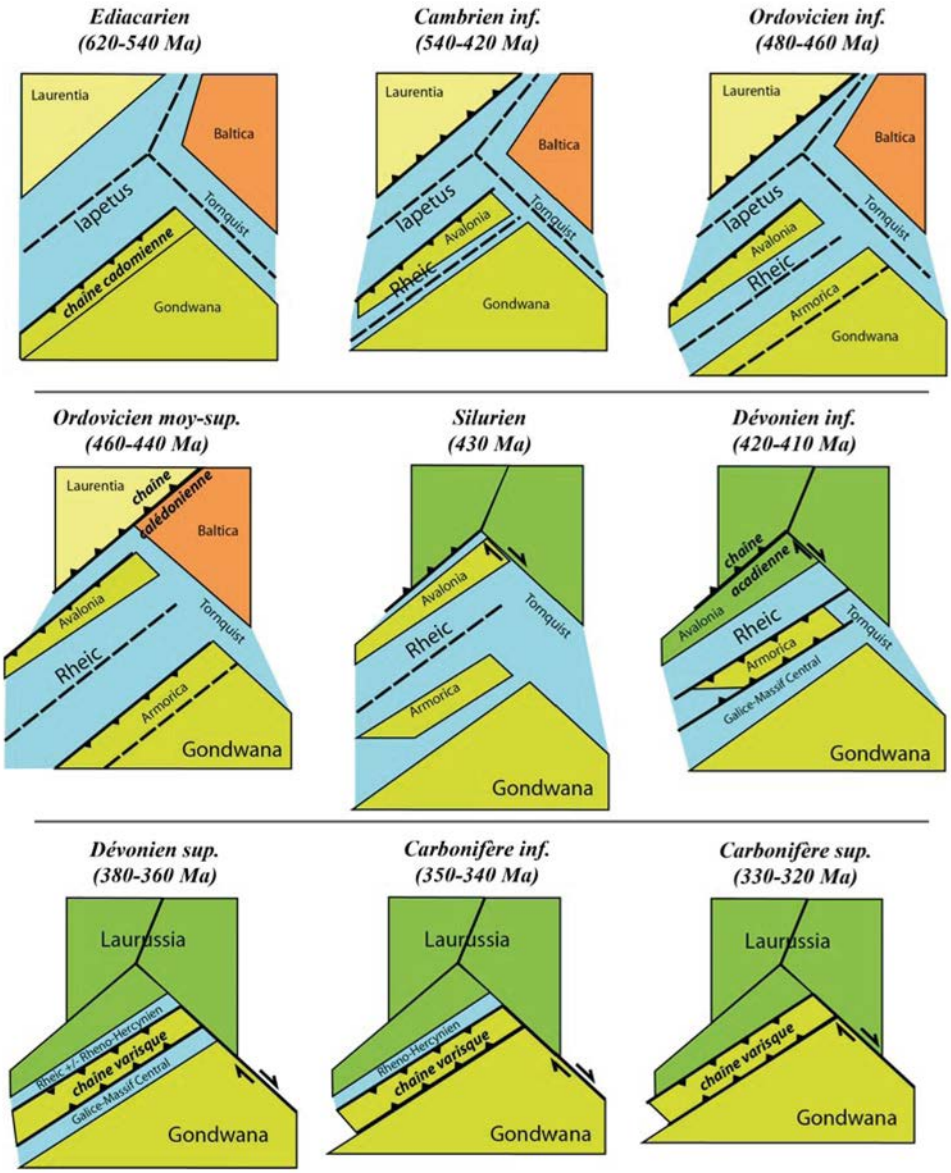


Figure 2-3 : Schémas synthétiques illustrant, au premier ordre, la géométrie et la cinétique des plaques Gondwana, Laurussia et des microplaques Avalonia et Armorica au cours du Paléozoïque et de l'orogenèse varisque (d'après Ballèvre, 2009).

Au regard de cette évolution géodynamique, les limites du bloc armoricain[10] peuvent être définies de la manière suivante :

- Au nord et nord-ouest : la suture de l'Océan Rhéïque sépare le bloc armoricain des formations paléozoïques de Cornouailles. Cette suture est localisée en Manche et pourrait correspondre à l'anomalie magnétique de la Manche (direction WSW-ENE parallèle à l'axe de la Manche ; Thomas, 1999 ; Ballèvre et al., 2013 ; Figure 2-2, Figure 2-4).
- À l'ouest, l'anomalie magnétique du Bassin de Paris, délimite la frontière entre le Massif armoricain à l'ouest et les massifs ardennais et vosgien à l'est. La signification de cette anomalie est incertaine : elle pourrait constituer une zone de suture

[10] par extension du terme "Massif armoricain" définissant les domaines affleurant du "bloc armoricain"

océanique (Le Corre et al., 1991 ; Chantraine et al., 2001 ; Ballèvre et al., 2009 ; Averbuch et Piromallo, 2012 ; Figure 2-2 ; Figure 2-4).

- Au sud, la discontinuité géophysique sud-armoricaine pourrait constituer la frontière avec le socle aquitain (Le Corre et al., 1991). Elle se poursuit sous le Bassin d'Aquitaine à l'Est et coïncide avec la pente continentale du Golfe de Gascogne vers l'Ouest (Figure 2-4).
- Au sud-ouest, les terrains du Massif armoricain semblent en continuité avec ceux du Massif Central, formant vers l'ouest un biseau coincé entre deux sutures océaniques (Figure 2-2, Figure 2-4).
    - Au sud-ouest, le secteur d'Audierne présenterait des affinités avec certains terrains de Galice (Ordennes, Ortegal, Figure 2-2) et serait biseauté vers l'Ouest entre deux sutures océaniques : celle du Léon au nord-ouest et celle d'Audierne au sud-est (ophiolites d'Audierne). L'anomalie magnétique d'Audierne pourrait marquer cette dernière (Figure 2-4).

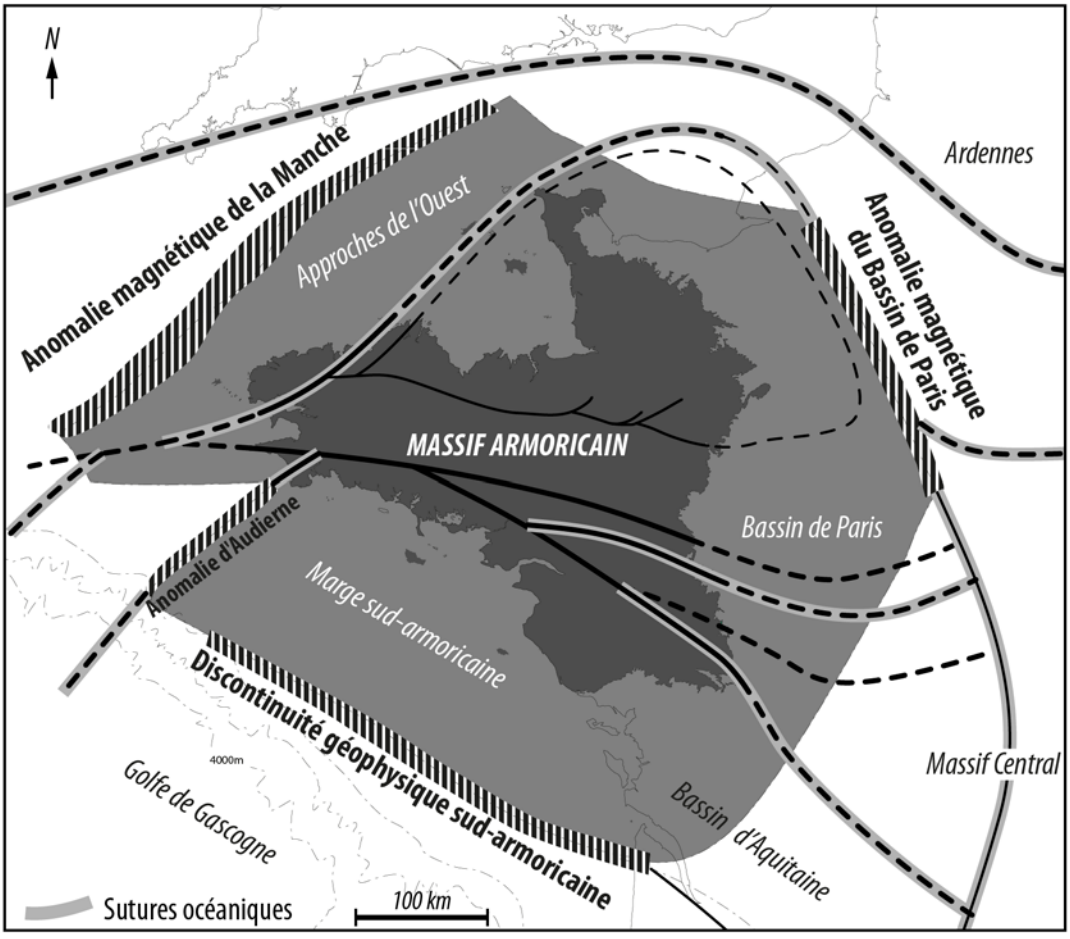


Figure 2-4 : Limites du Massif armoricain affleurant et des bassins périphériques (en gris foncé), limites du bloc armoricain proposées à partir des anomalies géophysiques et magnétiques (en gris clair) et principales structures (traits épais noirs) et sutures (traits épais noirs sur fond grisé) varisques (d'après Thomas, 1999 et Ballèvre, 2009).

Du fait de cette histoire varisque complexe, le bloc continental armoricain n'est pas homogène. Il est principalement affecté par de grandes structures cisaillantes d'orientation N110 datées du Carbonifère supérieur : le Cisaillement Nord-Armoricain (CNA) et les deux branches du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA), qui découpent ce bloc en 4 grands domaines : Nord-armoricain, Centre-armoricain, Sud-armoricain et le Léon (Figure 2-2). Ces domaines sont différenciés par (i) la nature et l'histoire de leur socle protérozoïque, (ii) leur histoire sédimentaire (et magmatique) paléozoïque et (iii) la nature et l'âge de la déformation paléozoïque (dévono-carbonifère ; Ballèvre et al., 2009 ; Ballèvre et al., 2013 ; Figure 2-2) :

- Le domaine nord-armoricain, issu de la microplaque Armorica, où le métamorphisme varisque est quasiment absent. La déformation varisque (Carbonifère supérieur) se traduit par le plissement des séries. Quelques granites post-orogéniques sont présents. Le socle est ici dominé par les granites cadomiens, les sédiments cambriens, édiacariens (briovériens) et dévoniens à ordoviciens (e.g. Grès de May, Grès armoricain, Flysch briovérien).
- Le domaine centre-armoricain, issu de la microplaque Armorica, où le métamorphisme est faible (à modéré). La déformation se traduit par des plissements synschisteux. Un magmatisme synorogénique est associé aux zones de cisaillement. Le socle est dominé par des roches sédimentaires édiacariennes (briovériennes) à cambriennes et ordoviciennes à carbonifères (e.g. Schistes briovériens, Grès ordovicien, ampélites siluriennes).
- Le domaine sud-armoricain constitue un empilement de nappes en provenance de la microplaque Armorica et du Gondwana. L'intensité du métamorphisme est variable : des migmatites, mais aussi des faciès schistes bleus et éclogites (suture océanique). La déformation est caractérisée par plusieurs épisodes de plissements synschisteux au Carbonifère inférieur. Un magmatisme syn-orogénique abondant est marqué par la formation de leucogranites le long des zones de cisaillement. Le socle est dominé par ces leucogranites et formations métamorphiques
- Le domaine du Léon, dont l'origine paléogéographique est discutée. Le métamorphisme varisque y est intense et marqué par la présence de migmatites et d'éclogites (suture océanique), le magmatisme synorogénique y est également abondant, et plusieurs phases de plissement synschisteux datés du Dévonien supérieur (?) au Carbonifère sont identifiées. Quelques granites post-orogéniques sont présents.

Après l'orogenèse varisque, les dernières phases de magmatisme sont enregistrées au Carbonifère-Permien inférieur avec, (i) au nord du Massif armoricain, le long d'un axe NW-SE, avec les granites rouges de Ouessant (Finistère) et de Flamanville (Basse-Normandie) puis (ii) un pluton granitique et des filons microgranitiques dans le Léon.

Au Permien, une phase d'extension (rifting), impliquant le rejeude la suture Rhéique, est caractérisée en Manche et initie les bassins permiens décrits en Manche et dont le mur est pour certains situé à 9 km de profondeur (Evans, 1990). C'est l'initiation des bassins de la Manche et des Approches de l'Ouest (cf. §2.3.2). A la même période se produit la phase de pré-rifting atlantique avortée du Permo-Trias qui engendre la formation d'un dense réseau de fractures d'orientation N140 à N160 affectant l'ensemble du Massif armoricain (Ziegler, 1990).

D'autre part, quelques filons de dolérites d'orientation N140 situés à l'Ouest du Massif armoricain, bien identifiés sur les cartes aéromagnétiques (Bonijoly et al., 1999), ont été datés à 200 Ma (Limite Trias-Jurassique ; Jourdan et al., 2013) et seraient associés aux premières phases du rifting atlantique.

En résumé, la structuration de la croûte armoricaine présente trois directions principales : (i) N70, surtout localisée au nord du massif et héritée de l'orogenèse cadomienne, (ii) N110, composée de structures cisaillantes varisques majeures (e.g. CSA), séparant les grands domaines armoricains et (iii) N140 à N160, héritées du pré-rifting atlantique avorté du Permo-Trias.

2.2.3 STRUCTURE DE LA LITHOSPHÈRE ET DE LA CROÛTE INFÉRIEURE

Le Massif armoricain a de plus fait l'objet de plusieurs campagnes visant à imager et mieux comprendre sa structure profonde : (i) des levés géophysiques aéroportés (gravimétrie, magnétisme, spectrométrie ; Bonijoly et al., 1999 ; Truffert et al., 2001), (ii) des données de sismique réflexion en écoute longue dans le cadre du programme GéoFrance 3D (Bitri et al., 1997 ; 1999 ; 2001 ; 2003 ; 2010) et (iii) des données de tomographie sismique (Judenherc et al., 2002 ; 2003 ; Gumiaux et al., 2004).

Dans le domaine nord-armoricain, la réalisation d'une sismique écoute longue et d'un levé aéromagnétique ont permis de mettre en évidence la structure de la lithosphère cadomienne et de préciser l'agencement des unités Figure 2-5 ; Bitri et al., 1997 ; Bitri et al., 2001 ; Truffert et al., 2001). Un prisme de nappes de (décro-)chevauchements à fortes pentes, à vergence nord-ouest, s'enracinant au sommet de la croûte inférieure est mis en évidence. Il s'étend depuis le domaine marin, jusque sous les sédiments non métamorphisés édiacariens (briovériens) et paléozoïques du domaine et est cohérent avec les observations de surface (Bitri et al., 1997 ; Bitri et al., 2001 ; Truffert et al., 2001).

Dans le domaine sud-armoricain, les corrélations entre les données de sismique réflexion écoute longue (Figure 2-6 ; Bitri et al., 2003 ; 2010), les données géologiques et structurales de surface indiquent que la structure crustale de ce domaine est varisque et résulte : (i) de chevauchements carbonifères à vergence nord chevauche le domaine sud-armoricain (situé entre les branches nord et sud) sur le domaine Centre-armoricain, (ii) du décrochement dextre du CSA, recoupé à sa base par les chevauchements, au moins en partie synchrones, (iii) d'une discontinuité majeure (suture océanique) entre les domaines Sud et Centre-armoricain, (iv) d'un épaississement à partir du Dévonien supérieur, puis d'une extension régionale au Carbonifère et (v) certainement d'une phase de cisaillement extensif, et d'amincissement crustal durant le Carbonifère supérieur marqué par la structure de forte réflectivité identifiée à 10-12 km de profondeur, quasi-plane et se prolongeant sur 40 km (Bitri et al., 2010).

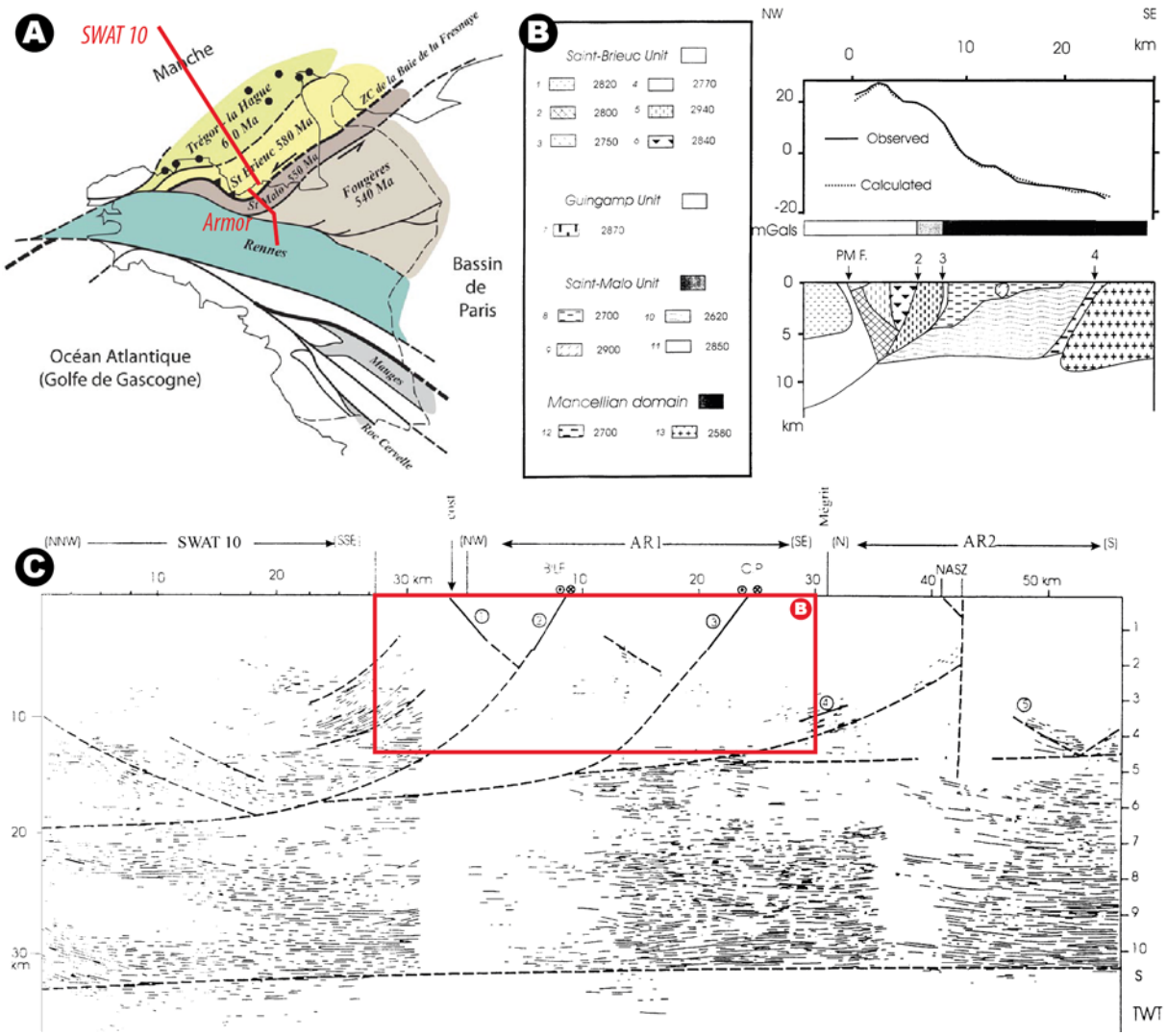


Figure 2-5 : A – Carte schématique des unités de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain (d'après Ballèvre, 2009). B – Modèles 2.5D de gravité situés sur la ligne ARMOR 1 avec comparaison entre modèle de densité déduit de coupes géologiques (bas) et anomalies gravitaires mesurées (haut – d'après Truffert et al., 2001). C – Interprétation composite des pointés sismiques des profils SWAT 10 et ARMOR. Le système cadomien imagé est interprété comme un ensemble de chevauchements s'enracinant au sommet de la croûte inférieure (d'après Bitri et al., 2001).

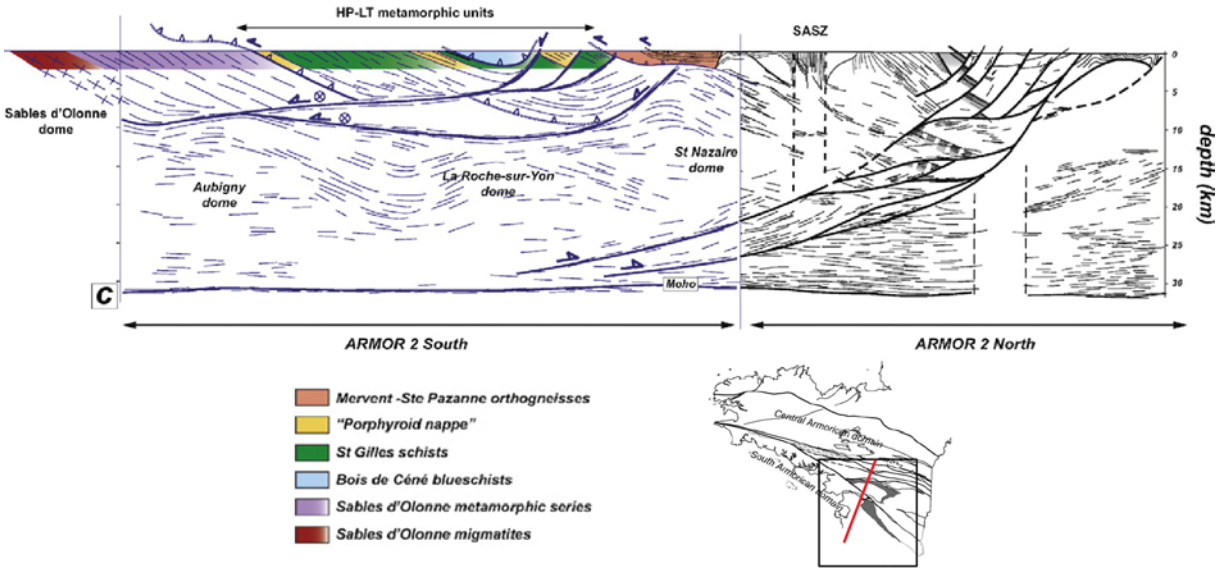


Figure 2-6 : Interprétation et corrélation des profils ARMOR 2 Nord et Sud (d'après, Bitri et al., 2003, 2010).

La tomographie sismique a permis d'imager le manteau du Massif armoricain en modélisant les variations de vitesse des ondes *P* et de l'anisotropie sismique après l'installation de réseaux sismiques temporaires en compléments des sites permanents (Figure 2-7.C ; Judenherc et al., 2002 ; 2003 ; Gumiaux et al., 2004). Dans la gamme 0-130 km, aucune structure superficielle n'est corrélée à l'anomalie N-S de la partie centrale du Massif armoricain, tandis que dans la gamme 130-200 km, les perturbations de vitesses sont organisées selon une zone négative allongée d'orientation NW-SE, parallèle au CSA (Figure 2-7.A). Ces résultats suggèrent la présence d'une croute subductée sous le bloc armoricain (Judenherc et al., 2002 ; 2003). En inversant un modèle de cisaillement jusqu'à 130 km, Gumiaux et al. (2004) démontrent que le changement de comportement entre les deux gammes de profondeur est quasiment annulé (Figure 2-7.B). Ces auteurs en déduisent qu'un panneau de lithosphère océanique subducté et déchiré avant la collision varisque est préservé sous la zone de cisaillement importante du CSA.

En résumé, les structures profondes du Massif armoricain sont complexes, avec la présence de nappes chevauchantes issues d'orogenèses différentes et présentant des vergences opposées. Le Cisaillement Sud-armoricain apparaît comme une structure majeure affectant la croute et la lithosphère. Enfin un panneau de plaque lithosphérique est préservé sous le massif.

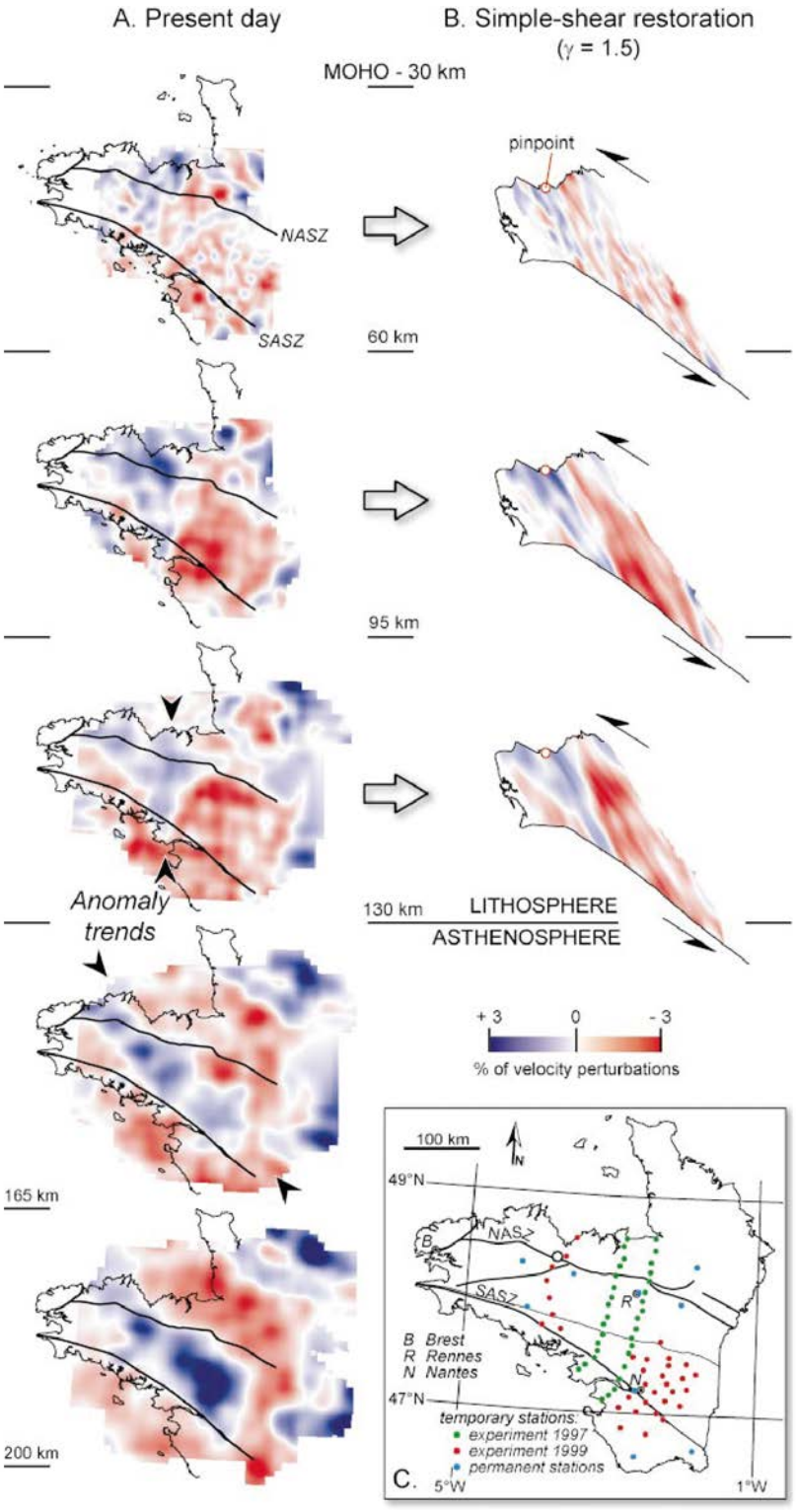


Figure 2-7 : Tomographies du manteau lithosphérique : A – avant et B – après la restauration d'un cisaillement simple déterminé à partir d'observations géologiques. C – Positionnement et répartition des stations sismiques. NASZ : Cisaillement nord-armoricain.

2.3 LES BASSINS PÉRIPHÉRIQUES

Le bloc armoricain, dont la structuration est héritée de l'orogenèse varisque, est ceinturé par des bassins périphériques, qui définissent la limite du socle affleurant, le Massif armoricain. Au travers de leur enregistrement structural et sédimentaire, ces bassins constituent des archives importantes pour contraindre l'âge des déformations ainsi que la paléogéographie du Massif armoricain. L'héritage structural et l'histoire géologique de ces bassins périphériques (Bassin de Paris, Marges celtique et sud-armoricaine, Approches de l'Ouest et Mer d'Iroise) sont rappelés dans cette partie.

2.3.1 LE BASSIN DE PARIS

2.3.1.1 LA STRUCTURATION VARISQUE DU SOCLE DU BASSIN DE PARIS

Le Bassin de Paris présente un fort héritage de l'orogenèse varisque. Plusieurs massifs varisques entourent ce bassin (Massif armoricain à l'ouest, Massif Central au sud, Massif des Vosges à l'Est et Massif des Ardennes au Nord) et plusieurs blocs structuraux varisques sont identifiés (Autran et al., 1980 ; Perrodon et Zabek, 1990 ; Chantraine et al., 1996 ; Ballèvre et al., 2009 ; Figure 2-8) : Brabant, Rhéno-Hercynien, Saxo-Thurigien, Morvano-Vosgien, Liguro-Arvénien, Centre-Armoricain, Nord-Armoricain et Biturge. Ces blocs, délimités par des anomalies magnétiques, gravimétriques, des zones de cisaillement ou des failles majeures (e.g. Faille de Bray découpant le Moho), pour certaines résultants certainement de sutures océaniques varisques (e.g. anomalie magnétique du Bassin de Paris ; voir Averbuch et Piromallo, 2012 pour une discussion) déterminent une structuration en "Y" au socle du Bassin de Paris.

Cette structuration (Figure 2-8) impose la localisation de failles majeures affectant le Bassin de Paris selon trois directions (Figure 2-9) :

- NW-SE au nord-ouest, marquée par les failles de Bray, Somme et Seine correspondant à des accidents paléozoïques rejouant en failles normales du Permien au Crétacé puis en failles inverses du Crétacé supérieur au Quaternaire (Perrodon et Zabek, 1990) ;
- NE-SW au sud-est, marquée par les failles de Metz, Vittel et Vermenton, correspondant à des accidents varisques réactivées en failles normales au Mésozoïque (rifting Tethys-Ligure ; Lemoine, 1985) ;
- N-S au sud, marquée par les failles de la Loire, Sennely et Sens, localisées aux abords du décrochement du sillon houiller du Massif Central, jouant durant le Jurassique inférieur puis lors des phases de compression pyrénéenne et alpine.

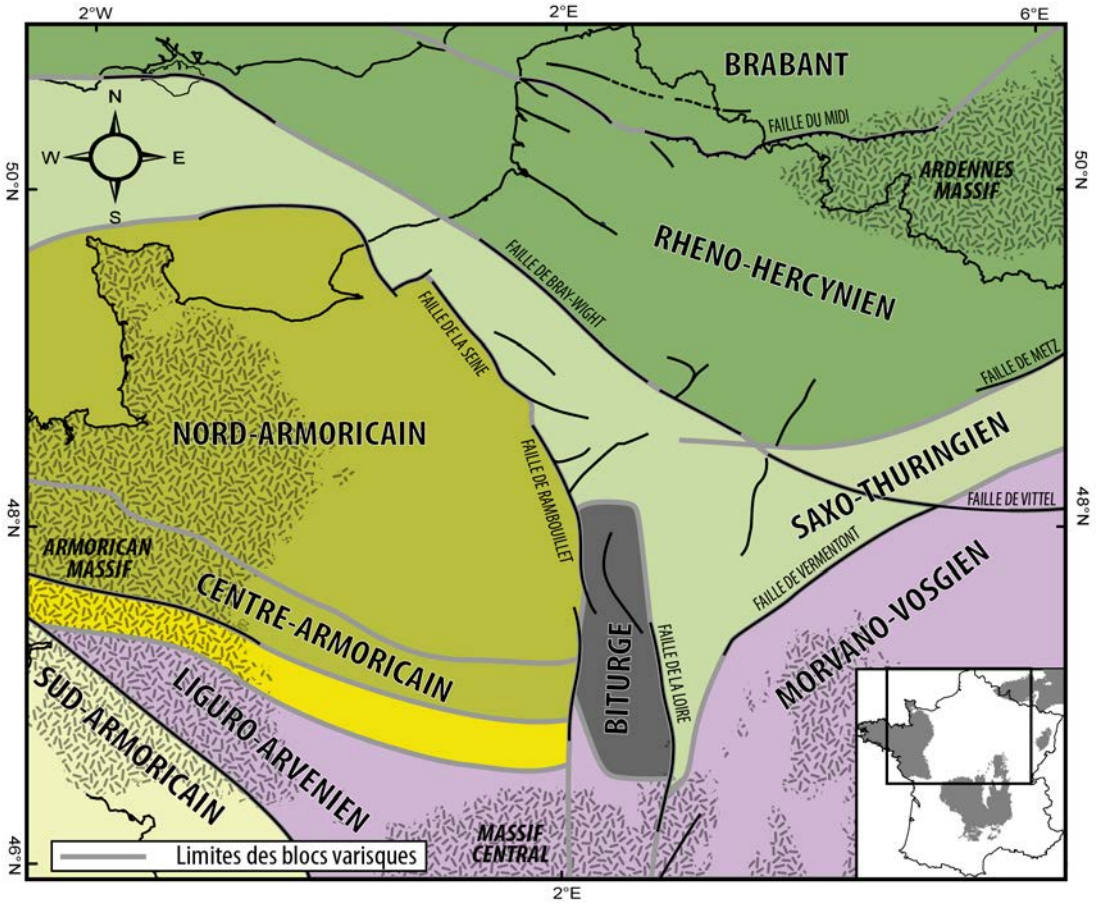


Figure 2-8 : Principaux domaines structuraux cadomiens et varisques situés sous le Bassin de Paris et failles majeures. Le code couleur correspond aux corrélations proposées par Ballèvre et al. (2009) à l'échelle de la chaîne varisque (Figure 2-2). (d'après Guillocheau et al., 2000 et Ballèvre et al., 2009).

2.3.1.2 *Les cycles stratigraphiques et discordances majeures du Bassin de Paris*

Le Bassin de Paris est un bassin intracratonique établi sur une structure varisque complexe, composée de plusieurs blocs structuraux et accidents majeurs précédemment décrits. Il est initié après une période de rifting permo-triasique (Mégnien, 1980 ; Ziegler, 1990 ; Bourquin et al., 2011) à laquelle succède une période de subsidence thermique long-terme de 250 Ma (Brunet, 1981 ; Robin et al., 2000). Au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, différents évènements géodynamiques aux limites de la plaque eurasienne ont été enregistrés par ce bassin (fermeture de la Téthys, ouverture et fermeture de l'Océan tethysien Alpin, ouverture de l'Océan Atlantique, convergence Afrique-Ibérie-Eurasie) au travers de sept discordances majeures qui ponctuent l'enregistrement sédimentaire – les cycles stratigraphiques – et la subsidence du bassin (Guillocheau et al., 2000). Cette dernière traduit cette évolution géodynamique via une subsidence thermique long-terme ponctuée de phases d'accélération-ralentissement de subsidence en rapport avec les changements de régimes de contraintes aux limites de la plaque eurasienne (Robin et al., 2000).

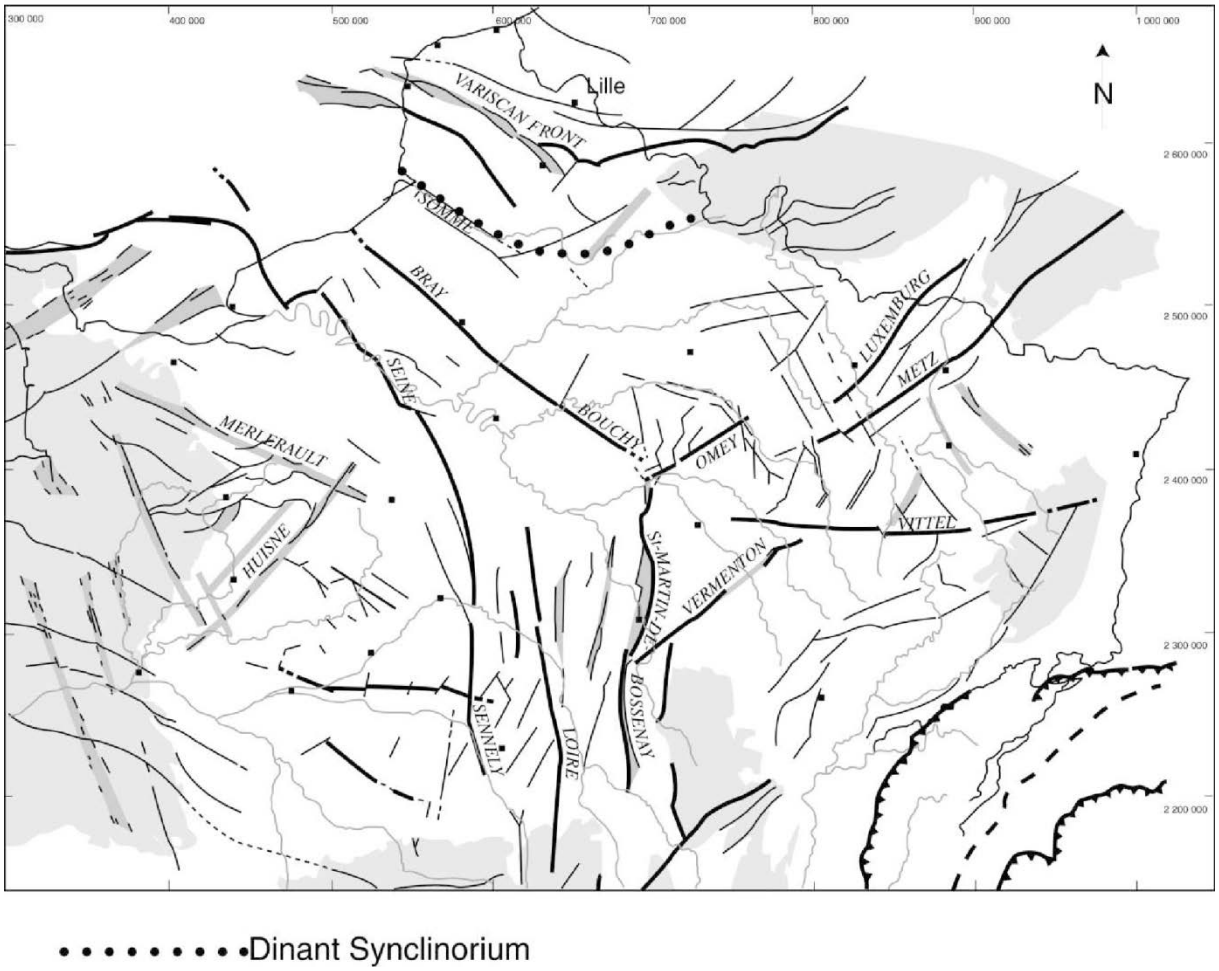


Figure 2-9 : Principales failles affectant le Bassin de Paris (d'après Guillocheau et al., 2000).

Les grandes phases de l'histoire méso-cénozoïque du Bassin de Paris peuvent donc être résumées au travers des cycles stratigraphiques et discordances suivantes (Figure 2-11) :

Le Cycle Olénékian à Toarcien (250-174 Ma)

Ce cycle débute suite à la **discordance Hardegsen (Olénékien, 250 Ma)** correspondant à une phase d'extension dans le bassin Germanique, liée à une réorganisation structurale provoquant la formation du rift principal du Nord-Ouest de l'Allemagne (Bourquin et al., 2006). Il est caractérisé par deux discontinuités majeures : (1) intra-carnienne en lien avec la dislocation de la Pangée (Simms et Ruffell, 1990) et (2) la **discordance Eo-cimmérienne (Intra-Norien, ca. 214 Ma)** provoquée par la fermeture du bassin arrière-arc de la Mer Noire (subduction de l'Océan Tethysien sous la plaque Eurasie ; Guillocheau et al., 2000).

Des dépôts détritiques et fluviatiles sont enregistrés au Trias dans des dépocentres qui apparaissent limités dans des bassins contrôlés par des failles (e.g. Faille de Vittel) et sont contemporains de l'initiation de la subsidence thermique du bassin (vitesse d'accomodation : 20-40 m/Ma ; Guillocheau et al., 2000). Au Trias supérieur, des dépôts salifères sont localisés à proximité de grands accidents tectoniques (Curnelle et Dubois, 1986).

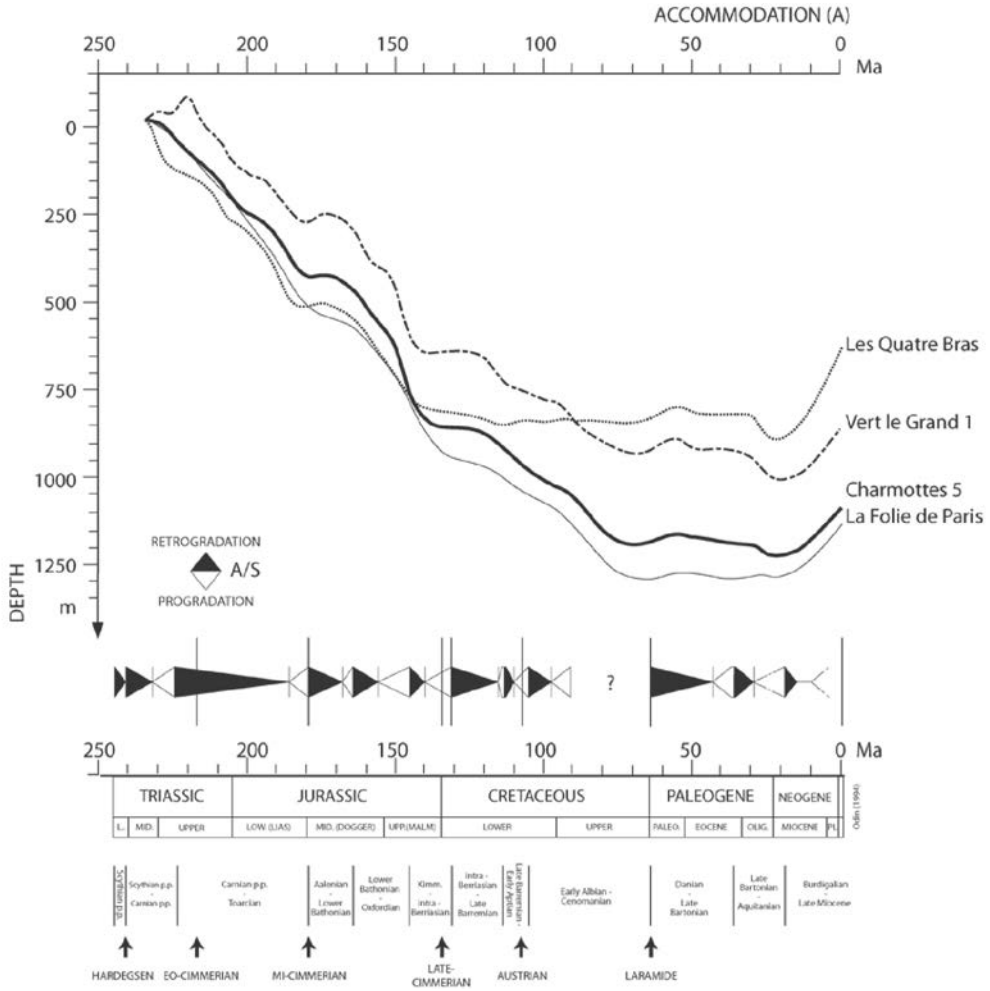


Figure 2-10 : Courbe d'accomodation du Bassin de Paris calculée à partir des puits "Les Quatre Bras", 'Vert-le-Grand 1", "Charmottes 5" et "La Folie de Paris". Corrélation avec les cycles stratigraphiques de durée 10-40 Ma (d'après Robin et al., 2000).

La fin du cycle est marquée par la **discordance Mi-Cimmérienne (limite Toarcien/Aalénien, 174 Ma** ; Robin, 1997), contemporaine de l'accrétion océanique de la Téthys alpine (Stampfli et Borel, 2002) et du bombement thermique en Mer du Nord (Underhill et Partington, 1993).

Le Cycle Aalénien/Tithonien (174-145 Ma)

Au Jurassique moyen, l'ouverture de l'océan Atlantique Central débute simultanément à l'éclatement de la Pangée. Le rifting et l'ouverture atlantique entraine une déformation de grande longueur d'onde et le Bassin de Paris enregistre une phase de progradation (Callovien-Oxfordien, 166-157 Ma) puis une phase d'aggradation (Kimméridgien-Tithonien, 157-145 Ma) de plates-formes carbonatées (Guillocheau et al., 2000).

Entre ces deux phases carbonatées, une transition entre un enregistrement carbonaté oolithique puis récifal marquerait l'ouverture de la Téthys Ligure et la mise en place de sa marge passive (Guillocheau et al., 2000). De forts taux d'accommodation sont

enregistrés lors de cette phase (20-60 m/Ma ; Robin et al., 2000). À la fin de cette période les dépôts deviennent de plus en plus proximaux.

La **discordance fini-Cimmérienne (Crétacé inférieur basal, 145, 5 Ma)** marque la fin de ce cycle. Cette discontinuité majeure, affectant l'ensemble de l'Europe de l'Ouest, est contemporaine de l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord, du rifting du Golfe de Gascogne (Montadert et al., 1979 ; Guillocheau et al., 2000) et du rifting de la Mer du Nord (Underhill et Partington, 1993 ; Jacquin et de Graciansky, 1998).

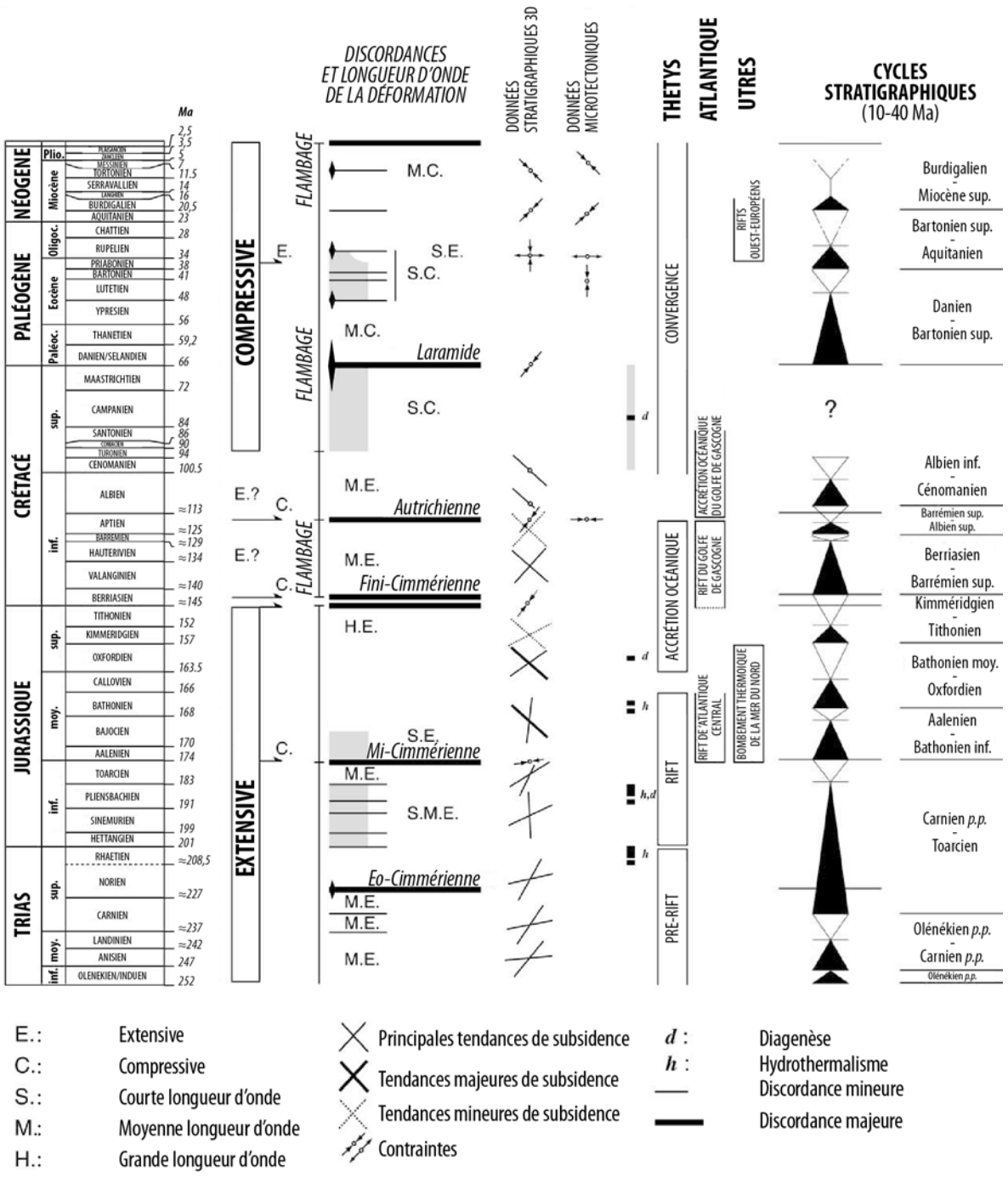


Figure 2-11 : Discordances, déformations, cycles stratigraphiques majeurs (10-40 Ma) du Bassin de Paris et évènements géodynamiques (d'après Guillocheau et al., 2000).

Le cycle Berriasien/Aptien supérieur (145-113 Ma)

Après la discordance fini-Cimmérienne (Crétacé inférieur basal, 145,5 Ma), au Crétacé inférieur, un changement de sédimentation majeur est observé avec la mise en place d'un système terrigène à environnements deltaïque et de plaine côtière (faciès "wealdien"). Les taux d'accommodation sont faibles (0-10 m/Ma).

Ce cycle correspond aussi à une phase majeure d'altération des domaines continentaux ouest-européens, datée par méthode $^{40}Ar/^{40}Ar$, U-Th(He), par paléomagnétisme et par stratigraphie dans le Bassin de Paris et les massif périphériques (Massif armoricain, Massif Central, Massif des Ardennes-Brabant (Steinberg, 1967 ; Estéoule-Choux et al., 1969 ; Lippolt et al., 1998 ; Giot et al., 2003 ; Yans, 2003 ; Thiry et al., 2005 ; Thiry et al., 2006 ; Théveniaut et al., 2007 ; Quesnel et al., 2009 ; Figure 2-12). Cette altération est favorisée (et traduite) par des conditions climatiques subtropicales à tropicales en accord avec le climat global chaud du Crétacé.

La **discordance Autrichienne (limite Aptien/Albien, 113 Ma)**, identifiée en Europe de l'Ouest, synchrone de la première accrétion océanique du Golfe de Gascogne (Guillocheau et al., 2000) marque la fin de ce cycle.

Le cycle Albien/Turonien terminal (113-90 Ma)

Ce cycle est caractérisé par un fort taux d'accommodation, suite à la réorganisation de la subsidence marquée par la discordance Autrichienne (limite Aptien/Albien, 113 Ma ; Guillocheau et al., 2000). L'Albien, dominé par des systèmes deltaïques puis marins ouverts, est marqué par un onlap généralisé ("Sables verts" albiens) vers l'ouest (vers le Massif armoricain ; Juignet, 1974 ; Lasseur, 2007) et le Nord-Est. Puis les dépôts passent progressivement, mais de manière diachrone à l'échelle du bassin, à des dépôts de plate-forme carbonatée – la Craie - au cours du Cénomanien (Guillocheau et al., 2000 ; Lasseur, 2007). Le taux d'accommodation est alors de 10-40 m/Ma mais chute au Campanien (0-4 m/Ma) du fait des premières phases de la compression pyrénéenne (Robin et al., 2000) provoquant la formation de la discordance Laramide (limite Crétacé-Paléocène, 66 Ma) qui marque la fin de ce cycle et le bassin entre alors dans une phase de continentalisation, d'érosion et d'altération (Argiles à Silex) intense.

Le cycle Turonien terminal à actuel (depuis 113 Ma)

Ce cycle complexe est caractérisé, en lien avec la compression induite par la convergence Afrique-Ibérie-Eurasie, par une baisse du taux de subsidence (10-20 m/Ma à 0-10m/Ma), une phase de by-pass sédimentaire (Miocène supérieur à Pléistocène inférieur) puis une surrection et une érosion généralisées (Pléistocène inférieur à moyen).

Au Crétacé supérieur-Paléocène (Maastrichtien-Danien moyen), lors du dépôt de la Craie, une flexure initiée durant le Coniacien caractérise l'enregistrement de déformations de grandes longueurs d'ondes (Lasseur et al., 2014). Du Danien supérieur au Thanétien inférieur, un hiatus, des déformations syn-sédimentaires (plis NW-SE à E-W) et l'inversion de flexures dues au rejeu de failles crustales (en anticlinaux, e.g. le long de la Faille de Bray)

correspondent respectivement à des déformations de courtes et moyennes longueurs d'ondes (Monciardini, 1989 ; Guillocheau et al., 2000 ; Briais et al., 2014a). Les discontinuités induites sont des témoins des déformations pyrénéennes provoquées par la convergence Afrique-Ibérie-Eurasie et l'une d'elle (ou les deux) pourrait(aient) marquer la (les) **discordance(s) Laramide (Danien et/ou Thanétien)**.

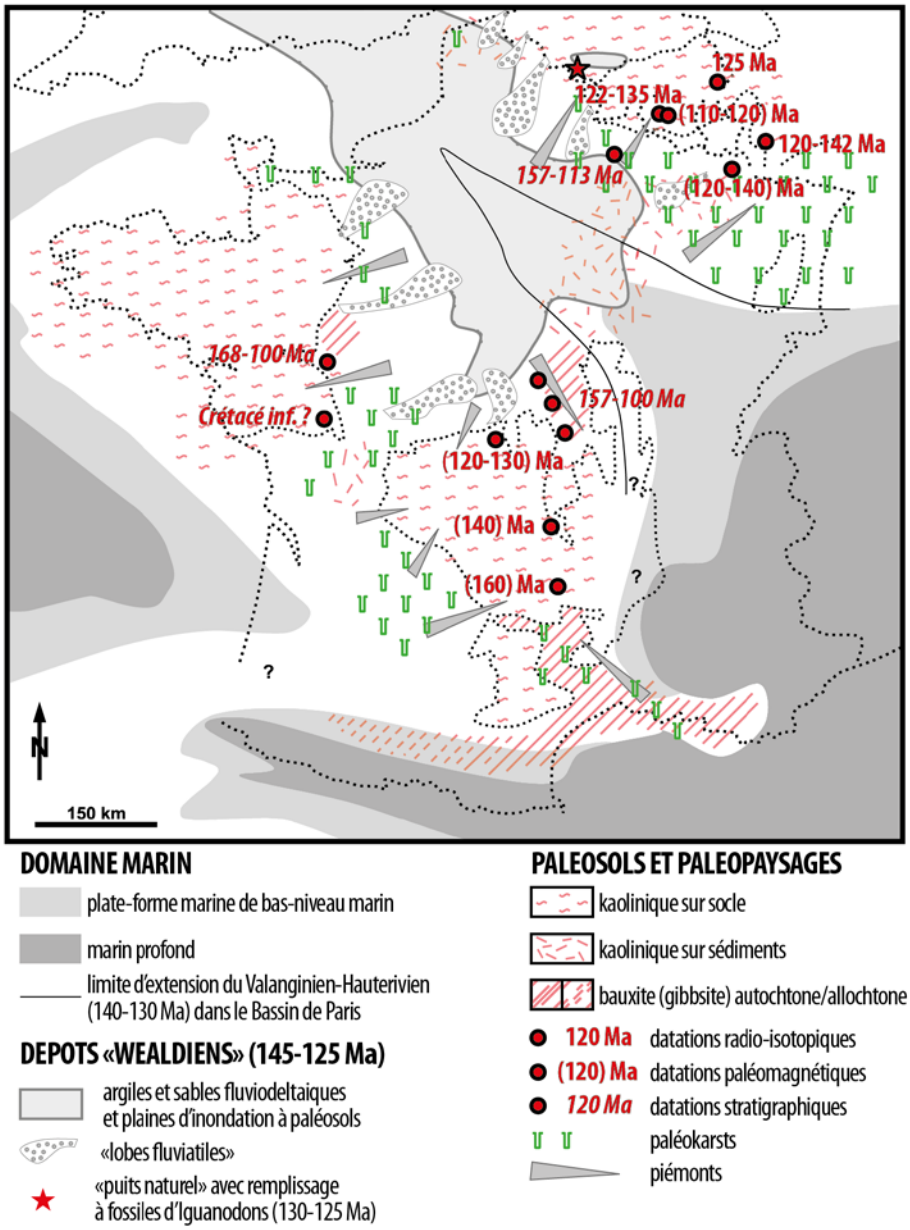


Figure 2-12 : Occurrences de paléo-altérations du Crétacé inférieur représentées sur une carte paléogéographique de la France et de la Belgique pour l'intervalle Bérriasien – Barrémien (modifié d'après Thiry et al., 2006 et données de datation d'après Steinberg, 1967 ; Estéoule-Choux et al., 1969 ; Lippolt et al., 1998 ; Giot et al., 2003, Yans, 2003 ;Thiry et al., 2005 ;Théveniaut et al., 2007 et Quesnel et al., 2009).

Une phase importante d'altération affecte les bordures du bassin au Crétacé terminal-Paléocène (Figure 2-13), traduite par la formation de la plupart des Argiles à Silex issues de la dissolution et le lessivage des carbonates des formations crayeuses du Crétacé supérieur (et la néoformation de kaolinite/smectite), mais aussi par la formation d'une part

importante de la silice des silex de ces formations (Quesnel, 2003 ; Wyns et al., 2003 ; Thiry et al., 2005 ; Barbarand et al., 2013).

Le Thanétien correspond au retour d'une sédimentation silicoclastique avec une subsidence maximale localisée au Nord de la Faille de Bray (localisation en Figure 2-9). Les dépôts thanétien à yprésiens enregistrent la réactivation d'hétérogénéités crustales (e.g. Faille de la Seine ; Briais et al., 2014a), marquant la **discordance de la limite Yprésien-Lutétien (48 Ma)**, contemporaine des premières inversions des bassins de la Manche et des Approches de l'Ouest. Cette discordance est scellée par les sédiments transgressifs du Lutétien et les dépôts du Lutétien supérieur-Bartonien inférieur qui présentent des géométries syn-sédimentaires et de fortes variations d'épaisseurs synchrones du paroxysme des déformations pyrénéennes (Eocène moyen à supérieur ; Quesnel, 2003 ; Barbarand et al., 2013 ; Briais et al., 2014b).

Le Bartonien supérieur-Priabonien, discordant sur les séries antérieures, enregistre une subsidence homogène au travers de séries isopaques contemporaines de la distension E-W marquée par l'initiation des rifts ouest-européens à l'est du Bassin de Paris (Bourgeois et al., 2007), tandis que des contraintes compressives sont enregistrées à l'ouest (bassins d'Iroise, de la Manche et des Approches de l'Ouest ; Guillocheau et al., 2000 ; Briais et al., 2014b). Cette phase extensive est enregistrée jusqu'à l'Oligocène inférieur (Rupélien) à l'est du Bassin de Paris et le Rupélien enregistre la dernière incursion marine du bassin.

Les dépôts fluviatiles thanétiens à yprésiens, ainsi que les dépôts bartoniens, sont régulièrement silicifiés sous forme de silcrètes pédogénétiques (Figure 2-13), traduisant une ou plusieurs phases d'émersion et d'altération soustractive éocènes (Yprésien-Bartonien ; Crié, 1878 ; Châteauneuf, 1980 ; Thiry et al., 1983 ; Thiry, 1999).

À l'Oligocène supérieur (Chattien), un basculement de moyenne longueur d'onde, une surrection, un hiatus et une migration du dépôt-centre (vers le SSW), contemporains des inversions des bassins de la Manche et des Approches de l'Ouest, sont enregistrés. Ces déformations sont accentuées au cours de l'Aquitanien (Miocène inférieur).

Une déformation de courte longueur d'onde du sud du bassin caractérise une compression au Burdigalien (discordance de la limite Burdigalien-Aquitanien) avec des synclinaux NW-SE à WNW-ESE (Guillocheau et al., 2000). Suite aux dépôts transgressifs de faluns du Langhien-Serravallien, une phase de "by-pass" sédimentaire est identifiée du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur et différents antiformes (Bourgogne : WSW-ENE, Picardie : NE-SW, Sologne : WSW-ENE) sont formés au Miocène supérieur. Ces déformations néogènes résulteraient du flambage lithosphérique en réponse à la compression alpine (Guillocheau et al., 2000 ; Bourgeois et al., 2007).

Enfin, une chute globale du niveau de base, liée au climato-eustatisme et à une surrection généralisée est identifiée au Pléistocène moyen et supérieur. La déformation est

reliée au flambage de la lithosphère en réponse à la compression NNW-SSE due à la convergence Afrique-Apulie-Eurasie (Guillocheau et al., 2000).

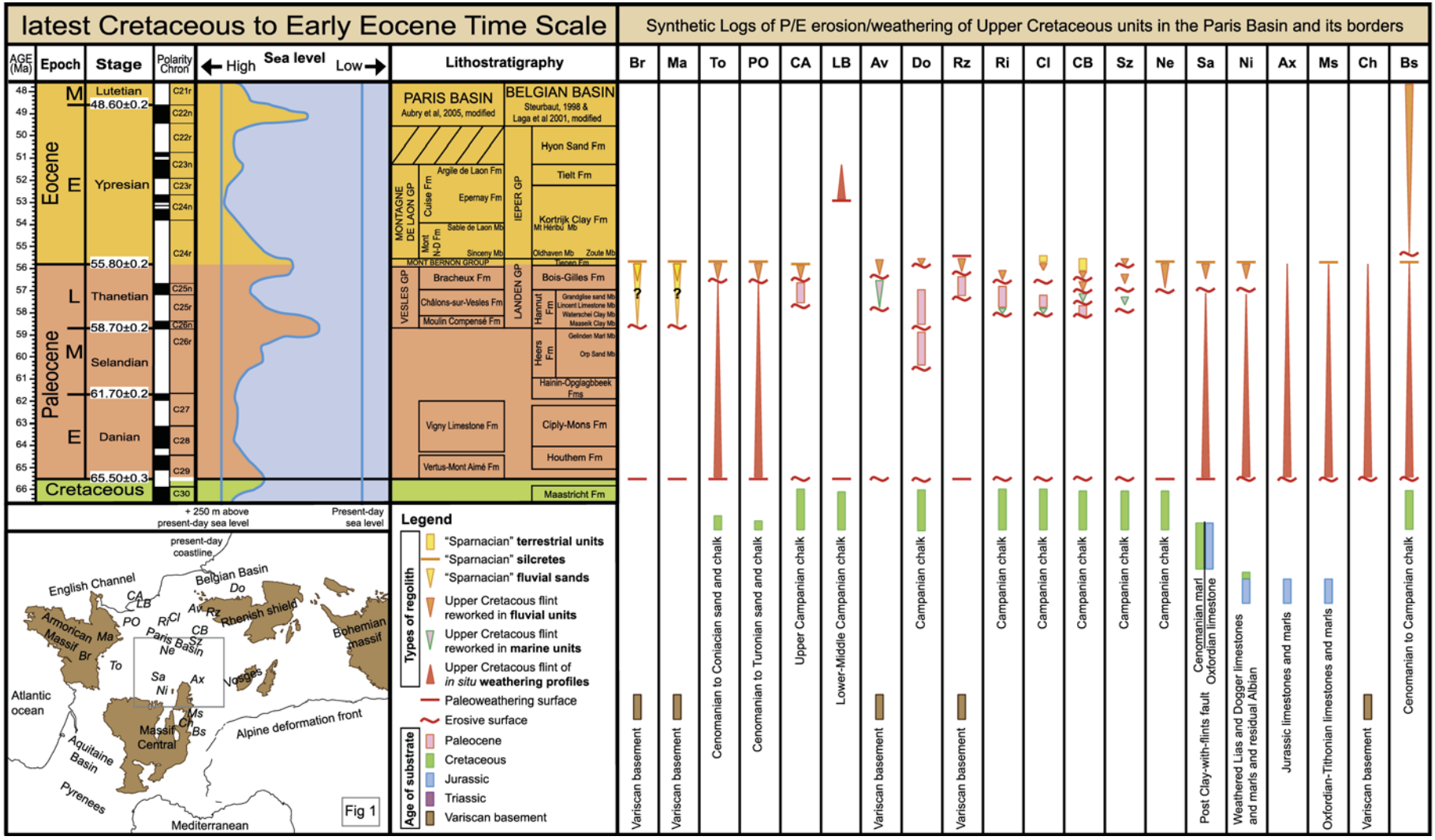


Figure 2-13 : Stratigraphie et logs synthétiques de l'épisode d'érosion/altération Paléocène – Eocène inférieur des dépôts du Bassin de Paris et de ses bordures. Br : Bretagne, Ma : Mayenne, To : Touraine, PO : Pays d'Ouche, CA : Cap d'Ailly-Dieppe, LB : Lintot-les-Bois, Av : Avesnois, Do : Dormaal, Rz : Régniowez, Ri : Rivecourt, Cl : Clairoix, CB : Cernay-Berru, Sz : Sézanne, Ne : Nemours, Sa : Sancerrois, Ax : Auxois, Ms : Mäconnais, Ch : Charollais, Bs : Bresse. (Barbarand et al., 2013).

2.3.2 LES BASSINS DES APPROCHES OCCIDENTALES DE LA MANCHE (BASSINS D'IROISE, DES APPROCHES DE L'OUEST ET DE LA MANCHE OCCIDENTALE)

Les Approches occidentales de la Manche correspondent à une zone géographique du plateau continental de l'ouest de l'Europe délimitée par le Massif des Cornouailles au nord et par le Massif armoricain au sud et se situe à la transition entre la Manche à l'est et la terminaison Nord du Golfe de Gascogne à l'Ouest. Plusieurs bassins sédimentaires sont identifiés dans ce secteur géographique : le Bassin de la Manche occidentale au sud-est, le Bassin des Approches de l'Ouest au nord et le Bassin d'Iroise au sud-ouest (Figure 2-14 ; Evans, 1990 ; Le Roy et al., 2011).

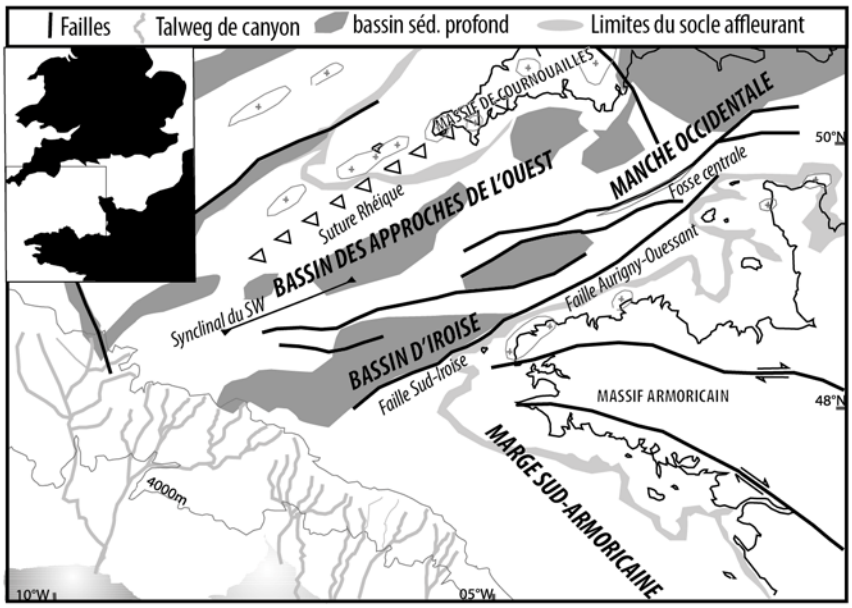


Figure 2-14 : Schéma structural de la zone géographique des Approches occidentales de la Manche (d'après Le Roy et al., 2011).

2.3.2.1 STRUCTURATION DES BASSINS DES APPROCHES OCCIDENTALES DE LA MANCHE

Les bassins de la Manche occidentale, des Approches de l'Ouest et d'Iroise présentent une structuration de direction N70, sub-parallèle aux structures héritées du Cadomien du domaine nord-armoricain et à l'anomalie magnétique de la Manche (cf. §2.2.2) qui pourrait correspondre à une suture cadomienne (Lefort, 1991). Ces bassins sont aussi encadrés par des structures varisques majeures avec (i) au nord, la suture rhéïque (Figure 2-2) et un ensemble de chevauchements de vergence nord, et (ii) au sud, la suture délimitant le domaine du Léon et traversant la Manche vers le nord-ouest selon une direction N70 jusqu'à Aurigny avec un ensemble de chevauchements de vergence sud (Lefort, 1991).

Au Permien, ces structures de direction N70 rejouent, notamment la suture rhéïque, initiant les bassins d'Iroise, de la Manche et des Approches de l'Ouest (Ziegler, 1987 ; Evans, 1990 ; Ziegler, 1990). Elles sont ensuite recoupées et décalées par des failles décrochantes dextres d'orientation N140 à N160 contemporaines de la phase de pre-rift permo-triasique de l'Atlantique qui affecte la zone mais aussi l'ensemble du Massif armoricain (Ziegler, 1987 ;

Evans, 1990 ; Ziegler, 1990). Ainsi, au nord, le Bassin des Approches de l'Ouest est bordé par la suture rhéique et au sud, le Bassin d'Iroise est limité par deux failles majeures d'orientation N70, les failles Nord-Iroise et Sud-Iroise. Cette dernière constitue le prolongement d'un accident crustal majeur, la faille Aurigny-Ouessant (Figure 2-2).

2.3.2.2 HISTOIRE MÉSOZOÏQUE DES BASSINS DES APPROCHES DE L'OUEST

L'ensemble des bassins du domaine des Approches occidentales de la Manche s'ouvrent dès le Permien du fait des rejeux des structures N70 soit du fait de la relaxation des contraintes varisques, soit par perturbation thermique en base de lithosphère (Bois et al., 1991a ; Figure 2-15 et Figure 2-16). La zone de subsidence maximale est localisée entre les rejeux des structures héritées N70, notamment au sud, le long de la faille Aurigny-Ouessant (Figure 2-15 et Figure 2-16). Puis, au Permo-Trias, le jeu de failles dextres N140-N160 segmente les aires de subsidence et induit des subsidences différentes entre les sous-bassins créés. L'épaisseur de la sédimentation permo-triasique peut ainsi atteindre 8 km par endroit (sud de Plymouth ; Evans, 1990). Cette phase de déformation est marquée par la discordance entre les dépôts du Permien et du Trias, identifiée sur les profils sismiques écoute longue SWAT (Bois et al., 1991a ; Figure 2-15) ou à terre dans le Bassin de Carentan (Dugué, 2007). Le remplissage sédimentaire de ces bassins présente d'importantes influences continentales traduites par une séquence inférieure volcano-sédimentaire au Permien puis une séquence triasique silicoclastique (Argiles, silts) et salifère de plus de 1500 m d'épaisseur (Evans, 1990).

Les premiers faciès marins, carbonatés, se déposent au Trias supérieur (Réthien, 208-201 Ma) lors d'une phase de transgression, certainement climato-eustatique (Evans, 1990). La sédimentation carbonatée, correspondant à des milieux de sédimentation marins ouverts et peu profonds se poursuit à l'Hettangien, puis un milieu de dépôt plus profond induit le dépôt d'argiles avec quelques intercalations carbonatées du Sinémurien à l'Aalénien (Evans, 1990). Le Jurassique moyen est caractérisé par des dépôts d'argiles de faible profondeur et quelques intercalations sableuses et carbonatées, tandis que des phases d'érosion et de non-dépôt sont identifiées dans les séries bathoniennes à oxfordiennes. Ces phases pourraient correspondre aux déformations mi-cimmériennes enregistrées l'Europe de l'Ouest (Evans, 1990).

Au Jurassique supérieur, une perturbation de la zone est enregistrée au travers de la surrection de certains sous-bassins tandis que d'autres connaissent une subsidence rapide et enregistrent des dépôts de milieux marins peu profonds à évaporitiques (lagons ; Ruffell, 1995). À la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, ces déformations se traduisent par une phase d'érosion, contemporaine de la **discordance Fini-Cimmérienne (Crétacé inférieur basal, 145, 5 Ma)**, reliée à l'ouverture de l'Atlantique Nord, au rifting du Golfe de Gascogne et de la Mer du Nord (Montadert et al., 1979 ; Ziegler, 1987 ; Jacquin et de Graciansky, 1998 ; Underhill et Paterson, 1998). La paléogéographie du Crétacé inférieur est représentée par un domaine majoritairement exondé et le dépôt de faciès silicoclastiques fluvio-

deltaïques caractérisés par des alternances de sables argileux, sables fins à moyens et de quelques niveaux ligniteux ("wealdien" ; Figure 2-12). Ils sont localisés dans la zone subsidente, située au sud de la Faille Aurigny-Ouessant, qui persiste durant cette phase de déformation majeure (et d'altération des domaines continentaux, Figure 2-15 et Figure 2-16) certainement liée à l'accommodation de la déformation par la faille Aurigny-Ouessant, par un jeu décro-normal (Evans, 1990). Cette sédimentation fluviatile se poursuit jusqu'à l'Albien, avec des influences marines de plus en plus marquées, dont les dépôts (sables et calcaires crayeux) scellent des failles antérieures (Figure 2-15, SWAT 10).

Le Crétacé supérieur correspond à une période de haut niveau eustatique et de faible déformation des bassins des Approches de l'Ouest, induisant une transgression majeure reconnue à travers l'Europe de l'Ouest. Elle permet le développement de la plate-forme de la Craie et le dépôt d'une épaisseur importante de carbonates depuis le Turonien jusqu'au Maastrichtien dans les Approches occidentales de la Manche. Au sud de la Faille Aurigny-Ouessant, peu d'informations sont disponibles, mais de la craie d'âge coniacien à maastrichtien a été reconnue, transgressive sur le socle (Hommeril, 1967 ; Ziegler, 1987 ; Ziegler, 1990 ; Hancock et Rawson, 1992 ; Figure 2-15, Figure 2-16) et identifiée dans le Golfe normano-breton (Graindor, 1958 ; Graindor et Marie, 1959) et sur la côte nord-armoricaine (Bourcart, 1945a ; 1945b ; 1950 ; Deunff, 1953).

2.3.2.3 EVOLUTION CÉNOZOÏQUE ET INVERSIONS DANS LES APPROCHES DE L'OUEST

L'évolution géologique du Crétacé supérieur au Néogène des Approches occidentales est ici résumée en suivant la trame des travaux récents de Le Roy et al. (2011). Ces auteurs proposent un découpage en séquences sismiques de l'enregistrement sédimentaire de la partie occidentale de la zone, permettant d'améliorer le calage temporel des déformations majeures au cours du Cénozoïque (Ziegler, 1987 ; Ziegler, 1990).

Ainsi, dans les bassins d'Iroise et des Approches de l'Ouest, deux mégaséquences sismiques majeures ont été identifiées par Le Roy et al. (2011) et datées grâce aux forages pétroliers réalisés dans la zone (localisation des forages en Figure 2-15 et Figure 2-16) : (i) la mégaséquence inférieure (S1, Figure 2-17) datée du Crétacé supérieur au Paléogène et (ii) la mégaséquence supérieure (S2, Figure 2-17) datée du Néogène au Pléistocène. Elles sont séparées par une discordance Oligocène supérieur-Miocène inférieur (R1) certainement synchrone du hiatus et des déformations du Chattien enregistrées dans le Bassin de Paris (cf. 2.3.1.2) et présentent des discontinuités internes marquant des phases de déformation (Figure 2-17). L'évolution cénozoïque de la Manche occidentale et du Golfe normano-breton est replacée dans cette histoire.

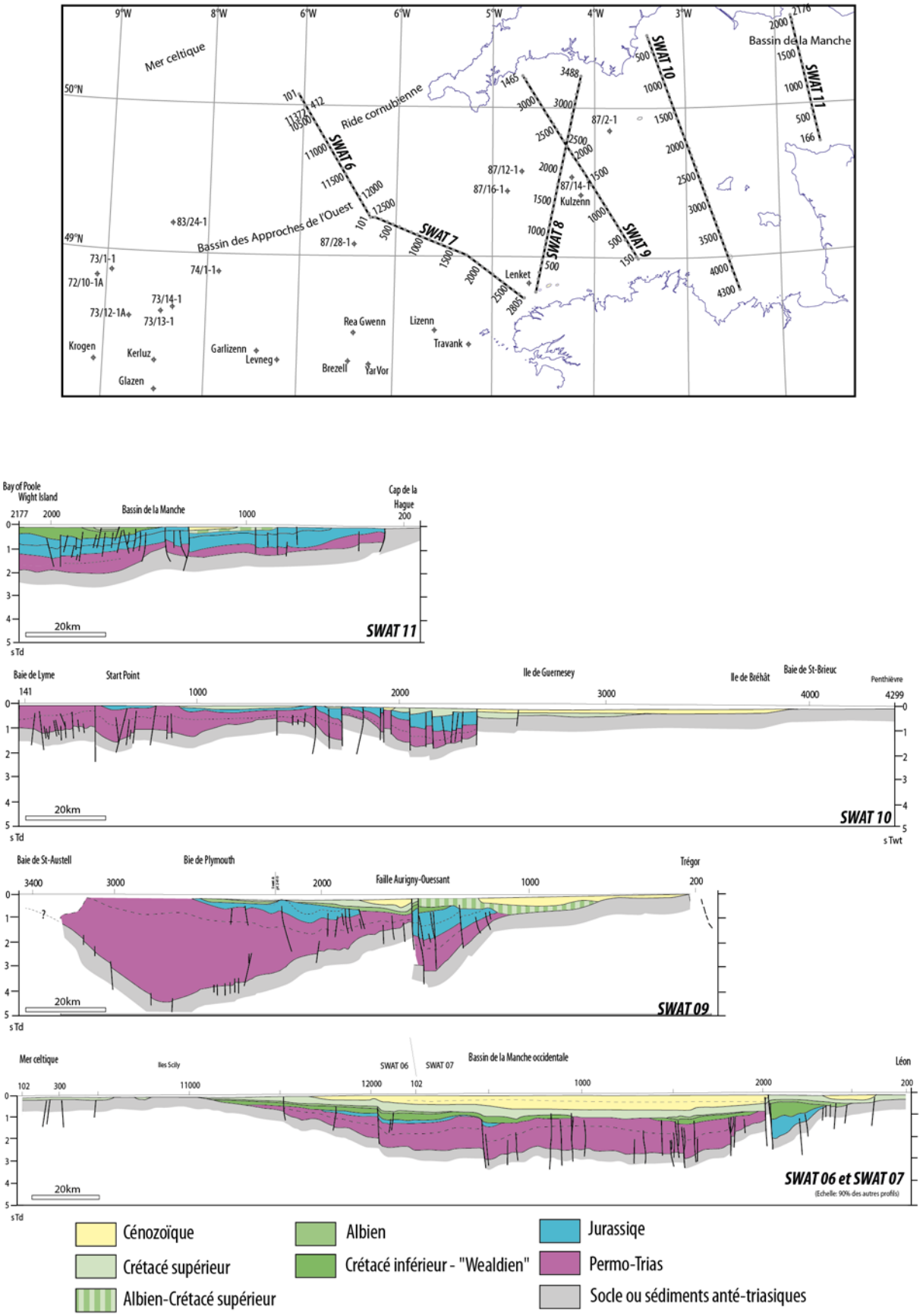


Figure 2-15 : Interprétation des profils sismiques écoute longue SWAT (d'après Thomas, 1999 modifié (d'après Thomas, 1999 modifié de Bois et al., 1991b).

L'intervalle Crétacé supérieur-Paléogène

La mégaséquence Crétacé supérieur à Paléogène (S1) est subdivisée en trois à quatre séquences : S1a, S1b, S1c et S1d.

La séquence S1a qui présente une succession d'antiformes asymétriques de vergence NW, localement faillés, alternant avec des synformes. S1a a été échantillonnée et correspond à des carbonates crayeux et à des marnes silteuses du Crétacé supérieur-Thanétien (Andreieff et al., 1969 ; Bouysse et Horn, 1972 ; Evans, 1990). Le Thanétien est localement daté et représenté par des alternances de marnes et d'argiles calcaires avec des apports détritiques plus grossiers fréquents. Il est reconnu, dans sa position la plus occidentale, à l'est du synclinal du SW, au nord de la Faille Aurigny-Ouessant (Crétacé-Cénozoïque ; Figure 2-14 ; Figure 2-15, profil SWAT 10) ainsi que dans le Bassin d'Iroise, au large de l'Île d'Ouessant, et dans certains forages (Andreieff et al., 1972 ; Bignot et al., 1986 ; Evans, 1990).

La séquence S1b est discordante sur S1a et présente des géométries syn-déformation (discordances progressives) avec des strates de croissance et correspondent à l'enregistrement du développement des antiformes et synformes de la séquence S1a (visibles en Figure 2-15 et Figure 2-16). S1b est corrélée aux sédiments argileux yprésiens passant à des faciès marneux et glauconieux puis à des calcaires légèrement sableux à l'Eocène supérieur (Bartonien inférieur) dans le forage pétrolier Garlizenn1 (Le Roy et al., 2011). Cette sédimentation continue, mais de faciès plus proximal, est aussi identifiée dans le puits ReaGwenn1 (localisation en Figure 2-16). Ces dépôts caractérisent une sédimentation de plate-forme externe. D'autre part, si le Lutétien (inférieur) n'est reconnu formellement qu'en un point au large du Trégor (Lefort, 1970), le Bartonien inférieur est largement identifié dans le secteur des Approches occidentales. Il a été reconnu (i) dans le synclinal du SW, (ii) au large des côtes du Léon (Boillot, 1964), (iii) dans le Golfe normano-breton en onlap sur le socle à l'ouest et sur les séries crétacées à l'est. Les faciès identifiés dans ces différents secteurs sont relativement homogènes (biosparites, biomicrites et biocalcarénites localement glauconieuses ; Boillot et Le Calvez, 1961 ; Bignot et Hommeril, 1964 ; Boillot, 1964 ; Bignot et al., 1968 ; Andreieff et al., 1970 ; Andreieff et al., 1972 ; Andreieff et al., 1973) et marquent l'établissement d'une plate-forme carbonatée (Thomas, 1999) sub-plane à *Nummulites brongniarti* (Boillot, 1964), certainement proximale (Evans, 1990).

La séquence S1c est elle aussi concordante avec S1b et présente les mêmes géométries syndéformation, avec des strates de croissance enregistrant la déformation de S1a. Le Roy et al. (2011) proposent une corrélation entre S1c et les calcaires biodétritiques oligocènes du puits Garlizenn1.

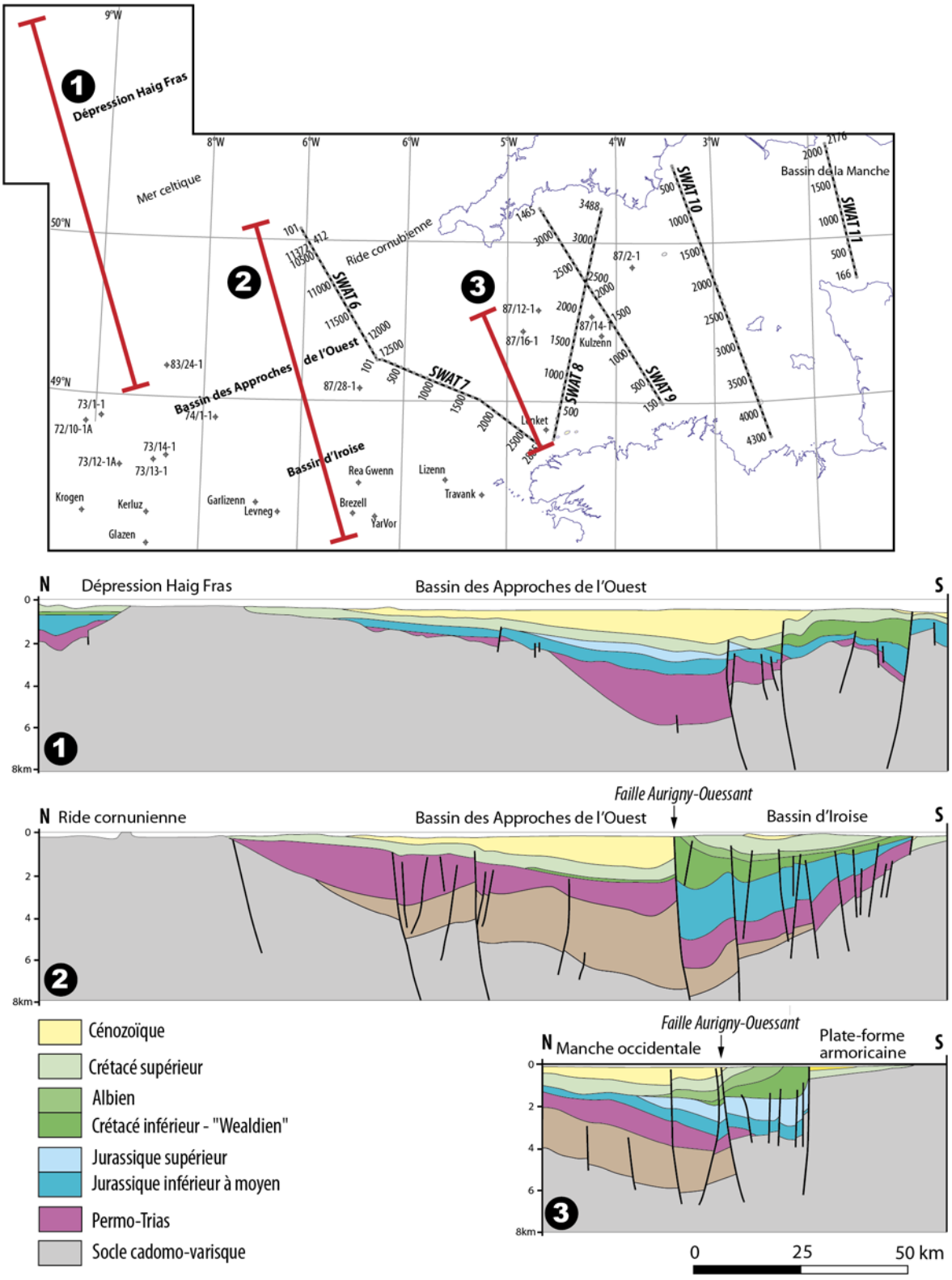


Figure 2-16 : Coupes interprétatives des bassins des Approches de l'Ouest (d'après Thomas, 1999 modifié de Ziegler, 1990).

Une séquence S1d est aussi localement identifiée et caractérisée par prismes sédimentaires et dont certains auteurs proposent, tout comme pour S1c la corrélation avec les calcaires biodétritiques oligocènes du puits Garlizenn (Le Roy et al., 2011).

En Manche, quelques affleurements de l'Oligocène (Rupélien) ont été identifiés par dragages (Andreieff et al., 1972), au sud de la faille Aurigny-Ouessant et à l'ouest de l'île de Jersey. Les faciès sont de deux types, (i) des biocalcarénites mal consolidées (récifs) et (ii) des argiles vertes à microfaune pauvre et saumâtre. Ces dépôts pourraient correspondre à des environnements de golfe peu profond.

L'intervalle Néogène à Actuel

La mégaséquence Néogène S2 est divisée en quatre séquences : S2a, S2b, S2c et S2d.

La séquence S2a, présente des clinoformes qui progradent vers le NW en direction du Synclinal du Sud-Ouest du Bassin des approches de l'Ouest (localisation en Figure 2-14). S2a correspond à la base de la formation Jones, datée du Miocène inférieur à moyen (S2a ; Aquitanien à Serravallien - Le Roy et al., 2011 ; Figure 2-17). Cette formation n'est pas reconnue plus à l'Est où seuls quelques dépôts de faluns langhiens à serravaliens, caractéristiques de milieux subtidaux, sont identifiés dans la partie est du Golfe normano-breton (Hommeril, 1964) et dans le col du Cotentin (Baize et al., 1997).

La séquence S2b, discordante sur S2a (discordance R2 bien marquée) est composée de grands clinoformes sigmoïdaux (extension latérale 5-10 km) à pendage vers le NW faible (0,5-1,5°). Elle présente des discontinuités internes divisant cette séquence en trois sous-séquences (S2b1, S2b2, S2b3). S2b1 correspond à la partie supérieure de la formation Jones, datée de la base du Miocène supérieur (S2b1 ; Le Roy et al., 2011). S2b2 et S2b3 appartiennent à la formation "Cockburn", datée du Miocène supérieur à Pliocène (Le Roy et al., 2011), et sont caractérisées par des downlaps et des structures sigmoïdales interprétées comme des deltas de plate-forme mis en place à des bathymétries comprises entre 40 m et 80 m (Evans et Hughes, 1984)

La séquence S2c présente des géométries de remplissage de chenaux correspondant au comblement des vallées incisées du "Fleuve Manche" (Antoine et al., 2003) par la formation de la "Petite Sole supérieure" (Le Roy et al., 2011), datée du Pliocène au Pléistocène inférieur (Reynaud et al., 1999). Ce réseau de vallées présente une géométrie en baïonnette dans sa partie occidentale (e.g. Bassin d'Iroise) avec certains segments orientés N70, direction des failles néogènes associées au Bassin d'Iroise (Le Roy et al., 2011).

La séquence S2d, qui correspond aux bancs sableux de la formation "Melville", datée du Pléistocène supérieur-Holocène, présents en bordure du plateau continental (Bourillet et al., 2003 ; Le Roy et al., 2011) en discordance sur les séquences antérieures (Le Roy et al., 2011). Ces bancs sont visibles sur les MNT des approches de l'Ouest (marqué par l'ombrage de la Figure 2-1, e.g. aux environs de 48°N ;7°W).

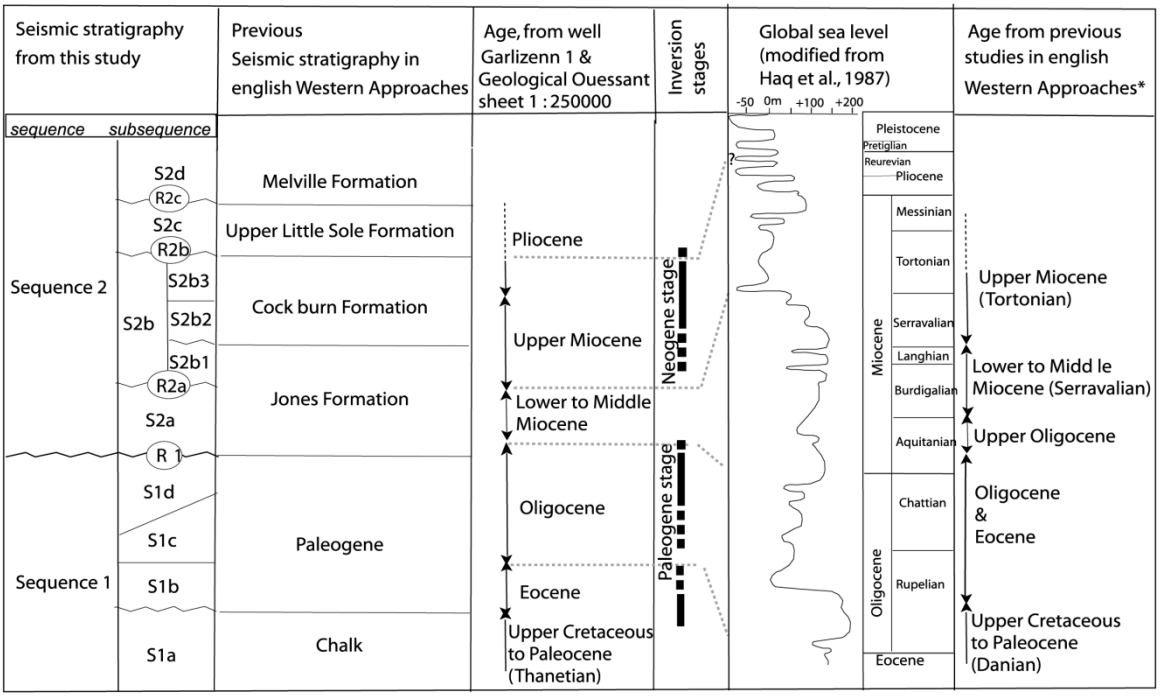


Figure 2-17 : Stratigraphie sismique des secteurs français et anglais des Approches de l'Ouest, attributions chronostratigraphiques et corrélations avec la charte eustatique de Haq (1987, modifiée) et les principaux épisodes d'inversion (Le Roy et al., 2011).

Les phases d'inversion du Paléogène et du Néogène

Les deux mégaséquences S1 et S2 sont séparées par la discordance Paléogène (R1), qui a subi une surrection, traduite par la quasi absence de dépôts néogènes entre les failles Sud-Iroise et Nord-Iroise et le décalage important de R1 de part et d'autre de cette dernière. La discordance R2, intra-Miocène (Formation Jones) suit les mêmes caractéristiques structurales.

L'identification et le calage temporel des différentes déformations affectant les séquences décrites ci-avant permettent de mettre en évidence deux phases majeures d'inversion cénozoïques dans les bassins d'Iroise et des Approches de l'Ouest (Le Roy et al., 2011) :

(i) **Une phase paléogène** – La discordance entre S1a et S1b marque un premier épisode d'inversion durant l'Eocène (probablement Yprésien) tandis que la discordance majeure R1, Oligocène, correspond à un deuxième épisode d'inversion, majeur, localisé au sud de la Faille Nord-Iroise (150 ms TWT de décalage). Une épaisseur érodée de Paléogène-Crétacé de 650m est estimée en comparant les épaisseurs sédimentaires des puits situés hors de la zone d'inversion et corrélés avec les lignes sismiques (Le Roy et al., 2011). Cette phase est considérée comme une conséquence de la convergence Afrique-Ibérie-Eurasie (collision pyrénéenne).

(ii) **Une phase néogène** – Plus modérée, elle est caractérisée par la réactivation de structures héritées paléogènes et marquée par le plissement des formations Jones et Cockburn (S2a et S2b), Un premier épisode de déformation est contemporain du dépôt de la séquence S2b, d'âge Miocène supérieur (à Pliocène

?), qui présente des discontinuités mineures, des strates de croissance et des géométries syn-déformation identifiées le long du toit de la faille Nord-Iroise. Une épaisseur érodée de 50 m est estimée de la même manière que pour l'inversion Paléogène (Le Roy et al., 2011). Cette phase est contemporaine de la compression (alpine) induite par la convergence Afrique-Apulie-Eurasie. Un deuxième épisode, Pliocène (?), est indiqué par le contrôle structural des vallées encaissées dans la formation Cockburn (Miocène supérieur) et comblées par la formation Pliocène de la "Petite Sole" (S2c).

D'une manière générale, des épisodes d'inversion et d'exhumation affectent l'Europe de l'Ouest au cours du Cénozoïque (voir Hillis et al., 2008 pour une compilation des exhumation autour des Îles britanniques et ; Anell et al., 2009 pour une synthèse). Les épaisseurs érodées estimées par Le Roy et al. (2011 ; 700 m cumulés), sont en accord avec les quantités d'exhumation calculées pour la zone par Hillis et al. (2008) à partir des mesures de compaction des séries sédimentaires jurassiques et crétacées (Figure 2-18) Un débat persiste concernant les rôles respectifs (i) du sous-placage mantellique du Panache islandais (Jones et al., 2002 ; Davis et al., 2012) et (ii) de la transmission des contraintes (compressives) aux limites de plaques vers l'intérieur des plaques qui résulterait de l'ouverture de l'Atlantique et de la convergence Afrique-Eurasie (collisions pyrénéenne et alpine ; Ziegler et al., 1995 ; Hillis et al., 2008 ; Hillis et al., 2013).

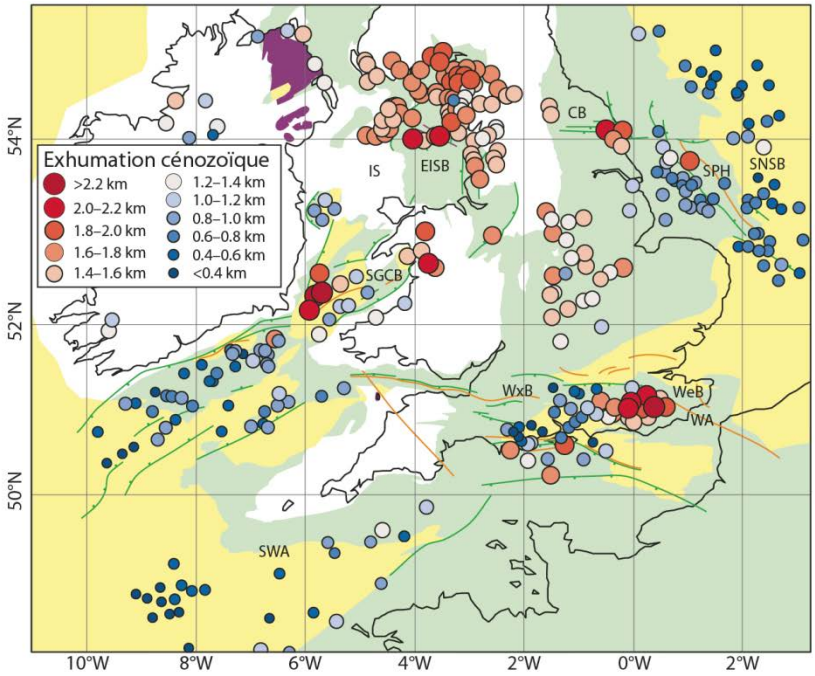


Figure 2-18 : Quantité d'exhumation cénozoïque des Îles britanniques et des domaines alentours (Hillis et al., 2008).

2.3.3 LA MARGE SUD-ARMORICAINE

La marge sud-armoricaine correspond au domaine immergé bordé au nord par le Massif armoricain, le Golfe de Gascogne au sud et les Approches de l'Ouest à l'ouest (Figure 2-19).

La pente continentale occupe un domaine étroit (50-70 km), entaillé par de nombreux canyons (mis en évidence par l'ombrage sur la figure Figure 2-1). L'architecture de cette marge a été principalement étudiée au travers de l'interprétation de données sismiques issues de différentes campagnes (e.g. Bouysse et al., 1968 ; Delanoë et al., 1975 ; Delanoë et al., 1976 ; Delanoë, 1988 ; Thinon, 1999 ; Paquet et al., 2010), de carottages et dragages (Bouysse et al., 1974 ; Vanney, 1977) et de corrélations avec le puits PENMA-1 (Figure 2-20), unique puits foré sur cette marge.(Preux, 1978). La combinaison de ces études a récemment permis la production d'une carte géologique au Terre-Mer au 1/250000ème du Secteur de Lorient (Thinon et al., 2009) et de coupes synthétiques (Guillocheau et al., 2003 ; Thinon et al., 2009).

2.3.3.1 L'OUVERTURE DU GOLFE DE GASCOGNE AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR

La formation de la Marge sud-armoricaine (et de la Marge celtique) est initiée lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne, synchrone de la rotation de la plaque Ibérie à la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Montadert et al., 1979 ; Thinon, 1999). Cette ouverture marque un changement important des systèmes de dépôts, de la paléogéographie et de la subsidence dans le domaine ouest-européen avec le passage, dans les bassins de Paris, d'Aquitaine et en Manche, d'une sédimentation de plate-forme carbonatée au Jurassique à des dépôts silicoclastiques deltaïques (faciès "wealdien") au Crétacé inférieur (Ziegler, 1987 ; Guillocheau et al., 2000 ; Guillocheau et al., 2003). Cette ouverture s'effectue en deux phases : (i) la phase de rifting, dont l'âge est débattu, anté-Berriasen , qui débuterait dès le Jurassique supérieur, i.e. avant les dépôts des sédiments silicoclastiques de faciès "wealdien" du Crétacé inférieur (Ziegler, 1987 ; Guillocheau et al., 2000) et (ii) la phase d'accrétion océanique qui commence entre le Barrémien et l'Aptien (Montadert et al., 1979 ; Thinon, 1999 ; Vissers et Meijer, 2012a) avec un passage de séries syn-rift à post-rift à l'Aptien supérieur pour la Marge sud-armoricaine (Montadert et al., 1979).

L'Onlap de la Craie au Crétacé supérieur

Suite à la phase d'ouverture du Golfe de Gascogne, la marge sud-armoricaine enregistre dès l'Albien, des dépôts de plaine côtière transgressifs sur des schistes paléozoïques altérés sur au moins 17 m[11] (Figure 2-20 ; Preux, 1978 ; Thomas, 1999 ; Guillocheau et al., 2003). Les dépôts cénomaniens à campaniens reposent en onlap sur le socle sud-armoricain (e.g. Crétacé supérieur au large de la baie d'Audierne , Figure 2-19.A(Bouysse et Horn, 1972 ; Figure 2-19 ; Guillocheau et al., 2003 ; Thinon et al., 2009). et leurs faciès montrent l'approfondissement des milieux de dépôts avec l'apparition de sédiments crayeux de plate-forme externe dès le Turonien (Figure 2-20 ; Preux, 1978), traduisant l'ennoiement du domaine continental (Guillocheau et al., 2003). À l'est de la Marge sud-armoricaine, en Vendée, le Crétacé supérieur (Coniacien à Campanien) est aussi

[11] Si le massif constitue l'épaulement du rift Gascogne, celui-ci est rapidement aplani avant cette transgression

transgressif sur le socle varisque (Vanney, 1977 ; Louail, 1981 ; Juignet et Louail, 1987) tout comme dans la partie est du Massif armoricain.

2.3.3.2 L'ÉVOLUTION PALÉOGÈNE DE LA MARGE SUD-ARMORICAINE

Le Paléocène inférieur : poursuite de la sédimentation carbonatée

Comme pour le secteur des Approches occidentales de la Manche, la sédimentation crayeuse de plate-forme externe se poursuit à la base du Paléocène (jusqu'au Danien) sur la Marge sud-armoricaine (Figure 2-20). La déformation enregistrée à la limite Crétacé-Cénozoïque dans le Bassin de Paris (Phase Laramide, cf. §2.3.1.2), induite par la convergence Afrique-Ibérie-Eurasie, n'est pas reconnue. Ces déformations sont cependant identifiées en Vendée (Figure 2-19.A, coin sud-est de la carte), où les séries crétacées sont modérément plissées selon un axe N110-N130 (déformation scellée au Bartonien ; Vanney, 1977 ; Thomas, 1999) et dans le Golfe de Gascogne, où une déformation compressive est identifiée (Thinon et al., 2001).

L'Yprésien : transgression et retour d'une sédimentation terrigène

L'Yprésien est discordant et transgressif sur les séries antérieures de la Marge sud-armoricaine et son extension est limitée au nord par le Cisaillement sud-armoricain (Thomas, 1999). Il correspond au retour à une sédimentation terrigène marquant des milieux de dépôts plus proximaux (Puits PENMA-1 ; Barbaroux et al., 1971 ; Preux, 1978 ; Delanoë, 1988 ; Borne et al., 1989 ; Guillocheau et al., 2003). Deux pics de transgression sont identifiés : (i) à l'Yprésien inférieur (lagunes et mangroves identifiées à l'est de la marge, en Vendée(Baie de Bourgneuf) ; Ollivier-Pierre, 1980) et (ii) à l'Yprésien moyen, ou les milieux de dépôts sont marins ouverts avec le dépôt des Calcaires à *Nummulites planulatus* dont l'inondation atteint le domaine sud-armoricain actuellement émergé (e.g. Port-Louis ; Durand, 1959). Ces deux pics sont séparés par des dépôts de plaine alluviale (Brault, 2002). Thomas (1999), en s'appuyant sur les données sismiques marines et la corrélation des sondages, suggère que les faciès terrigènes yprésiens correspondent au remplissage de paléovallées (en Baie de Vilaine et en Vendée).

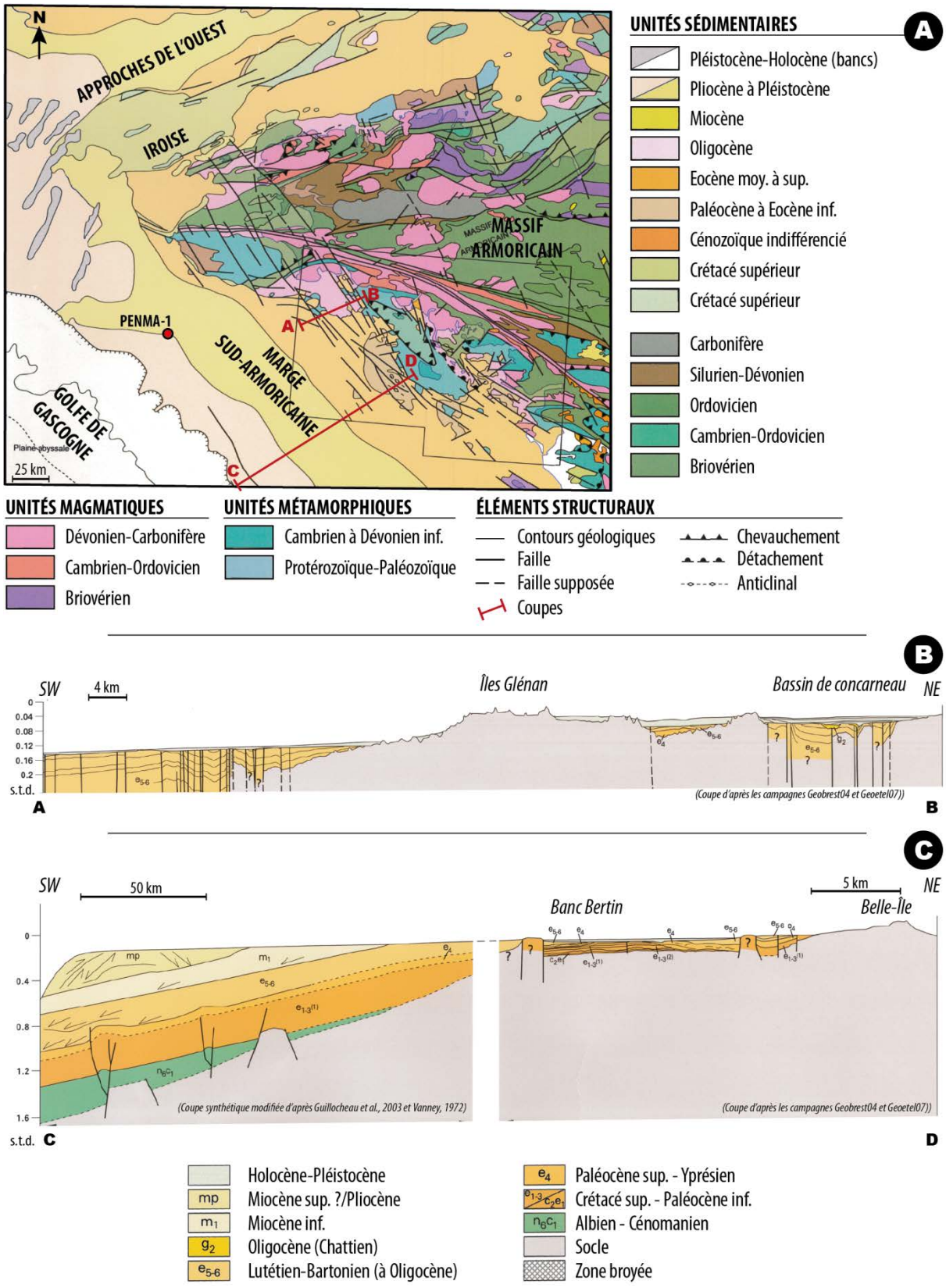


Figure 2-19 : A – Schéma structural du domaine ouest-armoricain ; B – Coupe synthétique de la marge sud-armoricaine depuis le Bassin de Concarneau ; D – Coupe synthétique de la Marge sud-armoricaine depuis Belle-île (d'après Thinon et al., 2009).

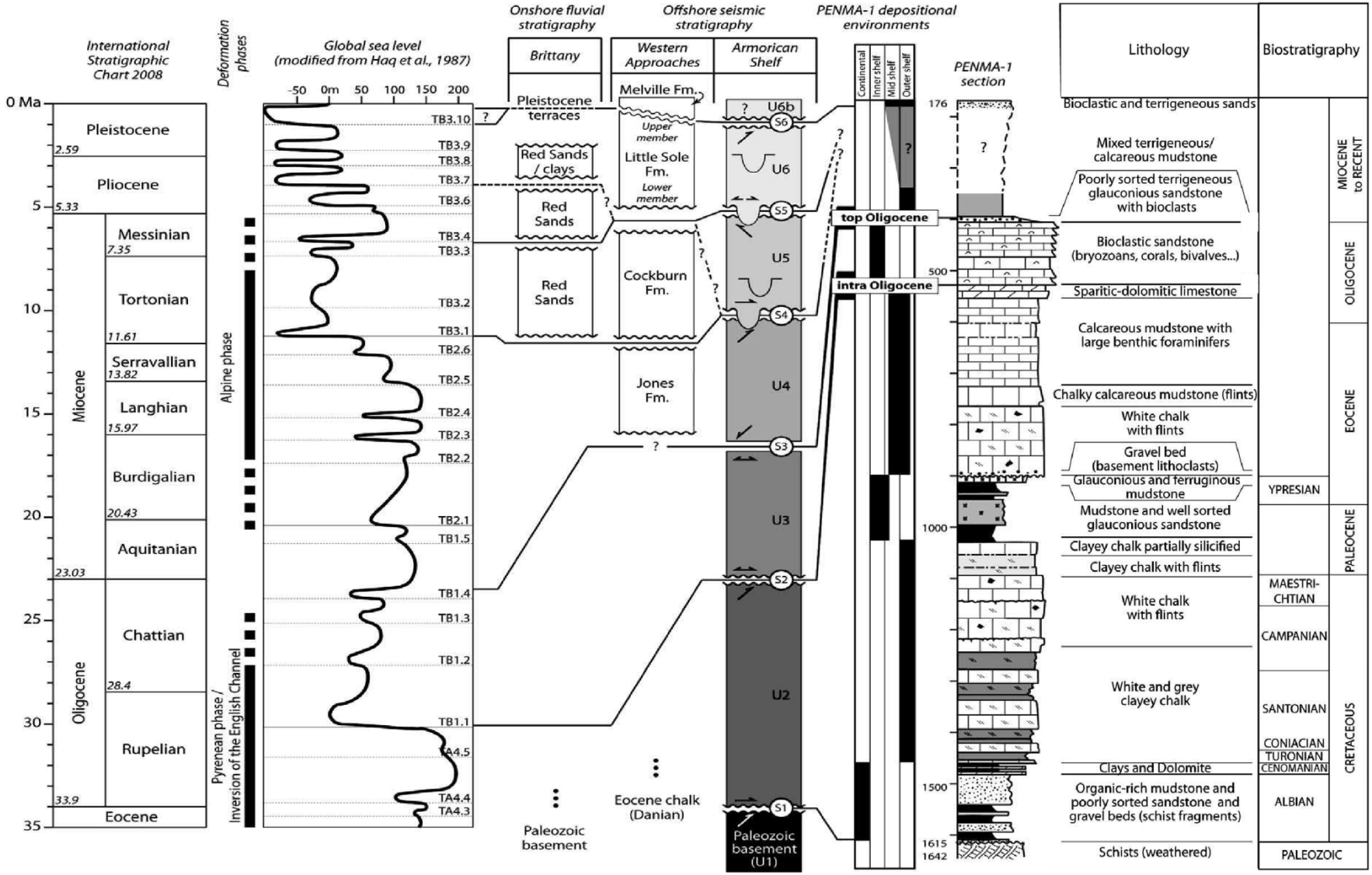


Figure 2-20 : Coupe lithologique du puits PENMA-1 (datation déduite de la biostratigraphie des foraminifères et nannofossiles), interprétation des milieux de dépôts, et corrélation des séquences identifiées en stratigraphie sismique pour la Marge sud-armoricaine avec (1) les Approches de l'Ouest (Bourillet et al., 2003), (2) la stratigraphie fluviatile à terre (Van Vliet-Lanoë et al., 1998, Guillocheau et al., 1998, Brault et al., 2004), (3) le puits PENMA-1 (Preux, 1978), (4) la courbe globale de variation du niveau marin modifiée de Haq (1987) et (5) les phases orogéniques majeures affectant l'Europe de l'Ouest (d'après Paquet et al., 2010).

Le Lutétien inférieur : premières déformation post-rift

Le Lutétien inférieur n'a été reconnu que très rarement sur la marge sud-armoricaine, tout comme dans les Approches occidentales de la Manche. Seuls quelques calcaires à *Nummulites planulatus* ont été identifiés à l'Est des Îles Glénan et au large de la Bretagne méridionale (Bouysse et Le Calvez, 1967 ; Andreieff et al., 1969). Une phase de déformation Lutétien inférieur est suggérée par (i) l'absence courante de cette série sur la marge et (ii) par la présence de failles sub-verticales (décrochantes dextres ?) scellées au cours de l'intervalle Lutétien-Bartonien (Figure 2-19.C (Thinon et al., 2009)) et peut être reliées aux déformations compressives issues de la convergence Ibérie-Eurasie (Guillocheau et al., 2003) et synchrones d'inversions de blocs dans le Golfe de Gascogne (Thinon et al., 2001).

Le Bartonien inférieur : une phase de transgression majeure

Le Bartonien inférieur (faciès "biarritzien" anciennement attribué au Lutétien supérieur) correspond à une phase de transgression majeure sur le Massif armoricain, enregistrée à terre jusque dans le bassin de Rennes (cf. §2.4.2 ; Bauer et al., 2010 ; Bauer et al., 2011) avec le dépôt des Calcaires et sables à *Nummulites brongniarti* en domaine proximal (Andreieff et al., 1968 ; Delanoë et al., 1975 ; Delanoë, 1988 ; Thomas, 1999 ; Guillocheau et al., 2003) et de sédiments carbonatés en domaine plus distal (Figure 2-20). Une phase de régression marine est ensuite marquée au Bartonien moyen à supérieur (Guillocheau et al., 2003), tandis que le Priabonien n'a pas été identifié sur la Marge sud-armoricaine (datations imprécises, cf. Figure 2-20).

L'Oligocène : affleurements rares et léger basculement de la marge

Comme dans les Approches occidentales de la Manche (cf. §2.3.2.3), l'Oligocène inférieur a été très peu reconnu à l'affleurement dans les domaines proximaux. Il a uniquement été signalé par dragage sur le Banc Bertin où il serait discordant sur les séries éocènes plissées et faillées (Delanoë, 1988 ; Thomas, 1999 ; Thinon et al., 2009). En bordure de la marge, l'Oligocène est caractérisé par des calcaires bioclastiques de plate-forme proximale et correspond à un prisme de bas niveau marin en comparaison du Bartonien (Guillocheau et al., 2003). En Figure 2-19.C., l'Oligocène inférieur est intégré dans la série $e_{5\text{-}6}$ tandis que Paquet et al. (2010) l'identifient (corrélation par projection du Puits PENMA-1 sur les lignes sismiques) au sommet de la séquence Crétacé-Oligocène inférieur U2 (Figure 2-20 et Figure 2-22). Cet intervalle est limité par une surface de discontinuité (S2, Figure 2-20 et Figure 2-22) soulignée par des toplaps indiquant un basculement intra-oligocène léger (0,5°) de la marge en direction du large avant le dépôts de sédiments d'âge proposé Oligocène supérieur (Chattien ? ; séquence U3 ; même méthodologie de corrélation que pour U2 ; Paquet et al., 2010). L'Oligocène supérieur est aussi identifié en Baie de Concarneau, où il semble combler des vallées incisées dans l'Éocène plissé (Delanoë et al., 1975 ; Delanoë et al., 1976 ; Delanoë, 1988 ; Béchennec et al., 1996 ; Thinon et al., 2009).

Ces deux séquences d'âge Oligocène inférieur et supérieur (unités U2 et U3, Figure 2-20 et Figure 2-22) présentent une déformation similaire traduite par (i) des failles sub-verticales décrochantes dextres NW-SE et (ii) un plissement des séries. Ces déformations sont

probablement maximales durant l'intervalle Éocène supérieur-Oligocène supérieur (les failles affectent généralement la quasi-totalité de S2) et sont reliées à la compression pyrénéenne induite par la convergence Ibérie-Eurasie (Paquet et al., 2010). De plus, elles sont synchrones de la phase d'inversion paléogène (et notamment oligocène) enregistrée dans les Approches de l'Ouest (Le Roy et al., 2011) et des déformations décrochantes dextres affectant le bassin de Concarneau avant le dépôt de l'Oligocène supérieur (Chattien) discordant (cf. §2.3.2.3, Figure 2-21 ; Delanoë et al., 1975 ; 1976 ; Delanoë, 1988).

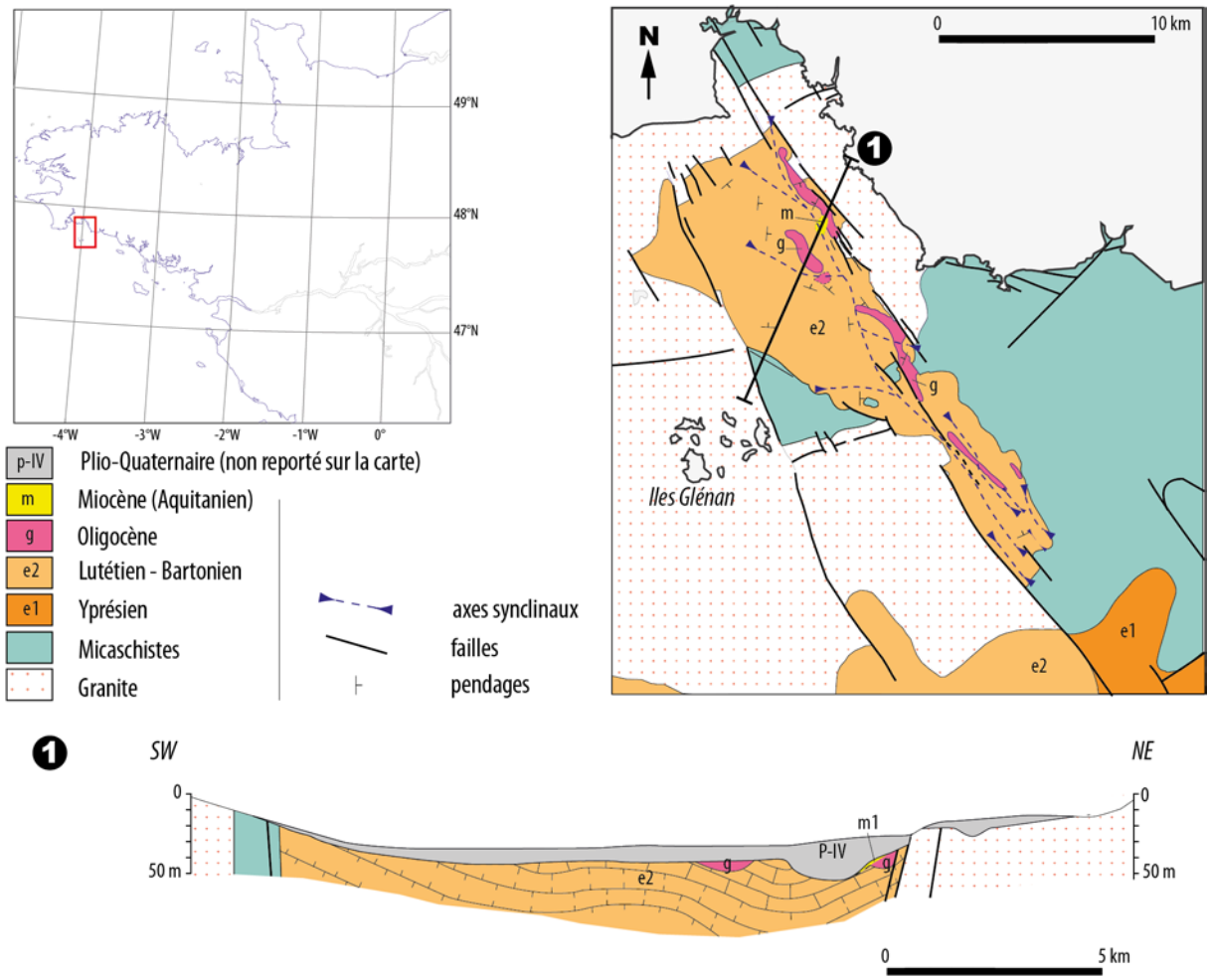


Figure 2-21 : Extrait de la carte géologique et coupe géologique au travers de la baie de Concarneau. Les dépôts oligocènes sont discordants sur l'Eocène plissé et comblent des paléochenaux. (Thomas, 1999 modifié d'après Delanoë et al., 1975, 1976 et Delanoë, 1988, Béchennec et al., 1988).

2.3.3.3 L'ÉVOLUTION NÉOGÈNE DE LA MARGE SUD-ARMORICAINE

L'épisode transgressif du Miocène moyen

Sur la Marge sud-armoricaine, le sommet de l'Oligocène est tronqué par une surface de discontinuité majeure (S3, Figure 2-20 et Figure 2-21) sur laquelle reposent les sédiments miocènes qui forment un prisme faiblement penté (Thomas, 1999 ; Paquet et al., 2010). En dragage, des marnes calcaires miocènes et des calcaires bioclastiques aquitaniens ont été identifiés sur le plateau continental (Andreieff et al., 1968), tandis que les mêmes calcaires aquitaniens ont été reconnus en domaine plus proximal, dans le bassin de Concarneau, discordants sur les séries antérieures (Figure 2-20, Figure 2-21 ; Delanoë et al., 1976 ;

Delanoë, 1988). Dans le puits PENMA-1, seule la partie basale de la série a été prélevée. Elle se compose de boues terrigènes plus ou moins carbonatées de plate-forme externe, en accord avec les faciès sismiques identifiés (unité sismique U4, Figure 2-20 et Figure 2-21 ; Paquet et al., 2010) reposant sur une base composée de sables glauconieux transgressifs qui progradent vers des boues carbonatées marines (Preux, 1978). Cette succession traduit l'ennoiement de la plate-forme armoricaine au cours du Miocène, probablement (i) équivalente de la formation "Jones" des Approches occidentales de la Manche (Miocène inférieur à moyen, cf. §2.3.2.3) et (ii) contemporaine de l'inondation eustatique (haut niveau marin) datée du Miocène moyen (faluns langhiens-serravalien, anciennement appelés "helvétiens") enregistrée à terre sur le Massif armoricain (Courville et Bongrain, 2003 ; Néraudeau, 2003). L'interprétation sismique de ces dépôts révèle une surface d'érosion (S4) marquée par des troncatures et top-laps irréguliers au sommet de la séquence U4, traduisant des chenaux incisés (Paquet et al., 2010) ainsi qu'un faible basculement (<0,5°) de la marge en direction du large, de même manière que les dépôts paléogènes. Enfin, les failles sub-verticales décrochantes dextres sont amorties dans la séquence U4, marquant la fin de cette déformation décrochante (Paquet et al., 2010).

Cependant, la partie sommitale du puits PENMA-1 n'ayant pas été échantillonnée, deux hypothèses peuvent être faites sur l'âge de la partie sommitale de U4, de la discordance S4 ainsi que des déformations associées (Paquet et al., 2010) ; Figure 2-20). Ainsi, S4 peut-être : (i) d'âge Pliocène supérieur ou (ii) de la limite Miocène moyen-Miocène inférieur. Cependant, en considérant la faible activité tectonique de la marge sud-armoricaine et en comparant son architecture avec les marges adjacentes et la charte eustatique de Haq et al. (1987), Paquet et al. (2010) suggèrent le bas niveau eustatique Serravallien-Tortonien (ca. 11,6 Ma) comme facteur majeur des incisions de la surface d'érosion S4. Ainsi, l'unité U4 serait d'âge Miocène inférieur (Aquitanien-Serravallien ; Vanney, 1977 ; Guillocheau et al., 2003 ; Paquet et al., 2010), et la déformation décrochante s'amortirait durant cet intervalle.

Les érosions marquées par la surface d'érosion S4 présentent les caractéristiques des incisions fluviatiles subaériennes (drains profonds majeurs, plusieurs drains tributaires, dépôts de terrasses dans de larges vallées) perpendiculaires (NW-SE) à la marge (Paquet et al., 2010). Elles sont comblées par une unité U5, dont le faciès sismique traduit des dépôts sableux, tronquée par une surface d'érosion (S5) qui présente des chenaux incisés. En suivant le modèle d'âge de Paquet et al., (2010), U5 serait équivalente à la Formation "Cockburn" des Approches occidentales de la Manche et datée du Miocène supérieur.

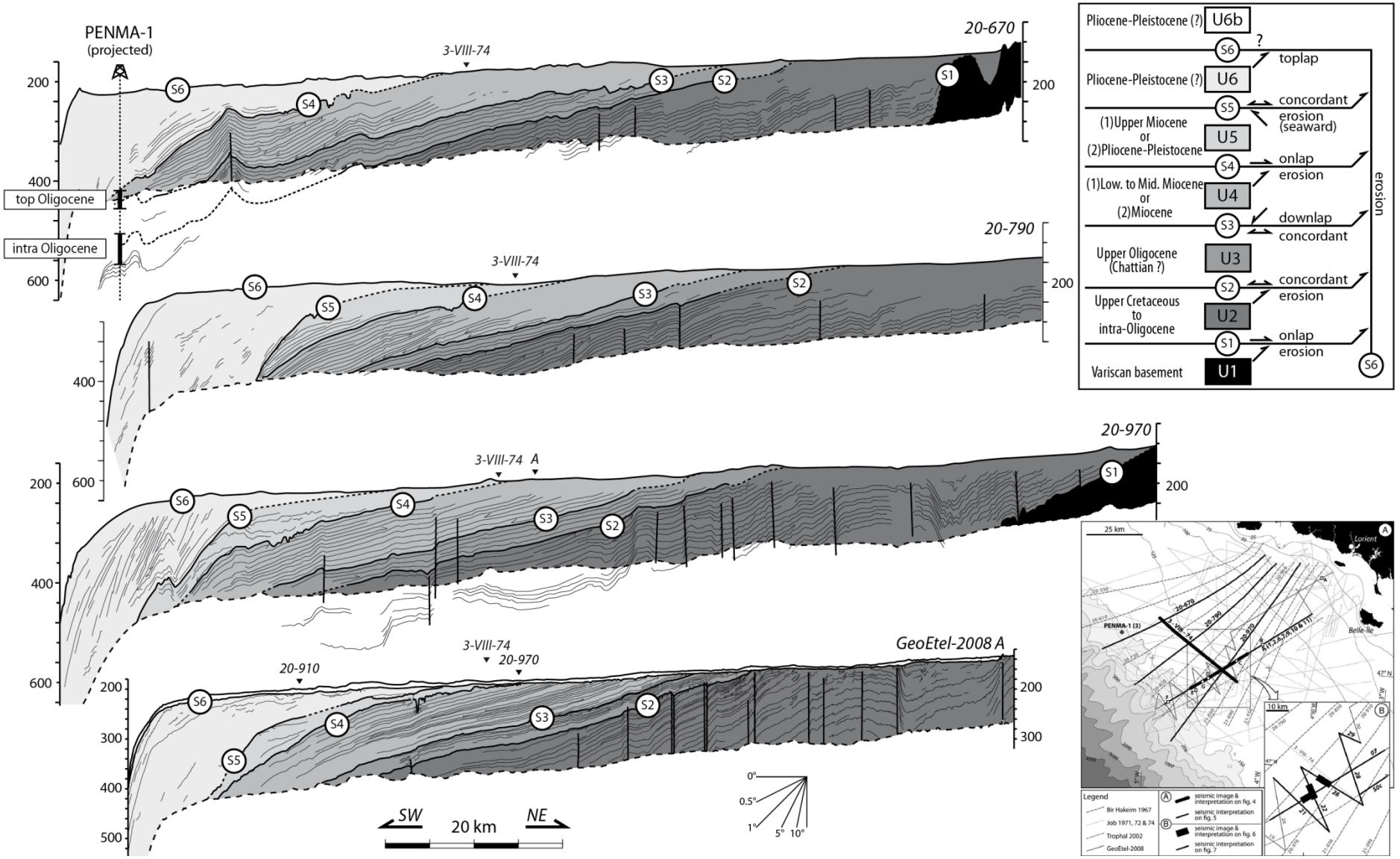


Figure 2-22 : Interprétation de quatre profils sismiques issus des campagnes Bir Hakeim 67 (20-670 ; 20-790 ; 20-970 et GeoEtel 2008 (A) montrant l'organisation des principales unités (U1 à U6b) et discontinuités (S1 à S6) sismiques de la Marge sud-armoricaine. Sur la ligne 20-670, les unités sismiques et discontinuités sont corrélées au puits PENMA-1 projeté (situé à 3 km au NW). Échelle verticale en millisecondes temps double (d'après Paquet et al., 2010).

L'enregistrement sédimentaire Pliocène à Holocène

Enfin l'unité U6 est concordante sur U5 et présente les même faciès sismiques. Dans sa partie supérieure, elle est (i) soit tronquée par la bathymétrie actuelle, soit (ii) tronquée par une surface d'érosion (S6, discordance angulaire) et scellée par une unité U6b holocène (équivalente de la formation "Melville" des Approches de l'Ouest) traduisant un dernier basculement léger de la marge en direction du large. Un âge Pliocène-Pléistocène inférieur est proposé pour U6 du fait des nombreuses surfaces de non-conformité internes identifiées qui pourraient correspondre aux variations eustatiques importantes de l'intervalle Plio-Pléistocène (Paquet et al., 2010). La séquence U6 comble des incisions (surface S5), tout comme la formation de la "Petite Sole" (Approches occidentales de la Manche), dont elle est l'équivalent latéral.

Localisation des différentes générations de vallées incisées

Différentes générations de vallées incisées comblées sont identifiées grâce à l'interprétation de données sismiques, que ce soit dans les domaines proximaux (e.g. Baie de Vilaine, d'Etel ; Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Proust et al., 2001 ; Menier, 2003 ; Menier et al., 2006 ; 2010 ; 2014 ; Estournès et al., 2012) ou dans les domaines distaux (Paquet et al., 2010). Aucun élément ne permet de connecter ces réseaux. Bien que les réseaux distaux soit comblés par des dépôts du Miocène supérieur (Figure 2-20) et que les réseaux proximaux (incisions inférieures à 50 m, généralement comprises entre 10 m et 30 m) soit comblés par des dépôts plio-pléistocènes, la surface d'incision peut être antérieure et relier ces deux réseaux dont le comblement est diachrone (Paquet et al., 2010 ; Menier et al., 2014). Enfin, ces remplissages sont débordés par des dépôts marins transgressifs (forés en Baie d'Etel, Estournès et al., 2012) de faibles épaisseurs (0-5 m – Estournès et al., 2012 ; Menier et al., 2014) qui ennoient les bathymétries inférieures à 50 m du plateau continental de la Marge sud-armoricaine. Les données paléontologiques suggèrent un âge d'environ 7500 ans BP pour ces derniers dépôts (Estournès et al., 2012).

Les phases de déformation cénozoïques de la Marge sud-armoricaine

En résumé, au Cénozoïque, la Marge sud-armoricaine enregistre au moins :

- deux phases de déformation décrochante dextre, (i) au Lutétien inférieur, en lien avec la compression pyrénéenne, et (ii) à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, synchrone des phases d'inversion dans les Approches occidentales de la Manche et de la compression pyrénéenne ;
- trois phases de basculement successifs des séries sédimentaires en direction du large, (i) Intra-Oligocène (Chattien ?), (ii) à la limite Serravalien-Tortonien et (iii) Plio-Pléistocène. La première phase est contemporaine d'épisodes d'inversions enregistrés dans les Approches occidentales de la Manche, tandis que les deux dernières sont contemporaines de la compression Alpine issue de la convergence Afrique-Apulie-Eurasie (cf. §2.3.2.3).

2.4 LE MÉSOZOÏQUE ET LE CÉNOZOÏQUE DU MASSIF ARMORICAIN : ÉTAT DES CONNAISSANCES

Cette partie a pour but de rappeler l'état actuel de la connaissance de l'histoire géologique mésozoïque et cénozoïque du Massif armoricain au travers (i) des dépôts sédimentaires mésozoïques et cénozoïques préservés sur ce massif, (ii) des différentes altérations identifiées sur ce domaine et (iii) des déformations qui l'affectent. Ces trois items constituent des points clés dans la compréhension de l'évolution des surfaces continentales ainsi que pour leur datation.

2.4.1 L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE DU MASSIF ARMORICAIN

Les sédiments mésozoïques en place ou remaniés sont relativement rares sur le Massif armoricain. Ils sont principalement localisés sur sa bordure sud-est (Bassin d'Aquitaine) et est (Bassin de Paris) ainsi que dans le Cotentin (Bassin de Carentan, Basse-Normandie). L'étude géologique et géomorphologique menée au cours de cette thèse n'incluant pas la Vendée, celle-ci ne sera que succinctement décrite.

La Bordure nord-est du Massif armoricain : témoin de son histoire du Trias au Jurassique

Les dépôts datant du Trias au Jurassique préservés sur le Massif armoricain se situent sur sa bordure nord-est, en Normandie (Cotentin, Falaise) et dans le Maine (Dugué, 2007). Les cycles stratigraphiques reconnus correspondent à ceux du Bassin de Paris depuis le Trias supérieur jusqu'au Tithonien, bien que ce dernier étage soit mal représenté à terre (Figure 2-11 ; Dugué, 2007).

Les dépôts du Trias, rarement affleurants, sont principalement silicoclastiques et sont issus du démantèlement de la chaîne varisque. Des dépôts de conglomérats puis de cônes alluviaux et de systèmes fluviatiles en tresse s'écoulant vers le Nord, et enfin de lagunes sont identifiés (Gigot et al., 1999 ; Dugué, 2007). Ils traduisent la phase de transgression du cycle Olénékian à Toarcien (250-174 Ma) du Bassin de Paris (cf. §2.3.1.2) marquée par l'onlap des plates-formes terrigènes puis carbonatées sur le massif. Certains affleurements du Jurassique inférieur (e.g. calcaires à Bélemnites du Pliensbachien) sont ainsi préservés très à l'intérieur du Plateau Bas-Normand (cf. Chapitre 3 ; Rioult, 1968 ; Ménillet et al., 1987 ; Gigot et al., 1999 ; Dugué, 2007). La fin de ce cycle est perturbée par des surfaces d'érosion dont la plus importante correspond à la **discordance Mi-Cimmérienne (limite Toarcien/Aalénien, 174 Ma),** contemporaine de l'accrétion océanique de la Téthys alpine (Stampfli et Borel, 2002) et du bombement thermique en Mer du Nord (Underhill et Partington, 1993). Le cycle Aalénien-Bathonien moyen débute par une phase de transgression importante, qui culmine au Bajocien terminal-Bathonien basal (Dugué, 2007). L'ennoiement s'avance relativement loin sur le Massif armoricain, aujourd'hui marqué par quelques dépôts carbonatés (e.g. calcaires à spongiaires) préservés sur le Plateau Bas-Normand et ennoyant les "Ecueils" paléozoïques du Calvados (Gabilly et Rioult, 1973 ; Kuntz et al., 1989 ; Gigot et al., 1999). Le

Bathonien inférieur et moyen correspond à une phase de régression et à l'établissement d'une plate-forme carbonatée peu profonde qui subit un basculement vers le sud à la limite Bathonien moyen-Bathonien supérieur (Dugué, 2007).

Le dernier cycle stratigraphique jurassique débute au Bathonien supérieur par un épisode transgressif à dépôts carbonatés puis terrigènes jusqu'à l'Oxfordien inférieur. Cet ennoiement pourrait affecter une partie importante du Massif armoricain, comme le suggèrent certaines reconstitutions paléogéographiques (e.g. Bathonien supérieur ; Enay et al., 1980 ; Figure 2-23). L'Oxfordien inférieur à moyen correspond à la phase de régression du cycle et voit le développement d'une nouvelle plate-forme carbonatée (Dugué, 2007).

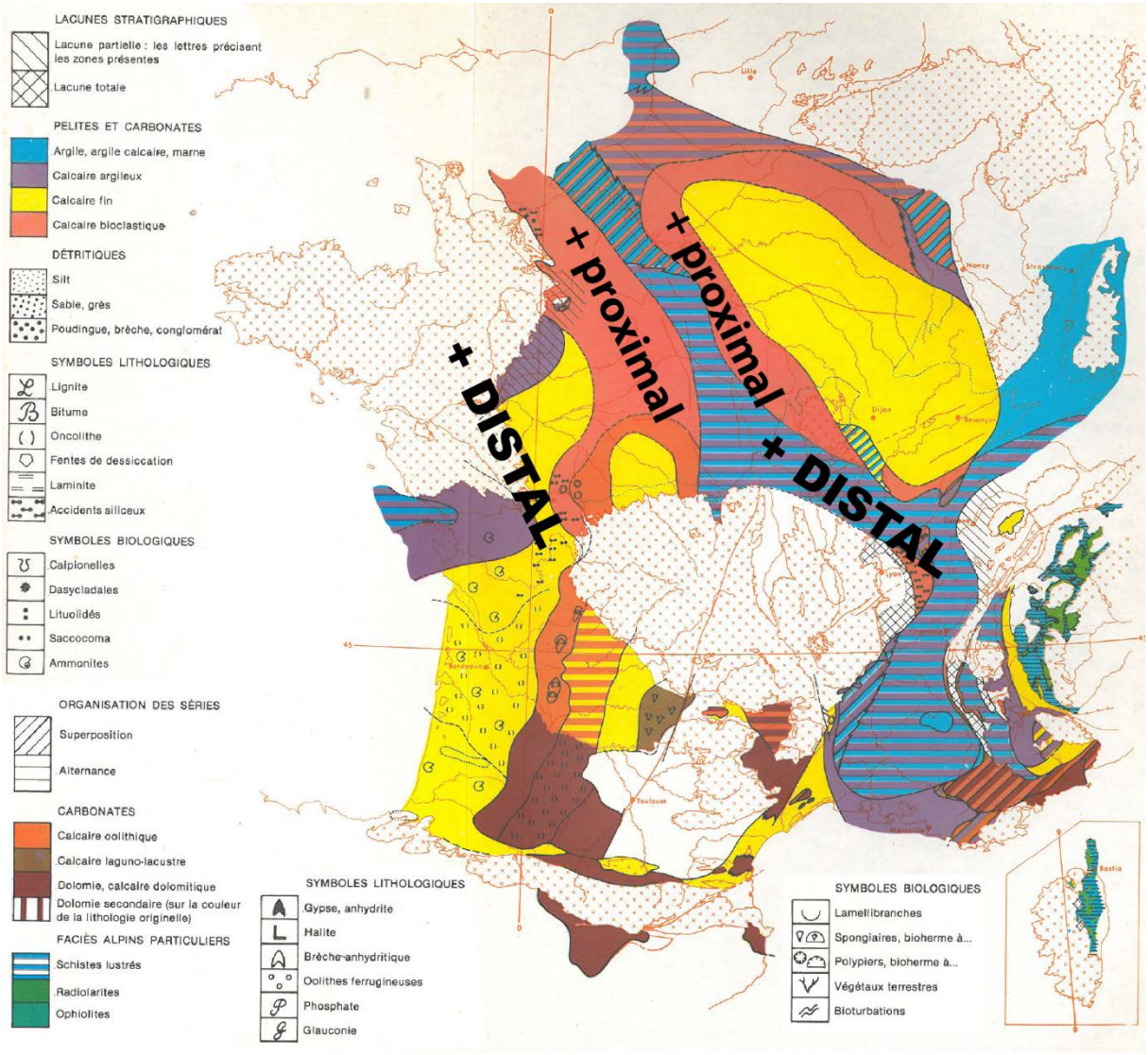


Figure 2-23 : Reconstitution paléogéographique des milieux de dépôt du Bathonien supérieur (Enay et al., 1980). Noter l'approfondissement des séries en domaine proximal et les lignes de faciès traversant le Massif armoricain traduisant l'ennoiement total ou partiel de ces domaines émergés (Enay et al., 1980).

La plate-forme carbonatée de l'Oxfordien inférieur à moyen est érodée dès l'Oxfordien supérieur, L'Oxfordien supérieur est aussi marqué par une nouvelle transgression (cycle Oxfordien supérieur-Tithonien) et le retour d'apports détritiques grossiers ainsi que des

déformations syn-sédimentaires. Le maximum transgressif est atteint au Kimméridgien dont les dépôts sont caractérisés par un régime terrigène fin (Dugué, 2007). La régression est amorcée au Tithonien supérieur, mal représenté en Normandie et la **discordance Fini-Cimmérienne (Crétacé inférieur basal, 145, 5 Ma)** contemporaine de l'Ouverture de l'Océan Atlantique Nord, du rifting du Golfe de Gascogne (Montadert et al., 1979 ; Guillocheau et al., 2000) et du rifting de la Mer du Nord (Underhill et Partington, 1993 ; Jacquin et de Graciansky, 1998) marque la fin de ce cycle et l'émersion du Massif armoricain (Dugué, 2007).

L'émersion et l'altération du Massif armoricain au Jurassique terminal-Crétacé inférieur

La période s'étendant du Jurassique terminal au Crétacé inférieur correspond à une phase majeure d'émersion affectant une grande partie de l'Europe de l'Ouest reliée aux changements géodynamiques importants affectant l'Europe de l'Ouest (rifting et ouverture du Golfe de Gascogne, rifting de la mer du Nord). Le Massif armoricain constituerait l'épaulement de rift du Golfe de Gascogne (Guillocheau et al., 2003 ; Wyns et al., 2003) et l'émersion généralisée se traduit par (i) une réduction des aires de dépôts et le retour à une sédimentation détritique marquée par des faciès deltaïques (faciès "wealdiens") dans les bassins périphériques (Ziegler, 1990 ; Guillocheau et al., 2000) et (iii) l'altération latéritique intense des domaines émergés (Thiry et al., 2006 ; Figure 2-12). Cette phase d'altération latéritique du Jurassique terminal-Crétacé inférieur est identifiée en bordure est du Massif armoricain (Rioult et al., 1966 ; Steinberg, 1967 ; Estéoule-Choux et al., 1969 ; Vérague, 1974 ; Wyns et al., 2003). Malgré l'absence de relevé cartographique de ces formations sur la plupart des cartes géologiques ante-1990, des faciès d'altération latéritique ont été identifiés sur l'ensemble du Massif armoricain (Estéoule-Choux, 1983 ; Thomas, 1999 ; Brault, 2002 ; Figure 2-24). Cependant aucune datation des faciès latéritiques présents dans la partie ouest du massif n'est publiée.

La transgression du Crétacé supérieur : l'ennoiement du Massif armoricain ?

Si le Massif armoricain constitue l'épaulement du rift du Golfe de Gascogne au Crétacé inférieur, celui-ci est rapidement aplani car, dès l'Albien, des dépôts transgressifs (transgression cénomanienne) des bassins périphériques sont reconnus sur le socle du Massif armoricain, i.e. sur ses bordures (i) est (Bassin de Paris ; Juignet, 1974 ; Lasseur, 2007), (ii) nord (Manche, Golfe normano-breton et Approches de l'Ouest ; Ziegler, 1987 ; Ziegler, 1990 ; Hancock et Rawson, 1992 ; Figure 2-15, Figure 2-16), et (ii) sud (Marge sud armoricaine : Preux, 1978 ; Guillocheau et al., 2003 ; Vendée : Louail, 1981 ; Juignet et Louail, 1987). Si pour certains auteurs, la majeure partie du Massif armoricain est, a priori, émergée au cours du Crétacé supérieur (Ziegler, 1990), pour d'autres le massif est totalement immergé, au moins lors de la transgression majeure de la Craie au Campanien (Hancock et Rawson, 1992 ; Cope, 2006).

Quelques sédiments du Crétacé supérieur, en place ou remaniés, ont cependant été identifiés sur le Massif armoricain (Figure 2-25) :

- des dépôts carbonatés marins (Craie) en place, d'âge Coniacien à Maastrichtien (ancien "Sénonien" ; Bourcart, 1945a ; 1950 ; Deunff, 1953 ; Graindor, 1958 ; Graindor et Marie, 1959 ; Borne et al., 1989) ;
- des lentilles argileuses incluses dans les sables transgressifs cénomaniens (Poncet, 1961 ; Durand et al., 1973 ; Juignet, 1974 ; Borne et al., 1989 ; Vernhet et al., 2009) ;
- des sédiments marins (sables et argiles) piégés dans des karsts (Durand et Louail, 1971) ;
- des argiles à silex en place développées au dépens de craie datée du Crétacé supérieur (fossiles silicifiés préservés dans les parties insolubles de profils d'altération ; Bigot, 1905 ; Lautridou dans Baize, 1998) ;
- des clastes du Crétacé supérieur remaniés à la base de séries cénozoïques (Bartonien à Pliocène – microfossilles remaniés ; Durand, 1958 ; Brabant, 1965 ; Chevalier et Borne, 1989 ; Fleury et al., 1989 ; Bauer et al., 2011) ;
- des clastes du Crétacé supérieur remaniés dans les dépôts côtiers pléistocènes (pré-holocènes, silex et craie ; Bonissent, 1870 ; Dangeard, 1928).

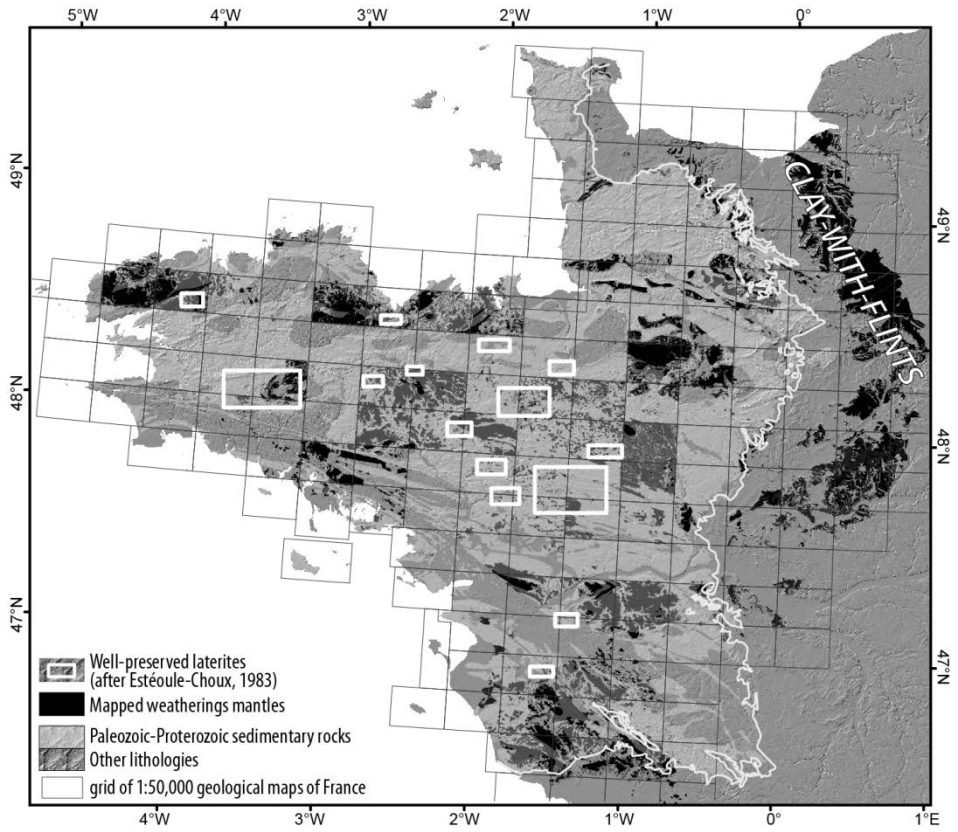


Figure 2-24 : Distribution des profils d'altérations cartographiés sur le Massif armoricain, compilée à partir des cartes géologiques de la France au 1/50000ème (BRGM ; projection RGF Lambert 1993). Les zones vides du quadrillage délimitant les différentes cartes correspondent à celles levées avant 1990. Ligne grise fine : limite entre le Massif armoricain et le Bassin de Paris.

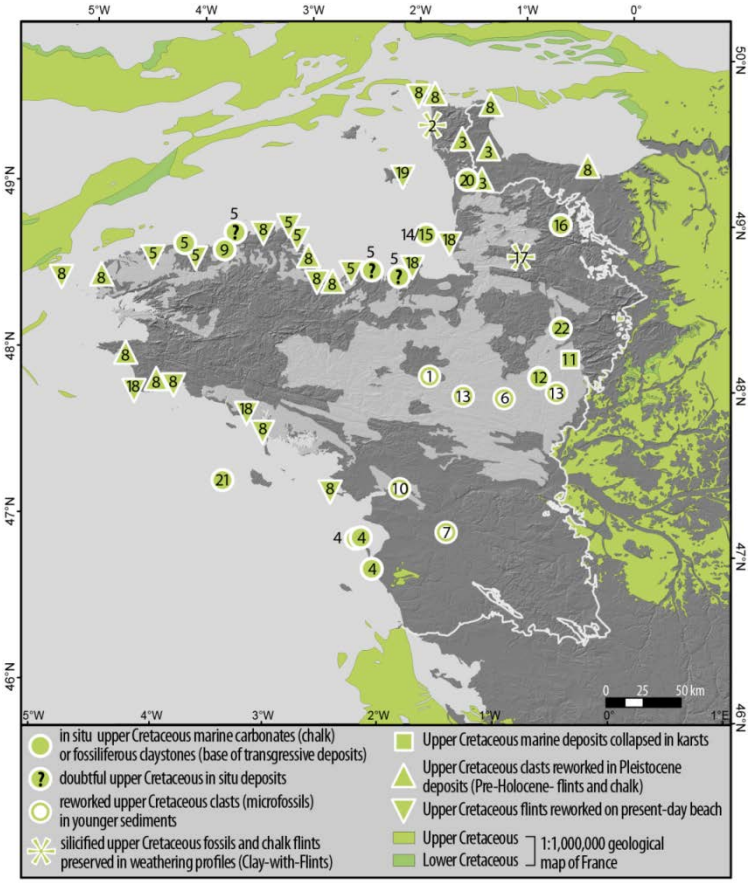


Figure 2-25 : Carte des vestiges sédimentaires du Crétacé inférieur présents sur le Massif armoricain. Données d'après (1) Bauer et al., 2011 ; (2) Bigot, 1905 ; (3) Bonissent, 1870 ; (4) Borne et al., 1989 ; (5) Bourcart, 1950 ; (6) Brabant, 1965 ; (7) Chevalier and Borne, 1989 ; (8) Dangeard, 1928 ; (9) Deunff, 1953 ; (10) Durand, 1958 ; (11) Durand and Louail, 1971 ; (12) Durand et al., 1973 ; (13) Fleury et al., 1989 ; (14) Graindor, 1958 ; (15) Graindor and Marie, 1959 ; (16) Juignet, 1974 ; (17) Lautridou in Baize, 1998 ; (18) Lebesconte, 1882 ; (19) Noury, 1886 ; (20) Poncet, 1961 ; (21) Thinon et al., 2009 ; (22) Vernhet et al., 2009 (projection: RGF Lambert 1993).

Ces sédiments suggèrent un possible ennoiement, partiel ou total, du Massif armoricain au cours du Crétacé supérieur, période de haut-niveau eustatique. Cependant, l'épaisseur des sédiments ennoyant le Massif armoricain devait être limitée (< 2km) car la modélisation de l'histoire thermique de données de traces de fission sur apatites (Siddall, 1993) indique une histoire monotone depuis le Jurassique moyen, voire le Trias supérieur, avec une exhumation lente du Massif. Enfin, un ennoiement Crétacé supérieur est attesté ou suggéré par les données disponibles (e.g. modélisation de l'histoire thermique des traces de fission, résidus crétacés supérieurs en place) pour d'autres massifs de socle européens (e.g. Massif Central (Wattinne et al., 2010 ; Barbarand et al., 2013) , l'Irlande (Gale, 2012), les Ardennes (Bless et Felder, 1989).

2.4.2 L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE PALÉOGÈNE DU MASSIF ARMORICAIN

Contrairement aux sédiments mésozoïques, les dépôts cénozoïques sont mieux représentés sur le Massif armoricain. Ils correspondent soit à des dépôts continentaux (lacustres ou fluviatiles) soit à des sédiments marins souvent contemporains des phases de transgressions cénozoïques majeures identifiées dans les bassins périphériques (e.g.

Yprésien, Bartonien, Rupélien, Langhien-Serravalien). Entre les phases de transgression du Bartonien et du Rupélien, des sédiments aggradants lacustres se déposent et la majorité de ces dépôts sont préservés dans de petits grabens de direction N150 (e.g. Rennes, Landéan, Saffré). Les phases transgressives yprésiennes et néogènes sont quant à elles représentées par des dépôts en onlap sur le socle armoricain.

En 2000, le Bassin cénozoïque de Rennes, préservé dans des grabens orientés selon une direction N140 (Figure 2-26) a fait l'objet d'une acquisition de sismique réflexion dans le cadre du programme GéoFrance 3D[12] (projet ARMOR2 ; Figure 2-27) retraitée en 2012 par la société "*Geofizyka Krakow*" (cf. Chapitre 5). L'interprétation initiale de cette ligne sismique supposait une épaisseur de sédiments supérieure à 500 m de dépôts cénozoïques (Hypothèse 2, Figure 2-27) ou potentiellement la présence de sédiments mésozoïques (Hypothèse 1, Figure 2-27). Un des objectifs du forage carotté CDB1 (2010, projet CINERGY) était de lever ces hypothèses : le forage CDB1 n'a traversé que des dépôts cénozoïques, révélant l'enregistrement sédimentaire le plus complet des bassins armoricains (depuis le Bartonien inférieur jusqu'au Pliocène, Figure 2-28 ; Bauer et al., 2010).

Au cours de ces travaux de thèse, un recalage biostratigraphique de 16 bassins paléogènes armoricains a été réalisé grâce aux nouvelles datations biostratigraphiques réalisées par C. Bourdillon, J.-J. Châteauneuf et P. Lozouet (2012) sur le matériel du forage CDB1 et aux données issues de la littérature (Figure 2-29, Annexe 2). De plus un diagramme chronostratigraphique du Cénozoïque du Massif armoricain, des Approches de l'Ouest et du Plateau sud-armoricain, issu de Guillocheau et al., (2003), est présenté afin de faciliter la comparaison entre les bassins périphériques et le Massif armoricain (Figure 2-30).

La lacune du Paléocène : surrection et altération latéritique

A l'inverse des marges de la Marge sud-armoricaine et des Approches occidentales de la Manche, aucun dépôt paléocène n'a été identifié sur le Massif armoricain. Cette absence est reliée par certains auteurs à un épisode de surrection dès le Crétacé terminal provoqué par la réorganisation des contraintes aux limites de plaques reliée à la convergence Ibérie-Eurasie (Wyns, 1991 ; Quesnel, 1997 ; Thomas, 1999). Cette surrection marque le début d'une phase d'altération latéritique importante (Paléocène à Yprésien – e.g. Argiles à Silex) dans le Bassin de Paris et sur ses bordures, bien que celle-ci semble affecter plus tardivement le Massif armoricain (cf. Br ; Bretagne et Ma : Mayenne en Figure 2-13 ; Quesnel, 2003 ; Wyns et al., 2003 ; Thiry et al., 2005 ; Barbarand et al., 2013). Cette période d'altération est certainement liée à des climats plus chauds et plus humides (tropical à sub-tropical) affectant l'Europe de l'Ouest durant l'intervalle Paléocène-Eocène inférieur (incluant l'optimum climatique Paléocène-Eocène ; Durand et Ollivier-Pierre, 1969 ; Ollivier-Pierre et al., 1987).

[12] cofinancement BRGM, Ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur, de la recherche et de l'insertion professionnelle et INSU (Institut National des Sciences de l'Univers)

Certains auteurs (e.g. Klein, 1975 ; Wyns, 1991 ; Thomas, 1999) proposent que ces conditions puissent permettre une phase d'aplanissement importante du Massif armoricain au cours de l'intervalle Paléocène-Éocène inférieur. Son âge précis dépendrait de l'épaisseur de couverture mésozoïque à éroder/altérer avant d'aplanir le socle armoricain. Une reconstruction de l'évolution de l'altitude de cette surface d'aplanissement au cours du Cénozoïque est proposée par certains auteurs (Wyns, 1991 ; Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Ils estiment une altitude de cette surface comprise entre 250 m et 340 m au-dessus du niveau marin actuel à partir des arguments sédimentaires, tectoniques et des chartes eustatiques aujourd'hui remises en question (Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998).

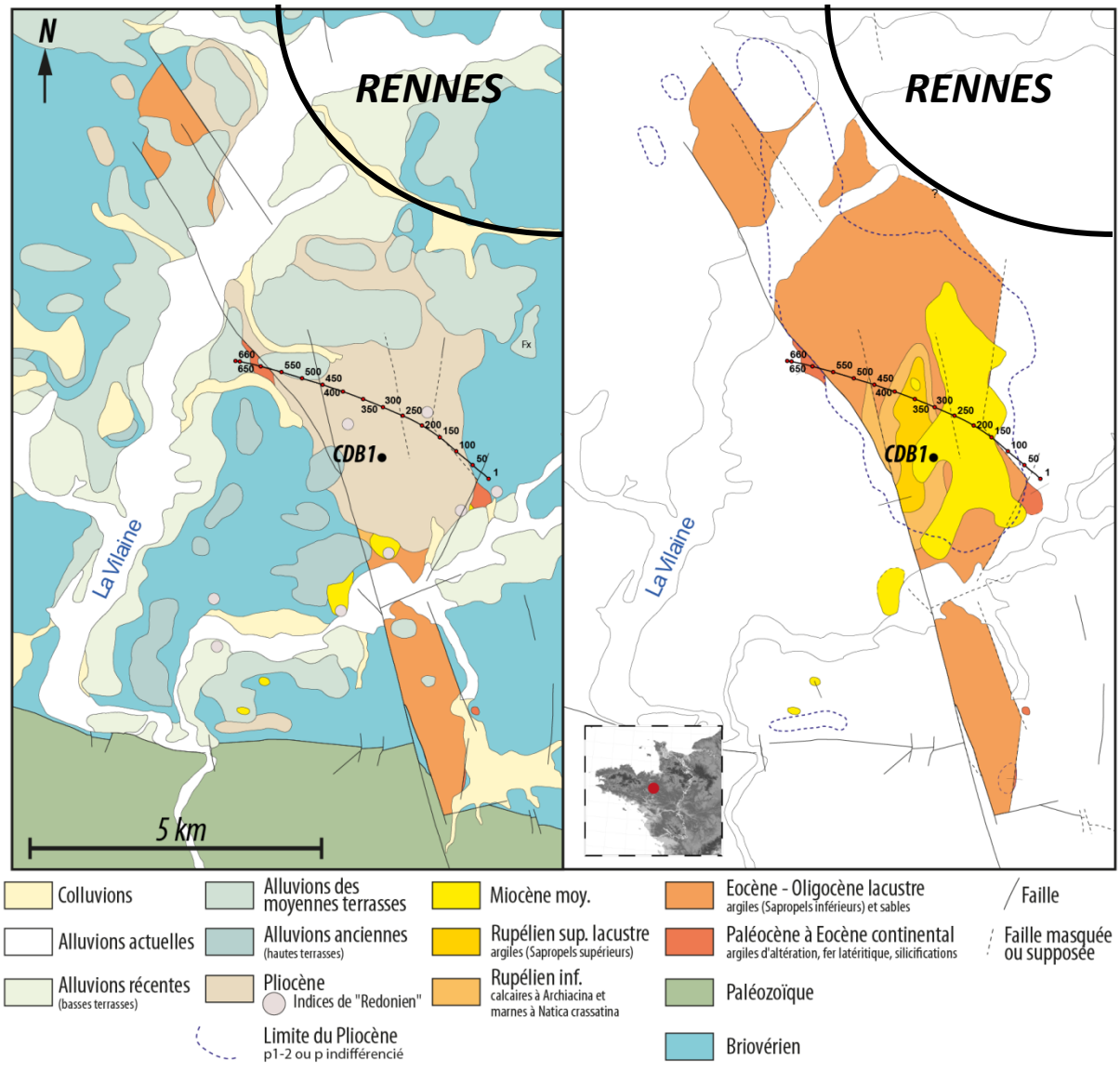


Figure 2-26 : Carte géologique (gauche) et écorché des formations paléogènes à néogènes (droite) du Bassin de Rennes. La ligne sismique HR1 (programme GéoFrance 3D ARMOR2) et le forage CDB1 (projet CINERGY) sont positionnés (d'après Thomas, 1999 et Trautmann, 1999).

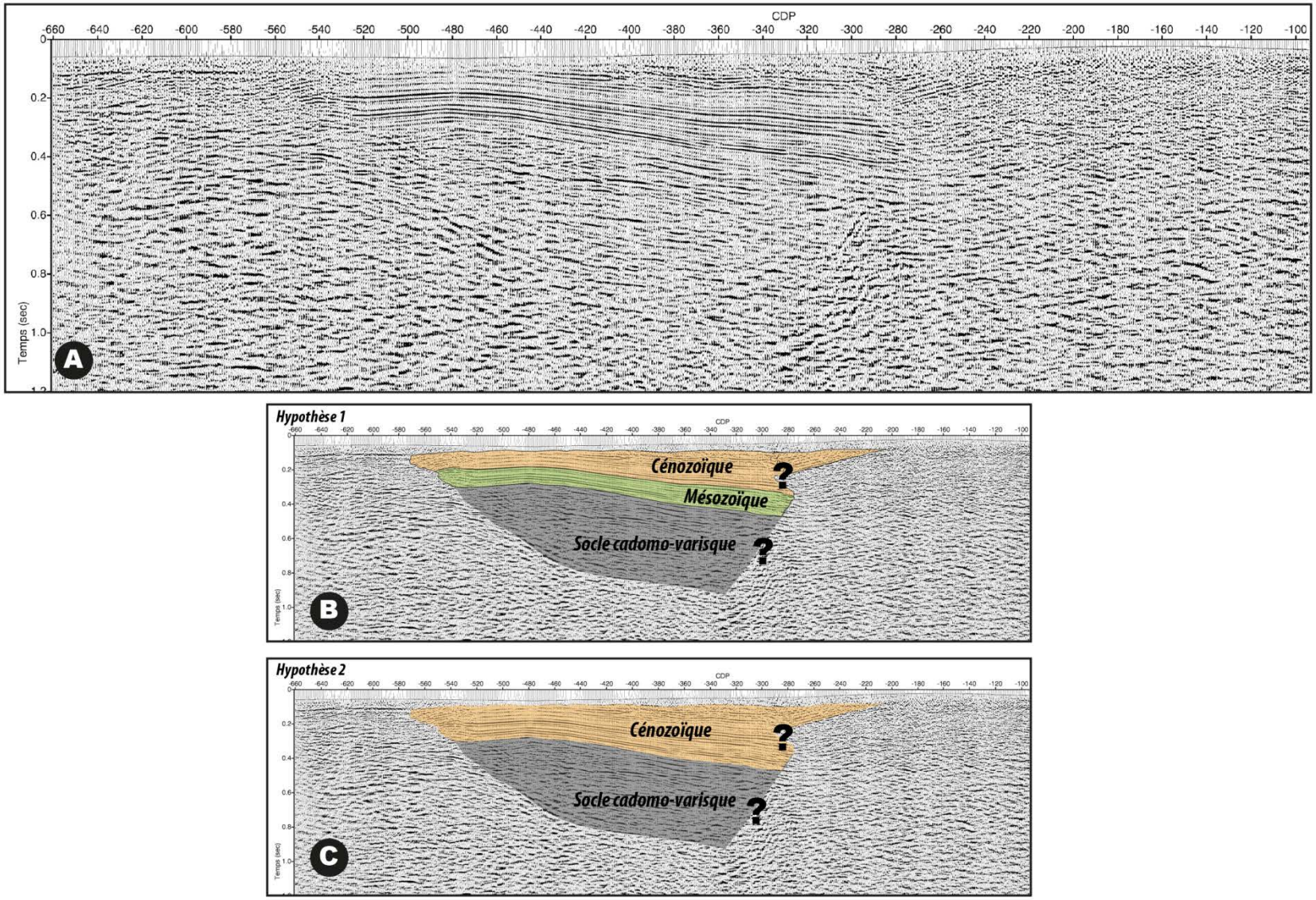


Figure 2-27 : Aquisition sismique dans le Bassin de Rennes (programme GéoFrance 3D ARMOR2). A – Ligne sismique réflexion HR1 brute non retraitée, B- Interprétation avec présence de sédiments mésozoïques, C – Interprétation avec exclusivement des sédiments cénozoïques présents (Plan de position en Figure 2-26).

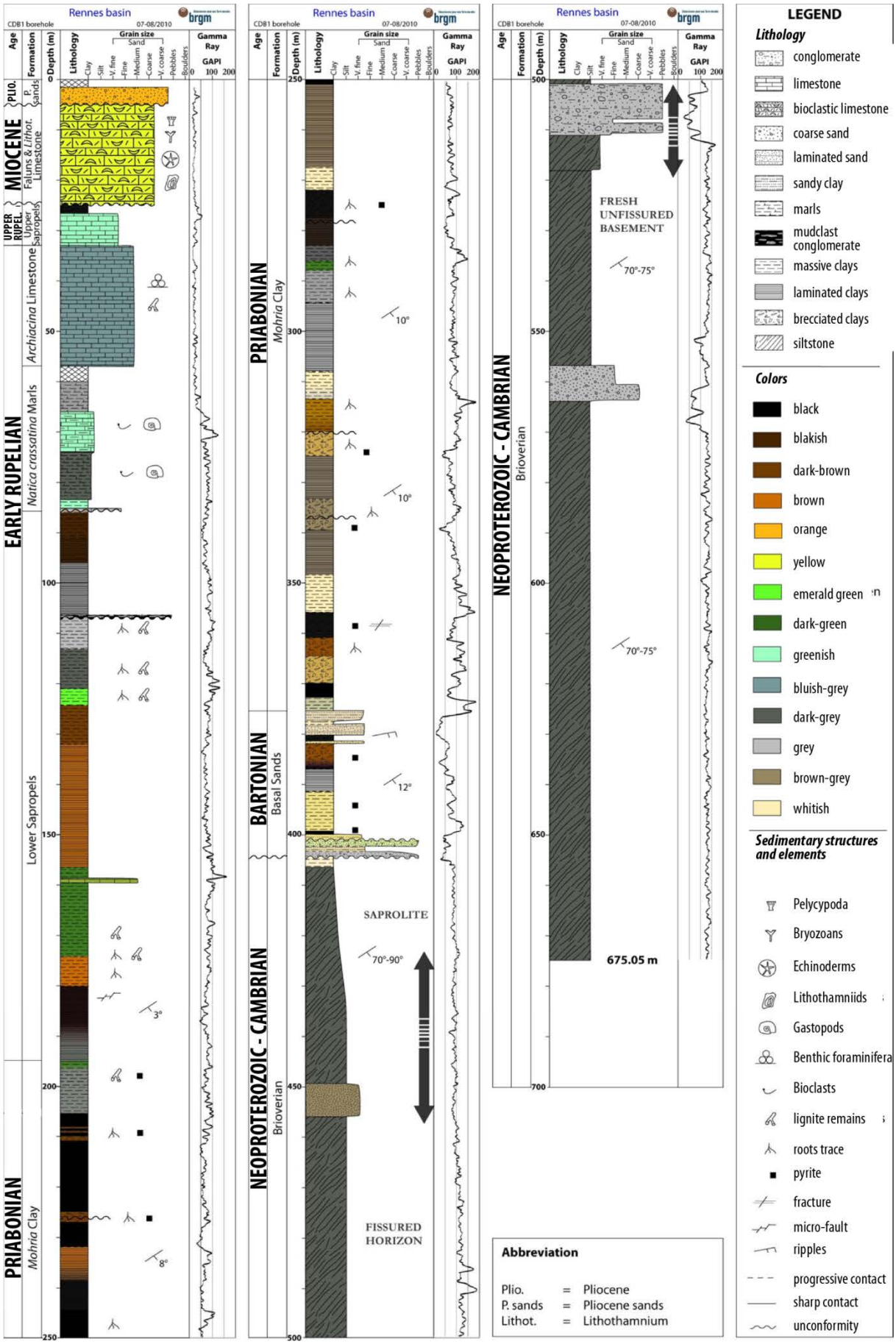


Figure 2-28 : Coupe sédimentologique et stratigraphique du forage CDB1 (projet CINERGY, 2010 ; Bauer et al., 2010).

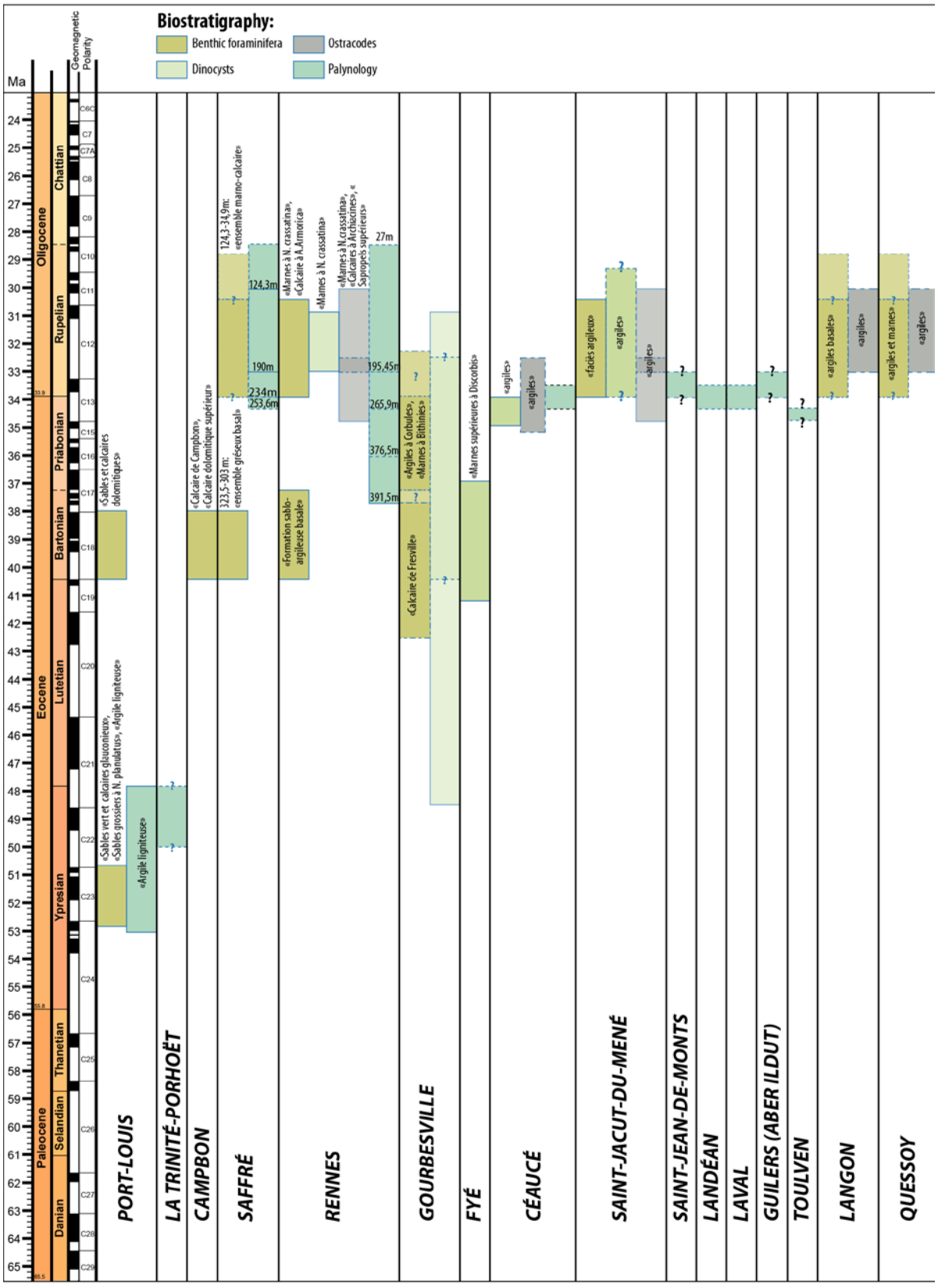


Figure 2-29 : Synthèse biostratigraphique de 16 bassins paléogènes répartis sur le Massif armoricain et recalés (ISC 2012) grâce aux nouvelles données de datation issues du forage CDB1 (projet CINERGY, Bauer et al., 2010 ; datations : Bourdillon et al., 2012) et aux données issues de la littérature (cf. Annexe 1).

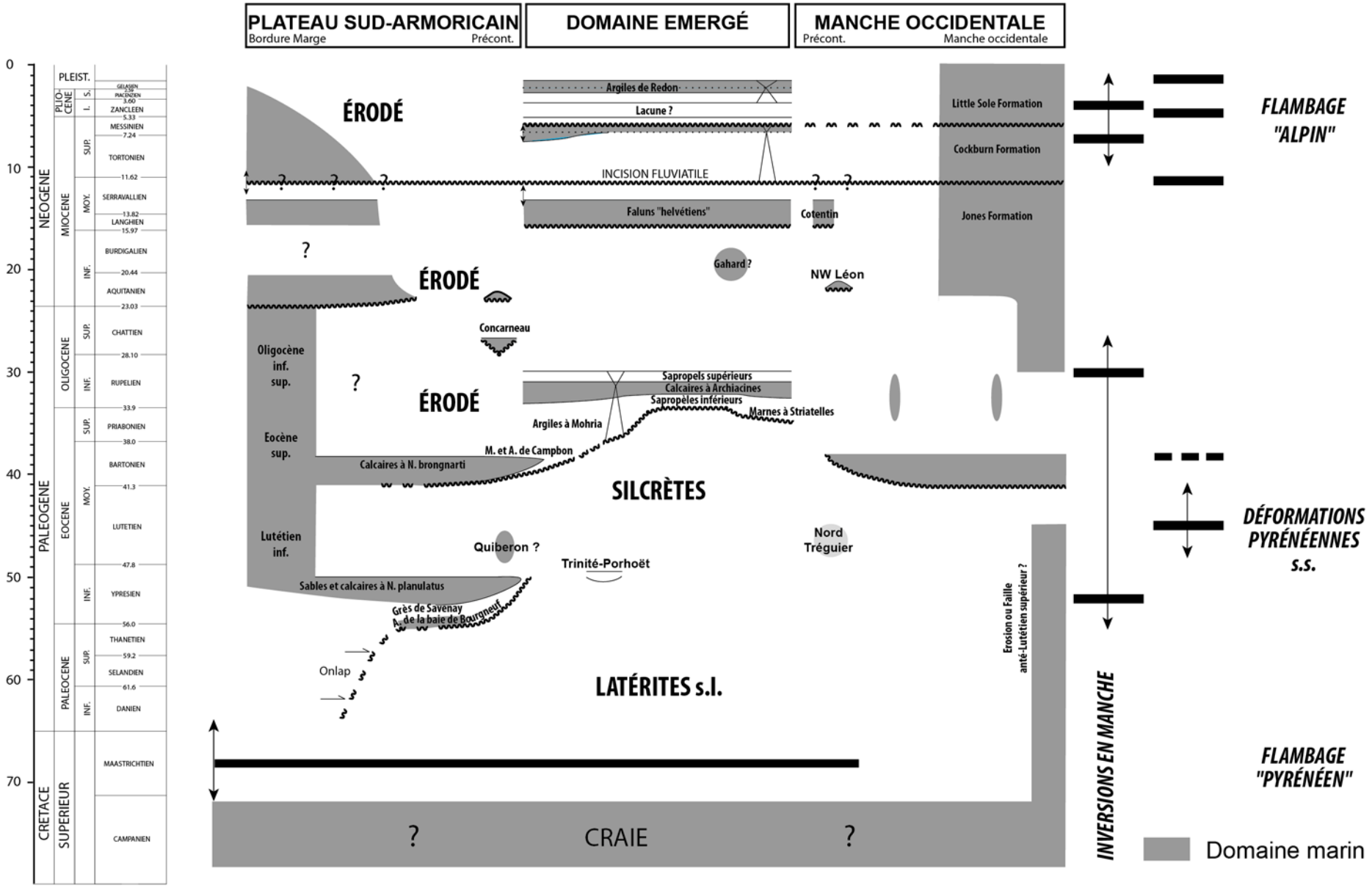


Figure 2-30 : Diagramme chronostratigraphique du Cénozoïque armoricain selon un transect nord-sud. Les attributions chronostratigraphiques peuvent présenter des incertitudes (Guillocheau et al., 2003).

La transgression yprésienne (Figure 2-31)

Les dépôts yprésiens sont préservés au sud du Cisaillement sud-armoricain (CSA), hormis un petit bassin localisé en centre Bretagne (La Trinité-Porhoët). Les premiers dépôts cénozoïques, datés de l'Yprésien inférieur présentent des faciès de plaine côtière, constitués d'argiles noires, riches en matière organique alternant localement avec des sables et grès (e.g. Arthon ; Durand et Milon, 1959), déposés dans des mangroves ou lagunes bordées par une végétation tropicale humide lors d'un premier pic de transgression (Ollivier-Pierre, 1980). Puis à l'Yprésien moyen, un environnement deltaïque, estuarien s'installe progressivement, marqué par des dépôts sableux à flore tropicale (Durand et Ollivier-Pierre, 1969 ; Borne, 1987). Il constitue l'embouchure d'un fleuve s'écoulant de l'est vers l'ouest et dont l'embouchure se situait à Noirmoutier (Godard et al., 1994). Les faciès sableux de l'Yprésien sont régulièrement silicifiés bien que ces silicifications puissent avoir été formées plus tardivement (Brault, 2002). Plus au nord-ouest, des dépôts marins francs marquent le second pic de transgression yprésien sur le socle armoricain. Les dépôts sont composés de calcarénites ou de sables glauconieux à *Nummulites planulatus* (e.g. Port-Louis, Baie de Vilaine). Thomas (1999), en s'appuyant sur les données de sismique marine et sur la corrélation des sondages suggère que les faciès terrigènes yprésiens correspondent au remplissage de paléovallées (en Baie de Vilaine et en Vendée). Les faciès silicoclastiques

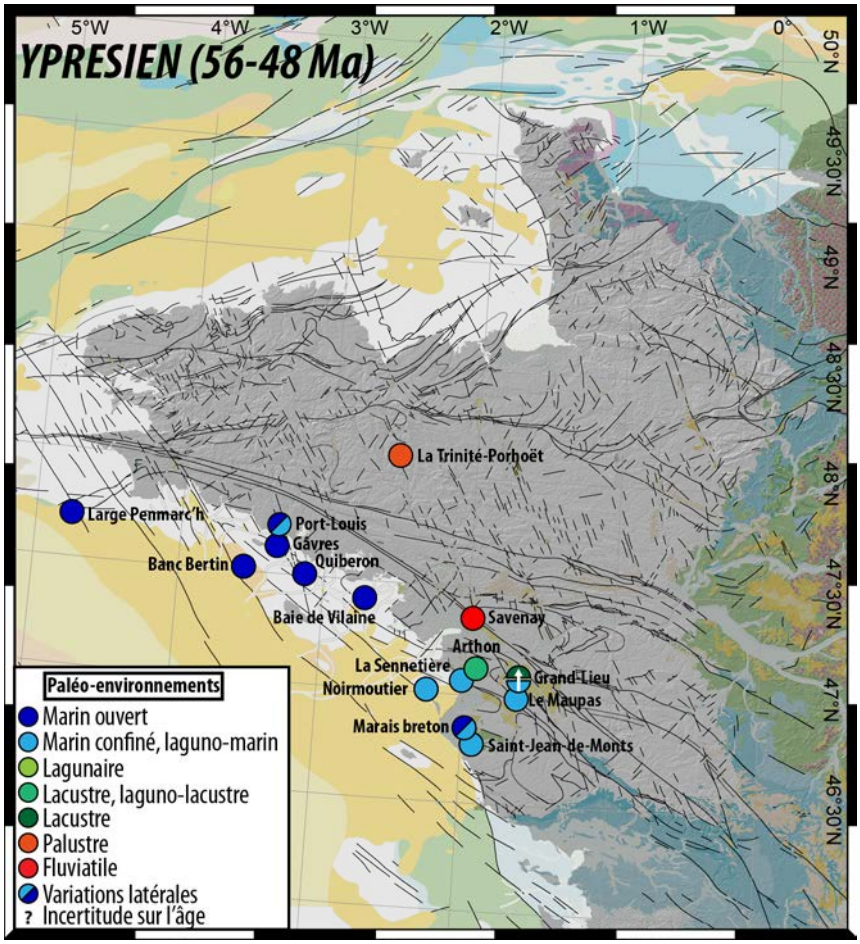


Figure 2-31 : Localisation et nature des principaux affleurements yprésiens répertoriés sur le Massif armoricain (d'après Thomas, 1999).

présentent une fraction importante d'argiles kaoliniques, traduisant le décapage des profils d'altération amont. Enfin, il est à noter qu'un milieu palustre à flore tropicale humide est enregistré en centre Bretagne (La Trinité-Porhoët ; Estéoule-Choux et Ollivier-Pierre, 1973 ; Ollivier-Pierre, 1974 ; Ollivier-Pierre, 1980). Aucune phase de déformation n'a été reconnue à terre pour la période yprésienne, bien que certains auteurs aient initialement proposé une tectonique active en Vendée sur la base de variations latérales d'épaisseur des séries (Borne et al., 1989), et bien que Thomas (1999) et Brault (2002) argumentent que ces variations soient l'expression du comblement de paléochenaux.

La transgression du Bartonien inférieur ("biarritzien" des biostratigraphes ; Figure 2-32)

Le Lutétien inférieur, peu reconnu dans les Approches occidentales de la Manche, n'a pas été identifié sur le domaine émergé armoricain. Cependant, les faciès biostratigraphiques "biarritziens", transgressifs, initialement attribués au Lutétien supérieur et aujourd'hui classés dans le Bartonien inférieur (Vandenberghe et al., 2012), sont largement reconnus au sud du Cisaillement sud-armoricain. En domaine plus distal, ils sont composés de calcaires marins francs à *Nummulites brongniarti*. En domaine plus proximal, ils sont régulièrement constitués de sables glauconieux et traduisent des milieux de dépôts plus confinés ou littoraux (e.g. Saffré, Campbon ; Durand, 1959 ; Margerel et al., 1976 ; Borne et al., 1991 ; Thomas, 1999 ; Brault, 2002). La transgression du Bartonien inférieur est un épisode majeur de l'histoire cénozoïque du Massif armoricain puisque des dépôts sableux fluvio-marins ont été identifiés en domaine très interne, i.e. dans le Bassin de Rennes, où ce sont les premiers dépôts transgressifs enregistrés par ce bassin sur le socle varisque (Bauer et al., 2011). Les dépôts bartoniens postérieurs aux calcaires et sables à *Nummulites brongniarti* traduisent un épisode de régression marqué par le développement de faciès lagunaires à lacustres, notamment dans le graben d'orientation N150 de Saffré où la sédimentation lacustre forme une épaisse série, remaniant des argiles kaoliniques certainement issues du décapage de profils d'altération latéritique aux alentours (e.g. Saffré ; Margerel et al., 1976 ; Borne et al., 1991 ; Bauer et al., 2011). D'un point de vue paléoenvironnemental, les analyses palynologiques caractérisent un domaine littoral bordé par des milieux laguno-lacustres et des mangroves, et un arrière-pays composé de forêts extra-palustres au Bartonien inférieur. Au Bartonien moyen à supérieur, des milieux marins confinés remplacent les mangroves et une aridification du climat est marquée par la formation de gypse dans certains bassins (e.g. Saffré ; Borne et al., 1991).

Certains auteurs (Chevalier, 1988 ; Borne et al., 1991) envisagent que le Massif armoricain soit affecté par des déformations bartoniennes de courte longueur d'onde. En effet, le jeu de failles induisant des effondrements différentiels ou des déformations syn-sédimentaires pourrait expliquer la formation des grabens dont la base est scellée par les dépôts bartoniens (e.g. Rennes ou Saffré). De plus, en bordure du Bassin de Paris, des dépôts lacustres bartoniens sont préservés dans des petits bassins d'effondrement limités par des

failles de direction N45 et N140 dont le jeu décrochant-normal serait synchrone de la sédimentation (Mary et Giordano, 1988). Cependant le calendrier des déformations du Massif armoricain est relativement mal contraint pour le Bartonien.

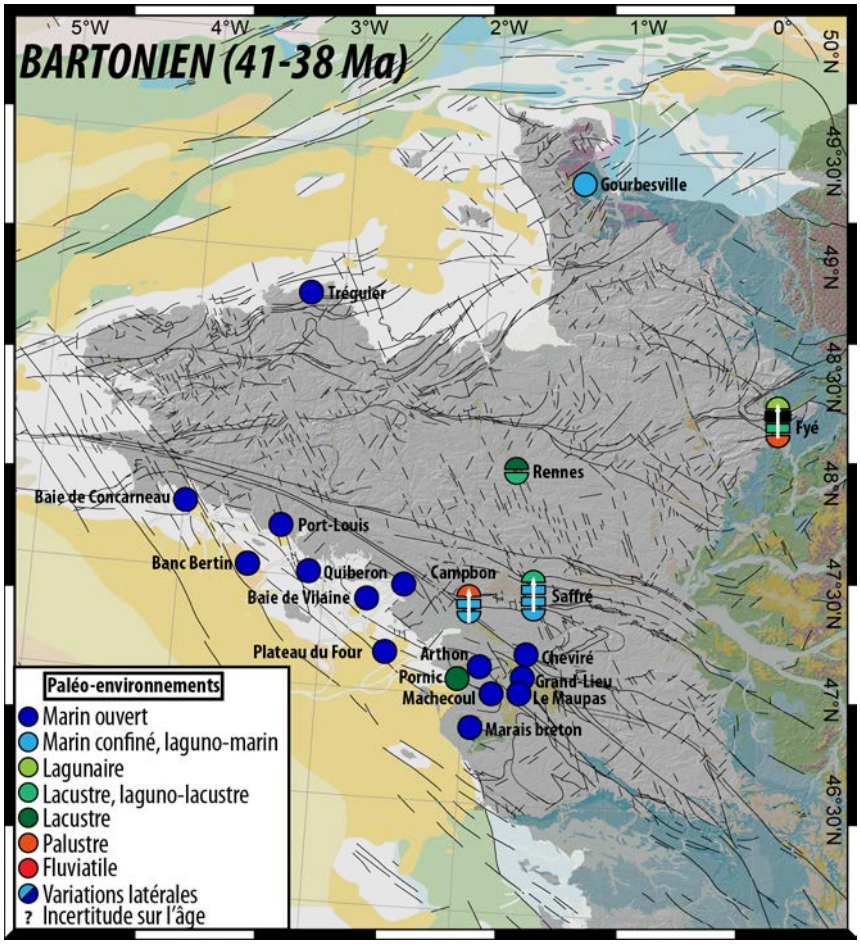


Figure 2-32 : Localisation et nature des principaux affleurements du Bartonien (principalement inférieur) répertoriés sur le Massif armoricain (d'après Thomas, 1999).

Les silicifications cénozoïques du Massif armoricain

De nombreuses silicifications réputées éocènes sont réparties sur le Massif armoricain. L'étude des silicifications, notamment dans le Bassin de Paris, a permis de démontrer que celles-ci pouvaient être de plusieurs types : (i) pédogénétiques, (ii) de nappes ou (iii) liées à des évaporites (cf. Chapitre.1 ; Thiry, 1997 ; Nash et Ullyott, 2008). Parmi les silicifications reconnues sur le Massif armoricain, des silcrètes pédogénétiques ont été identifiés et présentent différents faciès selon le sédiment originel qu'elles affectent (depuis des conglomérats jusqu'à de sables fins ; Brault, 2002). Les faciès principaux sont (i) les "grès ladères" (ou "lustrés"), d'aspect lustré et à figures d'illuviaton, et (iii) les grès à Sabals, qui contiennent des traces de racines et des empreintes ou macrorestes de palmier *Sabalites andegavensis* (aussi appelé *Nypa*) qui initialement fait attribuer ces silcrètes au Bartonien (Crié, 1878). Ils ont aussi, par analogie de faciès, été rapportés aux grés éocènes du Bassin de

Paris, dans lequel les faciès "ladères" et "sabals" ont initialement été décrits. Cependant, il apparaît souvent compliqué de déterminer le faciès identifié dans la bibliographie car les termes ont parfois été employés comme synonymes. De plus, les faciès peuvent varier assez rapidement à l'échelle de l'affleurement, quand ces silcrètes ne constituent pas uniquement des blocs dispersés dans un bois ou un champ (Brault, 2002).

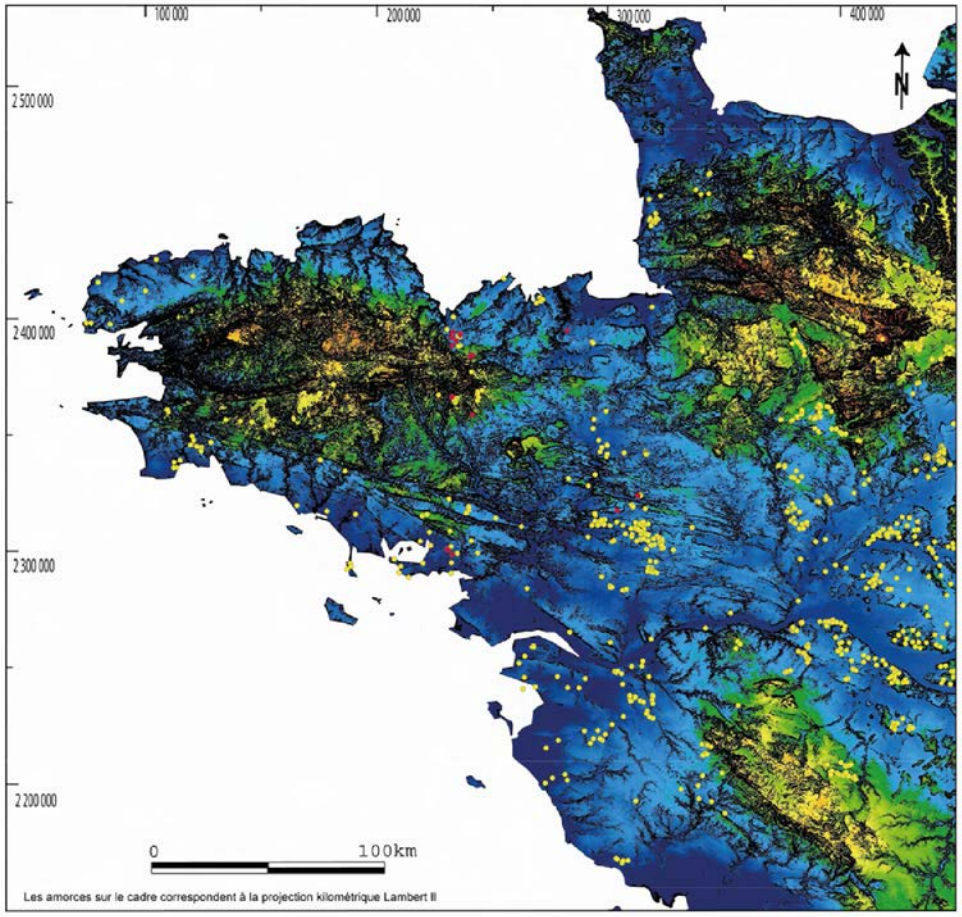


Figure 2-33 : Carte de répartition des silcrètes décrits sur le Massif armoricain sur un MNT (projection Lambert II). Les zones noires du MNT correspondent aux pentes supérieures à 2,5%. Points jaunes : localisation des silcrètes décrits dans la littérature (Brault, 2002). Points rouges : nouvelles occurrences de silcrètes décrites par Brault en 2002 (Brault, 2002).

La datation est une seconde complication que posent les silicifications pédogénétiques du Massif armoricain. Les éléments de datation de ces silcrètes sont disponibles en bordure est du massif, à la frontière avec le Bassin de Paris. Brault (2002) propose une synthèse des datations proposées :

- Paléocène-Lutétien (ouest du Bassin de Paris), où les silicifications sont intercalées entre le sommet des sédiments crétacés et les calcaires lacustres datés du Bartonien inférieur ;
- Éocène inférieur (Yprésien(?), Thimerais, Pays d'Ouche, Touraine) où elles surmontent des argiles à silex paléogènes (jusqu'à des dépôts marins du Thanétien au

Cap d'Ailly) et sont scellées par les formations lacustres de l'Éocène supérieur (Quesnel, 1997 ; Barbarand et al., 2013) ;

- Éocène moyen (Lutétien-Bartonien(?), nord du Massif central) où elles sont intercalées entre les dépôts de l'Éocène inférieur et supérieur ;
- Post-Éocène inférieur (post-Yprésien(?)) dans la partie méridionale du Bassin de Paris (Thiry et al., 1988) ;
- Bartonien moyen (en Sarthe, Bassin de Fyé), où elles sont intercalées entre des sables et grès datés du Bartonien inférieur (palynologie ; Châteauneuf, 1980) et des marnes datées (palynologie) du Bartonien supérieur (Juignet et al., 1984).

Ainsi, la période favorable à la formation des silicifications pédogénétiques (silcrètes) s'étend depuis l'Yprésien jusqu'au Bartonien (inférieur ?), soit presque 20 Ma. Durant cet intervalle, les silcrètes dispersés sur le Massif armoricain sont probablement formés en une ou plusieurs phases, sans qu'une attribution stratigraphique plus précise ne puisse être proposée (Brault, 2002).

Les silicifications pédogénétiques présentes sur le Massif armoricain ont ainsi été régulièrement utilisées comme marqueurs d'une topographie ou surface paléogène (ou "éogène") à l'échelle du massif (e.g. Guilcher, 1974 ; Klein, 1975 ; Wyns, 1991).

La transgression du Rupélien (Figure 2-34)

Le Priabonien et le Rupélien correspondent à un seul cycle stratigraphique (Guillocheau et al., 2003). Les données palynologiques disponibles ne permettent pas de placer formellement la limite Priabonien-Rupélien dans tous les bassins reconnus. La quasi-totalité de ces bassins est préservée dans des grabens bordés par des failles de direction N140-N150. D'une manière générale, le Priabonien est caractérisé par des faciès lacustres puis palustres (Argiles à Mohria et Sapropèles inférieurs du Bassin de Rennes et de Saffré : Ollivier-Pierre et al., 1993 ; Bauer et al., 2011 ; Argiles gypsifères du Bassin de Saffré : Borne et al., 1991 ; Marnes à Striatelles des bassins de Céaucé, Landéan et Laval : Choux, 1960 ; Durand, 1960 ; Rey, 1960 ; Pierre, 1961 ; Ollivier-Pierre, 1980 ; Ollivier-Pierre et al., 1988) surmontés par des marnes et des calcaires bioclastiques marins (Calcaires à Archiacines) d'âge Rupélien inférieur. Ces derniers marquant le maximum transgressif dont le domaine marin s'étend jusqu'au Bassin de Rennes (Ollivier-Pierre et al., 1993). Des dépôts palustres et lagunaires sont aussi identifiés, respectivement dans la partie centrale et à l'ouest (e.g ; Guilers : Hallégouët et al., 1976 ; Saint-Jacut-du-Mené : Durand et Estéoule-Choux, 1962) du Massif armoricain tandis que le cycle priabono-rupélien se termine avec le développement de faciès palustres de plaine côtière (e.g. les sapropèles supérieurs du Bassin de Rennes).

Les paléo-environnements priaboniens sont caractérisés par des milieux chauds et quelques indices de refroidissement et un continent marécageux à végétation buissonnante (Ollivier-Pierre, 1980). Puis, le Rupélien correspond à un ennoiement majeur sur le massif et à l'établissement d'une plate-forme carbonatée peu profonde affectant l'arrière-pays jusqu'au Bassin de Rennes (Guillocheau et al., 2003).

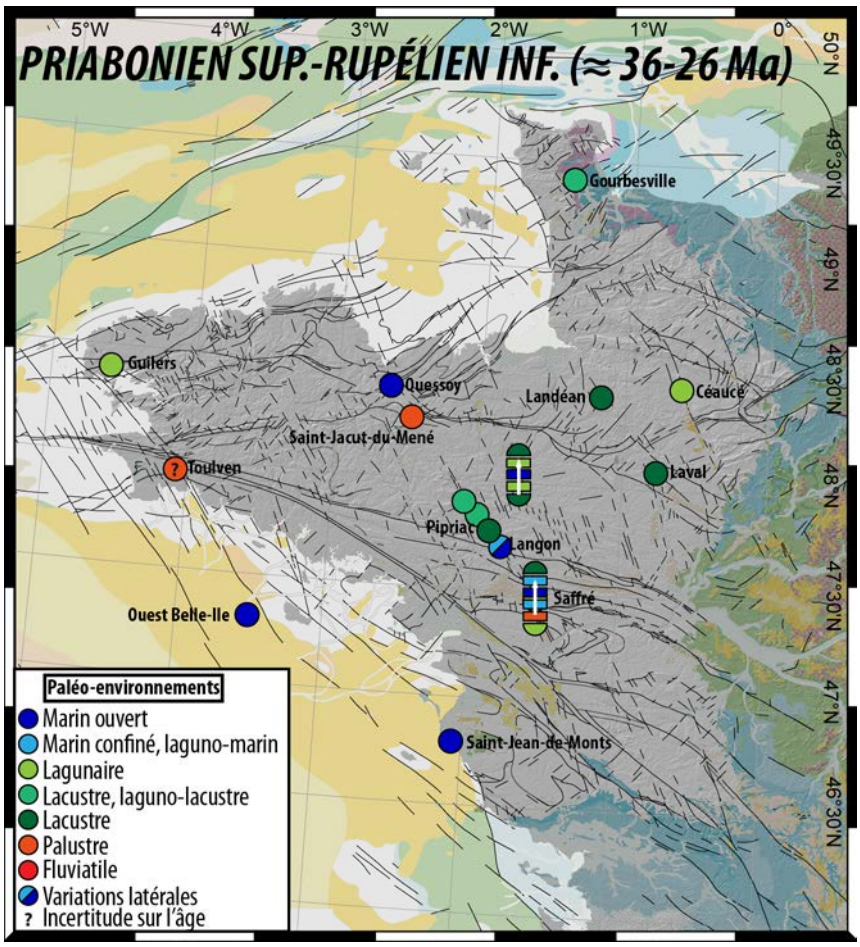


Figure 2-34 : Localisation et nature des principaux affleurements du Priabonien supérieur – Rupélien inférieur répertoriés sur le Massif armoricain (d'après Thomas, 1999).

Une question majeure dans la compréhension de ces dépôts priaboniens à rupéliens est la chronologie entre la sédimentation et le jeu des failles des grabens (Guillocheau et al., 2003). Thomas (1999) propose trois arguments en faveur d'une préservation de ces dépôts du fait d'un effondrement postérieur Oligocène inférieur-anté Miocène moyen, les failles étant scellées par les dépôts du Miocène moyen (Trautmann et al., 1999) :

(i) les données sédimentologiques et palynologiques (Choux et al., 1961 ; Ollivier-Pierre, 1980 ; Ollivier-Pierre et al., 1993) indiquent plutôt une topographie régionale plane marécageuse à lacustre sans véritable apport détritique grossies (e.g. sable, graviers) pouvant indiquer la présence d'escarpements de failles. Cependant, si un socle profondément altéré (kaolinisation profonde) est affecté par des escarpements de failles, le

matériel disponible pour l'érosion et la sédimentation sera principalement argileux et aucun apport terrigène grossier ne sera enregistré ;

(ii) les faciès respectifs du Priabonien et du Rupélien sont homogènes sur l'ensemble des bassins, ce qui indiquerait l'appartenance initiale de ces bassins à un même domaine de sédimentation ;

(iii) Les déformations extensives oligocènes (rifts ouest-européens) sont principalement localisées sur la bordure est du Bassin de Paris tandis que sa partie centrale est essentiellement en compression (Guillocheau et al., 2000). Les Approches occidentales de la Manche, subissent une phase d'inversion à l'Oligocène (Le Roy et al., 2011) et le Bassin de Concarneau enregistre un décrochement dextre le long de la faille Kerforne, de direction N140 (Delanoë et al., 1975 ; 1976 ; Delanoë, 1988).

La configuration actuelle des grabens à remplissage priabonien (ou bartonien) à rupélien semble donc résulter de changements géodynamiques (convergence Afrique Eurasie ?) impliquant une phase de compression oligocène, synchrone des inversions des Approches occidentales de la Manche, à l'origine de leur formation (Thomas, 1999 ; Guillocheau et al., 2003).

Enfin, l'Oligocène supérieur (Chattien) n'a pas été reconnu sur le Massif armoricain tandis qu'il est uniquement présent en Baie de Concarneau, discordant sur les séries éocènes (Delanoë et al., 1975 ; 1976 ; Delanoë, 1988).

2.4.3 L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE NÉOGÈNE DU MASSIF ARMORICAIN

La transgression du Miocène moyen

Le Miocène inférieur n'est pas représenté sur la partie émergée du domaine armoricain et constitue donc une période de lacune de l'Oligocène supérieur (Chattien) au Miocène inférieur (Burdigalien).

Les premiers dépôts miocènes correspondent à des faciès marins de faluns (Durand, 1959 ; Guillocheau et al., 2003 ; Néraudeau, 2003) datés du Langhien-Serravalien (Lécuyer et al., 1996 ; Courville et Bongrain, 2003), période de haut niveau eustatique. Ces sédiments correspondent à une phase majeure d'ennoiement du domaine armoricain et sont relativement bien préservés sur le massif, notamment dans la dépression de Rennes (Durand, 1959), dans le Cotentin (Dugué et al., 2005), au Quiou (Paris et al., 1977), ainsi qu'en Anjou (Courville et Bongrain, 2003). Ce sont des dépôts carbonatés bioclastiques de milieux peu profonds classés en quatre faciès correspondant à des niveaux d'énergie et donc des bathymétries de dépôt différentes (Courville et Bongrain, 2003). Ils peuvent ainsi être classés de la bathymétrie la plus faible vers la plus forte : (i) faciès conglomératique, côtier (?), (ii) faciès "lubléen" à *Arca*, tidal (iii) faciès fin et coquiller "pontilévien", subtidal à tidal et (iv) faciès de boue carbonatée à *Lithotamnium*, bryozoaires et foraminifères "savignéen", subtidal. La régression importante du début du Tortonien marque la fin des dépôts de faluns.

L'analyse des pollens (palmiers) présents dans le faciès "savignéen" indique un climat subtropical (chaud et humide ; Thomas, 1999), appuyé par les données géochimiques en O^{18} sur fossiles phosphatés de poissons et de mammifères qui indiquent une température moyenne de 20±2°C (Lécuyer et al., 1996).

La déformation semble modérée au cours du Miocène inférieur et les aires de subsidence sont localisées (Thomas, 1999), cependant, les bassins du Quiou et de Tréfumel semblent affectés par des failles post-miocènes (Thomas, 1999).

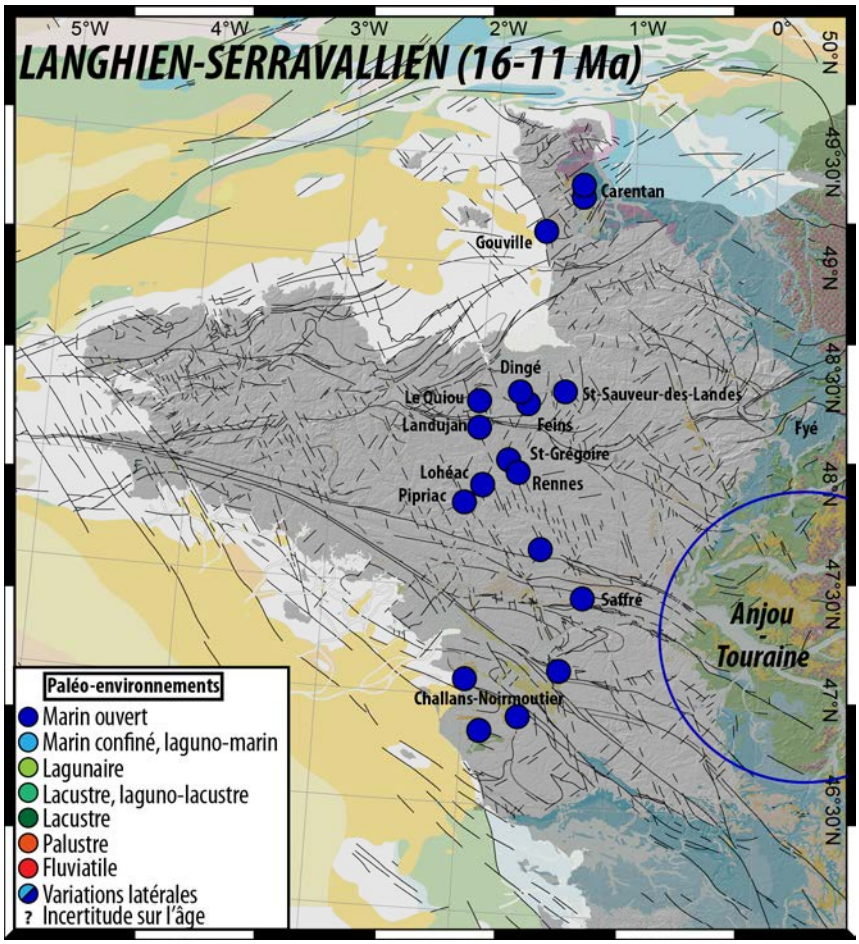


Figure 2-35 : Localisation et nature des principaux affleurements du Miocène moyen (Langhien – Serravallien) répertoriés sur le Massif armoricain (d'après Thomas, 1999).

Le Miocène supérieur-Pliocène

Le Miocène supérieur est une période de changement climatique important en Europe de l'Ouest et correspond au retour d'une sédimentation terrigène sur le Massif armoricain avec le dépôt des "sables rouges" et des "faluns redoniens" discordants sur les formations antérieures. Les sables rouges ont longtemps été considérés comme marins du fait de la présence de glauconie et de perforations du substratum par des organismes marins en base de certains dépôts sableux (Milon, 1933 ; Milon, 1937). Cependant, des études sédimentologiques récentes ont montré que ces sables sont, dans leur grande majorité, continentaux et que les faciès de faluns "redoniens" correspondent au pôle le plus marin (Guillocheau et al., 1998 ; Brault et al., 2004). Ces sables ont de plus fait l'objet de datations

par différentes méthodes (RPE[13] : Van Vliet-Lanoë et al., 1998 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2002), ^{87}Sr-^{86}Sr sur coquilles et os (Mercier et al., 2000), biostratigraphie (Morzadec-Kerfourn, 1977 ; Morzadec-Kerfourn, 1982 ; Fourniguet et al., 1989 ; Garcin et al., 1997 ; Morzadec-Kerfourn, 1997 ; Janjou et al., 1998) qui a révélé des âges compris entre le Tortonien et le Plaisancien bien que le Zancléen n'ai pas été identifié. L'étude sédimentologique de Brault et al. (2004) a permis de mettre en évidence deux cycles stratigraphiques :

(1) **Le cycle Miocène supérieur**, qui débute par une phase transgressive traduite par un remplissage des vallées incisées d'âge Serravalien terminal à Tortonien basal par des épandages de plaine alluviale à chenaux faiblement sinueux ennoyés par des faciès d'estuaire interne. Le pic de transgression correspond certainement aux faluns "redoniens" datés Tortonien supérieur-Messinien (6,0-4,6 Ma ; Van Vliet-Lanoë et al., 1998 ; Mercier et al., 2000), tandis que la régression, probablement du Zancléen, est marquée par des épandages de conglomérats de cônes alluviaux qui scellent une surface d'érosion basale.

(2) **Le cycle Pliocène supérieur**, qui débute par des épandages sableux de plaine alluviale à chenaux faiblement sinueux ennoyés par des faciès estuariens tandis que la phase régressive n'est pas enregistrée. Le pic de transgression de ce cycle est d'âge Plaisancien hormis à Landerneau (Finistère). Dans le Trégor et (Côtes d'Armor) et dans la région de Redon, où le maximum de transgression est enregistré dans les "Argiles de Redon", datées du Plaisancien (Morzadec-Kerfourn, 1997 ; Van Vliet-Lanoë et al., 1998) ou dans la formation des "Grés coquillers de Marchésieux dans le Cotentin (Garcin et al., 1997 ; Baize, 1998 ; Dugué et al., 2000). Le début de la phase régressive, datée du Gélasien, est enregistrée par les "Argiles de Redon" à Landerneau ainsi que par les dépôts des Marnes du Boscq d'Aubigny et de Saint-Nicolas-de-Pierrepont dans le Cotentin (Baize, 1998 ; Dugué et al., 2000).

Brault et al. (2004) proposent une reconstitution paléogéographique du Massif armoricain au cours de l'intervalle Tortonien Plaisancien (Figure 2-36). Ces schémas mettent en évidence l'ennoiement du Bas-Plateau breton tandis que le Plateau Ouest armoricain (délimité par la faille de Quessoy/ Nort-sur-Erdre) et le Plateau Bas-Normand restent émergés au cours des maximums de transgression, i.e. au Messinien (Figure 2-36.b) et au Plaisancien (Figure 2-36.e). Puis, les sables rouges subissent une phase de déformation entre le Miocène supérieur et le Pliocène supérieur. Elle pourrait dater du Zancléen (Figure 2-36.d), étage qui n'est pas formellement reconnu sur le massif et provoquer une lacune de cette période.

Le changement de sédimentation entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur-Pliocène apparaît synchrone de la discordance affectant la partie supérieur de la formation "Jones" (discordance R2, Figure 2-17) et de la phase d'inversion associée dans les Approches

[13] Résonance Paramagnétique Électronique

occidentales de la Manche ainsi que de la compression et du flambage alpins. Ce retour à une sédimentation terrigène pourrait donc traduire l'effet combiné de la transition vers un climat tempéré, d'inversions en Manche et de compressions liées à la convergence Afrique-Ibérie-Eurasie.

L'établissement du réseau de vallées incisées Pléistocène à actuel

L'enregistrement pléistocène sur les domaines émergé et immergé du Massif armoricain est caractérisé par des vallées incisées et l'absence quasi-générale sur le plateau continental, hors de ces vallées, de dépôts sédimentaires jusqu'à des bathymétries de 130 m (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Proust et al., 2001 ; Antoine et al., 2003 ; Bourillet et al., 2003 ; Menier et al., 2014). Des vallées incisées sont aussi identifiées sur la bordure du plateau continental sans que la connexion et l'appartenance à un même réseau puisse être formellement attestée (Paquet et al., 2010).

À terre, le réseau de vallées incisées est sécant par rapport au réseau du Pliocène supérieur et plus incisé (jusqu'à 80 m) et ramifié (Bonnet et al., 2000) et son établissement, daté grâce aux terrasses fluviatiles date du la base du Pléistocène moyen (Stade Isotopique 22, 0,9 Ma ; Bonnet, 1997 ; Bonnet et al., 2000). L'analyse géomorphologique de ce réseau de vallées (Bonnet, 1997 ; Bonnet et al., 2000) et de l'altitude de la surface d'inondation du Plaisancien (Brault, 2002 ; Brault et al., 2004) démontrent des mouvements verticaux récents. Une surrection différentielle est interprétée entre le Plateau bas-breton et le Plateau ouest-armoricain, avec un rejeu de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre, qui impliquerait des mouvements relatifs de 30 m à 80 m, accommodés sur des distances d'au moins 75 km (distance entre les points côtés de surrection), entre ces deux entités (Bonnet et al., 2000 ; Bonnet et Crave, 2003 ; Brault et al., 2004).

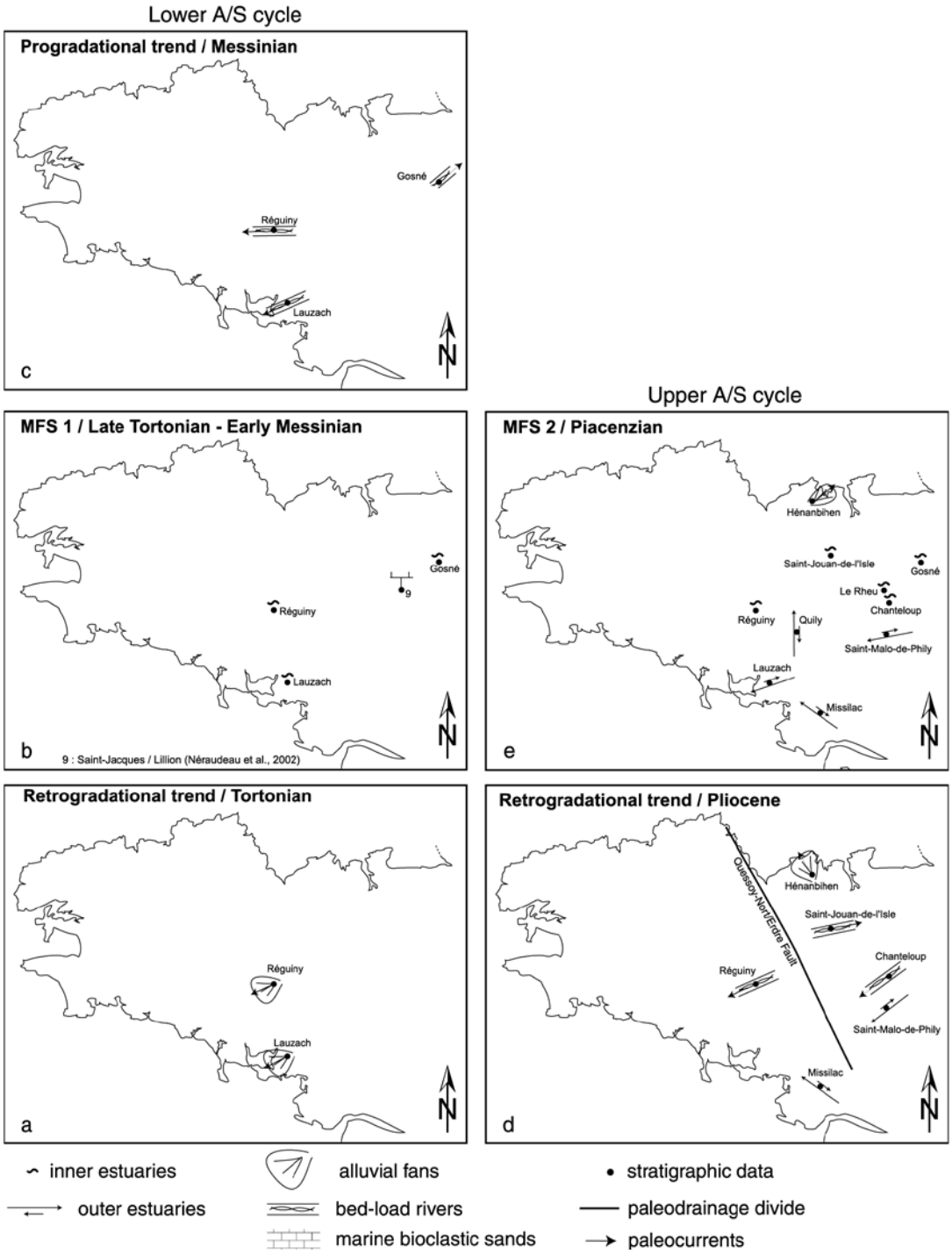


Figure 2-36 : Reconstitutions paléogéographiques du Massif armoricain du Tortonien au Plaisancien (Brault, 2004).

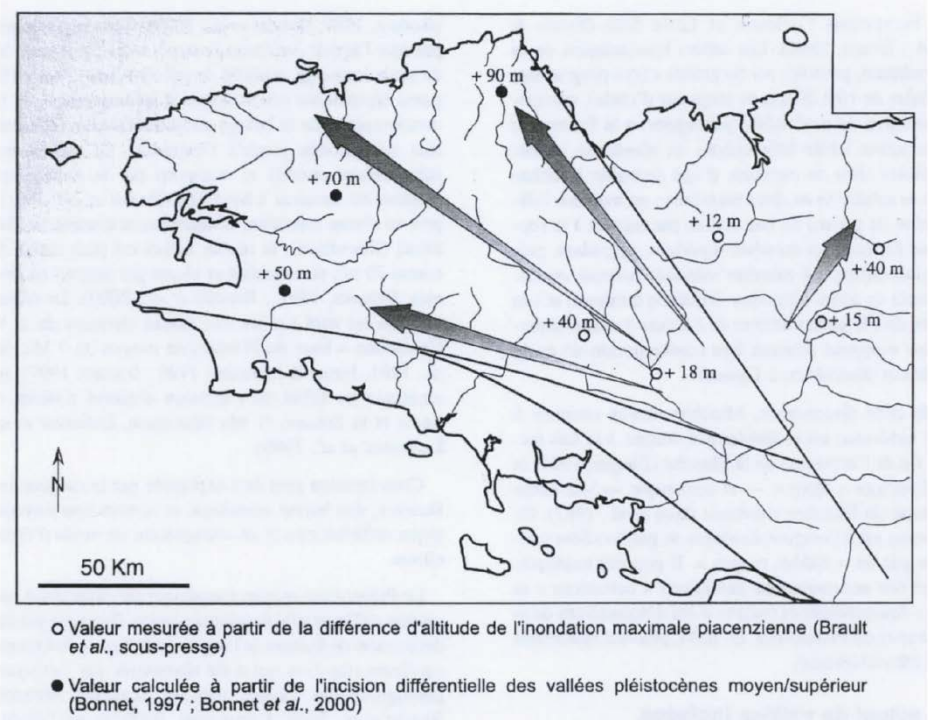


Figure 2-37 : Valeurs de surrection du Massif armoricain calculées à partir des différences d'altitude de l'inondation maximale plaisancienne et de l'incision différentielle des vallées pléistocènes (Guillocheau et al., 2003 d'après Bonnet, 1997 et Brault, 2002).

2.4.4 LES ÉTUDES GÉOMORPHOLOGIQUES ANTÉRIEURES DES SURFACES D'APLANISSEMENT DU MASSIF ARMORICAIN

Le relief du Massif armoricain est étudié par les géomorphologues depuis plus d'un siècle et les travaux de E. de Martonne (1906). Cet auteur fut le premier à reconnaître une surface d'aplanissement d'importance régionale (appelée "pénéplaine") sur le Massif armoricain depuis le pourtour du Plateau ouest-armoricain jusqu'au Bas-plateau breton et la plate-forme de Vannes (de Martonne, 1906). Selon lui, l'aplanissement est réalisé au cours du mésozoïque et il décrit un "gauchissement" de la surface identifiée (déformation de grande longueur d'onde ?) marqué par le basculement vers le sud de cette dernière, une surrection plus intense à l'ouest de la partie nord de la faille Quessoy/Nort-sur-Erdre dont les valeurs maximales seraient localisées dans la partie nord du Plateau ouest-armoricain (de Martonne, 1906). Il relie ce "gauchissement" à la compression alpine durant le cénozoïque. Cette déformation auraient induit un rajeunissement du relief traduit par l'incision des rivières et l'érosion préférentielle des roches les moins résistantes (sédiments "briovériens"), notamment dans la cuvette de Rennes (dépression au centre du Bas-plateau breton ; de Martonne, 1906).

Cette surface d'aplanissement est reconnue par Musset (1928) dans la partie ouest du Massif armoricain (Plate-forme du Léon), qui identifie deux surfaces de plus haut niveau (de la plus basse à la plus haute : surface de Sainte-Marie-du-Ménez-Hom et plate-forme d'Arrée ; Figure 2-38). Ces trois surfaces présentent des différences d'altitudes constantes

(environ 80 m) et Musset (1928) reconnait un gauchissement, de la même manière que de Martonne (1906) mais envisage quelques mouvements par failles contemporains de la flexure ("gauchissement").

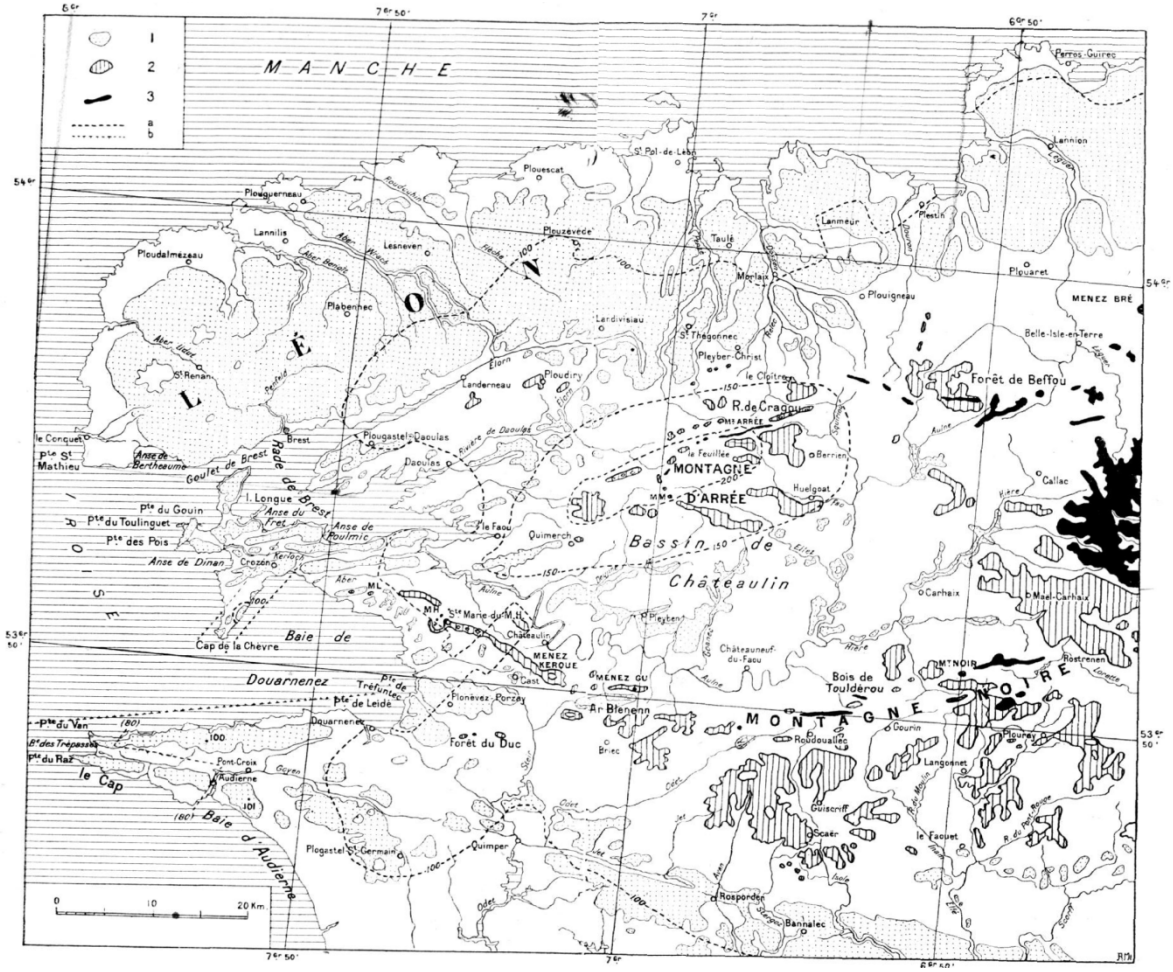


Figure 2-38 : Cartographie des surfaces d'aplanissement de la Bretagne Occidentale par Musset, 1928. 1 – Plate-forme du Léon ; 2 – Plate-forme de Sainte-Marie-du-Ménez-Hom ; 3 – Plate—forme d'Arrée ; a : courbes de niveaux de la plate-forme du Léon ; b : Faille ou flexure (Musset, 1928).

L'analyse géomorphologique de la partie occidentale du Massif armoricain a ensuite été reprise par Guilcher (1949) en intégrant la partie sud du Massif armoricain (Plate-forme de Vannes, Guilcher, 1948). Guilcher reconnaît l'étagement des trois surfaces d'aplanissement décrites par Musset (1928). Cependant il observe un différentiel d'altitude variable entre ces surfaces, qui par endroit peuvent se confondre. Il interprète ces différences d'altitudes variables comme des marqueurs de la déformation affectant le massif entre les phases d'aplanissement. Guilcher propose un âge mésozoïque inférieur pour la surface supérieure (i.e. Plate-forme d'Arrée) et argumente un âge pré-éocène pour la surface inférieure (surface reconnue par de Martonne en 1906 et proposée mésozoïque ; Plate-forme du Léon de Musset, 1928) scellée dépôts continentaux silicifiés raportés à l'Éocène (silcrètes pédogénétiques : grès à sabals, grès ladères) sur cet aplanissement (Guilcher, 1948 ; Guilcher, 1949).

Ces trois surfaces sont également identifiées au sud-est du Plateau ouest-armoricain par Gautier (1947 ; Bretagne centrale) tandis que sur le Bas-plateau breton, seule la surface inférieure est reconnue (Surface de de Martonne, 1906 ; Plate-forme du Léon de Musset, 1928 ; Meynier, 1940). Pour Meynier (1940), la surface inférieure du Bas-plateau breton est fortement déformée par un système de blocs basculés qui individualise la dépression du centre du Bas-plateau breton (dépression de Rennes). De la même manière, certains auteurs expliquent la genèse de nombreuses dépressions armoricaines par le rejeu de failles bordant des grabens durant le Cénozoïque (Guilcher, 1948 ; Gautier, 1967).

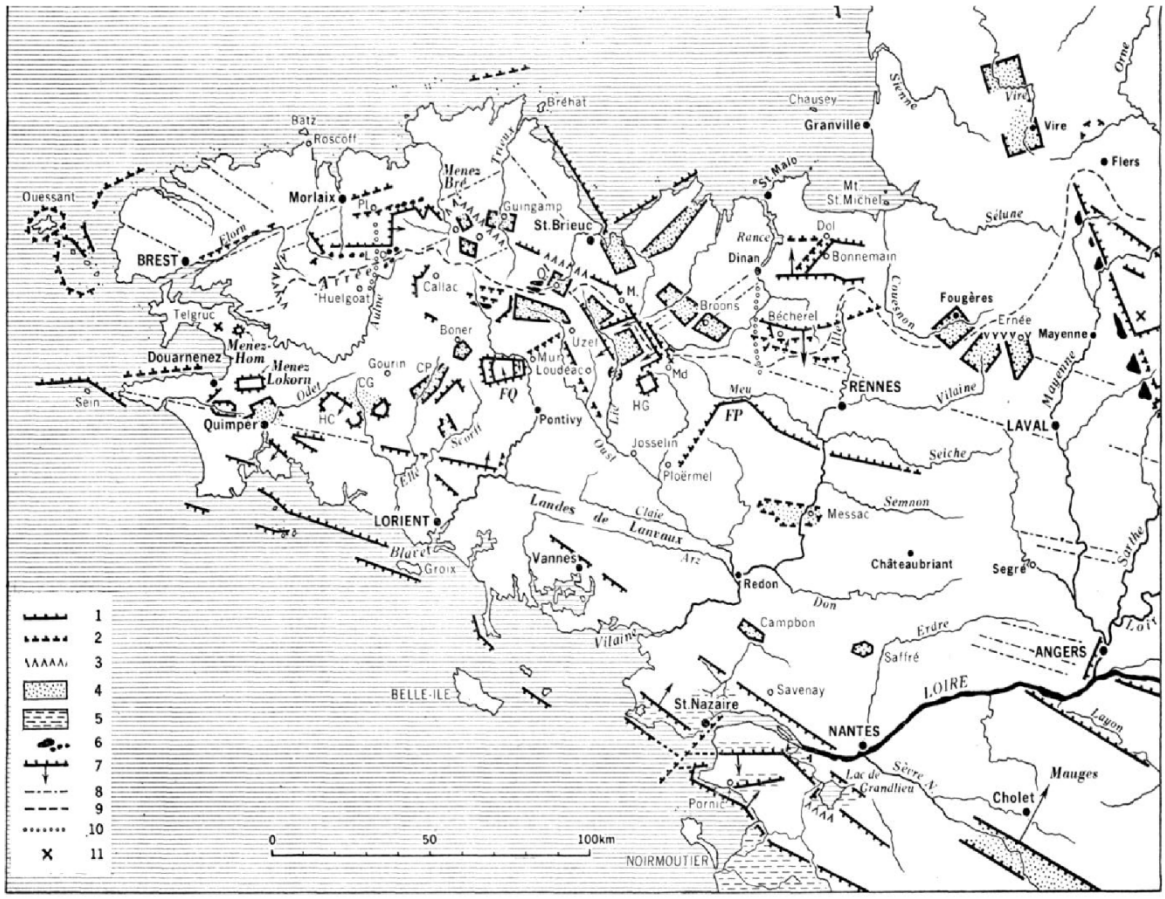


Figure 2-39 : Répartition des structures de grabens interprétés par Gautier (1967). 1 – Faille ; 2 – Faille probable ; 3 – Flexure ; 4 – Graben ; 5 – Marais du Pays Nantais ; 6 – Vasques (E : alvéole avec dépôts "éocènes" ; 7 – Blocs basculés ; 8 – Axe structural orientant l'hydrographie ; 9 – Ligne de partage des eaux Manch-Atlantique ; 10 – Ensellement (axe de l'accident) ; 11 – Gisement de sables et galets à altitudes "anormales" (Gautier, 1967).

Enfin, la bordure est du Massif armoricain a été étudiée par Klein (1975) qui reconnaît localement des lambeaux de surfaces d'aplanissement exhumés (à la limite socle-couverture) qu'il date grâce aux dépôts sédimentaires d'âges connus les scellant. Il identifie ainsi, (i) une surface "post-hercynienne" (ante-Trias), (ii) une surface infra-cénomanienne (ante-Cenomanien) ainsi que (iii) une vaste pénéplaine Cénozoïque occupant le Massif armoricain – "la pénéplaine de l'Ouest de la France" – initialement façonnée à l'Yprésien et ré-évoluant à l'Éocène moyen puis au cours de l'Oligocène.

En conclusion, trois surfaces résultant de trois aplanissements successifs, antérieurs à l'incision des rivières actuelles, sont reconnues sur le Massif armoricain. Les deux surfaces supérieures résulteraient d'aplanissements mésozoïques tandis que la surface inférieure (surface reconnue par de Martonne, 1906) serait d'âge Paléogène inférieur (anté-Éocène inférieur à moyen). Leur cartographie exacte, leur(s) déformation(s) synchrone(s) ou non sont sujets à discussion.

2.4.5 ÉVOLUTION CLIMATIQUE CÉNOZOÏQUE DU MASSIF ARMORICAIN

L'évolution globale de la courbe de température est relativement bien connue depuis les travaux de Miller (Miller et al., 1977) et de Zachos (Zachos et al., 2001 ; 2008). Au Crétacé terminal frais succède un réchauffement climatique global au cours de l'Éocène inférieur. Puis un refroidissement global est enregistré depuis la transition Éocène-Oligocène.

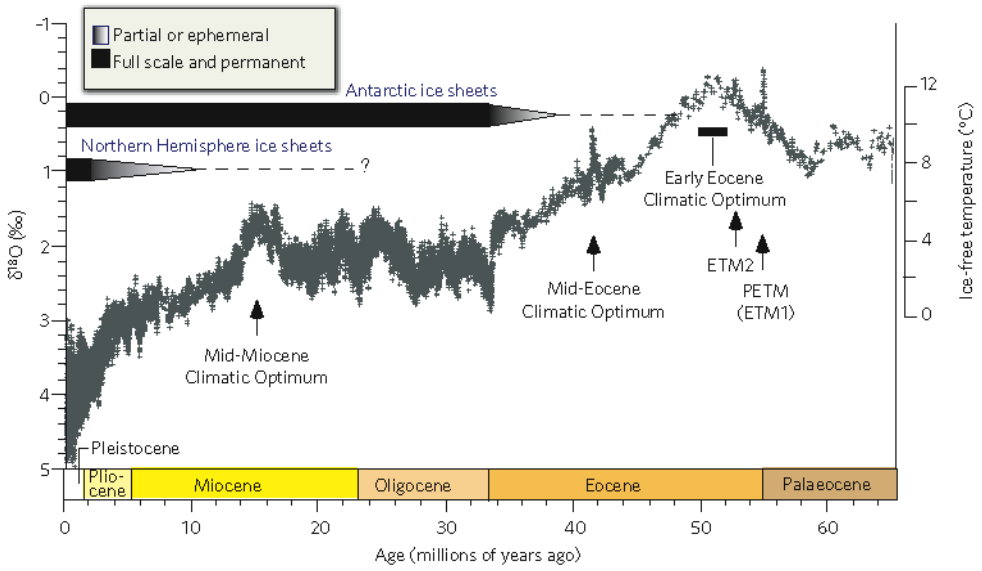


Figure 2-40 : Évolution des niveaux de C02 et changements climatiques sur les 65 derniers million d'années (Zachos et al., 2008).

La courbe des paléo-précipitations est, elle, plutôt mal contrainte. Les seules données disponibles sont les données paléobotaniques (surtout pollens et spores) et les paleosols. À l'échelle de l'Europe, le Jurassique moyen constitue une période très chaude et humide qui évolue vers un climat plus sec à la limite Jurassique-Crétacé. Le Crétacé inférieur est marqué par le retour à des climats très humides (et chauds) caractérisés par la formation de nombreux profils latéritiques en Europe de l'Ouest (Ardennes : Yans, 2003a, Yans, 2003b ; Massif Central : Théveniaut et al., 2007 ; Ricordel-Prognon et al., 2010). Les dépôts cénozoïques des bassins armoricains enregistrent des conditions climatiques tropicales humides au cours de l'intervalle Paléocène – Éocène inférieur puis des conditions semi-arides pendant la période Éocène inférieur – Oligocène (Durand et Ollivier-Pierre, 1969 ; Châteauneuf, 1980 ; Ollivier-Pierre, 1980 ; Ollivier-Pierre et al., 1987 ; cf. Annexe 2) jusqu'à la limite Miocène-Pliocène qui correspond à l'installation progressive des conditions

climatiques actuelles (Mosbrugger et al., 2005 ; Roche et al., 2008 ; Utescher et al., 2009 ; Figure 2-41).

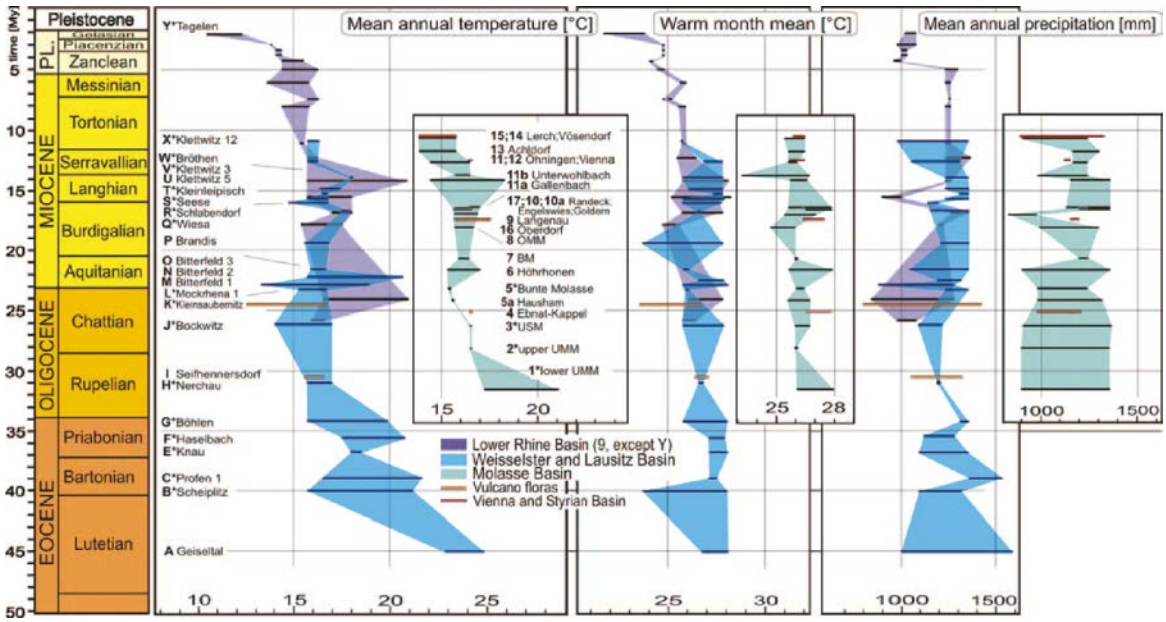


Figure 2-41 : Enregistrement des températures moyennes annuelles (MAT), des températures moyennes des mois les plus chauds (WMM) et des précipitations moyennes annuelles (MAP) déduit des intervalles de coexistance de différentes espèces paléobotaniques fossilisées dans des bassins sédimentaires d'Europe de l'Ouest (Mosbrugger et al., 2005).

CHAPITRE 3. ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN : PARTIE ÉMERGÉE

3.1 INTRODUCTION

À l'image de nombreux domaines de socle ouest-européens (Massif Central, Massif des Ardennes, Massif des Cornouailles, etc.) le Massif armoricain forme la partie émergée d'un de socle cadomo-varisque lui-même composé de plusieurs domaines crustaux limités par des sutures océaniques. Cette histoire géologique cadomienne à varisque à fait l'objet de nombreuses études et est relativement bien connue (voir Ballèvre et al., 2009 et Ballèvre, 2013 pour des synthèses récentes). En revanche, l'histoire géologique mésozoïque à cénozoïque du Massif armoricain reste plus floue car si ce massif est encadré par trois bassins périphériques majeures (Bassin de Paris, Marge sud-armoricaine et Approches occidentales de la Manche), seuls quelques dépôts cénozoïques et de rares sédiments mésozoïques ont été reconnus. Les arguments sédimentaires et stratigraphiques manquent donc pour reconstituer cette partie de l'histoire géologique du domaine armoricain et en esquisser les phases et les modes de déformation ainsi que les paléogéographies.

Afin de déterminer cette évolution méso-cénozoïque, certains auteurs se sont attachés à étudier les formes du relief. Des surfaces d'aplanissement sont décrites sur le Massif armoricain depuis plus d'un siècle et ont été cartographiées par de Martonne (1906), Musset (1922), Guilcher (1949) et Klein (1975) parmi d'autres. La plupart d'entre eux s'accordent sur l'existence de plusieurs surfaces d'aplanissement dont les âges s'étendent du Mésozoïque pour les plus élevées au Cénozoique pour les plus proches du niveau marin. D'autres auteurs se sont concentrés sur l'analyse des dépôts sédimentaires préservés (datation, détermination des milieux de dépôts, etc. ; e.g. Durand, 1959, Ollivier-Perre, 1980) ou des nombreuses occurrences d'altérites (e.g. latérites, silcrètes ; Ferronnière, 1921, Kerforne, 1921 Milon, 1932, voir Estéoule-Choux, 1983 pour une revue) afin de déterminer la paléogéographie du domaine. Ces profils d'altération suggèrent qu'une partie du relief armoricain ait été formée sous des climats différents de celui que nous connaissons aujourd'hui (semi-aride chaud à chaud et humide), comme l'a proposé Jessen (1938) il y a quelques décennies pour l'Allemagne. Le réseau de vallées armoricain actuel incise ces surfaces d'aplanissement depuis la limite Pléistocène inférieur – Pléistocène moyen. Cette incision est reliée au régime de convergence Afrique-Apulie-Eurasie et renforcée par le changement climatique important intervenant au Pléistocène inférieur à moyen (Bonnet et al., 2000).

Afin de préciser son évolution géologique et géomorphologique méso-cénozoïque, une cartographie au 1/80000ème des surfaces d'aplanissement du Massif armoricain a été menée à bien grâce aux outils S.I.G. et à des contrôles de terrain (réduite au 1/500000ème en carte hors-texte n°1). Nous proposons la première carte des surfaces d'aplanissement couvrant le Massif armoricain (excepté la partie vendéenne) jusqu'à ces bordures marquées par l'ennoiement des bassins périphériques, éléments de calage temporel importants de ces surfaces. Les résultats, interprétations et discussions issues de l'analyse de la partie émergée du massif sont présentés dans ce chapitre sous la forme d'un article, accepté pour

publication dans la revue "*Geomorphology*" (les résultats de l'analyse de la partie immergée sont présentés en Chapitre 4).

Le but de ce chapitre est de (1) caractériser les différents types de formes du relief antérieures aux incisions des vallées actuelles (précédemment étudiées par Bonnet, 1997 et Bonnet et al., 2000), leur chronologie relative et leur lien avec les dépôts sédimentaires méso-cénozoïques dâtés et les altérites puis (2) de proposer un modèle d'évolution de ces forms du relief à l'échelle du Massif armoricain.

RÉSUMÉ

Le Massif armoricain, domaine de socle varisque affleurant dans l'Ouest de la France, porte plusieurs surfaces d'aplanissement d'origine et d'âge débattus. Nous proposons un modèle d'évolution de ces formes du relief, et des déformations les affectant, basé sur la cartographie détaillée de ces surfaces d'aplanissement, leur chronologie relative et leurs relations avec les dépôts sédimentaires datés et les altérations supergènes. Le paysage armoricain est constitué de six surfaces d'aplanissement étagées (nommées PS1 à PS6) postérieurement incisées par deux réseaux de rivières successifs. Ces formes du relief sont des pédiments, des pédiplaines ou des surfaces polygéniques (Surface d'aplanissement armoricaine – PS5) résultant de deux périodes de "*etchplanation*". Ces surfaces d'aplanissement sont principalement pré-Crétacé supérieur, âge basé sur celui des sédiments qui ennoient ces pédiments. Les trois plus anciennes (PS1 à PS3) sont d'âge pré-Pliensbachien (191-183 Ma) ; PS4 est d'âge pré-Bajocien (170-168 Ma), PS5 (ici nommée "Surface d'aplanissement armoricaine") est polygénique dans une gamme d'âge comprise entre la base du Crétacé inférieur et la base du Bartonien (140-40 Ma) et les plus jeunes, dont l'âge est relativement mal contraint, sont pré-40 Ma (base du Bartonien) ou pré-15 Ma (base du Miocène moyen). La plupart de ces formes du relief "anciennes" sont exhumées, c'est-à-dire qu'elles ont été enfouies sous des sédiments puis ultérieurement ré-exposées du fait de la dénudation. Au moins deux phases d'enfouissement et d'exhumation ont été idntifiées : (1) un enfouissement au cours du Jurassique suivi d'une dénudation durant le Crétacé inférieur et (2) un enfouissement au cours du Crétacé supérieur suivi d'une dénudation durant l'intervalle Crétacé supérieur terminal-Éocène inférieur. La profondeur d'enfouissement est inconnue mais reste probablement faible du fait des faibles apports silicoclastiques synchrones dans les bassins périphériques. Les deux périodes d'exhumation correspondent à des phases critiques dans les mouvements des plaques Afrique, Ibérie et Eurasie. La première est probablement reliée à l'initiation et à l'ouverture du rift entre l'Ibérie et l'Eurasie (Gascogne) et le second à la convergence entre ces deux plaques.

ARTICLE 1 : "PLANATION SURFACES OF THE ARMORICAN MASSIF (WESTERN FRANCE): DENUDATION CHRONOLOGY OF A MESOZOIC LAND SURFACE TWICE EXHUMED IN RESPONSE TO RELATIVE CRUSTAL MOVEMENTS BETWEEN IBERIA AND EURASIA"

Paul BESSIN[a], François GUILLOCHEAU[a], Cécile ROBIN[a], Jean-Michel SCHROËTTER[b] and Hugues BAUER[c]

Geomorphology, 2015, volume 233, p. 75-91

[a]: Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, CNRS 263, avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes cedex, France
[b]: BRGM, Direction régionale Bretagne, Rennes Atalante Beaulieu, 2 rue de Jouanet, 35700 Rennes
[c]: BRGM, Centre scientifique et technique, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 360009, 45060 Orléans cedex 02, France

Corresponding author:
Paul BESSIN[a]
[a]: Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, CNRS, 263 avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes cedex, France ;
email: paul.bessin@univ-rennes1.fr, paul.bessin@gmail.com

ABSTRACT

The Armorican Massif, an extensive outcrop of Variscan basement in western France, is shaped by several planation surfaces of debated origin and age. We propose an evolution model for these landforms and their deformation based on detailed mapping of the planation surfaces, their relative chronology and their relationships with dated outcrops of sediments and weathering products. The Armorican landscape consists of six stepped planation surfaces (labelled PS1 to PS6) later incised by two successive river networks. These landforms are pediments and pediplains or polygenic landforms (Armorican Planation Surface – PS5) resulting from two periods of etchplanation. These planation surfaces are mostly pre-Late Cretaceous in age, based on the age of the sediments overlapping these pediments. The three older ones (PS1 to PS3) are pre-Pliensbachian (191–183 Ma) ; PS4 is pre-Bajocian (170-168 Ma), PS5 (here called the "Armorican planation surface") is polygenic and ranges from the base of the Early Cretaceous to the base of the Bartonian (140–40 Ma) ; and the youngest (PS6), which is poorly constrained, is older than 40 Ma (base of the Bartonian) or 15 Ma (base of the Middle Miocene). Most of these "old" landforms are exhumed, i.e. they were buried by sediments and later re-exposed by denudation. At least two phases of burial and exhumation have been identified: (1) burial in Jurassic time followed by denudation during the early Cretaceous and (2) burial in late Cretaceous time followed by denudation during the latest Cretaceous to early Eocene. The depth of burial is unknown but is probably low due to the small amount of coeval siliciclastic sediments in the surrounding basins. The two periods of exhumation correspond to critical periods in the plate movements between Africa, Iberia and Eurasia. The first is probably related to the initiation and break-up of the rift between Iberia and Eurasia and the second to the convergence between these two plates.

Keywords: Armorican Massif ; exhumation ; planation surface ; pediment ; Mesozoic ; Cenozoic

3.2 INTRODUCTION

The geology of north-western Europe is a complex pattern of sedimentary basins (North Sea, Western Approaches, London and Paris basins, etc.) and outcrops of Proterozoic to Paleozoic basement (Cornwall, Armorican Massif, Ardennes–Eifel, Vosges–Black Forest, French Massif Central, etc.).

The relief of these basement outcrops has been extensively shaped into a succession of planation surfaces. These nearly flat topographic surfaces range from x10 km^2 to x1000 km^2 and bevel the underlying bedrock structures despite residual hills (Brown, 1968 ; Migoń, 2004a ; Huggett, 2011). Although their relative spatial extent and age are still debated (Widdowson, 1997), several types of planation surfaces have been described in Europe:

(1) peneplains (British Isles: Wooldridge and Linton, 1955 ; Brunsden, 1963 ; Scandinavia: Elvhage and Lidmar-Bergström, 1987 ; Lidmar-Bergström, 1989 ; 1995 ; 1999 ; Lidmar-Bergström et al., 1997 ; Johansson et al., 2001).

(2) pediplains and pediments (Hungary: Pécsi, 1970 ; Pinczés, 1970 - Germany: Rosenkranz, 1970 - British Isles: Dury, 1972 - Scandinavia: Lidmar-Bergström, 1995 ; Lidmar-Bergström et al., 1997 ; Johansson et al., 2001).

(3) etchplains, which are either mantled (Sudetes: Migoń, 1997 ; 1999 - Western Europe: Migoń and Lidmar-Bergström, 2001) or stripped (British Isles: Jones, 1999 - Scandinavia: Lidmar-Bergström, 1999 ; Johansson et al., 2001 - Western Europe: Migoń and Lidmar-Bergström, 2001).

(4) wave-cut platforms (British Isles: Ramsay, 1846 ; Wooldridge and Linton, 1955 ; Brunsden, 1963).

Planation surfaces in the Armorican Massif, have been mapped by de Martonne (1906), Musset (1922), Guilcher (1948 ; 1949) and Klein (1975). In these classic studies, most authors agreed on the existence of several planation surfaces with ages ranging from the Mesozoic for the most elevated, to the Cenozoic for the closest to sea-level. Some scholars have also discussed the nature of the planation surfaces: Meynier (1951, 1952), Klein (1975, 1990), Sellier (1985) and Wyns (1991) suggested that many surfaces were pediments, but based on the occurrence of rounded pebbles at some locations, Klein (1975) also advocated wave-cut platforms. At the same time, numerous occurrences of deep weathering products such as laterites and silcretes were described by a number of geologists (Ferronnière, 1921 ; Kerforne, 1921 ; Milon, 1932 ; see Estéoule-Choux, 1983 for a review). These weathering mantles suggest that some Armorican landforms were shaped in a different climatic setting (hot semi-arid or hot and very humid) from the present, as suggested long ago by Jessen (1938) for Germany. The present-day network of valleys has incised these planation surfaces. Fluvial incision started at the transition between the early and middle Pleistocene. The timing is related to the Africa/Apulia/Eurasia convergence regime and was enhanced by major early to middle Pleistocene climate change (Bonnet et al., 2000).

The aim of this paper is (1) to characterize the different types of pre-incision landforms (incised valleys were previously studied by Bonnet, 1997 and Bonnet et al., 2000), their relative chronology, their links with dated sediments and weathering mantles and (2) to propose a model of evolution for these landforms at the scale of the entire Armorican Massif.

3.3 REGIONAL SETTING

3.3.1 GEOLOGY

The Armorican Massif is a Variscan (Hercynian) basement (late Devonian to Carboniferous deformations) with some remnants of Cadomian (late Neoproterozoic) deformations (Chantraine et al., 2001 ; Ballèvre et al., 2009). This basement outcrop is surrounded by three main sedimentary basins: the Western Approaches Basin to the north, the Armorican and Celtic Margins to the west and south, and the Paris Basin to the east.

The Armorican Massif is made up of three main Variscan units (Ballèvre et al., 2009) bounded by major N110E shear faults: the North Armorican Shear Zone (NASZ) and the two branches of the South Armorican Shear Zone (SASZ). The basement consists of metamorphic rocks (micaschist and gneiss, dominant south of the SASZ), sedimentary rocks (schist, sandstone and quartzite, dominant between the NASZ and the SASZ), and plutonic rocks (granites are widespread). The bedrock was densely fractured by N140E faults at the time of the Permian–Triassic extension (aborted pre-Atlantic rifting episode ; Ziegler, 1990).

The Western Approaches Basin is a long-lived, complex depocentre (Ziegler, 1987 ; Ruffell, 1995). It was initiated at the time of the Permian extension (rift 1), reactivated during the early Cretaceous North-Atlantic extension (rift 2), and inverted during late Paleogene times (Le Roy et al., 2011).

The Paris Basin (Perrodon and Zabek, 1990 ; Guillocheau et al., 2000) is an intracratonic basin floored by Lower Triassic strata. It underwent moderate inversions during early Cretaceous time and buckled under a compressive stress regime during Cenozoic times.

The Armorican and Celtic continental margins were initiated at the time of the first oceanic accretion in the Bay of Biscay, i.e. during the uppermost Aptian (early Cretaceous) (Montadert et al., 1979 ; Thinon et al., 2003). The Armorican passive margin is a starved continental margin, whereas the Celtic margin has been more abundantly supplied with sediment by the (English) Channel since the Neogene (Bourillet et al., 2003).

These basins were controlled by plate movements between Iberia (Africa) and Eurasia at the time of early rifting in the North Atlantic and Bay of Biscay (early Cretaceous) and later during the peak of Pyrenees compression (latest Cretaceous to Eocene, see Vissers and Meijer, 2012a ; 2012b for a review).

Detailed Jurassic and Cretaceous palaeogeographic maps (Enay et al., 1980 ; Hancock and Rawson, 1992 ; Lasseur, 2007) indicate (1) that facies lines can be traced across the modern boundaries of the Armorican Massif, meaning that the present-day limits of the basins are erosional ; and (2) that the Armorican Massif was partly (or totally) covered by sediments.

3.3.2 GEOMORPHOLOGY AND LANDSCAPE EVOLUTION SINCE THE MESOZOIC

The present-day topography of the Armorican Massif is structured around three main upland areas: the Western Brittany Plateau, the Vendée High and the Lower Normandy Plateau (Figure 3-1). The mean elevation of the study area is 150 to 220 m, the highest summit is 417 m, and low areas (Eastern Brittany Low, Ligerian Low and Maine Low) range between 30 m and 100 m. The SASZ is an important structure to the south and defines the boundary with a low-lying flat domain hereafter called the Vannes Platform (Figure 3-1). All of these physiographic units are incised by rivers to various depths.

De Martonne (1906) was the first to recognize a planation surface (defined as a peneplain) of regional importance, extending everywhere around the Western Brittany Plateau and deformed after its planation. Musset (1917 ; 1922 ; 1928) identified two other deformed planation surfaces, both more elevated than the one described by de Martonne. Meynier (1940), Gautier (1947), Guilcher (1948 ; 1949), and Klein (1975) argued for a pre-Eocene age for de Martonne's regional lower planation surface based on the occurrence of dated Eocene silicified deposits in the eastern part of the Armorican Massif, and ascribed a Mesozoic age to the two upper surfaces.

Some scattered vestiges of Mesozoic and Cenozoic sediments are preserved on the weathered basement of the Armorican Massif. The oldest sediments, of early (Pliensbachian–Toarcian) and middle (Bajocian–Bathonian) Jurassic age, occur on the Lower Normandy Plateau (Rioult, 1968 ; Dugué, 2007). Remnants of Upper Cretaceous marine sediments are more widely distributed (Durand et al., 1973 ; Juignet, 1974 ; see compilation below). After a period of lateritic weathering, attested by kaolinite reworking in various Eocene deposits (Estéoule-Choux and Ollivier-Pierre, 1973 ; Ollivier-Pierre, 1980), the Armorican Massif was flooded at least six times by rising sea-levels (Guillocheau et al., 2003) during (1) the early Eocene (Ypresian), along the southern part of the Armorican Massif, (2) the base of the late Eocene (Bartonian), (3) the early Oligocene (Rupelian), (4) the middle

Miocene, (5) the uppermost Miocene (Messinian?) and the early Pleistocene (Gelasian). Between the Bartonian and Rupelian sea-level rises, lacustrine aggradation occurred, preserved in N150E grabens (Rennes, Landéan, Saffré) mostly located in the Eastern Brittany Low. The middle Miocene flood and associated marine bioclastic limestones (mainly located along the Carentan Flat, the Eastern Brittany Low and the Lower Loire Platform: Durand, 1959 ; Lécuyer et al., 1996 ; Courville and Bongrain, 2003 ; Dugué et al., 2005) are clearly of eustatic origin. The basement and these previous deposits were later incised by (1) a first drainage network during the late Miocene, forming valleys that became later filled by the continental to estuarine Upper Miocene to Pliocene “Red Sands” (Brault et al., 2004 ; Dugué et al., 2007) ; and (2) a second generation of rivers, which form the modern drainage and were emplaced around the early to middle Pleistocene boundary (Bonnet et al., 2000).

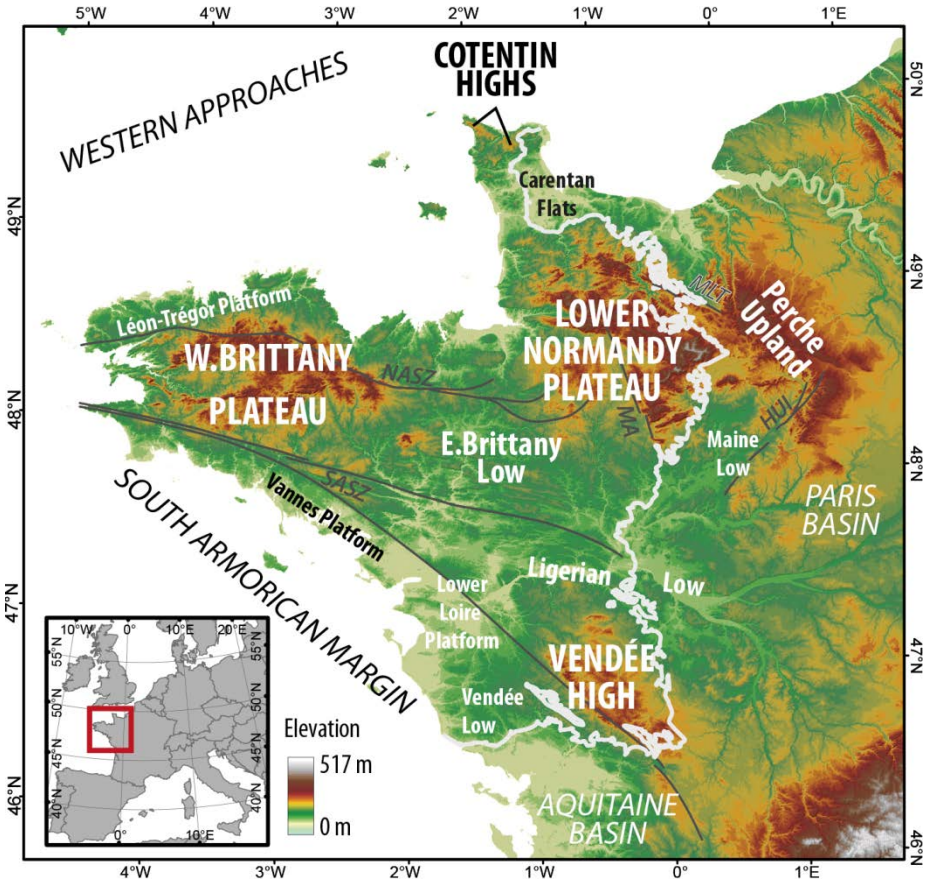


Figure 3-1 : Main topographic units of the Armorican Massif and surrounding basins on a shaded-colour elevation map (3 arc-second resolution, NASA Shuttle Radar Topography Mission ; projection: RGF Lambert 1993). Thick white line: limit between the Armorican Massif (Variscan basement) and the Paris Basin. Grey lines: main faults (NASZ: North Armorican Shear Zone ; SASZ: South Armorican Shear Zone ; MLT: Merlerault Fault ; MA: Mayenne Fault ; HUI: Huisne Fault).

3.3.3 PALAEOCLIMATE

The world-scale Cenozoic temperature curve has been quite well known since the works of Miller (Miller et al., 1977) and Zachos (Zachos et al., 2001 ; 2008). The cool latest Cretaceous was followed by global warming during the early Eocene and then by overall cooling since the Eocene–Oligocene transition. The palaeoprecipitation curve, however,

which is key to the interpretation of past landforms, is poorly known. The only available constraints are palaeobotanical data (mainly pollens and spores) and palaeosols. At the European scale, the Middle Jurassic was very hot and humid, evolving to drier conditions at the Jurassic–Cretaceous boundary. The early Cretaceous was again very humid, with the formation of lateritic profiles (Lower Cretaceous laterites — Ardennes: Yans, 2003 ; French Massif Central: Théveniaut et al., 2007 ; Ricordel-Prognon et al., 2010). Cenozoic Armorican deposits record tropical humid (Paleocene to early Eocene) to semi-arid (late Eocene to Oligocene) conditions (Durand and Ollivier-Pierre, 1969 ; Châteauneuf, 1980 ; Ollivier-Pierre, 1980 ; Ollivier-Pierre et al., 1987) until the Miocene–Pliocene boundary, a period during which the present-day climatic conditions prevailed across Europe (Mosbrugger et al., 2005 ; Roche et al., 2008 ; Utescher et al., 2009).

3.3.4 MATERIAL AND METHODS

This study is based on planation surface mapping in the Armorican Massif and aims to establish the relative chronology, age and formative processes of the different generations of land surfaces identified. After completion, a planation surface can be (1) tilted or updomed on a wavelength of at least x10 km, and/or (2) bevelled in response to a local fall in base level, resulting in two surfaces with the older step occurring at a higher elevation and the younger at a lower elevation. Given that a planation surface can be deformed by crustal movements, it follows that its elevation can vary across the regional landscape. An erosion surface can also be shaped by different erosional processes due to relative base-level changes and thus become a polygenetic surface (Peulvast and Claudino Sales, 2005), i.e. a surface shaped by more than one deformation event or one climatic regime.

The characterization and relative chronology of these planation surfaces was obtained by combining Digital Elevation Model (DEM) analysis (IGN, 2011 ; Jarvis et al., 2008) under ArcGIS 10© with field controls. The characterization and mapping (at the scale of 1:80,000) of the planation surfaces are based on a combination of three different GIS analysis methods:

1- 3D visualization of the DEM (using ArcScene™) with a vertical exaggeration of x15, in order to emphasize the continuity of the inclined planation surfaces (primary or tilted by deformation) at a local scale, which is one of the limits of the approach but provides an innovation over the previous classic monographs dealing with the region (e.g. Klein, 1975).

2- Slope, shading and curvature analysis from the DEM (Smith and Pain, 2011), which are effective techniques for mapping the dissection of planation surfaces by valley networks as well as the contours of scarps forming the upper boundaries of planation surfaces.

3- Landform classifications from the DEM analysis performed in a Geographical Information System (GIS). Several classification methods were tested such as the Hammond (1964) landform typology, later automated (Dikau et al., 1991 ; Morgan and Lesh, 2005), which is based on a combination of slope, local relief and curvature parameters for a chosen number of neighbourhood cells. However, the Topographic Position Index (TPI) Landform Classification (Weiss, 2001 ; De Reu et al., 2013) has lately been preferred due to an empirical best fit with observed landforms. This method is based on the measurement of the TPI (difference between the elevation of a cell and the elevation of cells in a given neighbourhood radius) classified into discrete slope-position classes using the TPI standard deviation and slope values to identify ridges, upper slopes, middle slopes, flats, lower slopes and valleys. The parameters from two neighbourhood radii (best fits used in this study: 500 m/2000 m ; 1000 m/4000 m) are combined to produce the final classification in order to reveal more complex landscape information. The TPI Landform Classification combined with previous methods (3D visualization and classical DEM analysis) provides great accuracy when mapping planation surfaces, scarps and incised valleys.

The relative chronology and dating of the planation surfaces were based on the geometric relationships between these surfaces and sediments and weathering mantles of known age. To date these surfaces, a GIS mapping project was elaborated using (1) different landform maps published since ~1950 ; (2) geological maps of France at 1:50,000 scale (source data provided by the Bureau des Recherches Géologiques et Minières) for lithology, weathering mantles and Mesozoic to Cenozoic sedimentary rocks ; and (3) dated outcrops (mainly Cenozoic sediments) culled from the literature. Numerous topographic profiles were drawn from the DEM (see sections 4.4 and 4.5) at two scales, i.e. for each plateau or high and for the whole Armorican Massif, each time integrating all of the aforementioned information layers. Most of the ages provided by fossils (biostratigraphy) were re-evaluated and are reported in the current international stratigraphic chart (ISC 13) reference frame.

3.4 ARMORICAN LANDFORMS

3.4.1 THE LOWER NORMANDY PLATEAU SHOWCASE

Most landforms of the Lower Normandy plateau show uniform morphological characteristics which can be summarized as follows (see Figure 3-2):

(1) The land surface exhibits flat or gentle gradients (minimum: 0.01% ; maximum: 2% ; mean: 0.5%), with concave-up profiles that sharply truncate the underlying heterogeneous bedrock (Figure 3-2.A, B and C, underlined in red). These surfaces are 10 km in width (minimum: 3 km, maximum: 8.5 km) and x10 km long (minimum: 11 km, maximum: 29 km). These land surfaces cover areas ranging from 26 km^2 (Figure 3-2B) to 195 km^2 (Figure 3-2C) i.e. x10 km^2 to x100 km^2 in magnitude. In addition,

these surfaces are slightly dissected by the present-day river network. The incisions are underlined by 0.3 km to 3.4 km wide and 8 m to 70 m deep valleys with depth/width ratios ranging from 12 to 136.

(2) The flat or dipping surfaces are bounded by steeper slopes from around 6% (3.4°) to scarps with slopes of 25% (14°), which separate these surfaces from the older and higher planation surfaces (landform boundaries outlined in red in Figure 3-2, 3D views). These steeper slopes or scarps are, in map view, continuous, straight or slightly sinuous and are not dissected by an incised channel network coeval with the lower flat surface to which they (steeper slopes or scarps) are linked. The flat surfaces bounded by the steeper slopes/scarps define large flat-bottomed valleys into which the incised Pleistocene valley network cuts randomly. These incised valleys are found to either, (1) flow across rather than along the flat surfaces, (2) be superimposed only on the downstream part of the gently dipping surfaces, or (3) be incised into upslope part rather than into the downslope part of the surfaces. This suggests that the incised river network bears no connection with the formation of the flat to gently dipping surfaces, i.e. the incised valleys are young and were superimposed onto these low-gradient landforms.

(3) No alluvial sediments (alluvial fans, low preservation fluvial channels) are preserved on these surfaces, but the Lower to Middle Jurassic marine sediments fossilized these landforms (pediment in Figure 3-2B: flooded by Middle Jurassic open marine shallow carbonates which onlap Paleozoic quartzites, Doré et al., 1977 ; Fily, 1989 ; Gigot et al., 1999 ; Dugué, 2007 ; pediment in Figure 3-2C: coastal Lower Jurassic deposits, Rioult, 1968 ; Kuntz et al., 1989 ; Dugué, 2007). These sediments fill, flood and fossilize the flat to gently dipping surface, shown here by sketches in Figure 3-2.B'.

These characteristics fit the definition of a specific type of planation surface, namely pediments, which involve (Whitaker, 1979 ; Dohrenwend and Parsons, 2009):

- a nearly flat erosional surface (Brown, 1968 ; Whitaker, 1979 ; White, 2004) truncating a heterogeneous mosaic of rock outcrops ;
- an upslope scarp connecting with upstanding landforms (Cooke, 1970 ; Dohrenwend and Parsons, 2009) ;
- no cogenetic river channels (whether erosional or depositional) — only shallow-incision migrating streams (x1 m deep, x0.1 to x1 km wide: Strudley et al., 2006 ; Dohrenwend and Parsons, 2009) ;
- concave-up longitudinal profiles (Tator, 1952 ; 1953 ; Brown, 1968).

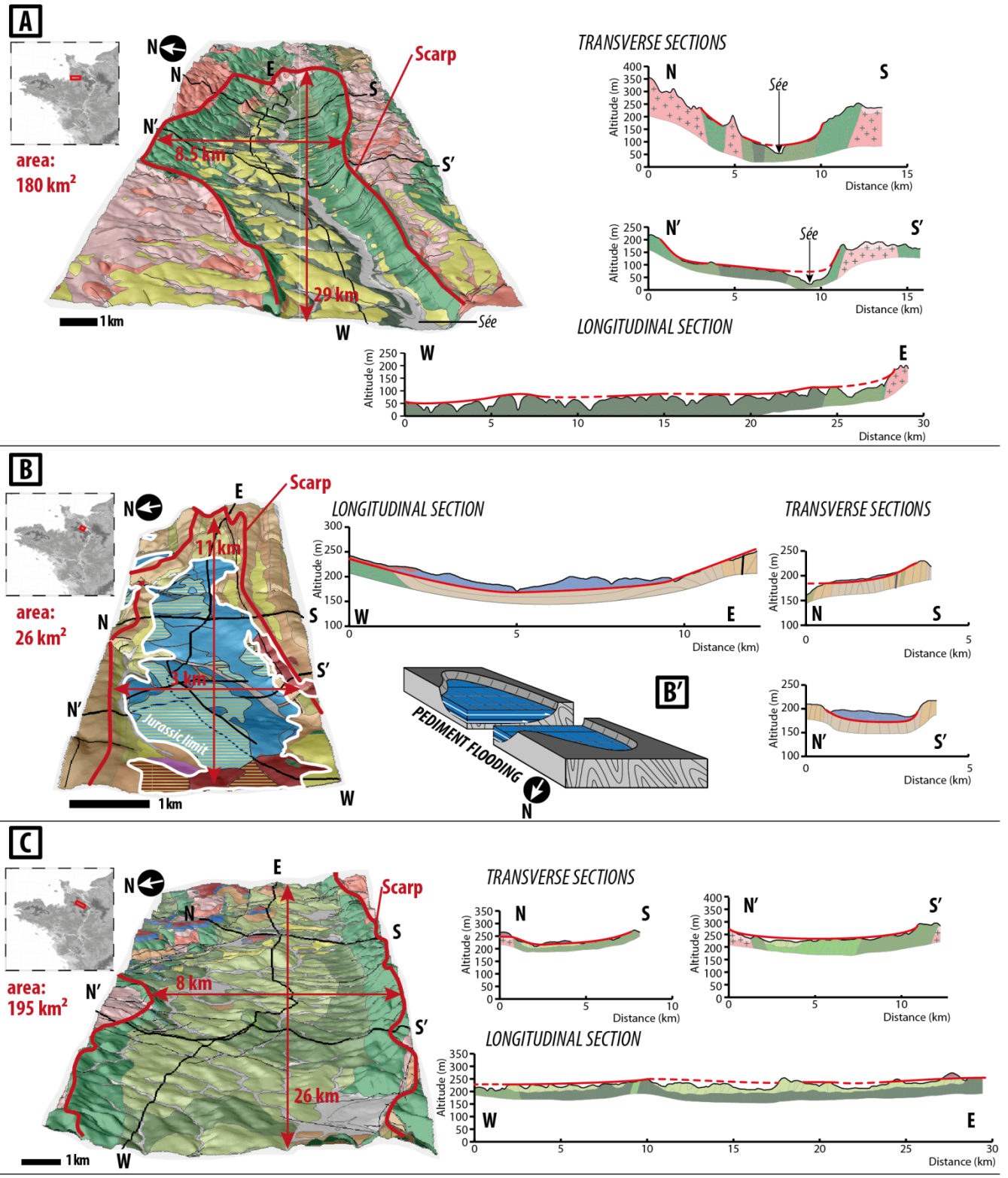

A
area:
180 km²
N
N
E
S
N′
8.5 km
S′
Scarp
29 km
Sée
1 km
W
TRANSVERSE SECTIONS
Altitude (m)
N
S
Sée
Distance (km)
N′
S′
LONGITUDINAL SECTION
W
E
B
area:
26 km²
11 km
3 km
Jurassic limit
LONGITUDINAL SECTION
TRANSVERSE SECTIONS
B′
PEDIMENT FLOODING
C
area:
195 km²
8 km
26 km
QUATERNARY DEPOSITS
Alluvial deposits
Colluvial deposits
Loess
on L.Jurassic rocks
on Clay-with-Flints
MESOZOIC ROCKS
Lower Jurassic marine sedimentary rocks
PALEOZOIC ROCKS
Ordovician-Silurian schists
Ordovician-Silurian sandstones
Cambrian siltstones and carbonates
BRIOVERIAN (NEOPROTEROZOIC) ROCKS
Low-grade contact metamorphism (Hornfels)
Undifferentiated silt- and sandstones
Siltstones and argilites
Fine sandstones
MAGMATIC ROCKS
Cadomian (Neoproterozoic) granite
WEATHERING MANTLES
Clay-with-flints
Weathered Cadomian granodiorites and granites
Weathered Brioverian sedimentary rocks
STRUCTURES
Faults
PEDIMENTS ENVELOPE CURVE
Preserved
Slightly degraded

Figure 3-2 : 3D geometry (topography and geology), longitudinal and transverse cross-sections of three Armorican pediments of the Lower Normandy Plateau. A: Sélune Pediment ; B: Falaise Pediment ; C: Briouze Pediment. Geologic data from vectorized 1:50,000 geological maps of France (Sheets No. : 176–Gigot et al., 1999, 209–Langevin et al., 1984, 210–Ménillet et al., 1987, 211–Bambier et al., 1983, 212–Kuntz et al., 1989, 247–Dadet et al., 1984, 248–Vernhet et al., 1997, 249–Vernhet et al., 1995). Sketch B' represents the infill geometry of the Argentan Pediment by marine Middle Jurassic sediments coloured in blue (onlaps: thin white arrows).

Pediments had been previously recognized by researchers across the Lower Normandy Plateau (Klein, 1975, 1990) or across the western and southern parts of the Armorican Massif (Meynier, 1951 ; 1952 ; Sellier, 1985 ; Wyns, 1991), although in a less systematic way than allowed here by GIS analysis. Some pediments are controlled by lithology, mainly by quartzite of Paleozoic age (Early Ordovician Armorican Quarzite, Late Ordovician and base Devonian quarztitic sandstones of the Western Brittany and Lower Normandy plateaus). Elsewhere in the Armorican Massif, other lithological contrasts, such as between metamorphic and plutonic rocks, do not control the location of the first-order planar landscape units such as the Léon–Trégor and Vannes Platform areas.

3.4.2 PLANATION SURFACES IN OTHER PARTS OF THE ARMORICAN MASSIF

The Western Brittany Plateau displays planation surfaces with similar characteristics to the Lower Normandy Plateau, i.e. pediments. North of the Loire River, a large and nearly flat surface extends from the Léon–Trégor Platform (W) to the Eastern Brittany Low (E) and to the Vannes Platform (S), between and around the Lower Normandy and Western Brittany Plateaus. This surface, hereafter called the Armorican Surface, is large: it covers an area of approximately 25,000 km^2, and is bounded by scarps or steeper slopes around its upper rim. This Armorican Surface answers to the definition of a pediplain, i.e. a planation surface made up of coalescent pediments (King, 1953). Locally (Léon and Vannes Platforms), the Armorican Surface is covered by undated conglomerate beds containing rounded pebbles of possible marine origin, cropping out at an elevation between 130 m and 210 m (Bourcart et al., 1950 ; Guilcher and Saint-Réquier, 1969 ; Hallégouët, 1972 ; 1976 ; Plusquellec et al., 1999). This feature suggests that parts of the Armorican Surface might have been shaped by marine wave processes and evolved as a wave-cut platform.

3.4.3 PLANATION SURFACES AND WEATHERING MANTLES

As shown by a compilation (Figure 3-3) of the most recent 1:50,000 scale geological maps of France, where "surficial" formations (soft rock outcrops sometimes up to 30-50 m deep) have been mapped, most of the basement rocks of the Armorican Massif are weathered. Three types of weathering mantle have been characterized in the study area.

(1) Laterites. Complete lateritic profiles in tropical regions can exhibit a thick saprolite (approximately 40 m, maximum 90 m) capped by an iron duricrust. Such occurrences

are well preserved in the Eastern Brittany Low and on the low-elevation planation surfaces of the Western Brittany Plateau (see Estéoule-Choux, 1983 for a review). Most of these profiles have been stripped so that only the lower part of the saprolite is preserved: in the field, they appear as kaolinized schist/micaschist, feldspar-rich granite or gneiss.

(2) Grus. These weathered layers occur mainly on feldspar-poor granite. Most researchers have agreed in the past that grus forms under temperate weathering conditions (e.g. Lageat, 2014). Recent drillholes and geophysical investigations for water resources in the grus-dominated areas (Wyns et al., 2003 ; Lachassagne et al., 2011) indicate instead (i) thicker deposits than expected (40–85 m) and (ii) a location of the grus at the base of large lateritic profiles. For these authors, grus is thus none other than the weathering front of stripped lateritic profiles.

(3) Silcretes. Presumed silcretes were identified over most of the Armorican Massif. Nevertheless, the use of this term is confusing because most of the silicified sandstones have been labelled as silcrete (Estéoule-Choux, 1983). The two varieties of silicified sandstones recognised by Thiry (1988 ; 1997) and Thiry et al. (1988a ; 1988b) in the Paris Basin have been found in the Armorican Massif: (1) true silcretes involving illuviation structures overprinted on alluvial deposits, and (2) groundwater silicifications of alluvial sediments.

All these weathering materials cover the different pediment or pediplain levels. True lateritic-type weathering profiles (type (1) with kaolinite ; not type (2), which is more debatable) are widely distributed. This implies that the pediments and pediplains are older than the silcretes and that they are older than or coeval with the laterites (Figure 3-3). These weathered planation surfaces might be stripped etchplains by virtue of pedimentation processes. Two main types of etchplain have been defined in the literature (Migoń, 2004b): (1) mantled etchplains, which correspond to flat weathering surfaces by laterites (Millot, 1980) and (2) stripped etchplains, which are mantled etchplains dissected by rivers or retouched by pedimentation (Büdel, 1957 ; Thomas, 1989a, 1989b ; Bremer, 1993 ; Twidale and Bourne, 2013).

Some of these planation surfaces, e.g. the Armorican Surface, are polygenetic surfaces with evidence of weathering (etchplanation?), coalescent pediments (collectively forming pediplains) and local reworking by waves (wave-cut platforms).

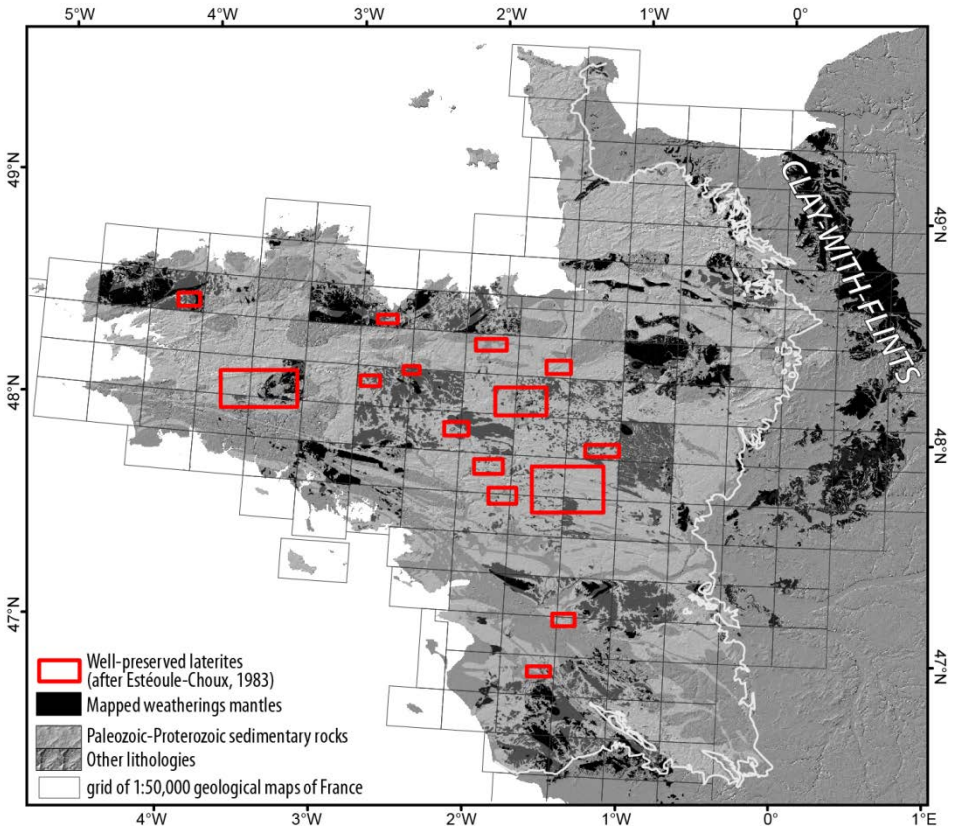


Figure 3-3 : Distribution of mappable weathering materials on the Armorican Massif, compiled from the 1:50,000 geological maps of France (BRGM ; projection: RGF Lambert 1993). Maps with no data (empty boxes) correspond to pre-1990 geological maps, a time when surficial deposits were ignored by field geologists. Light grey hillshade: paleo-Proterozoic and Paleozoic cover rocks (dominated by shales) reported to illustrate the relationship between weathering and lithology. Weathering products on shale are mainly kaolinite. Thin grey line: limit between the Armorican Massif (Variscan basement) and the Paris Basin.

3.4.4 RELATIVE CHRONOLOGY OF THE PLANATION SURFACES

At least six stepped planation surfaces, bounded by steeper slopes or scarps but not faults, were mapped (Figure 3-4 and Figure 3-5) at the scale of the Armorican Massif, north of the Loire River. The major planation surface, hereafter called the Armorican Planation Surface (PS5, Figure 3-4 and Figure 3-5), extends from western Brittany to the Paris Basin. This surface is physically continuous over the entire Armorican Massif, meaning that this surface can be traced and mapped, with no main break in slope. Consequently, this surface is not flat and occurs at different elevations (minimum: 30 m, maximum: 110 m). At any given location, specimens of the Armorican Planation Surface occur one step down from the two major plateaus (Western Brittany and Lower Normandy) and are bounded by scarps or by steeper slopes that are traceable in the upslope region of the pediments. Below this major surface, only one generation of pediments has been detected (labelled PS6, Figure 3-6). PS6 is itself incised by the present-day valley network. The Armorican Surface can be dissected and degraded by these youngest pediments and valleys, and has been accordingly mapped as PS5d (for “degraded”).

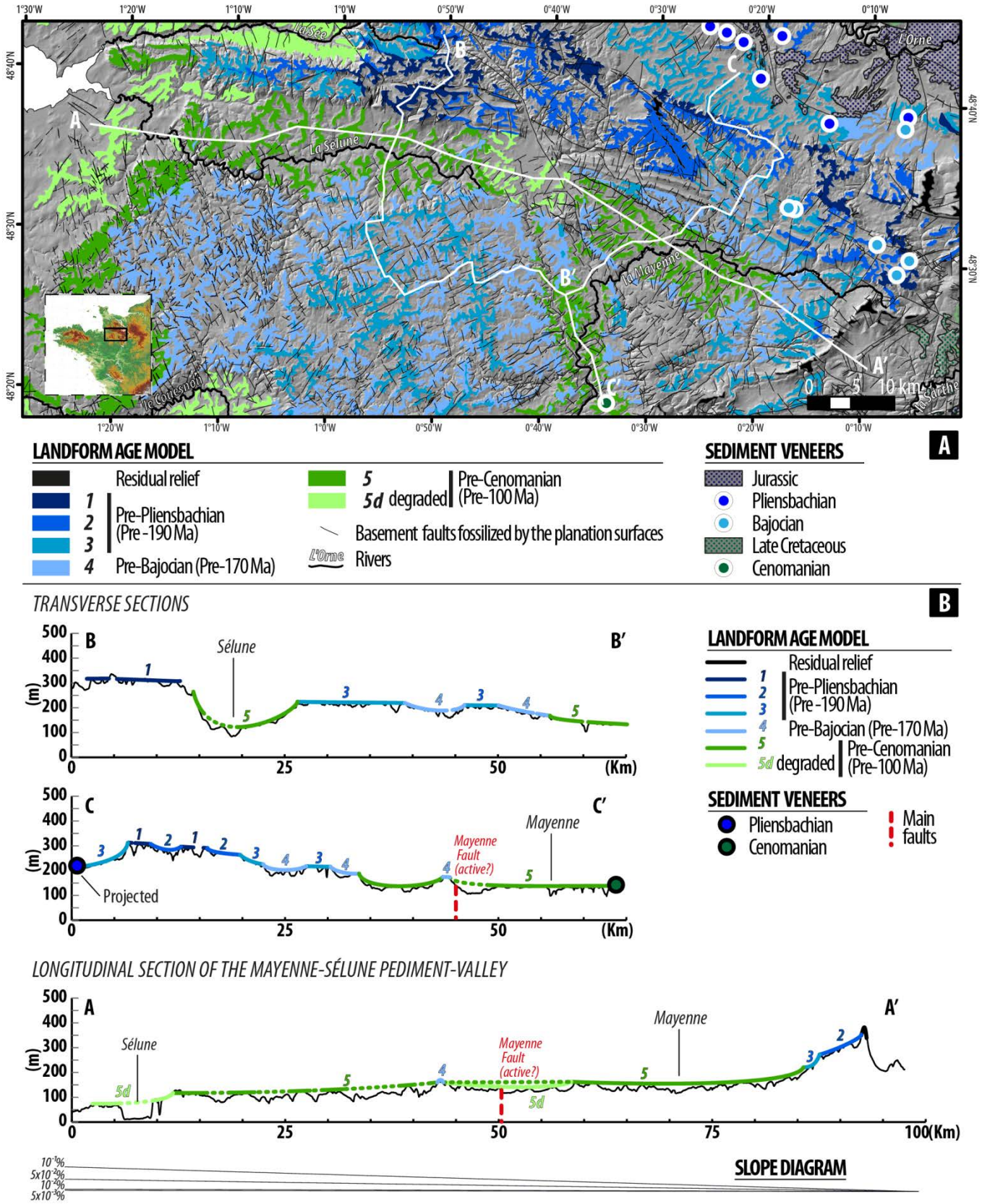


Figure 3-4 : Detailed chronology and mapping of planation surfaces in the southern part of the Lower Normandy Plateau (see Figure 3-5 for location ; projection: RGF Lambert 1993). 4a: detailed map of the planation surfaces (PS1 to PS5) ; 4b: transverse and longitudinal cross-sections showing (1) the landform staircase, (2) the relative pediment chronology (from PS1: the oldest and most elevated surface, to PS5d: the youngest and least elevated surface) ; and (3) an age model derived from the preserved sedimentary rocks.

For planation surfaces older than the PS5, a relative chronology was established for both plateaus. On the Lower Normandy plateau (PS1 to PS4, Figure 3-4), at least four generations of pediments can be mapped below some residual hills. A certain amount of reactivation of the basement faults (Mayenne and Merlerault Faults, SASZ) has locally disrupted this leitmotiv. On the Western Brittany Plateau, which is geographically isolated from the Lower Normandy Plateau, the same number of stepped pediments has been identified.

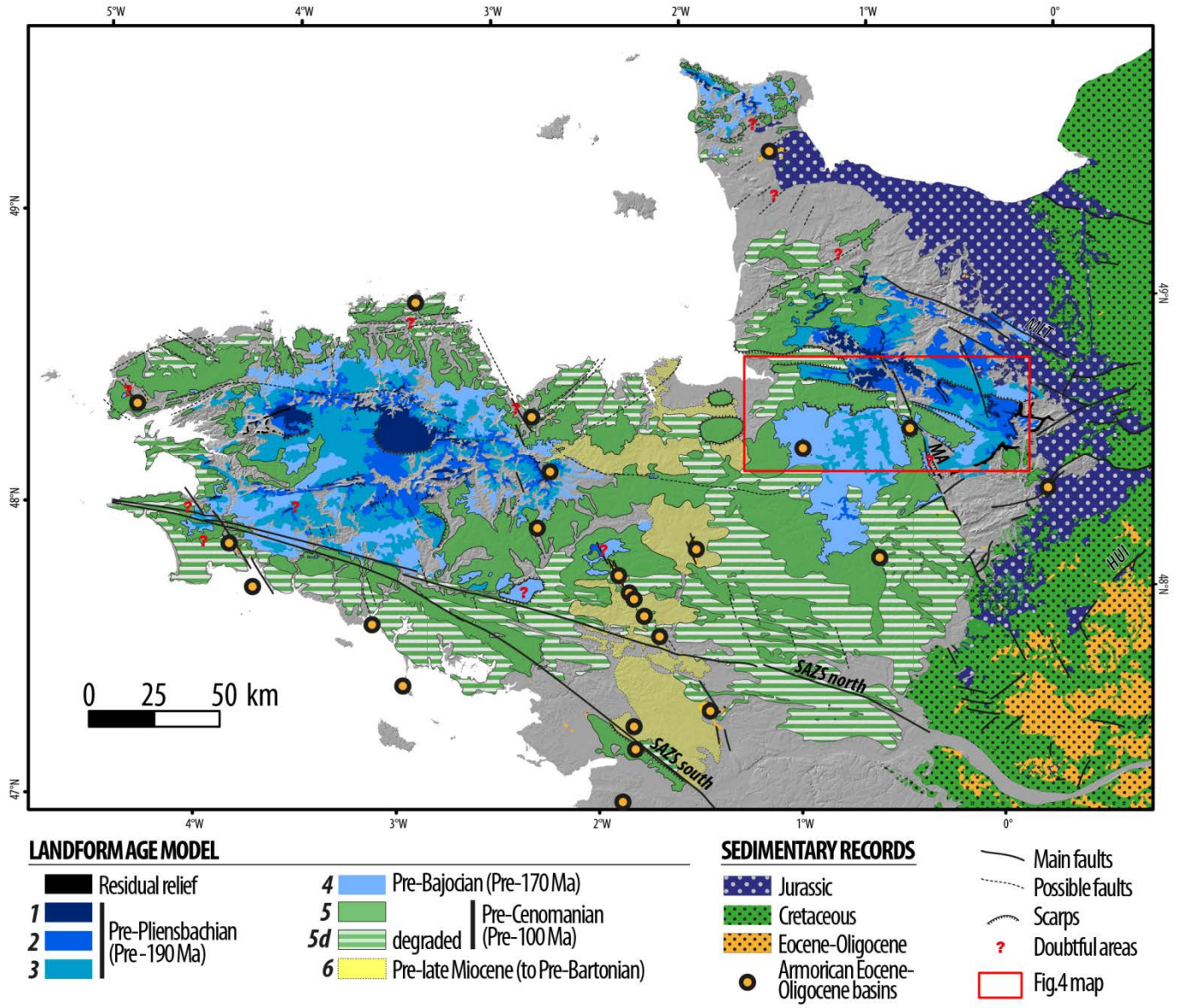


Figure 3-5 : Synthetic map of the Armorican Massif planation surfaces and their ages, compiled from a set of more detailed maps (projection: RGF Lambert 1993).

3.4.5 DATING THE PLANATION SURFACES: TOWARDS AN AGE MODEL

On the Lower Normandy Plateau, pediments PS1 and PS2 (Figure 3-4) are sealed by Aalenian to Bathonian silicified marine oolithic limestones (Doré et al., 1977 ; Kuntz et al.,

1989) and specimens of pediment population PS3 Figure 3-4) are sealed by Pliensbachian transgressive sandstones and claystones (Kuntz et al., 1989). Overlapping of the youngest pediment by the older sediments implies a pre-Pliensbachian age for the pediment generations labelled PS1 to PS3 (Figure 3-4).

Specimens of pediment PS4 (Figure 3-4) are flooded by Bajocian shallow marine carbonates (Kuntz et al., 1989) lapping onto the pediment scarp ("Ecueils", Ménillet et al., 1994, 1997 ; Peulvast and Claudino Sales, 2005).

The Armorican Surface (PS5), is covered by late Cretaceous (Cenomanian to Campanian) deposits (Figure 3-4 and Figure 3-6). These occur in various forms (see Figure 3-6 caption for references), including (1) thin fossiliferous claystones at the base of transgressive siliciclastic deposits, (2) marine carbonates (chalk) preserved in situ, (3) marine sediments collapsed into karstic cavities, (4) chalk flints or silicified late Cretaceous fossils preserved as undissolved components of a weathering profile (Clay-with-Flints) or (5) reworked late Cretaceous clasts at the base of younger Cenozoic sediment (Bartonian to Pliocene – reworking of the microfossils) or in Pleistocene coastal deposits (Pre-Holocene – flints and chalk). Weathered surface PS5 is also covered by (1) Eocene to Oligocene sediments (La Trinité-Porhoët, Saffré, Céaucé, Rennes among other locations, see Durand, 1959 ; Estéoule-Choux, 1970 ; Ollivier-Pierre, 1980 ; Ollivier-Pierre et al., 1988 for reviews), (2) complete lateritic profiles (Estéoule-Choux, 1983), (3) numerous silcretes (see Brault, 2002 for a compilation), and (4) undated conglomerates (sometimes intensely ferruginised) with rounded pebbles of possible marine origin, cropping out at elevations between 150 m and 210 m (Bourcart et al., 1950 ; Guilcher and Saint-Réquier, 1969 ; Hallégouët, 1972 ; 1976 ; Plusquellec et al., 1999). The Cretaceous sediments are mainly marine, whereas the Eocene to Oligocene deposits are mostly continental. This means that the first planation of surface PS5 occurred after the middle Jurassic (age of the PS4 pediments) and before the late Cretaceous.

Pediments PS6 bear some late Eocene to early Oligocene sediments. However, because these deposits are preserved in grabens (e.g. Ollivier-Pierre et al., 1988 ; 1993) and the timing of the fault is still being discussed (syn- or post-depositional, Guillocheau et al., 2003), they cannot provide a precise constraint on the age of PS6.

Silcretes can be found capping landforms from PS3 to PS6. Some of them contain leaves of *Sabalites andegavensis* (over PS5) that have been dated as Eocene (Ypresian–Bartonian) in the surroundings of Le Mans (Crié, 1878) and in Brittany (Durand, 1959 ; Estéoule-Choux, 1970 ; see Klein, 1975 for a review). The evidence has been confirmed by pollen studies (Châteauneuf, 1980 ; Juignet et al., 1984).

The remaining question is the age of the planation surfaces of the Western Brittany Plateau. Due to the absence of dated sediments, the only argument currently available is the

analogy with the Lower Normandy Plateau, which displays the same number of terraced pediment levels.

Planation surface extent and age (preserved and degraded) are summarized in Figure 5. This document also provides information about land surface deformation by major faults. For example, the SASZ divides the Armorican Surface (PS6) into two domains, the Vannes Platform (southward) and the Eastern Brittany Low (northward), with different elevations but with the same weathering materials and stratigraphic age brackets. Similar patterns were encountered on either side of the Domfront and Mayenne Faults.

3.5 DISCUSSION

3.5.1 THE ARMORICAN MASSIF: AN EXHUMED LAND SURFACE

Our results suggest Mesozoic ages for most of the planation surfaces of the Armorican Massif (PS1 to PS4, main planation of polygenetic PS5), and thus great antiquity of the land surface. Ancient landforms on other continents have been discussed (e.g. in Australia, Twidale, 1997) but it is often argued that preservation is only possible in cases where the topography was buried by younger sedimentary rocks and later exhumed (e.g. Lidmar-Bergström et al., 2013). Here, some of the tell-tale cover rocks have been preserved as discrete outcrop patches (Figure 3-4 and Figure 3-6) and provide age brackets to two main periods of burial: (1) the early to middle Jurassic (for planation surfaces PS1 to PS4) and (2) the late Cretaceous (for the Armorican Surface – PS5).

The accumulation of Jurassic and Upper Cretaceous marine sediments on the Armorican Massif is in agreement with the palaeogeographic reconstructions proposed from studies of the sedimentary basins. Since the Bathonian, the most authoritative compilation provided by the French Jurassic Research Group (Enay et al., 1980) shows evidence of marine deepening toward the present-day eastern border of the Armorican Massif (i.e. the western edge of the Paris Basin), suggesting marine flooding of this part of the Armorican Massif during the middle Jurassic and part of the late Jurassic. Similarly, along the NW side of the massif, in the Western Approaches Basin, industrial wells show open marine conditions 50 km WNW of Ushant Island (well Lizenn 1) for most of the Jurassic (except the Tithonian). Palaeogeographic maps of the Paris Basin (Lasseur, 2007) and of the Western Approaches (Hancock and Rawson, 1992), and industrial wells along the southern Armorican margin (Penma 1, in Paquet et al., 2010) and in the Western Approaches (Ruffell, 1995) suggest major deepening of these basins during the Campanian peak of chalk deposition (presence of ocean-floor current deposits occurring between the Proto-Atlantic and the Tethys oceans ; Esmerode and Surlyk, 2009), followed by a relative sea-level rise that flooded the Armorican Massif.

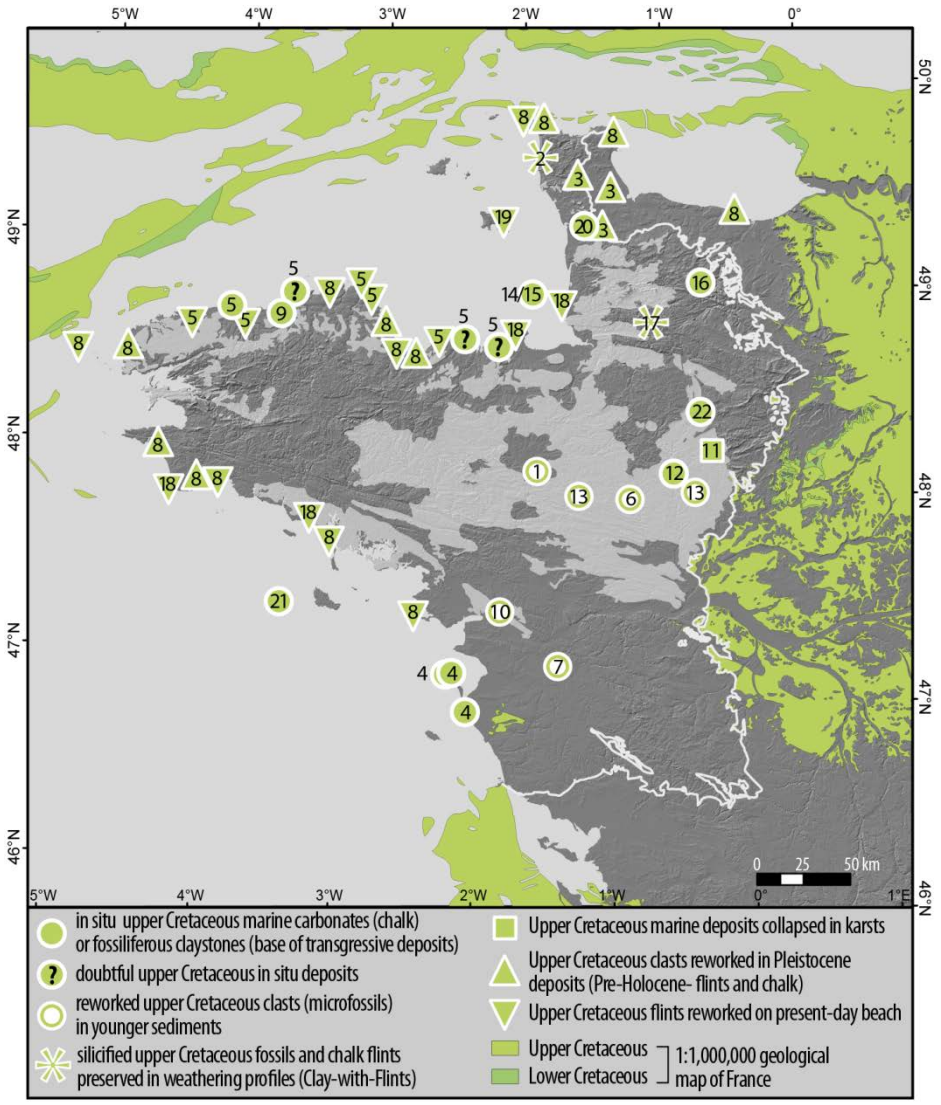


Figure 3-6 : Map of late Cretaceous cover-rock vestiges on the Armorican Massif. Data from (1) Bauer et al., 2011 ; (2) Bigot, 1905 ; (3) Bonissent, 1870 ; (4) Borne et al., 1989 ; (5) Bourcart, 1950 ; (6) Brabant, 1965 ; (7) Chevalier and Borne, 1989 ; (8) Dangeard, 1928 ; (9) Deunff, 1953 ; (10) Durand, 1958 ; (11) Durand and Louail, 1971 ; (12) Durand et al., 1973 ; (13) Fleury et al., 1989 ; (14) Graindor, 1958 ; (15) Graindor and Marie, 1959 ; (16) Juignet, 1974 ; (17) Lautridou in Baize, 1998 ; (18) Lebesconte, 1882 ; (19) Noury, 1886 ; (20) Poncet, 1961 ; (21) Thinon et al., 2009 ; (22) Vernhet et al., 2009 (projection: RGF Lambert 1993).

The denudation periods can be deduced from the siliciclastic sediment inputs into the surrounding basins. This occurred twice after the Jurassic period of deposition, namely during the early Cretaceous (Wealden Group: Berriasian to Barremian, and Lower Greensand Group: Aptian to early Albian facies) and the early Cenozoic (mainly Ypresian). It follows that sedimentation occurred before (Jurassic) or in between (late Cretaceous chalk) these two episodes of clastic input. Denudation of the Armorican Massif thus occurred in two stages, first during the early Cretaceous and subsequently during the early Cenozoic.

This scenario fits with the record of two periods of weathering during the early Cretaceous and earliest Cenozoic. Lateritic profiles preserved below onlapping Cenomanian sediments on the Paris Basin side of the Armorican Massif (Rioult et al., 1966 ; Steinberg, 1967 ; Estéoule-Choux et al., 1969 ; Vérague, 1974 ; Wyns et al., 2003) indicate a first

Cretaceous period of laterite formation, confirmed by palaeomagnetic dating of lateritic duricrusts on the north side of the French Massif Central (Ricordel, 2007 ; Théveniaut in Quesnel et al., 2009a ; Ricordel-Prognon et al., 2010). The second period of laterization peaked during the early Cenozoic (red beds, or "siderolithic" facies, Estéoule-Choux, 1983). The warm climate that promoted the formation of these laterites probably also explains the deep chemical denudation of Jurassic and late Cretaceous carbonate platforms that buried and preserved these ancient land surfaces.

These elements indicate that the Armorican relief is mostly an exhumed landscape. Exhumation occurred on at least three successive occasions (during the Triassic, i.e. the terminal planation of the Variscan orogenic belt ; the early Cretaceous ; and the Cenozoic), and was interrupted by two periods of burial (the Jurassic and the late Cretaceous).

Other exhumed landforms and land surfaces have been reported in continental Europe. In Poland, the Sudetic landforms were buried under Neogene sedimentary sequences (Migoń, 1999). In Sweden, Lidmar-Bergström (1996) described a similar setting to the Armorican Massif with old relief buried by Jurassic and Cretaceous cover rocks. Based on the currently estimated extent of late Cretaceous marine flooding and the widespread distribution of open marine chalk, other basement massifs (e.g. the Ardennes) could also have become partly exhumed after the late Cretaceous (see section 5.5).

3.5.2 DEPTHS OF DENUDATION AND BURIAL OF THE EXHUMED TOPOGRAPHY

The preservation of old (Mesozoic) landforms and patches of Jurassic and Cretaceous sediments (Figure 3-4 and Figure 3-6) implies that total denudation depths have been low. Few thermochronological data are available for the Armorican Massif (Siddall, 1993). Siddall studied apatite fission-track samples located along the coast from the eastern Lower Normandy Plateau to Vendée. The fission-track ages record three peaks at 150–160 Ma, 190–200 Ma and 210–230 Ma. Fully published data are not available and the reliability of these results is debatable. However, these late Triassic to Jurassic ages mean that the amount of post-Jurassic denudation is quite low. The amount of denudation can also be discussed from the volumes of siliciclastic sediments supplied during the early Cretaceous and Cenozoic and currently preserved in the surrounding basins.

The most important period of erosion was the early Cretaceous, with the influx of the Wealden Group siliciclastic deposits all around the Armorican Massif. In the Bay of Biscay and the Western Approaches, these sequences filled rifts (Ziegler, 1987 ; Ruffell, 1995 ; Thinon et al., 2001), mainly supplied by the local topographic highs, i.e. the rift shoulders. In the intracratonic Paris Basin, the maximum thickness of early Cretaceous siliciclastic sediments is 500 m (deposited over a period of 45 Ma), which is rather low (Guillocheau et al., 2000).

The Paleogene sediments around the Armorican Massif are mainly carbonates. In the Paris Basin (Guillocheau et al., 2000), English Channel and Western Approaches (Evans, 1990), the maximum thickness of Paleogene rocks is 200 m (deposited over a period of 35 Ma). During the Cenozoic, the Armorican and Celtic Margins behaved as sediment-starved margins (Bourillet et al., 2003), with a maximum total sediment thickness below the shelf break of 2000 m on the Celtic Margin (Evans, 1990) and 1200 m on the Armorican Margin (Paquet et al., 2010).

Even though detailed, three-dimensional measurements of the siliciclastic sediment volumes are not available, available evidence supports a low denudation rate since Jurassic time, except along the borders of the two early Cretaceous rifts: Bay of Biscay and Western Approaches.

Burial depths are rather difficult to estimate in the absence of thermochronological data. Based on Jurassic and late Cretaceous sediment isopach maps available for the Paris Basin (Guillocheau et al., 2000 ; Lasseur, 2007) and on wells and seismic lines of the Western Approaches Basin (Evans, 1990 ; Ruffell, 1995), the amount of Mesozoic burial (estimated by an extrapolation of the thickness variations in the surrounding basins) is probably less than 1 km (certainly less than 400 m for the Jurassic) on the Paris Basin side ; and is probably greater (1–1.5 km) on the Western Approaches Basin side.

3.5.3 NATURE OF THE ARMORICAN PLANATION SURFACES

Pre- and syn-Jurassic landforms (PS1 to PS4) are typical pediments, with upstream scarps organized in large flat-floored, valley-like structures reminiscent of the Namibian ‘pedivalleys’ mentioned by Dauteuil et al. (this volume).

The Armorican Surface (PS5) is a polygenetic planation surface. As mentioned above, its first stage of planation could have occurred at the time of deposition of the Wealden Group siliciclastic sediments (Berriasian–Barremian) and followed by lateritic weathering. The corresponding weathering materials are preserved within the Upper Barremian sediments of the Paris Basin (“Argiles et sables rouges panachés” – Meyer, 1976), confirming the occurrence of an early Cretaceous lateritic episode in northern France. During the late Cretaceous, this surface was covered by chalk. The earliest Cenozoic was a time of a widespread emersion of northern France, which involved a second period of intense weathering evidenced by the Clays-with-Flints (which can be in situ weathering profiles but also reworked deposits ; see Quesnel, 2003 for discussions) with flints coming from the Late Cretaceous Chalk (

Figure 3-6). This surface was also bevelled by waves on its western Atlantic side, with evidence provided by occurrences of lag deposits consisting of rounded pebbles (see section 4.5). The exact age of the conglomerates, however, remains unknown. These facts imply that

this polygenic surface was initially an etchplain, which was stripped twice by pediment-forming denudational processes and evolved more locally as a wave-cut surface. Landforms labelled as PS6 are pediments that could be responsible for the partial stripping of the early Cenozoic weathering profiles superimposed onto PS5 (stripped etchplain).

Direct constraints on the post-exhumation denudation depths of Mesozoic land surfaces PS1 to PS6 are difficult to acquire. The best available evidence is provided by preserved Cenozoic sedimentary sequences on the Armorican Massif (Durand, 1959 ; Guillocheau et al., 2003) and in its surrounding offshore basins (Evans, 1990 ; Guillocheau et al., 2000 ; Paquet et al., 2010). The Paleocene to middle Miocene stratigraphy is roughly half carbonate, half siliciclastic sediments. On the Armorican Massif, the Paleogene siliciclastic sediments are mostly claystones and siltstones, except for the silicified quartz-rich sandstones (so-called silcretes), which are of Ypresian to Bartonian age by analogy with those of the Paris Basin (Thiry et al., 1983 ; Thiry, 1999). The main change in the siliciclastic sedimentation record occurred during the late Miocene with the deposition of the “Red Sands” (Brault et al., 2004), which are coarse-grained estuarine sands filling a network of incised valleys distinct from the present-day one (Bonnet et al., 2000).

These constraints suggest that, after stripping of the chalk, the amount of mechanical erosion until the late Miocene was low. The only evidence of alluvial deposits is the occurrence of silicified quartz-rich sands widely distributed throughout the Armorican Massif (from PS3 to PS6). As mentioned before, the climatic environment from the Paleocene to the middle Eocene was conducive to lateritic weathering. However, despite the widespread occurrence of its products (Figure 3-3) the denudation attributable to chemical erosion is impossible to estimate. During the late Miocene, a major environmental change in base level and/or palaeoprecipitation promoted a shift away from the more diffuse regime of denudation towards more focused fluvial erosion. The pediment surfaces were abandoned in favour of the formation of a network of incised valleys involving two different successive systems: a late Miocene to Pliocene (Red Sands) network, which itself was overprinted by a middle to late Pleistocene valley network (Bonnet et al., 2000 ; Brault et al., 2004).

The low amount of mechanical erosion during Paleogene times, the widely distributed products of chemical erosion with no major base-level fall, and the focused erosion along incising rivers channels after the late Miocene probably explains the preservation of these Mesozoic exhumed landforms.

3.5.4 PATTERNS OF LANDSCAPE EXHUMATION IN RESPONSE TO CRUSTAL DEFORMATION

Both the early Cretaceous and Paleogene denudational intervals coincided with a relative base-level fall. This was due either to eustatic events or to tectonic deformations with uplift. Eustatic falls are insufficient to explain either of the land stripping events (1) because the resulting planation surface, i.e. the Armorican Surface (PS5), is currently

deformed, and (2) because, according to the reference sea-level curve of Haq et al. (1987), the long-term sea level was higher during the early Cretaceous than during the Jurassic or slightly lower during the Paleogene than in the late Cretaceous — but still quite high in absolute terms (+200–250 m).

The two periods of early Cretaceous and earliest Cenozoic exhumation correspond instead to major periods of deformation of the surrounding basins. These have been reported by Ziegler (e.g. 1990) and affected much of West Europe. Early Cretaceous times record two deformation "events", the Neo-Cimmerian (intra-Berriasian: Jacquin and de Graciansky, 1998) and the Austrian (~Aptian–Albian boundary), which are respectively coeval with the early stages of the Biscay Rift and with the onset of oceanic accretion in that same geodynamic province (Montadert et al., 1979 ; Thinon et al., 2003). The latest Cretaceous to Oligocene is the period of convergence between Africa–Iberia and Eurasia and of the resulting Pyrenean orogeny. In the eastern Pyrenees, Vergés et al. (1995) estimated that the maximum rate of crustal shortening occurred during Ypresian and Early Lutetian times. Along the Celtic and Armorican Margins, the ocean–continent boundaries underwent two spectacular tectonic inversions (Thinon et al., 2001): first during the latest Cretaceous, followed by a major but less precisely constrained event during the Eocene. In the Western Approaches Basin, a two-stage Eocene and Oligocene basin inversion has been documented (Le Roy et al., 2011). In the Paris Basin, two major periods of deformation occurred during the Maastrichtian and Selandian, with complete emersion of the basin and a sharp decrease in subsidence (Guillocheau et al., 2000). Likewise, the British Isles basins were deformed (inversion) and exhumed (Holford et al., 2005 ; Hillis et al., 2008) during the early Cretaceous (St-Georges Channel and East Irish Sea Basins) and early Cenozoic (Wessex–Weald Basin, East Irish Sea). The cause of this deformation remains debated, being either due to uplift as a result of the relative movements between Africa, Iberia and Eurasia (Hillis et al., 2008), or to the Paleocene–Eocene Icelandic plume (Davis et al., 2012). In conclusion, the two periods of exhumation (early Cretaceous and earliest Cenozoic) are chiefly linked to the relative movements between Africa, Iberia and Eurasia, first under a regime of plate divergence, and subsequently under a regime of convergence.

3.5.5 Is the geomorphological evolution of the Armorican Massif unique in western Europe?

Ages recently obtained for palaeoweathering mantles using isotopic geochemistry or palaeomagnetism (Gilg and Frei, 1997 ; Lippolt et al., 1998 ; Théveniaut et al., 2007 ; Ricordel-Prognon et al., 2010) have substantially modified our understanding of the long-term landscape evolution of continental Europe. These new data, summarized below, have provided Mesozoic and Cenozoic ages for most of the weathering materials (mainly laterites) and shed new light on the age of their associated landforms.

(1) Triassic: the albitization of bedrock outcrops is widely reported from the Variscan basement uplands of Europe (French Massif Central: Schmitt and Simon-Coincon, 1985 ; Ricordel et al., 2007, Parcerisa et al., 2010a ; Bohemian Massif: Franke et al., 2009 ; Yao et al., 2010 ; Iberia: Franke et al., 2009 ; Parcerisa et al., 2010b). The dating of this event is based on their location beneath the Jurassic sedimentary cover (Schmitt and Simon-Coincon, 1985 ; Ricordel et al., 2007 ; Parcerisa et al., 2010a) and the early Triassic magnetic overprints (95% reference pole confidence cone between 235 Ma and 255 Ma, Ricordel et al., 2007).

(2) Late Jurassic to early Cretaceous: lateritic weathering profiles (including bauxites) and "Clays-with-Jurassic-Cherts" ("argiles à chailles": see Thiry et al., 2006 for a review) were dated (1) by their location below dated late Cretaceous sediments (Rioult et al., 1966 ; Estéoule-Choux et al., 1969 ; Vérague, 1974 ; 1977 ; Thiry et al., 2005 ; Théveniaut et al., 2007) ; (2) by radiometric methods (Lippolt et al., 1998 ; Yans et al., 2003) ; and (3) by palaeomagnetism (Théveniaut in Yans et al., 2003 ; Ricordel, 2007 ; Théveniaut et al., 2007 ; Quesnel et al., 2009a ; Ricordel-Prognon et al., 2010). Palaeomagnetic data have been obtained from the French Massif Central (north: 120–130 Ma, Théveniaut in Quesnel et al., 2009a ; south: 140 ± 10 Ma to 160 Ma with the pole overlapped by the 95% confidence ellipse, Ricordel-Prognon et al., 2010) ; from the Ardennes (top of the profile: 120–110 Ma and 131 ± 10 Ma to 126 ± 10 Ma, intermediate part of the profile: 88–94 Ma, i.e. before the Campanian–Maastrichtian transgression, Yans et al., 2003) ; from the borders of the Ardennes with the Paris Basin (130 ± 10 Ma, Théveniaut et al., 2007) ; and from Saarland (142–120 Ma, Lippolt et al., 1998).

(3) Paleocene to Eocene: lateritic weathering profiles and "Clay-with-Flints" (developed on late Cretaceous chalk) have been dated in the French Massif Central (1) by their location below the dated Cenozoic sediments (see Klein, 1975 for a review), (2) by radiometric dating methods (45.5 ± 1.2 Ma to 40.8 ± 1.8 Ma: Gilg and Frei, 1997) and (3) by palaeomagnetism (50 ± 10 Ma, Théveniaut in Quesnel et al., 2009a ; tentatively ca. 50 Ma, Ricordel, 2007). Widespread pedogenic silicifications (silcretes) have formed caprock on continental deposits that range in age from Paleocene to Eocene (Crié, 1878 ; Quesnel, 2003 ; Wyns et al., 2003 ; Quesnel et al., 2009b) or that are overlapped by Ypresian (northern France, Belgium, England ; see Quesnel, 2003 for a review) to Bartonian (Châteauneuf, 1980 ; Quesnel, 2003 ; Quesnel et al., 2009b) strata.

Given their antiquity, these extant weathering profiles support the view that ancient landforms still exist on the uplands of western Europe. The fossil planation surfaces in the French Massif Central and in the Ardennes–Eifel massifs, where thermochronological and stratigraphic data are also available as constraints on the long-term denudation chronology, can serve here as relevant analogues to the Armorican Massif. In the Morvan (north-eastern French Massif Central), stratigraphic data (Lorenz, 1968 ; 1971) have indicated an occurrence of dated Sinemurian (base of the Jurassic) sediments on the top of the Morvan Plateau

(Saint-Agnan area). In the same area, apatite fission-track data (Barbarand et al., 2013) suggest burial under late Cretaceous cover rocks followed by exhumation during the early Paleogene. Despite the relatively large uncertainty in the data (modelled thickness of late Cretaceous chalk cover: 400 ± 300 m), it follows that the topography preserved at the base of the Jurassic corresponding to the top of the Morvan Plateau was buried at least during the early Jurassic and the late Cretaceous, and exhumed at least during Paleocene to Eocene times.

In the Ardennes Massif, the High Ardennes Plateau (500 to 650 m) displays (1) dated lateritic profiles (Dupuis et al., 1996) that indicate weathering periods ca. 130 Ma (Hauterivian–Barremian, i.e. Lower Cretaceous ; Yans and Dupuis, 2007), ca. 93 Ma (Cenomanian–Turonian, i.e. base of the Upper Cretaceous) and 21 Ma (Lower Miocene) ; and (2) some late Cretaceous deposits (open marine chalk ; Bless and Felder, 1989), while the lowest Condroz Plateau (200–350 m) is overlain by numerous early Cretaceous cover rocks (Wealden Group ; Bless and Felder, 1989). Thermochronological data (Xu et al., 2009) suggest a final exhumation event occurring after 45 Ma (middle Eocene) involving denudation depths of approximately 900 to 1300 m. Again, the preservation on the Ardennes High Plateau of early Cretaceous weathering profiles and basal chalk deposits involving the later exhumation of approximately 1 km of rock indicate that this region is an exhumed topographic system at least early Cretaceous in age, which was buried by late Cretaceous chalk and exhumed at the time of the Cenozoic tectonic inversions of NW Europe.

Landscape evolution in both the northern part of the French Massif Central and the Ardennes is in most ways similar to the denudation chronology presented here for the Armorican Massif. Further landform studies are nonetheless required for these two massifs in order to refine our understanding of Jurassic burial in the Morvan, late Cretaceous chalk burial in the Massif Central and Ardennes, early Cretaceous laterite formation in the Ardennes and Massif Central, and early Paleogene exhumation of all these corresponding land surfaces.

3.6 THE MAIN STAGES OF ARMORICAN LANDSCAPE EVOLUTION

Even though some points still need to be confirmed by further studies, the evolution of the Armorican relief can be summarized by the following chronology.

1. 250–190 Ma (Pre-Pliensbachian–Triassic ?): elaboration of pediments and pediplains PS1 to PS3 (Figure 3-7). These land systems could be a legacy of the final stages of the eroding Triassic topography that supplied the Triassic sediments to the Paris and Wessex basins ("Buntsandstein" = Induan–Anisian, and "Keuper" = Carnian–Norian siliciclastic sediments, Warrington and Ivimey-Cook, 1992 ; Bourquin and Guillocheau, 1996 ; McKie and Williams, 2009 ; Bourquin et al., 2011).
2. 183–170 Ma (Pre-Bajocian to Toarcian–Aalenian): development of pediment population PS4. This might be related to a base-level fall caused by middle-Cimmerian crustal deformations, which have been well recorded in the Paris Basin (Jacquin and de Graciansky, 1998 ; Guillocheau et al., 2000).
3. 140–40 (?) Ma (base of the Lower Cretaceous to pre-Bartonian?): first growth of the polygenetic Armorican Surface (PS5, Figure 3-7). This surface records two events of the European-scale intraplate deformations (Neo-Cimmerian and Austrian events for the early Cretaceous, and Pyrenean deformations for the Paleogene), with a subsidence phase (late Cretaceous) in between. This surface experienced two periods of intense weathering under a hot and humid climate (Barremian and early Eocene). The first period of deformation generated the relief that supplied the Wealden Group siliciclastic sediments of the Paris Basin and possibly of the Western Approaches and Bay of Biscay rifts (Figure 3-7).
4. 40(?)–6 Ma (Pre-Bartonian–Messinian): development of pediment population PS6 (Figure 3-7). This period is still poorly understood, due to limited tectonic constraints on the formation of the so-called late Eocene to Oligocene rifts of Brittany.
5. 6–0 Ma (Messinian–Present): incision of two networks of V-shaped valleys. These incisions result from crustal uplift of the Armorican Massif — a trend shared with most of the north-western European basement uplands — in response to the convergence between Africa–Apulia and Eurasia, and consequently to the Alpine collision.

3.7 CONCLUSIONS

(1) The landscape of the Armorican Massif is an assemblage of six stepped planation surfaces (labelled PS1 to PS6) that were later incised by two successive networks of rivers. These mappable land surfaces have been deformed by epeirogenic movements, sometimes displaced by faults, so that each generation of land surface will not display uniform elevation bands across the regional landscape. A regional surface (PS5), previously recognized by de Martonne (1906), is here called the Armorican Planation Surface.

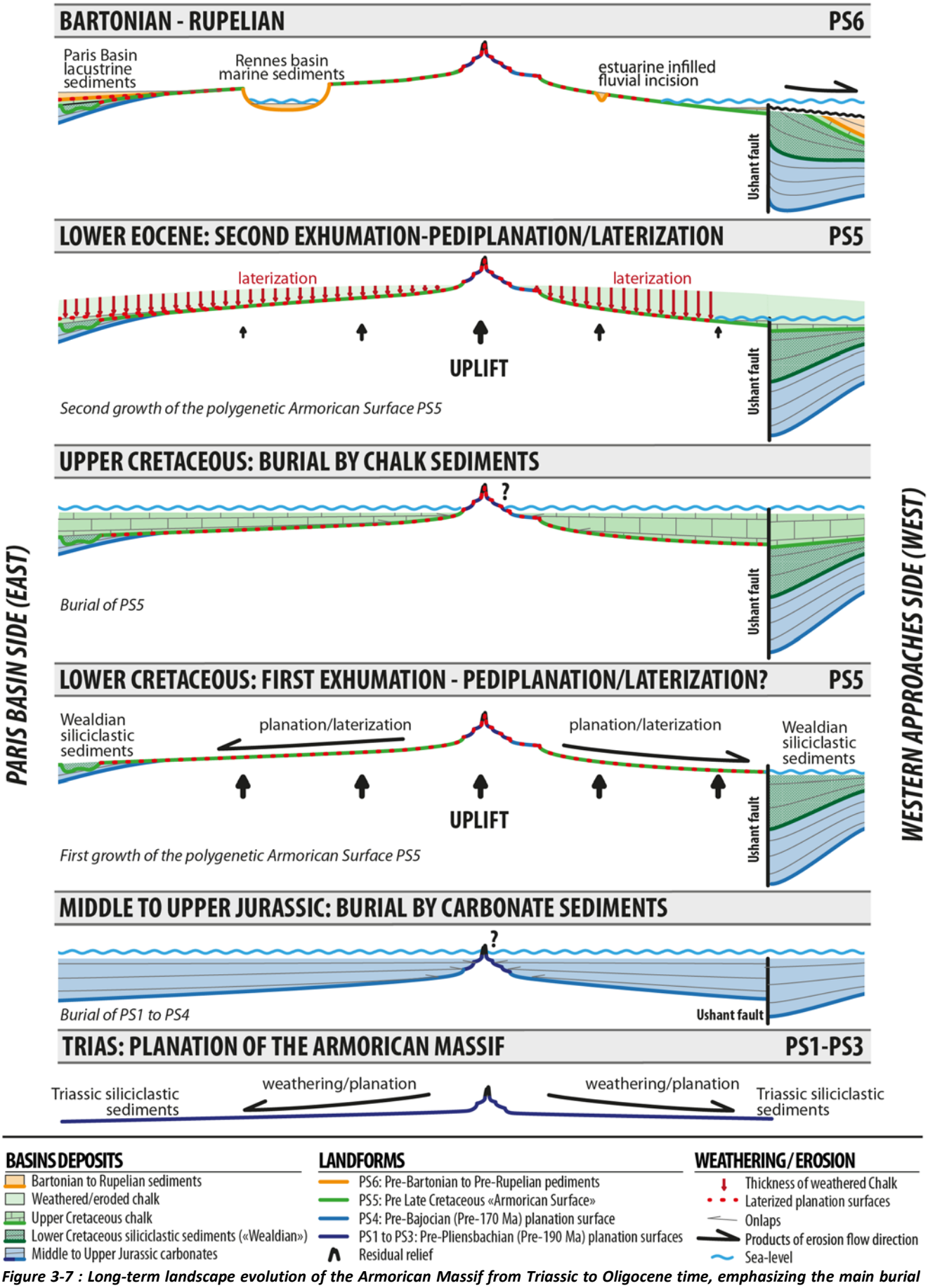


Figure 3-7 : Long-term landscape evolution of the Armorican Massif from Triassic to Oligocene time, emphasizing the main burial and exhumation phases. Here the evolution is summarized on a highly synthetic section showing only one plateau (Lower Normandy / Western Brittany) and the Paris border on the left-hand side and the Western Approaches on the right hand-side. The pre-Bajocian period of denudation (pediments PS4) has not been depicted

(2) These planation surfaces correspond to pediments and pediplains, i.e. nearly flat erosional surfaces with no concurrent depositional or erosional channelized rivers. The upslope boundary of any given pediment is typically a scarp or the steeper slope in the landscape. The regional Armorican Surface (PS5) is polygenetic and probably underwent two periods of etchplanation in humid, tropical climatic conditions.

(3) These planation surfaces are mostly pre-late Cretaceous, based on the age of existing pediment cover rocks. The three oldest (PS1 to PS3) are older than the Pliensbachian (191–183 Ma) ; PS4 is older than the Bajocian (170–168 Ma) ; being polygenetic, PS5 (the Armorican Surface) ranges from the base of the early Cretaceous to the base of the Bartonian (?) (140–40 Ma) ; and the youngest (PS6) is poorly constrained. The latter formed either before 40 Ma (base of the Bartonian) or before 15 Ma (base of the middle Miocene).

(4) Most of these “old” landforms are exhumed land surfaces, i.e. they were buried by sediments and later exhumed by denudation. At least two cycles of burial and exhumation have been identified: (1) Jurassic burial followed by denudation during the early Cretaceous ; and (2) late Cretaceous burial followed by denudation during latest Cretaceous to early Eocene times. The depths of burial are unknown, but were probably low given the small amount of siliciclastic sediment accumulations that were generated by subsequent denudation in the surrounding basins. Other Variscan basement uplands of western Europe such as the French Massif Central and the Ardennes Massif are also partly exhumed land systems which were buried by the Chalk sea during the late Cretaceous, i.e. at least once.

(5) The two periods of exhumation correspond to critical periods in the relative plate movements between Africa, Iberia and Eurasia. The first event is probably related to the birth and break-up of the rift between Iberia and Eurasia (Bay of Biscay), and the second to the convergence between these two plates (Pyrenean orogeny).

Acknowledgments

We are grateful to the Région Bretagne for funding the Paul Bessin’s Ph.D. thesis. We thank the BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) for providing additional field funding, numerical geological maps and unpublished data for research well CDB1 (CINERGY project). We are thankful to the IGN (Institut Géographique National) for providing numerical DEM data. We also thank Dr. Sara Mullin and guest editor Yanni Gunnell for post-editing the English, and two anonymous reviewers for their constructive comments.

CHAPITRE 4. ÉTUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN : PARTIE IMERGÉE

4.1 INTRODUCTION

Le domaine immergé situé au pourtour du Massif armoricain (bassins périphériques : marges sud-armoricaines et celtiques, Approches occidentales de la Manche) est caractérisé par la dualité entre deux grands types de morphologies (Figure 4-1 ; Figure 4-2) :

(i) les vastes zones sub-planes occupant les domaines de bathymétrie supérieure à 50 m principalement établies sur la couverture sédimentaire des bassins périphériques ;

(ii) le domaine des bathymétries inférieures à 50 m, situé autour du Massif armoricain – appelé dans la suite de ce chapitre "domaine péri-armoricain", aussi bien localisé sur le substratum varisque que sur la couverture cénozoïque. Ce domaine présente des morphologies beaucoup plus complexe, semblables à celles du domaine armoricain émergé avec des crêtes, butes et sommets (les îles), des plateaux sous-marins, des dépressions littorales (des vallées) et d'anciens réseaux fluviatiles. La zone de plus grande extension de ce domaine est située au sud du Massif armoricain.

Cette configuration originale, qui n'est par exemple pas retrouvée sur le pourtour du continent africain, laisse apparaître la continuité entre le grain topographique du domaine émergé du Massif armoricain et le domaine péri-armoricain, justifiant l'extension des travaux réalisés à terre (Chapitre 3) au domaine marin (le glacis continental et la pente continentale du Golfe de Gascogne (Figure 4-2) sont exclus de la zone d'étude).

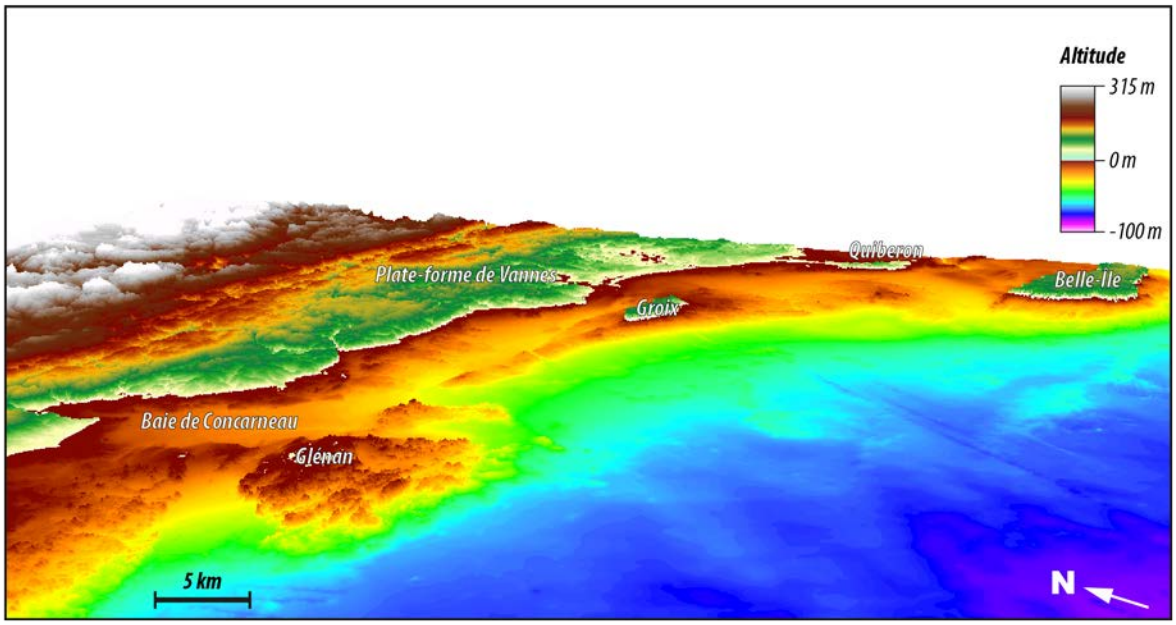


Figure 4-1 : Vue 3D depuis le sud-ouest vers le nord-est de la topographie du sud-ouest du Massif armoricain.illustrant la continuité du grain topographique entre le sud du massif émergé (Plate-forme de Vannes) et le domaine immergé péri-armoricain ainsi que la dualité avec les zones planes de bathymétries supérieures à 50 m (tons bleutés à violets - MNT 25m IGN à terre et MNT 25m construit à partir des données de "Dalles Bathymétriques" du SHOM en mer).

Ces formes du relief ont déjà été étudiées dans différents travaux des années 1970 (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 entre autres), lancés sous l'impulsion du géographe et océanographe

André Guilcher. Cependant, l'apport de données bathymétriques précises et des modèles numériques de terrain permet aujourd'hui de mieux cerner, à mer ces caractéristiques révélant la même texture que les morphologies observées à terre.

L'objectif de ce chapitre est d'effectuer l'analyse des formes du relief à mer dans la continuité des travaux réalisés à terre (cf. Chapitre 3 et carte hors-texte n°1). La démarche employée ici est similaire et basée sur :

(i) l'identification, la description et la cartographie des formes du relief submergées ;
(ii) la détermination de la nature et des processus à l'origine de ces formes par comparaison des descriptions et paramètres morphologiques des formes étudiées avec les définitions des différents types de formes disponibles dans la littérature ;
(iii) l'établissement de la chronologie relative et la datation de ces formes du relief.

4.2 DESCRIPTION DES FORMES DU RELIEF IMMERGÉES DU POURTOUR ARMORICAIN : LES SURFACES D'APLANISSEMENT, TRAITS MAJEURS DU RELIEF

Cette partie expose la description et les paramètres morphologiques des formes du relief immergées du pourtour du Massif armoricain issus de l'analyse d'une compilation des différents M.N.T. ("GEBCO, résolution : 30 secondes d'arc" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km"), des données bathymétriques (M.N.T. au pas de 25 m construit à partir des "Dalles Bathymétriques" du SHOM) disponibles (Figure 4-1, Figure 4-4 et Figure 4-5) et de coupes topographiques/bathymétriques réalisées à partir de ces données (Figure 4-2Figure 4-6).

4.2.1 LA SURFACE D'APLANISSEMENT MANCHE/SUD-ARMORIQUE (AMSA ET AMSAD) : UNE FORME DU RELIEF D'ÉCHELLE RÉGIONALE

La surface d'aplanissement majeure de la morphologie sous-marine du pourtour armoricain est un vaste plan incliné (A[14] > $1*10^5$ km^2) de pente faible ($M \approx 10^{-2}$ %[15]) en direction du talus continental (Figure 4-3) recoupant les structures géologiques sous-jacentes (Figure 4-4.A ; Figure 4-5.A et Figure 4-6) Elle est ici appelée "Surface d'aplanissement Manche/sud-Armorique" (abréviation : AMSA). Ce plan incliné, identifié par différents auteurs (Hinschberger, 1969 ; Pinot, 1974 ; Vanney, 1977), s'étend des isobathes 150 m – 160 m (maximum 180 m) à 90 m sur la Marge sud-armoricaine (Figure 4-3.C, D et E) et jusqu'à l'isobathe 50 m en Manche occidentale (Figure 4-3.A et B). Au sud, cette surface occupe les deux tiers de l'aire de la Marge sud-armoricaine (L : 80-120 km, l > 500 km ;

[14] *A* : aire
[15] *M* : ordre de grandeur

Figure 4-2). Au Nord, elle occupe la quasi-totalité de l'aire de la Manche occidentale (L : 140-180 km, L > 450 km).

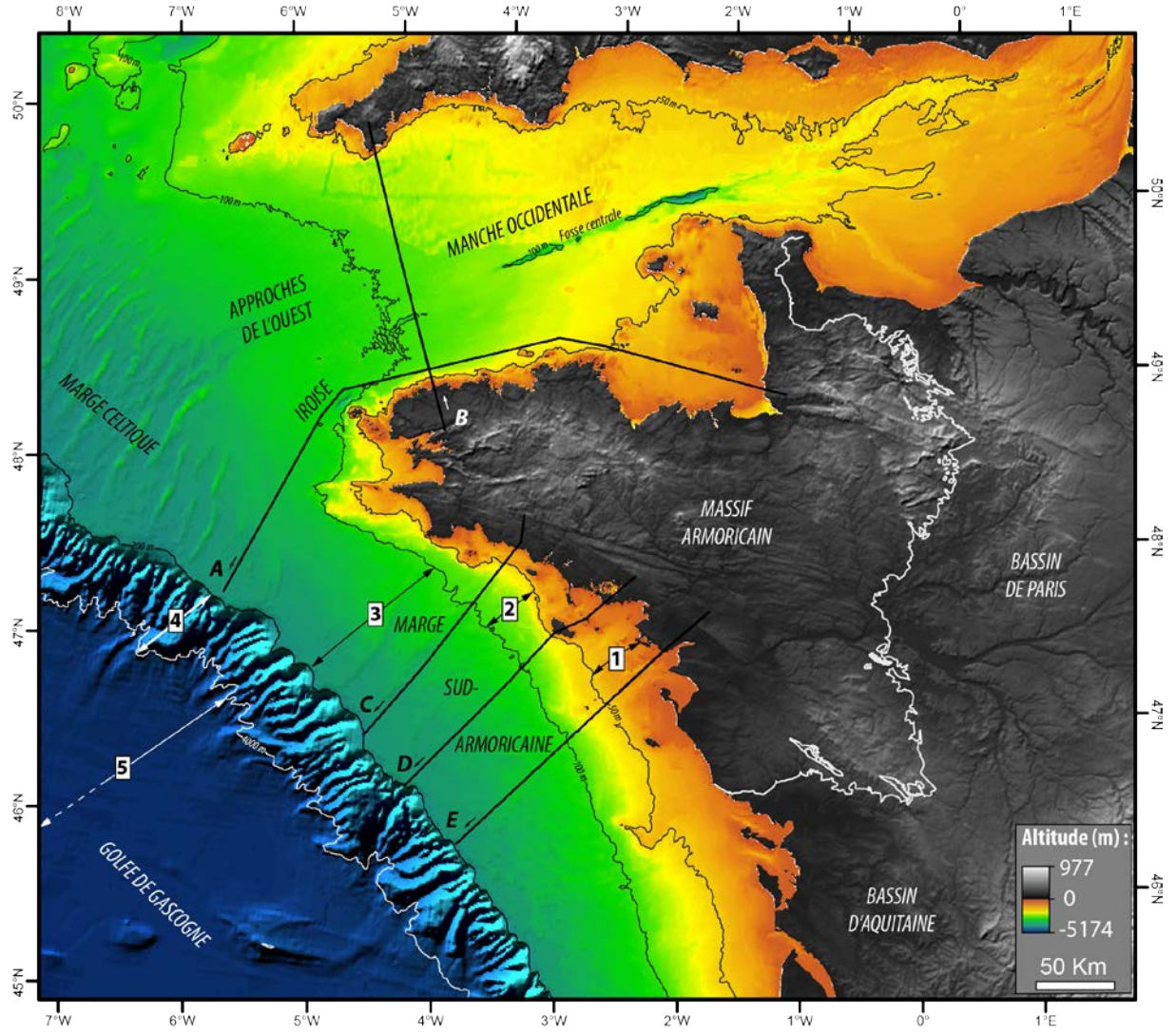


Figure 4-2 : M.N.T Terre-Mer des principaux éléments de la morphologie marine du Massif armoricain et des bassins environnants. A, B, C, D : localisation des coupes morphologiques présentées en Figure 4–2. Nomenclature des grands domaines morphologiques de la marge sud-armoricaine de Vanney, 1977 : 1 – "Régions intérieures", 2 – Glacis-Plaine, 3 – Plate-forme externe, 4 – Pente continentale, 5 – Glacis continental. Ligne Blanche : Limite Massif armoricain/Bassin de Paris (Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km" ; projection : RGF Lambert 1993).

Différentes traces morpho-sédimentaires de paléo-littoraux (e.g. cordons et accumulations de galets, queues de comètes, barres d'avant-côte, encoches) plus ou moins dégradés sont reconnues à différentes bathymétries sur l'ensemble de l'AMSA (Pinot, 1968, 1974 ; Hinschberger, 1969 ; Vanney, 1977). De plus, L'AMSA porte souvent des placages peu épais de sédiments meubles (Figure 4-7 ; Vanney, 1977) masquant légèrement le relief du socle. L'analyse géomorphologique des M.N.T. bathymétriques ou de lignes sismiques, permet d'identifier plusieurs éléments perturbant la topographie de l'AMSA :

- les différentes fosses de la Manche (Fosse centrale, de l'île Vierge - 1961 ; Boillot, 1964 ; Andreieff et al., 1972 ; Lericolais et al., 1995 ; 1996 ; 2003 ; Antoine et al., 2003) ;
- les bancs sableux de la Marge Celtique (Reynaud et al., 1999a ; Reynaud et al., 1999b ; Bourillet et al., 2003) ;
- un réseau de paléo-vallées incisées (qui peuvent être comblées) localisé dans la partie haute du talus continental nord du Golfe de Gascogne (dans des bathymétrie > 100 m) et d'âge miocène supérieur (Marge celtique : Bourillet et al., 2003 ; Marge sud-armoricaine : Paquet et al., 2010 ; Menier et al., 2014) ;
- un réseau de paléo-vallées incisées situé dans la partie amont du plateau continental (dans des bathymétrie < 60 m) comblé par des dépôts d'âge Plio-Pléistocène supposé (Marge sud-armoricaine, incision < 20 m : Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Proust et al., 2001 ; Menier et al., 2006 ; 2010 ; 2014 ; Estournès et al., 2012 – Manche : Lericolais et al., 1995 ; Antoine et al., 2003 ; 2003 ; Le Roy et al., 2011) ;
- les dépôts marins meubles de transgression de la "Grande Vasière" (Vanney, 1977) qui masquent le relief du fond marin, scellent une surface d'érosion régionale, l'AMSA (Bourillet et al., 2005 ; 2006).

Le remplissage des deux réseaux de paléo-vallées incisées est diachrone et l'incision des paléo-vallées amont (bathymétrie < 70 m) est complètement amortie et adaptée au niveau de base de l'AMSA[16] ; cf. Chapitre.1 : "*base-levelled surface*"). Cependant, il n'est pas complètement exclu que ces deux réseaux aient pu être incisés de manière synchrone, bien qu'aucun élément permettant de les connecter n'ait été découvert, et que leur comblement soit effectuer à des périodes différentes (i.e. Miocène supérieur et Plio-Pléistocène ; Paquet et al., 2010 ; Menier et al., 2014).

Enfin, l'AMSA est davantage dégradée à l'approche du talus continental, notamment par les vallées incisées connectées à ce dernier, et sera appelée "Surface d'aplanissement Manche/Sud-armorique dégradée" (Figure 4-6 – Abréviation : AMSAd). L'aire importante qu'occupe l'AMSA ($A > 1*10^5$ km^2) fait de cette surface une entité morphologique d'échelle régionale tandis que les bathymétries élevées qu'elle atteint (180 m) en font la surface d'aplanissement de plus bas niveau du domaine armoricain.

4.2.2 LES SURFACES D'APLANISSEMENT DU DOMAINE PÉRI-ARMORICAIN

Le relief péri-armoricain – le relief de bathymétrie inférieure à 50 m – occupe le pourtour de la côte armoricaine sur une largeur variant de 5 km à 60 km. Cet ensemble, plus complexe, résulte de l'emboîtement d'au moins quatre types de formes du relief : (i) des surfaces d'aplanissement côtières établies sur le socle varisque, (ii) des surfaces d'aplanissement peu profondes établies sur la couverture sédimentaire cénozoïque

[16] Ce qui complique certainement la reconnaissance du tracé de ces paléo-vallées

(Calcaires bartoniens), (iii) de larges vallées sous-marines à fond rocheux établies sur le socle et les dépôts cénozoïques.

4.2.2.1 LES SURFACES D'APLANISSEMENT DES DOMAINES PEU PROFONDS ET ÉMERGÉS (ÎLES)

4.2.2.1.1 Les surfaces d'aplanissement côtières immergées sur socle

Le relief péri-armoricain situé au pourtour immédiat du domaine continental et des îles (îles du Ponant : e.g. Ouessant, Glénan, Groix, Belle-Île, Houat, Hoëdic) est composé de nombreux replats. Leur surface est dépourvue de remblaiement sédimentaire et ils tronquent les structures géologiques sous-jacentes du socle cadomo-varisque, constituant ainsi des aplanissements (Figure 4-4. et Figure 4-5).

Les paramètres de formes génériques observés pour ces surfaces sont les suivants : (i) des pentes faibles ($M \approx 10^{-2}$ %) et (ii) une rugosité – un relief local – importante (occurrence de buttes résiduelles, surtout dans les roches cristallines, Figure 4-4.A et Figure 4-5.A). Les variations des paramètres de longueur, de largeur et de surface sont importantes selon les zones géographiques et plusieurs cas de figures sont identifiés :

- Au Nord-Ouest (Léon-Trégor), les surfaces d'aplanissement côtières présentent des largeurs de 3 km à 7,5 km ($M \approx 10^{0}$ km), des longueurs de 2 km à 18 km ($M \approx 10^{0}$-10^{1} km) pour des surfaces de 10 km^2 à 130 km^2 ($M \approx 10^{1}$-10^{2} km^2). Leur partie avale est connectée à un escarpement (Figure 4-3.B et Figure 4-4.A).
- Au Nord-Est (Golfe normano-breton), une grande surface d'aplanissement côtière occupe une bande de 30 km à 50 km ($A \approx 7*10^{3}$ km^2) le long du littoral (bathymétrie : 0-40m). Elle constitue le trait majeur de la morphologie sous-marine, connecte les îles anglo-normandes et le continent et se rattache à L'AMSA via un ressaut de 10-20 m (Figure 4-3.A).
- Au Sud (Marge sud-armoricaine - Figure 4-4.B, C et D), les surfaces d'aplanissement côtières occupent une bande de 2 km à 8 km ($M \approx 10^{0}$ km) de largeur du pourtour continental. Elles présentent des longueurs de 1 à 10 km ($M \approx 10^{0}$-10^{1} km) pour des surfaces de 1 km^2 à 20 km^2 ($M \approx 10^{0}$-10^{1} km^2). Celles-ci sont séparées, par les larges vallées à fond rocheux (cf. §4.2.2.2.1), d'une deuxième zone d'aplanissements côtiers située plus au large. Les caractéristiques des surfaces de cette seconde zone sont d'être : (i) développées au pourtour des îles sud-armoricaines (Figure 4-4.B, C et D), (ii) allongées selon une direction NW-SE, (iii) situées à des bathymétries de 0 m à 30 m, (iv) d'une largeur de 1,5 km à 8,5 km ($M \approx 10^{1}$ km), (v) d'une longueur pouvant atteindre 40 km (autour de Groix – $M \approx 10^{1}$-10^{2} km) et (vi) d'une surface comprise entre 1 km^2 et 80 km^2 ($M \approx 10^{0}$-10^{1} km^2).

Ces surfaces d'aplanissement forment des "terrasses" sous-marines (Figure 4-3.A et B) et sont divisées en deux niveaux principaux. Le premier est situé à des bathymétries de 8-10 m au sud du Massif armoricain (Baie de Quiberon, côte nord du Finistère, Baie du Mont-Saint-Michel – Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Vissert et al., 1996 ; Menier, 2003). Le second niveau est localisé à des bathymétries aux alentours de 30 m (Baie de Vilaine, Manche orientale, Baie de Seine, Groix – Bouysse et al., 1974 ; Pinot, 1974 ; Menier, 2003). Au pied du Trégor, Lefort (1970) met en évidence trois niveaux situés entre 15 m et 50 m de

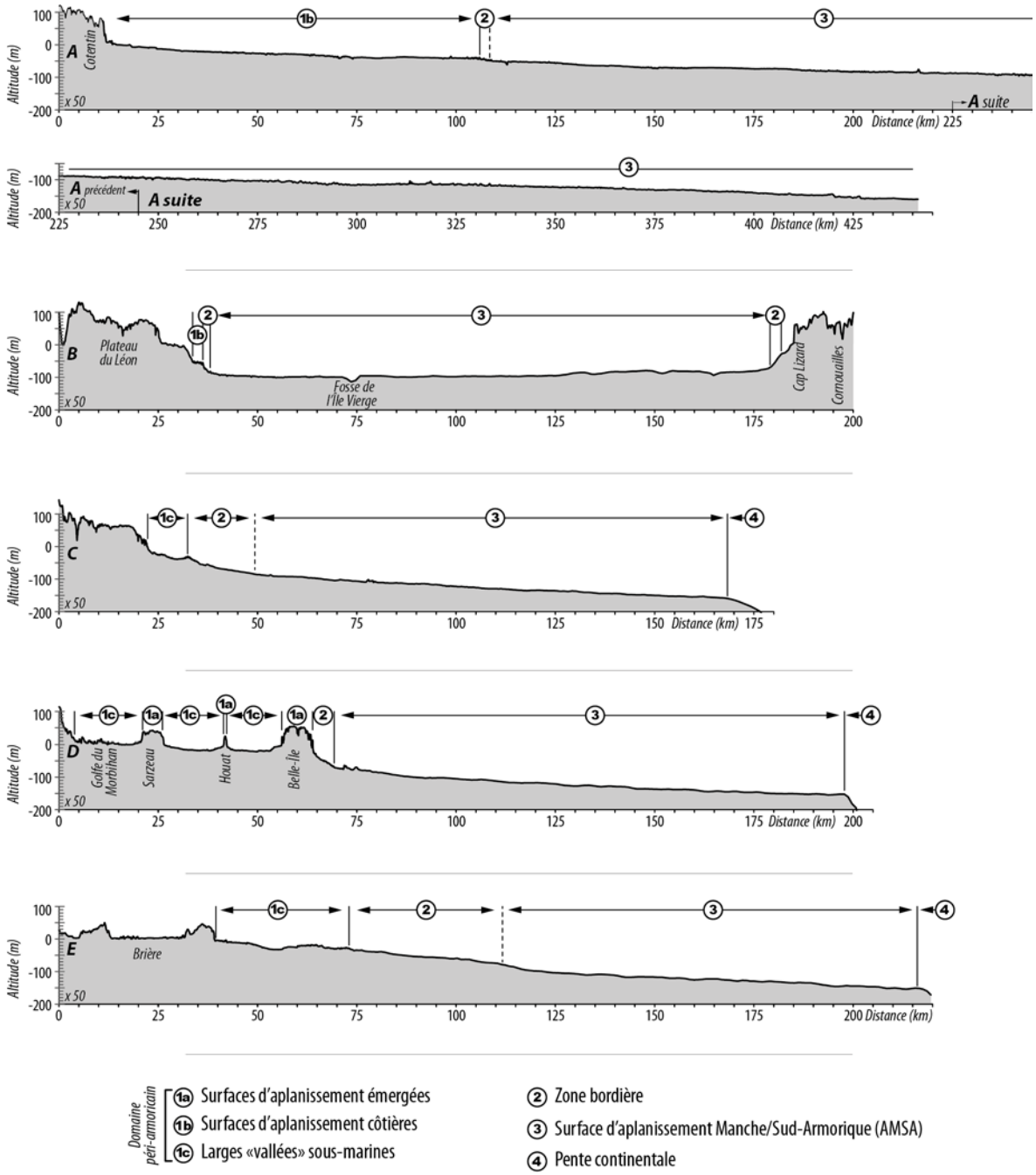


Figure 4-3 : Coupes topographiques présentant les principaux éléments géomorphologiques des domaines marins situés sur le pourtour du Massif armoricain (Sources M.N.T.: "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "Dalles Bathymétriques" SHOM, SHOM Golfe de Gascogne-Manche 1 km).

bathymétrie, tandis qu'un vaste aplanissement côtier est identifié entre 0 et 40 m de bathymétrie dans le Golfe normano-breton (Estournès, 2011).

4.2.2.1.2 Les surfaces d'aplanissement immergées sur couverture sédimentaire Cénozoïque (calcaires du Bartonien)

Dans la partie Sud-Est du domaine d'étude, au niveau de la Baie de Vilaine et de la Rade de la Loire, des aplanissements sont établis sur les calcaires du Bartonien et forment des plateaux sous-marins (plateaux du Four et de Guérande ; Figure 4-4.D Figure 4-5.D). Ils présentent les paramètres de forme suivants :

- des pentes faibles ($M \approx 10^{-2}$ %) ;
- des longueurs de 5 à 17 km ($M \approx 10^{0}$-10^{1} km) ;
- des largeurs de 2 km à 13 km ($M \approx 10^{0}$-10^{1} km) ;
- des aires comprises entre 10, 5 km^2 et 250 km^2 ($M \approx 10^{1}$-10^{2} km^2) ;
- des bathymétries comprises entre 0 m et 30 m ;
- elles tronquent une couverture sédimentaire à structure monoclinale (voir Figure 4-5.D).

Ces surfaces d'aplanissement se raccordent morphologiquement aux aplanissements côtiers situés à proximité sur le socle de la Marge sud-armoricaine, contrairement aux larges vallées sous-marines, dont la partie supérieure est délimitée par les aplanissements côtiers (cf. §4.2.2.2.1 ; Figure 4-4.D). Ainsi, les aplanissements côtiers sur domaines de socle et les aplanissements immergés sur couverture bartonienne apparaissent être en continuité avec les surfaces d'aplanissement côtières immergées sur socle.

4.2.2.1.3 Les surfaces d'aplanissement émergées ("perchées") des îles

Certaines surfaces d'aplanissements du pourtour marin du Massif armoricain sont émergées et forment l'ensemble des îles du Ponant (Ouessant, Sein, Glénan, Groix, Belle-Île, Houat, Hoëdic) et des îles Anglo-normandes (Aurigny, Jersey, Sercq, Guernesey, Chausey ; Figure 4-3.D). Ces surfaces d'aplanissement perchées sont localisées à différents niveaux au-dessus du niveau marin.

Au sud du Massif armoricain, certaines des îles constituent des surfaces d'aplanissement à des altitudes comprises entre 10 m et 20 m (Hoëdic, Les Glénans, Sein). D'autres sont localisées à des altitudes plus élevées, entre 40 m et 60 m (Figure 4-3.D – Groix, Belle-Île). Des placages de sables et graviers ("Sables rouges") localisés à 70 m d'altitude sont reconnus à Belle-Île. Ces placages sont interprétés comme des dépôts marin transgressifs (Audren et Plaine, 1986), ce qui traduirait au moins une phase de façonnement par des processus d'abrasion marine.

À l'Ouest du Massif armoricain, les îles marquent des surfaces d'altitudes comprises entre 10 et 30 m (Ouessant, Molène), voir inférieures à 10 m (Sein).

Dans le Golfe normano-breton, les îles d'Aurigny, Jersey, Guernesey, présentent des surfaces d'altitudes comprises entre 80 m et 110 m tandis que les îles Chausey constituent des reliefs de 10 m ou 20 m au-dessus du niveau marin.

4.2.2.2 LES FORMES DU RELIEF CONNECTANT L'AMSA ET LES APLANISSEMENTS PEU PROFONDS ET ÉMERGÉS

4.2.2.2.1 Les larges vallées sous-marines à fond rocheux

Un ensemble de larges vallées sous-marines est identifiable à l'Est de la Mer d'Iroise et au Nord de la Marge sud-armoricaine. Deux générations de larges vallées emboitées sont identifiées. LVP1 occupe les bathymétries les plus faibles tandis que LVP2 présente des bathymétries plus importantes. Ces vallées présentent les paramètres de forme suivants :

- des longueurs de 10 km à 30 km ($M \approx 10^1$ km) pour LVP1 et inférieures à 12 km ($M \approx 10^1$ km ; Figure 4-4.B, C et D) pour LVP2 ;
- des largeurs de 5 km à 13,5 km ($M \approx 10^0$-10^1 km, Figure 4-4.B, C et D) pour LVP1 et inférieures à 7 km pour LVP2 (hormis en Baie de Vilaine, l = 11 km ; Figure 4-4.B, C et D) ;
- des surfaces importantes comprises entre 60 km^2 et 450 km^2 ($M \approx 10^1$-10^2 km^2) pour LVP1 et des surfaces plus petites pour LVP2, comprises entre 30 km^2 et 60 km^2 ($M \approx 10^1$ km^2) ;
- des profils concaves (Figure 4-6) ;
- des valeurs de pentes très faibles en aval ($M \approx 10^{-1}$ %) se redressant en amont ($M \approx 10^0$ % Figure 4-3.C et Figure 4-6) similaires pour LVP1 et LVP2.

Ces surfaces tronquent généralement les structures géologiques sous-jacentes indépendamment de la lithologie puisque certaines sont établies à la fois sur le socle et sur les sédiments éocènes (e.g. Baie de Concarneau, Baie du Pouldu, Baie de Vilaine ; Figure 4-4.B, C, D et Figure 4-5.B, C, D). Cependant, certains versants sont localisés à l'aplomb de failles (e.g. versant ouest du pédiment de la Baie de Concarneau, versant sud du pédiment de la Baie du Pouldu ; Figure 4-4.B et Figure 4-5.B) qui pourraient localement contrôler l'emplacement de ces versant, bien que la plupart du temps leur localisation soit indépendante de la structuration.

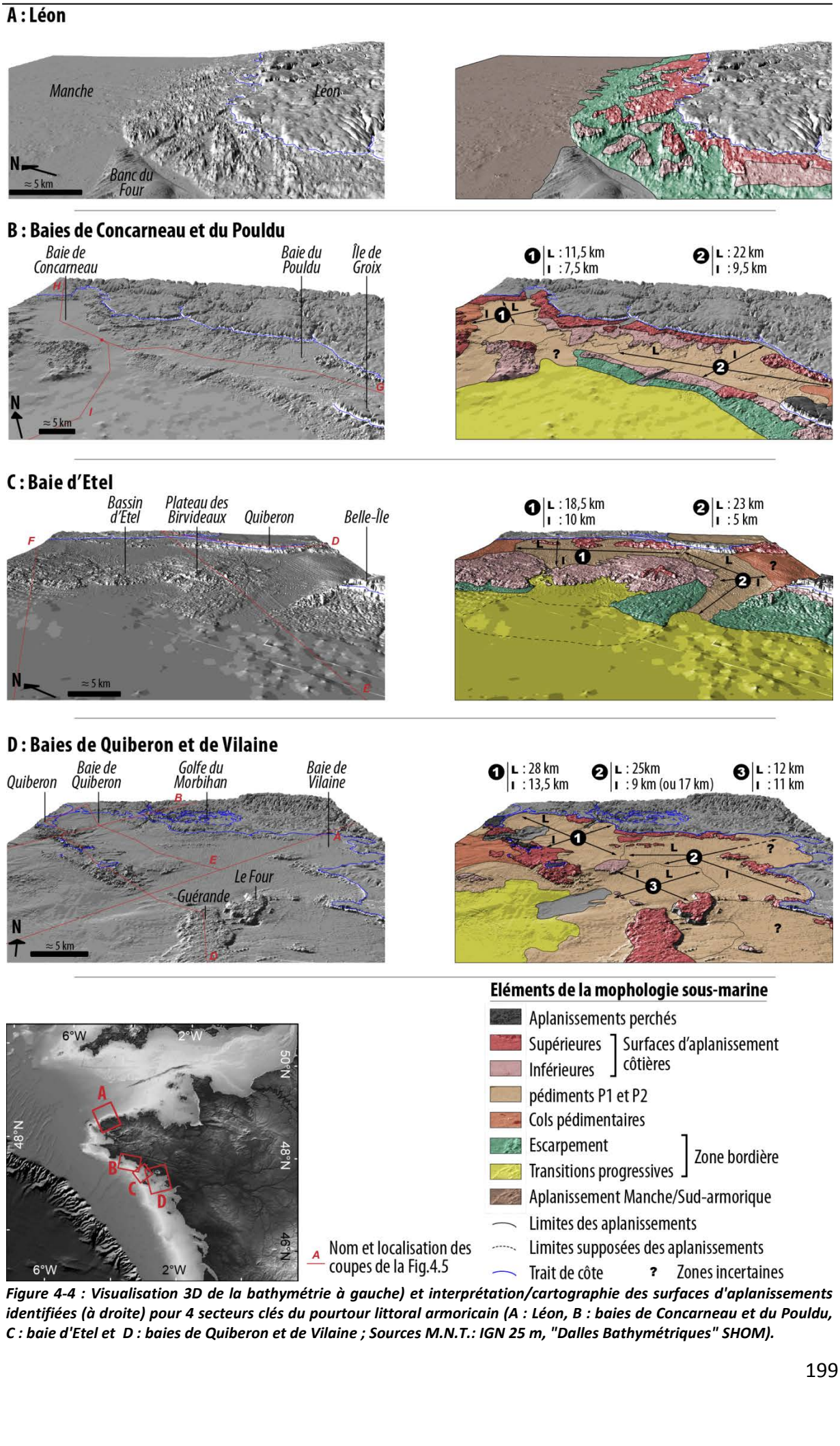


Figure 4-4 : Visualisation 3D de la bathymétrie à gauche) et interprétation/cartographie des surfaces d'aplanissements identifiées (à droite) pour 4 secteurs clés du pourtour littoral armoricain (A : Léon, B : baies de Concarneau et du Pouldu, C : baie d'Etel et D : baies de Quiberon et de Vilaine ; Sources M.N.T.: IGN 25 m, "Dalles Bathymétriques" SHOM).

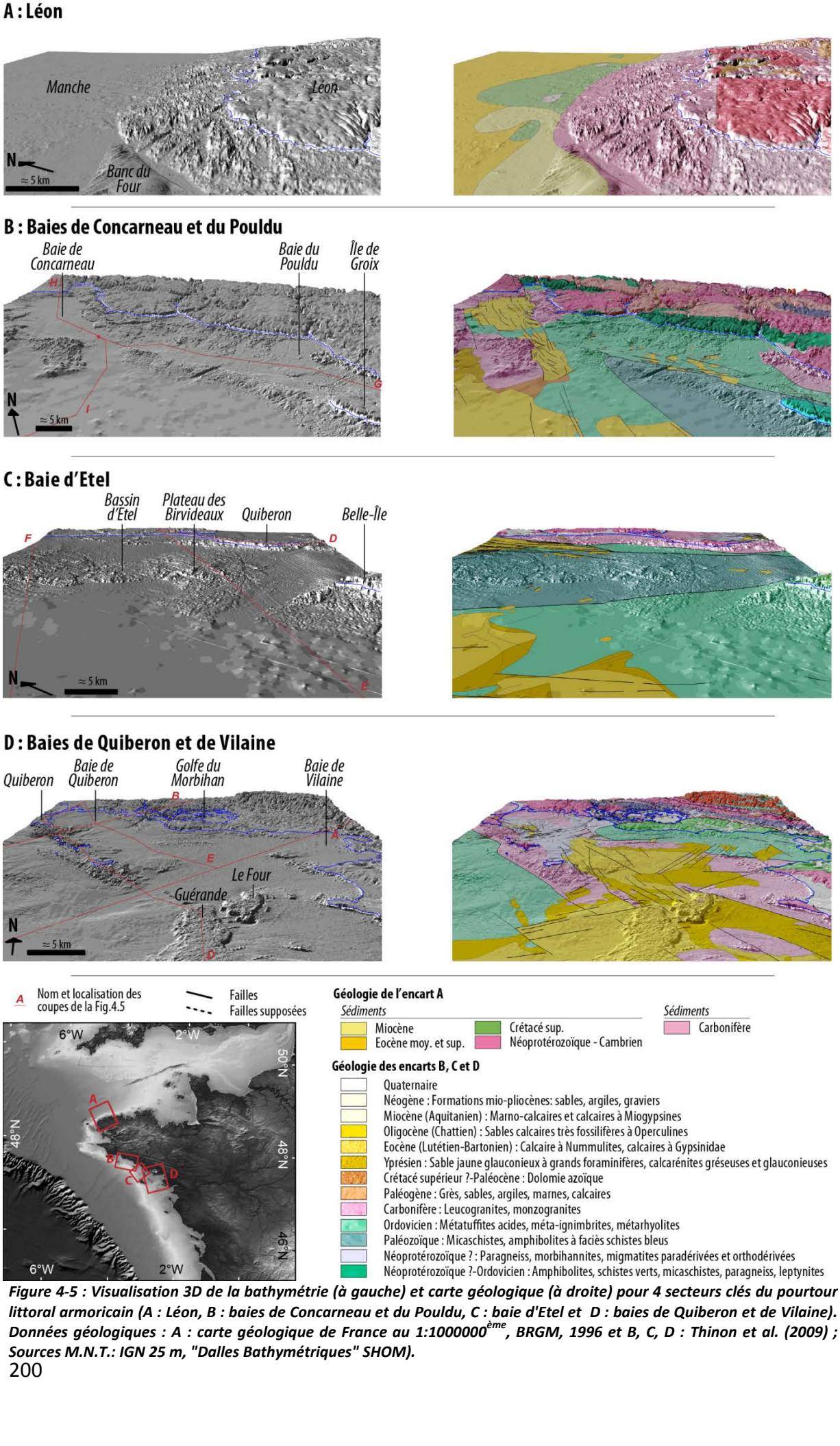


Figure 4-5 : Visualisation 3D de la bathymétrie (à gauche) et carte géologique (à droite) pour 4 secteurs clés du pourtour littoral armoricain (A : Léon, B : baies de Concarneau et du Pouldu, C : baie d'Etel et D : baies de Quiberon et de Vilaine). Données géologiques : A : carte géologique de France au 1:1000000ème, BRGM, 1996 et B, C, D : Thinon et al. (2009) ; Sources M.N.T.: IGN 25 m, "Dalles Bathymétriques" SHOM).

Deux difficultés compliquent l'identification de ces larges vallées à fond rocheux : (i) les vallées incisées (qui découpent certaines de ces larges vallées) et leur comblement par les dépôts d'âge Pléistocène supposé (Proust et al., 2001 ; Menier et al., 2006 ; Estournès et al., 2012), et (ii) l'accumulation de sédiments sur les larges vallées en elles-mêmes (Estournès et al., 2012). Les incisions de ces larges vallées sont la plupart du temps inférieures à 30 m (max : 50 m, très localement ; Proust et al., 2001 ; Menier et al., 2006 ; 2010 ; 2014). Les dépôts remblayant les larges vallées présentent des faciès marins transgressifs et sont postérieurs aux remplissages des vallées (âge suggéré par les données paléontologiques en Baie d'Etel : 7500 ans BP, Estournès et al., 2012). Leur épaisseur est faible, inférieure à 5 m en Baie d'Etel (Estournès et al., 2012), baies de Quiberon et de Vilaine (max. : 10 m - Menier et al., 2014). La localisation des vallées incisées est prise en compte lors de l'analyse géomorphologique tout comme l'épaisseur des dépôts de remblaiement marins et transgressifs.

4.2.2.2.2 Les formes de la zone bordière externe du péri-continent armoricain

La zone bordière correspond au domaine connectant l'amont l'AMSA aux parties avales des surfaces d'aplanissement de bathymétrie inférieure à 50 m (larges vallées, surfaces d'aplanissement côtières et perchées). La zone bordière est caractérisée par trois types de morphologies, soit (i) des escarpements bordiers, soit, (ii) des rampes bordières, ou (iii) des transitions progressives. Ces trois types de transition sont décrits ci-après.

Les escarpements bordiers

Les escarpements bordiers sont principalement localisés au Nord du Massif armoricain (côtes du Léon, du Trégor, Figure 4-3.B), mais aussi au Nord de la Manche occidentale (côtes des Cornouailles, Figure 4-3.B). Ces escarpements sont facilement identifiés sur le M.N.T. où ils se traduisent par un changement net de l'échelle de couleur (tons orangés vers jaunes – Figure 4-2). Les paramètres de formes de ces escarpements sont les suivants :

- des largeurs de 1,5 km à 3 km ($M \approx 10^1$ km) ;
- des hauteurs de 30 à 70 m ($M \approx 10^1$ m) ;
- des pentes moyennes de 1 % à 4,5 % ($M \approx 10^1$ %) et des pentes locales pouvant atteindre plus de 10 % ;
- une limite amont située entre des bathymétries de 50 m à 0 m.

Dans le détail, le contour de ces escarpements apparaît plus sinueux. La visualisation 3D (Figure 4-4.A) montre que ces escarpement de transition correspondent en réalité à un domaine relativement étroit (max. : 4 km) présentant une rugosité importante. Cette rugosité se traduit par la présence de différents reliefs ou buttes isolés à la base de l'escarpement bordier. Ces contours sinueux, crénelés (e.g. au pied des plates-formes du Léon et du Trégor ; Figure 4-4.A et Figure 4-5.A) et leur position, souvent éloignée des zones faillées (Figure 4-4A, B et Figure 4-5.A, B) indiquent que ces escarpements, dans l'ensemble, ne sont pas contrôlés par des failles.

Les rampes bordières

Les rampes bordières sont principalement localisées à l'Ouest et au Sud du Massif armoricain (Figure 4-3.C, D et E). Ces rampes de transition, recoupent les structures géologiques sous-jacentes (Figure 4-4 et Figure 4-5) et présentent les paramètres morphologiques suivants :

- une longueur de 8 km à 40 km ;
- une bathymétrie comprise entre 90 m et 50 m ;
- des pentes faibles comprises entre 1.10^{-1} % et 5.10^{-1} % (Figure 4-3.C, D et E).

Ces rampes présentent des profils de pentesoit concaves, soit linéaires et constants (Figure 4-3.C, D, E – principalement dans la partie Sud-Est de la zone d'étude) et se connectent dans leur partie avale à l'AMSA par le biais d'une rupture de pente ou d'un ressaut topographique. Des dépôts marins (e.g. cordons de galets, flèches de galets, vasières) sont régulièrement identifiés sur ces rampes (Pinot, 1974, Valley, 1977, Bourillet et al., 2005, 2006)

Dans le Golfe normano-breton, la rampe bordière est réduite à un faible ressaut topographique de 10-20 m entre l'AMSA et la surface d'aplanissement côtière du golfe (Figure 4-3). Ces caractéristiques, associées à la plus faible résolution (1 km) des données M.N.T. dans cette région[17] rendent difficile un pointé précis des limites de la zone de transition dans cette aire géographique.

Les transitions progressives

Les transitions progressives sont principalement localisées en aval des larges vallées à fond rocheux. Dans ces zones, la pente s'adoucie progressivement le long du profil longitudinal des vallées. Ces vallées débouchent dans la zone de transition sans que la limite précise entre les deux morphologies puisse être tracée (Figure 4-4). Tout comme pour les rampes bordières, des dépôts marins sont identifiés sur les domaines de transition progressive.

[17] données non disponibles auprès du SHOM : espace maritime anglo-normand.

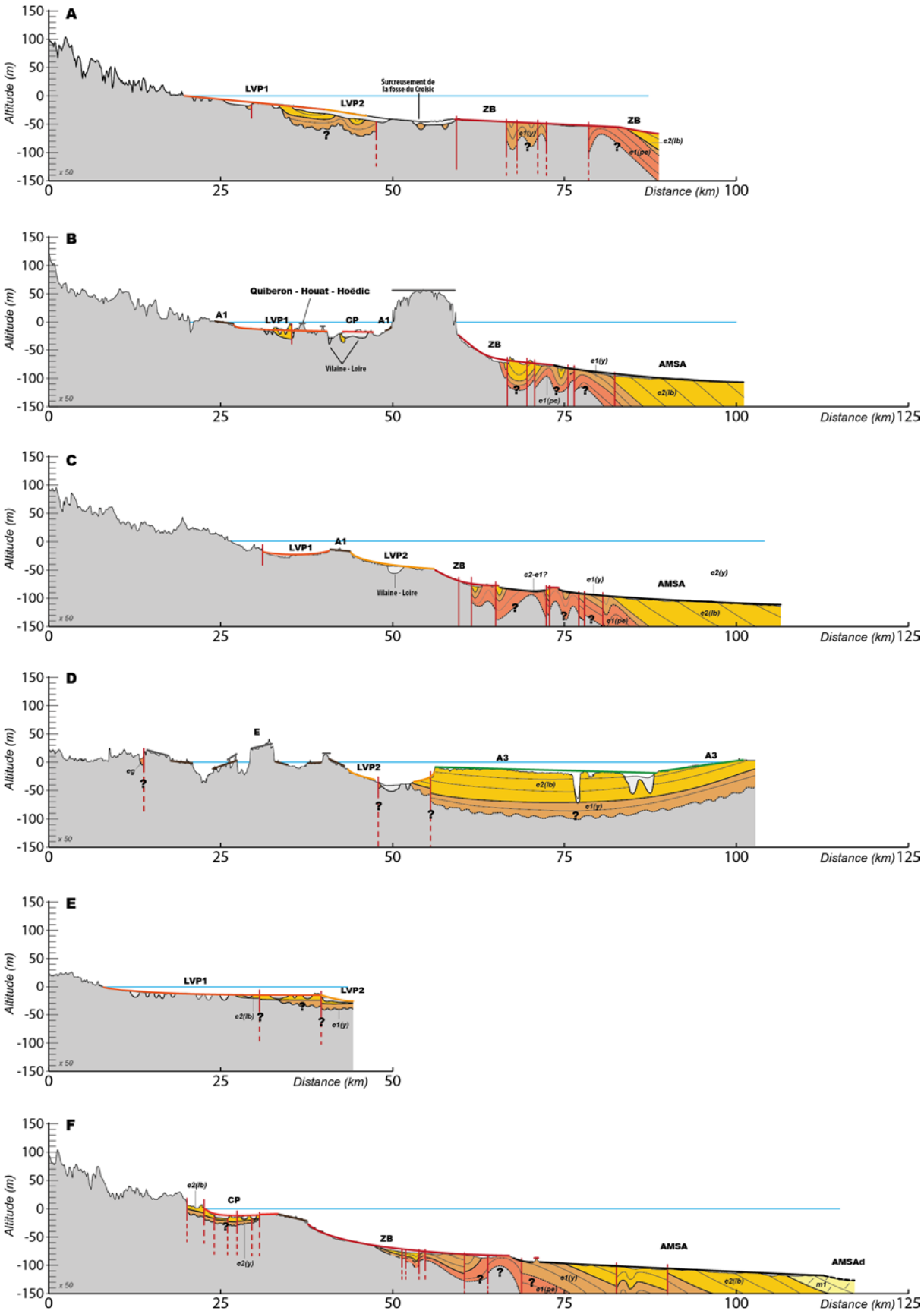


Figure 4-6 : Coupes topographiques et géologiques Terre-Mer du Massif armoricain et des bassins sédimentaires environnants. Ces coupes montrent les relations entre le socle, la couverture sédimentaire et les différentes surfaces d'aplanissement identifiées et cartographiées à mer. La légende est représentée en Figure 4–6 (suite et fin). Noter que du fait de l'exagération verticale importante des coupes (x50), les couches sub-tabulaires, notamment des calcaires bartoniens au Nord du Massif armoricain, présentent un pendage fort en comparaison de la réalité ; (Sources M.N.T.: IGN 25 m, "Dalles Bathymétriques" SHOM, SHOM Golfe de Gascogne-Manche 1 km).

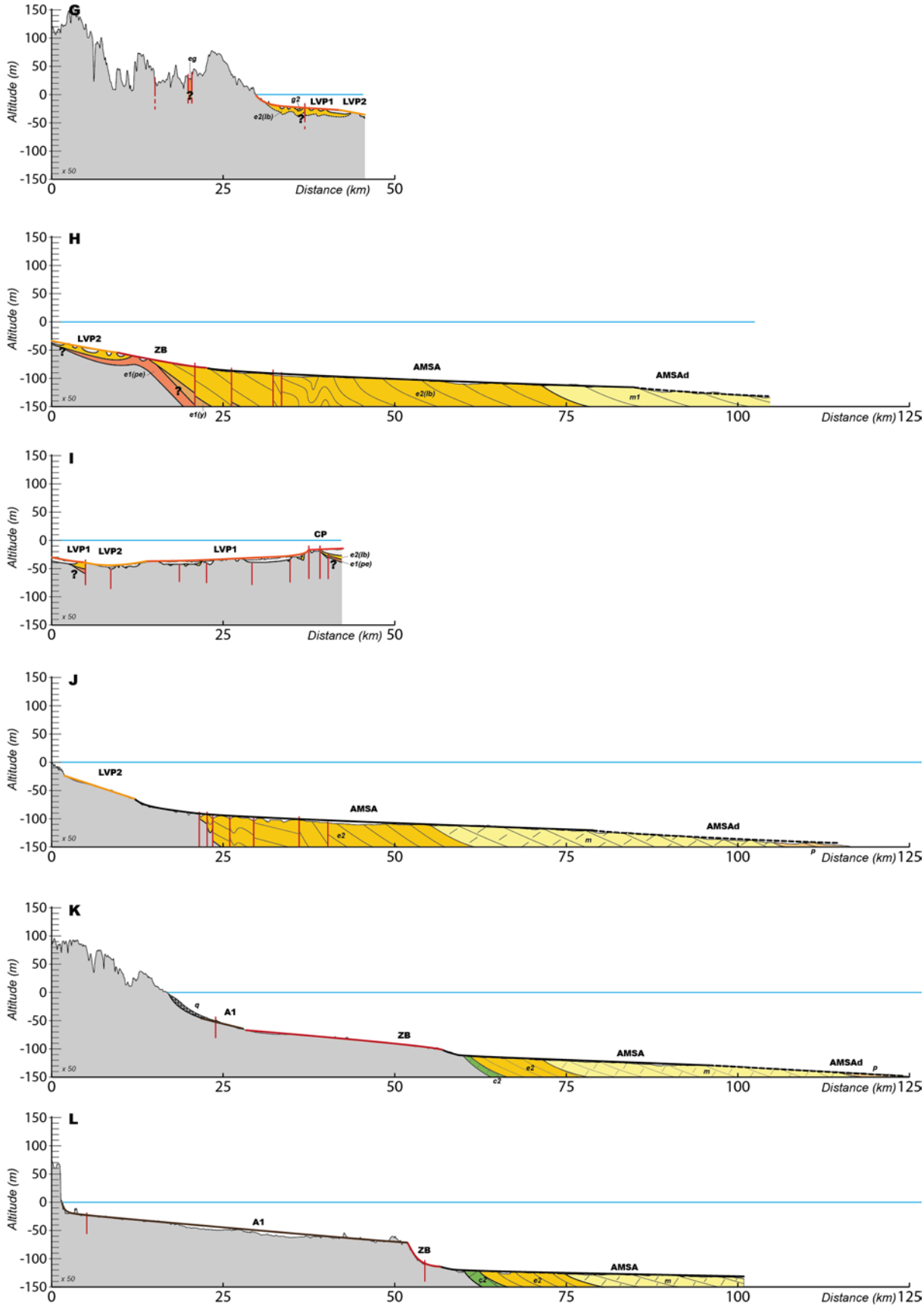
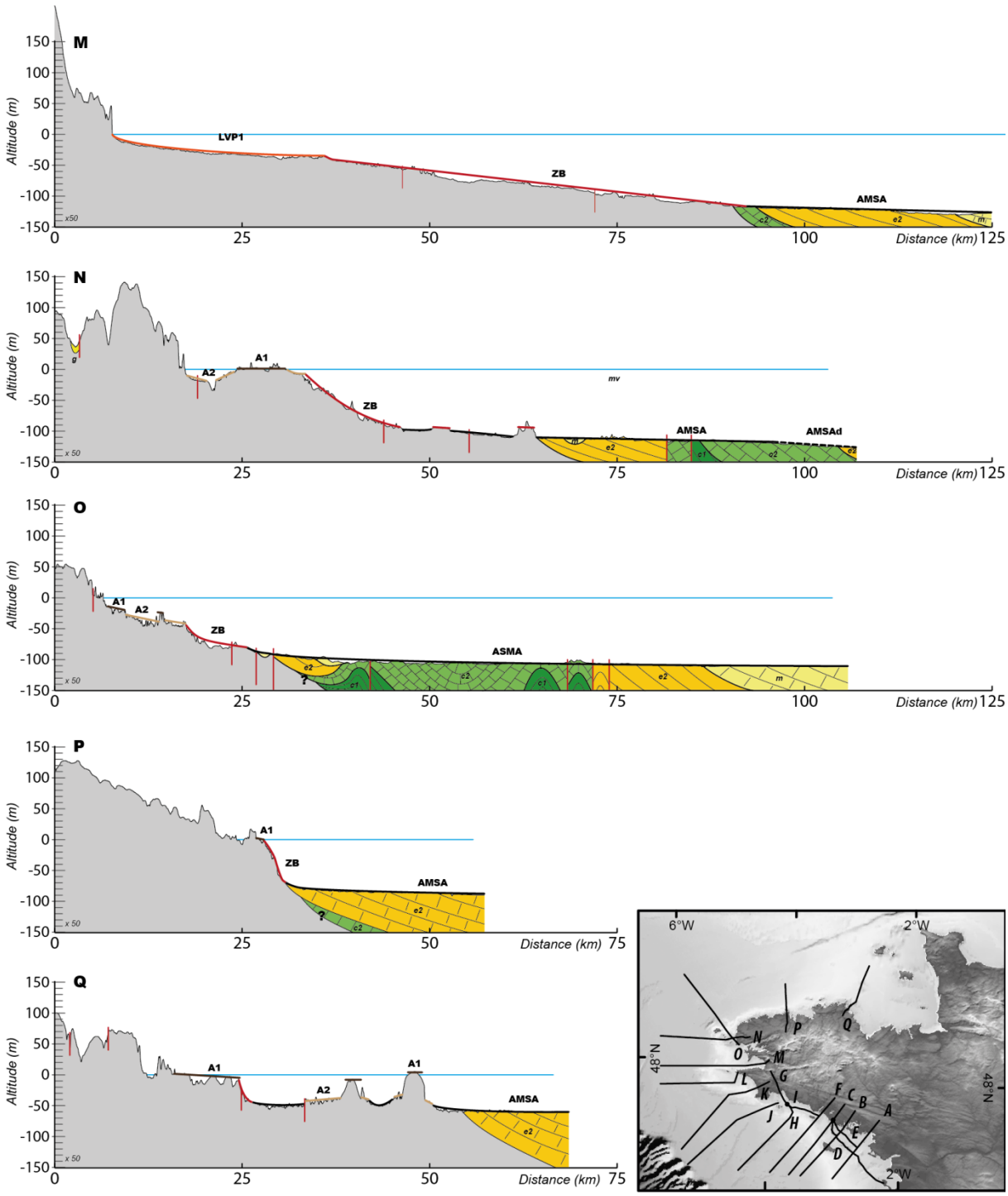
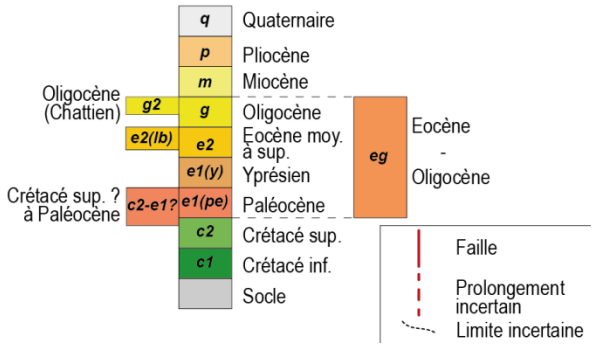


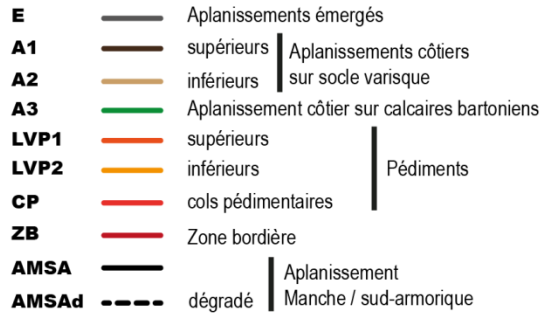
Figure.4-6 (suite)



GÉOLOGIE



SURFACES D'APLANISSEMENT



.Figure.4-6 (suite et fin)

Les relations entre les formes bordières et les larges vallées sous-marines

D'une manière générale, les larges vallées LVP1 et LVP2 sont connectées aux formes bordières selon plusieurs types de relations :

(i) les larges vallées peuvent déboucher sur les zones de transition progressive sans que la limite entre les deux entités (aval LVP1 ou LVP2) ne puisse être tracée avec précision. Ces zones de transition progressive débouchent elles-mêmes, dans leur partie avale sur l'AMSA sans qu'une limite précise ne puisse être définie.

(ii) Les larges vallées peuvent être latéralement connectées aux escarpements bordiers, qui délimitent la partie amont du profil transversal de ces vallées

(iii) Les larges vallées sous-marines peuvent déboucher, dans leur partie avale, sur les pentes constantes des rampes de transition par le biais d'une rupture de pente

4.3 LES FORMES DU RELIEF SOUS-MARIN : NATURE ET CAUSES

4.3.1 LA SURFACE D'APLANISSEMENT MANCHE/SUD-ARMORIQUE : UNE PLATE-FORME D'ABRASION MARINE, DERNIER STADE D'ÉVOLUTION D'UNE SURFACE POLYGÉNIQUE

L'AMSA est une surface d'aplanissement de grande extension tronquant des roches de lithologies variées (e.g. couverture mézo-cénozoïque, granites varisques, sédiments carbonifères – Figure 4-3). Elle correspond à la surface de plus grande extension et de plus bas niveau de toute la zone d'étude. Plusieurs faits permettent de déterminer plusieurs processus à l'origine de sa formation :

(i) Elle est initiée avant la mise en place du réseau de paléo-vallées incisées (qui l'entaille) situé dans la partie amont du plateau continental (bathymétrie < 60 m ; Marge sud-armoricaine, incision < 20 m : Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Proust et al., 2001 ; Menier et al., 2006 ; 2010 ; 2014 ; Estournès et al., 2012 ; Manche : Lericolais et al., 1995 ; Antoine et al., 2003 ; 2003 ; Le Roy et al., 2011) ;

(ii) Elle est initiée avant la mise en place du réseau de paléo-vallées incisées qui l'entaille, localisé dans la partie haute du talus continental nord du Golfe de Gascogne (de bathymétrie > 100 m) et d'âge miocène supérieur (Marge celtique : Bourillet et al., 2003 ; Marge sud-armoricaine : Paquet et al., 2010 ; Menier et al., 2014) ;

(iii) Elle est scellée par les bancs sableux de la Marge celtique qui correspondent à des bas-niveaux marins pléistocènes (Reynaud et al., 1999a ; Reynaud et al., 1999b ; Bourillet et al., 2003) ;

(iv) Elle est fossilisée par les dépôts marins transgressifs de la "Grande Vasière" (Vanney, 1977 ; Bourillet et al., 2005 ; 2006) ;

(v) Elle est affectée des karsts développés sur les calcaires bartoniens localisés au nord du Trégor (Boillot, 1964) ;

(vi) La présence de cordons et flèches de galets, de queues de comètes et d'encoches interprétées comme des paléo-littoraux (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977).

Cette surface a ainsi été façonnée au cours de cycles de transgression/régression par (i) la dénudation sub-aérienne (dégradation et incision) lors des phases de régression et (ii) par l'abrasion marine (principalement par l'action mécanique des vagues) lors des phases de transgression (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977). L'AMSA étant actuellement totalement immergée, les derniers processus susceptibles de l'avoir façonnée sont donc les processus d'érosion sous-marine de la dernière transgression.

En résumé, l'AMSA est donc une surface polygénique successivement façonnée par des processus d'érosion sous-marins et sub-aériens. L'AMSA étant actuellement immergée, le dernier épisode de façonnement résulte de l'abrasion marine liée la dernière transgression, formant ainsi une vaste plate-forme d'abrasion marine.

4.3.2 LES LARGES VALLÉES SOUS-MARINES À FOND ROCHEUX : DES PÉDIMENTS INCISÉS PUIS SUBMERGÉS ?

Les larges vallées sous-marines à fond rocheux du pourtour du domaine péri-armoricain présentent des paramètres morphologiques comparables à ceux des pédiments (cf. §4.2.2.2.1 ; Table 4-1 ; Tator, 1952 ; Tator, 1953 ; Whitaker, 1979 ; White, 2004 ; Dohrenwend et Parsons, 2009). En effet, ces larges vallées :

(i) tronquent les structures et lithologies sous-jacentes ;
(ii) présentent des profils longitudinaux concaves ;
(iii) possèdent des valeurs de pentes amont et avales dans des gammes admises pour les pédiments ;
(iv) ne présentent pas de dépôt sédimentaire concomitant ;
(v) ne présentent pas de réseau hydrographique contemporain (Table 4-1).

Cependant, leur faible superficie ($< 10^2$ km^2) et leur forme indiquent plutôt qu'il s'agit de pédivallées (cf. §4.2.2.2.1 ; Dauteuil et al., 2015). Ces formes présentent des morphologies similaires à celles de pédiments PS6 identifiés et cartographiés à terre (cf. Chapitre 3 – Table 4-1).

Paramètres	**Définition des Pédiments (cf. Chapitre 1)**	**Pédiments du domaine continental armoricain**	**Pédiments du domaine marin péri-armoricain**
Tronquent les structures et lithologies	Oui	Oui	Oui
Profil longitudinal	Concave ou rectiligne	concave	concave
aire	$10^2 – 10^4$ km^2	$3\times10^1 – 3\times10^2$ %	$3\times10^1 – 4{,}5\times10^2$ %
Pente avale	$\times10^{-4}$ % à 1 %	10^{-2} % à 2 %	$\times10^{-1}$%
Pente amont	×1 % à >15 %	6 % à 25 %	×1%
Relief significatif	Possible : Inselberg	non	non
Couverture sédimentaire contemporaine	Possible : placages discontinus peu épais (×1 m)	non	non
Rivières contemporaines surimposées	Possible : réseau étroit ×1 m à ×10 m ; incision faible (x 1m)	non	non

Table 4-1 : Tableau comparatifs des paramètres de définition des pédiments armoricains du domaine continental (émergé) et des pédiments du domaine sous-marin (immergé) péri-armoricain.

Les pédiments sont des formes du relief continental subaériennes. Les pédiments du relief péri-armoricain correspondent donc à des formes, modelées par des processus sub-aériens, dans lesquelles le réseau de vallées incisées de l'amont de la marge sud-armoricaine s'est encaissé (Vanney, 1977 ; Proust et al., 2001 ; Menier et al., 2006). Ces pédiments correspondent donc à des formes générées lors d'une (ou plusieurs) régression(s) marine(s), ultérieurement incisées et dégradées par le réseau fluviatile (Plio-Pléistocène) lors d'une régression plus importante, puis remblayées et ennoyées lors de la dernière phase de transgression (Holocène).

Certains de ces pédiments présentent des parties amonts adossées les unes aux autres (Figure 4-4.C) formant des cols pédimentaires ("*pediment pass*") souvent masqués par le remblaiement des dépôts meubles (e.g. bancs sableux - Figure 4-4.C). Enfin, certains pédiments semblent étagés ou emboîtés lors de l'analyse du M.N.T. bathymétrique (Figure

4-4.D). Cet étagement pourrait être la conséquence de la formation de deux générations successives.

4.3.3 LES SURFACES D'APLANISSEMENT CÔTIÈRES IMMERGÉES

4.3.3.1 LES SURFACES D'APLANISSEMENT CÔTIÈRES SUR DOMAINE DE SOCLE

Le pourtour du littoral armoricain se compose de nombreux lambeaux de surfaces d'aplanissement côtières établies sur domaine de socle. Ces surfaces planes, d'altitude à peu près constantes et dépourvues de sédiments ont été interprétées depuis longtemps comme des surfaces d'abrasion marines, que ce soient (i) les aplanissement appartenant au premier niveau situés à des bathymétries de 8-10 m au sud du Massif armoricain (Baie de Quiberon, côte nord du Finistère, Baie du Mont-Saint-Michel – Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Vissert et al., 1996 ; Menier, 2003), (ii) les aplanissements du second niveau localisés à des bathymétries aux alentours de 30 m (Baie de Vilaine, Manche orientale, Baie de Seine, Groix - Bouysse et al., 1974 ; Pinot, 1974 ; Menier, 2003), (iii) les trois aplanissements compris en 15 m et 50 m de fond au Large du Trégor (Lefort, 1970 ; Figure 4-2.B et Figure 4-4.A), ou (iv) le vaste aplanissement côtier du Golfe normano-breton (Estournès, 2011 ; Renouf et James, 2011).

Ces surfaces d'aplanissement côtières sont pour la plupart interprétées comme des surfaces d'abrasion marines ou des niveaux d'accumulation détritiques littoraux, liés à des paléo-niveaux marins. Les plates-formes d'abrasion marines sont liées à des dépôts transgressifs et leur interprétation génétique est basée sur des critères morpho-sédimentaires (e.g. cordons et accumulations de galets, queues de comètes, barres d'avant-côte, encoches ; Pinot, 1968 ; Lefort, 1970 ; Pinot, 1974 ; Vanney, 1977).

La rugosité importante (nombreuses buttes isolées), certainement liée aux facteurs de résistance lithologique et structurale (notamment pour les granites, cf. Chapitre 1 – Figure 4-4 et Figure 4-5) induisant une érosion préférentielle des zones de faiblesse, observation classique sur les estrans actuels.

Concernant le cas particulier du grand aplanissement côtier du Golfe normano-breton, Renouf et James (2011) suggèrent que la surface d'aplanissement côtière du Golfe normano-breton soit une surface polygénique. Du fait de son extension, les arguments d'âge développés dans la partie datation de ce chapitre (cf. §4.4) appuieront cette interprétation.

4.3.3.2 LES SURFACES D'APLANISSEMENT IMMERGÉES SUR COUVERTURE SÉDIMENTAIRE CÉNOZOÏQUE (CALCAIRES DU BARTONIEN)

Les surfaces d'aplanissement immergées localisées sur les calcaires bartoniens des plateaux du Four et de Guérande (Sud-Est de la Marge sud-armoricaine - Figure 4-4.D, Figure 4-5. D et Figure 4-6.D) sont certainement liées à un facteur lithologique couplé à la formation des larges vallées (pédivallées LVP1 et LVP2) et à l'incision du réseau de vallées plio-pléistocènes en phase de bas niveau marin. La formation de ces pédivallées et du réseau de vallées incisées a engendré le dégagement du relief structural marqué par la structure monoclinale des calcaires bartoniens.

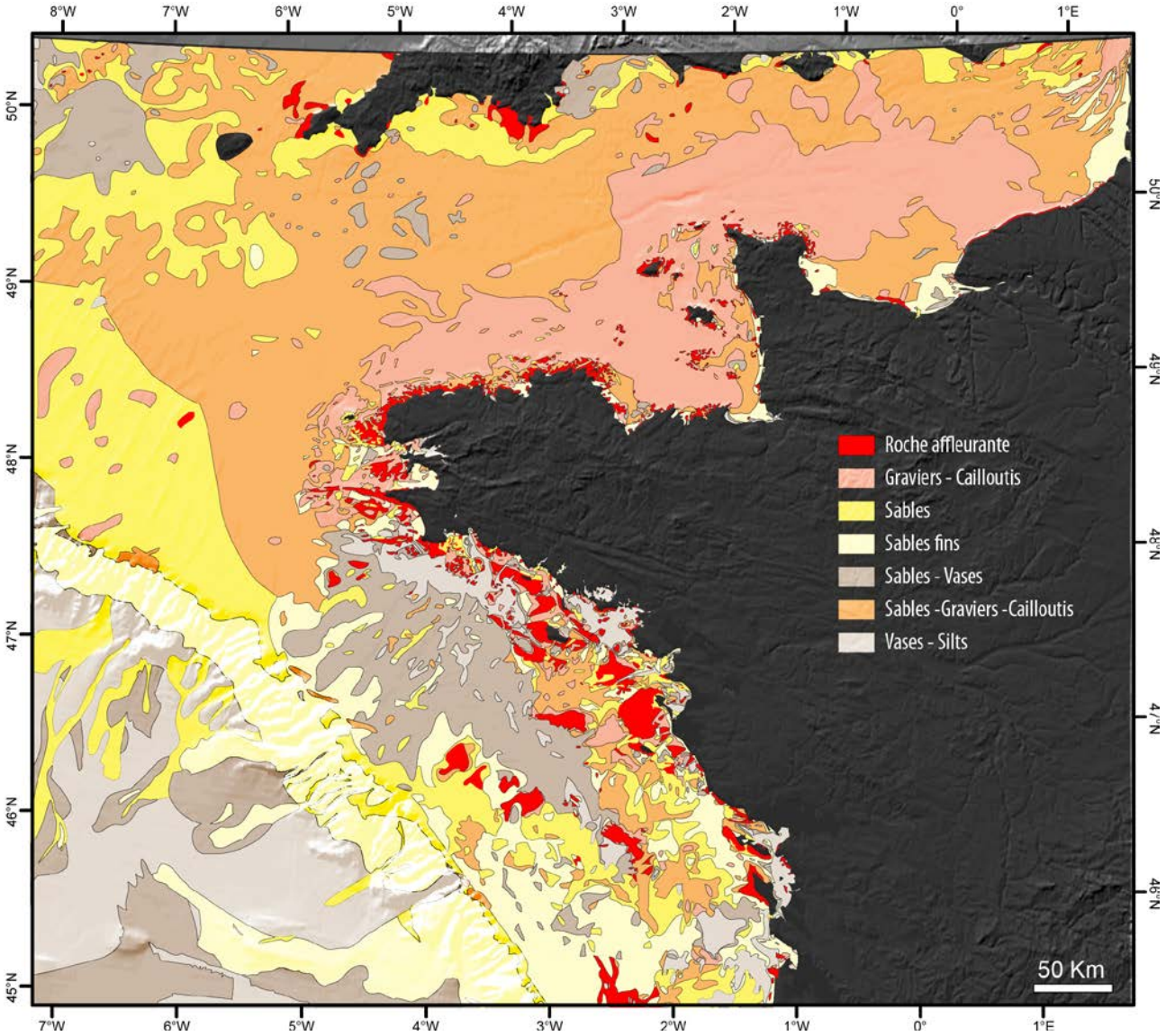


Figure 4-7 : Carte simplifiée des sédiments superficiels et fonds rocheux du Golfe de Gascogne, des Approches de l'Ouest et de la Manche occidentale (modifiée d'après la "carte sédimentaire mondiale" du SHOM – http://data.shom.fr/ ; Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km" ; RGF Lambert 93).

4.3.4 LES APLANISSEMENTS ÉMERGÉS ("PERCHÉS") : SURFACES D'APLANISSEMENT POLYGÉNIQUES

Les aplanissements émergés que constituent les îles du Ponant et les îles Anglo-normandes, présentent pour la plupart un socle altéré (Noury, 1886 ; Audren et Plaine, 1986 ; Audren et al., 1993 ; Chauris, 1994). Certaines de ces surfaces présentent des dépôts interprétés comme des épandages marins (Belle-Île - Audren et Plaine, 1986) et des indices de paléo-littoraux (Îles anglo-normandes – Renouf et James, 2005 ; 2011). Les surfaces d'aplanissement perchées sont donc interprétées comme des surfaces d'aplanissement polygénique ayant subi des processus sub-aériens (altération) et des processus d'abrasion marine.

4.3.5 LA ZONE BORDIÈRE : DOMAINE D'ADAPTATION DU RELIEF ENTRE LES APLANISSEMENTS PÉRI-ARMORICAINS ET L'AMSA

La zone bordière correspond à la morphologie reliant l'AMSA aux autres surfaces d'aplanissement identifiées. La zone bordière présente trois types des morphologies (escarpement, rampe ou passage progressif).

Les escarpements bordiers

Les escarpements bordiers peuvent avoir plusieurs origines : (i) être le résultat d'un jeu de faille à composante verticale, (ii) être la conséquence d'une érosion régressive résultant d'une chute du niveau de base ("*backwearing*"), (iii) être le résultat d'une érosion différentielle entre deux lithologies de résistances différentes, ou (iv) être la conséquence de plusieurs de ces facteurs (Figure 4-2, Figure 4-4 et Figure 4-5).

Dans le cadre de cette étude, les escarpements semblent résulter d'une érosion régressive liée à une adaptation au niveau de base de l'AMSA couplée à une différence de résistance lithologique à l'érosion (exemple : entre la couverture sédimentaire et le socle hercynien du Léon, Figure 4-4.A et Figure 4-5.A).

Les rampes bordières

Les rampes bordières correspondent aussi à une adaptation au niveau de base de l'AMSA. Cette transition présente une pente plus faible que les escarpements et pourrait résulter d'une érosion par adoucissement des versants (Figure 4-2, Figure 4-4 et Figure 4-5). Dans le détail, ces rampes bordières peuvent aussi présenter quelques cordons de galets, flèches de galets et encoches, interprétées comme des indices d'abrasion marine, principalement localisées à l'ouest de Belle-Île (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977) ainsi que des dépôts de vasières de nature variable (Graviers à Vases, Figure 4-7) et de faibles épaisseurs (< 10 m). Ces rampes bordières correspondent en partie aux "Glacis-Plaines" de la nomenclature de Vanney (1977).

Les domaines de transition progressive

Les domaines de transition progressive se situent uniquement aux débouchés des pédiments submergés. Dans ces domaines, la limite de la zone de transition ne peut être placée précisément. En effet, les pédiments présentent un niveau de base adapté à celui de la zone de transition, dont le niveau de base est lui-même adapté à celui de l'AMSA (Figure 4-2, Figure 4-4 et Figure 4-5).

4.4 CHRONOLOGIE, DATATION ET ORGANISATION DES FORMES DU RELIEF SOUS-MARINES

L'organisation des formes du relief sous-marines, et plus particulièrement des différentes surfaces d'aplanissement décrites ci-avant, peut être analysée et discutée à partir de coupes topographiques/géologiques Terre-Mer et de la cartographie des surfaces d'aplanissement. L'objectif de cette analyse est de discuter, (i) l'étagement ou l'emboitement des différentes surfaces identifiées afin d'établir leur chronologie relative, et (ii) de déterminer l'âge relatif de ces surfaces en déterminant leurs relations géométriques avec les formations et structures géologiques datées. La cartographie synthétique (issue d'un travail de catographie plus détaillé ; Carte hors-texte n°1) des surfaces d'aplanissement identifiées à terre (Chapitre 3) et à mer ainsi que le modèle d'âge issu de la datation et de la chronologie relative de ces surfaces est présenté en Figure 4-8. La discussion de ces résultats et leur intégration dans l'évolution géomorphologique à long terme du Massif armoricain est proposée en Chapitre 5.

4.4.1 L'AMSA : UN APLANISSEMENT POLYGÉNIQUE DE DERNIER FAÇONNEMENT MIOCÈNE MOYEN À SUPÉRIEUR (13-8 MA)

L'AMSA constitue la surface d'aplanissement majeure occupant le domaine marin du pourtour du Massif armoricain pour deux raisons :

- (i) cette surface est la surface de plus bas niveau (bathymétrie comprise entre 180 m et 50 m) identifiée ;
- (ii) elle est le produit d'une alternance de façonnement par des processus d'érosion marins et des processus d'érosion sub-aériens (cf. §4.3.1).

L'AMSA représente donc le niveau de base le plus bas sur lequel ont pu s'adapter les différentes morphologies d'érosion au cours de l'évolution géologique du Massif armoricain et de ses alentours.

Les relations géométriques entre L'AMSA et le substratum géologique permettent de privilégier l'hypothèse d'une surface d'aplanissement polygénique. Plusieurs arguments permettent de déterminer un âge Miocène moyen à Miocène supérieur (13-8 Ma) pour cette surface :

(i) L'AMSA recoupe l'ensemble du substratum géologique depuis le socle hercynien jusqu'aux sédiments de la Formation "Jones" (Evans, 1990) datée du Miocène inférieur à moyen (Aquitanien à Serravalien ; Le Roy et al., 2011) dans les Approches de l'Ouest (Figure 4-4, Figure 4-5 et Figure 4-6) ;

(ii) L'AMSA tronque le substratum jusqu'aux dépôts du Miocène moyen (probable) de la Marge sud-armoricaine, où seul l'Aquitanien (Miocène inférieur) a été formellement identifié (Figure 4-6 ; Andreieff et al., 1968) ;

(iii) Les réflecteurs amonts du prisme de bordure plate-forme constitué de sédiments d'âge Miocène supérieur probable à Plio-Pléistocène (hypothèse privilégiée par Paquet et al., 2010) sont décrits comme sub-tablaires (Guillocheau et al., 2003 ; Thinon et al., 2009).

Ainsi, l'analyse des relations géométriques de la partie dégradée de cette surface (AMSAd) révèle au moins une morphogenèse plus récente. En effet, localisée en partie avale des marges celtique et sud-armoricain, un âge Pléistocène moyen à inférieur est proposé pour l'AMSAd qui tronque les formations de la marge jusque :

(i) dans les Approches de l'Ouest, les dépôts du membre supérieur de la formation de la "Petite Sole" ("*Upper Little Sole Formation*" ; Bourillet et al., 2003) datée du Pliocène au Pléistocène inférieur (Reynaud et al., 1999a). Cette formation remblaye le réseau incisé du fleuve Manche dans les Approches de l'Ouest (Le Roy et al., 2011 ; Figure 4-4, Figure 4-5et Figure 4-6 ; voir Chapitre 2). La surface d'aplanissement est scellée par les dépôts de la Formation "Melville" rapportée à l'Holocène (Bourillet et al., 2003) ;

(ii) sur la Marge sud-armoricaine, les sédiments pliocènes à pléistocènes de la formation de la "Petite sole" ("*Little Sole formation*" ; Paquet et al., 2010). La surface d'aplanissement (surface d'érosion) est scellée par les dépôts de la formation holocène "Melville" (Bourillet et al., 2003 ; Paquet et al., 2010) qui marquerait un dernier basculement subtile de la marge.

L'AMSAd représente donc une deuxième morphogenèse de l'AMSA dégradant cette dernière au cours du Pléistocène moyen à supérieur(?) (Figure 4-9).

4.4.2 LES PÉDIMENTS SUBMERGÉS LVP1 : BARTONIEN À CHATTIEN (38-28 MA)

L'analyse géomorphologique des pédiments submergés, bien que compliquée par l'incision et le comblement des vallées postérieures, permet de mettre en évidence deux générations étagées de formes.

Le niveau de base des pédiments LVP1 est situé à des bathymétries inférieures (≈ 50 m, Baie de Douarnenez) en partie amont de l'AMSA (Figure 4-4, Figure 4-6). Ces pédiments apparaissent dégradés par les pédiments LVP2 dont le niveau de base est adapté aux

domaines de transition progressive de la zone bordière. La limite entre ces deux générations est représentée par une rupture de pente entre l'amont de LVP2 et l'aval de LVP1 ou des surfaces d'aplanissement situées en amont (Figure 4-4, Figure 4-6).

Deux arguments de datation sont disponibles pour les pédiments LVP1 et fournissent un âge compris entre le Bartonien et le Chattien (38-28 Ma) :

(i) Ils recoupent indifféremment les structures du socle varisque et la couverture sédimentaire cénozoïque jusqu'aux séries du Bartonien affectées par des failles décrochantes dextres de la Baie de Concarneau (Calcaires à Nummulites – Figure 4-4, Figure 4-5, Figure 4-6) et les plateaux tabulaires bartoniens du Four et de Guérande.

(ii) Le pédiment LVP1 de la Baie de Concarneau est incisé et cette incision est comblée par un remplissage sédimentaire daté du Chattien.

4.4.3 LES PÉDIMENTS SUBMERGÉS LVP2 ET LES FORMES DE LA ZONE BORDIÈRE : MIOCÈNE MOYEN À SUPÉRIEUR (13-8 MA)

Les zones bordières constituent le domaine raccordant l'AMSA, surface de plus bas niveau bathymétrique, aux surfaces d'aplanissement situées en amont, i.e. de plus haut niveau bathymétrique (pédiments LVP1 et LVP2, surfaces d'aplanissement côtières et surfaces d'aplanissement émergées). Ces zones bordières sont donc l'endroit où la morphologie accommode les différences de niveau de base entre les surfaces de bathymétrie inférieure à 50 m et l'AMSA. Les différentes morphologies de la zone bordière peuvent traduire deux types d'ajustement de formes en fonction des différences de niveau de base.

Les escarpements bordiers (au Nord-Ouest de la zone d'étude), et les rampes bordières (au Sud), localisés entre l'AMSA et le surfaces d'aplanissement côtières peuvent résulter des deux cas de figures présentés ci-avant (§ 4.4.1) : (i) un emboitement ou (ii) un étagement des surfaces d'aplanissement en lien avec les variations du niveau de base (cf. Chapitre 1).

Les pédiments LVP2 passent latéralement aux rampes bordières et sont, en aval, adaptés au niveau de base des zones de transition progressive les reliant à l'AMSA. Les limites entre l'amont des zones de transition progressive et l'aval des pédiments LVP2 et floue et apparait résulter d'une adaptation morphologique entre le niveau de base des pédiments P2 et de l'AMSA.

Deux arguments de datation sont disponibles pour les pédiments LVP2 et les formes de la zone bordière et fournissent un âge compris entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur (13-8 Ma) :

- Les pédiments LVP2 ont un niveau de base adapté aux zones de transition progressive qui les connectent aux niveaux de base de l'AMSA. L'AMSA tronquant les dépôts sédimentaires déformés d'âge Oligocène à Miocène moyen probable (basculés et recoupés par un réseau de failles décrochantes dextres ; Thinon et al., 2009 ; Paquet et al., 2010 ; cf. Chapitre 2) ;
- L'AMSA, qui constitue le niveau de base des pédiments LVP2 au travers des rampes bordières et transitions progressives est ici datée du Miocène moyen au Miocène supérieur.

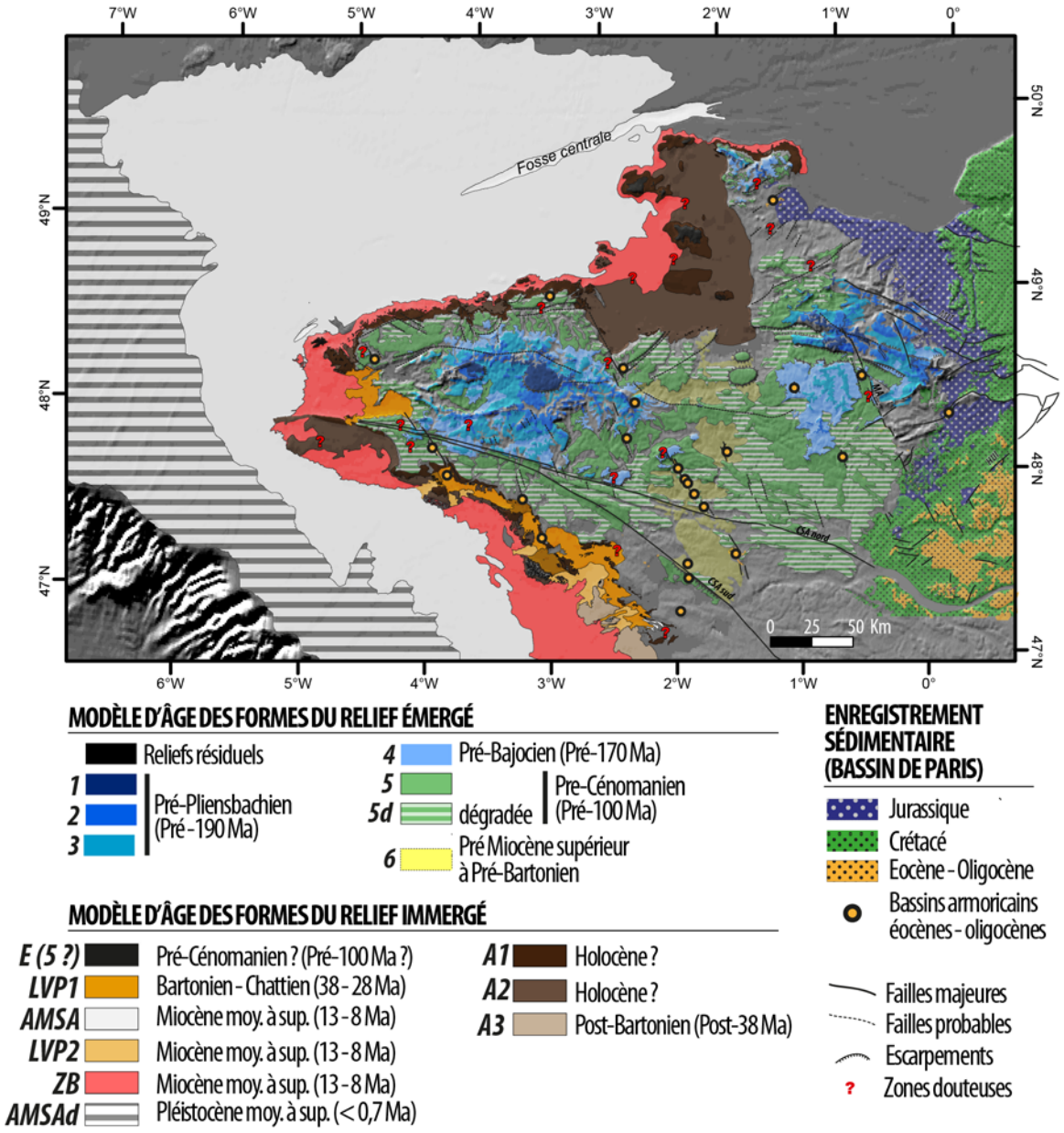


Figure 4-8 : Cartographie synthétique des surfaces d'aplanissement émergées et immergées du Massif armoricain et modèle d'âge associé issu des datations (compilé à partir d'un jeu de données cartographiques plus détaillé; Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km").

Les pédiments LVP2 et les formes du domaine de transition sont donc contemporaines de la formation de l'AMSA et correspondent à des formes d'adapation entre l'AMSA et les surfaces d'aplanissement amonts. Les pédiments LVP1 et LVP2 sont donc des pédiments étagés.

Du fait de leur position, intercalée entre les pédiments LVP1, bartoniens à chattiens, et l'AMSA, post-Miocène moyen, les zones bordières et les pédiments P2 sont des formes dont la dernier façonnement est post-Miocène moyen – i.e. contemporaine ou postérieure de la formation de l'AMSA (Figure 4-9). Ces formes correspondent à des morphologies d'adaptation entre surfaces d'aplanissement amonts (e.g. LVP1) et l'AMSA.

4.4.4 LES SURFACES D'APLANISSEMENT ÉMERGÉES (ÎLES) : PROLONGATIONS DES APLANISSEMENTS ÉMERGÉS DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR ET DU JURASSIQUE ?

Les surfaces d'aplanissement perchées représentent les surfaces d'aplanissement de plus haut niveau identifiées au sein du domaine marin du pourtour armoricain. Ces aplanissements sont polygéniques (processus sub-aériens et marins) et souvent associés à des profils d'altération (cf. §4.3.4). En l'absence d'argument d'âge précis, la présence de ces altérites ainsi que des analogies entre la topographie de certaines de ces surfaces et les aplanissements cartographiés à terre (cf. Chapitre 3), proches des surfaces d'aplanissement perchées, permettent d'émettre des hypothèse de regroupement. Les âges proposés pour ces aplanissements perchés sont issus du modèle d'âge des surfaces d'aplanissement cartographiées à terre (cf. Chapitre 3). Les propositions suivantes sont faites :

- Les surfaces de Houat et Hoëdic seraient un prolongement de la Surface Armoricaine abaissée et dégradée au sud du C.S.A. (PS5 et PS5d) d'âge initial Crétacé inférieur.
- La surface de Belle-Île, située à des niveaux plus haut que la Surface armoricaine (PS5), constituerait soit, (i) une surface antérieure à PS5 (PS3 ?, PS4 ?) ou (ii) la trace d'une déformation (flexure) de la Surface armoricaine (PS5).
- La surface de l'île de Groix correspondrait comme Houat et Hoëdic, à un prolongement de la Surface armoricaine (PS5) avec une bonne préservation des altérites. La surface de Belle-Île serait donc, soit (i) d'âge initial Crétacé inférieur (PS5), soit (ii) d'âge initial anté-Bajocien (PS4?) ou anté-Pliensbachien (PS3?).
- Les surfaces des Îles anglo-normandes, situées à des niveaux de 80-100 m pourraient être les équivalents des surfaces de même niveau identifiées dans le Cotentin (PS5 ?, PS4 ?), i.e. d'âge initial (i) Crétacé inférieur (PS5) ou (ii) Anté-Bajocien (PS4).

D'une manière générale, un âge initial minimum Crétacé inférieur apparaît raisonnable pour les surfaces d'aplanissement perchées.

4.4.5 LES SURFACES D'APLANISSEMENT CÔTIÈRES : DES MORPHOLOGIES RÉCENTES ?

Les surfaces d'aplanissement côtières sont localisées sur le pourtour littoral du Massif armoricain et de certaines îles armoricaines. Ces surfaces présentent des indices d'abrasions marines (cf. §4.3.3) relativement récentes datées ou rapportées de la fin du Quaternaire (âges inférieurs à 0,1 Ma). Ces surfaces d'aplanissements côtières constitueraient donc des abrasions très récentes de la topographie armoricaine (Figure 4-9). Ces surfaces apparaissent donc comme des aplanissements postérieurs à la génération des aplanissements perchés, des pédiments, de l'AMSA, et de la zone bordière. Elles semblent constituer une génération de surfaces emboîtées dans celles décrites précédemment. Cependant, une deuxième possibilité est que ces surfaces correspondent à une reprise récente de surfaces d'aplanissement plus anciennes (surface polygénique).

Le cas particulier du grand aplanissement côtier du Golfe normano-breton, qui peut être éclairé par différentes études, correspond à ce dernier cas de figure. En effet cette surface d'aplanissement côtière tronque l'ensemble du socle cadomo-hercynien et est localement scellée par des dépôts du Crétacé supérieur (Graindor, 1958 ; Graindor et Marie, 1959) et des dépôts marins du Miocène moyen (Langhien-Serravalien, Hommeril, 1964 ; Dupret et al., 1987 ; van Vliet-Lanoë et al., 2000). De plus, cette surface est identifiée en analyse sismique, tronquant les dépôts attribués au Plio-Pléistocène(?) des bassins environnants (bassin des Ecrehou et Chaussée des Bœufs) et est scellé par des dunes hydrauliques holocènes (Estournès, 2011). Sur la base de ces divers arguments d'âge et du fait de la grande extension de cette surface, Renouf et James (2011) suggèrent que la polygénie de cette surface d'aplanissement côtière. Les différents âges des sédiments (Crétacé supérieur, Miocène, Plio-Pléistocène (?)) scellant cette surface appuient cette interprétation, induisant une initiation anté-Crétacé supérieur de cette surface plusieurs fois retravaillée par l'érosion.

Enfin, les surfaces d'aplanissement côtières tronquant les calcaires bartoniens, au Sud-Est de la Marge sud-armoricaine sont initiées antérieurement au réseau de vallées qui les incisent (à remplissage Pléistocène). Ces morphologies situées à des niveaux similaires aux aplanissements côtiers sur socle, ont certainement subi les mêmes processus d'abrasion marine fini-quaternaire que ces dernières (houle, marées). L'âge de leur initiation est donc post-bartonien et anté-Quaternaire et leur dernière retouche certainement fini-quaternaire à actuelle (Figure 4-9).

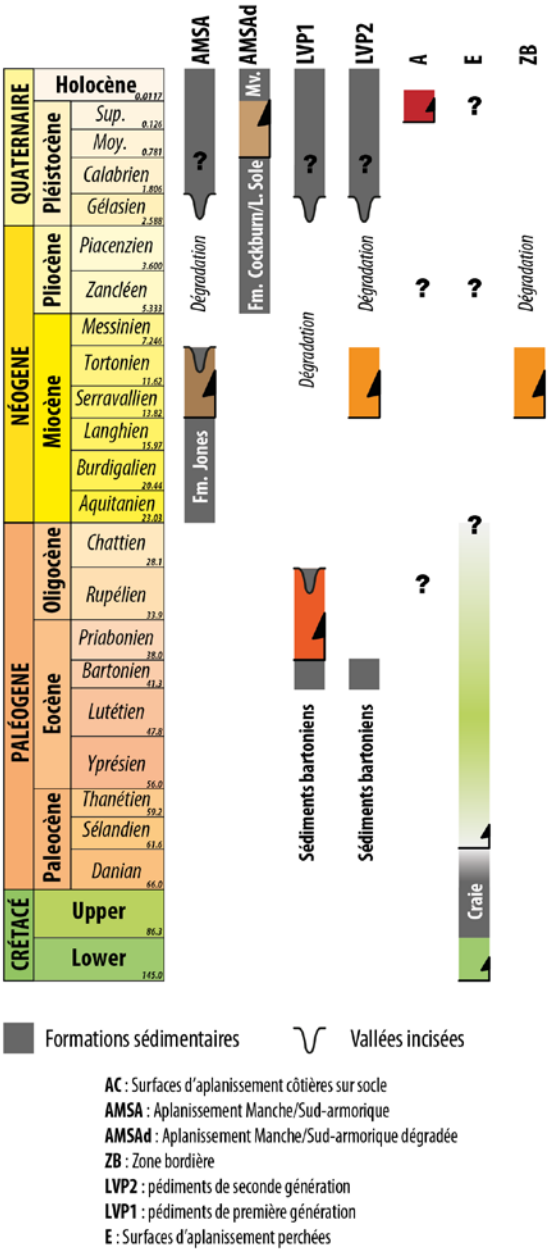


Figure 4-9 : Charte stratigraphique des périodes de formation des surfaces d'aplanissement du domaine marin armoricain. Les formations sédimentaires tronquées ou scellant les surfaces d'aplanissement sont représentées en grisé.

CHAPITRE 5. CROISSANCE DU RELIEF ARMORICAIN AU MÉSO-CÉNOZOÏQUE

5.1 INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de synthétiser les données géomorphologiques acquises à terre et à mer et, en y adjoignant les données des sédiments datés (placages sédimentaires sur le socle armoricain ou bassins périphériques), de proposer une modèle d'évolution à long-terme du relief armoricain à terre et en mer.

5.2 LE RELIEF ACTUELLEMENT À TERRE

5.2.1 RAPPEL DE LA SÉQUENCE DES FORMES DU RELIEF (CF. CHAPITRE 3 – ARTICLE ACCEPTÉ DANS LA REVUE "*GEOMORPHOLOGY*")

Lors de l'analyse morphologique du Massif armoricain (domaine émergé), six familles de formes du relief (surfaces d'aplanissement) ont été identifiées, de la plus haute à la plus basse :

- PS1 et PS2, reconnues antérieures à PS3 par chronologie relative mais non datées du fait de l'absence de sédiments dâtés les scellant ;
- PS3, scellée par des dépôts marins datés du Pliensbachien (pre-190 Ma) ;
- PS4, ennoyée par des sédiments marins datés du Bajocien (pre-170 Ma) ;
- PS5, polygénique et scellée par des dépôts marins (Craie et sables transgressifs) du Crétacé supérieur ainsi que des dépôts de l'Éocène supérieur silicifiés ;
- PS6, la plus jeune, constituée de pédiments pour lesquels plusieurs scénarios ont été envisagés en Chapitre 3 du fait des incertitudes concernant la géométrie et la cinématique des grabens à remplissage éocène-oligocène. Cependant, ces formes sont ennoyées par les calcaires bioclastiques marins du Miocène moyen ("faluns" langhiens à serravalliens), indiquant une période de formation comprise entre le dépôt des derniers sédiments datés de la Craie (Santonien – 72 Ma) et le début du Miocène moyen (Langhien – 16 Ma).

Depuis la rédaction (et l'acceptation) de l'article constituant le Chapitre 3, l'étude du Bassin de Rennes qui offre un jeu de données de subsurface exceptionnel (ligne sismique réflexion HR1 retraitée et forage CDB1) a été entreprise afin de lever les incertitudes mentionnées dans le Chapitre 3. Les résultats de cette étude sont présentés ci-après.

5.2.2 L'ÂGE DES PÉDIMENTS LES PLUS JEUNES (PS6) : APPORT DE LA LIGNE SISMIQUE GÉOFRANCE3D – BASSIN DE RENNES

Le Bassin de Rennes est l'un des nombreux bassins armoricains, à remplissage daté de l'Éocène supérieur – Oligocène inférieur, préservé dans des grabens orientés selon une direction N140. Ce bassin est localisé dans un des pédiments de la génération PS6, le

pédiment de Rennes. Ce dernier présente une vaste forme elliptique connectée vers le sud aux pédiments situés plus en aval par un "ombilic". Cet ombilic correspond à l'actuelle vallée incisée de la Vilaine, encaissée dans la surface armoricaine (PS5) entre Pont-Péan et Saint-Malo-de-Phily. Cette grande dépression elliptique est en partie contrôlée par la lithologie : le pédiment de Rennes est développé dans des schistes (argilites, siltites et grès du Néoprotérozoïque) et bordé par les quartzites de l'Ordovicien inférieur (Formation du Grès armoricain). La distribution des failles (cartes géologiques de France au 1/50 000ème) montre que cette dépression n'est contrôlée par aucune structure tectonique : il ne s'agit donc pas d'un effondrement en régime extensif (graben) ou en régime décrochant (pull-apart).

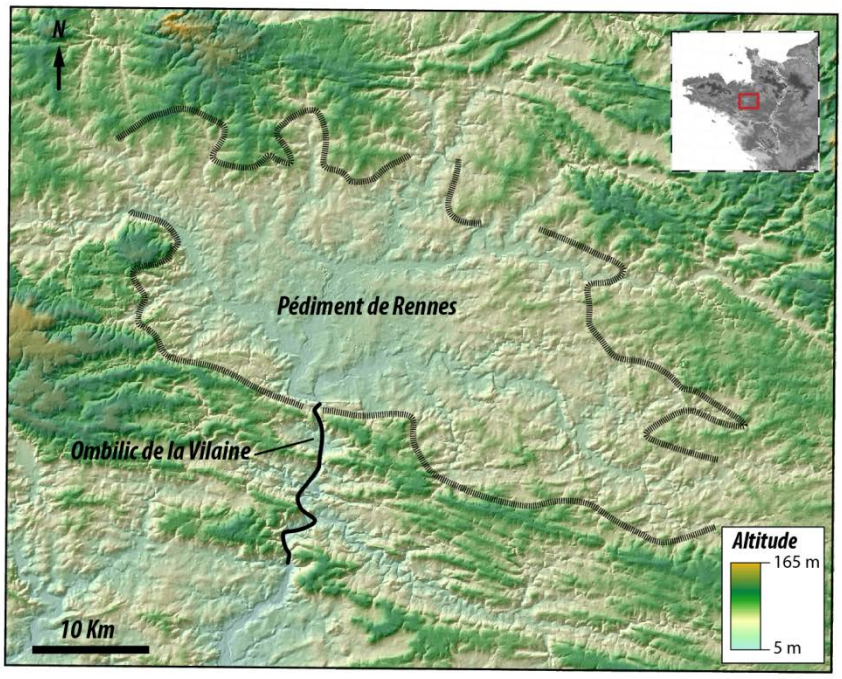


Figure 5-1 : MNT du pédiment de Rennes et localisation de l'ombilic de la Vilaine au Sud de celui –ci (Sources M.N.T. : "IGN 25 m").

Le Bassin de Rennes a fait l'objet d'acquisitions géologiques lourdes, afin de mieux connaître sa structure et son remplissage, notamment dans le but de détermnier la présence ou non d'une couverture mésozoïque sur le Massif armoricain. Les acquisitions géologiques majeures récentes sont :

(i) Une ligne de sismique réflexion (HR1 ; Figure 2-27) de 5 km de long, acquise en 2000 (cf. Chapitre 2), dans le cadre du programme GéoFrance 3D (1995-2000 - cofinancé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, le Ministère de l'Education Nationale, de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Insertion Professionnelle et l'Institut National des Sciences de l'Univers) – projet ARMOR2. Cette ligne sismique a été retraitée en 2012 par la compagnie polonaise "*Geofizyka Krakow*", améliorant substantiellement l'image sismique (Figure 5-3).

(ii) Un forage intégralement carotté et diagraphié de 675 m de profondeur (Chartres-de-Bretagne 1, CDB1), a été foré dans le cadre du projet CINERGY (**C**onnaissance de la

géolog**I**e profo**N**de du bassin t**E**rtiaire de **R**ennes, à visée **G**éothermique et h**Y**drogéologique, 10 co-financeurs), de juillet à octobre 2010, à 800 m au SSO de la ligne sismique HR1 (contraintes foncières ; Bauer et al., 2010).

Le forage CDB1 (Bauer et al., 2010 ; Bauer et al., en cours ; Figure 2-28) présente la succession stratigraphique suivante, soit de bas en haut :

- 675 – 420 m - **Néoprotérozoïque à Cambrien** (Briovérien) : alternances d'argilites, siltites et grès, déposés en plaine sous-marine distale (turbidites), déformées (de 470 m à 420 m, cet intervalle est fortement fissuré du fait de l'altération sus-jacente) ;
- 420 – 405 m - **Altérites sur les sédiments briovériens** s'achevant sur un niveau de 1 m de kaolinite (latérite) ;
- 405 – 375 m - **Bartonien** (41,3-38 Ma) : argiles (dominantes), sables et conglomérats continentaux (1) avec un niveau marin à la base (pic de transgression mondial correspondant à l'évènement climatique MECO[18]) et (2) remaniant des microfaunes crétacées ;
- 375 – 195 m - **Priabonien** (38-33,9 Ma) : argiles palustres à lacustres, plus ou moins riches en matière organique (Formation des Argiles à Mohria) ;
- 195 – 25 m - **Rupélien** (33,9-28,1 Ma) : argiles lacustres, plus ou moins riches en matière organique (Formation des Sapropèles inférieurs), surmontés par des niveaux de plus en plus marins (baies : Formation des Marnes à *Natica crassatina*, puis rampes marines : Formation des Calcaires à Archiacines), puis des dépôts de plaines côtières (argiles plus ou moins riches en matière organique : Formation des Sapropèles supérieurs) ;
- 25 – 5 m - **Miocène moyen (Langhien supérieur à Serravallien inférieur** – 14,5-12,5 Ma) : calcaires bioclastiques ("faluns") ;
- 5 – 0 m - **Miocène terminal-Pliocène** (6-2,5 Ma) : sables glauconieux non fossilifères et calcaires bioclastiques ("faluns").

La ligne sismique retraitée a été interprétée dans le cadre de cette thèse. L'interprétation sismique est calée sur plusieurs forages (Figure 5-4) :

(i) Le puits CDB1, converti en vitesses d'onde sismique (en temps double) à partir de la diagraphie sonique, a été projeté sur la ligne.

(ii) Les nombreux forages de la Banque du Sous-Sol (pénétration maximale 40-50m ; Figure 5-2) localisés de part et d'autre de la ligne sismique (notamment ceux réalisés dans le cadre du levé des cartes géologiques au 1/50 000ème de Rennes) ont permis de caler les faciès sismiques superficiels en convertissant en profondeur certains réflecteurs en utilisant les vitesses d'intervalles sismiques calculés à partir de la loi de Dix.

[18] MECO : "*Middle Eocene Climatic Optimum*", Optimum climatique éocène moyen

Plusieurs faits nouveaux peuvent être déduits de notre interprétation (Figure 5-4) :

(1) Deux socles de vitesses sismiques différentes constituent le substratum du bassin. Le contact entre ces deux socles est faillé. La géométrie de ces failles est incertaine (nombreuses hyperboles), mais pourrait constituer une faille unique parallèle à la ligne sismique prolongeant la faille NW-SE cartographiée à l'est du bassin. Le domaine à socle "lent" étant situé au NNW et celui plus "rapide" au SSE.
(2) Le socle est altéré (que ce soit le socle "lent" ou "rapide"). Puis les produits d'altération (kaolins et quartz insolubles) sont remaniés sous forme de dépôts fluvio-lacustres comme l'attestent les forages réalisés par le BRGM dans le cadre du levé des cartes géologiques au 1/50 000ème de Rennes et de Janzé (Trautmann et al., 1994 ; 1999), montrant des lits de galets arrondis dans les argiles kaolinitiques.
(3) Les dépôts bartoniens à priaboniens forment une flexure effondrée délimitée par deux failles inverses.
(4) Ces failles inverses sont facilitées par l'existence de nombreux niveaux de décollement dans le profil d'altération de type latérite (kaolinisation hétérogène selon la nature de la roche altérée). Ces niveaux de décollement favorisent l'expression en surface de failles normales.
(5) Ces failles inverses qui marquent des déformations compressives sont scellées par une discordance angulaire intra-Rupélien (sommet de la Formation des Sapropèles inférieurs). Les dépôts rupéliens ultérieurs (dépôts de baies de la Formation des Marnes à *Natica crassatina*, rampes marines de la Formation des Calcaires à Archiacines, puis de plaines côtières de la Formation des Sapropèles supérieurs) sont globalement horizontaux et peu faillés.
(6) Les dépôts tabulaires rupéliens sont surmontés par les dépôts calcaires marins ("faluns") du Miocène moyen (lacune de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur), puis par les sables fluvio-estuariens ("Sables rouges") du Miocène terminal-Pliocène (lacune de l'essentiel du Miocène supérieur). Les failles qui affectent les "faluns" du Miocène moyen sont des failles normales listriques enracinées dans un niveau de décollement dans les altérites.

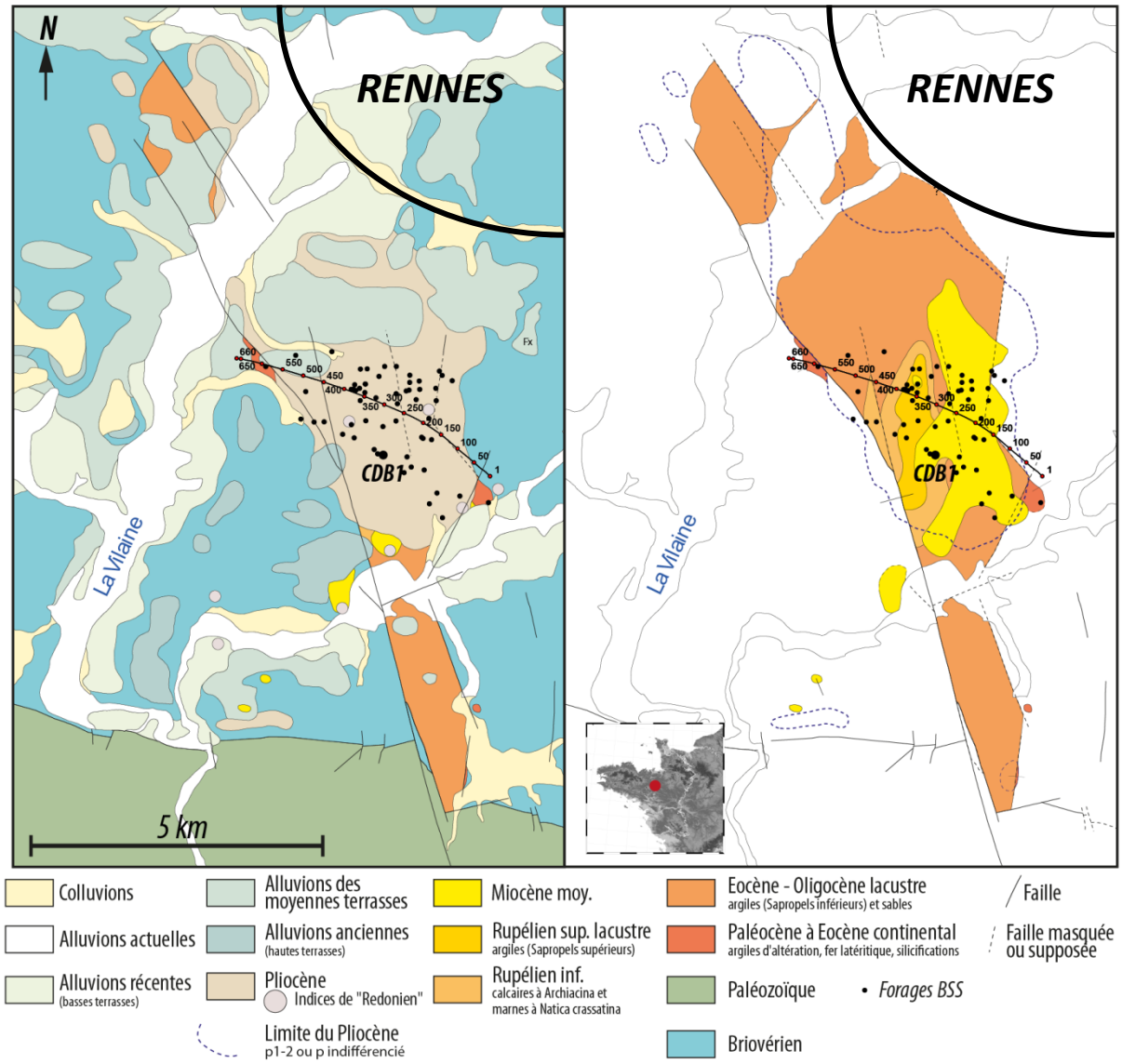


Figure 5-2 : Carte géologique (gauche) et écorché des formations paléogènes à néogènes (droite) du Bassin de Rennes. La ligne sismique HR1, le forage CDB1 (porjet CINERGY) et les puits BSS utilisés en compléments pour l'interprétation de la ligne sismique HR1 retraitée sont localisés (d'après Thomas, 1999 et Trautmann, 1999).

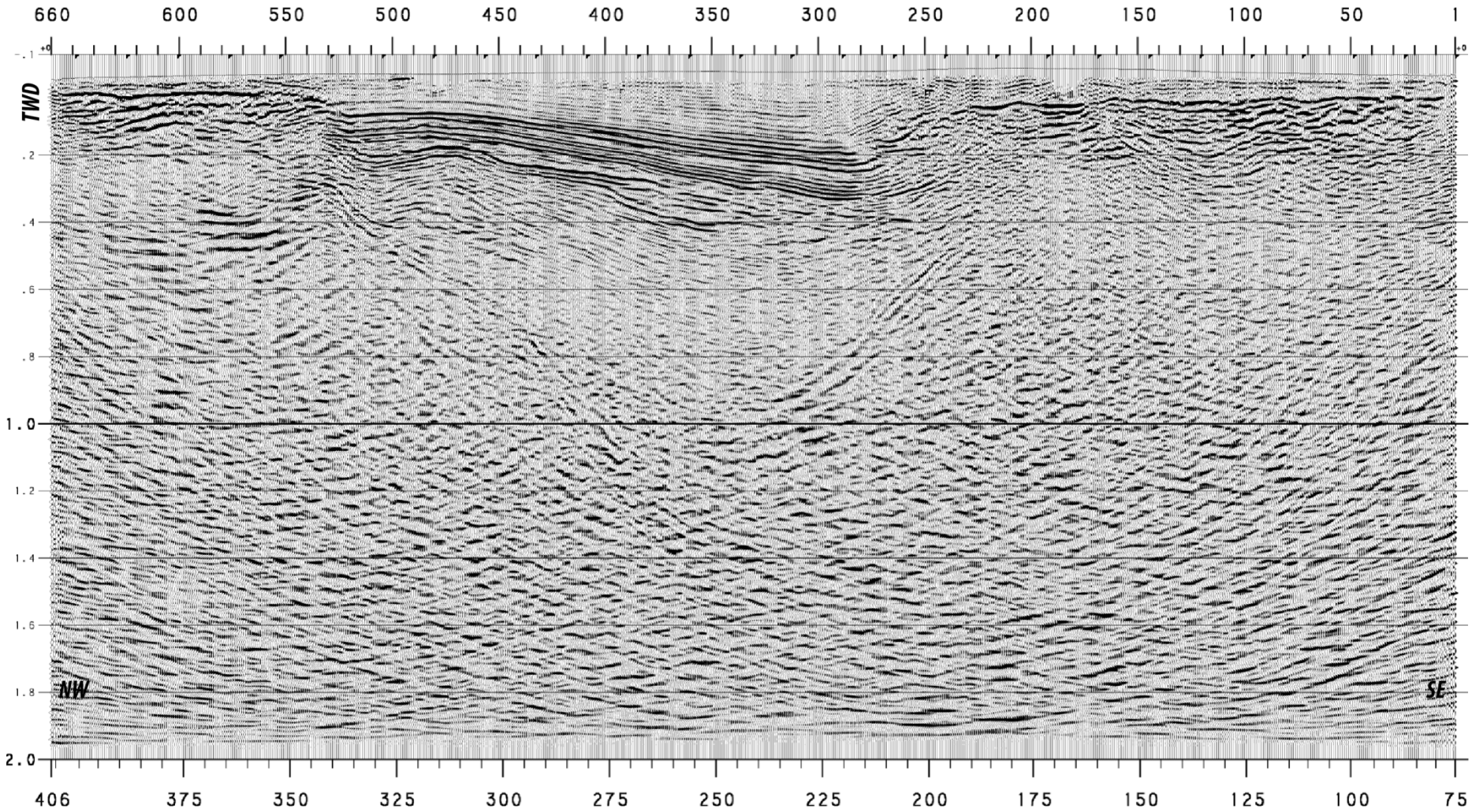


Figure 5-3 : Ligne sismique réflexion HR1 brute, retraitée par la compagnie "Geofizyka Krakow" en 2012. La ligne est localisée en Figure 5-1.

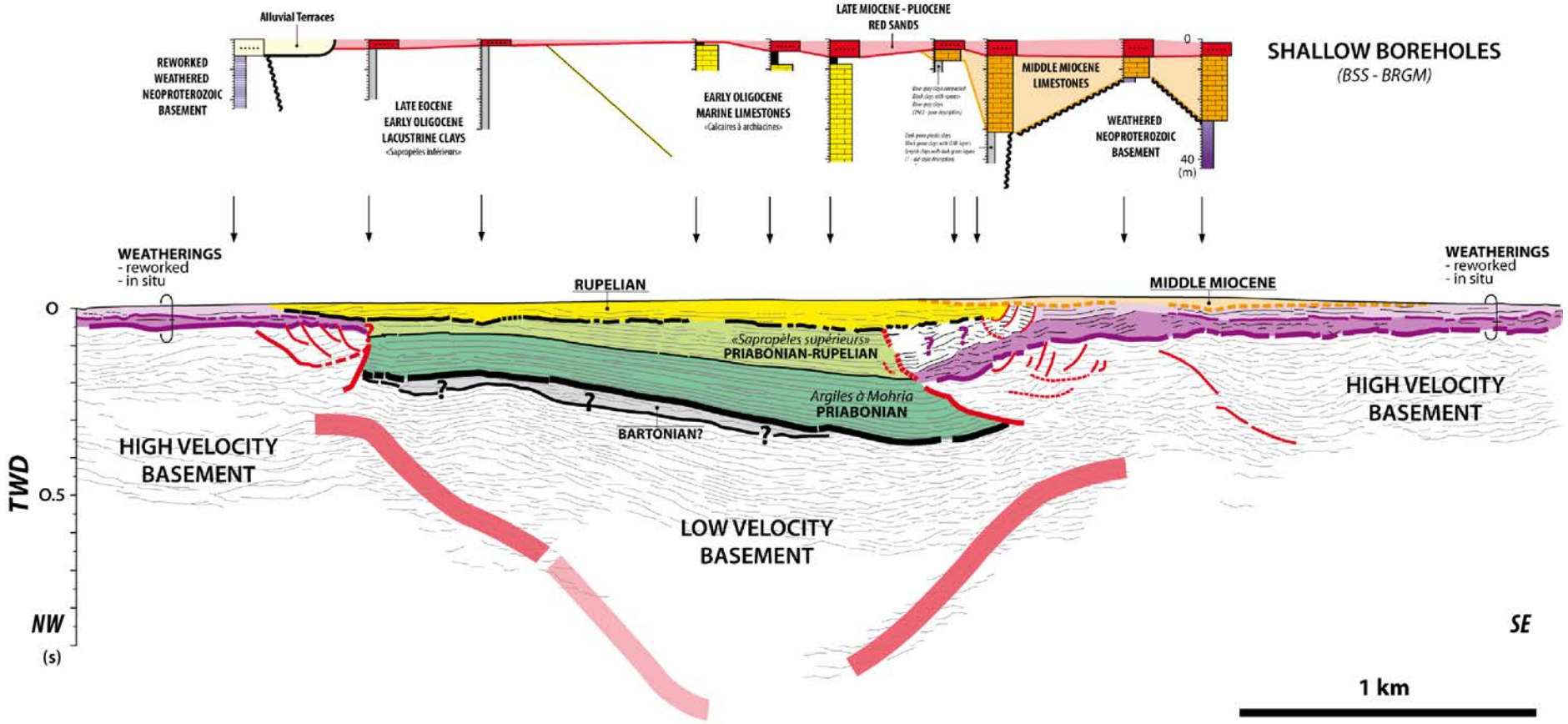


Figure 5-4 : Pointé sismique et interprétation de la ligne sismique réflexion HR1 retraitée. Le calage temporel des faciès sismique a été réalisé grâce (i) au puits projeté CDB1 converti en vitesse sismique (temps double) à partir de la diagraphie sonique et (ii) aux sondages répertoriés dans la BSS situés à proximité de la ligne HR1 en convertissant en profondeur certains réflecteurs de la ligne HR1 grâces aux vitesses d'intervalles sismiques calculées à partir de la loi de Dix.

Plusieurs scénarios chronologiques peuvent être envisagés pour expliquer le déblaiement du pédiment PS6 de Rennes situé 40-50 m sous la Surface armoricaine (PS5) (différence d'altitude entre PS5 et le pédiment de Rennes dans la région du bassin de Rennes). La seule contrainte disponible est que PS6 est antérieure au Miocène moyen (Chapitre 3). En effet, les calcaires marins du Miocène moyen scellent cette forme du relief. Ainsi, les scénarios pouvant être envisagés sont les suivants :

(1) le pédiment de Rennes est antérieur aux premiers dépôts du bassin de Rennes, c'est-à-dire ante-Bartonien (et post-Crétacé supérieur, les sédiments bartoniens remaniant des fossiles de la Craie) ;
(2) le creusement du pédiment de Rennes est contemporain de la discordance intra-rupélienne ;
(3) le pédiment de Rennes est postérieur aux dépôts du rupélien.

Plusieurs arguments disponibles permettent de réfuter les scénarios 2 et 3 et de favoriser le scénario 1 :

Arguments réfutant le scénario 3 :

Les sédiments rupéliens (Formations des Marnes à *Natica crassatina*, des Calcaires à Archiacines et des Sapropèles supérieurs), bien que légèrement plissés sont globalement tabulaires, discordant sur les sédiments antérieurs et très peu affectés par des failles. Ils se sont déposés sur une surface correspondant à la surface actuelle du pédiment de Rennes, même si celle-ci a été refaçonnée avant le Miocène moyen et avant le Miocène terminal.

Le scénario 3 supposerait que le pédiment (et non le graben de Rennes) de Rennes soit un grand bassin flexural qui postérieurement au dépôt serait presque complètement érodé. Cela impliquerait que 40 à 50 m de sédiments de type Sapropèles supérieurs aient été déposés puis érodés.

Le scénario le plus simple est que les sédiments rupéliens scellent le pédiment de Rennes.

Arguments réfutant le scénario 2 :

Une érosion du pédiment de Rennes durant le Rupélien (au moment de la formation de la discordance) impliquerait (i) une lacune d'une partie du Rupélien et (ii) une préservation des produits d'érosion au moins sous forme d'un lit de sédiment traduisant un transit ("by-pass") du système sédimentaire. Les données biostratigraphiques ne montrent aucune lacune significative dans le sommet de la Formation des Sapropèles inférieurs. Les données de sondages (Durand, 1959 ; Ollivier-Pierre et al., 1993 ; Forage CINERGY : Bauer et al., 2010) ne montrent aucune accumulation ("lag") conglomératique à galets ou graviers de sédiments briovériens.

Arguments en faveur du scénario 1 :

Les altérites (latérites) et leurs produits d'érosion sont tabulaires de part et d'autre du domaine effondré et comprimé. Les altérites ont une épaisseur minimale de 30 m à 40 m. Ce caractère tabulaire suggère que le profil d'altération se soit développé à partir d'une surface plane : le pédiment de Rennes.

Deux autres faits confortent ce scénario : (i) l'ensemble des roches sédimentaires néoprotérozoïques (Briovérien) sont altérées (kaolin) dans le pédiment de Rennes (souvent sur plusieurs dizaines de mètres - travaux du métro de Rennes) ; (ii) une épaisseur de latérites de plusieurs dizaines de mètres est une épaisseur "normale" pour ce type d'altération. Une ablation de 40 m à 50 m qui impliquerait des latérites de 80 m à 100 m d'épaisseur est exceptionnelle (voir Tardy et Roquin, 1998) et difficilement envisageable au Cénozoïque dans le Massif armoricain qui, à l'Éocène inférieur, est situé entre 35° et 40° de latitude nord.

En conclusion, le scénario 1, préféré aux autres scénarios, implique que la mer ait envahi à quatre reprises (Bartonien, Rupélien, Miocène moyen, Plaisancien) le pédiment de Rennes en passant par l'ombilic constitué par l'encaissement de l'actuelle vallée incisée de la Vilaine entre Pont-Péan et Saint-Malo-de-Phily (Sud de Rennes ; Figure 5-1).

5.3 QUANTIFICATION DU DÉPLACEMENT VERTICAL À PARTIR DES POSITIONS SUCCESSIVES DU NIVEAU MARIN

L'objectif de cette partie est de quantifier le déplacement vertical du Massif armoricain à terre et en mer selon (i) la position des sédiments marins successifs par rapport au (ii)niveau de la mer de position connue au cours du temps. L'analyse est ici focalisée sur les déformations de courte (x10 km) et de moyenne (x100 km) longueur d'onde, en lissant les déformations de très courte (x1 km) longueur d'onde qui ne rentrent pas dans le propos de ce travail. Des étude similaires ont déjà été réalisées dans le Massif armoricain, principalement dans sa partie est (Wyns, 1991), en Bretagne (Thomas, 1999) ou en Vendée (Bétard, 2010), en utilisant les courbes eustatiques de Haq et al. (1987) et de Miller et al. (2005) comme référence. Nous proposons ici une analyse basée sur l'utilisation de plusieurs chartes eustatiques et de nombreux points datés répartis sur le Massif armoricain.

5.3.1 MÉTHODE

La position en altitude d'un sédiment marin de faible épaisseur (×1 m) posé sur un socle, dépend uniquement de deux paramètres : la déformation de la lithosphère (la tectonique *s.l.*) et la position du niveau absolu de la mer (eustatisme). La somme de ces deux définie le niveau marin relatif. Si l'épaisseur du dépôt est plus importante, un troisième paramètre doit être pris en compte : le flux sédimentaire (Posamentier et al., 1988).

Les sédiments marins armoricains disponibles pour ces mesures sont de deux types (cf. Chapitre.2) : (1) des placages sédimentaires non subsidents remplissant des topographies existantes, à la faveur d'une montée du niveau marin relatif (par exemple, les sables rouges du Miocène terminal – Pliocène ou les faluns du Miocène moyen) ou (2) des bassins sédimentaires de petite taille (par exemple, pour le plus grand, le Bassin de Rennes : 400 m de sédiments pour une largeur de 2 à 4 km délimités par des failles traduisant une déformation de courte longueur d'onde). Dans ce dernier cas, notre objectif étant de caractériser des déformations de moyenne à grande longueur d'ondes (≥ x 10 km), la mesure du déplacement a été effectuée en filtrant l'effet de subsidence local de courte longueur d'onde. Afin de gommer l'effet local de courte longueur d'onde, les sédiments ont été repositionnés à la surface actuelle de ces petits bassins, corrigée de leur paléo-bathymétrie.

Ce travail repose sur une double synthèse stratigraphique et sédimentologique des accumulations sédimentaires du Crétacé à l'Actuel du Massif armoricain (Annexe 3). Les données biostratigraphiques ont été réévaluées par rapport aux échelles biochronostratigraphiques modernes (Gradstein et al., 2012) par J.J. Chateauneuf (retraité BRGM) pour les pollens, spores et les dinoflagellés et par C. Bourdillon pour les foraminifères du Bassin de Rennes (Bourdillon et al., 2012). Ces données nouvelles ont permis de réaliser une synthèse biostratigraphique des basins éocènes-oligocènes armoricains au cours de cette thèse (Annexe 2). Les profondeurs de dépôts (paléo-bathymétries) ont été estimées à partir de données sédimentologiques (lagon, baie, littoral, rampe carbonatée peu profonde, etc.) ou paléo-écologiques (médiolittoral, infralittoral...).

Nous avons procédé en deux étapes (1) mesure du déplacement vertical fini depuis une époque donnée et (2) mesure du déplacement vertical au cours du temps.

5.3.1.1 MESURE DU DÉPLACEMENT VERTICAL FINI

La mesure du déplacement vertical fini est basée, pour un intervalle de temps donné, sur la relation altitudinale entre des sédiments marins datés, de profondeur connue, par rapport au niveau de la mer à l'époque. Une altitude actuelle des sédiments marins (corrigée de leur paléo-bathymétrie) plus haute que le niveau de la mer à l'époque considérée implique une surrection, tandis qu'une altitude actuelle plus basse que le niveau de la mer à l'époque considérée suggère une subsidence.

Cinq périodes de temps ont été retenues : (1) le Pliocène supérieur (Plaisancien) – Pleistocène inférieur (Gélasien ; 3.6-1.8 Ma), (2) le Miocène moyen (Langhien-Serravallien – 16-11.6 Ma), (3) l'Oligocène inférieur (Rupélien) (33,9-28,1 Ma), (4) l'Eocène supérieur (Bartonien – 41-38 Ma) et (5) le Crétacé supérieur, avec deux périodes, le Cénomanien (100,5-94 Ma) et le Sénonien (Coniacien à Campanien – 90-72 Ma).

Ces mesures de déplacement fini intègrent le bilan des déplacements entre l'Actuel et l'époque considérée, qui plus on s'éloigne de l'Actuel peut être complexe avec plusieurs périodes de surrection et/ou de subsidence.

5.3.1.2 MESURE DU DÉPLACEMENT VERTICAL AU COURS DU TEMPS

La mesure du déplacement vertical au cours du temps est effectuée à partir des courbes eustatiques. Pour quatre intervalles de temps (Bartonien, Rupélien, Langhien-Serravallien, Plaisancien-Gélasien), les différentes courbes eustatiques (dont la validité est discutée ci-après) ont été moyennées (avec indication de leurs valeurs minimale et maximale) et les dépôts marins datés positionnés par rapport au niveau de la mer selon leurs paléo-bathymétries. On obtient donc l'altitude des sédiments pour chaque intervalle de temps étudié. La différence d'altitude entre chaque intervalle temps permet de mesurer la surrection ou la subsidence. Ainsi, si le contrôle de la sédimentation n'était qu'eustatique, les sédiments devraient toujours être à la même altitude.

Cette méthode à deux limites majeures : (1) peu d'endroits présentent dans le même lieu des accumulations sédimentaires d'âges variés (Marais de Carentan, pédiment/bassin de Rennes, Vendée littorale) et elles représentent souvent des amonts de marges passives (Vendée littorale) et (2) au maximum quatre intervalles de temps sont disponibles. En effet, le Crétacé n'a pas été retenu du fait de l'enfouissement postérieur dont l'amplitude est actuellement impossible à préciser (cf. Chapitre 3).

5.3.2 LES DIFFÉRENTES COURBES DE VARIATION DU NIVEAU MARIN

Plusieurs courbes de variations du niveau de la mer pour les temps Crétacé à Actuel sont actuellement disponibles (Haq et al., 1987 ; Miller et al., 2005 ; Müller et al., 2008 ; Cramer et al., 2011 ; Rowley, 2013) et présentent des différences d'amplitude significatives. Avant d'évaluer la validité de ces différentes courbes, il faut rappeler ce qu'est l'eustatisme et comment il peut être mesuré.

L'eustatisme désigne la variation du niveau absolu de la mer (interface air-eau) qui résulte de la variation du volume du fond des océans (tectono-eustatisme) et du volume d'eau des océans (climato-eustatisme), au cours des temps géologiques :

(4) La variation du **volume du fond des océans** (tectono-eustatisme) résulte de facteurs globaux (variation de l'âge et donc de la profondeur de la lithosphère océanique, variation des vitesses d'accrétion aux dorsale, etc…) et d'un facteur local, la topographie dynamique (Moucha et al., 2008). Ce dernier, traduisant l'effet de la convection mantellique sur la topographie de la Terre, est variable dans l'espace (Flament et al., 2012) : enfoncement de la lithosphère "subductante" à ×1000 km de la zone de subduction, surrection juste en aval de ces dernières ou dans les zones de

panaches mantelliques. La caractéristique de ces processus de grande (×100 km) à très grande (×1000 m) longueur d'onde est de varier très lentement dans le temps (Braun, 2010).

(5) La variation du **volume d'eau des océans** (climato-eustatisme) résulte soit de la transformation d'eau de mer en glace et l'inverse (glacio-eustatisme), soit de la dilatation thermique des océans.

La mesure de l'eustatisme est rendue complexe par l'effet "local" de topographie dynamique. Plusieurs approches ont été utilisées pour mesurer les variations eustatiques au cours des temps géologiques :

(6) Haq et al. (1987) et Miller et al. (2005) ont essayé de mesurer l'eustatisme à partir de l'enregistrement sédimentaire de bassins considérés comme tectoniquement "stables". Haq et al. (1987), bénéficiant de la base stratigraphique mondiale de la compagnie pétrolière EXXON, ont filtré plusieurs courbes de variation de l'ennoiement marin sur le domaine continental ("*coastal onlap*") établies pour plusieurs bassins dans le monde, dont les zones "stratotypiques", c'est-à-dire les zones où est née la stratigraphie (bassins de Paris et de Londres). Les bases de données source n'ont jamais été publiées et la courbe est donc difficilement validable. Miller et al. (2005) ont considéré que la marge du New Jersey (USA) qui bénéficie d'une base de données biochronostratigraphique exceptionnelle, était stable et donc qu'une mesure de la subsidence non corrigée de l'eustatisme (selon la technique dite du "*backstripping*") permettait d'obtenir le signal eustatique en filtrant la courbe d'enfoncement du substratum du bassin issue du "*backstripping*" du signal de subsidence thermique long terme (Kominz et al., 2008). Cependant différentes études avaient montré (par exemple Pazzaglia et Brandon, 1996) ou ont montré par la suite (Raymo et al., 2011) que cette marge était affectée de mouvements verticaux dont certains dus à l'effet de topographie dynamique.

(7) L'autre approche est de mesurer sur des cartes paléogéographiques le pourcentage d'ennoiement des continents par la mer avec comme référence l'Actuel (Rowley, 2013). L'eustatisme est mesuré à partir de la distribution de l'altitude mondiale des continents (hypsométrie), le pourcentage d'ennoiement étant traduit en pourcentage de l'hypsométrie afin d'en déduire l'altitude moyenne du domaine ennoyé qui fournit donc l'hypsométrie. Cette méthode à l'avantage de s'affranchir des effets de la topographie dynamique (un signal global est obtenu), sa principale limite étant le choix de la distribution hypsométrique (l'Actuel) dont on peut questionner le caractère représentatif (même aux basses altitudes) par rapport à l'Ancien.

Lors de cette étude, nous avons testés plusieurs courbes (compilées par étage stratigraphique en Figure 5-5) :

1. la variation du niveau de la mer due au changement du volume du fond des océans à partir de la profondeur de la lithosphère océanique à intervalles de temps réguliers (1 Ma), déduite de la distribution des âges pour chaque époque et la connaissance de subsidence thermique de la lithosphère océanique (courbe de Sclater) : Müller et al. (2008)
2. la variation du niveau de la mer due au changement du volume de l'eau des océans en réponse à la création progressive de glace durant le Cénozoïque (glacio-eustatisme), déduit en appliquant une fonction de transfert à la courbe de variations isotopiques de l'oxygène des eaux de surface : Cramer et al. (2011) ;
3. la variation du niveau de la mer mesurée à partir de l'ennoiement continental à partir de trois bases de données paléogéographiques (le groupe de Cambridge : Smith et al. (1994) ; le groupe d'Arlington-Texas : Scotese et Golonka (1992) et le groupe de Chicago/Getech : Markwick (2011)) : (Rowley, 2013) ;
4. la variation du niveau de la mer mesurée à partir du "*backstripping*" de puits de la marge du New Jersey : Miller et al. (2005) ;
5. la variation du niveau de la mer mesurée à partir du filtrage de courbes de "*coastal onlap*" provenant de différents bassins du monde : Haq et al. (1987), courbe recalée en âges par Hardenbol et al. (1998) et filtrée par Müller et al. (2008).

Nous avons rejeté *a priori* les courbes de Haq et al. (1987) et de Miller et al. (2005). Pour la première, les arguments sont (1) des valeurs du niveau de la mer bien supérieures aux autres courbes (Figure 5-5) et (2) l'absence de publication des données sources. Pour la seconde, la principale raison est qu'une mesure 1D dans une zone à fort enfoncement (topographie dynamique) ne peut pas traduire une composante eustatique.

Nous avons tendance à privilégier les courbes issues de la mesure de l'ennoiement marin des continents, qui comme expliqué plus haut moyenne réellement un signal global. Pour le Crétacé supérieur, ces courbes (Rowley, 2013) se surimposent avec la courbe de Müller et al. (2008) construite à partir de la variation de volume du fond des océans. Ce résultat fait sens car le Crétacé supérieur est une période sans glace aux pôles ou la composante climato-eustatique est faible. Pour le Paléocène-Eocène, les courbes de Rowley (2013) sont dans les mêmes amplitudes que celles issues de la variation du volume du fond des océans (Müller et al., 2008) et de la courbe de température de la surface des océans (Cramer et al., 2011). À partir de l'Oligocène, début de l'installation de la glaciation actuelle, les courbes de Rowley (2013) se surimposent à celles de Cramer et al. (2011), la courbe de Müller et al. (2008) étant d'une amplitude beaucoup plus élevée.

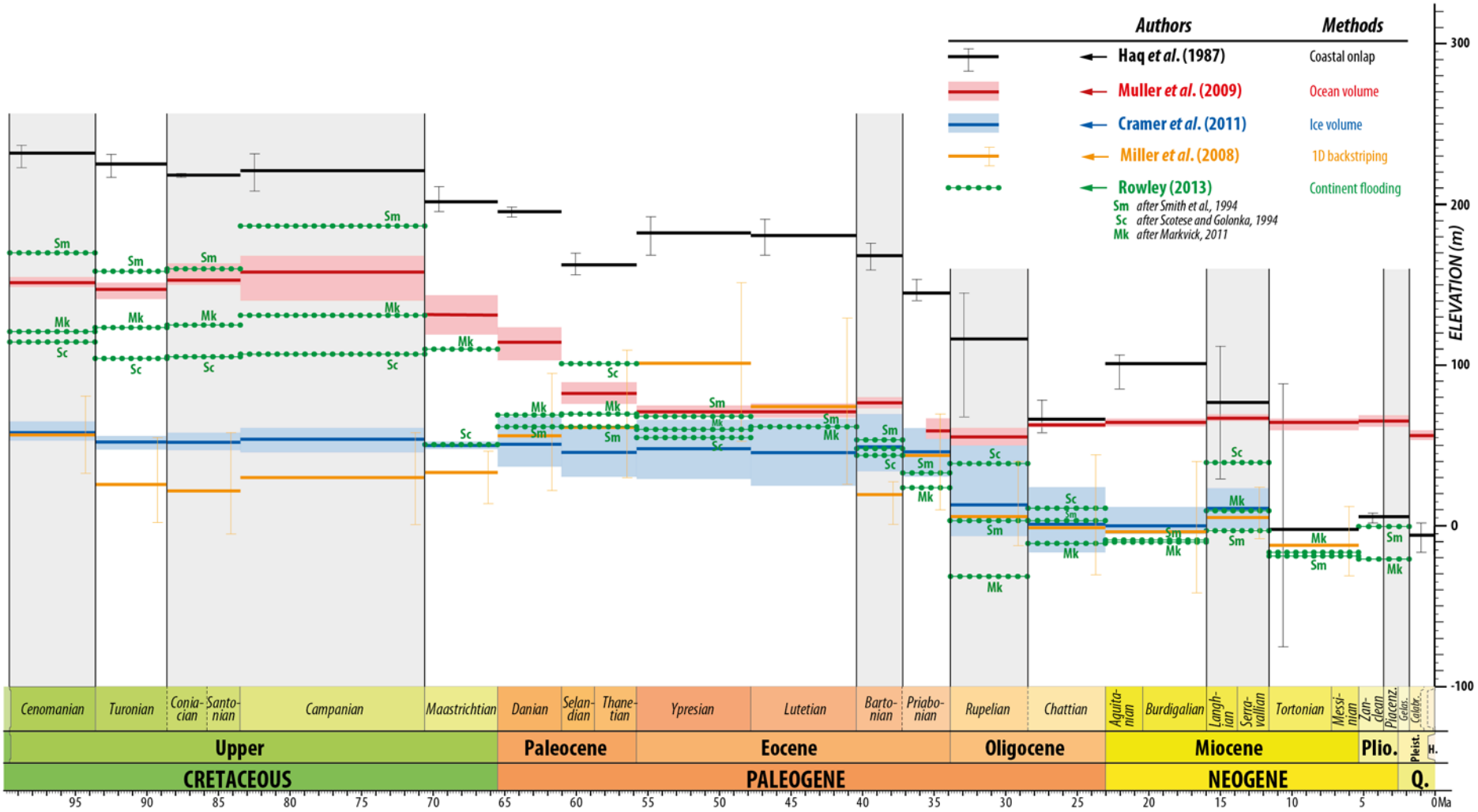


Figure 5-5 : Compilation par étage(s) stratigraphique(s) des courbes eustatiques depuis le Crétacé supérieur, calculées à partir (1) des changements de volume du fond des océans (Müller et al., 2008), (2) des variations du volume des glaces déduites des variations isotopiques de l'oxygène des eaux des surface (Cramer et al., 2011), (3) de l'ennoiement continental (Rowley, 2013) à partir de trois bases de données paléogéographiques (Scotese et Golonka, 1992 ; Smith et al., 1994 ; Markwick, 2011), (4) du "backstripping" des données de puits de la Marge du New Jersey (Miller et al., 2005) et (5) du filtrage des courbes de "coastal onlap" de différents bassins (Haq et al., 1987 recalée en âge par Hardenbol et al., 1998 et filtrée par Müller et al., 2008).

5.3.3 MESURE DU DÉPLACEMENT VERTICAL FINI POUR UN INTERVALLE DE TEMPS DONNÉ

Les mesures de déplacement vertical fini ont été compilées sous forme de cartes affichant, au point, le déplacement fini entre l'Actuel et la période considérée et cela pour les différentes courbes eustatiques dont la validité a été discutée ci-avant (cf. §5.3.2). Les localisations des points datés utilisés pour les calculs des déplacements verticaux finis sont compilées en Table 5-1.

5.3.3.1 LE PLIOCÈNE SUPÉRIEUR (PLAISANCIEN) – PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR (GÉLASIEN)

Pour cet intervalle, les courbes de Rowley (2013) fondées sur les bases de données paléogéographiques de Smith et al. (1994) et de Markwick (2011) ont été retenues. Les données de Cramer et al. (2011), n'étant pas disponibles pour cette période, celles de Miller et al. (2011), ont été utilisées.

Les affleurements reportés sont ceux étudiés par Brault et al. (2004) pour les Sables rouges plaisanciens du Bas-plateau breton et de la Plate-forme de Vannes (données sédimentologiques et stratigraphiques séquentielles). Certains de ces dépôts sont datés par méthode ESR[19] (Van Vliet-Lanoë et al., 1998 ; 2002) ainsi que par palynologie pour les argiles plaisanciennes à gélasiennes de Landerneau, du Trégor et de Redon (paléoécologie des dinocystes ; Morzadec-Kerfourn, 1982 ; 1997 ; Fourniguet et Trautmann, 1985). Les dépôts plaisanciens à gélasiens de Normandie sont eux datés par palynologie, biostratigraphie des faunes (foraminifères ; Garcin et al., 1997) et méthode ESR (Van Vliet-Lanoë et al., 2002) dans le Cotentin (Boscq d'Aubigny et Esquay). Dans le Maine-et-Loire, les sédiments plaisanciens à gélasiens sont principalement datés par biostratigraphie des foraminifères (Courbouleix et al., 1989). Les profondeurs de dépôts sont estimées à partir de la sédimentologie (estuaires et baies pour les Sables rouges) et de la paléoécologie des dinocystes (baie à marin ouvert).

Quel que soit l'endroit et la courbe eustatique utilisée comme référence, le Massif armoricain a connu une surrection depuis cette époque : 50,9 m à 153,4 m en utilisant les données de Miller et al. (2011 ; Figure 5-6), 51,5 m à 154,0 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Smith et al. (1994 ; Figure 5-7) et 31,5 m à 134,0 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) basée sur les données de Markwick (2011 ; Figure 5-8).

En relatif dans l'espace, les zones de plus forte surrection sont localisées dans un coin délimité par le système de failles de Quessoy / Nort-sur-Erdre et la branche sud du Cisaillement sud-armoricain. Celles de plus faible surrection sont situées en amont de la plaine de Vannes, le Trégor, le bassin de Rennes et en Normandie.

[19] ESR : "Electron Spin Resonance" ou RPE "Résonance Paramagnétique Électronique" en français

Table 5-1 : Localisations des points datés utilisés pour les calculs des déplacements verticaux finis

	n°	Location	Latitude (°)	Longitude (°)
Piacenzian (Gelasian)	**P1**	Landerneau	48.454719	-4.239898
	P2	Lanmerin	48.736240	-3.365596
	P3	Quemperven	48.736997	-3.348316
	P4	Mernel	47.885007	-1.963343
	P5	Severac	47.529152	-2.116064
	P6	Saint-Jean-la-Poterie	47.638149	-2.123036
	P7	Boscq d'Aubigny	49.175875	-1.318477
	P8	Réguiny	47.969463	-2.730243
	P9	Saint-Jouan-de-l'Isle	48.266451	-2.161474
	P10	Gosné	48.242695	-1.449133
	P11	Le Rheu	48.095096	-1.753484
	P12	Chanteloup	47.949245	-1.633993
	P13	Saint-Malo-de-Phily	47.871892	-1.785174
	P14	Lauzach	47.614422	-2.579037
	P15	Missilac	47.474581	-2.196301
	P16	Quily	47.882452	-2.461460
	P17	Freigné (La Boullonnaie)	47.525451	-1.055462
	P18	Esquay	49.272360	-0.633167
Langhian - Serravallian	**M1**	Le Quiou	48.342343	-2.009862
	M2	La Boyère	48.345638	-1.330012
	M3	Rennes	48.044098	-1.719002
	M4	Gouville-sur-Mer 1	49.123442	-1.634379
	M5	Gouville-sur-Mer 2	49.089236	-1.634099
	M6	Sainteny (Boisgrimot)	49.237588	-1.306317
	M7	Sainteny (Culot)	49.254158	-1.297639
	M8	Auvers (Le Mesnil-Raffoville)	49.237588	-1.306317
	M9	St-Germain-sur-Sèves	49.203753	-1.394147
	M10	Baupte 1	49.287008	-1.354567
	M11	Baupte 2	49.279637	-1.355589
	M12	PENMA-1	47.349472	-5.349611
	M13	Dingé (La Motte aux anglais)	48.331205	-1.703014
	M14	Dingé (La Mare Durand)	48.343422	-1.716425
	M15	Feins	48.324830	-1.626147
	M16	Guipel	48.301879	-1.723340
	M17	Vieux-Vy-sur-Couesnon	48.316679	-1.501856
	M18	Gahard (Le Couralay)	48.288617	-1.493643
	M19	Gahard (Le Bois Roux)	48.267584	-1.561781
	M20	St-Aubin-d'Aubigné 1	48.257091	-1.569991
	M21	St-Aubin-d'Aubigné 2	48.258447	-1.572161
	M22	Landujan 1	48.217853	-2.001434
	M23	Landujan 2	48.227681	-2.003495
	M24	Landujan 3	48.241805	-2.008625
	M25	Médréac (La Bouexière 1)	48.255909	-2.056041

Table 5-1 (suite)

	n°	Location	Latitude (°)	Longitude (°)
Langhian - Serravallian	**M26**	Médréac (La Bouexière 2)	48.253396	-2.058258
	M27	Lohéac	47.865383	-1.885302
	M28	Bruz	48.024469	-1.726364
	M29	St-Grégoire	48.165032	-1.689592
	M30	Chazé-Henry	47.769576	-1.110595
	M31	Noëllet	47.687814	-1.110153
	M32	Erbray	47.648617	-1.320641
	M33	Les Mortiers	47.663402	-1.248172
	M34	Montjean	47.373701	-0.850323
	M35	Les Jarries	46.995639	-1.676155
	M36	La Paudière	47.085706	-1.305919
	M37	La Monérière	47.055434	-1.297182
	M38	Tillou	47.062242	-1.295144
	M39	La Bruffière - Cléon	47.015883	-1.213223
	M40	Treize-Septiers	46.984193	-1.233786
	M41	Tournelièvre	46.987660	-1.277648
	M42	Les Emonnières	46.861993	-1.890487
	M43	Challans	46.838267	-1.859189
	M44	La Motte Foucrand	46.818406	-1.881824
	M45	Amberre	46.755182	-0.150850
	M46	Pontigné	47.535312	-0.025616
	M47	Noyant	47.510894	0.113860
	M48	Meigné-le-Vicomte (Civray)	47.500244	0.159584
	M49	Chanay-sur-Lathan	47.500244	0.159584
	M50	Manthelan	47.131502	0.779976
	M51	Pontlevoy	47.386376	1.246217
	M52	Doué-la-Fontaine 1	47.187986	-0.281735
	M53	Doué-la-Fontaine 2	47.193296	-0.269847
	M54	Doué-la-Fontaine 3	47.196868	-0.296048
Rupelian	**R1**	Rennes	48.044098	-1.719002
	R2	Quessoy	48.414782	-2.629466
	R3	Saffré	47.495436	-1.585970
	R4	St-Jean-de-monts	46.784328	-2.035156
	R5	C112	49.195833	-2.674167
	R6	C297	49.204167	-3.854167
	R7	C298	49.250000	-3.903333
	R8	C299	49.263000	-3.916667
	R9	C303	49.405000	-4.318333
	R10	Langon	47.730239	-1.846385
	R11	Guilers	48.394796	-4.575849
	R12	Thévalles	48.004262	-0.704114
	R13	Céaucé	48.481221	-0.603705
	R14	Amfreville (FON001)	49.413934	-1.383266

Table 5-1 (suite et fin)

	n°	Location	Latitude (°)	Longitude (°)
Bartonian	**B1**	Port-Louis	47.698221	-3.351667
	B2	Saffré	47.495436	-1.585970
	B3	Campbon	47.471340	-1.979871
	B4	Grandlieu	47.079431	-1.715818
	B5	Saint-Lumine	47.059783	-1.747334
	B6	Machecoul	46.995512	-1.832989
	B7	Arthon 1	47.120342	-1.932053
	B8	Arthon 2	47.127584	-1.921410
	B9	Bas Bergon	47.452690	-2.208142
	B10	Saint-Gervais	46.897498	-1.953531
	B11	Le Mollin	46.885562	-1.885260
	B12	Challans	46.796508	-2.047190
	B13	Challans 1	46.836444	-1.912973
	B14	Challans 2	46.828315	-1.898942
	B15	Noirmoutier 1	47.006285	-2.283379
	B16	Noirmoutier 2	46.991176	-2.266934
	B17	Noirmoutier 3	46.985580	-2.260397
	B18	Noirmoutier 4	46.974465	-2.227321
	B19	Noirmoutier 5	46.952599	-2.162692
	B20	Noirmoutier 6	46.937904	-2.149095
	B21	Noirmoutier 7	46.890501	-2.149219
	B22	Noirmoutier 8	46.885851	-2.152906
	B23	Marais de Bouin	46.937171	-2.075101
	B24	Marais de Bouin 1	46.936663	-2.074270
	B25	Marais de Bouin 2	46.966059	-2.045489
	B26	Marais de Bouin 3	47.059054	-1.997710
	B27	front of Roscoff (sample c38)	48.968465	-3.131228
	B28	front of Roscoff (sample c40)	48.940116	-3.006602
	B29	front of St-Malo (sample c324)	49.009833	-2.348333
	B30	front of St-Malo (sample c325)	49.007500	-2.333333
	B31	(sample D6)	48.703333	-4.638333
	B32	(sample C15)	48.958333	-5.033333
	B33	(sample C910)	49.094085	-3.502732
	B34	Fresville	49.425409	-1.362382
	B35	St-Jean-deMonts	46.789638	-2.085201
	B36	Tréguier	48.809482	-3.264404
	B37	Fyé	48.322108	0.092672
	B38	Rennes	48.044098	-1.719002

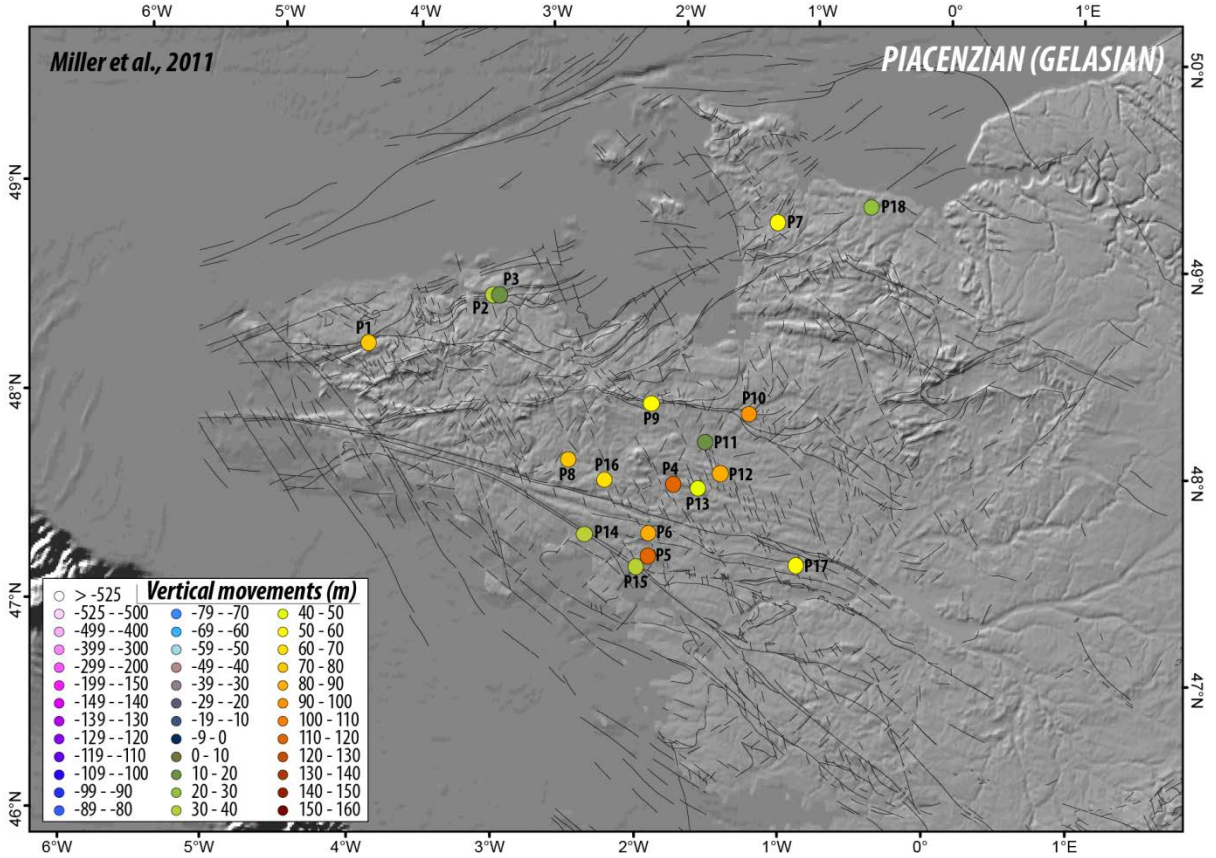


Figure 5-6 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Pliocène supérieur (Plaisancien) – Pléistocène inférieur (Gélasien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Miller et al. (2011). Traits noirs fins : failles (d'après Chantraine et al., 1996 – Carte géologique de la France au 1:1000000ème ; Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km")

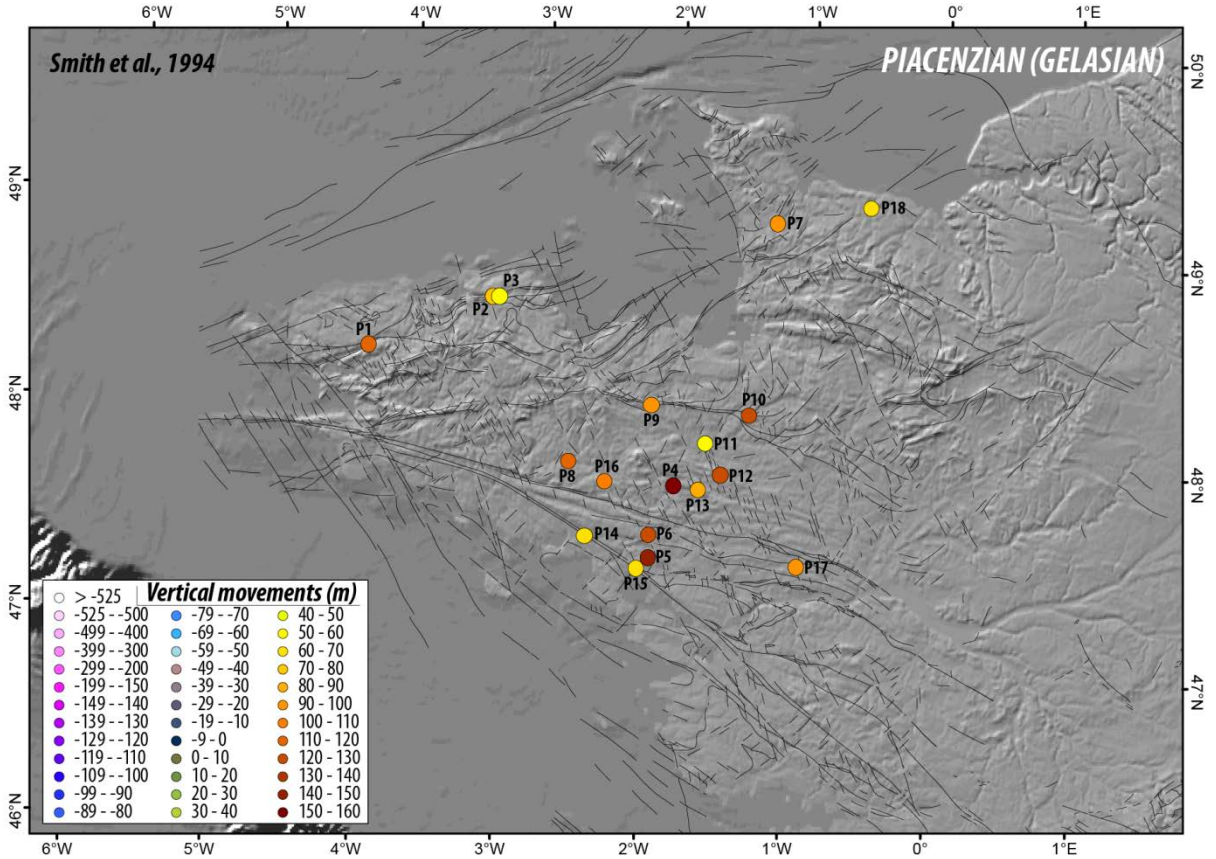


Figure 5-7 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Pliocène supérieur (Plaisancien) – Pléistocène inférieur (Gélasien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994).

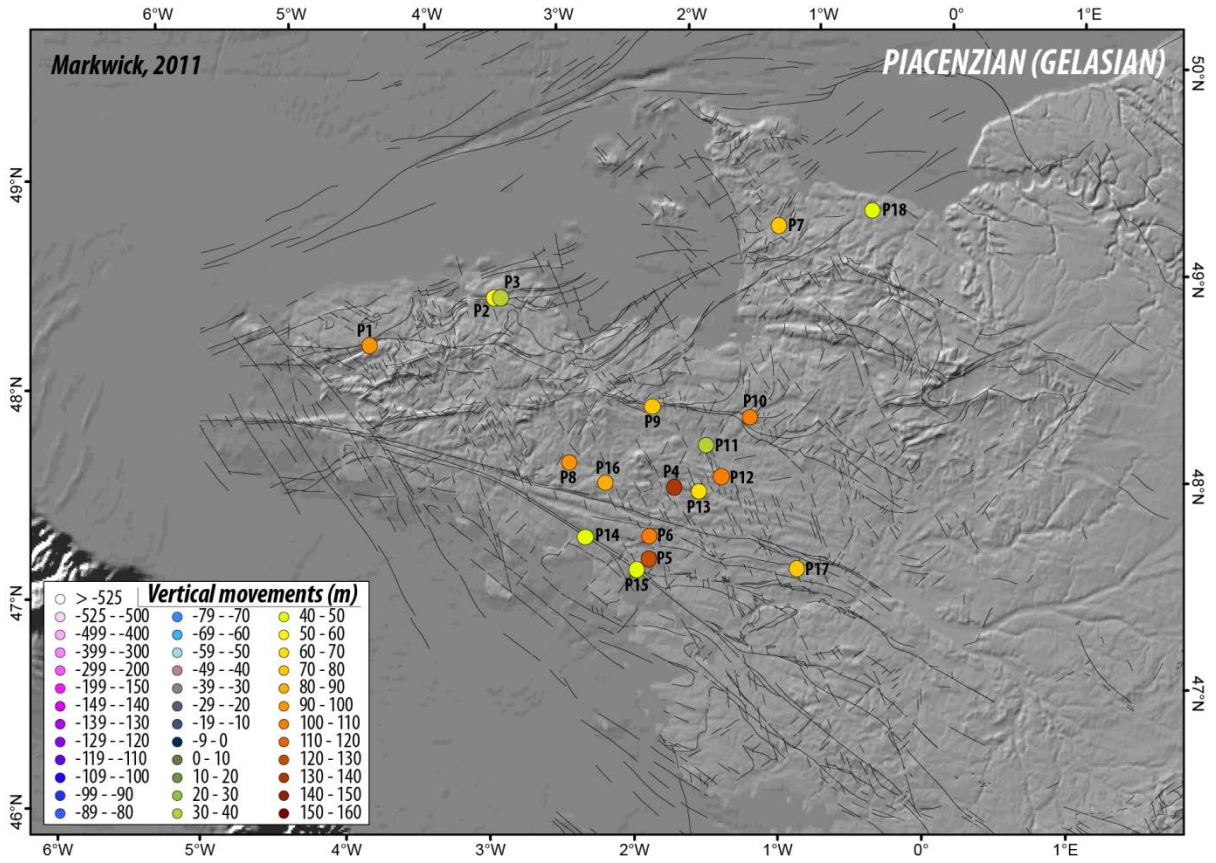


Figure 5-8 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Pliocène supérieur (Plaisancien) – Pléistocène inférieur (Gélasien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011).

5.3.3.2 Le Miocène moyen (Langhien – Serravallien ; 16 – 11.6 Ma)

Pour cet intervalle, les courbes de Cramer *et al.* (2011) et de Rowley (2013) fondées sur les bases de données paléogéographiques de Smith et al. (1994), de Scotese et Golonka (1994) et de Markwick (2011) ont été retenues.

Les affleurements reportés sont tous des faluns datés du Langhien-Serravallien (faluns "helvétien" des anciens auteurs ; Durand, 1959 ; Hommeril, 1964 ; Cavet et al., 1970 ; Paris et al., 1977 ; Louail et al., 1978 ; Ters et al., 1982 ; Bambier et al., 1983 ; Ters et Viaud, 1983a ; 1983b ; Paris et Dadet, 1988 ; Dubreuil et al., 1989 ; Margerel, 1989 ; 2009 ; Herrouin et Rabu, 1990 ; Dadet et al., 1995 ; Baize et al., 1997 ; Trautmann et al., 1999 ; Courville et Bongrain, 2003 ; Guillocheau et al., 2003 ; Paquet et al., 2010). L'environnement est celui de dépôts carbonatés peu profonds dominés par la marée. Quatre faciès ont été classiquement définis (Courville et Bongrain, 2003). Les données paléo-écologiques suggèrent une répartition de ces faciès et assemblages paléo-écologiques (invertébrés) en fonction de la bathymétrie (Courville et Bongrain, 2003). Ainsi, de la plus faible à la plus forte bathymétrie, sont identifiés les faciès : conglomératique (côtier ?), "lubléen" (tidal), "pontilévien" (subtidal à tidal) et "savignéen" (subtidal). Pour cette étude, des plages bathymétriques ont été attribuées à ces faciès en fonction de cette classification qualitative : (i) conglomératique, 0-10 m, (ii) "lubléen", 0-20 m, (iii) "pontilévien", 15-30 m, (iv) "savignéen", 15-50 m.

Quel que soit l'endroit et la courbe utilisée comme référence, le Massif armoricain a globalement connu une surrection depuis cette époque : 17,0 m à 127,0 m en utilisant les données de (Cramer et al., 2011 ; Figure 5-9), 31,5 m à 141,5 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) basée sur les données de Smith et al. (1994 ; Figure 5-10), -10,5 m à 99,5 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Scotese et Golonka (1994 ; Figure 5-11) et 25,5 m à 135,5 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Markwick (2011 ; Figure 5-12).

En relatif, les zones de plus forte surrection sont localisées sur le plateau de Fougères et de part et d'autre de la dépression ligérienne tandis que les zones de plus faible surrection sont le marais de Carentan (Normandie), le Bas-plateau breton et la Vendée littorale.

Les valeurs de surrection sont moindres que celles pourtant plus récentes du Pliocène supérieur - Pléistocène inférieur. Deux explications peuvent être avancées : (1) les sédiments étudiés ne sont pas localisés dans les mêmes domaines géographiques et surtout (2) le secteur du Massif armoricain pour lequel les données sont disponibles pour les deux intervalles a connu une subsidence entre le Miocène moyen et le Plaisancien-Gélasien.

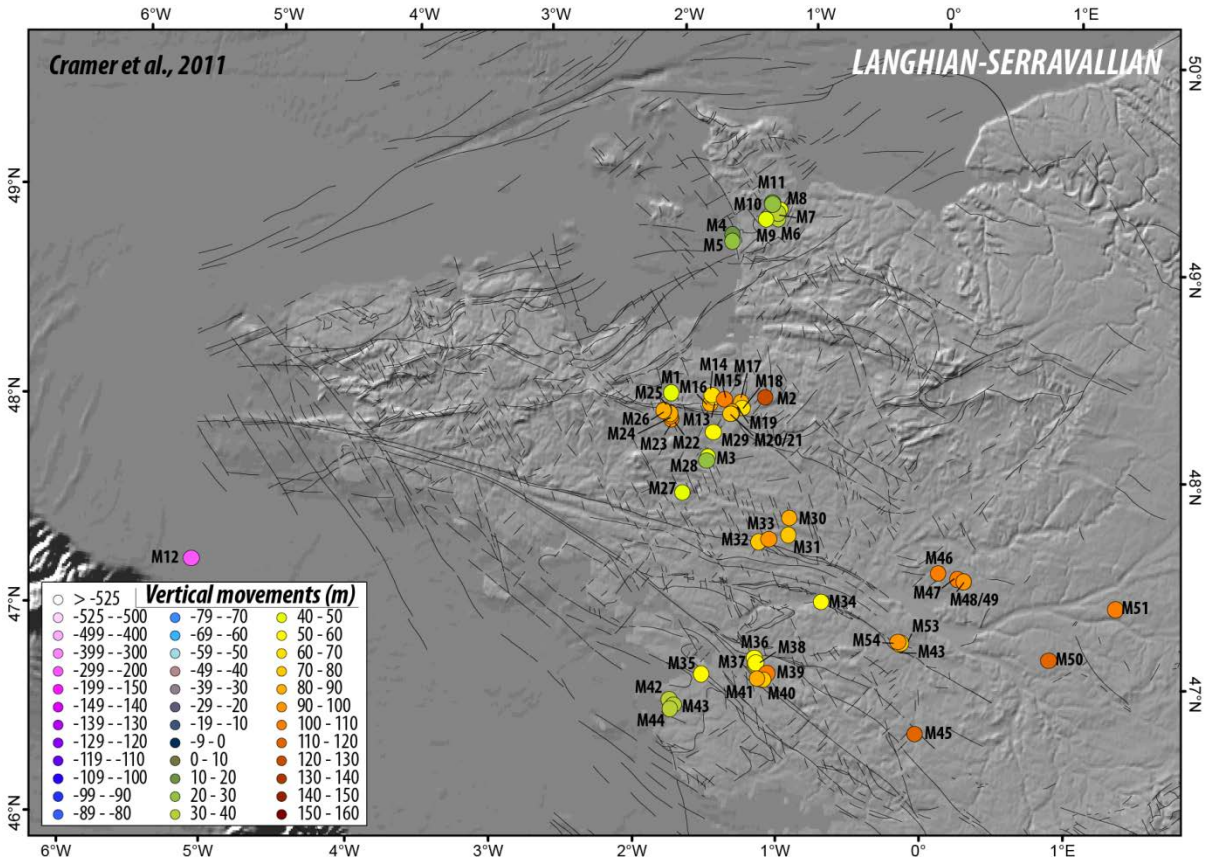


Figure 5-9 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Miocène moyen (Langhien - Serravallien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Cramer et al. (2011).

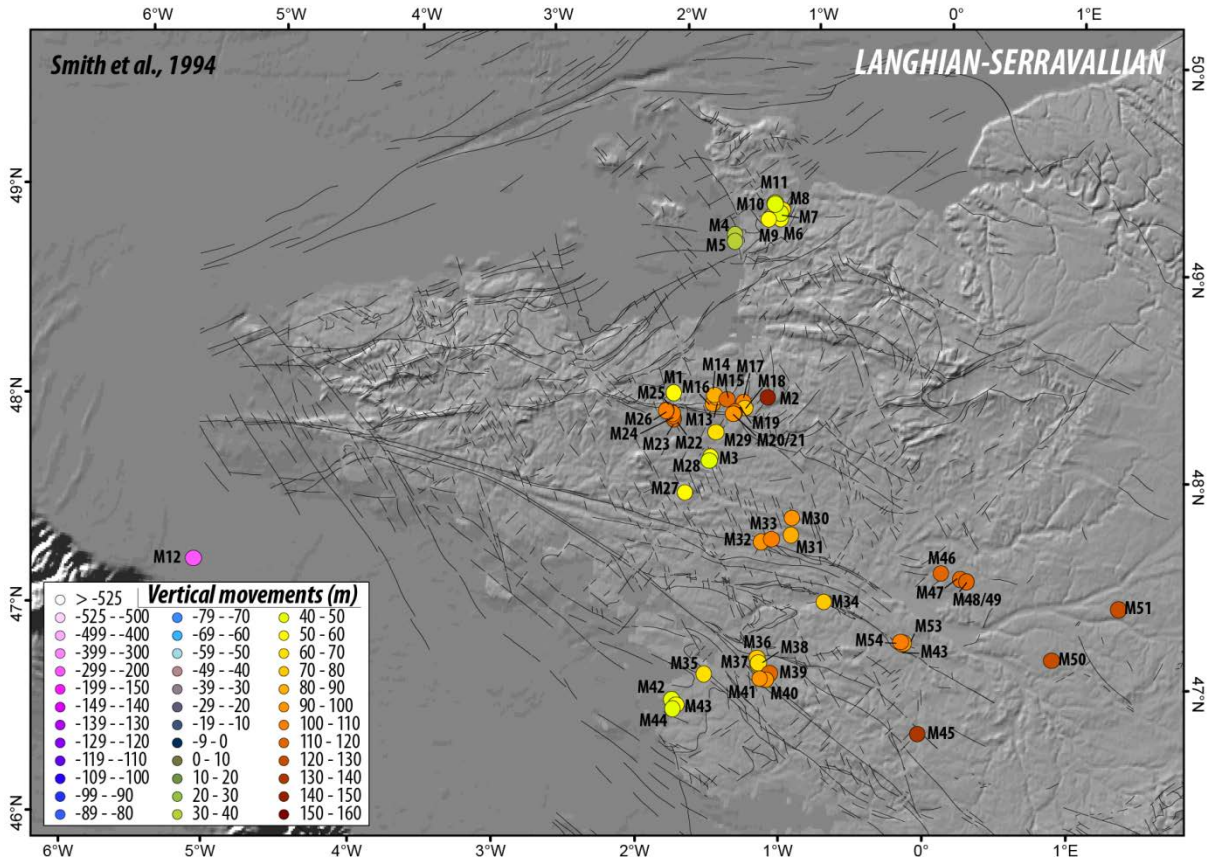


Figure 5-10 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Miocène moyen (Langhien - Serravallien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994).

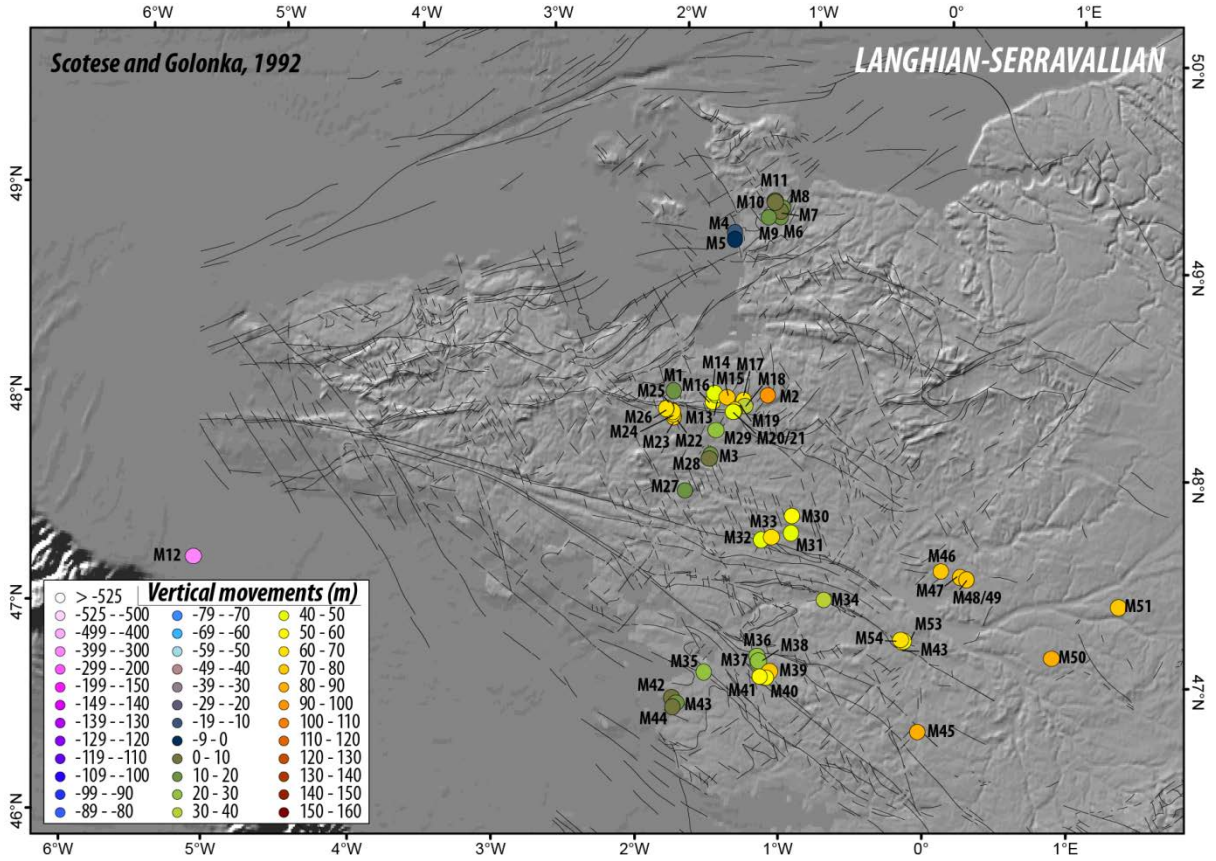


Figure 5-12 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Miocène moyen (Langhien - Serravallien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Scotese et Golonka (1992).

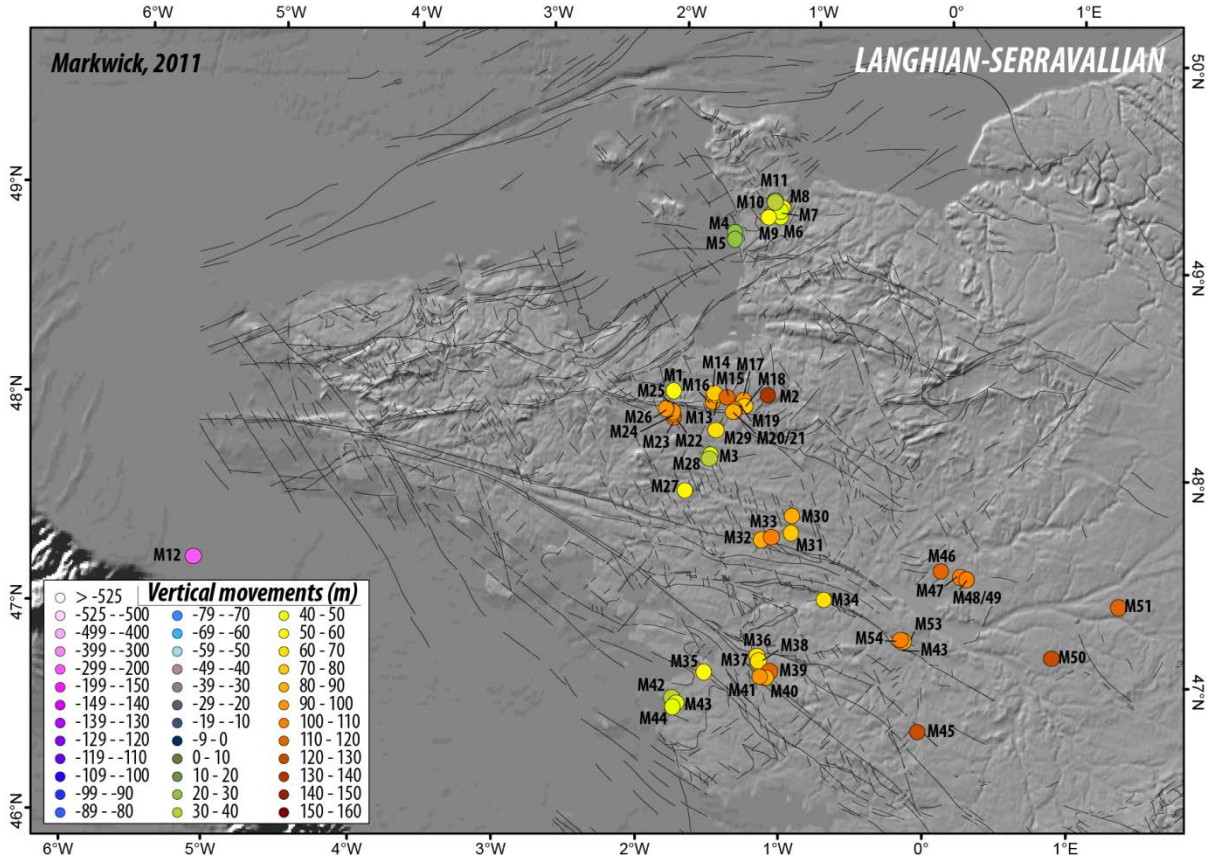


Figure 5-11 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Miocène moyen (Langhien - Serravallien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011).

5.3.3.3 L'OLIGOCÈNE INFÉRIEUR (RUPÉLIEN ; 33,9 – 28,1 MA)

Pour cet intervalle, les courbes de Cramer et al. (2011) et de Rowley (2013) fondées sur les bases de données paléogéographiques de Smith et al. (1994), de Scotese et Golonka (1994) et de Markwick (2011) ont été retenues.

Les affleurements reportés correspondent à un pic de transgression marine qui caractérise le Rupélien ouest-européen (biozone de foraminifères benthiques SB21). Cette inondation marine se traduit dans le secteur armoricain par des faciès de plaines côtières saumâtres (bathymétrie : 0-5 m) (R5 – C112 : Andreieff et al., 1972a ; R12 – Thévalles : Durand et al., 1973), de lagons, mangroves (bathymétrie : 0-20m, R3 – Saffré : Borne et al., 1991 ; R13 – Céaucé : Ollivier-Pierre et al., 1988 ; R14 – Amfreville : Dugué et al., 2005), de domaines côtiers, fonds de baies ou estuaires (bathymétrie : 0-20 m, R1 – Rennes : Ollivier-Pierre et al., 1993 ; Rapport Eradata forage CDB1, 2012 ; R2 – Quessoy : Estéoule-Choux et al., 1986 ; R4 – Saint-Jean-de-Monts : Borne et Margerel, 1985 ; Maupin, 1993b ; R10 – Langon : Maupin, 1993a ; R11 – Guilers : Hallégouët et al., 1976), péri-récifal (bathymétrie : 10-50 m, R8 – C299, R9 – C303 : Andreieff et al., 1972a) ou de domaine marin ouvert peu profond (bathymétrie : 30-50 m, R6 – C297, R7 – C298 : Andreieff et al., 1972a).

Quel que soit l'endroit et la courbe utilisée comme référence, la partie actuellement émergée du Massif armoricain a globalement connu une surrection depuis le Rupélien, avec une différence entre le Bas plateau breton et la Plate-forme du Léon (R11). Pour le Bas plateau breton, les valeurs sont de 26,6 m à 60,0 m en utilisant les données de Cramer et al. (2011 ; Figure 5-14), 41,0 m à 74,5 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Smith et al. (1994 ; Figure 5-13), 6,0 m à 39,5 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Scotese et Golonka (1994 ; Figure 5-16) et 76,0 m à 109,5 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Markwick (2011 ; Figure 5-15). Concernant le plateau du Léon (vallée fossile de Guilers-St Renan – R11), le déplacement vertical est compris entre -30 m et 40 m selon les courbes, soit des valeurs moindres que le Bas plateau breton. Les sédiments des Approches occidentales de la Manche (corrigés de l'effet de subsidence locale du bassin) et des marais de Carentan (Normandie) ont quant à eux subsidé de l'ordre de 10 m à 106,0 m.

En relatif, le Bas-plateau breton a subi une surrection, le plateau du Léon présentait au Rupélien une altitude similaire ou légèrement plus élevée qu'actuellement (très faible surrection), tandis que la Vendée littorale et surtout le bassin de Carentan et les Approches occidentales de la Manche occidentale ont subsidé. Selon un axe nord-sud de la Vendée au golfe Normano-Breton, le Massif armoricain dessine un dôme avec une surrection de l'ordre de 50-100 m à l'axe du dôme et une subsidence de l'ordre de 50-100 m sur son flanc nord.

L'anomalie constituée par le point R10 (Langon, -30 à 40 m) du Bas-plateau breton peut s'expliquer par un effondrement local (graben de courte longueur d'onde) postérieur, durant le Miocène terminal-Pliocène (Maupin, 1993a).

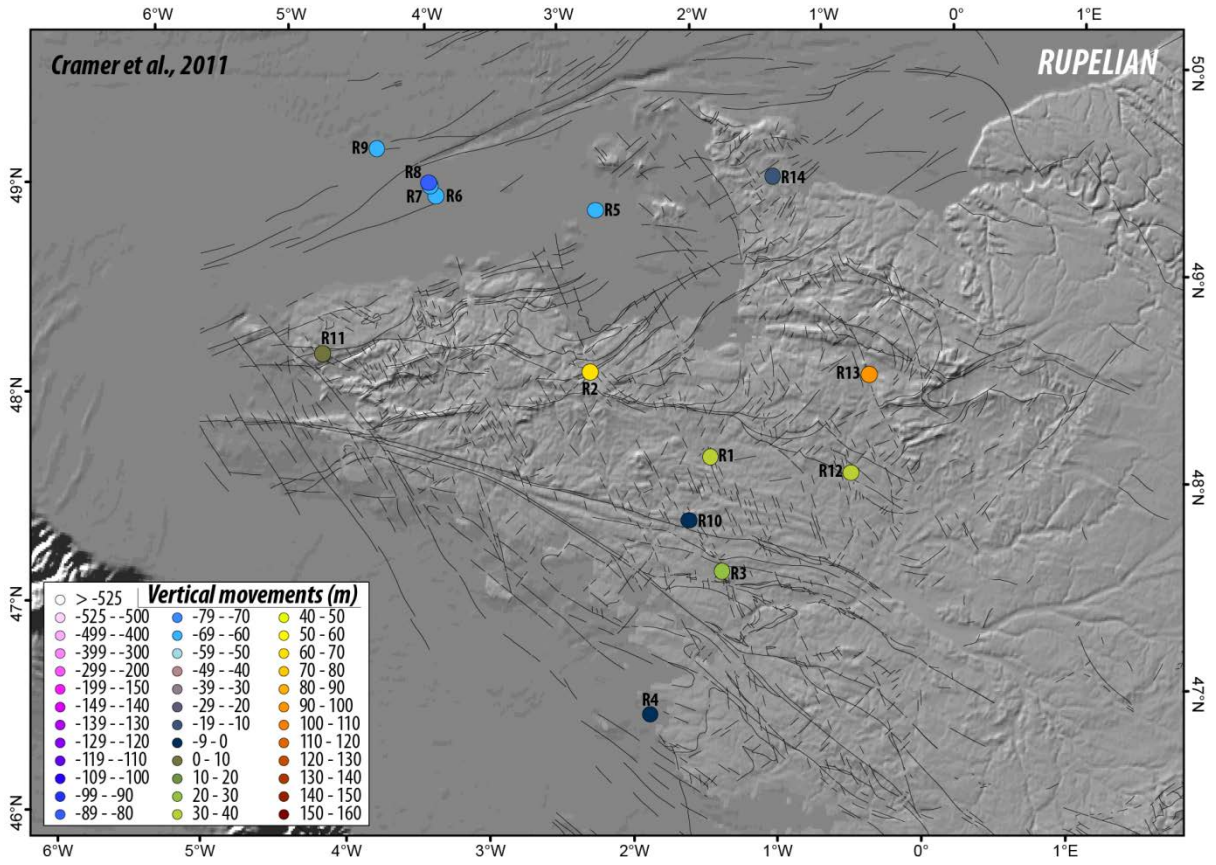


Figure 5-14 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Cramer et al. (2011).

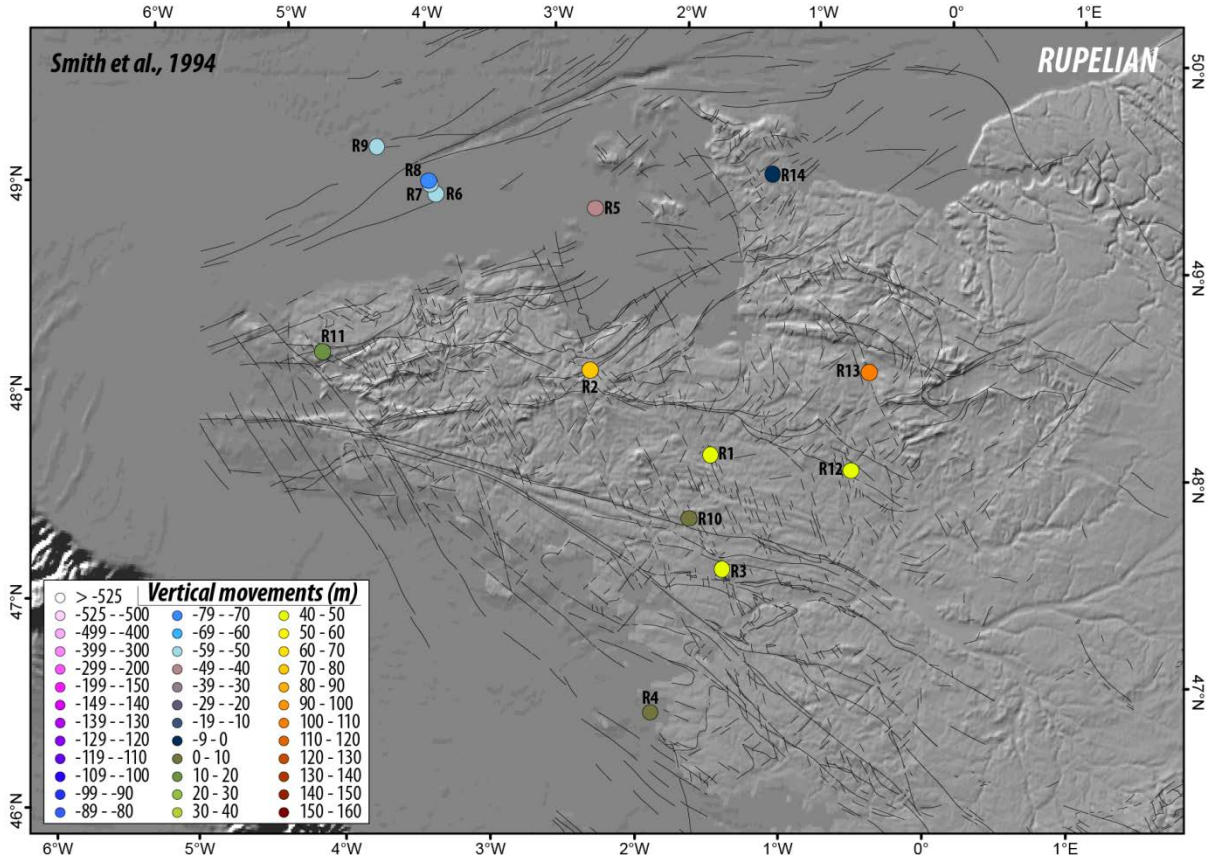


Figure 5-13 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994).

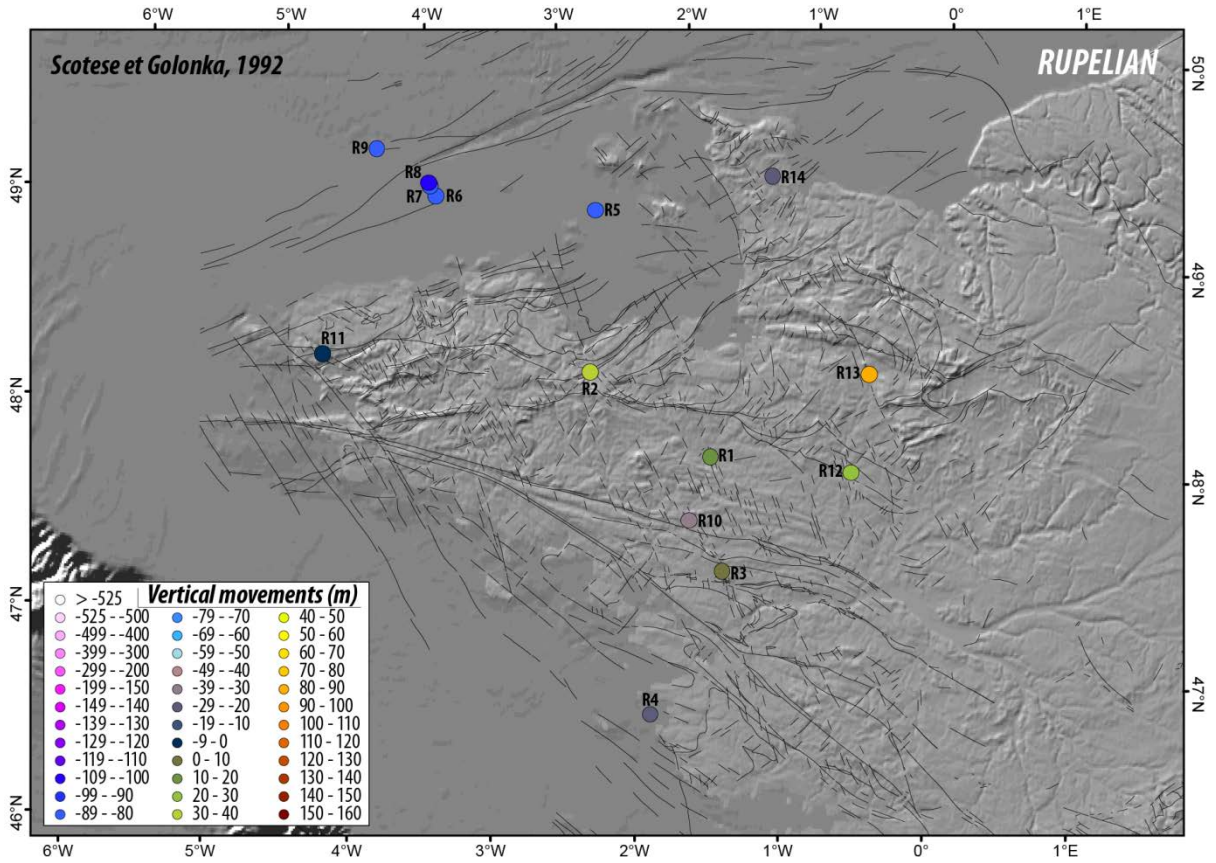


Figure 5-16 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Scotese et Golonka (1992).

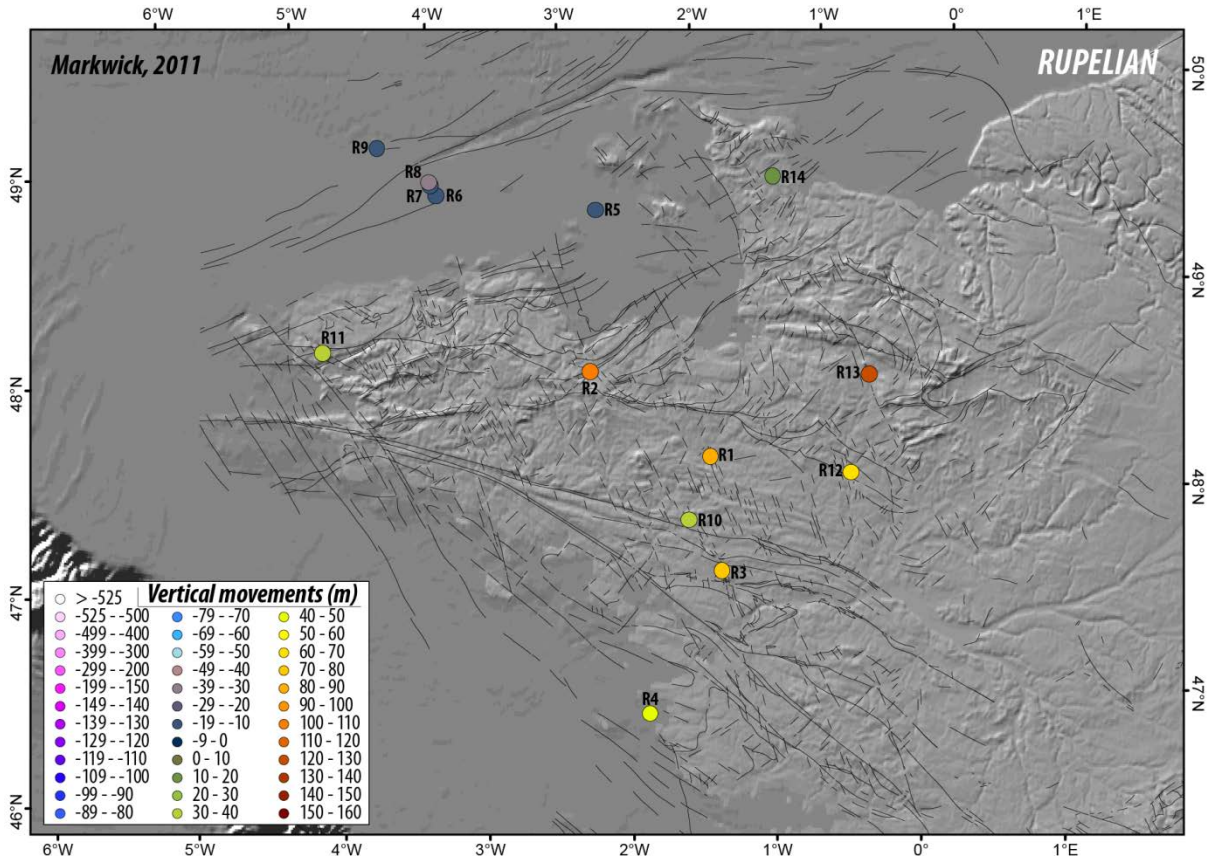


Figure 5-15 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011).

5.3.3.4 L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR (BARTONIEN ; 41 – 38 MA)

Pour cet intervalle, les courbes de Cramer et al. (2011), de Müller et al. (2008) et de Rowley (2013) fondées sur les bases de données paléogéographiques de Smith et al. (1994), de Scotese et Golonka (1994) et de Markwick (2011) ont été retenues.

Les affleurements reportés correspondent à la transgression climato-eustatique de la base du Bartonien connue sous le nom de MECO ("*Mid Ecocene Climatic Optimum*" ; Cramer et al., 2009). Cet ennoiement marin affecte le Massif armoricain aussi bien en mer (Approches occidentales de la Manche : Boillot, 1964 ; Lefort, 1970 ; Andreieff et al., 1972b ; Golfe normano-breton : Andreieff et al., 1972a ; Plate-forme sud-armoricaine : Andreieff et al., 1968 ; Delanoë et al., 1975 ; Delanoë, 1988) qu'à terre (Vendée littorale : Ters et al., 1982 ; 1983a ; Ters et Viaud, 1983b ; Borne, 1987 ; Plate-forme de Vannes : Durand, 1959 ; Audren et al., 1976 ; Dépression ligérienne : Margerel et al., 1976 ; Borne et al., 1991 ; Bassin de Rennes : Bourdillon et al., 2012 ; Bassin de Fyé : Châteauneuf, 1980 ; Juignet et al., 1984 ; Trégor : Guennoc et al., in press). Les faciès sont extrêmement similaires quelle que soit la région considérée, allant de la plate-forme carbonatée peu profonde (rampe bioclastique à grands foraminifères, bathymétrie : 20-50 m) à des dépôts de baies ou lagons (bathymétrie : 0-20 m).

Quel que soit la courbe utilisée comme référence, le Massif armoricain à subsidé à l'exception du Trégor (B36) et du bassin de Fyé (B37) qui ont subi une surrection. Les valeurs de subsidence sont de 6,2 m à -26,8 m en utilisant les données de Cramer et al. (2011 ; Figure 5-18), de -20,4 m à -53,4 m en utilisant les données de Müller et al (2008 ; Figure 5-17), de 2,5 m à -31,0 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Smith et al. (1994 ; Figure 5-20), de 12,0 m à -21,0 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Scotese et Golonka (1994 ; Figure 5-19) et de 7,0 m à -26,0 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Markwick (2011 ; Figure 5-21).

En relatif, les domaines en subsidence (Approches occidentales de la Manche, Bas-plateau breton et amont de la plate-forme sud-armoricaine) montrent un différentiel de subsidence faible entre les actuels domaines maritime et terrestre, de l'ordre de quelques dizaines de mètres (40-90m). Le bassin de Fyé et le Plateau Bas Normand adjacent ont connu une surrection de l'ordre de 30,3 m à 59,0 m (valeurs minimales et maximales de toutes les courbes utilisées).

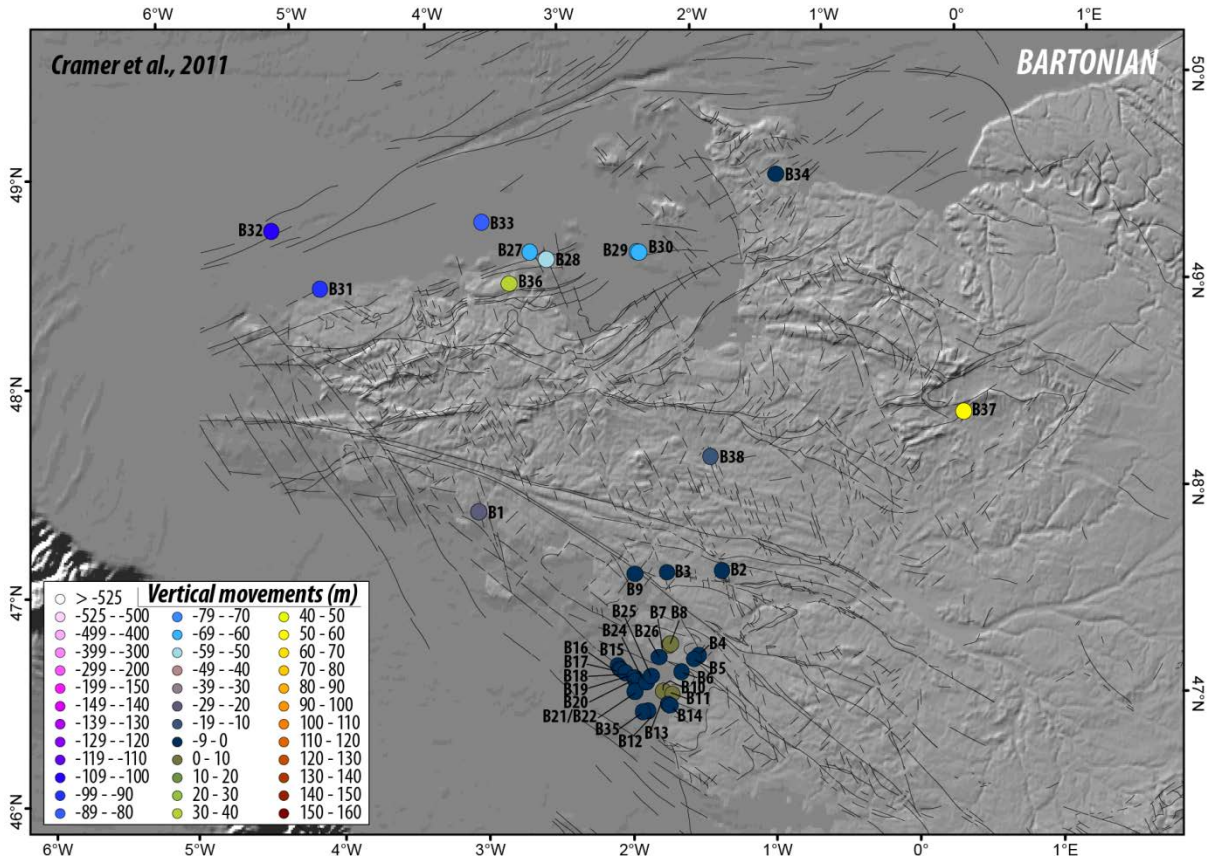


Figure 5-18 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Bartonien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Cramer et al. (2011).

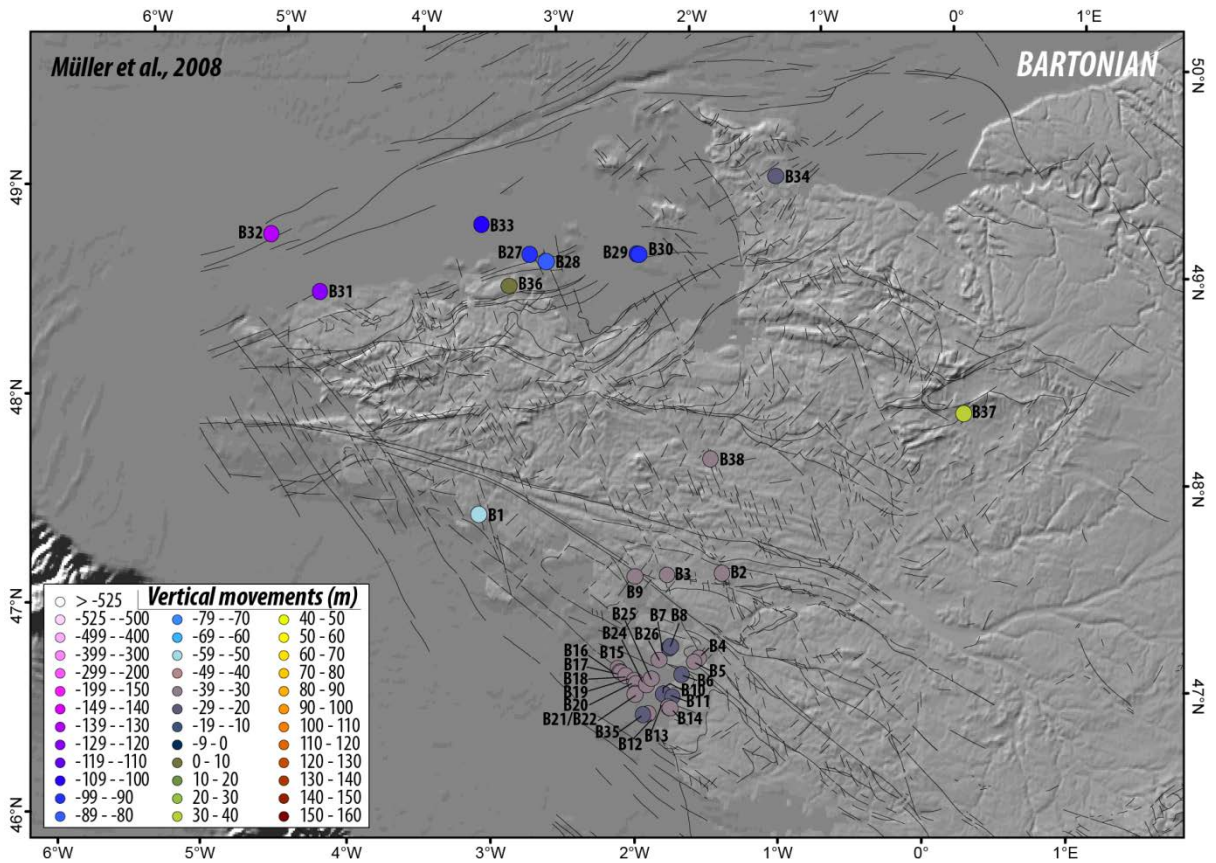


Figure 5-17 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Müller et al. (2008).

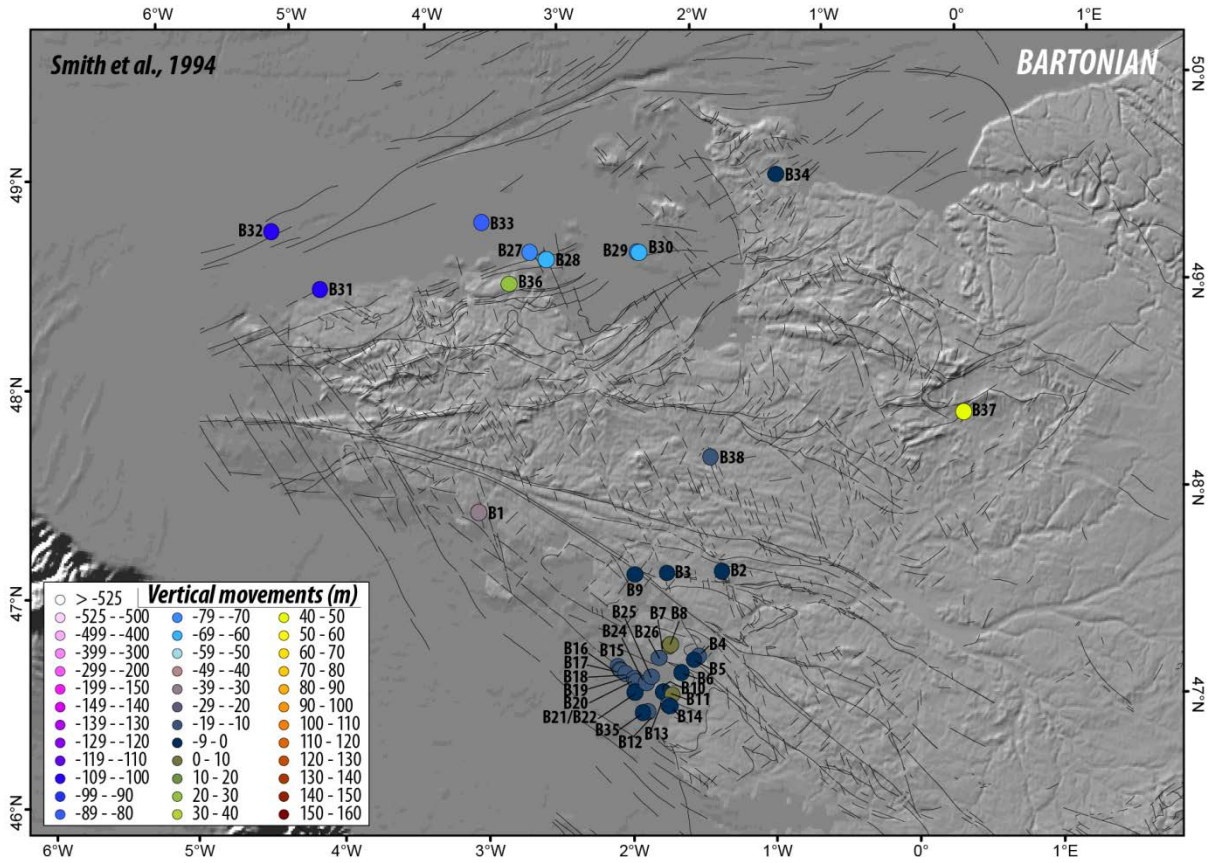


Figure 5-20 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Bartonien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994).

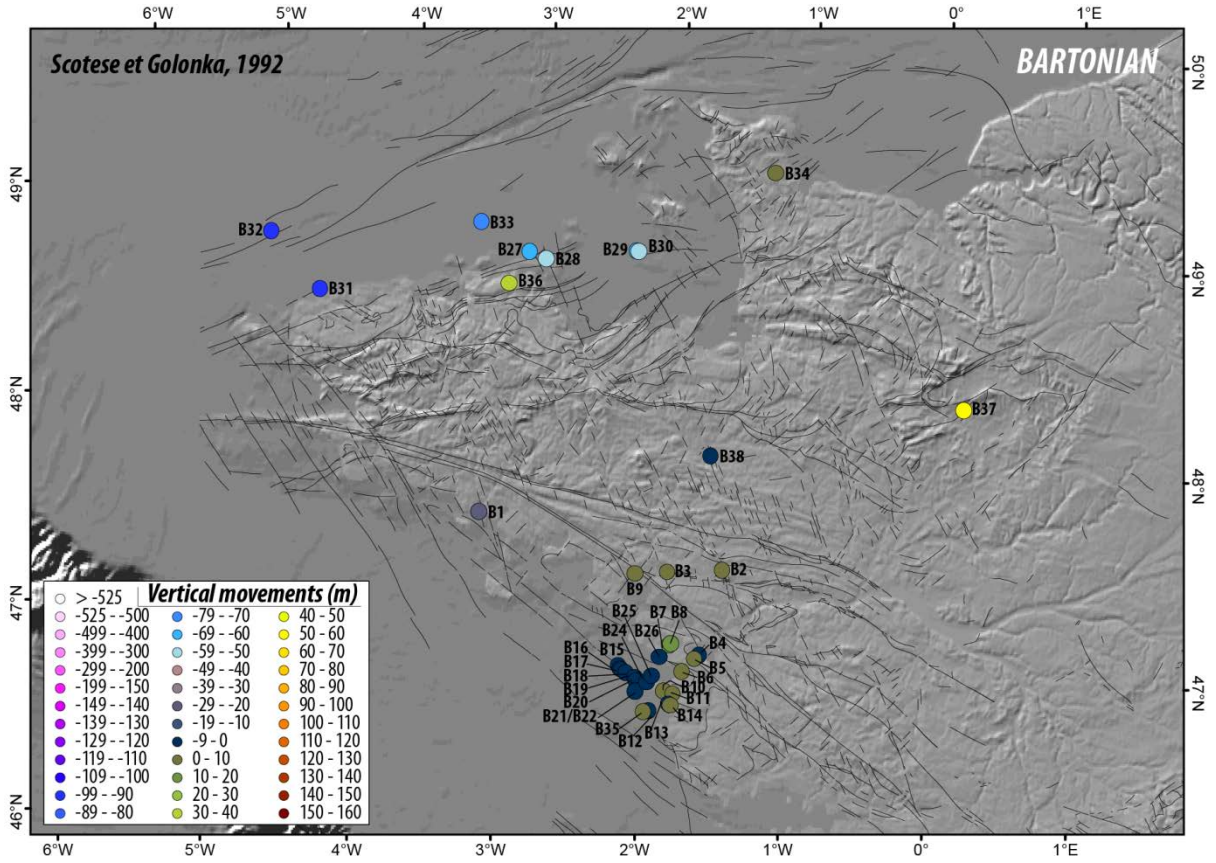


Figure 5-19 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Bartonien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Scotese et Golonka (1992).

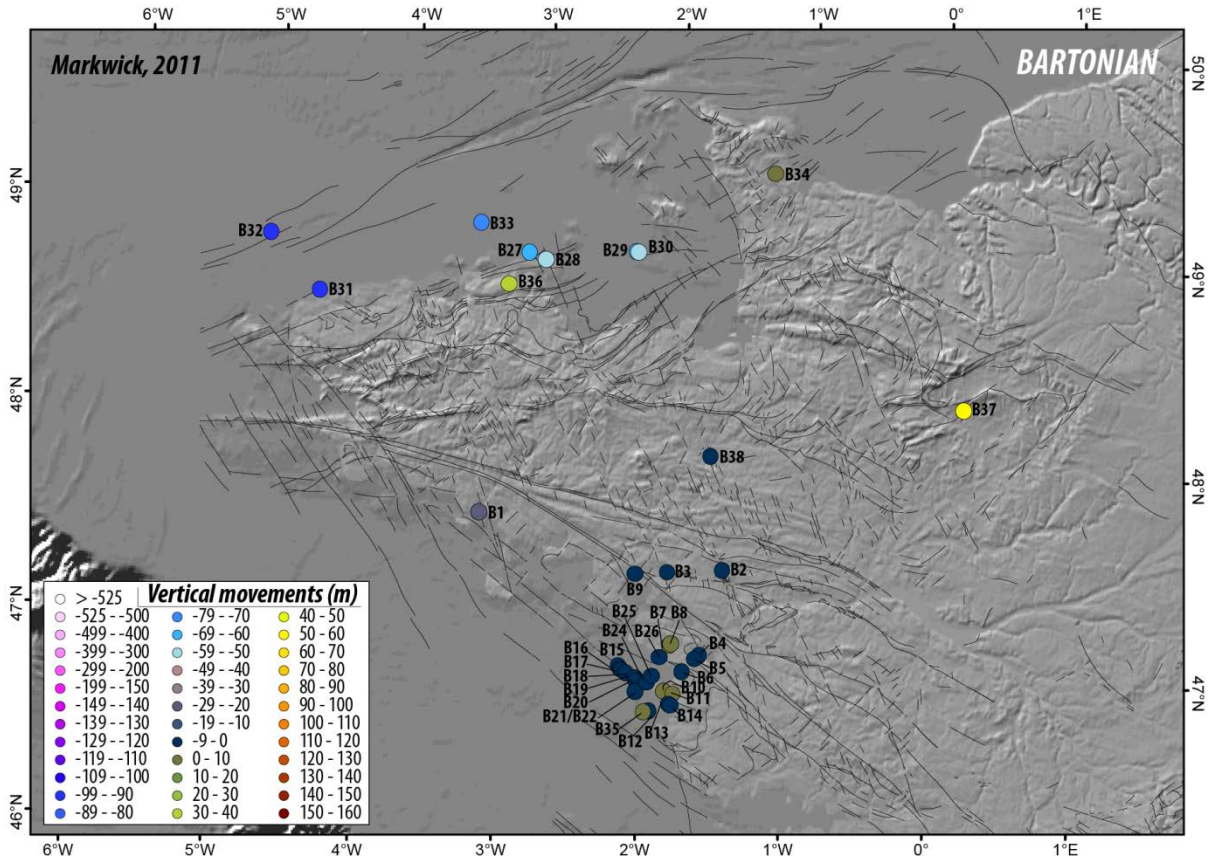


Figure 5-21 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Bartonien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011).

5.3.3.5 LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Pour cet intervalle, les courbes de Müller et al. (2008) et de Rowley (2013) fondées sur les bases de données paléogéographiques de Smith et al. (1994), de Scotese et Golonka (1994) et de Markwick (2011) ont été retenues.

Les affleurements en place de Crétacé supérieur présents sur le Massif armoricain (cf. Chapitres 2 et 3 ; Bigot, 1905 ; Bourcart, 1950 ; Deunff, 1953 ; Graindor, 1958 ; Graindor et Marie, 1959 ; Poncet, 1961 ; Steinberg, 1962 ; Steinberg, 1967 ; Durand et al., 1973 ; Juignet, 1974 ; Dupret et al., 1987 ; Vernhet et al., 2002 ; Dugué et al., 2005) complétés des données issues des puits des Approches occidentales de la Manche (Données des puits SNEAP et base de données gratuite BGS) et de la Marge sud-armoricaine ont été reportés (Paquet et al., 2010).

Quelle que soit la courbe utilisée comme référence, le Massif armoricain (domaine émergé) à plutôt subi une subsidence généralisée depuis le Crétacé supérieur à l'exception du Mont Pinçon en bordure nord du Plateau bas-normand (C1) qui a subi une surrection. Les valeurs de subsidence sont de -128,0 m à 21,7 m en utilisant les données de Müller et al (2008 ; Figure 5-22), de -144,0 m à 6,0 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) fondée sur les données de Smith et al. (1994 ; Figure 5-24), de -74,0 m à 76,0 m en utilisant la courbe de

Rowley (2013) fondée sur les données de Scotese et Golonka (1994 ; Figure 5-23) et de -94,0 m à 55,5 m en utilisant la courbe de Rowley (2013) basée sur les données de Markwick (2011 ; Figure 5-25). En mer, dans les Approches occidentales de la Manche et sur la Marge sud-armoricaine, la subsidence finie dépasse régulièrement 1500 m.

L'anomalie constituée par le point C1 (Mont Pinçon, surrection finie de 191,0 m à 246,0 m selon les courbes) peut s'expliquer par le(s) rejeu(x) de la Faille du Merlerault au cours du Cénozoïque et dont la dernière phase est datée du Pliocène inférieur (Gigot et al., 1999 ; Dugué, 2007).

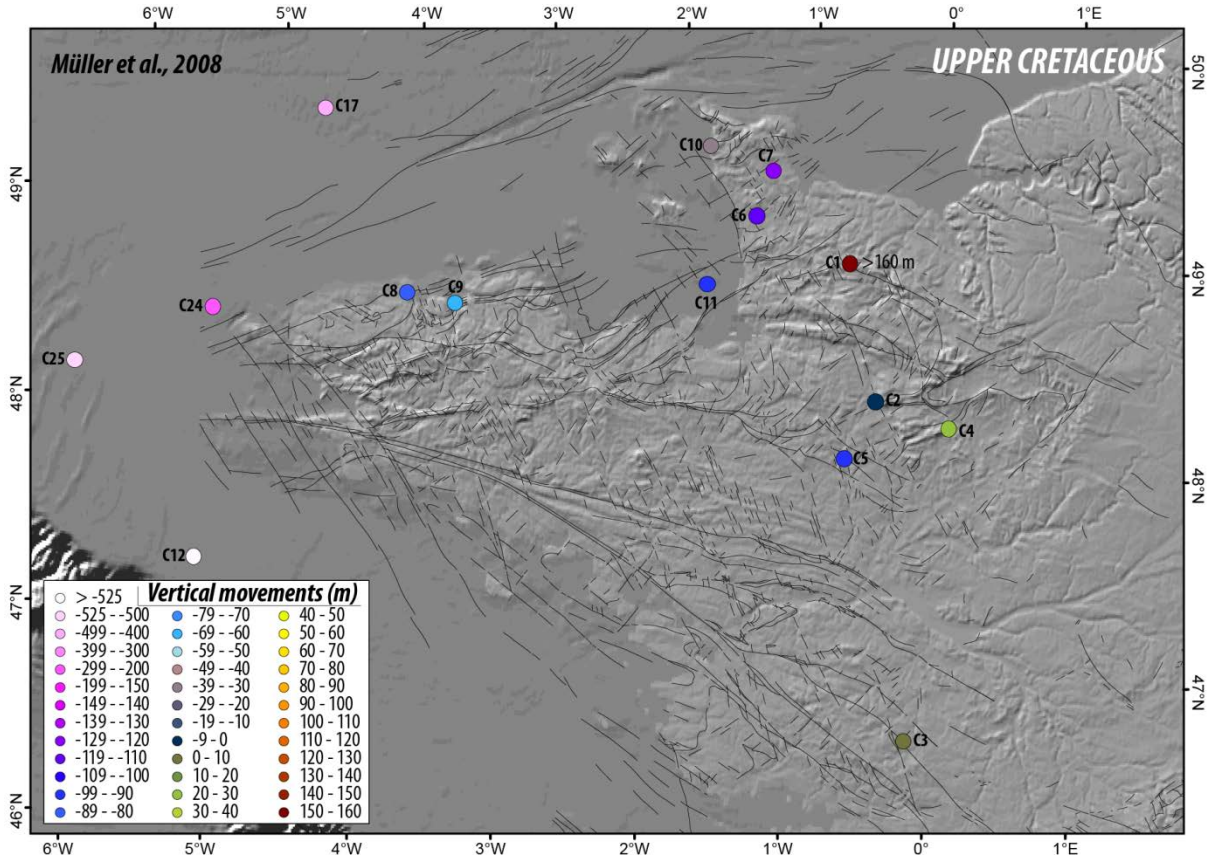


Figure 5-22 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Crétacé supérieur à partir de la courbe de variation du niveau marin de Müller et al. (2008).

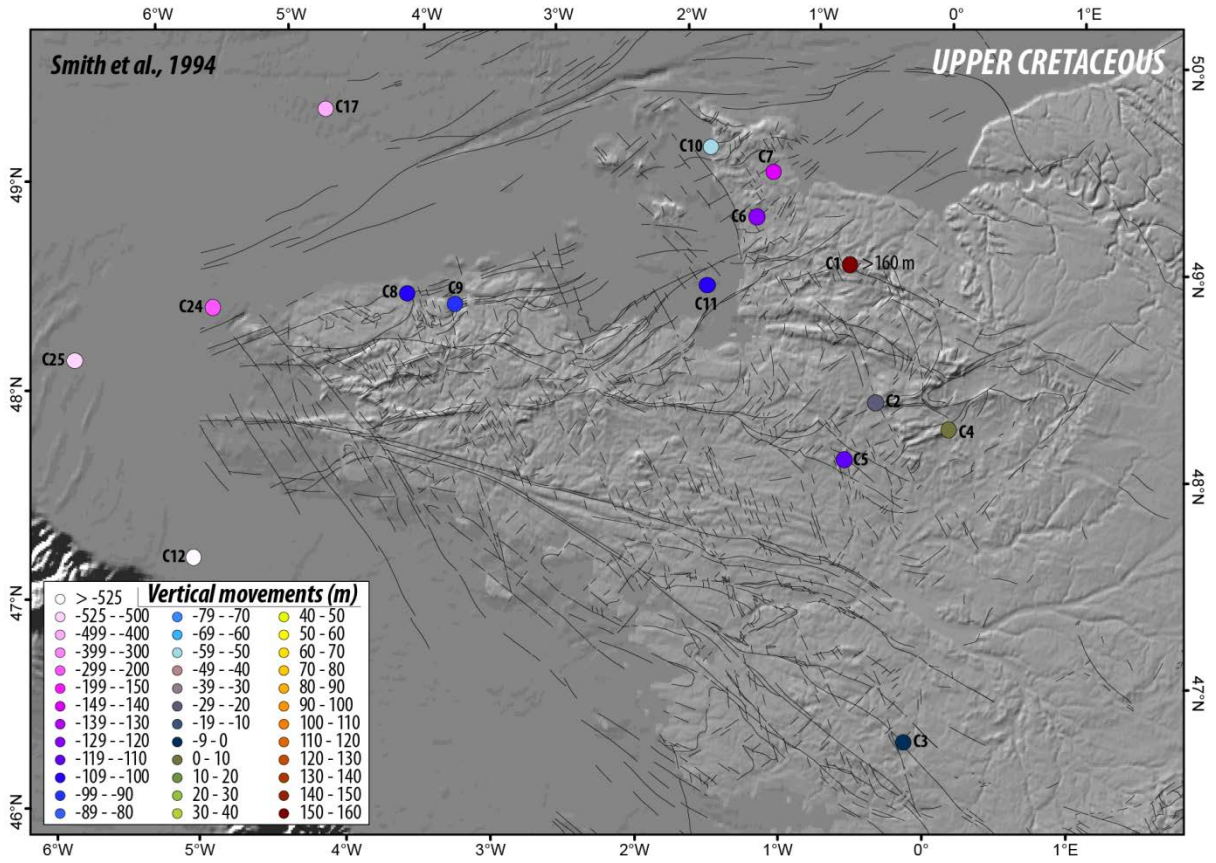


Figure 5-24 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Crétacé supérieur à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994).

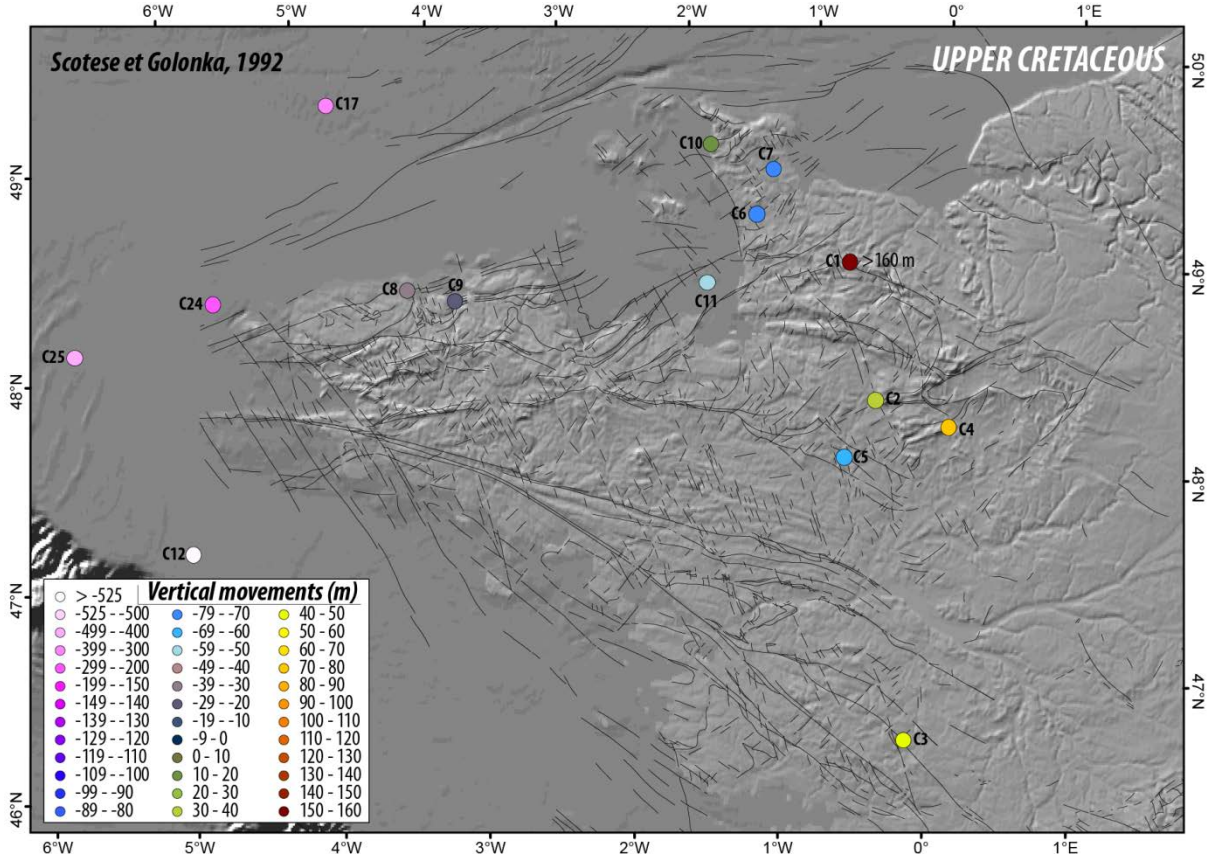


Figure 5-23 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Crétacé supérieur à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Scotese et Golonka (1992).

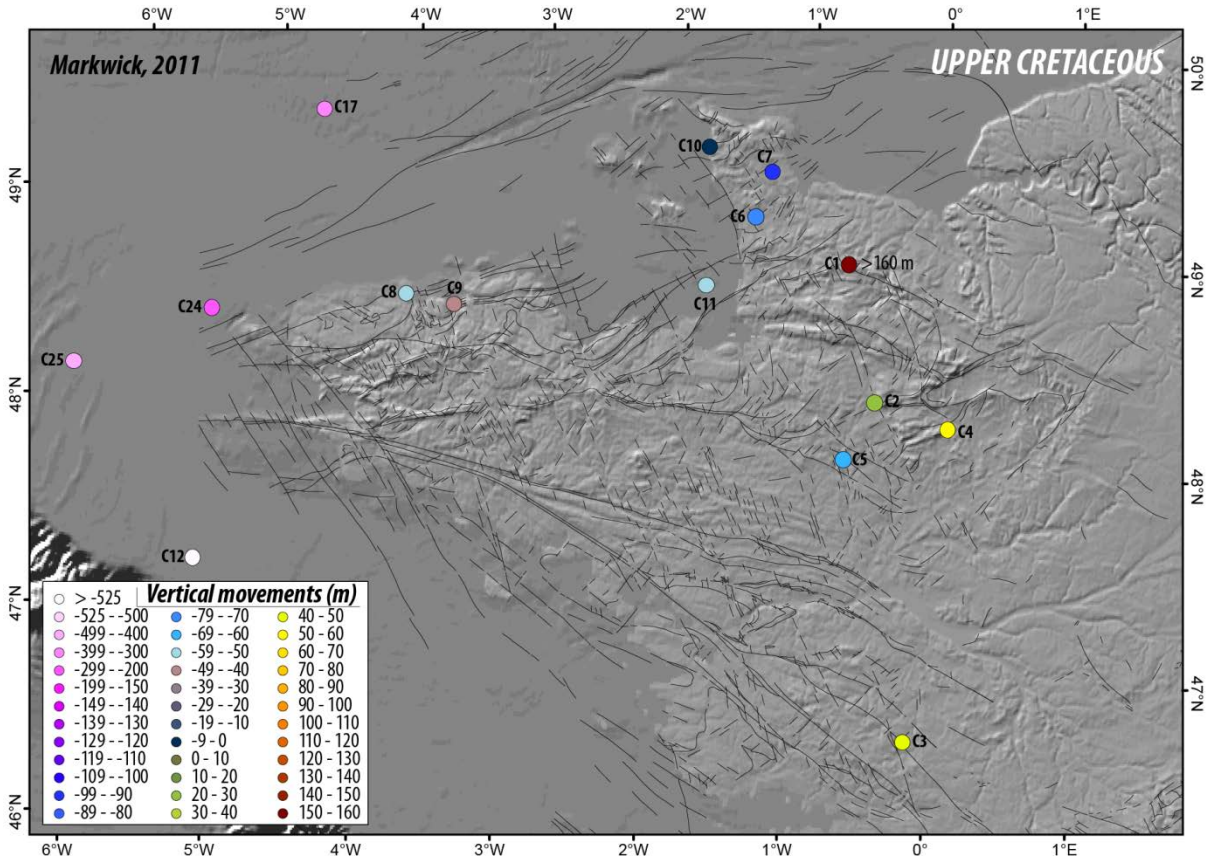


Figure 5-25 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Crétacé supérieur à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011).

5.3.4 MESURE DU DÉPLACEMENT VERTICAL DU MASSIF ARMORICAIN AU CÉNOZOÏQUE

Les mesures des déplacements verticaux du Massif armoricain au cours du Cénozoïque ont été effectuées à partir de quatre courbes eustatiques de références dont la validité a déjà été discutée : les courbes de (Rowley, 2013) mesurées à partir de l'ennoiement continental à partir de trois bases de données paléogéographiques (Scotese et Golonka, 1992 ; Smith et al., 1994 ; Markwick, 2011) et la courbe de Cramer et al. (2011) déduite de variations isotopiques de l'oxygène des eaux de surface.

Pour chacun des domaines étudiés (Pédiment de Rennes, Marais de Carentan, Vendée littorale) un graphique des paléoaltitudes à partir des données eustatiques a été établi. Pour chaque intervalle de temps a été défini la gamme des paléoaltitudes possibles en appliquant : (i) la paléobathymétrie minimale estimée à la courbe eustatique présentant les plus fortes valeurs positives de paléo-niveau marin et (ii) la paléobathymétrie maximale estimée à la courbe eustatique présentant les plus faibles valeurs de paléo-niveau marin.

Compte-tenu des fortes amplitudes eustatiques, l'estimation de paléobathymétries les plus précises possible est de première importance dans ces mesures afin de limiter aux maximum les incertitudes.

5.3.4.1 RÉSULTATS

Les mesures des mouvements verticaux du Massif armoricain au cours du Cénozoïque, dans les domaines présentant les données suffisantes à ces calculs, ont permis de mettre en évidence quatre résultats majeurs :

(1) Les trois domaines étudiés, localisés dans des **zones basses** de l'actuel relief armoricain (condition nécessaire pour préserver des sédiments), montre que les mouvements verticaux cénozoïques sont de faible amplitude (maximum 80 m en 2,5 Ma) et récents (pléistocènes). Ceci confirme que les mouvements verticaux contrôlant l'incision des formes du relief armoricain sont antérieurs au Bartonien.

(2) La **Vendée littorale** ("bassins" de Challans – Comméquiers, Saint-Jean-de-Monts ; Figure 5-26), compte tenu de la distribution des paléoaltitudes, est un domaine stable (éventuellement légèrement subsident). Ceci est en accord avec sa position géométrique d'apex amont de la Marge passive sud-armoricaine ("*hingeline*").

(3) Les **marais de Carentan** sont stables (Bartonien à Miocène moyen), puis subsident (Miocène moyen à Plaisancien-Gélasien) avant de connaître une surrection significative entre le Plaisancien-Gélasien et l'Actuel (Figure 5-27). Ces données sont en accord avec les travaux réalisés par le groupe de Caen (Baize, 1998 ; Baize et al., 1998 ; Dugué et al., 2009).

(4) Le **pédiment de Rennes**, le seul domaine situé au centre du relief armoricain (et avec une quantification de la paléobathymétrie plus précise), montre une évolution plus contrastée avec une phase de subsidence entre le Bartonien et le Rupélien, puis une période de stabilité du Rupélien au Plaisancien-Gélasien et enfin une surrection depuis le Plaisancien-Gélasien (Figure 5-28).

Plusieurs tendances générales des mouvements verticaux peuvent être déduites de l'étude de ces trois bassins :

(1) **Bartonien à Rupélien** : une phase subsidence (Rennes) ou de stabilité ;

(3) **Rupélien à Miocène moyen :** une phase de stabilité généralisée ;

(2) **Miocène moyen à Plaisancien-Gélasien :** une phase de stabilité à subsidence ;

(3) **Plaisancien-Gélasien à Actuel :** une phase de surrection (absence de données en Vendée littorale).

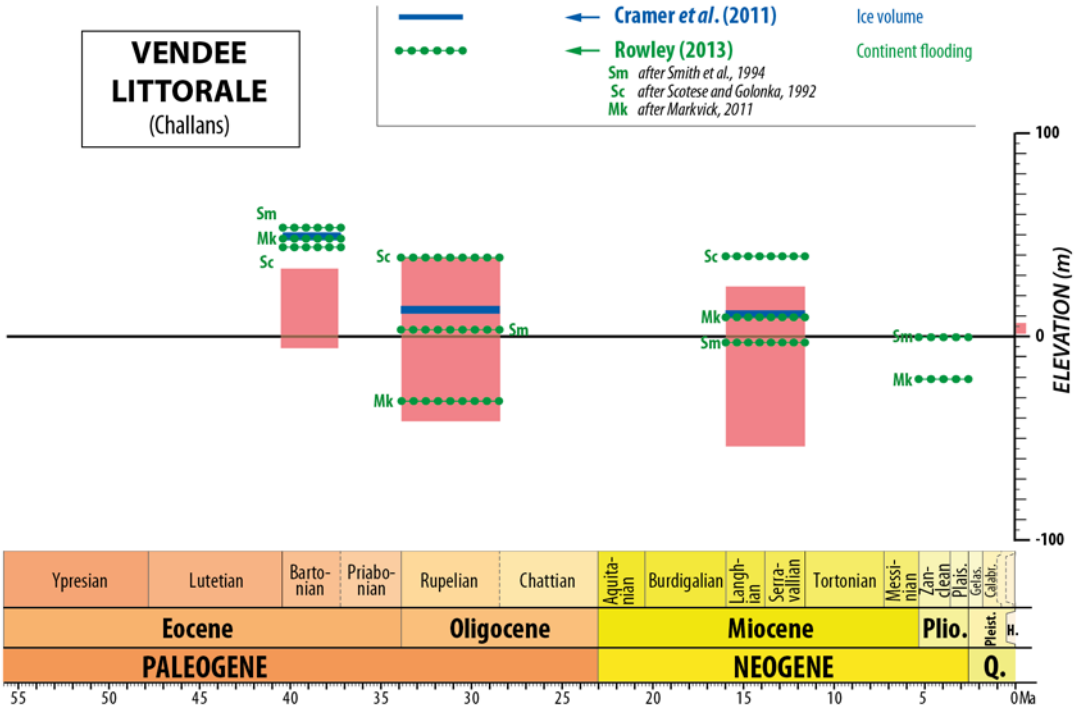


Figure 5-27 : Graphique représentant l'évolution des paléoaltitudes de la Vendée littorale au Cénozoïque, établi à partir des courbes eustatiques (Cramer et al., 2011 ; Rowley, 2013) et des paléobathymétries estimées des dépôts. Aplats rouges : gamme d'altitude mesurée pour un intervalle de temps donné.

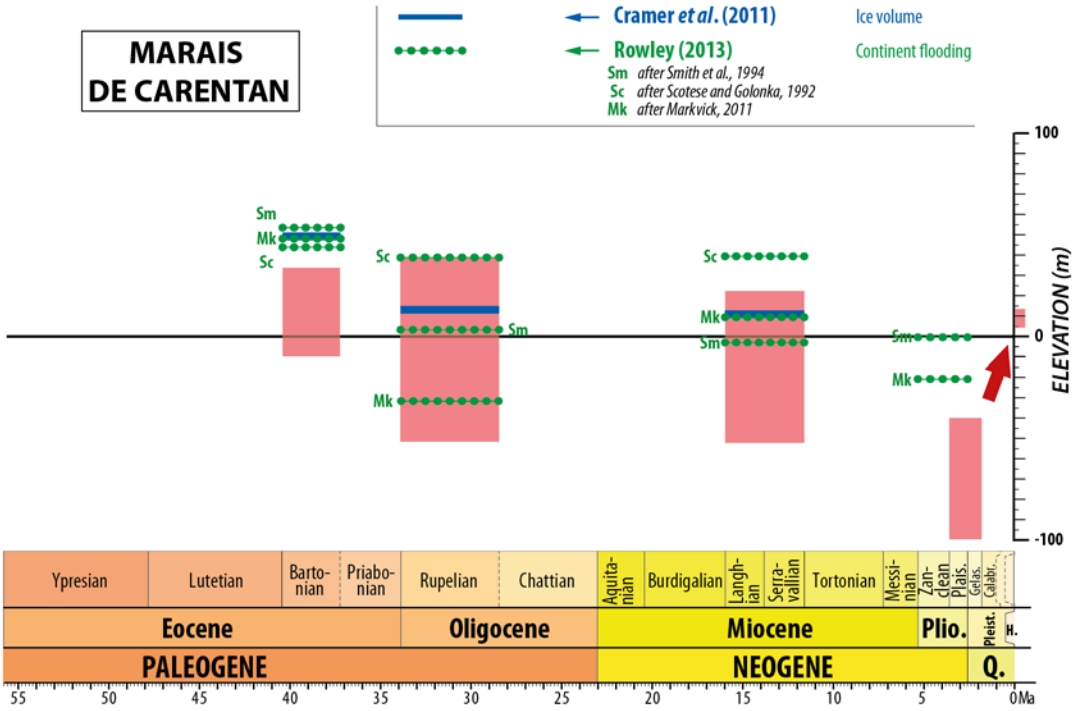


Figure 5-26 : Graphique représentant l'évolution des paléoaltitudes des Marais de Carentan au Cénozoïque, établi à partir des courbes eustatiques (Cramer et al., 2011 ; Rowley, 2013) et des paléobathymétries estimées des dépôts. Aplats rouges : gamme d'altitude mesurée pour un intervalle de temps donné.

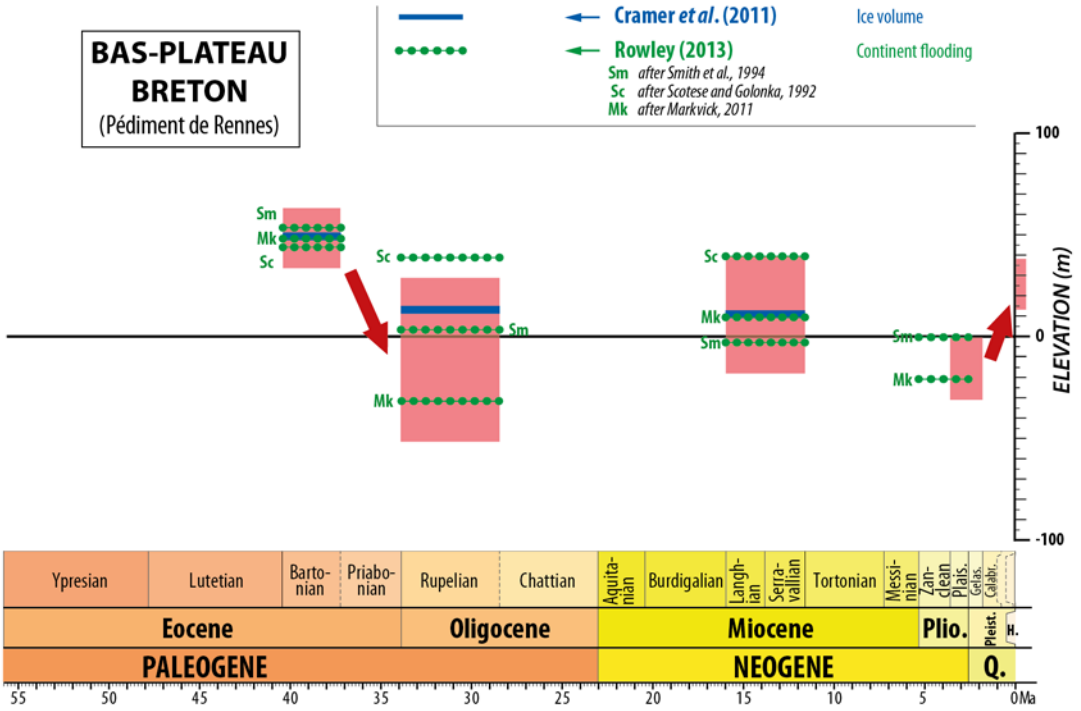


Figure 5-28 : Graphique représentant l'évolution des paléoaltitudes du Bas-plateau breton au Cénozoïque, établi à partir des courbes eustatiques (Cramer et al., 2011 ; Rowley, 2013) et des paléobathymétries estimées des dépôts. Aplats rouges : gamme d'altitude mesurée pour un intervalle de temps donné.

5.3.4.2 La surrection syn- à post-Pléistocène du Massif armoricain

La surrection pléistocène du Massif armoricain est connue depuis les travaux de Stéphane Bonnet (Bonnet, 1997 ; Bonnet et al., 1998 ; 2000) et de Nicolas Brault (Brault, 2002 ; Brault et al., 2004 ; voir chapitre 2). Pour ces auteurs, l'ensemble du Massif armoricain est en surrection avec un différentiel entre le Plateau ouest-armoricain et le Bas-plateau breton. Pour Bonnet, ce différentiel est accommodé par la faille N140 de Quessoy/Nort-sur-Erdre. La valeur moyenne de la surrection du pédiment de Rennes mesurée au cours de cette étude est de 40 m (Figure 5-28) ce qui est en bon accord avec la valeur de 30 m proposée par Bonnet et al. (2000) à partir de la mesure de l'incision, en prenant en compte les très hautes terrasses datées comme référence.

Le principal point de désaccord avec Bonnet et al. (2000) concerne le rôle de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre. Ces auteurs proposaient un déplacement vertical sur l'ensemble de la faille. Cependant, notre cartographie de la Surface armoricaine (PS5) ne montre aucun décalage significatif de cette surface le long de cette faille, sauf sur son extrémité NW (amont de St Brieuc) segment sur lequel Bonnet avait argumenté un mouvement récent.

Les trois cartes de mesure du déplacement fini du Plaisancien/Gélasien à l'Actuel (Figure 5-6, Figure 5-7, et Figure 5-8) sont assez bruitées du fait (1) d'un intervalle de temps étudié relativement "long" pour le Pliocène-Pléistocène qui moyenne des variations eustatiques dont l'amplitude et la fréquence sont de plus en plus fortes du Pliocène au Pléistocène et (2) de possibles rejeux récents des grabens cénozoïques. Néanmoins, le

Massif armoricain semble présenter un bombement avec des bordures ayant subi des surrections plus faibles (Marais de Carentan, plates-formes du Trégor et de Vannes).

La surrection plio-pléistocène semble donc traduire un vaste bombement sur lesquels se surimposent des dômes de plus petites tailles correspondant *pro-parte* aux plateaux hérités au moins du Crétacé inférieur, les Plateaux ouest-armoricain et bas-normand, comme montré par Bonnet (1997) qui détermine au moins 70 m de surrection au nord du Plateau ouest-armoricain.

5.3.4.3 La période de stabilité et/ou de faible subsidence de l'Eocène moyen (Bartonien) au Pliocène supérieur – Pléistocène inférieur (Plaisancien – Gélasien)

La mesure du déplacement vertical permet de démontrer que le Massif armoricain n'a subi que de faibles surrections, voire a subsidé depuis le Bartonien, avec un enfoncement significatif du pédiment de Rennes entre 40 Ma et 35 Ma alors que les domaines périphériques (marais de Carentan et Vendée littorale – apex de la Marge sud-armoricaine) restaient stables.

Cette stabilité est surprenante compte tenu des déformations (voir Chapitre 2) qui opèrent durant cet intervalle de temps : (i) les plis de courte longueur d'onde décro?-compressifs des bassins de Rennes, de Concarneau et du Banc Bertin : Delanoë et al., 1975 ; Delanoë, 1988) et (ii) les inversion du bassin des Approches de l'Ouest le long de la faille d'Ouessant (650 m à 1000 m d'inversion locale : Ziegler, 1987 ; Le Roy et al., 2011).

Cette phase de subsidence affecte également le Bassin de Paris. En effet, jusqu'au Bartonien, les dépôts cénozoïques sont localisés de part et d'autre de la faille de Bray avec une subsidence maximale au nord de cette faille (Briais, 2015). À partir du Priabonien, (i) la vitesse de subsidence moyenne augmente (de 5-10 m/Ma de 60 à 40 Ma à 20 m/Ma ensuite) tout en restant globalement faible et (ii) la subsidence reprend sur l'ensemble du secteur SW du bassin de Paris (Touraine, Brenne...).

Cette (très) faible subsidence semble donc être un processus ayant affecté tout le nord de la France. Le mécanisme à l'origine de cette subsidence reste cependant incertain, la transition Bartonien-Priabonien enregistrant à la fois une déformation compressive (inversion de la suture varisque – faille Bray – Ile de Wight, (Minguely et al., 2010 ; Newall et Evans, 2011) et une déformation extensive (naissance des rifts dits oligocènes : e.g. Fossé rhénan, Bresse, Limagnes – voir Sissingh, 1998 pour une synthèse)

5.4 LES CONTRAINTES IMPOSÉES PAR LES RELIEFS ACTUELLEMENT EN MER ET LES BASSINS PÉRIPHÉRIQUES.

5.4.1 LES PÉDIMENTS ÉMERGÉS : CONTRAINTE IMPOSÉE PAR LEUR NIVEAU DE BASE

Deux générations de larges vallées sous-marines correspondant à des pédiments immergés (Chapitre 4), ont été identifiées et dénommées LVP1 (pour les pédiments les moins profonds) et LVP2 (pour les plus profonds).

Les pédiments **LVP1** sont datés entre le **Bartonien** et le **Chattien** (38-28 Ma). En effet, (i) ils recoupent les sédiments bartoniens déformés et aplanis en baie de Concarneau ou les plateaux tabulaires bartoniens de la baie de Vilaine (Plateaux du Croisic et du Four) et (ii) le pédiment LVP1 de la Baie de Concarneau est incisé et le remplissage de cette incision est daté du Chattien (Delanoë et al., 1976 ; Delanoë, 1988 ; Béchennec et al., 1996 ; Thinon et al., 2009 ; cf. Chapitres 2 et 4 ; Figure 5-29).

Les pédiments **LVP2** recoupent les pédiments LVP1 et s'adaptent sur le niveau de base de a zone bordière, elle-même adaptée au niveau de base que constitue l'AMSA ("*base-levelled surface*", cf. Chapitre 1). Sur la Marge sud-armoricaine, l'AMSA tronque les dépôts sédimentaires basculés d'âge Oligocène à Miocène moyen probable (Paquet et al., 2010) tandis que les sédiments d'âge Miocène supérieur probable à Pliocène daté (Paquet et al., 2010) sont organisés selon un prisme de bordure de plate-forme à réflecteurs amont (undaforme) tabulaires (Guillocheau et al., 2003 ; Thinon et al., 2009). Les pédiments LVP2 et la zone bordière sont donc datés entre le **Miocène moyen** et le **Miocène supérieur** (13-8 Ma ; Figure 5-29).

La profondeur actuelle de la transition entre L'ensemble LVP2/Zone bordière et l'AMSA varie d'est en ouest, avec des valeurs (Figure 5-30) comprises entre 50 m (Golfe normano-breton) à 80 m (nord de l'Ile d'Ouessant) à près de 100 m (SO de l'éperon de l'Ile de Sein) puis décroit à 90 m en direction de la baie de Vilaine.

Les pédiments LVP1 n'existent que sur l'amont de la Marge sud-armoricaine (sud du Massif armoricain) et de la Mer d'Iroise (ouest du Massif armoricain – Baie de Douarnenez). La transition entre les pédiments LVP1 et LVP2 est moins marquée entre 20 m (Baie de Vilaine) et 50 m (Baie de Douarnenez ; Figure 5-30).

Les pédiments LVP1 et LVP2 ont été formés par des processus d'érosion **subaériens** et leur **exutoire** sur la zone bordière les reliant à l'AMSA marque leur **niveau de base** (voir la dynamique des pédiments, Chapitres 2 et 3). Ce dernier point permet de supposer que le niveau de base (ici le niveau marin) était aux alentours de 20-50 m de profondeur lors de la formation des pédiments LVP1 et entre 50 m et 100 m lors de la formation des pédiments LVP2.

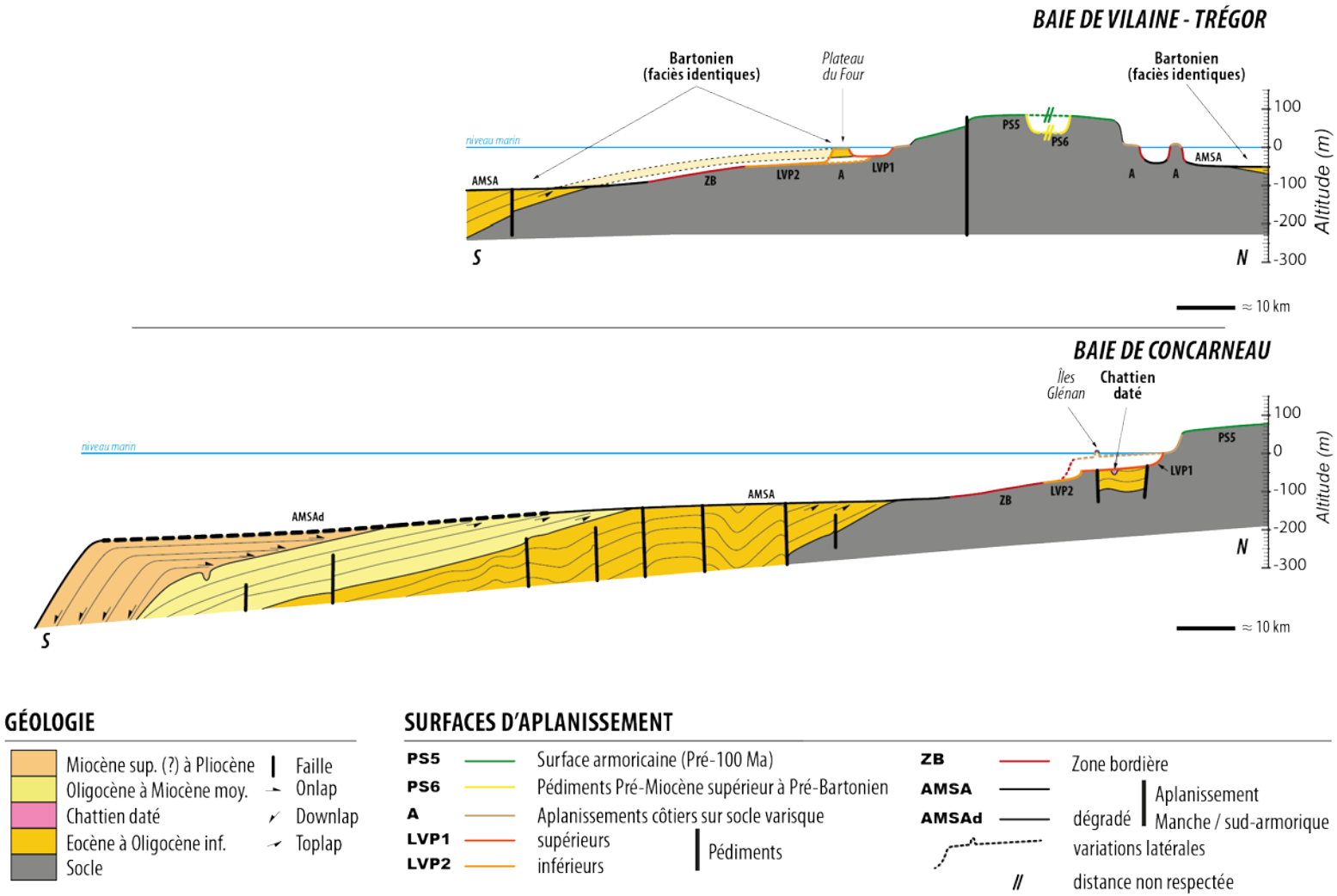


Figure 5-29 : Coupes géologiques et géomorphologiques Nord-Sud (Baie de Vilaine – Trégor et Marge sud-armoricaine – Baie de Concarneau) illustrant l'organisation des surfaces d'aplanissement identifiées à terre et en mer et synthétisant les arguments de datations (dépôts sédimentaires datés) des surfaces d'aplanissement en situées mer

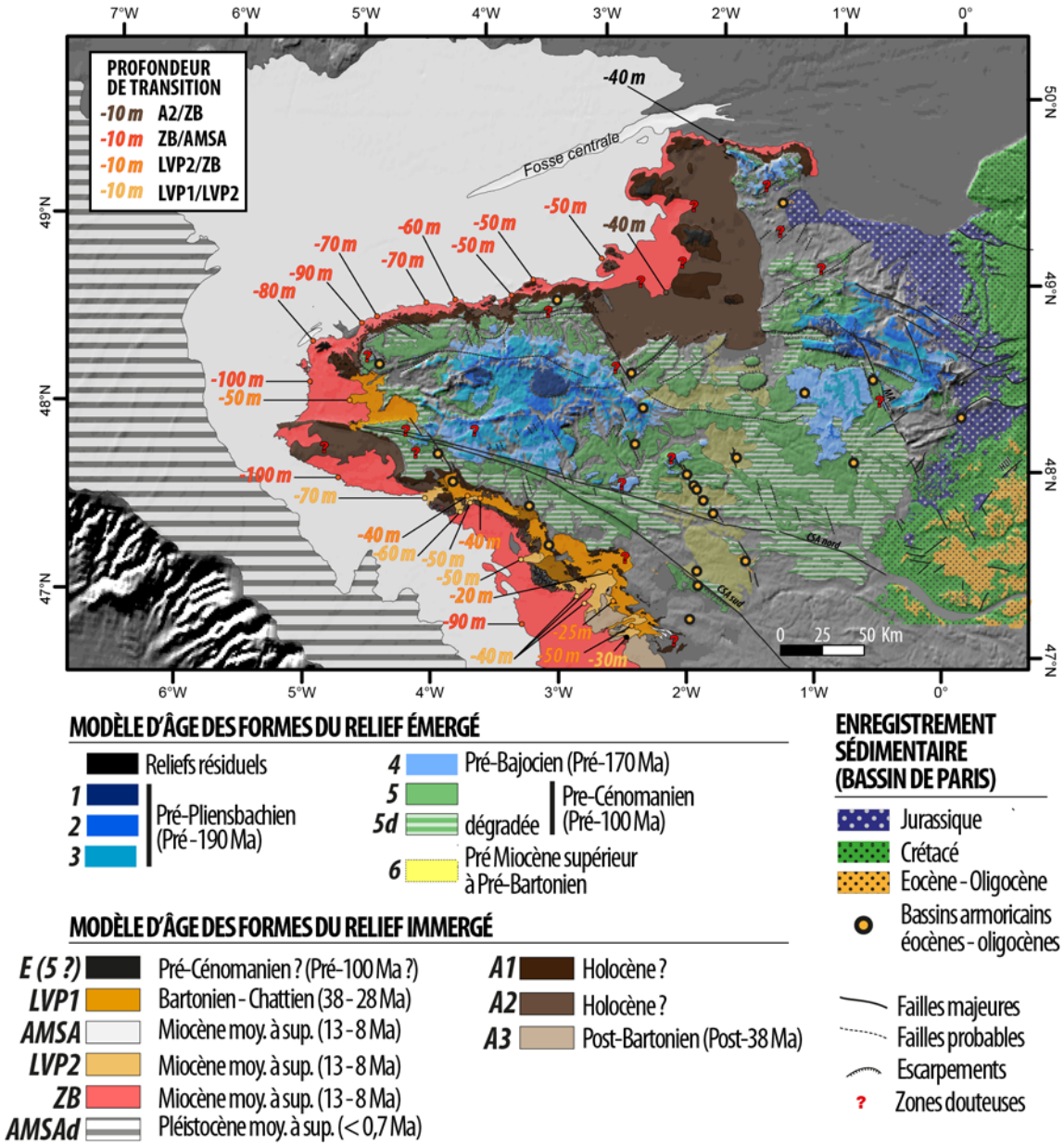


Figure 5-30 : Profondeurs de transition entre les formes du relief immergées du domaine armoricain représentées sur la carte synthétiques des formes du relief terrestres et marines du Massif armoricain (Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km").

5.4.2 LES DÉFORMATIONS ET MOUVEMENTS VERTICAUX REQUIS POUR FORMER LES PÉDIMENTS ÉMERGÉS

5.4.2.1 LES DÉFORMATIONS AUX ALENTOURS DE LA LIMITE ÉOCÈNE - OLIGOCÈNE

L'information clé réside dans la topographie marine lors de la formation des sédiments marins bartoniens. Comme déjà noté (cf. §5.3.3.4), les faciès sont extrêmement similaires quelle que soit la région considérée, actuellement à mer (le Golfe normano-breton ou le

large du Trégor, par exemple) ou à terre. Ce sont des dépôts s'étageant depuis des plates-formes carbonatées peu profondes (rampes bioclastiques à grands foraminifères) au-dessus de la limite de pénétration de la lumière (20 m à 50 m de paléobathymétries) jusqu'à des dépôts de baies ou lagons. Ces sédiments de milieu identique s'échelonnent depuis des altitudes de 32 m (plate-forme du Trégor, pédiment de Rennes), jusqu' à des profondeurs de l'ordre de la centaine de mètre (Manche occidentale par exemple). Cela implique donc une **déformation postérieure à leur dépôt**.

Compte-tenu des contraintes chronologiques et géométriques imposées par les pédiments LVP1 cette déformation ne peut intervenir qu'aux alentours de la limite Eocène-Oligocène quand le niveau de la mer (eustatisme) baisse de l'ordre de la cinquantaine de mètres (Figure 5-5).

(1) Les bordures actuellement en mer sont fortement flexurées entre deux domaines restés globalement plans, la Surface armoricaine en amont et l'AMSA en aval. Cette déformation peut être aidée par de grand système de failles comme celui dit de la faille Kerforne, rejouant en régime décro-compressif à cette époque (bassins de Concarneau et du Banc Bertin : Delanoë, 1988)
(2) La chute eustatique du niveau de la mer (35 m, écart entre les valeurs moyennes du Priabonien et du Rupélien de la courbe de Cramer et al. (2011) – 65 m pour l'écart entre les valeurs extrêmes, Figure 5-5) permet de creuser les pédiments LVP1 jusqu'à une profondeur de 20 m à 50 m.
(3) Le domaine amont, la Surface armoricaine *s.l.*, demeure stable (Vendée littorale – cf. §5.2.4.1) ou légèrement subsident (pédiment de Rennes – cf. §5.2.4.1).

Ce dernier point implique que cette déformation ne résulte pas d'une surrection du domaine armoricain amont, mais d'un **"effondrement"** (**subsidence accélérée) des marges périphériques**.

5.4.2.2 LES DÉFORMATIONS AUX ALENTOURS DE LA LIMITE MIOCÈNE MOYEN - SUPÉRIEUR

Le prisme de bordure de plate-forme d'âge Miocène supérieur (présumé) – Pliocène (daté) et l'existence d'un réseau de vallées fluviatiles incisées en amont (jusqu'à 50 m de hauteur d'incision – Paquet et al., 2010), enregistrent une chute majeure du niveau marin relatif contemporain de l'incision amont du réseau de vallées remplies par les Sables rouges (Brault et al., 2004). Pour Paquet et al. (2010), cette incision était, sur la base de la courbe de Haq et al. (1987), principalement eustatique, mais les nouvelles courbes eustatiques (cf. §5.2.2) indiquant des amplitudes eustatiques moindres que celle de Haq et al. (1987) et la géométrie des sédiments suggèrent une chute du niveau marin relatif résultant d'une surrection.

Le principal argument en faveur d'une surrection est que les couches marines du Miocène inférieur (daté) à moyen (présumé) sont basculées et tronquées par un réseau horizontal de vallées incisées fluviatiles alimentant le prisme de bordure de plate-forme d'âge Miocène supérieur (présumé) à Pliocène (daté). Le caractère basculé de sédiments marins déposés sur une pente moindre que sa configuration actuelle est attesté par la nature des sédiments prélevés par carottiers à roches. Il s'agit de calcaires fins, argileux à crayeux, à grands foraminifères benthiques ou à foraminifères planctoniques (Andreieff et al., 1968). Si cette géométrie oblique était une forme sédimentaire primaire (clinoformes d'un prisme progradant), les sédiments sommitaux proches du point de rupture toographique ("*offlap break*") devraient être des sédiments littoraux et non des dépôts de plate-forme profonde comme le montrent les foraminifères planctoniques.

Cette déformation correspondrait à un bombement de grande longueur d'onde du Massif armoricain.

Cette chute du niveau relatif d'origine tectonique, à l'origine du dernier aplanissement majeur de l'AMSA sur la Marge sud-armoricaine, peut expliquer le creusement des pédiments LVP2.

Ce scénario pose plusieurs questions qui demeurent actuellement sans réponse :

(i) Cette surrection d'âge fin Miocène moyen à Miocène supérieur (ante-Messinien) n'a pas été caractérisée par les mesures de déplacement vertical, fondées sur les relations entre sédiments marins et niveau de la mer (cf. §5.2).

(ii) Les relations géométriques et chronologiques entre les pédiments LVP2 et les vallées incisées caractérisées par Paquet et al. (2010) sont peu claires et posent la question du passage entre un mode d'érosion de type pédiments à un mode d'érosion de type vallées incisées.

5.5 MODÈLE DE CROISSANCE DU RELIEF ARMORICAIN

5.5.1 CHRONOLOGIE ET ÂGE DES FORMES DU RELIEF À TERRE ET À MER

Neufs formes du relief ont été identifiées : 7 pédiments et deux surfaces polygéniques, la Surface armoricaine et l'Aplanissement Manche Sud-Armorique (AMSA) dont les données d'âge sont les suivantes (du plus ancien au plus récent) :

(1) PS1 : antérieurs au **Pliensbachien** (ante-190 Ma) ;
(2) PS2 : antérieurs au **Pliensbachien** (ante-190 Ma) ;
(3) PS3 : antérieurs au **Pliensbachien** (ante-190 Ma) ;
(4) PS4 : antérieurs au **Bajocien** (ante-170 Ma) ;

(5) PS5 : surface polygénique – antérieure au **Cénomanien** (ante-100 Ma), recouverte par les dépôts de la Craie (**Cénomanien** à **Santonien**), porteuse d'altérites Paléocène – Eocène moyen (âge présumé) ;
(6) PS6 : antérieur au **Bartonien** (ante-40 Ma) ;
(7) LVP1 : entre le **Bartonien** et le **Chattien** (38-28 Ma) ;
(8) LVP2 : entre le **Miocène moyen** et **supérieur** (13-8 Ma).

L'AMSA surface d'aplanissement polygénique est contemporaine de LVP1 et de LVP2, mais une initiation d'âge plus ancien de cette surface d'aplanissement ne peut être exclu.

5.5.2 EVOLUTION DU RELIEF ARMORICAIN

1. Les érosions antérieures au Jurassique inférieur et moyen (pré-190 pré-170 Ma ; Figure 5-30)

Les trois premières générations de pédiments (datées sur le Plateau bas-normand) enregistrent une érosion antérieure à 190 Ma (Pliensbachien). Les dépôts qui scellent ces reliefs sont le terme ultime d'un "*onlap*", résultant d'une très large flexuration de la lithosphère, qui commence au Trias inférieur en Lorraine (est du bassin de Paris) et qui s'achève à la fin du Jurassique inférieur en Normandie et Maine (ouest du bassin de Paris ; Mégnien, 1980b ; Bourquin et Guillocheau, 1996 ; Guillocheau et al., 2000 ; Bourquin et al., 2006). Le Trias est constitué de dépôts continentaux terrigènes (tous les intermédiaires entre les cônes alluviaux et les plaines alluviales à réseaux fluviatiles anastomosés) passant à des sabkhas évaporitiques. Les dépôts marins ouverts sont limités au Trias moyen (Ladinien). Il est donc raisonnable de mettre en équivalence ces pédiments avec les dépôts alluviaux du Trias du bassin de Paris (Formation des Grès de Donnemarie et de Chaunoy pour l'ouest du bassin), les pédiments PS1 à PS3 pouvant alimenter ces derniers.

Le pédiment PS4, ante-Bajocien (170 Ma), est postérieur aux trois précédents. Son érosion pourrait être contemporaine des déformations mi-cimmériennes (Toarcien terminal – Bajocien) enregistrées dans le Bassin de Paris (Guillocheau et al., 2000 ; de Graciansky et Jacquin, 2003) qui marquent une déformation intraplaque affectant au moins l'ensemble de l'Europe de l'Ouest (Ziegler, 1990).

Les pédiments PS1 à PS4 ont été datés sur le Plateau bas-normand. Sur la base d'un nombre identique de pédiments antérieurs à PS5, ils ont été caractérisés et cartographiés sur le Plateau ouest-armoricain, mais aucune datation n'a pu être effectuée sur ce domaine.

2. Enfouissement par les sédiments jurassiques moyen à supérieur (170-140 Ma ; Figure 5-30)

Les limites actuelles de dépôt des sédiments jurassiques du Bassin de Paris (Chapitres 2 et 3) ne correspondant nullement à des faciès littoraux (voir la synthèse paléogéographique de Enay et al. (1980), mais à divers faciès marins avec parfois un approfondissement vers le

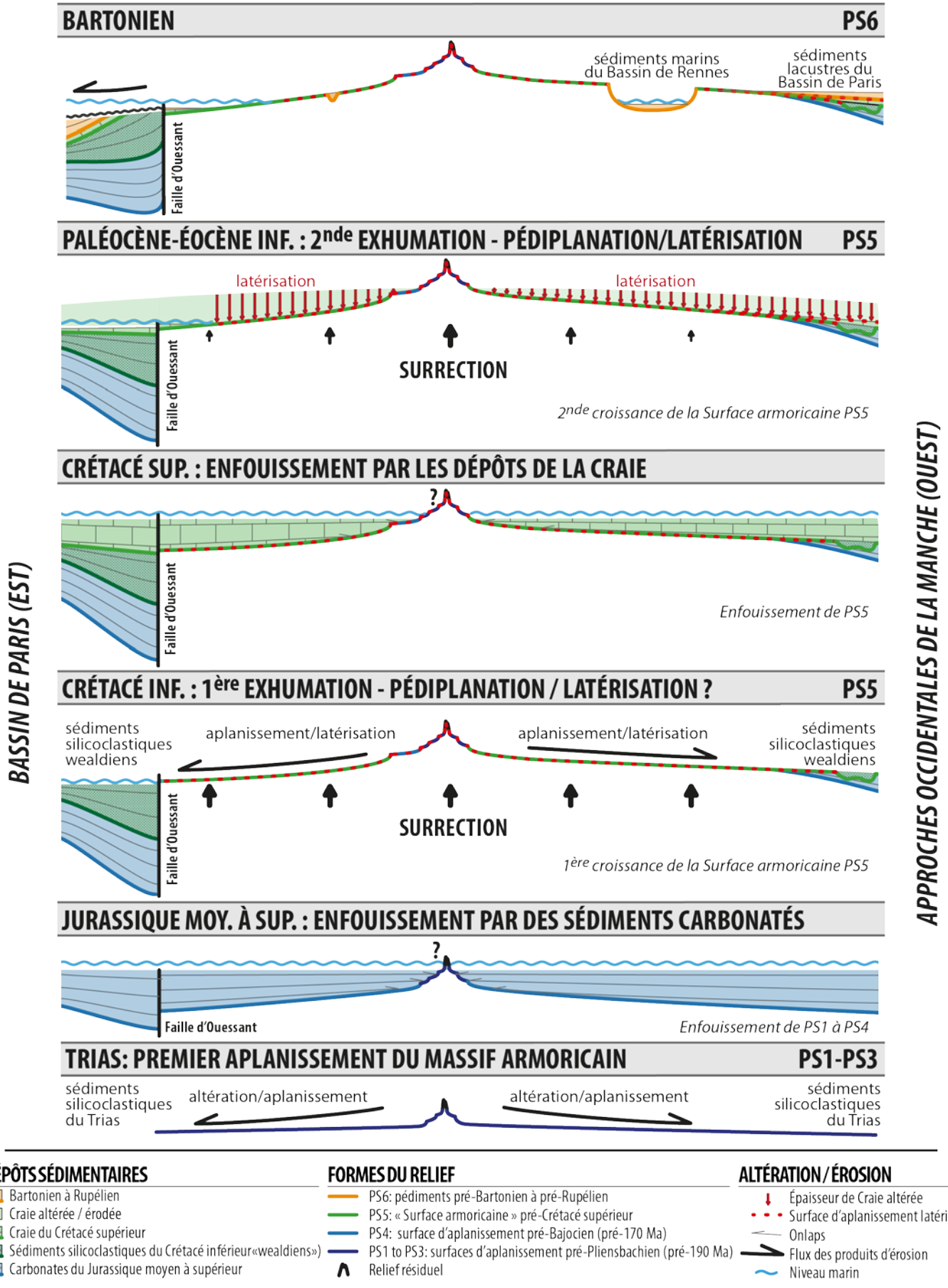


Figure 5-31 : Évolution long-terme du relief du Massif armoricain depuis le Trias jusqu'au Bartonien, insistant sur les principaux épisodes d'exhumation et d'enfouissement. Ici, l'évolution et résumée sur une coupe synthétique Est (Bassin de Paris) – Ouest (Approches occidentales de la Manche), illustrant uniquement un plateau du massif (Plateau bas-Normand / Plateau ouest-breton). La dénudation pré-bajocien (pédiments PS4) n'est pas représentée.

Massif armoricain (Figure 2-23). Un enfouissement du Massif armoricain est donc plausible. Ce dernier serait ennoyé par les quatre plates-formes carbonatées qui recouvrent la France (Enay et al., 1980) : Bajocien inférieur-moyen, Bathonien, Callovien-Oxfordien, Tithonien. Une érosion d'une partie nord du domaine armoricain durant l'Oxfordien n'est pas à exclure pour expliquer les apports terrigènes des faciès littoraux et continentaux de la Formation des sables de Glos (Dugué, 1989 ; Dugué et al., 1998) ou les faciès continentaux du bassin des Approches de l'Ouest.

3. Exhumation - surrection au Crétacé inférieur (140-115 Ma ; Figure 5-30)

La grande pédiplaine de la Surface armoricaine (PS5) est formellement datée entre le Bajocien (170 Ma) et le Cénomanien (100 Ma ; pour les premiers stades de son aplanissement), sachant que le Cénomanien recouvre un premier profil d'altération latéritique.

L'enregistrement sédimentaire des bassins périphériques (bassins de Paris et des Approches de l'Ouest) montre un changement drastique des systèmes sédimentaires aux alentours de 140 Ma, entre une plate-forme carbonatée évaporitique (Tithonien - base Berriasien) et des sédiments terrigènes deltaïques (sommet Berriasien – Albien inférieur ; faciès wealdiens et Sables verts – Ruffell, 1995 ; Rusciadelli, 1996 ; Jacquin et al., 1998 ; Guillocheau et al., 2000). Il est donc raisonnable de mettre en équivalence l'aplanissement de la pédiplaine PS5 avec les dépôts fluvio-deltaïques du Wealdien (140-125 Ma), et dans une moindre mesure avec ceux des Sables verts (Aptien terminal-Albien inférieur – 115-105 Ma).

Une latérite est préservée dans le Barrémien (125-120 Ma) du bassin de Paris ("Sables et argiles panachées" - forages de GDF-SUEZ et de l'Andra – F. Guillocheau et S. Ferry, données inédites) lors d'une période d'émersion généralisée du bassin de Paris.

Depuis les synthèses de P. Ziegler (1990), les faciès wealdiens sont considérés comme l'enregistrement de l'ouverture du Golfe de Gascogne, les dépôts wealdiens étant alimentés par l'épaulement nord du rift du Golfe de Gascogne constitué par le Massif armoricain. Cette exhumation résulterait donc des mouvements relatifs des plaques Afrique, Ibérie et Eurasie avec (1) l'ouverture du rift du Golfe de Gascogne (intra-Berriasien – déformations intraplaques néo-cimmériennes correspondant à la BCU : "*Base Cretaceous Unconformity*" – 140 Ma), puis (2) l'accrétion océanique (Aptien terminal – déformations autrichiennes – 115 Ma).

En considérant que la Surface armoricaine n'a pas été trop refaçonnée durant le Cénozoïque, sa disposition actuelle tabulaire légèrement bombée ne plaide pas en faveur d'un épaulement de rift basculé vers le nord. D'une manière générale les données géologiques de part et d'autre du rift du bassin de Parentis (extrémité SE du Golfe de Gascogne - Mathieu, 1986 ; Marillier et al., 1988 ; Masse, 1997) montrent de forts

mouvements décrochants qui rendent difficile un basculement régional mais peuvent expliquer un plateau tabulaire. Cette exhumation initie les grands traits du relief actuel.

4. Enfouissement par les sédiments du Crétacé supérieur (Craie – 100-70 Ma ; Figure 5-30)

Les cartes paléogéographiques récentes fondées sur une réévaluation des données stratigraphiques et sédimentologiques tant du côté anglais (Hancock et Rawson, 1992) que français (Lasseur, 2007) suggèrent un ennoiement généralisé du Massif armoricain par les dépôts de la Craie, ce que confirme les nombreux dépôts de crétacé supérieur préservés sur la Surface armoricaine (Chapitre 3).

Il est néanmoins difficile de préciser l'épaisseur des sédiments de la Craie déposés et ultérieurement érodés.

5. Exhumation – surrection au Paléocène-Eocène inférieur (66-48 Ma ; Figure 5-30)

Cette exhumation et son âge sont déduits (1) de la nécessité d'éroder (chimiquement) la craie déposée sur le Massif armoricain et (2) des apports terrigènes dans les bassins périphériques ou des remaniements d'altérites dans les placages sédimentaires du domaine armoricain actuellement à terre.

L'érosion continentale intervient durant l'Yprésien avec les dépôts terrigènes fluvio-marins sur la Marge sud-armoricaine (Lorient/Port-Louis : Durand, 1960 ; Noirmoutier : Brault, 2002 ; puits Penma1 : Paquet et al., 2010) ou les placages lacustres à kaolinites (La Trinité-Porhoët : Estéoule-Choux et Ollivier-Pierre, 1973).

Une surrection Paléocène à Eocène inférieur est donc réaliste. Elle serait de même âge que celle connue dans les bassins de Paris et d'Aquitaine. L'amplitude de ces mouvements verticaux est actuellement impossible à quantifier.

Cette surrection induirait la chute du niveau de base nécessaire à l'érosion des pédiments PS6 qui sont antérieurs au Bartonien (41 Ma - pédiment de Rennes – cf. §5.2).

Les profils d'altération de type latéritique étaient réputés d'âge paléocène (Estéoule-Choux, 1983), mais l'existence de latérites d'âge crétacé inférieur sur le pourtour du Massif armoricain et leur datation sur d'autres massifs varisques exhumés (Ardennes, Théveniaut et al., 2007 ; Massif Central, Ricordel, 2007 ; Ricordel-Progon et al., 2010) pose la question de l'âge des altérites et de celles qui doivent être réellement attribuées au début du Cénozoïque (Thiry et al., 2012). Les arguments majeurs sont (1) la présence de résidus d'altération de la Craie dont certains sont d'âge paléocène ("Argiles à silex", Quesnel, 1997) et (2) la présence de croûtes ferrugineuses sur des dépôts d'âge Crétacé inférieur (par exemple le SE du bassin de Paris). Ces latérites existent donc bel et bien, mais elles sont probablement moins importantes que ce qui était jusqu'à présent exprimé.

6. Stabilité à subsidence de l'Eocène moyen au Miocène moyen (48-12 Ma ; Figure 5-30 ; Figure 5-31)

Les mesures de déplacement vertical (cf. §5.2) et les contraintes imposées par l'érosion des pédiments actuellement en mer (LVP1 – cf. §5.3) montrent que le domaine armoricain est stable voir subside légèrement jusqu'au Miocène moyen, le Miocène moyen étant caractérisé par une inondation marine d'origine eustatique ennoyant les pédiments (dépôts de calcaires bioclastiques tidaux - "faluns").

Le paroxysme de subsidence est atteint aux alentours de la limite Eocène-Oligocène quand les dépôts carbonatés bartoniens sont fortement flexurés sur les bordures de l'actuel péri-continent armoricain, en réponse à un "effondrement" (subsidence accélérée) de la Marge sud-armoricaine et de la Manche (cf. §5.3). Le domaine armoricain amont reste stable ou subside légèrement. Les pédiments LVP1 sont creusés. La surface d'Aplanissement Manche – Sud-Armorique (AMSA) commence à se former.

Cette forte subsidence et le rejeu décro-compressif des réseaux de faille N150° (faille Kerforne, failles du bassin de Rennes...) sont à mettre en relations (1) avec les déformations dites pyrénéennes, en réalité un processus de déformation continu qui s'échelonnent du Paléocène à l'Oligocène (65-25 Ma), mais aussi (et surtout) (2) avec un processus de subsidence généralisée qui affecte au moins le nord de la France et qui marque (dans le bassin de Paris) la transition entre un régime globalement compressif (Bartonien) à un régime globalement extensif (Priabonien – Rupélien). Les processus à l'origine de cette subsidence de (très) grande longueur d'onde et ses relations avec les déformations Afrique-Ibérie-Eurasie sont encore à étudier.

7. Surrection de la fin du Miocène supérieur –Pliocène supérieur (Figure 5-31).

Les contraintes imposées par l'érosion des pédiments actuellement en mer (LVP2 – cf. §5.3) impliquent que le domaine armoricain soit en surrection. La mesure du déplacement vertical n'a pas permis de caractériser ce mouvement vertical, du fait de l'absence de données fiables au Miocène supérieur (Tortonien) sur le domaine armoricain actuellement à terre. Néanmoins, un première réseau de vallées fluviatiles se met en place à terre (Brault, 2002, Brault et al., 2004) – confirmant une chute de niveau de base significative – ultérieurement comblé par au moins deux remontée du niveau de base (Messinien et Plaisancien) comme l'attestent les paléo-estuaires (et certains niveaux bioclastiques marins) constituant les Sables rouges et "Faluns redoniens".

Quoi qu'il advienne cette déformation suppose un mouvement de surrection puis subsidence de même amplitude, pour être cohérent avec l'évolution globale du déplacement vertical du Massif armoricain.

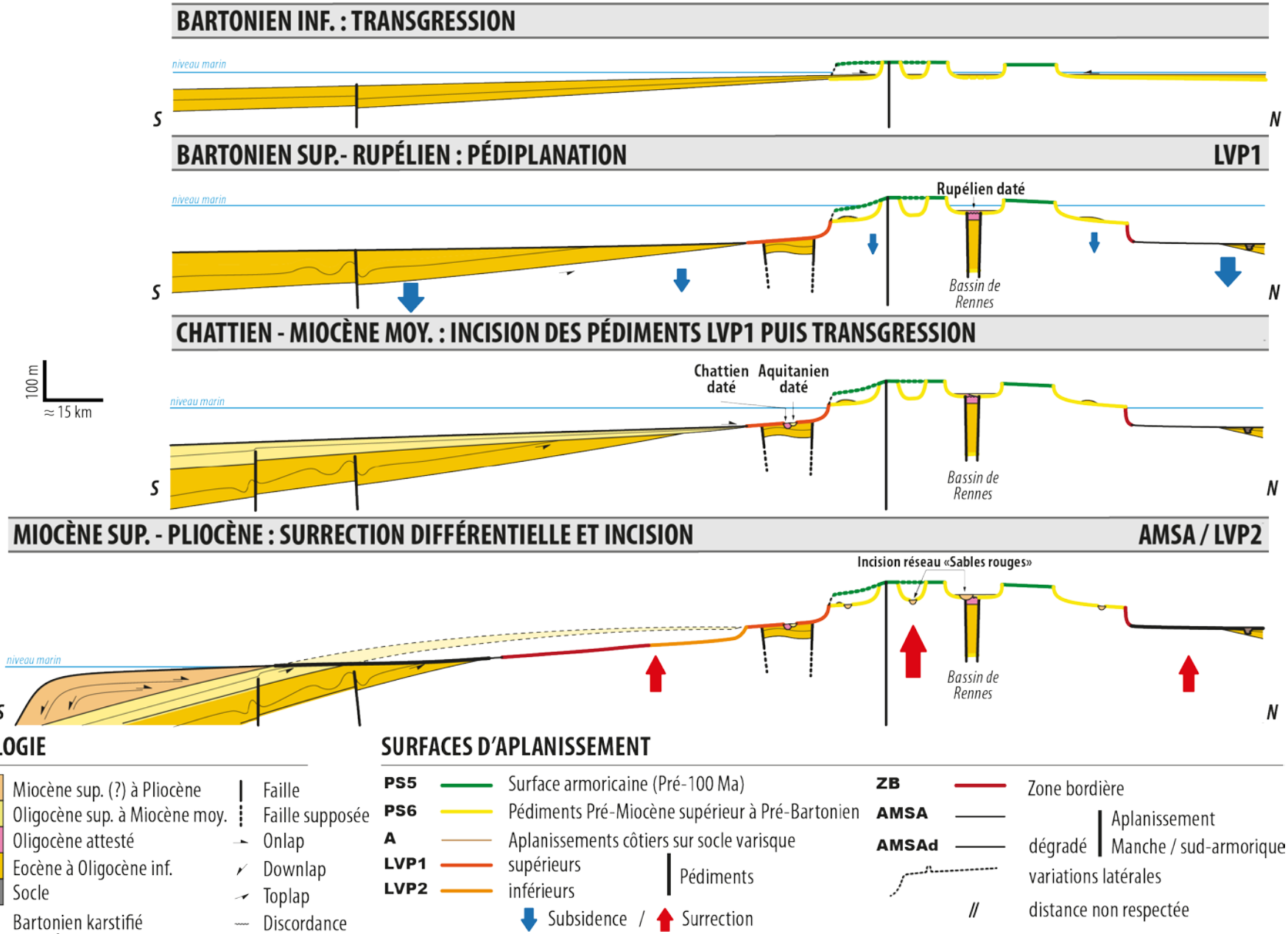


Figure 5-32 : Évolution terre-mer long-terme du relief armoricain depuis le Bartonien inférieur jusqu'au Pliocène résumée le long d'une coupe synthétique nord-sud depuis la Marge sud-armoricaine (au sud) jusqu'au Approches occidentales de la Manche (au Nord). Dans la partie centrale (actuellement émergée), seul le Bas-plateau breton est représenté.

Le Serravallien terminal – Tortonien (12-6 Ma) est une période clé dans l'évolution du domaine ouest-européen avec l'accélération du raccourcissement alpin et la mise en place des grands systèmes volcaniques (Massif central, Massif schisteux rhénan...). Néanmoins l'évolution de la topographie générale de la France en réponse à ces déformations demeure mal connue.

8. Surrection du Pleistocène.

Le Pleistocène (nouvelle définition - incluant le Gélasien) marque une surrection générale du Massif armoricain, bien documentée depuis 1 Ma (stade isotopique 22) par l'étude des vallées incisées (Bonnet, 1998 ; Bonnet et al., 2000).

En effet, l'essentiel du réseau de vallées incisées du Massif armoricain (comme le bassin de Paris ou les Ardennes, Antoine et al., 2007 ; Demoulin et Hallot, 2009) date de la limite Pléistocène inférieur-moyen. Comme déjà noté par S. Bonnet, cela ne signifie pas que la surrection débute aux alentours de 1 Ma, mais que les conditions de précipitation permettent la localisation d'un réseau de vallées incisées se surimposant souvent à l'emporte-pièce sur les formes antérieures du relief.

Cette surrection est à mettre en relation avec la convergence Afrique-Apulie-Eurasie et le basculement de la France vers le NW.

Quelques remarques sur la récurrence des mouvements verticaux entre subsidence (sédimentation) et surrection (érosion)

Depuis l'aplanissement de la chaine varisque réalisé au Jurassique basal (pédiments PS), le Massif armoricain aurait enregistré en 200 Ma, trois phases de surrection d'amplitude suffisamment faible pour avoir permis la préservation de formes du relief plus anciennes que le Pliensbachien (190 Ma). Cette évolution en "yoyo" avec répétition de phases d'enfouissement et d'exhumation, est questionnée par certains géomorphologues (par exemple Peulvast et Claudino Salles, 2005). Dans le cas du Massif armoricain, cette évolution est validée par les bassins périphériques qui enregistrent exactement la même évolution entre phases de surrection/érosion et de subsidence/sédimentation.

- Le Crétacé inférieur marque soit une diminution de subsidence drastique (Bassin de Paris, Guillocheau et al., 2000), soit une accélération de subsidence liée au fonctionnement des rifts (rift du bassin de Parentis et du Golfe de Gascogne – Mascle, 1997 ; rift du bassin des Approches de l'Ouest – Ruffell, 1995). Dans le bassin de Paris, les changements de contraintes lithosphériques induisent deux discordances majeures avec **surrection** des bordures (Ardennes, Massif armorican, Massif central) à 140 Ma (déformations dites néo-cimmériennes) et 115 Ma (déformations dites autrichiennes).
- Le Paléocène inférieur enregistre un changement majeur de la déformation et du relief dans les bassins de Paris et d'Aquitaine. La craie campanienne (85-70 Ma) est relativement profonde (200-300 m), avec des dépôts contouritiques (courants océaniques de fond), recouvrant les domaines de socle (Ardennes notamment -

Lasseur, 2007 ; Esmerode et Surlyk, 2009). Au Paléocène supérieur (Thanétien), le Bassin de Paris est déformé, aplani et globalement continental à l'exception d'un domaine marin peu profond au nord de la faille de Bray correspondant à l'extrémité sud de la Mer du Nord (Briais, 2015 et Briais et al., soumis).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif de cette thèse était d'étudier, à terre et en mer, un relief caractérisé par des plateaux de petite taille (100 -200 km) faiblement étagés (peu d'écart d'altitude entre ces plateaux, < 100 m), le Massif armoricain, afin de reconstituer la croissance de ce relief. Plusieurs points de conclusion et de perspectives ressortent de ces travaux et sont listés ci-après :

1. Présence de plusieurs types de surfaces d'aplanissements – importance des pédiments.

L'essentiel des surfaces d'aplanissements sont des **pédiments** à **pédiplaines**, c'est-à-dire des surfaces d'érosion planes légèrement inclinées tronquant à l'emporte-pièce les roches sous-jacentes et limitées en amont par un escarpement ou une pente plus inclinée. Ces pédiments peuvent (i) s'organiser en un réseau de larges vallées, appelées pédivallées, (ii) être altérés traduisant un mode de croissance de type "surface de corrosion" ("*etchplanation*"), (iii) résulter d'une abrasion par les vagues ("*wave-cut platforms"*), y compris actuellement à terre.

Beaucoup de ces surfaces sont **polygéniques** (Surface armoricaine, Aplanissement Manche sud-armorique ou AMSA) et résultent d'une surimposition de pédiplanation, altération de type latérites ("*etchplanation*") et abrasion par les vagues.

Pour la première fois, ces surfaces d'aplanissements et leurs transitions ont été **cartographiées** à l'échelle du Massif armoricain. Ceci a été rendu possible par l'utilisation systématique de Modèles Numériques de Terrain au pas de 3 secondes d'arc (≈90 m ; Shuttle Radar Mission Topography retraité par Jarvis et al., 2008), 25 m (MNT BD ALTI®, IGN) et de données de levés bathymétriques (Dalles Bathymétriques, SHOM), jointe à une analyse des formes du relief et à un contrôle de terrain.

2. Établissement d'une chronologie relative et datation partielle.

L'établissement d'une chronologie relative et la datation de certaines formes du relief ont été obtenus grâce à (i) l'identification et la cartographie de ces formes, particulièrement les surfaces d'aplanissement, (ii) l'analyse de leurs relations géométriques, entres elles, avec les profils d'altération et avec les dépôts sédimentaires, (iii) la fossilisation de certaines d'entre-elles par des dépôts sédimentaires datés (ou à des remplissages de micro-karsts), ainsi :

- PS1 à PS4 sont des pédiments étagés préservés sur les Plateaux ouest-armoricain et bas-normand, ennoyés par des sédiments du Jurassique inférieur (Pliensbachien – PS1 à PS3) à moyen (Bajocien – PS4).
- PS5 ou "Surface armoricaine" est une surface polygénique initiée au Crétacé inférieur. Elle correspond à une surface de corrosion ("*etchplain*") altérée au moins deux fois (Crétacé inférieur et Paléocène), localement abrasée par les vagues (de la presqu'ile de Crozon au pays de Scaër).
- PS6 est un système de pédiments / pédivallées, situés en contrebas de PS5 et d'âge Paléocène.

3. Mise en évidence de « vieilles » formes du relief d'âge mésozoïque.

En Normandie (Plateau bas-normand), les plus vieux pédiments (PS1 à PS3) sont scellés par des sables pliensbachiens. Un âge Trias à Jurassique inférieur pour ces pédiments normands est vraisemblable.

La grande Surface armoricaine (PS5), située en contrebas des Plateaux ouest-breton et bas-normand, est scellée par des sédiments d'âge Crétacé supérieur qui fossilisent eux-mêmes une phase d'altération connue dans le Bassin de Paris à la limite Barrémien-Aptien.

Ces données vont à l'encontre d'une morphogenèse cénozoïque pour ces surfaces d'aplanissements, comme suggéré par de nombreux auteurs.

4. La croissance du relief armoricain – un modèle d'évolution en deux phases d'enfouissement – surrection :

- Aplanissement de la chaine hercynienne : formation des pédiments PS1 à PS4 ;
- Premier enfouissement par des sédiments d'âge Jurassique en réponse à une subsidence flexurale thermique (affectant l'ensemble des bassins français) – ennoiement marin ;
- Déformation et surrection 1 au Crétacé inférieur : érosion et formation d'une première génération de latérites – initiation de la surface armoricaine (PS5) ;
- Premier enfouissement par des sédiments d'âge Crétacé supérieur (Craie) en réponse à la reprise généralisée de la subsidence et à la montée globale du niveau de la mer ;
- Déformation et surrection 2.a au Paléocène: exhumation de la craie, érosion, formation des pédiments PS6 et d'une deuxième génération de latérites ; Déformation et effondrement de la marge (2.b) aux alentours de la limite Eocène-Oligocène : flexuration localisée aux limites du futur péri-continent avec subsidence accélérée des bassins périphériques par rapport à un domaine armoricain amont stable – formation des pédiments LVP1 – stabilité à faible subsidence sur le domaine armoricain – déformations décro-compressives sur les systèmes de faille N140 (Bassin de Concarneau, banc Bertin, Bassin de Rennes) ;

- Surrection 2.c aux alentours de la limite Miocène moyen-supérieur : bombement armoricain principalement enregistré en mer - formation des pédiments LVP2 ;
- Surrection 2.d durant le Pléistocène : surrection de l'ensemble du Massif armoricain.

Les surrections 2.a à 2.d s'inscrivent dans un continuum de déformation également enregistré par les bassins périphériques (bassins de Paris et d'Aquitaine) résultant de la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie dès le Crétacé supérieur.

5. Quantification de la surrection cénozoïque.

Cette quantification est fondée sur la position des sédiments marins d'âge et de milieu de sédimentation connus par rapport au niveau de la mer à ces époques déduites des courbes eustatiques de Cramer et al. (2011) – inversion de la courbe de température des eaux de surface – et de Rowley (2013) – mesure de l'ennoiement marin à l'échelle mondiale. Cette mesure permet de préciser les déplacements verticaux postérieurs à la surrection du Paléocène et la formation de PS6 :

- Eocène supérieur : subsidence de l'ensemble du domaine armoricain (moyenne longueur d'onde) ;
- Pleistocène : surrection et incision des vallées actuelles, déjà caractérisées par Stéphane Bonnet (1998 ; Bonnet et al., 2000) et Nicolas Brault (2002 ; Brault et al., 2004).

La surrection de la fin du Miocène moyen ou de la base du Miocène supérieur n'a pu être mesurée.

6. Importance des déformations du Crétacé inférieur.

La surrection du Massif armoricain au Crétacé inférieur est à mettre en relation avec les mouvements relatifs entre l'Afrique, l'Ibérie et l'Europe, avec l'ouverture du Golfe de Gascogne et la fermeture de la Téthys (déformations dites autrichiennes). Les mouvements verticaux observés correspondent à une surrection de l'ensemble du Massif armoricain, sans basculement préférentiel vers le nord comme attendu dans le cas d'un épaulement de rift "classique". Les mécanismes lithosphériques à l'origine de cette surrection n'ont pas été ici étudiés.

7. Importance de la subsidence de la fin de l'Eocène.

La subsidence généralisée du Massif armoricain est un processus de très grande longueur d'onde, puisqu'il affecte le Massif armoricain et le Bassin de Paris.

Ce processus est à relier (1) à la fin des inversions majeures le long de la suture de la chaine varisque (failles de Bray – Ile de Wight) et (2) à l'initiation des rifts dits oligocènes (en

réalité priaboniens : Fossé rhénan, Bresse, Limagnes, etc.). Cet enfoncement généralisé du Massif armoricain au Fossé rhénan, conforte (1) l'absence très large bombement initiant les rifts priaboniens et (2) l'existence d'un processus de très grande longueur d'onde (1000 km) d'origine inconnue, se décomposant en plusieurs ondulations à grande longueur d'onde (x100 km).

8. Perspective 1 : l'ennoiement des reliefs sur socle varisque par la craie, un processus ouest-européen ?

L'analyse bibliographique des reliefs de l'Ardennes, du Massif central français et même de la Cornouailles britannique suggère qu'un processus identique à celui du Massif armoricain (déformation et morphogenèse au Crétacé inférieur, subsidence et sédimentation de la Craie au Crétacé supérieur et exhumation à la base du Cénozoïque) ait pu se produire.

9. Perspectives 2 : quels sujets de recherche à approfondir ?

- Reprendre la géométrie 3D des bassins sédimentaires armoricains (Toulven, Rennes, Saffré, Le Quiou, etc.).
- Mesurer les flux de sédiments terrigènes sur les trois bassins périphériques au Massif armoricain (Marge sud-armoricaine, Approches de l'Ouest, bassin de Paris) du Jurassique à l'Actuel.

- Comprendre les processus de déformation lithosphérique durant une extension oblique et les mouvements verticaux induits entre deux rifts (golfe de Gascogne et Approches de l'Ouest)
- Modéliser les processus de formation des surfaces d'aplanissement, et notamment la relation "*etchplain*" - pédiments en intégrant l'érosion chimique durant une phase de chute du niveau de base.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Andreieff, P., Boillot, G., Buge, E., Gennesseaux, M., 1969. La couverture sédimentaire tertiaire a l'ouest et au sud-ouest du massif Armoricain. Bulletin du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres. Section 4: Geologie Generale, 4, 23-31.

Andreieff, P., Boillot, G., Gennesseaux, M., 1968. Préreconnaissance géologique du sud du massif Armoricain ; affleurements de dépôts aquitaniens. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles, 266, 1220-1222.

Andreieff, P., Bouysse, P., Horn, R., Monciardini, C., 1970. Géologie des approches occidentales de la Manche. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles, 270(23), 2756-2759.

Andreieff, P., Bouysse, P., Horn, R., Monciardini, C., 1972a. Contribution à l'étude géologique des approches occidentales de la Manche. Mémoires du B.R.G.M., 79, 31-48.

Andreieff, P., Bouysse, P., Horn, R., Monciardini, C., 1972b. Etude géologique des approches occidentales de la Manche. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 79, 31-48.

Andreieff, P., Lefort, J.-P., Marec, A., Monciardini, C., 1973. Les terrains antécambriens et paléozoiques au large du Léon et leur relation avec la couverture secondaire et tertiaire de la Manche. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Série C, 5, 13-20.

Anell, I., Thybo, H., Artemieva, I.M., 2009. Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: Geological evidence revisited. Tectonophysics, 474(1–2), 78-105.

Antoine, P., Coutard, J.-P., Gibbard, P.L., Hallegouet, B., Lautridou, J.-P., Ozouf, J.-C., 2003. The Pleistocene rivers of the English Channel region. Journal of Quaternary Science, 18(3-4), 227-243.

Antoine, P., Limondin Lozouet, N., Chaussé, C., Lautridou, J.-P., Pastre, J.-F., Auguste, P., Bahain, J.-J., Falguères, C., Galehb, B., 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. Quaternary Science Reviews, 26(22–24), 2701-2723.

Asch, K.C., 2007. The 1:5 Million International Geological Map of Europe and Adjacent Areas - IGME 5000. Hanover: BGR

Audren, C., Jégouzo, P., Barbaroux, L., Bouysse, P., Barruol, J., 1976. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille La Roche-Bernard (449). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Audren, C., Jégouzo, P., Barbaroux, L., Bouysse, P., Barruol, J. 1979, 1976.

Audren, C., Plaine, J., 1986. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Belle-Île-en-Mer, îles Houat et Hoëdic (447-477). France: BRGM, 447-477 pp. Carte géologique par Audren, C., Plaine, J., 1982.

Audren, C., Triboulet, C., Chauris, L., Lefort, J.-P., Vigneresse, J.-L., Audrain, J., Thiéblemont, D., Goyallon, P., Jégouzo, P., Guennoc, P., Augris, C., Carn, A., 1993. Notice explicative, Carte géologique de France (1/25000), feuille Île de Groix (415). France: BRGM, 415 pp. Carte géologique par Audren, C., Triboulet, C., avec la collaboration de Goyallon, J., Lefort, J.-P., Jégouzo, P., 1993.

Autran, A., Debeglia, N., Donsimoni, M., Feys, R., Greber, C., avec la collaboration de Debrand-Passard, S., Grangeon, M., Mégnien, C., Weber, C., 1980. Socle du Bassin. In:

C. Mégnien, F. Mégnien (Eds.), Synthèse géologique du Bassin de Paris - Stratigraphique et Paléogéographie. Mémoires du BRGM. BRGM, Orléans, pp. 17-36.

Averbuch, O., Piromallo, C., 2012. Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. Tectonophysics, 558–559(0), 70-83.

Bache, F., Popescu, S.-M., Rabineau, M., Gorini, C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Olivet, J.-L., Rubino, J.-L., Melinte-Dobrinescu, M.C., Estrada, F., Londeix, L., Armijo, R., Meyer, B., Jolivet, L., Jouannic, G., Leroux, E., Aslanian, D., Reis, A.T.D., Mocochain, L., Dumurdžanov, N., Zagorchev, I., Lesić, V., Tomić, D., Namık Çağatay, M., Brun, J.-P., Sokoutis, D., Csato, I., Ucarkus, G., Çakır, Z., 2012. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. Basin Research, 24(2), 125-153.

Baize, S., 1998. Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier ; le nord-ouest de la France au Pléistocene ; exemple du Cotentin (Normandie). Thèse de Doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie. and Documents du B.R.G.M. (1999), 289, pp. 333.

Baize, S., Camuzard, J.-P., Freslon, C., Langevin, C., Laignel, B., 1997. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Carentan (117). Orléans, France: BRGM, 83 pp. Carte géologique par Baize, S., Aubry, J., Coutard, J.-P., Laignel, B., Lautridou, J.-P., Ozouf, J.-C., Pareyn, C., Zwingelberg, F., (1997).

Baize, S., Lagarde, J.-L., Laville, E., Dugué, O., 1998. Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin-Normandie) ; enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. Bulletin de la Société Géologique de France, 169(6), 851-866.

Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche. Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne - Série D, 10-11, 5-96.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geoscience, 341(2-3), 174-201.

Bambier, A., Beurrier, M., Doré, F., Enouf, C., Kuntz, G., Langevin, C., Lautridou, J.P., Rioult, M., Verron, G., Villey, M., 1983a. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Flers-de-l'Orne (211). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Beurrier, M.Villey, M., Lautridou, J. P., Rioult, M., Kuntz, G., Doré, F., Enouf, C., Langevin, C., Verron, G., Bambier, A., 1982.

Bambier, A., Flageollet, J.-C., Forestier, F.-H., Viaud, J.-M., 1983b. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Clisson (509). Orléans, France: BRGM, 37 pp. Carte géologique par Bambier, A., et al., 1983.

Barbarand, J., Quesnel, F., Pagel, M., 2013. Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces. Tectonophysics, 608, 1310-1327.

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). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles, 273, 12-15.

Bauer, H., Saint-Marc, P., Châteauneuf, J.-J., Bourdillon, C., Guillocheau, F., 2011. Paléoenvironnements et paléoclimats enregistrés dans le bassin éo-oligocène de

Rennes. Apports du forage CDB1 (projet CINERGY). 13ème congrès français de sédimentologie (Dijon, France). Publication ASF.http://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00630664.

Bauer, H., Wyns, R., Leclercq, M., Palvadeau, E., Guillocheau, F., 2010. CINERGY ; un forage profond dans le bassin de Rennes. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 47, 3-6.

Baulig, H., 1952. Surfaces d'aplanissement. Annales de Géographie, 61(325-326), 161-183 ; 245-262.

Baulig, H., 1956. Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Publications de la Faculté des lettres de l'Université de Strasbourg, 130. Société d'édition : Les Belles Lettres, Paris, pp. 230.

Beauvais, A., Chardon, D., 2013. Modes, tempo, and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: The West African example. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14(5), 1590-1608.

Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O., Colin, F., 2008a. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The 39Ar-40Ar dating of supergene K-Mn oxides. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 113(F4), F04007.

Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O., Colin, F., 2008b. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar-^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 113(F4), F04007.http://dx.doi.org/10.1029/2008JF000996.

Béchennec, F., Guennoc, P., Guerrot, C., Lebret, P., Thiéblemont, D., avec la collaboration de Carn, A., Delanoë, Y., Giot, D., Hallegouët, B., Le Meur, S., Monnier, J.-L., Morzadec, H., 1996. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Concarneau (382). Orléans, France: BRGM, 129 pp. Carte géologique par Béchennec, F., Guennoc, P., Delanoë, Y., Lebret, P., Le Meur, S., (1997).

Bétard, F., 2010. Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin. Comptes Rendus Geoscience, 342(3), 215-222.

Bétard, F., Peulvast, J.P., Rabassa, J., Aguilera, E., 2014. Meso-Cenozoic Paleotopographies and Paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Argentina). In: J. Rabassa, C. Ollier (Eds.), Gondwana Landscapes in southern South America. Springer Earth System Sciences. Springer Netherlands, pp. 477-501.

Bignot, G., Guyader, J., Seyve, C., 1986. Découverte de marnes silteuses thanétiennes sous les calcarenites miocènes, en Mer d'Iroise, au large d'Ouessant. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 303, 67-70.

Bignot, G., Hommeril, P., 1964. Contribution a l'étude du lutétien, entre les Iles Anglo-Normandes et le Cotentin. Revue des Sociétés Savantes de Haute-Normandie, 36(10), 17-28.

Bignot, G., Hommeril, P., Larsonneur, C., 1968. Le Lutétien au large du Cotentin. Mémoires du B.R.G.M., 58, 405-416.

Bigot, A., 1905. Histoire naturelle de la Presqu'île du Cotentin - I.Géologie, Cherbourg et le Cotentin. Congrès de l'Association française pour l'avancement des sciences (Cherbourg), 3-10 août 1905. Imprimerie Emile le Maout. Cherbourg, France, pp. 1-26.

Bishop, P., 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. Earth Surface Processes and Landforms, 32(3), 329-365.

Bishop, P., 2011. Landscape Evolution and Tectonics. In: K.J. Gregory, A.S. Goudie (Eds.), The SAGE handbook of Geomorphology. SAGE Publications, London, UK, pp. 489-512.

Bishop, P., Goldrick, G., 2010. Lithology and the evolution of bedrock rivers in post-orogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. Geological Society, London, Special Publications, 346(1), 267-287.

Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J.-P., Chantraine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C., Truffert, C., 2003. Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme Géofrance 3D). Comptes Rendus Geoscience, 335(13), 969-979.

Bitri, A., Brun, J.-P., Chantraine, J., Guennoc, P., Marquis, G., Marthelot, J.-M., Perrin, J., Pivot, F., Truffert, C., 1997. Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France): sismique réflexion verticale et sondage magnétotellurique (projet Géofrance 3D — Armor). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 325(3), 171-177.

Bitri, A., Brun, J.-P., Gapais, D., Cagnard, F., Gumiaux, C., Chantraine, J., Martelet, G., Truffert, C., 2010. Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France) (ARMOR 2/Géofrance 3D Program). Comptes Rendus Geoscience, 342(6), 448-452.

Bitri, A., Brun, J.-P., Truffert, C., Guennoc, P., 2001. Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. Tectonophysics, 331(1–2), 65-80.

Bitri, A., Truffert, C., Bellot, J.-P., Bouchot, V., Ledru, P., Milési, J.-P., Roig, J.-Y., 1999. Imagerie des paléochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque: sismique réflexion verticale (GéoFrance3D: Massif central français). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 329(11), 771-777.

Bless, M.J.M., Felder, P.J., 1989. Note on the Late Cretaceous of Hockai (Hautes Fagnes, NE Belgium). Annales de la Société Géologique de Belgique, 112(1), 47-56.

Boillot, G., 1961. Sur une nouvelle fosse de la Manche Occidentale, la 3fosse de l'Île Vierge". Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 252, 156-158.

Boillot, G., 1964. Géologie de la Manche occidentale - Fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Annales de l'Institut Océanographique (nouvelle série), 42(1), 220 p.

Boillot, G., Le Calvez, Y., 1961. Etude de l'Eocène au large de Roscoff (Finistère) et au sud de la Manche occidentale. Revue de Geographie Physique et de Geologie Dynamique, 4, 15-30.

Bois, C., Gariel, O., Mascle, A., Schoeder, I., 1991a. Les bassins sédimentaires de Mer celtique et de Manche : apport des profils sismiques SWAT. In: C. Bois, J.-C. Sibuet and O. Gariel (Eds.), Étude de la croûte terrestre par sismique profonde; Mer Celtique-Manche et ses approches occidentales; profils SWAT et WAM. Mémoires de la Société Géologique de France, 159, 25-66.

Bois, C., Sibuet, J.C, Gariel, O. (Eds.), 1991b. Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Mer Celtique-Manche et ses approches occidentales - profils SWAT et WAM. Mémoires de la Société Géologique de France, 159.

Bonijoly, D., Perrin, J., Truffert, C., Asfirane, F., 1999. Couverture géophysique aéroportée du Massif armoricain, magnétisme et radiométrie spectrale, BRGM.

Bonissent, M., 1870. Essai géologique sur le département de la Manche, Extrait des Mémoires de la Société des Sciences naturelles de Cherbourg et d'Avranches. Imprimeur Charles Feuardent, Cherbourg, France, pp. 427.

Bonnet, N.J., Beauvais, A., Arnaud, N., Chardon, D., Jayananda, M., 2014. First $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of intense Late Palaeogene lateritic weathering in Peninsular India. Earth and Planetary Science Letters, 386(0), 126-137.

Bonnet, S., 1997. Tectonique et dynamique du relief : Le socle armoricain au Pléistocène. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes 1. et Mémoires de Géosciences Rennes (1998), 86, pp. 352.

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(2), 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. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B8), 19273-19288.

Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P., 1998. Relative uplift measured using river incisions ; the case of the Armorican basement (France). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes, 327, 245-251.

Bonow, J.M., Japsen, P., Lidmar-Bergström, K., Chalmers, J.A., Pedersen, A.K., 2006a. Cenozoic uplift of Nuussuaq and Disko, West Greenland—elevated erosion surfaces as uplift markers of a passive margin. Geomorphology, 80(3–4), 325-337.

Bonow, J.M., Japsen, P., Nielsen, T.F.D., 2014. High-level landscapes along the margin of southern East Greenland – a record of tectonic uplift and incision after breakup in the NE Atlantic. Global and Planetary Change(0).

Bonow, J.M., Lidmar-Bergström, K., Japsen, P., 2006b. Cenozoic uplift of Nuussuaq and Disko, West Greenland—elevated erosion surfaces as uplift markers of a passive margin. Global and Planetary Change, 50, 161-183.

Borne, V., 1987. Le bassin paléogène de Challans-Noirmoutier (France). 3ème cycle, Université de Nantes, Orléans, pp. 285.

Borne, V., Chevalier, M., Olivier-Pierre, M.F., 1989. Les premiers dépôts paléogènes (yprésiens) de la bordure méridionale du Massif armoricain ; aspects sédimentologique, tectonique et paléogeographique. Geologie de la France(1-2), 11-20.

Borne, V., Margerel, J.P., 1985. Decouverte d'Oligocène marin fossilifère près de Saint-Jean-de-Monts (Vendee). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 301, 1419-1422.

Borne, V., Margerel, J.P., Olivier-Pierre, M.F., 1991. L'evolution des paléoenvironnements au Paléogène dans l'Ouest de la France ; le bassin de Saffré-Nord-sur-Erdre (Loire-Atlantique, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 162, 739-751.

Bourcart, J., 1945a. Le Sénonien à Roscoff (Finistère). Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societe Geologique de France, 14, 195-197.

Bourcart, J., 1945b. Sur l'existence de la craie blanche, en place, dans l'Aber de Roscoff (Finistère). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 221(11), 303-305.

Bourcart, J., 1950. Le Littoral breton du Mont Saint-Michel au Finistère. Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes, 2(1-3), 21-39,56-72, 97-115.

Bourcart, J., Guilcher, A., Tricart, J., 1950. Découverte d'une grotte marine avec galets vers 135 mètres au Menes Lus en Telgruc (Finistère). Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, 9-10, 158-160.

Bourdillon, C., Châteauneuf, J.-J., Lozouet, P., 2012. Le Cénozoïque du sondage CDB1, Bassin de Rennes, France : biostratigraphie, paléoenvironnements et climats, Eradata, Le Mans, France.

Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Veslud, C.L.C.d., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N., Bonnet, S., 2007. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. International Journal of Earth Sciences, 96(6), 1003-1031.

Bourillet, J.-F., Jouanneau, J.-M., Macher, C., Le Hir, P., Naughton, F., 2006. "La Grande Vasière" mid-shelf mud belt : Holocene sedimentary structure, natural and anthropogenic impacts, X International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay, Vigo, Galicia, Spain, pp. 4.

Bourillet, J.-F., Reynaud, J.-Y., Baltzer, A., Zaragosi, S., 2003a. The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. Journal of Quaternary Science, 18(3-4), 261-282.

Bourillet, J.-F., Reynaud, J.Y., Baltzer, A., Zaragosi, S., 2003b. The "Fleuve Manche": the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. Journal of Quaternary Science, 18(3-4), 261-282.

Bourillet, J.F., Dubrulle, C., Goubert, E., Jouanneau, J.-M., Cortijo, E., Weber, O., Lesueur, P., 2005. La Grande Vasière : architecture, mise en place et estimation des facteurs de son évolution, Colloque Défi Golfe de Gascogne. Ifremer, Ifremer, Brest, France.

Bourquin, S., Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J.B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., Amour, F., 2011. The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 299(1–2), 265-280.

Bourquin, S., Guillocheau, F., 1996. Keuper stratigraphic cycles in the Paris basin and comparison with cycles in other peritethyan basins (German basin and Bresse-Jura basin). Sedimentary Geology, 105(3–4), 159-182.

Bourquin, S., Peron, S., Durand, M., 2006. Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. Sedimentary Geology, 186(3–4), 187-211.

Bouysse, P., Chateauneuf, J.J., Ters, M., 1974a. Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sedimentation flandriens en baie de la Vilaine (Bretagne meridionale). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles, 279(17), 1421-1424.

Bouysse, P., Horn, R., 1972. La Géologie du plateau continental autour du Massif armoricain

Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 4(2), 3-17.

Bouysse, P., Horn, R., Le Gorgeu, J.-P., 1968. Résultats d'une prospection de sismique réflexion continue en Bretagne méridionale, entre Penmarc'h et Belle-Ile (France). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 267(6), 568-571.

Bouysse, P., Horn, R., Lefort, J.P., 1974b. Tectonique et structures post-paléozoiques en Manche occidentale. Bulletin du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres. Section 4: Geologie Generale, 2, 67-71.

Bouysse, P., Le Calvez, Y., 1967. Etude des fonds marins compris entre Penmarc'h et Groix (Sud-Finistère). Bulletin du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres. Section 4: Geologie Generale, 2, 39-69.

Brabant, P., 1965. Contribution à l'étude sédimentologique des formations sableuses aux environs de Ballots et La Guerche. DESS, Université de Rennes, Rennes, pp. 40.

Brault, N., 2002. Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne ; genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes 1. and Mémoires de Géosciences Rennes (2008), 127. Géosciences Rennes, France, pp. 240.

Brault, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M.P., Bonnet, S., Courville, P., Estéoule-Choux, J., Stepanoff, F., 2004. Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis ; relative influence of tectonics and climate. Sedimentary Geology, 163(3-4), 175-210.

Braun, J., 2010. The many surface expressions of mantle dynamics. Nature Geoscience, 3(12), 825-833.

Braun, J., Guillocheau, F., Robin, C., Baby, G., Jelsma, H., 2014. Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(7), 2014JB010998.

Bremer, H., 1993. Etchplanation ; review and comments of Büdel's model. Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband, 92, 189-200.

Briais, J., 2015. Le Cénozoïque du Bassin de Paris : un enregistrement sédimentaire haute résolution des déformations lithosphériques en régime de faible subsidence. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes 1. pp. 455.

Briais, J., Guillocheau, F., Lasseur, Robin, C., E., Châteauneuf, J.-J., Serrano, O., *soumis*. Response of a low accomodation basin to long wave length deformations: Paleocene-Lower Eocene of the Paris Basin.

Briais, J., Guillocheau, F., Robin, C., Lasseur, E., Serrano, O., 2014a. Deformations during uppermost Cretaceous-Early Eocene in NW Europe - The record of the Paris Basin, 24ème Réunion des Sciences de la Terre. Société Géologique de France, Pau, France, pp. 62.

Briais, J., Guillocheau, F., Robin, C., Lasseur, E., Serrano, O., 2014b. Evolution géométrique des dépôts paléogènes du Bassin de Paris : lecture des déformations de grande longueur d'onde de l'Europe de l'Ouest, 14ème Congrès Français de Sédimentologie. Association des Sédimentologistes de France, Paris, pp. 59.

Brown, E.H., 1968. Planation surface. In: R.W. Fairbridge (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences series. Reinhold Book Corporation, New York, USA, pp. 856.

Brunsden, D., 1963. The denudation chronology of the river Dart. Transactions and Papers (Institute of British Geographers), 32, 49-63.

Büdel, J., 1957. Die 'doppelten Einebnungsflaechen' in den feuchten Tropen. Zeitschrift für Geomorphologie, 1(2), 201-228.

Büdel, J., 1982. Climatic geomorphology (Translated by Fischer, L. and Busche, D.). Princeton University Press, Princeton, New Jersey, United States, pp. 443.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. Nature, 379(6565), 505-510.

Burke, K., Gunnell, Y., 2008. The African Erosion Surface: A Continental-Scale Synthesis of Geomorphology, Tectonics, and Environmental Change over the Past 180 Million Years. Geological Society of America Memoirs, 201, 1-66.

Carmo, I.d.O., Vasconcelos, P.M., 2006. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. Earth and Planetary Science Letters, 241(1–2), 80-94.

Carmo, I.O., Vasconcelos, P., 2004. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. Earth Surface Processes and Landforms, 29(11), 1303-1320.

Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, A.L., 2002. Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. Geomorphology, 44(1–2), 19-46.

Cavet, P., Arnaud, A., Gruet, M., Rivière, L.-M., Lardeux, H., Blaise, J., Chauris, L., Jourdaine, H., 1970. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Chalonnes-sur-Loire (453). Orléans, France: BRGM, 37 pp. Carte géologique par Cavet, P. et al., 1970.

Champagnac, J.-D., Valla, P.G., Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: A review. Tectonophysics, 614(0), 44-65.

Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 1996. Carte géologique de la France à 1/1000000. Orléans: BRGM

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 Panafrican belt. Tectonophysics, 331(1–2), 1-18.

Chardon, D., Chevillotte, V., Beauvais, A., Grandin, G., Boulangé, B., 2006. Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on the West African margin? Geomorphology, 82(3–4), 273-282.

Châteauneuf, J.-J., 1980. Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France). Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). Mémoires du B.R.G.M., 116, pp. 357.

Chauris, L., 1994. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Plouarzel - île d'Ouessant (237). France: BRGM, 237 pp. Carte géologique par Chauris, L. et Hallégouët, B., 1994.

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

Chevalier, M., Borne, V., 1989. Remise en question de l'attribution 'Sables rouges pliocènes' aux formations détritiques du domaine du Lac de Grand-Lieu (Loire-Atlantique). Geologie de la France(1-2), 277-284.

Chorley, R.J., Beckinsale, R.P., 1968. Base-level. In: R.W. Fairbridge (Ed.), The encyclopedia of geomorphology. Encyclopedia of earth sciences series. Reinhold Book Corporation, New York, USA, pp. 58-60.

Choux, J., 1960. La cuvette de Landéan (Ille-et-Vilaine) ; étude des sédiments et des formations résiduelles. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 1959(2), 1-34.

Choux, J., Durand, S., Milon, Y., 1961. Observations nouvelles sur la constitution et l'évolution de la cuvette de Toulven (Finistère). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 1960(2), 19-69.

Coe, A.L., Church, K.D., 2003. 3.Sea-Level Change. In: A.L. Coe (Ed.), The sedimentary record of sea-level change. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 34-55.

Coltorti, M., Dramis, F., Ollier, C.D., 2007. Planation surfaces in Northern Ethiopia. Geomorphology, 89(3–4), 287-296.

Cooke, R.U., 1970. Morphometric analysis of pediments and associated landforms in the western Mohave Desert, California. American Journal of Science, 269(1), 26-38.

Cope, J.C.W., 2006. Upper Cretaceous palaeogeography of the British Isles and adjacent areas. Proceedings of the Geologists' Association, 117(2), 129-143.

Courbouleix, S., Brebion, P., Buge, E., Chaix, C., Colleuil, B., Estéoule-Choux, J., Farjanel, G., Gruet, M., Lauriat-Rage, A., Limasset, O., Margerel, J.-P., Moguedet, G., Pouit, D., Thrauth, N., 1989. Le Miocène et le Redonien d'Anjou (Maine-et-Loire). Étude sédimentologique et paléontologique de sondages à Genneteil, Sceaux-d'Anjou et Freigné. Geologie de la France(1-2), 191-214.

Courville, P., Bongrain, M., 2003. Les Pectinidae miocènes des faluns (Ouest de la France) ; Intérêts biostratigraphiques des associations. Annales de Paleontologie [1982], 89(3), 125-151.

Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P.J., Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous–Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry (δ18O and Mg/Ca) with sea level history. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C12), C12023.

Cramer, B.S., Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E., Miller, K.G., 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. Paleoceanography, 24(4), PA4216.

Crickmay, C.H., 1933. The later stages of the cycle of erosion. Geological Magazine, 79, 337-347.

Crickmay, C.H., 1975. The hypothesis of unequal activity. In: W.M. Melhorn, S.C. Flemal (Eds.), Theories of Landform Development. Publications in Geomorphology. State University of New York, Binghamton, United Sates, pp. 103-109.

Crié, L., 1878. Recherches sur la végétation de l'Ouest de la France à l'époque tertiaire. Thèse de Doctorat de la Faculté des Sciences de Paris. G. Masson, Paris, France, pp. 72.

Crosby, B.T., Whipple, K.X., 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. Geomorphology, 82(1–2), 16-38.

Crough, S.T., 1983. Hotspot swells. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 11, 165-193.

Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Evolution mesozoique des grands bassins sedimentaires francais ; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bulletin de la Société Géologique de France, II(4), 529-546.

Dadet, P., Herrouin, Y., Bardy, P., Lebret, P., Trautmann, F., Carn, A., 1995. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Pipriac (387). Orléans, France: BRGM, 75 pp. Carte géologique par Dadet, P., Herrouin, Y., Blanchet, C., Bardy, P., Colleau, A., (1995).

Dangeard, L., 1928. Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. Annales de l'Institut Océanographique (nouvelle série), 6(1), pp. 295.

Danišík, M., Migoń, P., Kuhlemann, J., Evans, N.J., Dunkl, I., Frisch, W., 2010. Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. Geomorphology, 117(1–2), 78-89.

Dauteuil, O., Bessin, P., Guillocheau, F., 2015. Topographic growth around the Orange River valley, southern Africa: a Cenozoic record of crustal deformation and climate change. Geomorphology, 233, 5-19.

Davis, M.W., White, N.J., Priestley, K.F., Baptie, B.J., Tilmann, F.J., 2012. Crustal structure of the British Isles and its epeirogenic consequences. Geophysical Journal International, 190(2), 705-725.

Davis, W.M., 1889a. Topographic development of the Triassic formation of the Connecticut Valley. American Journal of Science, 37(222), 423-434.

Davis, W.M., 1889b. Topographic development of the Triassic formation of the Connecticut Valley. American Journal of Science, Series 3 Vol. 37(222), 423-434.

Davis, W.M., 1896. Plains of marine and subaerial denudation. Geological Society of America Bulletin, 7, 378-398.

Davis, W.M., 1899. The Geographical Cycle. The Geographical Journal, 14(5), 481-504.

Davis, W.M., 1930. Rock floors in arid and in humid climates. Journal of Geology, 38(1), 1-27.

de Graciansky, P.-C., Jacquin, T., 2003. Structural and palaeogeographical evolution of the Paris Basin during the Mid-Cimmerian events. Bulletin de la Société Géologique de France, 174(1), 3-17.

de Martonne, E., 1906. La pénéplaine et les côtes bretonnes. Annales de Géographie, 15(81-82), 213-236, 299-328.

De Reu, J., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., De Smedt, P., Chu, W., Antrop, M., De Maeyer, P., Finke, P., Van Meirvenne, M., Verniers, J., Crombé, P., 2013. Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. Geomorphology, 186(0), 39-49.

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. Geologie de la France, 1988(1), 79-90.

Delanoë, Y., Lehebel, L., Margerel, J.-P., Pinot, J.-P., 1975. La Baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles, 281, 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'Aquitanien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles, 282, 29-32.

Demoulin, A., Hallot, E., 2009. Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). Tectonophysics, 474(3–4), 696-708.

Deunff, J., 1953. Présence de craie a Locquirec (Finistere). Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, 5-6, 68-69.

Dietz, R.S., 1963. Wave-Base, Marine Profile of Equilibrium, and Wave-Built Terraces: A Critical Appraisal. Geological Society of America Bulletin, 74(8), 971-990.

Dikau, R., Brabb, E.E., Mark, R.M., 1991. Landform classification of New Mexico by computer. 01961497, U. S. Geological Survey : Reston, VA, United States, United States.

Dixon, J.C., 2004. Weathering. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 1108-1112.

Dohrenwend, J.C., Parsons, A.J., 2009. Pediments in arid environments. In: A.J. Parsons, A.D. Abrahams (Eds.), Geomorphology of Desert Environments, 2nd ed.,. Springer, International, International, pp. 377-411.

Doré, F., Dupret, L., Le Gall, J., Chalot-Prat, F., 1977. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille La Ferté-Macé (250). Orléans, France: BRGM, 31 pp. Carte géologique par Doré, F., Dupret, L., Le Gall, J., Chalot-Prat, F., 1977.

Driscoll, N.W., Karner, G.D., 1994. Flexural deformation due to Amazon Fan loading: A feedback mechanism affecting sediment delivery to margins. Geology, 22(11), 1015-1018.

Dubreuil, M., Cavet, P., avec la collaboration de Blaise, J., Estéoule-Choux, J., Gruet, M., Lardeux, H., 1989. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint-Mars-la-Jaille (421). Orléans, France: BRGM, 73 pp. Carte géologique par Dubreuil, M., Cavet, P., Diot, H., Gruet, M., (1988).

Dugué, O., 1989. Géodynamique d'une bordure de massifs anciens. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse de Doctorat, Université de Caen, Caen, France, pp. 593.

Dugué, O., 2007. Le Massif armoricain dans l'évolution mésozoïque et cénozoïque du nord-ouest de l'Europe - Contrôles tectonique, eustatique et climatique d'un bassin intracratonique (Normandie, mer de la Manche, France). Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches (HDR) de l'Université de Caen Basse-Normandie. and Mémoires de Géosciences Rennes (2007), Hors série n°6, pp. 346.

Dugué, O., Auffret, J.-P., Poupinet, N., 2007. Cenozoic shelly sands in the Cotentin (Armorican Massif, Normandy, France): A record of Atlantic transgressions and intraplate Cenozoic deformations. Comptes Rendus Geoscience, 339(2), 110-120.

Dugué, O., Fily, G., Rioult, M., 1998. Le Jurassique des côtes du Calvados. Biostratigraphie, Sédimentologie, Paléoécologie, Paléogéographie et Stratigraphie séquentielle. Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Museum du Havre, 85, 3-132.

Dugué, O., Lautridou, J.-P., Quesnel, F., Clet, M., Poupinet, N., Bourdillon, C., 2009. Evolution sédimentaire Cénozoïque (Paléocène à Pléistocene inferieur) de la Normandie. Quaternaire, 20(3), 275-303.

Dugué, O., Lautridou, J.P., Quesnel, F., Poupinet, N., Clet, M., Camuzard, J.P., Coutard, S., Bourdillon, C., Freslon, M., Auffret, J.P., Laville, E., Gain, O., 2005. Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 42(2), 6-68.

Dugué, O., Poupinet, N., Baize, S., Auffret, J.-P., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., Clet-Pellerin, M., 2000. Stratigraphie du Plio-Pléistocene inférieur de Normandie ; les séries marines et fluviatiles des bassins du seuil du Cotentin. Geologie de la France, 2000(3), 99-125.

Dupret, L., Poncet, J., Lautridou, J.P., Hommeril, P., avec la collaboration de Bambier, A., De la Quérière, P., 1987. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Coutances (142). Orléans, France: BRGM, 142 pp. Carte géologique par Dupret, L., Poncet, J., Lautridou, J.-P., Hommeril, P. et collaborateurs, 1989.

Dupuis, C., Charlet, J.-M., Dejonghe, L., Thorez, J., 1996. Reconnaissance par carottage des paléoaltérations kaolinisées mésozoiques de la Haute Ardenne (Belgique) ; Le

sondage de Transinne (194E-495) ; Premiers résultats. Annales de la Société Géologique de Belgique, 119(2), 91-109.

Durand, S., 1958. L'analyse pollinique montre que le remaniement du Crétacé, au pied du Sillon-de-Bretagne, date de l'Eocène inférieur. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 247(20), 1753-1756.

Durand, S., 1959. Le Tertiaire de Bretagne ; étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Rennes 1. and Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne (1960), 12, pp. 389.

Durand, S., 1960. Examen palynologique des argiles sannoisiennes de Landean (Ille-et-Vilaine). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 71-80.

Durand, S., Estéoule-Choux, J., 1962. L'analyse pollinique indique les conditions de dépôt et l'âge des argiles de Saint-Jacut-du-Mené (Côtes-du-Nord). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 254(2), 334-336.

Durand, S., Estéoule-Choux, J., Ollivier-Pierre, M.-F., Rey, R., 1973. Découverte d'Oligocène reposant sur du Cénomanien dans un quartier sud de la ville de Laval (Mayenne). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D, 276(5), 701-703.

Durand, S., Louail, J., 1971. Découverte d'un dépôt cénomanien fossilifère à Neau (Mayenne). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D, 273(14), 1179-1181.

Durand, S., Milon, Y., 1959a. Relations des sédimentations crétacées et tertiaires en Bretagne. Comptes Rendus du 84ème Congrés National des Sociétés Savantes (Dijon). Section des Sciences, 146-162.

Durand, S., Milon, Y., 1959b. Sédimentation et évolution continentale au Crétacé et au Tertiaire au sud du Massif armoricain et en Bretagne. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Série C, 67-77.

Durand, S., Ollivier-Pierre, M.-F., 1969. Observations nouvelles sur la présence du pollen de palmier Nypa dans l'Eocène de l'ouest de la France et du sud de l'Angleterre. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Série C, 1(1), 49-57.

Dury, G.H., 1972. A partial definition of the term pediment with field tests in humid-climate areas of southern England. Transactions, Institute of British Geographers. New Series, 57, 139-151.

Ebert, K., 2009. Terminology of long-term geomorphology: a Scandinavian perspective. Progress in Physical Geography, 33(2), 163-182.

Ebert, K., Hall, A., Hättestrand, C., 2012. Pre-glacial landforms on a glaciated shield: the inselberg plains of northern Sweden. Norwegian Journal of Geology, 92, 1-17.

Ebert, K., Hättestrand, C., Hall, A.M., Alm, G., 2011. DEM identification of macroscale stepped relief in arctic northern Sweden. Geomorphology, 132(3–4), 339-350.

Elvhage, C., Lidmar-Bergström, K., 1987. Some working hypotheses on the géomorphology of Sweden in the light of a new relief-map. Geografiska Annaler Series a-Physical Geography, 69(2), 343-358.

Enay, R., Mangold, C., Cariou, E., Contini, D., Debrand-Passard, S., Donze, P., Gabilly, J., Lefavrais-Raymond, A., Mouterde, R., Thierry, J., 1980. Synthèse paléogéographique du Jurassique Français. Documents du Laboratoire de géologie, Lyon, Hors-Série n° 5, pp. 210.

Esmerode, E.V., Surlyk, F., 2009. Origin of channel systems in the Upper Cretaceous Chalk Group of the Paris Basin. Marine and Petroleum Geology, 26(8), 1338-1349.

Estéoule-Choux, J., 1970. Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain ; argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Rennes 1. and Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne (1970), 14, pp. 319.

Estéoule-Choux, J., 1983. Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. Geologie de la France, 1983(4), 345-352.

Estéoule-Choux, J., Estéoule, J., Louail, J., 1969. Sur la présence d'un dépôt à kaolinite et à gibbsite entre le Bajocien et le Cénomanien en Maine-et-Loire. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D, 268(6), 891-893.

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

Estéoule-Choux, J., Ollivier-Pierre, M.-F., 1973. Présence de dépôts lacustres d'âge Eocène en Bretagne Centrale, a la Trinité-Porhoët (Morbihan). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D, 277(7), 633-635.

Estournès, G., 2011. Architectures et facteurs de contrôle des bassins quaternaires immergés du précontinent armoricain - Exemple de la paléovallée d'Etel (Bretagne Sud) et du Bassin des Ecrehou (Golfe Normand Breton). Thèse de Doctorat, France, pp. 281.

Estournès, G., Menier, D., Guillocheau, F., Le Roy, P., Paquet, F., Goubert, E., 2012. The paleo-Etel River incised valley on the Southern Brittany inner shelf (Atlantic coast, France): Preservation of Holocene transgression within the remnant of a middle Pleistocene incision? Marine Geology, 329–331(0), 75-92.

Evans, C.D.R., 1990. The geology of the Western English Channel and its Western Approaches. DSDP, ODP report. HMSO for the British Geological Survey, London, United Kingdom, pp. 93.

Evans, C.D.R., Hughes, M.J., 1984. The Neogene succession of the South Western Approaches, Great Britain. Journal of the Geological Society of London, 141, Part 315-326.

Fairbridge, R.W., 1952. Marine erosion. Proceedings of the Pacific Science Congress. 7th Pacific Science Congress, New Zealand, 1949, 3, 347-359.

Fairbridge, R.W., 1968. Platforms--Wave-cut. In: R.W. Fairbridge (Ed.), The encyclopedia of geomorphology. Encyclopedia of earth sciences series. Reinhold Book Corporation, New York, USA, pp. 859-865.

Feng, Y.-X., Vasconcelos, P., 2007. Chronology of Pleistocene weathering processes, southeast Queensland, Australia. Earth and Planetary Science Letters, 263(3–4), 275-287.

Ferronnière, G., 1921. Une carrière de grès tertaires à plantes à Berreau-en-Missilac (Loire-Inférieure). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 2(3), 395-397.

Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M., Duncan, C., 1994. How flat is Tibet? Geology, 22(2), 163-167.

Fily, G., 1989. Dynamique tidale sur la plate-forme carbonatée nord-armoricaine au Bathonien moyen. Bulletin de la Société Géologique de France, 5(6), 1137-1144.

Flament, N., Gurnis, M., Müller, R.D., 2012. A review of observations and models of dynamic topography. Lithosphere, 5, 189-210.

Fleury, L., Clement, J.P., Menillet, F., Moguedet, G., Vinchon, C., Farjanel, G., 1989. Les sables rouges et graviers des plateaux et des karsts du Maine méridional ; Etude sédimentologique. Geologie de la France(1-2), 257-277.

Foster, D.A., Gleadow, A.J.W., 1996. Structural framework and denudation history of the flanks of the Kenya and Anza Rifts, East Africa. Tectonics, 15(2), 258-271.

Fourniguet, J., Trautmann, F., 1985. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Redon (419). France: BRGM. Carte géologique par Fourniguet, J., Trautmann, F., 1985.

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). Geologie de la France, 1989(1-2), 55-78.

Franke, C., Thiry, M., Jelenska, M., Kodzialko-Hofmokl, M., Lagroix, F., Parcerisa, D., Szuszkiewicz, A., Turniak, K., 2009. Remagnetization of Variscan massifs and reconstruction of the Triassic paleosurface in Europe. AGU 2009 fall meeting. Eos, Transactions, 90(52, SUPPL.), abstractGP43A-0834.

Gabilly, J., Rioult, M., 1973. Le Bajocien inférieur et le Toarcien supérieur sur les bordures du Massif armoricain ; limite entre le Jurassique inférieur et le Jurassique moyen ; problème de l'Aalénien. Mémoires du B.R.G.M., 75, 385-396.

Gale, A.S., 2012. Late Cretaceous to Early Palaeogene Pelagic Deposits: Deposition on Greenhouse Earth, Geological History of Britain and Ireland. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 365-383.

Garcin, M., Farjanel, G., Courbouleix, S., Barrier, P., Braccini, G., 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., 1997. La 'longue séquence' pliocène de Marchésieux (Manche) ; résultats analytiques et premiers élements d'interprétation. Geologie de la France, 1997(3), 39-77.

Gautier, M., 1947. La Bretagne centrale. Etude géomorphologique. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes, H. Potier, La Roche-sur-Yon, pp. 453.

Gigot, P., Dupret, L., Le Gall, J., avec la collaboration de Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., Pay, T., Lecointe, A., Desloges, J., Deroin, J.-P., 1999. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Falaise (176). Orléans, France: BRGM, 154 pp. Carte géologique par Gigot, P., Dupret, L., Le Gall, J., 1999.

Gilbert, G.K., 1877. Report on the geology of the Henry Mountains. United States Government Printing Office, Washington D.C.

Gilg, H.A., Frei, R., 1997. Isotope dating of residual kaolin deposits in Europe (Tirschenreuth, Germany and St. Yrieix, France). Proceedings of the 30th International Geological Congress (Beijing, China), Vol. 9, 123-132.

Giot, D., Quesnel, F., Wyns, R., Roger, J., Robelin, C., Casanova, J., Négrel, P., Brulhet, J., 2003. La paléoaltération anté-albienne au forage de Villers-le-Tourneur (feuille Rethel, Ardennes, France) : un témoin décisif dans la reconstruction des paléosurfaces au NE du Bassin de PAris, 9ème Congrès ASF. ASF, Bordeaux, pp. 232-233.

Godard, G., Chevalier, M., Bouton, P., Mouroux, B., 1994. Un Fleuve Yprésien du Berry a la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du centre-ouest de la France au Cénozoïque. Geologie de la France, 1994(4), 35-56.

Godard, G., Simon-Coinçon, R., Lagasquie, J.-J., 2001. Planation Surfaces in Basement Terrains. In: G. Godard, J.-J. Lagasquie, Y. Lageat (Eds.), Basement Regions. Springer, Berlin-Heidelberg, pp. 9-34.

Goudie, A.S., 2004. Base level. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 62.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. The geologic time scale 2012. Elsevier : Oxford, United Kingdom, United Kingdom.

Graindor, M.-J., 1958. Affleurement de calcaire crétacé au sud des îles Chausey. Bulletin de la Société linéenne de Normandie (9ème série), 9, 109-109.

Graindor, M.-J., Marie, P., 1959. Le Sénonien inférieur au SSW des îles Chausey (Manche). Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, 3, 56-58.

Green, P.F., Lidmar-Bergström, K., Japsen, P., Bonow, J.M., Chalmers, J.A., 2013. Stratigraphic landscape analysis, thermochronology and the episodic development of elevated, passive continental margins. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, 30, 1-150.

Grimaud, J.-L., 2014. Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. Thèse de Doctorat, Université Toulouse III Paul Sabatier, pp. 300.

Grimaud, J.-L., Chardon, D., Beauvais, A., 2014. Very long-term incision dynamics of big rivers. Earth and Planetary Science Letters, 405(0), 74-84.

Guennoc, P., Feybesse, J.-L., Hallegouët, B., Lebret, P., Chauris, L., Mougin, B., Thiéblemont, D., avec la collaboration de Paris, J., Cocherie, M., Le Scanve, M., Douerin, G., et l'équipe du GISSACG, in press. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Perros-Guirec (170). Orléans, France: BRGM, 56 pp. Carte géologique par Guennoc, P., in press.

Guilcher, A., 1948. Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris., H. Potier, La Roche-sur-Yon.

Guilcher, A., 1949. Le Relief des monts d'Arrée. Annales de Bretagne, 56(2), 233-248.

Guilcher, A., 1974. Pénéplaine ou pédiplaine de l'Ouest de la France, d'après Claude Klein. Annales de Géographie, 381-393.

Guilcher, A., Saint-Réquier, A., 1969. Les galets et les sables du Menez Lus (Finistère) et leur signification morphologique. Norois, 62, 245-251.

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. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes, 327, 237-243.

Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Neraudeau, D., Proust, J.-N., Wyns, R., 2003. Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétace-Actuel). Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 40(1), 13-28.

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin ; 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta, 13(4), 189-245.

Guiraud, R., Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. Tectonophysics, 315(1–4), 73-104.

Gumiaux, C., Judenherc, S., Brun, J.-P., Gapais, D., Granet, M., Poupinet, G., 2004. Restoration of lithosphere-scale wrenching from integrated structural and tomographic data (Hercynian belt of western France). Geology, 32(4), 333-336.

Gunnell, Y., 1998. The interaction between geological structure and global tectonics in multistoreyed landscape development: a denudation chronology of the South Indian shield. Basin Research, 10(3), 281-310.

Gunnell, Y., 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. Basin Research, 12(2), 115-132.

Gunnell, Y., 2003. Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa. Geology, 31(2), 131-134.

Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., Hurford, A.J., 2003. Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic – reconciling apatite fission-track data with geomorphology. Earth and Planetary Science Letters, 215(1–2), 187-201.

Gurnis, M., Mitrovica, J.X., Ritsema, J., van Heijst, H.-J., 2000. Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 1(7), 1020.

Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. American Journal of Science, 258-A, 80-97.

Hack, J.T., 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: W.M. Melhorn, S.C. Flemal (Eds.), Theories of Landform Development. Publications in Geomorphology. State University of New York, Binghamton, United Sates, pp. 87-102.

Hall, A.M., Ebert, K., Kleman, J., Nesje, A., Ottesen, D., 2013. Selective glacial erosion on the Norwegian passive margin. Geology, 41(12), 1203-1206.

Hallégouët, B., 1972. Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude, près de Scaër (Finistère). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D, 275(17), 1859-1861.

Hallégouët, B., 1976. Les anciens dépôts marins et fluviatiles de la vallée de l'Elorn (Finistère). Norois, 89, 55-72.

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). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 283(Série D), 1711-1714.

Hammond, E.H., 1964. Analysis of properties in land form geography ; an application to broad-scale land form mapping. Annals of the Association of American Geographers, 54(1), 11-19.

Hancock, J.M., Rawson, P.F., 1992. Cretaceous. Geological Society, London, Memoirs, 13(1), 131-139.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235(4793), 1156-1167.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., de Graciansky, P.-C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. Special Publication - Society for Sedimentary Geology, 60, 3-13.

Heimsath, A.M., Chappell, J., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 2000. Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia. Geology, 28(9), 787-790.

Herrouin, Y., Rabu., D., 1990. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Pipriac (389). Orléans, France: BRGM, 51 pp. Carte géologique par Herrouin, Y., Rabu., D., Fourniguet, J. (1988).

Hillis, R.R., Holford, S.P., Green, A.G., Doré, A.G., Gatliff, R.W., Stoker, M.S., Turner, J., Underhill, J.R., Williams, A.G., 2013. Comment on 'Crustal structure of the British Isles and its epeirogenic consequences' byM.W. Davis, N.J.White, K.F. Priestley, B.J. Baptie and F.J. Tilmann. Geophysical Journal International, 194, 678-679.

Hillis, R.R., Holford, S.P., Green, P.F., Doré, A.G., Gatliff, R.W., Stoker, M.S., Thomson, K., Turner, J.P., Underhill, J.R., Williams, G.A., 2008. Cenozoic exhumation of the southern British Isles. Geology, 36(5), 371-374.

Hinschberger, F., 1969. L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein - étude de morphologie et de sédimentologie sous-marine. Doctorat d'Etat, Université de Caen, Caen, pp. 309.

Holford, S.P., Green, P.I.F., Turner, J.P., 2005. Palaeothermal and compaction studies in the Mochras borehole (NW Wales) reveal early Cretaceous and Neogene exhumation and argue against regional Palaeogene uplift in the southern Irish Sea. Journal of the Geological Society, 162(5), 829-840.

Holmes, C.D., 1955. Geomorphic development in humid and arid regions ; a synthesis. American Journal of Science, 253(7), 377-390.

Hommeril, P., 1964. Affleurements sous-marins de faluns miocènes (facies savignéen) à l'ouest du Cotentin. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 259, 3036-3039.

Hommeril, P., 1967. Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'Archipel anglo-normand, Université de Caen, Caen, France, pp. 304.

Huggett, R.J., 2011. Fundamentals of Geomorphology, 3rd edition. Routledge fundamentals of physical geography series. Routledge, New York, pp. 516.

Husson, L., Bernet, M., Guillot, S., Huyghe, P., Mugnier, J.-L., Replumaz, A., Robert, X., Van der Beek, P.A., 2014. Dynamic ups and downs of the Himalaya. Geology, 42(10), 839-842.

IGN, 2011. BD ALTI - 25 m resolution. Institut Géographique National (IGN), France.

Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B4), 3211-3231.

Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., 1998. Major transgressive/regressive cycles ; the stratigraphic signature of European basin development. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, OK, United States, pp. 15-29.

Jacquin, T., Rusciadelli, G., Amedro, F., de Graciansky, P.-C., Magniez-Jannin, F., 1998. The North Atlantic cycle ; an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of Western Europe. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail (Eds.), Special Publication - Society for Sedimentary Geology. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, OK, pp. 397-409.

Janjou, D., avec la collaboration de Lardeux, H., Chantraine, J., Callier, L., Etienne, H., 1998. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Segré (422). France: BRGM. Carte géologique par Janjou, D. avec la collaboration de Gruet, M., Penecki, C., (1998).

Japsen, P., Bidstrup, T., Lidmar-Bergström, K., 2002. Neogene uplift and erosion of southern Scandinavia induced by the rise of the South Swedish Dome. Geological Society, London, Special Publications, 196(1), 183-207.

Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P., Pedreira, A., 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. Geological Society of America Bulletin.

Japsen, P., Green, P.F., Bonow, J.M., Nielsen, T.F.D., Chalmers, J.A., 2014. From volcanic plains to glaciated peaks: Burial, uplift and exhumation history of southern East Greenland after opening of the NE Atlantic. Global and Planetary Change(0).

Jarsve, E.M., Krøgli, S.O., Etzelmüller, B., Gabrielsen, R.H., 2014. Automatic identification of topographic surfaces related to the sub-Cambrian peneplain (SCP) in southern Norway — Surface generation algorithms and implications. Geomorphology, 211(0), 89-99.

Jarvis, A., Reuter, H., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe, Version 4. CGIAR-CSI SRTM 90m Database. International Center for Tropical Agriculture, Cali, Columbia. http://srtm.csi.cgiar.org.

Jessen, O., 1938. Tertiaerklima und Mittelgebirgsmorphologie. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 1-2, 36-49.

Johansson, M., Olvmo, M., Lidmar-Bergström, K., 2001. Inherited landforms and glacial impact of different palaeosurfaces in Southwest Sweden. Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography, 83(1-2), 67-89.

Jones, D.K.C., 1999. Evolving models of the Tertiary evolutionary geomorphology of southern England, with special reference to the Chalklands. Geological Society, London, Special Publications, 162, 1-23.

Jones, S.M., White, N., Clarke, B.J., Rowley, E., Gallagher, K., 2002. Present and past influence of the Iceland Plume on sedimentation. Geological Society, London, Special Publications, 196(1), 13-25.

Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., Cosca, M., Fontignie, D., 2013. The Northernmost CAMP: $^{40}Ar/^{39}Ar$ Age, Petrology and Sr-Nd-Pb Isotope Geochemistry of the Kerforne Dike, Brittany, France, The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. American Geophysical Union, pp. 209-226.

Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P., Poupinet, G., 2003. The Hercynian collision in the Armorican Massif : evidence of different lithospheric domains inferred from seismic tomography and anisotropy. Bulletin de la Société Géologique de France, 174(1), 45-57.

Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.P., Poupinet, G., Plomerová, J., Mocquet, A., Achauer, U., 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian Range in France. Tectonophysics, 358(1–4), 121-134.

Juignet, P., 1974. La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanien. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Caen Basse-Normandie. Université de Caen, France, pp. 810.

Juignet, P., Lebert, A., Legall, J., 1984. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans, France: BRGM, 56 pp. Carte géologique par Juignet, P., Lebert, A., Legall, J., Pottier, Y., Dore, F., 1983.

Juignet, P., Louail, J., 1987. La transgression du Crétacé moyen-supérieur sur la bordure du Massif armoricain ; dynamique sédimentaire, relations Bassin de Paris-Bassin

Aquitain, eustatisme et contrôle régional. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, 11, 31-45.

Kerforne, F., 1921. Notice Géologique sur le département d'Ille-et-Vilaine. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 2(1), 16-70.

King, L.C., 1953. Canons of landscape evolution. Geological Society of America Bulletin, 64(7), 721-751.

King, L.C., 1962. The morphology of the Earth ; a study and synthesis of world scenery. Oliver an Boyd, Edinburgh.

Klein, C., 1975. Massif Armoricain et Bassin Parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimendaires (Normandie, Maine, Anjou, Tourain, Poitou septentrional et contrées adjacentes). Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest). Association des publications près les université de Strasbourg Fondation Baulig (Tome XII), France, pp. 882.

Klein, C., 1985. La notion de cycle en géomorphologie. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 26(2), 95-107.

Klein, C., 1990. L'évolution géomorphologique de l'Europe Hercynienne occidentale et centrale - Apsects régionaux et essai de synthèse, Mémoires et documents de Géographie. Editions du CNRS, pp. 177.

Kleman, J., 1994. Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. Geomorphology, 9(1), 19-32.

Kominz, M.A., Browning, J.V., Miller, K.G., Sugarman, P.J., Misintseva, S., Scotese, C.R., 2008. Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: An error analysis. Basin Research, 20, 211-226.

Kooi, H., Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101(B2), 3361-3386.

Kuntz, G., Ménillet, F., Le Gall, J., Rioult, M., avec la collaboration de Callier, L., Pellerin, J., de la Queriere, P., Vautrelle, C., Verron, G., 1989. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Argentan (212). France: BRGM. Carte géologique par Kuntz, G., Menillet, F., Le Gall, J., Rioult, M., Pellerin, J., de la Queriere, P., Vautrelle, C., Gerard, J., Dore, F., Callier, L., Verron, G., 1989.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova, 23(3), 145-161.

Lagasquie, J.-J., Lageat, Y., Godard, G., 2001. Rock resistance and its influence on landforms in basement terrain. In: G. Godard, J.-J. Lagasquie, Y. Lageat (Eds.), Basement Regions. Springer, Berlin-Heidelberg, pp. 93-116.

Lageat, Y., 2014. The “Pink Granite” Coast (Northern Brittany). In: M. Fort, M.-F. André (Eds.), Landscapes and Landforms of France. World Geomorphological Landscapes. Springer Netherlands, pp. 53-60.

Langevin, C., Minoux, L., L'homer, A., Lautridou, J.P., Dassibat, C., Verron, G., 1984. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Avranches (209). France: BRGM. Carte géologique par Langevin, C., Minoux, L., L'homer, A., Lautridou, J. P., Dassibat, C., Verron, G., Beurrier, M., Villey, M., 1984.

Lasseur, E., 2007. La craie du Bassin de Paris (Cénomanien-Campanien, Crétace supérieur) ; sédimentologie de facies, stratigraphie séquentielle et géometrie 3D. Thèse de

Doctorat de L'Université de Rennes 1. and Mémoires de Géosciences Rennes (2007), 129, pp. 435.

Lasseur, E., Briais, J., Guillocheau, F., Robin, C., 2014. Déformations Crétacé supérieur et Tertiaire (anté Thanétien) dans le Bassin de Paris ; Enregistrement à partir de la Craie, 24ème Réunion des Sciences de la Terre. Société Géologique de France, Pau, France, pp. 62.

Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif armoricain. The Armorican Massif, 44(1-4), 31-103.

Le Roy, P., Gracia-Garay, C., Guennoc, P., Bourillet, J.-F., Reynaud, J.-Y., Thinon, I., Kervevan, P., Paquet, F., Menier, D., Bulois, C., 2011. Cenozoic tectonics of the Western Approaches Channel basins and its control of local drainage systems. Bulletin de la Société Géologique de France, 182(5), 451-463.

Lebesconte, M.-P., 1882. De l'apport par la mer, sur les plages bretonnes, de roches et fossiles du Calcaire grossier et du Crétacé. Bulletin de la Société Géologique de France, 10, 68-73.

Lécuyer, C., Grandjean, P., Paris, F., Robardet, M., Robineau, D., 1996. Deciphering “temperature” and “salinity” from biogenic phosphates: the $\delta^{18}O$ of coexisting fishes and mammals of the Middle Miocene sea of western France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 126(1–2), 61-74.

Lefort, J.-P., 1970a. Sur la présence de Lutétien inférieur au Sud de la Manche occidentale. Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societe Geologique de France, 3, 80-81.

Lefort, J.P., 1970b. Etude geologique de la Manche au nord du Tregor ; III, Geologie du substrat rocheux et morphologie. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Série C, 2(2), 89-103.

Lefort, J.P., 1991. L'organisation structurale du socle profond de la Manche occidentale, d'après l'interprétation des profils sismiques SWAT. Un exemple d'intersection entre suture cadomienne et structures hercyniennes divergentes. In: C. Bois, J.-C. Sibuet and O. Gariel (Eds.), Étude de la croûte terrestre par sismique profonde; Mer Celtique-Manche et ses approches occidentales; profils SWAT et WAM. Mémoires de la Société Géologique de France, 159, 123-132.

Lemoine, M., 1985. Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Tethys ligure. Bulletin de la Société Géologique de France, I(1), 127-137.

Lericolais, G., Auffret, J.-P., Bourillet, J.-F., 2003. The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. Journal of Quaternary Science, 18(3-4), 245-260.

Lericolais, G., Auffret, J.P., Bourillet, J.F., Berne, S., Guennoc, P., Le Drezen, E., Normand, A., Guillocheau, F., 1995. L'énigmatique fosse centrale de la Manche ; une approche de sa morphologie et de son remplissage par géophysique haute résolution. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 321(1), 39-46.

Lericolais, G., Guennoc, P., Auffret, J.P., Bourillet, J.F., Berne, S., 1996. Detailed survey of the western end of the Hurd Deep (English Channel) ; new facts for a tectonic origin. Geological Society Special Publications, 117, 203-215.

Lidmar-Bergström, K., 1982. Pre-Quaternary geomorphological evolution in southern Fennoscandia. Sveriges geologiska undersökning - Serie C, Uppsala, 785, 202.

Lidmar-Bergström, K., 1989. Exhumed Cretaceous landforms in South Sweden. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband, 72, 21-40.

Lidmar-Bergström, K., 1995. Relief and saprolites through time on the Baltic Shield. Geomorphology, 12(1), 45-61.

Lidmar-Bergström, K., 1996. Long term morphotectonic evolution in Sweden. Geomorphology, 16(1), 33-59.

Lidmar-Bergström, K., 1999. Uplift histories revealed by landforms of the Scandinavian domes. Geological Society, London, Special Publications, 162, 85-91.

Lidmar-Bergström, K., Bonow, J.M., Japsen, P., 2013. Stratigraphic Landscape Analysis and geomorphological paradigms: Scandinavia as an example of Phanerozoic uplift and subsidence. Global and Planetary Change, 100(0), 153-171.

Lidmar-Bergström, K., Näslund, J.O., Ebert, K., Neubeck, T., Bonow, J.M., 2007. Cenozoic landscape development on the passive margin of northern Scandinavia. Norwegian Journal of Geology, 87, 181-196.

Lidmar-Bergström, K., Olsson, S., Olvmo, M., 1997. Palaeosurfaces and associated saprolites in southern Sweden. Geological Society, London, Special Publications, 120, 95-124.

Lippolt, H.J., Brander, T., Mankopf, N.R., 1998. An attempt to determine formation ages of goethites and limonites by (U-Th)/He dating. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte, 1998(11), 505-528.

Lorenz, J., 1968. La transgression secondaire sur le socle du Morvan ; exemple pris dans la région de Pouilly-en-Auxois (Côte-d'Or). Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, 5, 142-142.

Lorenz, J., 1971. Sur l'age sinémurien des lambeaux de terrains sédimentaires silicifiés sur la partie centre-nord du Morvan (région de Saint-Agnan). Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Section 1: Géologie de la France, 1, 35-45.

Louail, J., 1981. La Transgression crétacée au sud du Massif armoricain Cénomanien de l'Anjou et du Poitou, Crétacé supérieur de Vendée étude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Rennes 1. and Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne (1981), pp. 333.

Louail, J., Brossé, R., Laugery, J., 1978. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Baugé (424). Orléans, France: BRGM, 20 pp. Carte géologique par Louail, J. et al., (1978).

Mabbutt, J.A., 1961. 'Basal surface' or 'weathering front'. Proceedings of the Geologists' Association, 72(3), 357-358.

Mabbutt, J.A., 1966. Mantle-controlled planation of pediments. American Journal of Science, 264, 78-91.

Mammericks, 1964. Pédiments désertiques et pédiments tropicaux. Acta Geographica Lovaniensia, 3, 359-370.

Margerel, J.-P., 1989. Biostratigraphie des dépôts néogènes de l'Ouest de la France ; Constitution de biozones de foraminifères benthiques. Geologie de la France, 1989(1-2), 235-240.

Margerel, J.-P., 2009. Les foraminifères benthiques des Falunes du Miocène moyen du Blésois (Loir-et-Cher) et de Mirebeau (Vienne) dans le Centre-Ouest de la France. Geodiversitas, 31(3), 577-621.

Margerel, J.-P., Blondeau-Allard, M.A., Ollivier-Pierre, M.-F., 1976. Contribution a l'étude micropaléontologique de l'Eocène du bassin de Campbon (Loire-Atlantique). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 8, 1-63.

Marillier, F., Tomassino, A., Patriat, P., Pinet, B., 1988. Deep structure of the Aquitaine Shelf ; constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscay transect. Marine and Petroleum Geology, 5(1), 65-74.

Markwick, P., 2011. Paul's palaeo pages.

Mary, G., Giordano, R., 1988. Relations des bassins laguno-lacustres de l'Eocène supérieur sarthois avec la fracturation : Exemple du couloir décrochant du Jalais. Geologie de la France, 1, 61-70.

Masse, P., 1997. The Early Cretaceous Parentis Basin (France); a basin associated with a wrench fault. In: C. Bois and O. Gariel (Eds.), Deep seismic study of the Earth's crust; ECORS Bay of Biscay Survey. Mémoires de la Société Géologique de France, 171, 177-185.

Mathieu, C., 1986. Histoire géologique du Sous-Bassin de Parentis. Bulletin des centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 10(1), 33-47.

Matmon, A., Mushkin, A., Enzel, Y., Grodek, T., 2013. Erosion of a granite inselberg, Gross Spitzkoppe, Namib Desert. Geomorphology, 201(0), 52-59.

Maupin, C., 1993a. Microfaunes (Foraminifères et Ostracodes) et paléoenvironnements oligocènes du bassin de Langon (Ille-et-Vilaine, Massif Armoricain, France) ; contexte tectonique et paléogéographique. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 30(2), 21-31.

Maupin, C., 1993b. Micropaléontologie et paléobiogéographie du bassin oligocène de Saint-Jean-de-Monts (sud du Massif Armoricain, France). Geobios, 26(3), 267-278.

Maxson, J.H., Anderson, G.H., 1935. Terminology of Surface Forms of the Erosion Cycle. The Journal of Geology, 43(1), 88-96.

McGee, W.J., 1897. Sheetflood erosion. Geological Society of America Bulletin, 8, 87-112.

McKie, T., Williams, B., 2009. Triassic palaeogeography and fluvial dispersal across the northwest European Basins. Geological Journal, 44(6), 711-741.

Mégnien, C. (Ed.), 1980a. Synthèse géologique du Bassin de Paris - I.Stratigraphie et paleogeographie. Mémoires du B.R.G.M., 101. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, (BRGM).

Mégnien, C., 1980b. Tectogenèse du Bassin de Paris ; étapes de l'evolution du bassin. Bulletin de la Société Géologique de France, Series 7 Vol. XXII(4), 669-680.

Menier, D., 2003. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : Apport de la stratigraphie sismique. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes 1. and Mémoires de Géosciences Rennes (2004), 110. Géosciences Rennes, Rennes, France, pp. 202.

Menier, D., Augris, C., Briend, C., (Editors), 2014. Les réseaux fluviatiles anciens du Plateau continental de Bretagne Sud. Atlas & Cartes, pp. 104.

Menier, D., Reynaud, J.-Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Goubert, E., 2006. Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France. Special Publication - Society for Sedimentary Geology, 85, 37-55.

Menier, D., Tessier, B., Proust, J.-N., Baltzer, A., Sorrel, P., Traini, C., 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). Bulletin de la Société Géologique de France, 181(2), 115-128.

Ménillet, F., Gérard, J., Avec la collaboration de Hérard, B., Langevin, C., Lemoine, B., Leturcq, T., Pellerin, J., Quesnel, F., 1997. Notice explicative, Carte géologique de

France (1/50000), feuille Sées (213). Orléans, France: BRGM, 103 pp. Carte géologique par Menillet, F., Langevin, C., Lemoine, B., Leturcq, T., Pellerin, J., Quesnel, F., Gérard, J., 1997.

Ménillet, F., Plaine, J., Manigault, B., Le Herisse, A., 1988. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Meslay-du-Maine (356). Orléans, France: BRGM, 79 pp. Carte géologique par Menillet, F., Plaine, J., Manigault, B., Le Herisse, A., Ligouis, B., Langevin, C., 1988.

Ménillet, F., Rioult, M., avec la collaboration de Havlicek, P., Lecointe, A., Monciardini, C., Pascaud, P., 1994. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Vimoutiers (177). Orléans, France: BRGM, 91 pp. Carte géologique par Ménillet, F., Gonzalès, G., Kuntz, G., Rioult, M., Havlicek, P., Lebret, P., 1994.

Ménillet, F., Trautmann, F., avec la collaboration de Fourniguet, J., Janjou, D., Langevin, C., Lautridou, J.P., de la Queriere, P., Vautrelle, C., Verron, G., 1987. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Mortain (210). France: BRGM. Carte géologique par Ménillet, F., Trautmann, F., Fourniguet, J., Janjou, D., Langevin, C., Lautridou, J. P., de la Queriere, P., Vautrelle, C., Verron, G, Villey, M., Laouenan, J. P., Walker, P., 1987.

Mercier, D., Brulhet, J., Beaudoin, B., Cahuzac, B., Laurent, M., Lauriat-Rage, A., Margerel, J.-P., Moguedet, G., Moritz, R., Sierra, P., Thiry, M., Turpin, L., Van Vliet-Lanoë, B., Vauthier, S., 2000. Le Redonien de l'Ouest de la France: enregistrement des événements (climatiques, eustatiques) messiniens et pliocènes sur la façade atlantique, 1res journées GFEN-APF, Rennes, pp. 12-13.

Meyer, R., 1976. Continental sedimentation, soil genesis and marine transgression in the basal beds of the Cretaceous in the east of the Paris Basin. Sedimentology, 23(2), 235-253.

Meynier, A., 1940. La Formation du réseau hydrographique de la Vilaine, étude géographique. Annales de Bretagne, 47 (1), 153-184.

Meynier, A., 1951. Toutes les pénéplaines armoricaines sont-elles des pédiments ? Bulletin de la Section de Géographie. Actes du 76ème Congrès des Sociétés Savantes (Rennes), 64, 135-147.

Meynier, A., 1952. A propos des "pédiments" armoricains. Annales de Bretagne, 59(1), 127-128.

Migoń, P., 1997. Tertiary etchsurfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. Geological Society, London, Special Publications, 120, 187-202.

Migoń, P., 1999. Inherited landscapes of the Sudetic Foreland (SW Poland) and implications for reconstructing uplift and erosional histories of upland terrains in Central Europe. Geological Society, London, Special Publications, 162, 93-107.

Migoń, P., 2004a. Planation Surface. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 788-792.

Migoń, P., 2004b. Peneplain. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 771-772.

Migoń, P., 2004c. Etching, Etchplain and Etchplanation. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 345-347.

Migoń, P., 2004d. Granite Geomorphology. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 491-493.

Migoń, P., 2004e. Structural Landform. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 1007-1008.

Migoń, P., 2006. Granite Landscapes of the World. Geomorphological Landscapes of the World. Oxford University Press, Oxford, pp. 483.

Migoń, P., 2013. 4.8 Weathering Mantles and Long-Term Landform Evolution. In: J.F. Shroder (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, pp. 127-144.

Migoń, P., Goudie, A.S., 2001. Inherited landscapes of Britain - possible reasons for survival. Zeitschrift für Geomorphologie, 45, 417-441.

Migoń, 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(1–4), 285-324.

Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2002. Deep weathering through time in central and northwestern Europe: problems of dating and interpretation of geological record. CATENA, 49(1–2), 25-40.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. Science, 310, 1293-1298.

Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., 2011. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. Oceanography, 24, 40-53.

Miller, P.C., Bradbury, D.E., Hajek, E., LaMarche, V., Thrower, N.J.W., 1977. Past and present environment. In: H.A. Mooney (Ed.), Convergent evolution in Chile and California: Mediterranean Climate Ecosystems. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pa., United States, pp. 27-72.

Millot, G., 1980. Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques, Livre jubilaire du cent cinquantenaire 1830-1980. Mémoire Hors série, 10. Société Géologique de France, Paris, France, pp. 295-305.

Millot, G., 1981. Weathering sequences. "Climatic" planations. Leveled surfaces and paleosurfaces. In: H. van Olphen, F. Veniale (Eds.), Proceedings of the 7th International Clay Conference (Bologna and Pavia). Developments in Sedimentology, 35. Elsevier, Amsterdam, pp. 585-593.

Milon, Y., 1932. L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 194, 1360-1361.

Milon, Y., 1933. Application des méthodes pétrographiques à l'étude de quelques problèmes géographiques en Bretagne. Bulletin de l'Association de géographes français, 65, 8-13.

Milon, Y., 1937. Contribution à l'étude de la transgression pliocène. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 2, 4-9.

Minguely, B., Averbuch, O., Patin, M., Rolin, D., Hanot, F., Bergerat, F., 2010. Inversion tectonics at the northern margin of the Paris basin (northern France): new evidence from seismic profiles and boreholes interpolation in the Artois area. Bulletin de la Société Géologique de France, 181(5), 429-442.

Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? Nature, 346(6279), 29-34.

Monciardini, C., 1989. Profil "ECORS nord de la France" : corrélations biostratigraphiques entre quarante-six sondages sismiques intra-crétacés et implications structurales. Geologie de la France(4), 39-47.

Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O., Guennoc, P., 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48, 1025-1060.

Morgan, J.M., Lesh, A.M., 2005. Developing landform maps using ESRI's ModelBuilder, ESRI User Conference 2005, Proceedings, Redlands, CA.

Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1982. Datation pollinique et conditions de sédimentation de l'argile plio-pléistocène de Lanrinou en Landerneau (Finistère, France). Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, 179-184.

Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1997. Dinoflagellate cysts and the paleoenvironment of late-Pliocene early-Pleistocene deposits of Brittany, North-West France. Quaternary Science Reviews, 16, 883-898.

Morzadec-Kerfourn, M.T., 1974. Variations de la ligne de rivage Armoricaine au Quaternaire ; analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 17, 3-208.

Morzadec-Kerfourn, M.T., 1977. La limite Piocène-Pléistocène en Bretagne. Boreas, 6, 275-283

Mosbrugger, V., Utescher, T., Dilcher, D.L., 2005. Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. Proceedings of the National Academy of Sciences, 102(42), 14964-14969.

Moucha, R., Forte, A.M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. Nature Geosci, 4(10), 707-712.

Moucha, R., Forte, A.M., Mitrovica, J.X., 2008. Dynamic topography and long-term sea level variations: There is no such thing as a stable continental platform. Earth and Planetary Science Letters, 271, 101-108.

Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Steinberger, B., Heine, C., 2008. Long-Term Sea-Level Fluctuations Driven by Ocean Basin Dynamics. Science, 319, 1357-1362.

Munro-Stasiuk, M.J., Heyman, J., Harbor, J., 2013. 8.8 Erosional Features. In: J.F. Shroder (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, pp. 83-99.

Musset, R., 1917. Le Bas-Maine - étude géographique. Librairie Armand Colin, Paris, pp. 496.

Musset, R., 1922. The Geographical Characteristics of Western France. Geographical Review, 12(1), 84-99.

Musset, R., 1928. Le relief de la Bretagne occidentale. Annales de Géographie, 37(207), 209-223.

Nash, D.J., Ullyott, J.S., 2008. Silcrete. In: D.J. Nash, S.J. McLaren (Eds.), Geochemical Sediments and Landscapes. Blackwell Publishing Ltd, pp. 95-148.

Néraudeau, D., 2003. Introduction — Les faluns, faciès fossilifères remarquables des domaines côtiers. Annales de Paléontologie, 89(3), 111-112.

Newall, A.J., Evans, D.J., 2011. Timing of basin inversion on the Isle of Wight: new evidence from geophysical log correlation, seismic sections and lateral facies change in the Palaeogene Headon Hill Formation. Proceedings of the Geologists' Association, 122, 868-882.

Nott, J., Roberts, R.G., 1996. Time and process rates over the past 100 my: A case for dramatically increased landscape denudation rates during the late Quaternary in northern Australia. Geology, 24(10), 883-887.

Noury, C., 1886. Géologie de Jersey. Savy, F., Paris, pp. 177.

Nyblade, A.A., Pollack, H.N., Jones, D.L., Podmore, F., Mushayandebvu, M., 1990. Terrestrial heat flow in east and southern Africa. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(B11), 17371-17384.

Ollier, C.D., 1991. Ancient landforms. Belhaven Press : London, United Kingdom, United Kingdom.

Ollivier-Pierre, M.-F., 1974. Découverte d'une flore Eocène a la Trinité-Porhët (Morbihan). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 6(2), 71-89.

Ollivier-Pierre, M.-F., 1980. Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain ; stratigraphie et paléogéographie. Thèse de Docorat d'Etat de l'Université de Rennes 1. and Memoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 25, pp. 239.

Ollivier-Pierre, M.-F., Gruas-Cavagnetto, C., Roche, E., Schuler, M., 1987. Eléments de flore de type tropical et variations climatiques au Paléogène dans quelques bassins d'Europe nord-occidentale. Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier, 17, 173-205.

Ollivier-Pierre, M.-F., 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(3-4), 223-250.

Ollivier-Pierre, M.-F., Riveline, J., Lautridou, J.P., Cavelier, C., 1988. Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Eocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain ; sédimentologie, paléontologie intérêt stratigraphique, paléogéographique et tectonique. Geologie de la France(1), 51-60.

Orme, A.R., 2013. 1.12 Denudation, Planation, and Cyclicity: Myths, Models, and Reality. In: J.F. Shroder (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, pp. 205-232.

Paquet, F., Menier, D., Estournès, G., Bourillet, J.-F., Leroy, P., Guillocheau, F., 2010. Buried fluvial incisions as a record of Middle–Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). Marine Geology, 268(1–4), 137-151.

Parcerisa, D., Casas, L., Franke, C., Gomez-Gras, D., Lacasa, G., Nunez, J.A., Thiry, M., 2010b. Geomorphological stability of Permo-Triassic albitized profiles ; case study of the Montseny-Guilleries High (NE Iberia). Geophysical Research Abstracts, 12, EGU2010-15607.

Parcerisa, D., Thiry, M., Schmitt, J.M., 2010a. Albitisation related to the Triassic unconformity in igneous rocks of the Morvan Massif (France). International Journal of Earth Sciences, 99(3), 527-544.

Paris, F., Dadet, P., 1988. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Combourg (282). France: BRGM, 72 pp. Carte géologique par Paris, F., Dadet, P., 1988.

Paris, F., Jégouzo, P., Estéoule-Choux, J., 1977. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Caulnes (281). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Paris, F., Jégouzo, P., Estéoule-Choux, J., (1977).

Partridge, T.C., Maud, R.R., 1987. Geomorphic evolution of Southern Africa since the Mesozoic. Verhandelinge van die Geologiese Vereniging van Suid Afrika = Transactions of the Geological Society of South Africa, 90(2), 179-208.

Pazzaglia, F.J., 2003. Landscape evolution models. In: S.C.P. A.R. Gillespie, B.F. Atwater (Eds.), Developments in Quaternary Sciences. Elsevier, pp. 247-274.

Pazzaglia, F.J., Brandon, M.T., 1996. Macrogeomorphic evolution of the post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record. Basin Research, 8, 255-278.

Pécsi, M., 1970. Surfaces of planation in the Hungarian mountains and their relevance to pedimentation. In: M. Pécsi (Ed.), Problems of relief planation. Studies in Geography in Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 29-40.

Penck, W., 1924. Die Morphologische Analyse (Morphological Analysis of Landforms). J. Engelhorn's Nachfolger, Stuttgart, Germany, pp. 283 p. Traduction anglaise de Czech, H. et Boswell, K.C., London, UK, 1953, St. Martin's Press, New York, 1429 p.

Perrodon, A., Zabek, J., 1990. Paris Basin. In: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (Eds.), Interior cratonic basins. American Association of Petroleum Geologists Memoir. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United States, pp. 633-679.

Peulvast, J.-P., Bonow, J.M., Japsen, P., Wilson, R.W., McCaffrey, K.J.W., 2011. Morphostructural patterns and landform generations in a glaciated passive margin: the Kobberminebugt-Qaqortoq region of South Greenland. Geodinamica Acta, 24(1), 1-19.

Peulvast, J.-P., Bouchard, M., Jolicoeur, S., Pierre, G., Schroeder, J., 1996. Palaeolandforms and morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (eastern Canada). Geomorphology, 16(1), 5-32.

Peulvast, J.-P., Claudino Sales, V., 2005. Surfaces d'aplanissement et géodynamique. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2005(4), 249-274.

Peulvast, J.-P., de Claudino Sales, V., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian «Nordeste»: constraints on models of morphotectonic evolution. Geomorphology, 62(1–2), 89-122.

Phillips, J.D., 2002. Erosion, isostatic response, and the missing peneplains. Geomorphology, 45(3–4), 225-241.

Pierre, M.-F., 1961. La micropaléontologie fournit des indications nouvelles sur les conditions de dépôt de l'Oligocène des environs de Laval (Mayenne). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 253(25), 3027-3028.

Pike, R.J., Wilson, S.E., 1971. Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral, and Geomorphic Area-Altitude Analysis. Geological Society of America Bulletin, 82(4), 1079-1084.

Pillans, B., 2008. Regolith Dating Methods: A Guide to Numerical Datin Techniques in Australia. CRC LEME c/o CSIRO Exploration and Mining, Bentley.

Pinczés, Z., 1970. Planated surfaces and pediments of the Bükk mountains. In: M. Pécsi (Ed.), Problems of relief planation. Studies in Geography in Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 55-63.

Pinot, J.-P., 1968. Littoraux würmiens submergés à l'ouest de Belle-Ile. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, 197-216.

Pinot, J.-P., 1974. Le précontinent breton - entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique. Impram, Lannion, France, pp. 256.

Plusquellec, Y., Rolet, J., Darboux, J.-R., avec la collaboration de Bosold, A., Chantraine, J., Chauris, L., Chauvel, J.-J., Hallégouët, B., Le Goffic, M., Lulzac, Y., Mélou, M., Mulot, B., Pelhate, A., Thonon, P., 1999. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Châteaulin (310). Orléans, France: BRGM, 162 pp. Carte géologique par Plusquellec, Y., Rolet, J., Darboux, J.-R.1999.

Poncet, J., 1961. Un témoin de Cénomanien dans la région de Lessay (Manche). Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, 8, 121-121.

Pope, G.A., 2013. 4.11 Weathering in the Tropics, and Related Extratropical Processes. In: J.F. Shroder (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, pp. 179-196.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic control on clastic deposition I.-Conceptual framework. In: C.K. Wilgus, C.G. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, J.C. Ross, J.C. Van Wagoner (Eds.), Sea-level change, an integrated approach. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, OK, pp. 125-154.

Powell, J.W., 1875. Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. United States Government Printing Office, Washington, DC, United States, pp. 291.

Preux, R., 1978. Rapport de fin de sondage Penma-1, permis Loire Maritime, S.N.E.A.P. (Société National Elf Aquitaine Production). BEPH (Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures).

Proust, J.-N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., Le Corre, C., 2001. Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine ; nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. Bulletin de la Société Géologique de France, 172, 737-749.

Quesnel, F., 1997. Cartographie numérique en géologie de surface - application aux altérites à silex de l'oues du Bassin de Paris. Documents - B.R.G.M. (Thèse de Doctorat), 263.

Quesnel, F., 2003. Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg: geometry, dating and geodynamic implications. Geologie de la France(1), 95-104.

Quesnel, F., Dupuis, C., Yans, J., Ricordel-Prognon, C., Rad, S., Storme, J.-Y., Barbier, F., Roche, E., Bourdillon, C., Smith, T., Iacumin, P., 2009a. Reconstructing the Late Paleocene-Early Eocene continental paleosurface in and around the Paris and adjacent basins: new insights for paleogeographic, geodynamic and climatic studies, Climatic and Biotic Events of the Paleogene (CBEP 2009). GNS Science Miscellanous series, Wellington, New Zealand, pp. 102-106.

Quesnel, F., Prost, A.E., Lablanche, G., Thiry, M., Simon-Coincon, R., Théveniaut, H., Maget, P., Barbarand, J., Cribellier, C., 2009b. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Châteaumeillant (595). Orléans, France: BRGM, 139 pp. Carte géologique par Quesnel, F., Prost, A.E., Lablanche, G., Thiry, M., Simon-Coinçon, R., 2005.

Ramsay, A.C., 1846. On the Denudation of South Wales and the Adjacent Counties of England. Memoir of the Geological Survey of Great Britain, 1, 297-335.

Raymo, M.E., Mitrovica, J.X., O'Leary, M.l.J., DeConto, R.M., Hearty, P.J., 2011. Departures from eustasy in Pliocene sea-level records. Nature Geoscience, 4(5), 328-332.

Renouf, J.T., James, H.C.L., 2005. Age relationships between low level rocky shore platforms and the high coastal slopes in Jersey and the surrounding areas. Proceedings of the Ussher Society, 11, Part 2, 145-150.

Renouf, J.T., James, H.C.L., 2011. High level shore features of Jersey (Channel Islands) and adjacent areas. Quaternary International, 231(1–2), 62-77.

Rey, R., 1960. La faunule malacologique de Landéan (Ille-et-Vilaine). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 35-70.

Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Proust, J.-N., Dalrymple, R.W., Bourillet, J.-F., de Batist, M., Lericolais, G., Berne, S., Marsset, T., 1999a. Architecture and sequence stratigraphy of a late Neogene incised valley at the shelf margin, southern Celtic Sea. Journal of Sedimentary Research, 69, 351-364.

Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Proust, J.-N., Dalrymple, R.W., Marsset, T., de Batist, M., Bourillet, J.-F., Lericolais, G., 1999b. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). Sedimentology, 46, 703-721.

Ricordel-Prognon, C., Lagroix, F., Moreau, M.-G., Thiry, M., 2010. Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central ; paleomagnetic datings. Journal of Geophysical Research, 115(B10).http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007419.

Ricordel, C., 2007. Datations par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif Central et de ses bordures : implications géodynamiques. Thèse de Doctorat de L'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris., France, pp. 184.

Ricordel, C., Parcerisa, D., Thiry, M., Moreau, M.G., Gomez-Gras, D., 2007. Triassic magnetic overprints related to albitization in granites from the Morvan Massif (France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 251(2), 268-282.

Rioult, M., 1968. Contribution a l'étude du Lias de la bordure occidentale du bassin de Paris (Normandie-Maine). Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Caen, France, pp. 565.

Rioult, M., Pellerin, J., Juignet, P., 1966. Témoins résiduels d'Albien en Basse-Normandie et spécialement sur la campagne de Caen. Bulletin de la Société Linéenne de Normandie, 10(9), 19-44.

Robin, C., 1997. Mesure stratigraphique de la déformation. Mémoires Géosciences Rennes, 77. Géosciences Rennes, Rennes.

Robin, C., Guillocheau, F., Allemand, P., Bourquin, S., Dromart, G., Gaulier, J.-M., Prijac, C., 2000. Echelles de temps et d'espace du controle tectonique d'un bassin flexural intracratonique ; le bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France, 171(2), 181-196.

Roche, E., Dupuis, C., Stambouli-Essassi, S., Russo-Ermolli, E., De Putter, T., Nicaise, D., Fairon-Demaret, M., 2008. Phytostratigraphie et paléoenvironnements du Néogène de l'Entre-Sambre-et-Meuse et du Condroz (Belgique). Evolution paléoclimatique du subtropical humide au tempéré froid. Geo-Eco-Trop, 32, 101-130.

Römer, W., 2007. Differential weathering and erosion in an inselberg landscape in southern Zimbabwe: A morphometric study and some notes on factors influencing the long-term development of inselbergs. Geomorphology, 86(3–4), 349-368.

Römer, W., 2010. Multiple planation surfaces in basement regions: Implications for the reconstruction of periods of denudation and uplift in southern Zimbabwe. Geomorphology, 114(3), 199-212.

Rosenkranz, E., 1970. Pediments on the northeastern border of the Thuringian Forest. In: M. Pécsi (Ed.), Problems of relief planation. Studies in Geography in Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 133-136.

Rowberry, M.D., 2008. Constraining the altitudinal range of sub-horizontal denudation surfaces in Wales, U.K., using the elevation-relief ratio. Revista Geográfica Acadêmica, 2(2), 26-40.

Rowberry, M.D., 2012. A comparison of three terrain parameters that may be used to identify denudation surfaces within a GIS: A case study from Wales, United Kingdom. Computers & Geosciences, 43(0), 147-158.

Rowley, D.B., 2013. Sea Level: Earth's Dominant Elevation—Implications for Duration and Magnitudes of Sea Level Variations. The Journal of Geology, 121(5), 445-454.

Ruffell, A.H., 1995. Evolution and hydrocarbon prospectivity of the Brittany Basin (Western Approaches Trough), offshore north-west France. Marine and Petroleum Geology, 12(4), 387-407.

Ruffet, G., Innocent, C., Michard, A., Féraud, G., Beauvais, A., Nahon, D., Hamelin, B., 1996. A geochronological $^{40}Ar/^{39}Ar$ and $^{87}Rb/^{81}Sr$ study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(12), 2219-2232.

Rusciadelli, G., 1996. Stratigraphie séquentielle et quantification de l'espace disponible du remplissage du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud / Orsay, Orsay, France, pp. 178.

Sahagian, D., 1988. EPeirogenic motions of Africa as inferred from Cretaceous shoreline deposits. Tectonics, 7(1), 125-138.

Sandiford, M., Quigley, M., 2009. TOPO-OZ: Insights into the various modes of intraplate deformation in the Australian continent. Tectonophysics, 474(1–2), 405-416.

Schmidt, P.W., Prasad, V., Ramam, P.K., 1983. Magnetic ages of some Indian laterites. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 44(3–4), 185-202.

Schmitt, J.M., Simon-Coincon, R., 1985. La Paléosurface infra-liasique en Rouergue ; dépôts sédimentaires et altérations associés. Geologie de la France(2), 125-135.

Scotese, C.R., Golonka, J., 1992. Paleogegraphic atlas. Department of Geology, University of Texas, Texas.

Sellier, D., 1985. Les versants du pays natais. Etude géomorphologique. thèse de doctorat, Université de Nantes, pp. 506.

Siddall, R., 1993. Thermotectonic evolution of the continental margins of the bay of Biscay : application of apatite fission track analysis. Ph.D. thesis. University of London.

Simms, M.J., Ruffell, A.H., 1990. Climatic and biotic change in the late Triassic. Journal of the Geological Society, 147(2), 321-327.

Simon-Coinçon, R., Thiry, M., Schmitt, J.-M., 1997. Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary palaeosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129(1–2), 51-79.

Sissingh, W., 1998. Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. Tectonophysics, 300, 249-284.

Smith, A.G., Smith, D.G., Funnell, B.M., 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge University Press, Cambridge.

Smith, M.J., Pain, C.F., 2011. Geomorphological Mapping. In: K.J. Gregory, A.S. Goudie (Eds.), The SAGE handbook of Geomorphology. SAGE Publications, London, UK, pp. 142-153.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196(1–2), 17-33.

Steidtmann, J.R., Middleton, L.T., Shuster, M.W., 1989. Post-Laramide (Oligocene) uplift in the Wind River Range, Wyoming. Geology, 17(1), 38-41.

Steinberg, M., 1962. Découverte d'une faune cénomanienne dans la carrière de Viennay (Deux-Sèvres). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 254, 2193-2194.

Steinberg, M., 1967. Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris XI (Orsay), pp. 415.

Strakhov, N.M., 1967. Principles of lithogenesis. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Stroeven, A.P., Harbor, J., Heyman, J., 2013. 8.9 Erosional Landscapes. In: J.F. Shroder (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, pp. 100-112.

Strudley, M.W., Murray, A.B., Haff, P.K., 2006a. Emergence of pediments, tors, and piedmont junctions from a bedrock weathering–regolith thickness feedback. Geology, 34(10), 805-808.

Strudley, M.W., Murray, A.B., Haff, P.K., 2006b. Regolith thickness instability and the formation of tors in arid environments. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 111(F3), F03010.

Summerfield, M.A., 1991. Global geomorphology ; an introduction to the study of landforms. Longman Sci. and Tech. : Essex, United Kingdom, United Kingdom.

Tardy, Y., 1993. Pétrologie des Latérites et des Sols tropicaux. Masson, Paris.

Tardy, Y., Roquin, C., 1998. Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales. Editions BRGM, Orléans, France, pp. 473.

Tarr, R.S., 1898. The peneplain. American Geologist, 351-370.

Tator, B.A., 1952. Pediment characteristics and terminology ; Part 1, Pediment characteristics. Annals of the Association of American Geographers, 42(4), 295-317.

Tator, B.A., 1953. Pediment characteristics and terminology ; Part 2, Terminology. Annals of the Association of American Geographers, 43(4), 47-53.

Ters, M., avec la collaboration de Bambier, A., Chantraine, J., Châteauneuf, J.J., Godard, G., Greber, C., Limasset, O., Viaud, J.-M., Visset, L., 1982. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint-Philibert-de-Grand-Lieu (508). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Ters, M. et al., (1979).

Ters, M., Viaud, J.-M., 1983a. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Challans (534). Orléans, France: BRGM, 100 pp. Carte géologique par Ters, M. et al., (1983).

Ters, M., Viaud, J.-M., 1983b. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint-Philibert-de-Grand-Lieu (534). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Ters, M. et Viaud, J.-M., (1983).

Théveniaut, H., 2003. Paleomagnetism as an indirect dating tool of lateritic weathering profiles (saprolite, bauxite and ferricrete) ; theoretical bases, method, results in French Guiana, Africa and Europe. Geologie de la France, 2003(1), 89-90.

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(4), 209-231.

Théveniaut, H., Quesnel, F., Wyns, R., Hugues, G., 2007. Palaeomagnetic dating of the “Borne de Fer” ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 253(3–4), 271-279.

Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain. Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, pp. 383.

Thinon, I., Fidalgo-Gonzalez, L., Rehault, J.-P., Olivet, J.-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, 332(9), 561-568.

Thinon, I., Matias, L., Réhault, J.-P., Hirn, A., Fidalgo-González, L., Avedik, F., 2003. Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): a review of Norgasis seismic reflection and refraction data. Journal of the Geological Society, London, 160(1), 99-116.

Thinon, I., Menier, D., Guennoc, P., Proust, J.-N., avec la collaboration de Guillocheau, F., Bonnet, S., Le Roy, P., Augris, C., Bourillet, J.-F., Baltzer, A., Tessier, B., Pastol, Y., Garlan, T., Béchennec, F., Le Métour, J., Graviou, P., Alix, A.-S., Cornu, S., Loget, N., Renault, M., Scalliet, F., 2009. Carte géologique de la France à 1:250000 de la marge continentale: Lorient, Bretagne Sud. France: BRGM-CNRS

Thiry, M., 1988. Les grés lustrés de l'Eocène du Bassin de Paris ; des silcrètes pédologiques. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 25(4), 15-24.

Thiry, M., 1997. Continental silicifications ; a review. In: H. Paquet, N. Clauer (Eds.), Soils and Sediments. Springer, Berlin, pp. 191-221.

Thiry, M., 1999. Diversity of continental silicification features ; examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. In: M. Thiry (Ed.), Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 27. Blackwell, Oxford, International, pp. 87-127.

Thiry, M., Bertrand Ayrault, M., Grisoni, J.C., Ménillet, F., Schmitt, J.M., 1988a. Les grés de Fontainebleau ; silicifications de nappes liées à l'évolution géomorphologique du bassin de Paris durant le Plio-Quaternaire. Bulletin de la Société Géologique de France, 4(3), 419-430.

Thiry, M., Delaunay, A., Dewolf, Y., Dupuis, C., Ménillet, F., Pellerin, J., Rasplus, L., 1983. Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le Bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France, 25(1), 31-40.

Thiry, M., Koeniguer, J.C., Menillet, F., 1988b. Les silifications de surface ; la typologie et les outils de leur interprétation. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 25(4), 5-14.

Thiry, M., Quesnel, F., Yans, J., Wyns, R., Vergari, A., Theveniaut, H., Simon-Coincon, R., Ricordel, C., Moreau, M.-G., Giot, D., Dupuis, C., Bruxelles, L., Barbarand, J., Baele, J.-M., 2006. Continental France and Belgium during the Early Cretaceous ; paleoweatherings and paleolandforms. Bulletin de la Société Géologique de France, 177(3), 155-175.

Thiry, M., Ricordel-Prognon, C., Franke, C., Brulhet, J., 2012. Modernité des paléosurfaces : leur apport à la géodynamique. In: I. Cojan, G. Friès, D. Grosheny, O. Parize (Eds.), Expression de l'innovation en géosciences, une journée avec Bernard Beaudoin. Presse des Mines, Paris, France, pp. 113-125.

Thiry, M., Simon-Coinçon, R., Quesnel, F., Wyns, R., 2005. Altération bauxitique associée aux argiles à chailles sur la bordure sud-est du bassin de Paris. Bulletin de la Société Géologique de France, 176(2), 199-214.

Thom, B.G., Keene, J.B., Cowell, P.J., Daley, M., 2010. East Australian marine abrasion surface. Geological Society, London, Special Publications, 346(1), 57-69.

Thomas, E., 1999. Evolution cénozoïque d'un domaine de socle: le massif armoricain, Apport de la cartographie des formations superficielles. Thèse de Doctorat, Université Rennes 1, Rennes, France, pp. 218.

Thomas, M.F., 1989a. The role of etch processes in landform development ; 1, Etching concepts and their applications. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 33(2), 129-142.

Thomas, M.F., 1989b. The role of etch processes in landform development ; 2, Etching and the formation of relief. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 33(3), 257-274.

Thomas, M.F., 1994. Geomorphology in the tropics ; a study of weathering and denudation in low latitudes. John Wiley and Sons, Chichester, United Kingdom, pp. 460.

Thorn, C.E., 2004. Cryoplanation. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 204-205.

Trautmann, F., Becq-Giraudon, J.-F., Carn, A., 1994. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Janzé (353). France: BRGM. Carte géologique par Trautmann, F., (1994).

Trautmann, F., Paris, F., Carn, A., 1999. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Rennes (317). France: BRGM. Carte géologique par Trautmann, F., Paris, F., (2000).

Trenhaile, A., 2004. Shore Platform. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 956-959.

Truffert, C., Egal, E., Le Goff, E., Courrioux, G., Guennoc, P., 2001. Gravity modellings of the Cadomian active margin of northern Brittany. Tectonophysics, 331(1–2), 81-97.

Turillot, P., 2010. Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricain. Doctorat, Université d'Orléans, Orléans, France, pp. 365.

Twidale, C.R., 1993. C. H. Crickmay, a Canadian rebel. Geomorphology, 6, 357-372.

Twidale, C.R., 1997. The great age of some Australian landforms: examples of, and possible explanations for, landscape longevity. In: M. Widdowson (Ed.), Palaeosurfaces: recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation. Geological Society, London, Special Publication, pp. 13-23.

Twidale, C.R., Bourne, J.A., 2013. Pediments as Etch Forms: Implications for Landscape Evolution. The Journal of Geology, 121(6), 607-602.

Twidale, C.R., Campbell, E.M., 1992. Geomorphological development of the eastern margin of the Australian Craton. Earth Surface Processes and Landforms, 17(4), 419-431.

Underhill, J.R., Partington, M.A., 1993. Use of genetic sequence stratigraphy in defining and determining a regional tectonic control on the 'mid-Cimmerian unconformity' ; implications for North Sea basin development and the global sea level chart. AAPG Memoir, 58, 449-484.

Underhill, J.R., Paterson, S., 1998. Genesis of tectonic inversion structures ; seismic evidence for the development of key structures along the Purbeck-Isle of Wight disturbance. Journal of the Geological Society of London, 155, Part 975-992.

USGS, 2012. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) - 3 arc-second - http://srtm.csi.cgiar.org/. In: U.S.G.S. products (Ed.).

Utescher, T., Mosbrugger, V., Ivanov, D., Dilcher, D.L., 2009. Present-day climatic equivalents of European Cenozoic climates. Earth and Planetary Science Letters, 284(3–4), 544-552.

van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Bahain, J.L., Balescu, S., Falguères, C., Field, M., Hallégouët, B., Keen, D.H., 2000. Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English

Channel: regional and global stratigraphic implications. Journal of Geodynamics, 29(1–2), 15-41.

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. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes, 326, 333-340.

Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laurent, M., Laignel, B., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.-L., Mercier, D., Hallegouët, B., Laga, P., Laquement, F., Meilliez, F., Michel, Y., Moguedet, G., Vidier, J.-P., 2002. Paleogeographic evolution of northwestern Europe during Upper Cenozoic. Geodiversitas, 24(3), 511-541

Vandenberghe, N., Hilgen, F.J., Speijer, R.P., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., Hammer, O., Hollis, C.J., Hooker, J.J., 2012. Chapter 28 - The Paleogene Period. In: F.M. Gradstein, J.G.O.D. Schmitz, G.M. Ogg (Eds.), The Geologic Time Scale. Elsevier, Boston, pp. 855-921.

Vanney, J.-R., 1977. Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine. Publications de la Sorbonne ; Nouvelle Série recherches, 21.

Vasconcelos, P.M., Conroy, M., 2003. Geochronology of weathering and landscape evolution, Dugald River valley, NW Queensland, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(16), 2913-2930.

Vérague, J., 1974. La transgression cénomanienne et les témoins anté-cénomaniens d'altération entre Sées et Alençon (Orne). Norois, 84, 541-562.

Vérague, J., 1977. Les altérations des roches du socle armoricain : relictes morpho-climatiques de la continentalisation post-hercynienne entre Sées et Alençon (Basse-Normandie). Norois, 94, 251-269.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins ; pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Marine and Petroleum Geology, 12(8), 903-915.

Vernhet, Y., Doré, F., Lautridou, J.P., Talbo, H., Verron, G., Dhellemmes, R., Enouf, C., 1995. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Domfront (249). France: BRGM. Carte géologique par Vernhet, Y., Dhellemmes, R., Doré, F., Enouf, C., Lautridou, J. P., Verron, G., 1996.

Vernhet, Y., Lerouge, G., Besombes, J.-C., Le Gall, J., Gigot, P., Cuney, M., Pivette, B., Lebret, P., Thiéblemont, D., 2009. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Mayenne (285). France: BRGM, 225 pp. Carte géologique par Vernhet, Y., Lerouge, G., Besombes, J.-C., Le Gall, J., Gigot, P., Lebret, P. avec la collaboration de Cousin, D., Coutin, C., Perrochain, C., Pirus, S., Rouillon, C., Sejalon, D., Souchal, C., 2009.

Vernhet, Y., Maurizot, P., Le Gall, J., Gigot, P., Dupret, L., Lerouge, G., Besombes, J.-C., Barbier, F., Pay, T., avec la collaboration de Pellerin, J., Dugué, O., Fily, G., 2002. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Villers-Bocage (145). France: BRGM, 145 pp. Carte géologique par Vernhet, Y., Maurizot, P., Le Gall, J., Gigot, P., Dupret, L., Barbier, F, Lerouge, G., Besombes, J.-C., Pellerin, J., 2002.

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012a. Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? Earth-Science Reviews, 110(1–4), 93-110.

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012b. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Science Reviews, 114(1–2), 61-83.

Vissert, L., L'Helgouach, J., Bernard, J., 1996. La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer (Morbihan). Etude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolothiques. Revue archéologique de l'Ouest, 13, 79-87.

Warrington, G., Ivimey-Cook, H.C., 1992. Triassic. In: J.C.W. Cope, J.K. Ingham, P.F. Rawson (Eds.), Atlas of palaeogeography and lithofacies. Memoirs of the Geological Society of London. Blackwell [for the] Geological Society of London, London, United Kingdom, pp. 97-106.

Watchman, A.L., Twidale, C.R., 2002. Relative and 'absolute' dating of land surfaces. Earth-Science Reviews, 58(1–2), 1-49.

Wattinne, A., Quesnel, F., Mélières, F., Guillou, H., Bourdillon, C., Barbarand, J., Baele, J.M., Yans, J., 2010. Upper Cretaceous feldspars in the Cenozoic Limagne Basin: A key argument in reconstructing the palaeocover of the Massif Central (France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 298(3–4), 175-188.

Watts, A.B., 1982. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. Nature, 297(5866), 469-474.

Watts, A.B., 2001. Isostasy and flexure of the lithosphere. University of Cambridge : Cambridge, United Kingdom, United Kingdom.

Wayland, E.J., 1933. Peneplains and some other erosional plaforms. Annual Report and Bulletin, Protectorate of Uganda Geological Survey, Department of Mines, Note 1, 77-79.

Weiss, A.D., 2001. Topographic Position and Landforms Analysis. Poster presentation, ESRI Users Conference, San Diego, CA.

Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32, 151-185.

Whitaker, C.R., 1973. Pediments: a bibliography. Bibliography of pediments. Geo Abstracts Ltd, Norwich, pp. 95 p.

Whitaker, C.R., 1979. The use of the term 'pediment' and related terminology. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 23(4), 427-439.

White, K., 2004. Pediment. In: A.S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 768-770.

Widdowson, M. (Ed.), 1997a. Palaeosurfaces ; recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation. Geological Society of London, Special Publication, 120. Geological Society of London.

Widdowson, M., 1997b. The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces. Geological Society, London, Special Publications, 120(1), 1-12.

Widdowson, M., 2008. Laterite and Ferricrete. In: D.J. Nash, S.J. McLaren (Eds.), Geochemical Sediments and Landscapes. Blackwell Publishing Ltd, pp. 46-94.

Wooldridge, S.W., Linton, D.L., 1955. Structure, surface and drainage in southeast England - 2nd edition. George Philip and son limited, London, Great Britain.

Wyns, R., 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'aprés l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. Geologie de la France, 1991, 11-42.

Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 175(1), 21-34.

Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coincon, R., Guillocheau, F., Lacquement, F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. Geologie de la France(1), 79-87.

Xu, C., Mansy, J.-L., Van Den Haute, P., Guillot, F., Zhou, Z., Chen, J., De Grave, J., 2009. Late- and post-Variscan evolution of the Ardennes in France and Belgium: constraints from apatite fission-track data. Geological Society, London, Special Publications, 324(1), 167-179.

Yans, J., 2003. Chronologie des sédiments kaoliniques faciès wealdiens (Barrémien moyen Albien supérieur ; bassin de Mons) et de la saprolite polyphasée (Crétacé inférieur et Miocène inférieur) de la Haute-Lesse (Belgique). Implications géodynamiques et paléoclimatiques. Thèse de Doctorat de la Faculté Polytechnique de Mons et de l'Université de Paris-Sud Orsay, pp. 316.

Yans, J., Dupuis, C., 2007. Dating of the weathering processes in the Ardennes (Belgium). Geologica Belgica, 10(3-4), 222-222.

Yans, J., avec la collaboration de Chauvin, A., Dejax, J., de Putter, T., Dupuis, C., Feraud, G., Guillocheau, F., Masure, E., Leost, I., Perruchot, A., Pons, D., Spagna, P., Wyns, R., 2003. An overview of the saprolites of Belgium and their potential kaolinitic supplies to Mesozoic and Cainozoic sediments. Geologie de la France (1), 33-37.

Yao, K., Thiry, M., Szuszkiewicz, A., Turniak, K., 2010. Petrological characterization of the Triassic paleosurface in the northern Bohemian Massif. Geophysical Research Abstracts, 12, EGU2010-7980.

Young, R., McDougall, I., 1993. Long-term landscape evolution ; early Miocene and modern rivers in southern New South Wales, Australia. Journal of Geology, 101(1), 35-49.

Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature, 451(7176), 279-283.

Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292(5517), 686-693.

Ziegler, P.A., 1987. Evolution of the Western Approaches Trough. Tectonophysics, 137(1-4), 341-346.

Ziegler, P.A., 1990. Geological atlas of Western and Central Europe, 1. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V, The Hague, Netherlands, pp. 239.

Ziegler, P.A., Cloetingh, S., van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. Tectonophysics, 252(1–4), 7-59.

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1 : Diagramme schématisant les relations d'interdépendances entre les deux grands facteurs de forçage de l'évolution d'un paysage que sont le climat et la déformation et les différents processus entrant en jeu dans cette évolution (réalisé d'après Champagnac et al., 2014). La définition du niveau de base est schématisée par les aplats grisés. 29

Figure 1-2 : Schéma d'une pénéplaine. 32

Figure 1-3 : Coupes schématiques représentant l'évolution des versants dans le cas d'un processus d'abaissement des versants (A) de Davis (1899 – pénéplanation) et de recul des versants (B) de Penck (1924 – pédiplanation) 33

Figure 1-4 : Schémas illustrant : A – un pédiment, B – une pédivallée et C – une pédiplaine formée par la coalescence d'un pédiment et d'une pédivallée. Le col pédimentaire correspondant à la connexion locale de la partie amont de deux pédiments ou pédivallées n'est pas représenté. 34

Figure 1-5 : Carte mondiale des pédiments mentionnés dans la littérature (Withaker, 1973) 35

Figure 1-6 : Les différents types de surfaces de corrosion ("etchplains") : A – capée par un profil d'altération ; B – disséquée puis partiellement déblayée ; C – déblayée/décapée ; D – incisée et E – ré-altérée (d'après Thomas, 1994). 37

Figure 1-7 : Influence de la lithologie dans la formation des surfaces de corrosion. A – La surface initiale est constituée de lithologies plus ou moins résistantes à l'altération chimique, B – Lors du développement de l'altération, le front d'altération pénètre plus profondément dans les roches moins résistantes, C – les processus d'érosion mécanique décapent préférentiellement les zones plus altérées, un inselberg apparaît, la topographie est plus rugueuse, D – Les processus d'érosion ont entièrement décapé les profils d'altération meubles. Deux surfaces ont été créées simultanément : 1 – une surface de corrosion capée par une cuirasse latéritique et 2 – une surface de front d'altération, issue du décapage des altérites, qui porte un inselberg à la faveur d'une zone de lithologie plus résistante. 38

Figure 1-8 : Schéma de formation d'une plate-forme d'abrasion marine associée à une phase de transgression entraînant un élargissement de la plate-forme au cours du temps depuis le stade t1 vers le stade t2. La nécessité d'un ameublissement des terrains antérieurs par des processus d'altération (décapage plus aisé du saprolite) est toujours débattue 39

Figure 1-9 : Schéma représentant les morphologies des cryopédiments occupant les fonds de vallées et des terrasses de cryoplanation occupant les interfluves. Les cryopédiments peuvent porter des coulées de solifluxion et les terrasses de cryoplanation peuvent être étagées. 40

Figure 1-10 : Schéma en coupe d'un inlandsis représentant la répartition des domaines de gélifraction et de fusion sous-glaciaire en fonction de la topographie (interfluves et fonds de vallées représentés) ainsi que les variations de gradient d'écoulement glaciaire. Trois types d'érosion glaciaire sont répartis selon ces facteurs: AS – Affouillement de la Surface ; ELS – Érosion Linéaire Sélective ; PPE – Peu ou Pas d'Érosion. 41

Figure 1-11 : Blocs-diagramme des trois stades d'évolution d'un paysage du cycle d'érosion de Davis (1899) en réponse à une variation du niveau de base (surrection) : 1 - Jeune – le relief est incisé par les rivières avec occurrence de vallées en V et de vaste zones mal drainées entre les différents drains, le relief relatif maximum

est atteint en fin de stade ; 2 - Mature – Le réseau de drainage est bien ramifié, entrainant l'érosion des versants, le relief relatif décroit progressivement ; 3 - Ancien – Le paysage est complétement nivelé quasiment jusqu'au niveau de base, c'est la pénéplaine, les rivières présentent de larges plaine d'inondation et des cours méandriformes (Modifié d'après Huggett, 2011). 44

Figure 1-12 : Diagrammes illustrant le développement du relief dans les cinq principaux schémas d'évolution du relief : A – Modèle de W. M. Davis (1899) ; B – Modèle de W. Penck (1924) ; C – Modèle de L. C. King (1953) ; D – Modèle de C. H. Crickmay (1975) ; E – Modèle de J. T. Hack (1975). 45

Figure 1-13 : Évolution des profils des pédiments au cours du temps. A – profils longitudinaux comparés des pédiments fini-miocènes et des pédiments actifs (Chaîne de Reveille, Nevada). Le taux de "downwearing" des crêtes et des parties sommitales des pédiments varie entre 20 et 30 m/Ma et entre 5 et 20 m/Ma pour leurs parties inférieures. B – Modèle empirique de l'évolution des pédiments (Désert de Mojave, Californie) basé sur la compilation des différences d'altitude entre pédiments actifs et pédiments fossiles (scellés par des coulées volcaniques miocènes et pliocènes). Les parties supérieures des pédiments encore actifs ont été érodées, les parties médianes (distance horizontale < 10 m) sont restées dans un état d'équilibre (d'après Dohrenwend et Parsons, 2009)..... 47

Figure 1-14 : Schéma de l'isostasie flexurale et du flambage lithosphérique induit par les mécanismes de charge/décharge d'une lithosphère. A – Charge d'une lithosphère par une calotte glaciaire impliquant une subsidence sous l'inlandsis et une surrection aux bordures de celui-ci par le flambage lithosphérique induit. B – Décharge d'une lithosphère induisant un rééquilibrage isostatique de la lithosphère avec subsidence des bordures et surrection au droit de l'ancien inlandsis : c'est le rebond isostatique..... 52

Figure 1-15 : A – Schéma illustrant comment le flux mantellique (dynamique du manteau) peut générer de la topographie. B – Schéma illustrant l'impact de la tectonique des plaques sur la topographie. Du fait du rééquilibrage isostatique, la convergence (épaississement de la croûte/lithosphère) induit une topographie positive tandis que la divergence (amincissement de la croûte/lithosphère) induit une topographie négative... 53

Figure 1-16 : Schémas illustrant l'étagement ou l'emboîtement des surfaces d'aplanissement en fonction des variations du niveau de base global suite au basculement initial d'une topographie continentale : A – Étagement de 4 surfaces d'aplanissement (PS1 à PS4) suite à des chutes du niveau de base (processus : "backwering et "downwearing" ; B – Idem mais sans processus de "downwearing" ; C – Étagement de PS1 à PS3 (chutes du niveau de base) puis emboîtement de PS4 et fossilisation de PS3 par des dépôts sédimentaires (remontée du niveau de base) ; D – Étagement de PS1 et PS2 (chute du niveau de base), puis emboîtement de PS3 et fossilisation de PS2 (remontée du niveau de base) et enfin étagement de PS4. Noter la préservation de sédiments fossiles sur PS2 permettant la datation de cette surface (inspiré de (Lidmar-Bergström, 1982)..... 55

Figure 1-17 : Schémas des morphologies structurales associées aux divers pendages de strates géologiques résistantes. Les strates sédimentaires colorées en marron représentent les structures résistantes. Noter les surfaces planes formées par les plateaux et structures monoclinales : ces formes correspondent à des surfaces structurales et non des surfaces d'aplanissement car elles n'oblitèrent pas les structures du substratum géologique (d'après Huggett, 2011)..... 57

Figure 1-18 : A – Coupe synthétique d'un profil d'altération latéritique ferrugineux sur une roche mère métasédimentaire (e.g. schistes, F.G., modifié d'après Tardy, 1993). B – Modèle conceptuel de l'organisation topographique d'un profil d'altération latéritique (modifié d'après Wyns et al., 2004). 60

Figure 1-19 : Représentation schématique d'un profil typique de silcrète pédogénétique illustrant l'organisation verticale des structures du silcrète et des minéralisations de silice (traduit depuis Nash et Ullyott, 2008, modifié d'après Thiry, 1999)..... 62

Figure 1-20 : Carte de répartition de l'intensité de l'altération chimique autour du globe (Grimaud, 2014 d'après Strakhov, 1967 et Summerfield, 1991). *64*

Figure 1-21 : Répartition latitudinale des types d'altération chimique et de leurs épaisseurs. Courbes en pointillés : modèle initial de Strakhov, 1967. Courbes en traits pleins : données modernes de température, précipitations et de production de litière végétale (d'après Pope, 2013). *65*

Figure 1-22 : Température moyenne globale de surface des océans depuis le Crétacé supérieur calculée à partir des rapports Mg/Ca des foraminifères benthiques. Cadres verts : phases climatiques optimales. (Cramer et al., 2011). *66*

Figure 1-23 : Modèle d'organisation topographique des altérations soustractives et additives (d'après Wyns et al., 2003). *66*

Figure 1-24 : Cartographie simplifiée de l'organisation concentrique des altérations chimiques soustractives et additives australiennes depuis les points hauts vers les points bas (Tardy et Roquin, 1998). *67*

Figure 1-25: Schémas illustrant le développement d'une surface d'aplanissement en réponse à une chute du niveau de base sous climat tropical. Les processus d'aplanissement agissent de manière plus importante à proximité du niveau de base où l'humidité des sols et l'altération sont plus prononcées (Stade I). Puis les zones plus résistantes à l'altération voient leur base de profil d'altération exposée suite à la dénudation, commençant à former des inselbergs et points hauts (Stade II). Enfin, le réseau de drainage transmet progressivement la chute du niveau de base par dénudation à l'amont du système, formant progressivement une surface d'aplanissement adaptée au niveau de base (Stade III). Les points hauts et inselbergs de la partie amont forment un escarpement disséqué par des rentrants du réseau hydrographique. Le profil d'altération initial est pratiquement complétement décapé. *72*

Figure 1-26 : Visualisation 3D de la modélisation de l'impact des facteurs de contrôles lithologiques et structuraux sur l'étagement des reliefs suite à une baisse du niveau de base. A – Carte géologique du modèle, B – État initial du modèle, C – Modélisation sans altération antérieure du substratum, D – Modélisation avec altération antérieure du substratum et D – Modélisation avec altération antérieure du substratum puis augmentation du ruissellement (d'après Römer, 2010). *74*

Figure 1-27 : Blocs diagrammes illustrant une inversion de relief. A – Relief initial avec formation d'une ferricrète ou d'une silcrète dans les zones topographiques basses. B – Érosion différentielle induite par une chute du niveau de base et la résistance à l'érosion plus importante des ferricrètes ou silcrètes. C – Érosion progressive des plateaux résiduels, principalement par "backwearing" (Summerfield, 1991). *75*

Figure 1-28: Coupe schématique de la formation des escarpements dans le cas de la modélisation de Römer (2010). Les stades d'évolution (B, C^1, C^2, C^3) correspondent aux stades d'évolution de la Figure 1-26.Modèle 1. B – Stade initial sans altération préalable ; C^1 – Taux d'altération différent entre les roches 1 et 3 ; C^2 – Dénudation importante de la roche 1 avec accentuation de la pente en aval de l'escarpement naissant ; C^3– Escarpement avec roche saine affleurante. Le taux de dénudation de la partie amont de l'escarpement est contrôlé par le taux d'altération, l'escarpement correspond à un niveau de base local (d'après Römer, 2010). *75*

Figure 1-29 : Coupes géomorpho-géologiques et carte géomorphologique de la région de de Mékélé-Adigrat (Nord-Est de l'Éthiopie, Ouest de l'Afar) montrant 4 surfaces d'aplanissement basculées et faillées (Coltorti et al., 2007). *78*

Figure 1-30 : A – M.N.T. du "South Swedish Dome" et localisation de la coupe C. B – Carte géologique simplifiée du "South Swedish Dome". C – Coupe géologique et géomorphologique Terre-Mer Ouest-Est de la zone d'étude.

3 surfaces d'aplanissement sont mises en évidence. (d'après Lidmar-Bergström et al., 2013 et Green et al., 2013) 79

Figure 1-31 : Étude couplant analyse des surfaces d'aplanissement, des bassins, et analyses thermochronologiques au Groënland. A – Cartographie des surfaces d'aplanissement ; B – Modèle d'enfouissement/exhumation construit à partir des contraintes issues des 3 méthodes ; C – Schéma illustrant la déformation, l'enfouissement et l'exhumation des différentes surfaces d'aplanissement au cours du temps (d'après Japsen et al., 2014)..... 80

Figure 1-32 : Exemple de station terrain montrant une image satellite de la station (à gauche) et un schéma illustrant l'agencement des surfaces d'aplanissement latéritiques et cuirassées d'Afrique de l'Ouest (à droite ; Grimaud et al., 2014). 83

Figure 1-33 : Illustration de surfaces d'aplanissement de la région de Kangerlussuaq (Groënland). A – Carte des courbes de niveau montrant les zones sub-planes et de faible relief en blanc. B – "Swath profile" de la zone de Kangerlussaq (Bonow, 2004)..... 84

Figure 1-34 : Schéma illustrant l'impact du rayon de calcul sur la classification automatique des reliefs : A- Pour un faible rayon, les petites morphologies sont mises en évidence. B – Pour un rayon élevé, les grandes structures sont mises en évidence. La classification TPILC est élaborée en combinant les déviations standards des deux modèles (Weiss, 2001). 85

Figure 1-35 : Pointé et détail de lignes sismiques perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion montrant les surfaces d'aplanissement majeurs (notamment une surface d'abrasion marine) associées à la crise de salinité messinienne (d'après Bache et al;, 2012)..... 86

Figure 2-1 : Carte géologique ombrée du Massif armoricain et des bassins périphériques. Noter la partie immergée du Massif armoricain. (d'après la Carte géologique de la France au 1.1 000 000ème, Chantraine et al., 1996 et Carte géologique de l'Europe au 1.5 000 000ème, Asch et al., 2007). 92

Figure 2-2 : Schéma de la chaîne varisque illustrant les différents domaines différenciés et les corrélations potentielles entre ces domaines (aplats de couleurs). Ces corrélations font débat en raison de la nature cylindrique de la chaïne. Les quatre domaines du Massif armoricain sont identifiés (d'après Ballèvre et al., 2009). 94

Figure 2-3 : Schémas synthétiques illustrant, au premier ordre, la géométrie et la cinétique des plaques Gondwana, Laurussia et des microplaques Avalonia et Armorica au cours du Paléozoïque et de l'orogenèse varisque (d'après Ballèvre, 2009). 95

Figure 2-4 : Limites du Massif armoricain affleurant et des bassins périphériques (en gris foncé), limites du bloc armoricain proposées à partir des anomalies géophysiques et magnétiques (en gris clair) et principales structures (traits épais noirs) et sutures (traits épais noirs sur fond grisé) varisques (d'après Thomas, 1999 et Ballèvre, 2009). 96

Figure 2-5 : A – Carte schématique des unités de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain (d'après Ballèvre, 2009). B – Modèles 2.5D de gravité situés sur la ligne ARMOR 1 avec comparaison entre modèle de densité déduit de coupes géologiques (bas) et anomalies gravitaires mesurées (haut – d'après Truffert et al., 2001). C – Interprétation composite des pointés sismiques des profils SWAT 10 et ARMOR. Le système cadomien imagé est interprété comme un ensemble de chevauchements s'enracinant au sommet de la croûte inférieure (d'après Bitri et al., 2001). 99

Figure 2-6 : Interprétation et corrélation des profils ARMOR 2 Nord et Sud (d'après, Bitri et al., 2003, 2010). . 100

Figure 2-7 : Tomographies du manteau lithosphérique : A – avant et B – après la restauration d'un cisaillement simple déterminé à partir d'observations géologiques. C – Positionnement et répartition des stations sismiques. NASZ : Cisaillement nord-armoricain. 101

Figure 2-8 : Principaux domaines structuraux cadomiens et varisques situés sous le Bassin de Paris et failles majeures. Le code couleur correspond aux corrélations proposées par Ballèvre et al. (2009) à l'échelle de la chaîne varisque (Figure 2-2). (d'après Guillocheau et al., 2000 et Ballèvre et al., 2009). 103

Figure 2-9 : Principales failles affectant le Bassin de Paris (d'après Guillocheau et al., 2000)..... 104

Figure 2-10 : Courbe d'accomodation du Bassin de Paris calculée à partir des puits "Les Quatre Bras", 'Vert-le-Grand 1", "Charmottes 5" et "La Folie de Paris". Corrélation avec les cycles stratigraphiques de durée 10-40 Ma (d'après Robin et al., 2000). 105

Figure 2-11 : Discordances, déformations, cycles stratigraphiques majeurs (10-40 Ma) du Bassin de Paris et évènements géodynamiques (d'après Guillocheau et al., 2000)..... 106

Figure 2-12 : Occurrences de paléo-altérations du Crétacé inférieur représentées sur une carte paléogéographique de la France et de la Belgique pour l'intervalle Bérriasien – Barrémien (modifié d'après Thiry et al., 2006 et données de datation d'après Steinberg, 1967 ; Estéoule-Choux et al., 1969 ; Lippolt et al., 1998 ; Giot et al., 2003, Yans, 2003 ;Thiry et al., 2005 ;Théveniaut et al., 2007 et Quesnel et al., 2009)..... 108

Figure 2-13 : Stratigraphie et logs synthétiques de l'épisode d'érosion/altération Paléocène – Eocène inférieur des dépôts du Bassin de Paris et de ses bordures. Br : Bretagne, Ma : Mayenne, To : Touraine, PO : Pays d'Ouche, CA : Cap d'Ailly-Dieppe, LB : Lintot-les-Bois, Av : Avesnois, Do : Dormaal, Rz : Régniowez, Ri : Rivecourt, Cl : Clairoix, CB : Cernay-Berru, Sz : Sézanne, Ne : Nemours, Sa : Sancerrois, Ax : Auxois, Ms : Mäconnais, Ch : Charollais, Bs : Bresse. (Barbarand et al., 2013). 111

Figure 2-14 : Schéma structural de la zone géographique des Approches occidentales de la Manche (d'après Le Roy et al., 2011). 112

Figure 2-15 : Interprétation des profils sismiques écoute longue SWAT (d'après Thomas, 1999 modifié (d'après Thomas, 1999 modifié de Bois et al., 1991b). 115

Figure 2-16 : Coupes interprétatives des bassins des Approches de l'Ouest (d'après Thomas, 1999 modifié de Ziegler, 1990). 117

Figure 2-17 : Stratigraphie sismique des secteurs français et anglais des Approches de l'Ouest, attributions chronostratigraphiques et corrélations avec la charte eustatique de Haq (1987, modifiée) et les principaux épisodes d'inversion (Le Roy et al., 2011)..... 119

Figure 2-18 : Quantité d'exhumation cénozoïque des Îles britanniques et des domaines alentours (Hillis et al., 2008). 120

Figure 2-19 : A – Schéma structural du domaine ouest-armoricain ; B – Coupe synthétique de la marge sud-armoricaine depuis le Bassin de Concarneau ; D – Coupe synthétique de la Marge sud-armoricaine depuis Belle-île (d'après Thinon et al., 2009)..... 123

Figure 2-20 : Coupe lithologique du puits PENMA-1 (datation déduite de la biostratigraphie des foraminifères et nannofossiles), interprétation des milieux de dépôts, et corrélation des séquences identifiées en stratigraphie

sismique pour la Marge sud-armoricaine avec (1) les Approches de l'Ouest (Bourillet et al., 2003), (2) la stratigraphie fluviatile à terre (Van Vliet-Lanoë et al., 1998, Guillocheau et al., 1998, Brault et al., 2004), (3) le puits PENMA-1 (Preux, 1978), (4) la courbe globale de variation du niveau marin modifiée de Haq (1987) et (5) les phases orogéniques majeures affectant l'Europe de l'Ouest (d'après Paquet et al., 2010). *124*

Figure 2-21 : Extrait de la carte géologique et coupe géologique au travers de la baie de Concarneau. Les dépôts oligocènes sont discordants sur l'Eocène plissé et comblent des paléochenaux. (Thomas, 1999 modifié d'après Delanoë et al., 1975, 1976 et Delanoë, 1988, Béchennec et al., 1988). *126*

Figure 2-22 : Interprétation de quatre profils sismiques issus des campagnes Bir Hakeim 67 (20-670 ; 20-790 ; 20-970 et GeoEtel 2008 (A) montrant l'organisation des principales unités (U1 à U6b) et discontinuités (S1 à S6) sismiques de la Marge sud-armoricaine. Sur la ligne 20-670, les unités sismiques et discontinuités sont corrélées au puits PENMA-1 projeté (situé à 3 km au NW). Échelle verticale en millisecondes temps double (d'après Paquet et al., 2010). *128*

Figure 2-23 : Reconstitution paléogéographique des milieux de dépôt du Bathonien supérieur (Enay et al., 1980). Noter l'approfondissement des séries en domaine proximal et les lignes de faciès traversant le Massif armoricain traduisant l'ennoiement total ou partiel de ces domaines émergés (Enay et al., 1980). *131*

Figure 2-24 : Distribution des profils d'altérations cartographiés sur le Massif armoricain, compilée à partir des cartes géologiques de la France au 1/50000ème (BRGM ; projection RGF Lambert 1993). Les zones vides du quadrillage délimitant les différentes cartes correspondent à celles levées avant 1990. Ligne grise fine : limite entre le Massif armoricain et le Bassin de Paris. *133*

Figure 2-25 : Carte des vestiges sédimentaires du Crétacé inférieur présents sur le Massif armoricain. Données d'après (1) Bauer et al., 2011 ; (2) Bigot, 1905 ; (3) Bonissent, 1870 ; (4) Borne et al., 1989 ; (5) Bourcart, 1950 ; (6) Brabant, 1965 ; (7) Chevalier and Borne, 1989 ; (8) Dangeard, 1928 ; (9) Deunff, 1953 ; (10) Durand, 1958 ; (11) Durand and Louail, 1971 ; (12) Durand et al., 1973 ; (13) Fleury et al., 1989 ; (14) Graindor, 1958 ; (15) Graindor and Marie, 1959 ; (16) Juignet, 1974 ; (17) Lautridou in Baize, 1998 ; (18) Lebesconte, 1882 ; (19) Noury, 1886 ; (20) Poncet, 1961 ; (21) Thinon et al., 2009 ; (22) Vernhet et al., 2009 (projection: RGF Lambert 1993). *134*

Figure 2-26 : Carte géologique (gauche) et écorché des formations paléogènes à néogènes (droite) du Bassin de Rennes. La ligne sismique HR1 (programme GéoFrance 3D ARMOR2) et le forage CDB1 (projet CINERGY) sont positionnés (d'après Thomas, 1999 et Trautmann, 1999). *136*

Figure 2-27 : Aquisition sismique dans le Bassin de Rennes (programme GéoFrance 3D ARMOR2). A – Ligne sismique réflexion HR1 brute non retraitée, B- Interprétation avec présence de sédiments mésozoïques, C – Interprétation avec exclusivement des sédiments cénozoïques présents (Plan de position en Figure 2-26). *137*

Figure 2-28 : Coupe sédimentologique et stratigraphique du forage CDB1 (projet CINERGY, 2010 ; Bauer et al., 2010). *138*

Figure 2-29 : Synthèse biostratigraphique de 16 bassins paléogènes répartis sur le Massif armoricain et recalés (ISC 2012) grâce aux nouvelles données de datation issues du forage CDB1 (projet CINERGY, Bauer et al., 2010 ; datations : Bourdillon et al., 2012) et aux données issues de la littérature (cf. Annexe 1). *139*

Figure 2-30 : Diagramme chronostratigraphique du Cénozoïque armoricain selon un transect nord-sud. Les attributions chronostratigraphiques peuvent présenter des incertitudes (Guillocheau et al., 2003). *140*

Figure 2-31 : Localisation et nature des principaux affleurements yprésiens répertoriés sur le Massif armoricain (d'après Thomas, 1999). *141*

Figure 2-32 : Localisation et nature des principaux affleurements du Bartonien (principalement inférieur) répertoriés sur le Massif armoricain (d'après Thomas, 1999). *143*

Figure 2-33 : Carte de répartition des silcrètes décrits sur le Massif armoricain sur un MNT (projection Lambert II). Les zones noires du MNT correspondent aux pentes supérieures à 2,5%. Points jaunes : localisation des silcrètes décrits dans la littérature (Brault, 2002). Points rouges : nouvelles occurrences de silcrètes décrites par Brault en 2002 (Brault, 2002). *144*

Figure 2-34 : Localisation et nature des principaux affleurements du Priabonien supérieur – Rupélien inférieur répertoriés sur le Massif armoricain (d'après Thomas, 1999). *146*

Figure 2-35 : Localisation et nature des principaux affleurements du Miocène moyen (Langhien – Serravallien) répertoriés sur le Massif armoricain (d'après Thomas, 1999). *148*

Figure 2-36 : Reconstitutions paléogéographiques du Massif armoricain du Tortonien au Plaisancien (Brault, 2004). *151*

Figure 2-37 : Valeurs de surrection du Massif armoricain calculées à partir des différences d'altitude de l'inondation maximale plaisancienne et de l'incision différentielle des vallées pléistocènes (Guillocheau et al., 2003 d'après Bonnet, 1997 et Brault, 2002). *152*

Figure 2-38 : Cartographie des surfaces d'aplanissement de la Bretagne Occidentale par Musset, 1928. 1 – Plate-forme du Léon ; 2 – Plate-forme de Sainte-Marie-du-Ménez-Hom ; 3 – Plate—forme d'Arrée ; a : courbes de niveaux de la plate-forme du Léon ; b : Faille ou flexure (Musset, 1928). *153*

Figure 2-39 : Répartition des structures de grabens interprétés par Gautier (1967). 1 – Faille ; 2 – Faille probable ; 3 – Flexure ; 4 – Graben ; 5 – Marais du Pays Nantais ; 6 – Vasques (E : alvéole avec dépôts "éocènes" ; 7 – Blocs basculés ; 8 – Axe structural orientant l'hydrographie ; 9 – Ligne de partage des eaux Manch-Atlantique ; 10 – Ensellement (axe de l'accident) ; 11 – Gisement de sables et galets à altitudes "anormales" (Gautier, 1967). *154*

Figure 2-40 : Évolution des niveaux de C02 et changements climatiques sur les 65 derniers million d'années (Zachos et al., 2008). *155*

Figure 2-41 : Enregistrement des températures moyennes annuelles (MAT), des températures moyennes des mois les plus chauds (WMM) et des précipitations moyennes annuelles (MAP) déduit des intervalles de coexistance de différentes espèces paléobotaniques fossilisées dans des bassins sédimentaires d'Europe de l'Ouest (Mosbrugger et al., 2005). *156*

Figure 3-1 : Main topographic units of the Armorican Massif and surrounding basins on a shaded-colour elevation map (3 arc-second resolution, NASA Shuttle Radar Topography Mission ; projection: RGF Lambert 1993). Thick white line: limit between the Armorican Massif (Variscan basement) and the Paris Basin. Grey lines: main faults (NASZ: North Armorican Shear Zone ; SASZ: South Armorican Shear Zone ; MLT: Merlerault Fault ; MA: Mayenne Fault ; HUI: Huisne Fault). *167*

Figure 3-2 : 3D geometry (topography and geology), longitudinal and transverse cross-sections of three Armorican pediments of the Lower Normandy Plateau. A: Sélune Pediment ; B: Falaise Pediment ; C: Briouze Pediment. Geologic data from vectorized 1:50,000 geological maps of France (Sheets No. : 176–Gigot et al.,

1999, 209–Langevin et al., 1984, 210–Ménillet et al., 1987, 211–Bambier et al., 1983, 212–Kuntz et al., 1989, 247–Dadet et al., 1984, 248–Vernhet et al., 1997, 249–Vernhet et al., 1995). Sketch B' represents the infill geometry of the Argentan Pediment by marine Middle Jurassic sediments coloured in blue (onlaps: thin white arrows). *172*

Figure 3-3 : Distribution of mappable weathering materials on the Armorican Massif, compiled from the 1:50,000 geological maps of France (BRGM ; projection: RGF Lambert 1993). Maps with no data (empty boxes) correspond to pre-1990 geological maps, a time when surficial deposits were ignored by field geologists. Light grey hillshade: paleo-Proterozoic and Paleozoic cover rocks (dominated by shales) reported to illustrate the relationship between weathering and lithology. Weathering products on shale are mainly kaolinite. Thin grey line: limit between the Armorican Massif (Variscan basement) and the Paris Basin. *174*

Figure 3-4 : Detailed chronology and mapping of planation surfaces in the southern part of the Lower Normandy Plateau (see Figure 3-5 for location ; projection: RGF Lambert 1993). 4a: detailed map of the planation surfaces (PS1 to PS5) ; 4b: transverse and longitudinal cross-sections showing (1) the landform staircase, (2) the relative pediment chronology (from PS1: the oldest and most elevated surface, to PS5d: the youngest and least elevated surface) ; and (3) an age model derived from the preserved sedimentary rocks. *175*

Figure 3-5 : Synthetic map of the Armorican Massif planation surfaces and their ages, compiled from a set of more detailed maps (projection: RGF Lambert 1993). *176*

Figure 3-6 : Map of late Cretaceous cover-rock vestiges on the Armorican Massif. Data from (1) Bauer et al., 2011 ; (2) Bigot, 1905 ; (3) Bonissent, 1870 ; (4) Borne et al., 1989 ; (5) Bourcart, 1950 ; (6) Brabant, 1965 ; (7) Chevalier and Borne, 1989 ; (8) Dangeard, 1928 ; (9) Deunff, 1953 ; (10) Durand, 1958 ; (11) Durand and Louail, 1971 ; (12) Durand et al., 1973 ; (13) Fleury et al., 1989 ; (14) Graindor, 1958 ; (15) Graindor and Marie, 1959 ; (16) Juignet, 1974 ; (17) Lautridou in Baize, 1998 ; (18) Lebesconte, 1882 ; (19) Noury, 1886 ; (20) Poncet, 1961 ; (21) Thinon et al., 2009 ; (22) Vernhet et al., 2009 (projection: RGF Lambert 1993). *179*

Figure 3-7 : Long-term landscape evolution of the Armorican Massif from Triassic to Oligocene time, emphasizing the main burial and exhumation phases. Here the evolution is summarized on a highly synthetic section showing only one plateau (Lower Normandy / Western Brittany) and the Paris border on the left-hand side and the Western Approaches on the right hand-side. The pre-Bajocian period of denudation (pediments PS4) has not been depicted *187*

Figure 4-1 : Vue 3D depuis le sud-ouest vers le nord-est de la topographie du sud-ouest du Massif armoricain.illustrant la continuité du grain topographique entre le sud du massif émergé (Plate-forme de Vannes) et le domaine immergé péri-armoricain ainsi que la dualité avec les zones planes de bathymétries supérieures à 50 m (tons bleutés à violets - MNT 25m IGN à terre et MNT 25m construit à partir des données de "Dalles Bathymétriques" du SHOM en mer). *191*

Figure 4-2 : M.N.T Terre-Mer des principaux éléments de la morphologie marine du Massif armoricain et des bassins environnants. A, B, C, D : localisation des coupes morphologiques présentées en Figure 4–2. Nomenclature des grands domaines morphologiques de la marge sud-armoricaine de Vanney, 1977 : 1 – "Régions intérieures", 2 – Glacis-Plaine, 3 – Plate-forme externe, 4 – Pente continentale, 5 – Glacis continental. Ligne Blanche : Limite Massif armoricain/Bassin de Paris (Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km" ; projection : RGF Lambert 1993). *193*

Figure 4-3 : Coupes topographiques présentant les principaux éléments géomorphologiques des domaines marins situés sur le pourtour du Massif armoricain (Sources M.N.T.: "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "Dalles Bathymétriques" SHOM, SHOM Golfe de Gascogne-Manche 1 km). *196*

Figure 4-4 : Visualisation 3D de la bathymétrie à gauche) et interprétation/cartographie des surfaces d'aplanissements identifiées (à droite) pour 4 secteurs clés du pourtour littoral armoricain (A : Léon, B : baies de Concarneau et du Pouldu, C : baie d'Etel et D : baies de Quiberon et de Vilaine ; Sources M.N.T.: IGN 25 m, "Dalles Bathymétriques" SHOM). *199*

Figure 4-5 : Visualisation 3D de la bathymétrie (à gauche) et carte géologique (à droite) pour 4 secteurs clés du pourtour littoral armoricain (A : Léon, B : baies de Concarneau et du Pouldu, C : baie d'Etel et D : baies de Quiberon et de Vilaine). Données géologiques : A : carte géologique de France au 1:1000000ème, BRGM, 1996 et B, C, D : Thinon et al. (2009) ; Sources M.N.T.: IGN 25 m, "Dalles Bathymétriques" SHOM). *200*

Figure 4-6 : Coupes topographiques et géologiques Terre-Mer du Massif armoricain et des bassins sédimentaires environnants. Ces coupes montrent les relations entre le socle, la couverture sédimentaire et les différentes surfaces d'aplanissement identifiées et cartographiées à mer. La légende est représentée en Figure 4–6 (suite et fin). Noter que du fait de l'exagération verticale importante des coupes (x50), les couches sub-tabulaires, notamment des calcaires bartoniens au Nord du Massif armoricain, présentent un pendage fort en comparaison de la réalité ; (Sources M.N.T.: IGN 25 m, "Dalles Bathymétriques" SHOM, SHOM Golfe de Gascogne-Manche 1 km). *203*

Figure 4-7 : Carte simplifiée des sédiments superficiels et fonds rocheux du Golfe de Gascogne, des Approches de l'Ouest et de la Manche occidentale (modifiée d'après la "carte sédimentaire mondiale" du SHOM – http://data.shom.fr/ ; Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km" ; RGF Lambert 93). *210*

Figure 4-8 : Cartographie synthétique des surfaces d'aplanissement émergées et immergées du Massif armoricain et modèle d'âge associé issu des datations (compilé à partir d'un jeu de données cartographiques plus détaillé; Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km"). *215*

Figure 4-9 : Charte stratigraphique des périodes de formation des surfaces d'aplanissement du domaine marin armoricain. Les formations sédimentaires tronquées ou scellant les surfaces d'aplanissement sont représentées en grisé. *218*

Figure 5-1 : MNT du pédiment de Rennes et localisation de l'ombilic de la Vilaine au Sud de celui –ci (Sources M.N.T. : "IGN 25 m"). *222*

Figure 5-2 : Carte géologique (gauche) et écorché des formations paléogènes à néogènes (droite) du Bassin de Rennes. La ligne sismique HR1, le forage CDB1 (porjet CINERGY) et les puits BSS utilisés en compléments pour l'interprétation de la ligne sismique HR1 retraitée sont localisés (d'après Thomas, 1999 et Trautmann, 1999).225

Figure 5-3 : Ligne sismique réflexion HR1 brute, retraitée par la compagnie "Geofizyka Krakow" en 2012. La ligne est localisée en Figure 5-1. ..... *226*

Figure 5-4 : Pointé sismique et interprétation de la ligne sismique réflexion HR1 retraitée. Le calage temporel des faciès sismique a été réalisé grâce (i) au puits projeté CDB1 converti en vitesse sismique (temps double) à partir de la diagraphie sonique et (ii) aux sondages répertoriés dans la BSS situés à proximité de la ligne HR1 en convertissant en profondeur certains réflecteurs de la ligne HR1 grâces aux vitesses d'intervalles sismiques calculées à partir de la loi de Dix. *227*

Figure 5-5 : Compilation par étage(s) stratigraphique(s) des courbes eustatiques depuis le Crétacé supérieur, calculées à partir (1) des changements de volume du fond des océans (Müller et al., 2008), (2) des variations du volume des glaces déduites des variations isotopiques de l'oxygène des eaux des surface (Cramer et al., 2011),

(3) de l'ennoiement continental (Rowley, 2013) à partir de trois bases de données paléogéographiques (Scotese et Golonka, 1992 ; Smith et al., 1994 ; Markwick, 2011), (4) du "backstripping" des données de puits de la Marge du New Jersey (Miller et al., 2005) et (5) du filtrage des courbes de "coastal onlap" de différents bassins (Haq et al., 1987 recalée en âge par Hardenbol et al., 1998 et filtrée par Müller et al., 2008). *234*

Figure 5-6 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Pliocène supérieur (Plaisancien) – Pléistocène inférieur (Gélasien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Miller et al. (2011). Traits noirs fins : failles (d'après Chantraine et al., 1996 – Carte géologique de la France au 1:1000000ème ; Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km") *239*

Figure 5-7 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Pliocène supérieur (Plaisancien) – Pléistocène inférieur (Gélasien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994). *239*

Figure 5-8 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Pliocène supérieur (Plaisancien) – Pléistocène inférieur (Gélasien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011). *240*

Figure 5-9 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Miocène moyen (Langhien - Serravallien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Cramer et al. (2011). *242*

Figure 5-10 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Miocène moyen (Langhien - Serravallien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994). *242*

Figure 5-11 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Miocène moyen (Langhien - Serravallien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011). *243*

Figure 5-12 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Miocène moyen (Langhien - Serravallien) à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Scotese et Golonka (1992). *243*

Figure 5-13 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994). *245*

Figure 5-14 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Cramer et al. (2011). *245*

Figure 5-15 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011). *246*

Figure 5-16 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Scotese et Golonka (1992). *246*

Figure 5-17 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Rupélien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Müller et al. (2008). *248*

Figure 5-18 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Bartonien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Cramer et al. (2011). *248*

Figure 5-19 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Bartonien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Scotese et Golonka (1992)..... 249

Figure 5-20 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Bartonien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994). 249

Figure 5-21 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Bartonien à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011). 250

Figure 5-22 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Crétacé supérieur à partir de la courbe de variation du niveau marin de Müller et al. (2008). 251

Figure 5-23 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Crétacé supérieur à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Scotese et Golonka (1992). 252

Figure 5-24 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Crétacé supérieur à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Smith et al (1994)..... 252

Figure 5-25 : Mesure du déplacement vertical fini pour les dépôts du Crétacé supérieur à partir de la courbe de variation du niveau marin de Rowley (2013) d'après les cartes paléogéographiques de Markwick (2011). 253

Figure 5-26 : Graphique représentant l'évolution des paléoaltitudes des Marais de Carentan au Cénozoïque, établi à partir des courbes eustatiques (Cramer et al., 2011 ; Rowley, 2013) et des paléobathymétries estimées des dépôts. Aplats rouges : gamme d'altitude mesurée pour un intervalle de temps donné. 255

Figure 5-27 : Graphique représentant l'évolution des paléoaltitudes de la Vendée littorale au Cénozoïque, établi à partir des courbes eustatiques (Cramer et al., 2011 ; Rowley, 2013) et des paléobathymétries estimées des dépôts. Aplats rouges : gamme d'altitude mesurée pour un intervalle de temps donné..... 255

Figure 5-28 : Graphique représentant l'évolution des paléoaltitudes du Bas-plateau breton au Cénozoïque, établi à partir des courbes eustatiques (Cramer et al., 2011 ; Rowley, 2013) et des paléobathymétries estimées des dépôts. Aplats rouges : gamme d'altitude mesurée pour un intervalle de temps donné..... 256

Figure 5-29 : Coupes géologiques et géomorphologiques Nord-Sud (Baie de Vilaine – Trégor et Marge sud-armoricaine – Baie de Concarneau) illustrant l'organisation des surfaces d'aplanissement identifiées à terre et en mer et synthétisant les arguments de datations (dépôts sédimentaires datés) des surfaces d'aplanissement en situées mer 259

Figure 5-30 : Profondeurs de transition entre les formes du relief immergées du domaine armoricain représentées sur la carte synthétiques des formes du relief terrestres et marines du Massif armoricain (Sources M.N.T. : "NASA SRTM 3 arc'", Jarvis et al., 2008, "GEBCO 30 arc'" et "SHOM Golfe de Gascogne Manche – 1km"). 260

Figure 5-31 : Évolution long-terme du relief du Massif armoricain depuis le Trias jusqu'au Bartonien, insistant sur les principaux épisodes d'exhumation et d'enfouissement. Ici, l'évolution et résumée sur une coupe synthétique Est (Bassin de Paris) – Ouest (Approches occidentales de la Manche), illustrant uniquement un plateau du massif (Plateau bas-Normand / Plateau ouest-breton). La dénudation pré-bajocien (pédiments PS4) n'est pas représentée. 264

Figure 5-32 : Évolution terre-mer long-terme du relief armoricain depuis le Bartonien inférieur jusqu'au Pliocène résumée le long d'une coupe synthétique nord-sud depuis la Marge sud-armoricaine (au sud) jusqu'au Approches occidentales de la Manche (au Nord). Dans la partie centrale (actuellement émergée), seul le Bas-plateau breton est représenté..... 268

ANNEXE 1 : MÉTHODOLOGIE, DONNÉES ET ANALYSES S.I.G. EMPLOYÉES POUR LA CARTOGRAPHIE DES SURFACES D'APLANISSEMENT

I.1 DONNÉES UTILISÉES

Au cours de cette étude, plusieurs types de données ont été utilisés, traitées et combinées afin de réaliser la cartographie des surfaces d'aplanissement portées par le Massif armoricain. Elles sont présentées ci-après et les adresses des plates-formes de téléchargement en ligne de ces données sont, le cas échéant, précisées.

I.1.1 DONNÉES DE TOPOGRAPHIE SOUS FORMAT NUMÉRIQUE

Plusieurs jeux de données de topographie numérique ont été utilisés au cours de cette étude. Elles proviennent d'organismes nationaux (SHOM, IGN, IFREMER) et internationaux (CGIAR ; UNESCO) :

- ***données SRTM post-traitées (Jarvis et al., 2008)***. Les données topographiques sous format raster issues des missions SRTM ("Shuttle Radar Topography Mission") et présentant une résolution de 3 secondes d'arc (environ 90 m) ont été utilisées. Ces données ont été post-traitées par le CGIAR-CSI (Consultative Group for International Agricultural Research – Consortium for Spatial Information) afin de combler les "vides" présents dans les données originales (Jarvis et al., 2008). Elles sont téléchargeables gratuitement en ligne (http://srtm.csi.cgiar.org/).
- ***données IGN***. Les données topographiques sous format raster "MNT BD ALTI® - résolution de 25 m" de l'IGN ont été utilisées. Il s'agit d'un modèle numérique de terrain décrivant le relief français à moyenne échelle. Elles sont issues de numérisations de cartes IGN au 1:25000ème et de restitutions photogramétriques. Les données "MNT BD ALTI®" de résolutions inférieures (75 m, 250 m, 500 m et 1000 m) sont téléchargeables gratuitement en ligne (http://professionnels.ign.fr/bdalti).
- ***Données SHOM ET IFREMER***. Les données de bathymétrie utilisées dans cette étude sont issues de plusieurs produits de l'IOC/IHO (Intergouvernemental Oceanographic Commission – UNESCO/International Hydrographic Organisation), du SHOM (Service Hydrographique et Océanogaphique de la Marine) et/ou de l'IFREMER :
  (i) Le MNT bathymétrique mondial "GEBCO 2014 Grid" ("*General Bathymetric Chart of the Oceans*"), d'une résolution de 30 secondes d'arc (environ 900 m) produit par l'IOC/IHO et téléchargeable gratuitement en ligne (http://www.gebco.net/).
  (ii) le MNT Bathymétrique "Golfe de Gascogne et Manche – résolution de 1 km", calculé à partir de données sources complémentaires du SHOM et de l'IFREMER, visualisables et téléchargeable gratuitement en ligne (http://data.shom.fr/) ;
  (iii) plusieurs "Dalles Bathymétriques", qui compilent des semis de sondes, avec au maximum une sonde tous les 25 m, visualisables gratuitement en ligne (http://data.shom.fr/). Ces dalles sont localisées au pourtour immergé du Massif armoricain Un modèle numérique de terrain a été construit à partir de ces

données de sondes (données ponctuelles) par interpolation sous ArcGIS 10®, afin d'obtenir un MNT (raster) présentant des pixels de 25 m de côté.

I.1.2 CARTES GÉOLOGIQUES AU 1/50000ÈME

L'ensemble des cartes géologiques de la France au 1:50000ème couvrant la zone d'étude, ainsi que leurs notices, éditées par le BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minières ; disponibles gratuitement sur le site http://infoterre.brgm.fr/) ont été utilisées dans cette étude. De plus, les harmonisations départementales (14-Calvados, 22-Côtes-d'Armor, 29-Finistère, 35-Ille-et-Vilaine, 44-Loire-Atlantique, 49-Maine-et-Loire, 50-Manche, 53-Mayenne, 56-Morbihan, 61-Orne, 72-Sarthe, 85-Vendée) des cartes géologiques numérisées ont été utilisées afin de produire une cartographie numérique harmonisée des formations cénozoïques à actuelles et des formation superficielles du Massif armoricain.

I.I.3 DONNÉES ISSUES DE LA LITTÉRATURE

Différents jeux de données cartographiques, issues de la littérature, ont été numérisées et géoréférencés sous ArcMap™ (suite ArcGIS 10®). Ces données sont principalement constituées de cartographies des surfaces d'aplanissement et des formations superficielles réalisées dans certaines zones du Massif armoricain ou en bordure du Bassin de Paris, pour la plupart issues des travaux suivants : Musset (1917) ; Musset (1928) ; Meynier (1940) ; Meynier (1947) ; Guilcher (1948) ; Guilcher (1949) ; Guilcher et al. (1962) ; Ehlaï (1963) ; Vérague (1974) ; Klein (1975) ; Vérague (1975) ; Vérague (1977) ; Klein (1990) ; Wyns (1991) ; Lautridou et al. (2000) ; Brault (2002).

I.1.4 DONNÉES ET CONTRÔLES TERRAIN (FIGURE 1, PLANCHE 1, PLANCHE 2, PLANCHE 3, PLANCHE 4)

Afin de compléter et de contrôler l'identification et la cartographie numérique des surfaces d'aplanissement, différentes observations de terrain ont été effectuées. Les différents points d'observation sont répertoriés en Figure 1. Ces observation de terrain ont permis de reconnaître et d'échantillonner les différents silcrètes, ferricrètes et profils d'altération répertoriés dans la littérature (e.g. : Planche 1 et Planche 2), d'identifier certaines surfaces d'aplanissement, de vérifier leur organisation spatiale en différents points du massif (e.g. : Planche 3 et Planche 4) et d'étudier les relations entre surfaces d'aplanissement et altérations. Un certain nombre de points d'affleurement (souvent en "pierre volante") de "ferricrètes" décrites sur les cartes géologiques ont été retrouvés afin de vérifier leur appartenance : i) aux "ferricrètes", formées par la recristallisation sous une

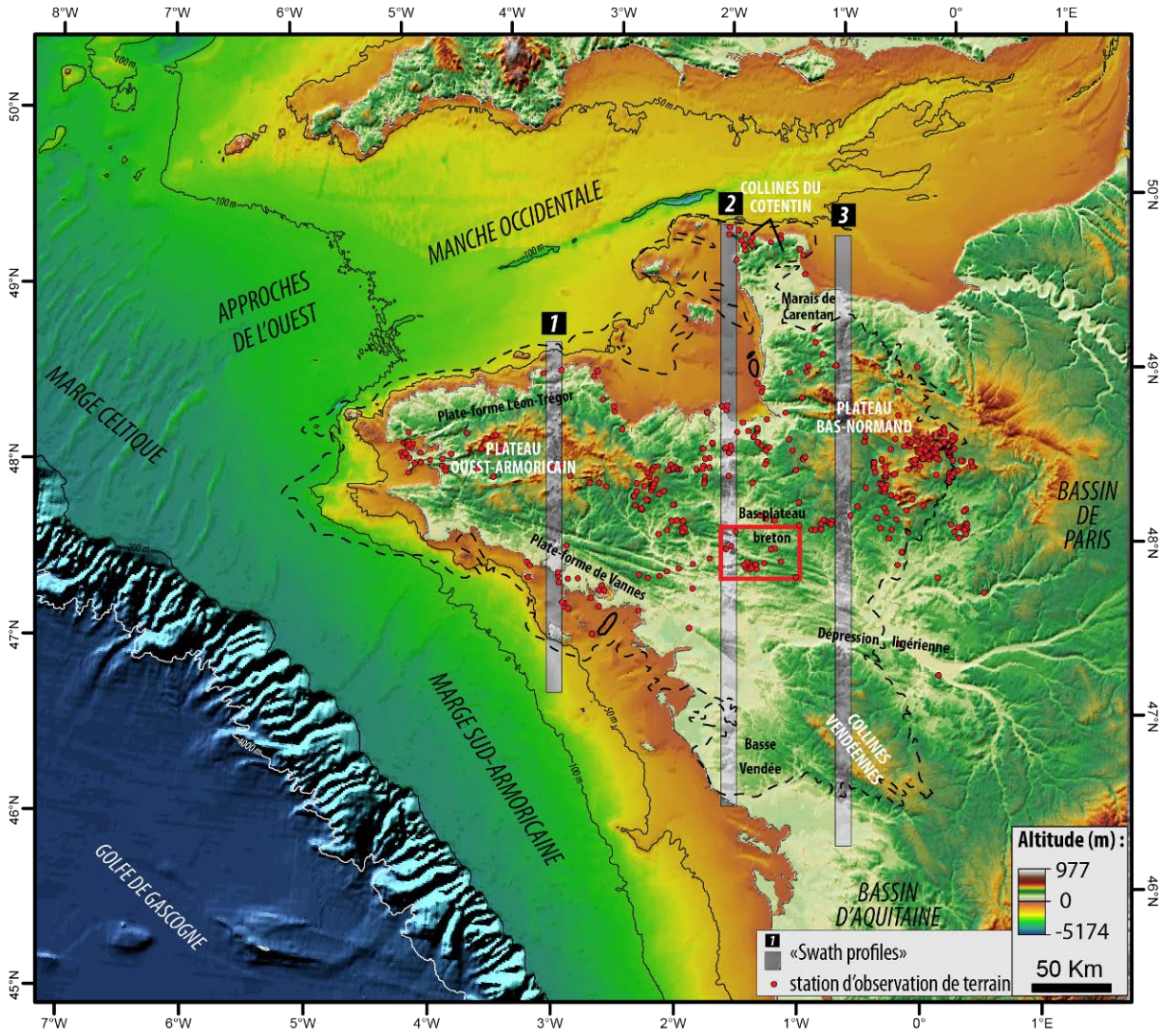


Figure 1 : MNT terre-mer du Massif armoricain, localisation des "swath profiles" présentés en Figure 3 et des stations d'observation de terrain de ce travail (Sources MNT : à terre : NASA Shuttle Radar Topography Mission, Jarvis et al., 2008 ; en mer : "GEBCO 30 arc'", "SHOM Golfe de Gascogne-Manche ; Projection RGF Lambert 1993). Ligne noire en pointillés : limite entre le Massif armoricain (Socle varisque) et les bassins sédimentaires périphériques. Cadre rouge : zone dont les traitements SIG du MNT sont présentés des Planche 1 à 8).

forme insoluble du Fer issu du lessivage ou de l'érosion, par exemple, de cuirasse de profils latéritiques, (ii) aux "cuirasses latéritiques en place", issues des processus d'altération soustractives ou (iii) à "l'alios", issu de la cimentation de grains par des colloïdes ferrugineux et humiques dans l'horizon d'accumulation (Horizon B) d'un sol actuel. La Planche 1 présente quelque unes de ces trois formes. La planche 2 présente quelques silcrètes, issus de la silicification de formations détritiques et régulièrement associés aux surfaces d'aplanissement, observés sur le terrain. Le matériel silicifié peut présenter des faciès sableux fin à grossiers jusqu'à conglomératiques. Les plus reconnaissables présentent un faciès lustré tandis que d'autres sont caractérisés par des traces de systèmes racinaires. La plupart des silcrètes reconnus affleurent en "pierre volantes" ou blocs erratiques bien que certaines dalles en place soient observables à quelques endroits (Planche 2). Les alternances possibles entre silicification et ferruginisation au cours de l'histoire géologique et géomorphologique du Massif armoricain sont illustrés en Planche 2 : un silcrète Paléogène repose sur un profil d'altération antérieur (non visible) développé sur la surface

d'aplanissement PS5). Ce silcrète est lui-même antérieur à une phase de ferruginisation se situant certainement elle aussi dans le Paléogène. Les planches 3 et 4 présentent des photographies panoramiques de certaines zones du Massif armoricain (Presqu'île de Crozon, environs de Mayenne, environs d'Alençon) illustrant l'étagement et l'emboîtement des surfaces d'aplanissement cartographiées dont l'âge et déterminé grâce aux dépôts sédimentaires datés fossilisant certaines d'entre elles.

I.2 TRAITEMENTS S.I.G. CLASSIQUES DÉRIVÉS DE MNT

Dans les analyses géomorphologiques, plusieurs cartes sont classiquement dérivées par traitement des rasters MNT. Ces traitements permettent de mettre en évidence certains contours des surfaces d'aplanissement en mettant en lumière les ruptures topographiques les délimitant. Il s'agit de des cartes d'ombrage, de pente (ou gradient) et de courbure. De même, de nombreux profils topographiques ont été réalisés à partir de ces données MNT. Les planches 5 à 7 présentent ces traitements sur les MNT issus des données SRTM (résolution 30'' d'arc) et IGN (résolution 25 m).

I.2.1 OMBRAGE (PLANCHE 5.B ET D ; PLANCHE 6.A ET C)

Le calcul d'ombrage permet de créer un raster MNT ombré à partir d'un MNT. Différents rasters d'ombrages peuvent être crées en fonction de l'azimut et de l'altitude définies pour la source de lumière, c'est-à-dire en fonction de l'angle d'éclairage. Les raster d'ombrages permettent de mettre en évidence les linéaments présents dans la topographie (e.g. : failles, escarpements) dans une direction donnée dépendant de l'angle d'éclairage et de son azimut. Ce mode de visualisation introduit un biais de visualisation, en favorisant l'identification des linéaments de direction orthogonale à l'azimut de la source de lumière. Pour remédier à cela, Les linéaments de la zone étudiée peuvent être mis en évidence en combinant des rasters d'ombrages calculés à partir de différents azimuts d'éclairage (Smith et Clark, 2005 ; Smith et Pain, 2011). L'ombrage peut être combiné par transparence au MNT originel afin de mettre en lumière le relief de la zone d'étude.

I.2.2 COURBES DE NIVEAU (PLANCHE 6.B ET D)

Les courbes de niveaux, calculées à partir du MNT, permettent une visualisation plus synthétique du relief de la zone d'étude. Leur intérêt principal est de pouvoir être combiné à différents traitements du MNT source afin de conserver l'information topographique en parallèle d'une information de traitement raster (e.g. : pente, courbure).

I.2.3 PENTE (PLANCHE 7.A ET C)

Le calcul de pente (dérivée première du MNT) permet de déterminer la valeur de pente (taux de variation maximum de la valeur d'altitude) de chaque celle d'un raster MNT. Les cartes de pente (en degrés ou pourcents) permettent de mettre en évidence les linéaments (escarpements, vallées, crêtes, failles …) présents dans la topographie mais aussi les domaines de continuité topographique (domaines plats ou de pentes constantes)

I.2.4 COURBURE (PLANCHE 7.B ET D)

Le calcul de courbure correspond au calcul de la dérivée seconde du MNT original. La courbure est calculée pour une cellule donnée, sur une fenêtre 3x3 cellules, centrée sur la cellule pour laquelle le calcul est effectué. Les cartes de courbure permettent elles aussi de mettre en évidence la rugosité et les linéaments de la zone d'étude, particulièrement les variations rapides des pentes et leur morphologie, i.e. leurs degrés de concavité ou convexité. Le calcul de courbure ne présente pas de biais directionnel, comme c'est le cas pour le calcul d'ombrage. Trois types de courbures peuvent être calculés (Figure 2 ; Jenness, 2013) :

- "*Profile curvature*" : courbure définie le long de la ligne d'intersection entre i) le plan contenant l'axe Z et la ligne de plus grande pente et ii) la surface topographique (courbure le long de la ligne de plus grande pente). Elle renseigne sur l'accélération et la décélération de flux le long de la ligne de plus grande pente (valeur > 0 : convexe, valeur < 0 : concave).
- "*Plan curvature*" : courbure définie le long de la ligne d'intersection entre le plan horizontal XY et la surface topographique. Elle renseigne sur la convergence et la divergence des flux en un point donné (valeur > 0 : concave, valeur < 0 : convexe).
- "*Tangential curvature*" : courbure définie le long de la ligne d'intersection entre le plan contenant i) la ligne orthogonale à la tangente à la surface topographique et la ligne orthogonale à la ligne de plus grande pente et ii) la surface topographique. Elle renseigne sur la convergence et la divergence des flux en un point donné (valeur > 0 : concave, valeur < 0 : convexe).

Dans l'optique de cartographier des surfaces d'aplanissement, la "*Profile curvature*", s'avère la plus intéressante car elle renseigne sur l'intensité des ruptures topographiques.

I.2.5 PROFILS TOPOGRAPHIQUES ET "SWATH PROFILES" (FIGURE 3)

De nombreux profils topographiques ont été réalisés, "à la volée", sous ArcMap™ afin d'identifier les surfaces d'aplanissement du relief armoricain et de déterminer leurs relations géométriques. Ces profils ont été, la plupart du temps, réalisé le long des interfluves, domaines présentant la plus forte probabilité de préserver des aplanissements et de

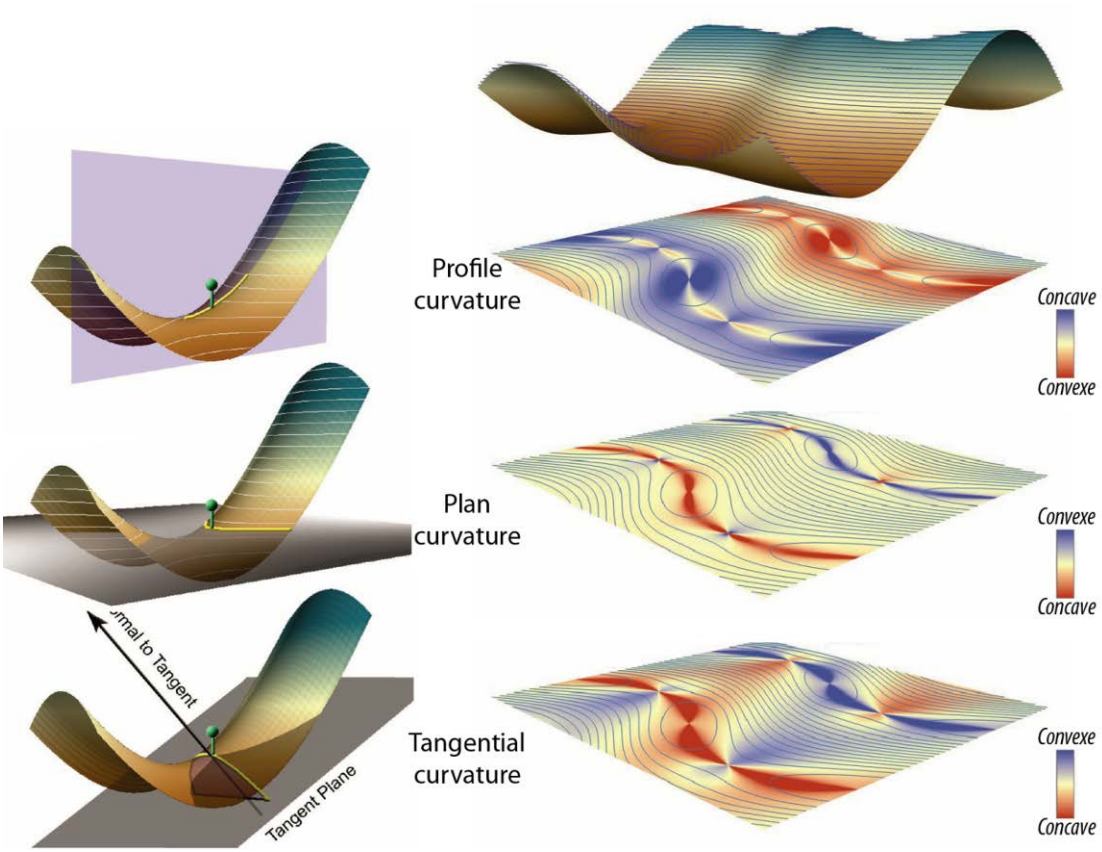


Figure 2 : Schémas représentant le mode de calcul des 3 grands types de courbure et résultat de ces calculs après traitement d'un MNT simple (d'après Jenness, 2013).

s'abstraire de l'incision du réseau fluviatile actuel. De plus des profils "*swath*" ont été réalisés afin de visualiser les altitudes moyennes, minimales et maximales du relief armoricain sur des corridors de 10 km de large. Ils ont été calculés à partir du MNT SRTM (résolution 3' d'arc) et du MNT (cellules de 25 m de côté) construit à partir des données de sonde des "Dalles bathymétriques" du SHOM. Ces "*swath profiles*" permettent d'appréhender la rugosité du relief et les grandes tendances de variation de la topographie (e.g. : apparence inclinée de la "Plate-forme de Vannes", Figure 3.1 ; altitude maximale homogène de la Basse Vendée, Figure 3.2 ; apparence inclinée du "Bas-plateau breton, Figure 3.3)

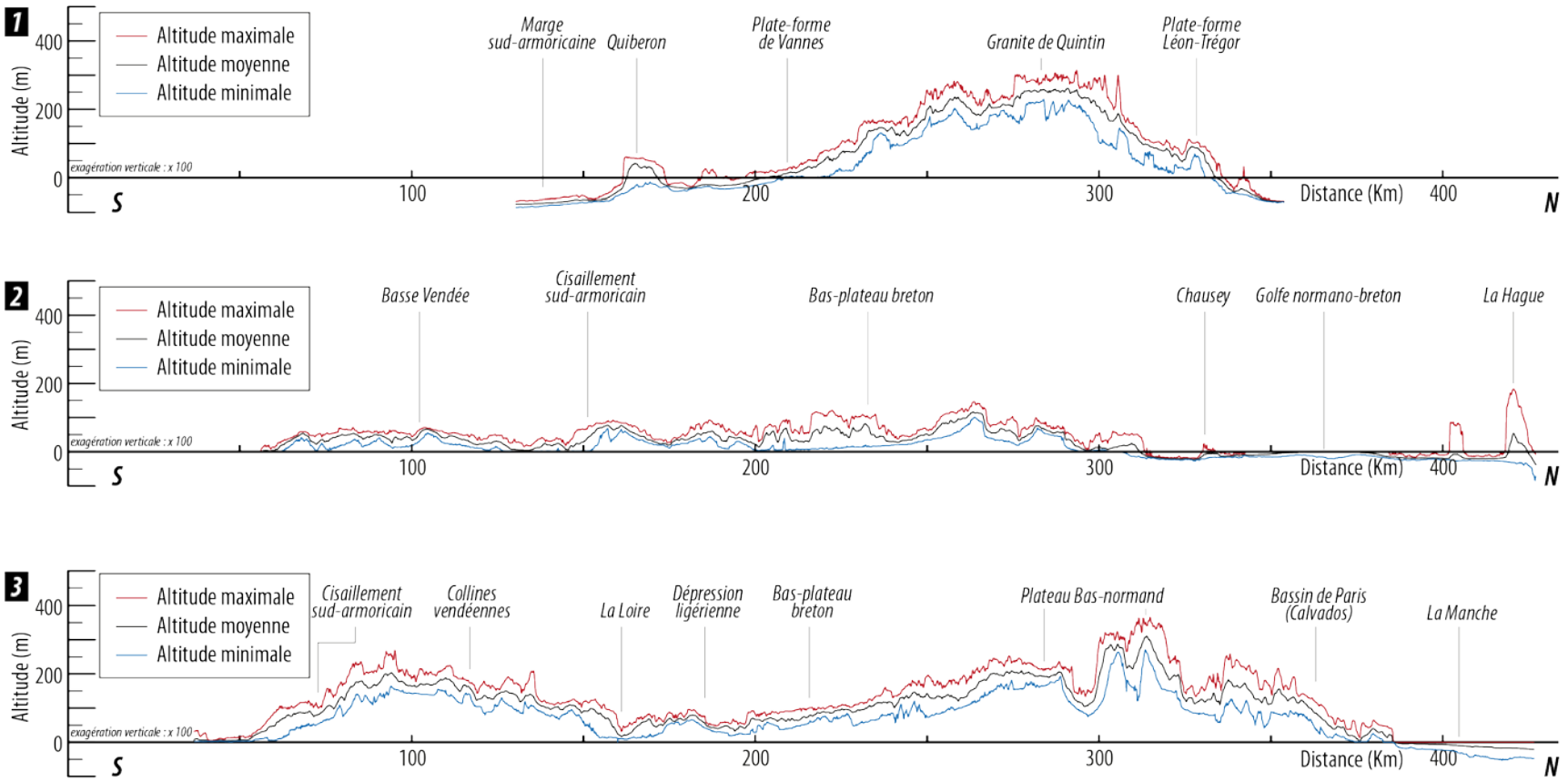


Figure 3 : "Swath profiles" (largeur de la bande de calcul : 10 km) terre-mer passant : 1 – par le Plateau ouest-armoricain et 2 – par le Bas plateau breton et le Golfe normano-breton et 3 – Par le Plateau bas-normand et les Collines vendéennes (Localisation en Figure 1 ; données topographiques : MNT IGN 25 m et "dalles bathymétriques®" SHOM).

I.3 CLASSIFICATIONS AUTOMATIQUES DE RELIEFS

Plusieurs méthodes de classification automatique des reliefs à partir de l'analyse de MNT sont publiées dans la littérature. Les méthodes utilisées lors de cette étude sont ici présentées. Ces classifications ont permis de produire des cartes "d'aide à la décision" afin de cartographier les surfaces d'aplanissement du Massif armoricain.

I.3.1 CLASSIFICATION DE HAMMOND (HAMMOND, 1964), DIKAU ET AL. (1991, 1995 ; PLANCHE 8) ET DU MORAP (MORGAN ET LESH, 2005 ; PLANCHE 9)

Dans les années 1950 et 1960, E. H. Hammond (e.g. : 1964) a développé une méthode de classification des formes du relief macroscopiques qui a depuis été utilisée a de nombreuses reprises afin de cartographier les formes du relief autour du globe. Cette classification est basée sur la combinaison de 3 paramètres importants – Pente, Relief local et Type de profil – afin de déterminer et discriminer les différentes types de formes du relief selon l'équation suivante :

Type de forme du relief = Pente + Relief local + Type de profil

Pente : pourcentage de l'aire de la zone étudiée présentant une "pente faible" (< 8 %) dans un rayon de calcul donné ;
Relief local : Différence d'altitude maximale dans un rayon de calcul donné ;
Type de Profil : Pourcentages relatifs de "pente faible" (< 8 %) présent dans les moitiés supérieure et inférieure de la gamme d'altitude du Relief local

Ces types de formes sont par la suite regroupés par grandes catégories par E. H. Hammond. (e.g. : "plaines presque plates", plaines irrégulières", "plateaux", "montagnes"). Dans les années 1990, Dikau et al. (1991 ; 1995) ont implémenté cette classification sous logiciels de S.I.G. en utilisant différents MNT et modifiant les 3 paramètres de classification (Table 1) et en définissant leur propres grandes catégories (Table 2). Une implémentation de cette classification sous la suite ArcGIS® a été proposé par Morgan et Lesh (2005 ; Table I.1) pouvant être automatisée sous la forme d'un "*Model Builder*" (regroupement d'action permettant d'effectuer une série de manipulation sur des données S.I.G.) Ces derniers auteurs proposent aussi une classification élaborée par le MoRAP ("*Missouri Ressource Assessement Partnership*"), qui correspond à une simplification de la classification de Hammond (Table I.2). La classification du MoRAP est uniquement basée sur le "Type de Profil" et le Relief relatif (Table I.1). Ces classifications ont été calculées avec différents rayons de calcul pour le MNT issu des données SRTM (résolution : 3'' d'arc ; rayons de calcul : 270 m et 1260 m) et IGN (résolution 25 m ; rayons de calcul : 275 m et 1260 m) mettant en évidence un résultat dépendant fortement du rayon de calcul utilisé. Le rayon de calcul doit être déterminé en fonction de la taille des formes du relief étudiées. Les rayons les plus petits ont ici été préférés, la cartographie des surfaces d'aplanissement étant réalisée au 1:80000ème

ANNEXE 1

Authors	***Dikau et al., 1991***				
Raster	***100 m resolution DEM (Digital Elevation Model) of New Mexico, USA***				
Basic attribute and type	***Derived attribute***	***Grid modelling procedure***	***Scheme of classification***		***Data Set Or Layer name***
			Class code	***Class description***	
Slope	Slope angle	Moving window with 3 by 3 elevation points			A
	Percent of < 8 % slope	Moving window with 49 by 49 elevation points and reclasssification into the Hammond slope intervals	*A*	80-100 % of < 8 % slope	B
			B	50-80 % of < 8 % slope	
			C	20-50 % of < 8 % slope	
			D	0-20 % of < 8 % slope	
Local relief	Range of elevation (local relief within moving window)	Moving window with 49 by 49 elevation points and reclasssification into the Hammond relief intervals	*1*	0-30 m (0-100 feet)	C
			2	30-91 m (100-300 feet)	
			3	91-152 m (300-500 feet)	
			4	152-305 m (500-1000 feet)	
			5	305-915 m (1000-3000 feet)	
			6	> 915 m (> 3000 feet)	
Profile type		*Lowland and upland distinction*			
	Max. and min. elevation within moving window	Moving window with 49 by 49 elevation points			D
	Difference between max. elevation and moving window mid-point elevation from original DEM	Substraction			E
	Difference between max. and min. elevation in the moving window (range of elevation)	Substraction			F
	One half of range of elevation within moving window	Scaling			G
	Lowland/upland within moving window by ratio of E anf G	Substraction			H
		Profile type			
	Frequency distribution of A	Moving window with 49 by 49 slope angle points			I
	Profile type within moving window by combining H and I	Linear combination			J
	Profil type within moving window	Reclassification of J into the Hammond profile type intervals	*a*	75-100 % of gentle slopes is in lowland	K
			b	50-75 % of gentle slopes is in lowland	
			c	25-50 % of gentle slopes is in lowland	
			d	0-25 % of gentle slopes is in lowland	
Landform type	Combination of attributes	Linear combination of B, C, K			L
		Reclassification of L into the 96 landform subclasses and 5 types used in Dikau et al., 1991	*Complete classification on Table I.2*		M

Table 1 : Paramètres et procédures des différentes classifications automatiques des formes du relief issues de la classification de Hammond (Dikau et al., 1991, Morgan and Lesh, 2005)

Authors	***Morgan and Lesh (2005) Hammond Classification***				
Raster	***1-arc second resolution (≈30 m) National Elevation Dataset(NED) of Marylan, USA***				
Basic attribute and type	***Derived attribute***	***Grid modelling procedure***	***Scheme of classification***		***Data Set Or Layer name***
			Class code	***Class description***	
Slope	Slope angle	Moving window with 3 by 3 elevation points			A
	Percent of < 8 % slope	Moving window within a radius of 50 cells and reclasssification into the Hammond slope intervals	*100*	80-100 % of < 8 % slope	B
			200	50-80 % of < 8 % slope	
			300	20-50 % of < 8 % slope	
			400	0-20 % of < 8 % slope	
Local relief	Range of elevation (local relief within moving window)	Moving window within a radius of 20 cells and reclasssification into the Hammond slope intervals	*10*	0-30 m	C
			20	30-90 m	
			30	90-150 m	
			40	150-300 m	
			50	300-900 m	
			60	> 900 m	
Profile type		*Lowland and upland distinction*			
	Max. and min. elevation within moving window	Moving window within a radius of 20 cells			D
	Difference between max. elevation and moving window mid-point elevation from original DEM	Substraction			E
	Difference between max. and min. elevation in the moving window (range of elevation)	Substraction			F
	One half of range of elevation within moving window	Scaling			G
	Lowland/upland within moving window by ratio of E anf G	Substraction			H
		Profile type			
	Frequency distribution of A	Moving window within a radius of 20 cells			I
	Profile type within moving window by combining H and I	Linear combination			J
	Profil type within moving window	Reclassification of J into the Hammond profile type intervals	*1*	75-100 % of gentle slopes is in lowland	K
			2	50-75 % of gentle slopes is in lowland	
			3	25-50 % of gentle slopes is in lowland	
			4	0-25 % of gentle slopes is in lowland	
Landform type	Combination of attributes	Linear combination of B, C, K			L
		Reclassification of L into the 96 landform subclasses and 5 types used in Dikau et al., 1991		*Complete classification on Table I.2*	M

Table 1 (suite)

Authors	***Morgan and Lesh (2005), MoRAP Classification***				
Raster	***1-arc second resolution (≈30 m) National Elevation Dataset(NED) of Marylan, USA***				
Basic attribute and type	***Derived attribute***	***Grid modelling procedure***	***Scheme of classification***		***Data Set Or Layer name***
			Class code	***Class description***	
Slope	Slope angle	Moving window with 3 by 3 elevation points			A
	Percent of < 8 % slope	Moving window within a radius of 50 cells and reclasssification into the Hammond slope intervals			B
Local relief	Range of elevation (local relief within moving window)	Moving window within a radius of 20 cells and reclasssification into the Hammond slope intervals	*1*	0-15 m	C
			2	15-30 m	
			3	30-90 m	
			4	90-150 m	
			5	150-300 m	
			6	300-900 m	
			7	> 900 m	
Profile type		*Lowland and upland distinction*			
	Max. and min. elevation within moving window	Moving window within a radius of 20 cells			D
	Difference between max. elevation and moving window mid-point elevation from original DEM	Substraction			E
	Difference between max. and min. elevation in the moving window (range of elevation)	Substraction			F
	One half of range of elevation within moving window	Scaling			G
	Lowland/upland within moving window by ratio of E anf G	Substraction			H
		Profile type			
	Frequency distribution of A	Moving window within a radius of 20 cells			I
	Profile type within moving window by combining H and I	Linear combination			J
	Profil type within moving window	Reclassification of J into profile type intervals	*10*	50-100 % of gentle slopes is in lowland	K
			20	0-50 % of gentle slopes is in lowland	
Landform type	Combination of attributes	Linear combination of B, C, K			L
		Reclassification of L into the 14 landform of MoRAP	*Complete classification on Table I.2*		M

Table 1 (suite)

Hammond Classification				***MoRAP Classification***	
Landform type (5)	***Landform class (24)***	***Landform subclasses code (96)***		***Landform class (14)***	***Landform code***
		Dikau et al., 1995	***Morgan and Lesh, 2005***	***Morgan and Lesh, 2005***	
PLAINS	Flat or nearly flat plains	A1a, A1b, A1c, A1d	111, 112, 113, 114	Flat plains	11
	Smooth plains with some local relief	A2a, A2b, A2c, A2d	121,122, 123, 124	Smooth plains	12
	Irregular plains with low relief	B1a, B1b, B1c, B1d	211, 212, 213, 214	Irregular plains	13
	Irregular plains with moderate relief	B2a, B2b, B2c, B2d	221, 222, 223, 224	Plains with low hills	14
TABLELANDS	Tablelands with moderate relief	A3c, A3d, B3c, B3d	133, 134, 233, 234	Plains with hills	15
	Tablelands with considerable relief	A4c, A4b, B4c, B4d	143, 144, 243, 244	Plains with low mountains	16
	Tablelands with high relief	A5c, A5d, B5c, B5d	153, 154, 253, 254	Plains with mountains	17
	Tablelands with very high relief	A6c, A6d, B6c, B6d	163, 164, 263, 264	Rough plains	21
PLAINS WITH HILLS OR MOUNTAINS	Plains with hills	A3a, A3b, B3a, B3b	131, 132, 231, 232	Rugged plains	22
	Plains with high hills	A4a, A4b, B4a, B4b	141, 142, 241, 242	Breaks	23
	Plains with low mountains	A5a, A5b, B5a, B5b	151, 152, 251, 252	Low hills	24
	Plains with high mountains	A6a, A6b, B6a, B6b	161, 162, 261, 262	Hills	25
OPEN HILLS AND MOUNTAINS	Open very low hills	C1a, C1b, C1c, C1d	311, 312, 313, 314	Low mountains	26
	Open low hills	C2a, C2b, C2c, C2d	321, 322, 323, 324	Moutains	27
	Open moderate hills	C3a, C3b, C3c, C3d	331, 332, 333, 334		
	Open high hills	C4a, C4b, C4c, C4d	341, 342, 343, 344		
	Open low mountains	C5a, C5b, C5c, C5d	351, 352, 353, 354		
	Open high mountains	C6a, C6b, C6c, C6d	361, 362, 363, 364		
HILLS AND MOUNTAINS	Very low hills	D1a, D1b, D1c, D1d	411, 421, 413, 414		
	Low hills	D2a, D2b, D2c, D2d	421, 422, 423, 424		
	Moderate hills	D3a, D3b, D3c, D3d	431, 432, 433, 434		
	High hills	D4a, D4b, D4c, D4d	441, 442, 443, 444		
	Low mountains	D5a, D5b, D5c, D5d	451, 452, 453, 454		
	High mountains	D6a, D6b, D6c, D6d	461, 462, 463, 464		

Table 2 : Différentes classes et sous-classes définies et codifications de ces classes pour les classifications automatiques de Hammond (Dikau et al., 1995 et Morgan et Lesh, 2005) et du MoRAP (Morgan and Lesh, 2005)

I.3.2 "TOPOGRAPHIC POSITION INDEX LANDFORM CLASSIFICATION" (WEISS, 2001 ; JENNESS, 2006 ; DE REU ET AL., 2013 ; PLANCHE 10)

La "*Topographic Position Index Landform Classification*" est une classification automatisée des formes du relief basée sur le TPI ("*Topographic Position Index*"), algorithme régulièrement utilisé afin de mesurer et quantifier la position des pentes au sein de la

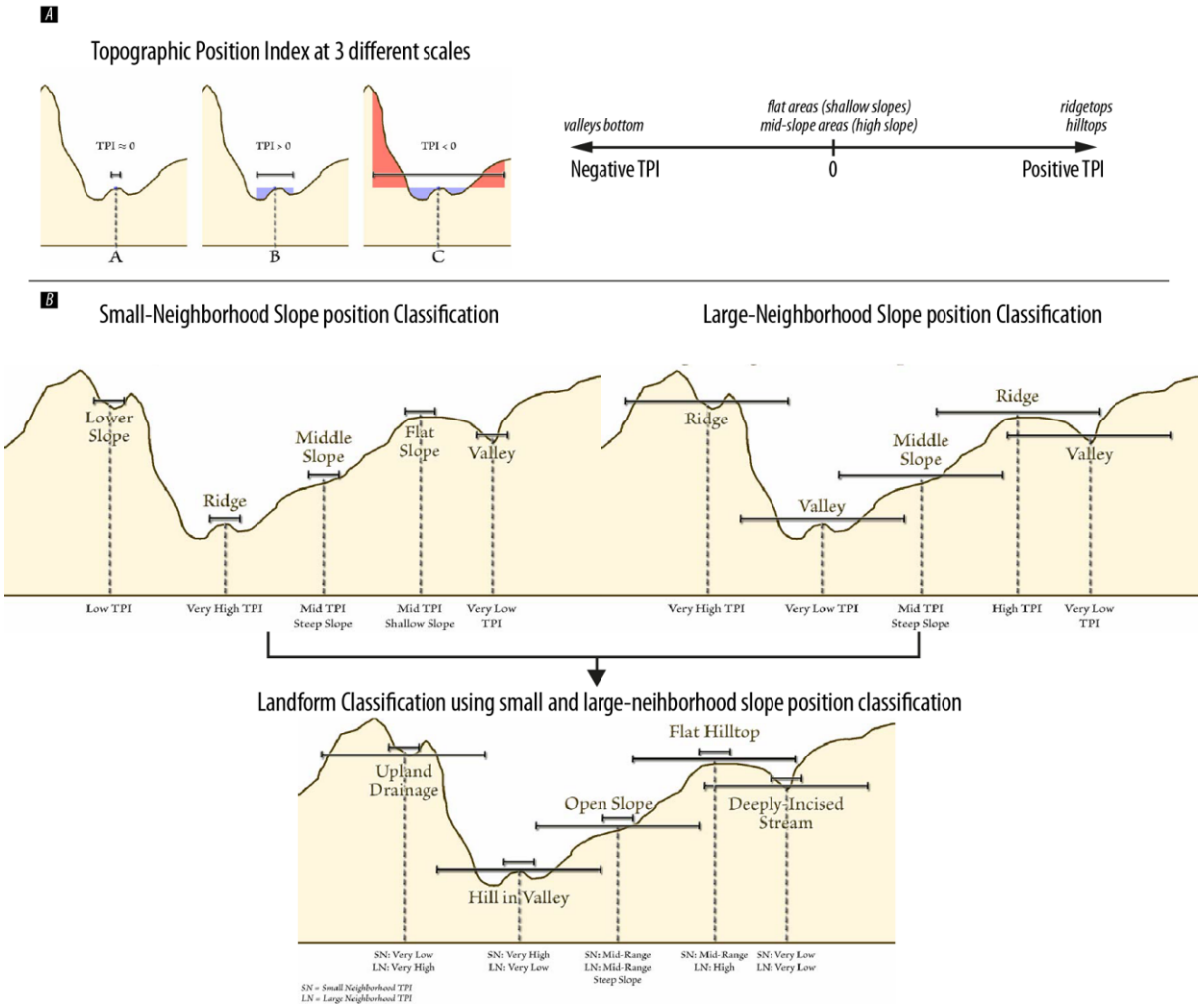


Figure 4 :Schémas illustrant : A – La variation du "Topographic Position Index" en fonction du rayon de calcul et les informations fournies par les valeurs positives et négatives de TPI ; B – La méthodologie utilisée pour déterminer la "Topographic Position Index Landform Classification" d'une zone d'étude, basée sur la combinaison du calcul de TPI à deux échelles différentes.

topographie. Plusieurs étapes permettent de calculer cette classification :

- ***Calcul du TPI***. Le TPI mesure la différence d'altitude entre une cellule centrale (lieu de la représentation du calcul) et l'altitude moyenne des cellules comprises dans un rayon défini autour de cette cellule centrale (Figure 4 ; Weiss, 2001 ; Jenness, 2006 ; Tagil et Jenness, 2008 ; De Reu et al., 2013 ; Jenness, 2013). Les valeurs de TPI positives indiquent que la cellule est à une altitude plus importante que ces voisines (e.g. crête, sommet) tandis que des valeurs de TPI négatives indiquent que la cellule

est à une altitude plus faible que ces voisines (e.g. : fond de vallée ; Figure 4). Comme pour les classifications décrites précédemment, la valeur de TPI peut fortement varier selon le rayon de calcul (Figure 4.A). En effet, cet algorithme est dépendant de l'échelle de calcul. Le rayon de calcul doit donc être choisi en fonction de la taille des formes du relief étudiées (i.e. pour identifier des drains ou vallées de petites taille, le rayon de calcul doit être faible tandis que pour identifier de larges canyons ou vallées, le rayon de calcul doit être important ; Tagil et Jenness, 2008).

- ***Calcul du "TPI slope position"***. Dans un second temps les valeurs de TPI sont utilisées afin de classifier les formes du relief selon des catégories de "*slope position*" (position de la pente dans la topographie du rayon de calcul donné). Ce calcul est basé sur la valeur extrême de pente dans le rayon de calcul et la pente au point de calcul. La manière la plus simple de réaliser ce calcul est d'utiliser des valeurs seuils pour les valeurs de TPI calculées afin de catégoriser ces dernières en 6 classes (Figure 4.A ; paramètres en Table 3).

Table 3 : Paramètres utilisés dans la méthode de classification des pentes "TPI slope position" (Weiss, 2001 ; Jenness, 2006)

Class	*Description*	*Breakpoints*
1	ridge	TPI ≥ + 1 SD
2	upper slope	0.5 SD < TPI < 1 SD
3	middle slope	-0.5 SD < TPI < 0.5 SD, slope > 5°
4	flat slope	-0.5 SD < TPI < 0.5 SD, slope < 5°
5	lower slope	-1 SD < TPI < -0.5 SD
6	valleys	TPI ≤ - 1 SD

- ***Calcul de la TPILC***. Le calcul de la TPILC est basé sur la combinaison de deux rasters de TPI respectivement calculés pour deux rayons différents. Le calcul de la TPI à deux échelles différentes procure plus d'information sur les formes du relief et sur leur complexité. Comme pour le "*TPI slope position*", des valeurs seuils, sur les deux rasters de TPI, sont utilisées afin de catégoriser les formes du relief en 10 classes (Table 4). Cette classification, elle aussi dépendante du rayon de calcul du TPI, permet ainsi de mettre en évidence une colline dans une large vallée ou un sommet de colline plat (Figure 4.B).

Les méthodes de classification du relief utilisant le TPI étant dépendantes du rayon de calcul utilisé, le choix de ce rayon est un facteur important selon la taille des formes du relief étudiées. Afin de sélectionner le rayon de calcul le plus approprié pour une étude donnée, la plupart des auteurs réalisent plusieurs itérations du calcul de TPI (Tagil et Jenness, 2008 ; De Reu et al., 2013). Dans l'étude présentée ici des combinaisons de rayons de calcul d'environ 500/2000 m et 1000/4000 m(Planche 10) ont été utilisées après plusieurs itérations. Les algorithmes de calcul permettant de produire les cartes de TPI et de TPILC ont été implémentés sous ArGIS® sous forme d'une "*toolbox*" téléchargeable gratuitement à l'adresse suivante :

http://arcscripts.esri.com/details.asp?dbid=15996.

Table 4 : Paramètres de classification utilisées dans la "Topographic Position Index Landform Classification" (Weiss, 2001 ; Jenness, 2006)

Class	*Description*	***Breakpoints***	
		Small Neighborhood	***Large Neighborhood***
1	Canyons, Deeply incised streams	TPI ≤ - 1 SD	TPI ≤ - 1 SD
2	Midslope Drainages, Shallow Valleys	TPI ≤ - 1 SD	-1 SD < TPI < +1 SD
3	Upland Drainages, Headwaters	TPI ≤ - 1 SD	TPI ≥ + 1 SD
4	U-Shaped Valleys	-1 SD < TPI < +1 SD	TPI ≥ + 1 SD
5	Plains	-1 SD < TPI < +1 SD	-1 SD < TPI < +1 SD
6	Open Slopes	-1 SD < TPI < +1 SD	-1 SD < TPI < +1 SD
7	Upper Slopes, Mesas	-1 SD < TPI < +1 SD	TPI ≥ + 1 SD
8	Local Ridges/Hills in Valleys	TPI ≥ + 1 SD	TPI ≤ - 1 SD
9	Midslope Ridges, Small Hills in Plains	TPI ≥ + 1 SD	-1 SD < TPI < +1 SD
10	Mountain Tops, High Ridges	TPI ≥ + 1 SD	TPI ≥ + 1 SD

I.3.5 RATIO RELIEF-ALTITUDE (ROWBERRY, 2008 ; 2012 ; PLANCHE 11)

Une méthode d'identification des surfaces d'aplanissement à partir de traitement de MNT a été développé par Rowberry (2008 ; 2012). Cette méthode et basée sur le calcul du "Ratio Relief-Altitude", qui est un calcul équivalent à celui du calcul de l'intégrale hypsométrique (Pike et Wilson, 1971 ; Rowberry, 2008 ; Rowberry, 2012). Le ratio Relief-Altitude est calculé selon la formule suivante :

$$Altitude - Relief\ ratio\ (ERr) = \frac{(\text{Altitude moyenne} - \text{Altitude minimum})}{(\text{Altitude maximum} - \text{Altitude minimum})}$$

Cet algorithme a pour avantage de permettre de différencier les formes du relief concave et convexe, mais aussi d'identifier les zones planes du relief en fonction d'une valeur seuil. De plus ce calcul permet de différencier les plateaux côtiers des fonds de vallées plats mais aussi des surfaces planes plus disséquées et/ou de plus haute altitude (Rowberry, 2012). Tout comme les classifications automatisées présentées précédemment, le choix du rayon de calcul utilisé pour les calculs d'altitudes moyenne, minimum et maximum influence le résultat. Ce rayon de calcul doit ainsi être choisi en fonction de la résolution du M.N.T. utilisé et de la taille des formes du relief que l'on souhaite étudier. Comme pour les autres méthodes, plusieurs itérations ont permis de déterminer les rayons et la valeur seuil les plus appropriés.

D'autres méthodes de classification du relief, dont l'un des objectif est de s'abstraire de l'influence du rayon de calcul sur le résultat des classifications des formes du relief sont

actuellement développées (voir Minár et Evans, 2008 ; Hengl et MacMillan, 2009 ; MacMillan et Shary, 2009 ; Napieralski et al., 2013) et pourraient ultérieurement être appliqués au Massif armoricain.

I.4 MÉTHODOLOGIE CARTOGRAPHIQUE (PLANCHE 12)

Afin de réaliser la cartographie des surfaces d'aplanissement du Massif armoricain, l'ensemble des techniques présentées ci-avant ont été utilisées. La Planche 12 illustre la méthodologie SIG basée sur :

i) les cartes d'aide à la décision (Planche 12.A) avec, comme exemple, la combinaison de la classification TPILC, d'un ombrage et des courbes de niveaux afin de multiplier les paramètres de reconnaissance en carte. Les zones de crêtes et de collines relativement planes correspondent en effet régulièrement à des surfaces d'aplanissement ;

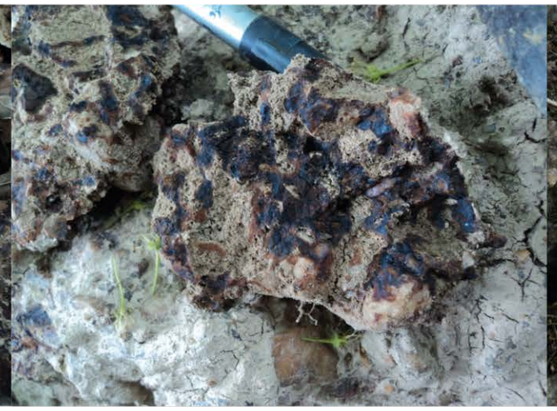
ii) les profils topographiques "à la volée" permettant d'analyser l'organisation en coupe des surfaces d'aplanissement (Planche 12.B.) ;

iii) la visualisation en 3D du MNT permettant une appréhension plus directe et rapide du relief dans son ensemble (utilisation d'ArcScene™ de la suite ArcGIS®) ;

Ces données numériques, combinées, permettent de placer les contours et limites des différentes surfaces d'aplanissement et d'étudier leur organisation. Les données de datation des surfaces d'aplanissement sont, elles, issues des cartes géologiques et de la littérature. La localisation des dépôts sédimentaires (ou profils d'altération) datés et leur lien avec les surfaces d'aplanissement est analysés sous SIG. Afin d'étudier et comprendre à l'échelle "réelle" ces surfaces (et leurs relations avec dépôts sédimentaires et altérations) et de lever des incertitudes, des observations terrains ont été effectuées.

La cartographie a ainsi été éditée au 1:80000ème, en combinant ces différentes méthodes, sous ArcMap™, sous format vecteur (polygones). L'ensemble de la cartographie est présentée au 1:500000ème en Planche Hors-Texte.

Alios, Mauron (Morbihan)



Alios, Mauron (Morbihan)

Alios, Guenroc (Côtes-d'Armor)

ALIOS

Ferricrète, Mohon (Morbihan)

Ferricrète, Broons (Côtes-d'Armor)

Ferricrète, Guenroc (Côtes-d'Armor)

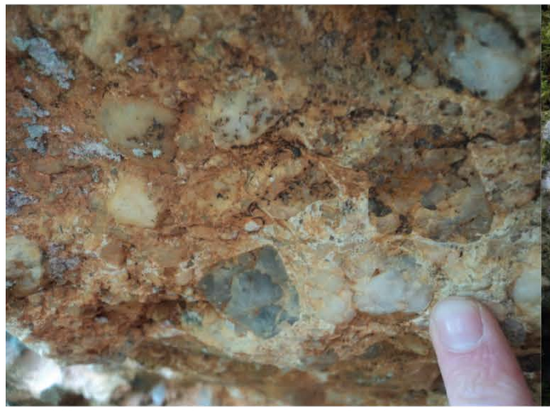
FERRICRÈTES

Élément de cuirasse (nodules), St-Brieuc-des-Bois (Morbihan)

Élément de cuirasse (nodules), St-Brieuc-des-Bois (Morbihan)

ALTÉRATIONS LATÉRITIQUES

Planche 1 : Planche photographique illustrant les différents faciès de formations superficielles ferrugineuses rencontrées sur le Massif armoricain



Détail d'un silcrète sur conglomérat, Ménéac (Morbihan)

Détail d'un silcrète sur matériel grossier, Ménéac (Morbihan)

Silcrète d'aspect lustré, St-Jacut-du-Mené (Côtes-d'Armor)

Ferruginisation développée sur un silcrète columnaire surmontant une niveau de cuirasse ferrugineuse, St-Sulpice-des-Landes (Ille-et-Vilaine)

Silcrète d'aspect lustré, Bonnemain (Côtes-d'Armor)

Silcrète, St-Hélen (Côte-d'Armor)

Détail d'un silcrète, Fyé (Sarthe)

SILCRÈTES

Dalle de silcrète affleurante, Lignières-Orgères (Orne)

Dalles de silcrète affleurantes, Chantrigné (Mayenne)

Blocs erratiques de silcrète, Colombiers (Orne)

MODES CLASSIQUES D'AFFLEUREMENT DES SILCRÈTES

Planche 2 : Planche photographique illustrant les différents faciès de silcrètes rencontrés sur le Massif armoricain et leurs modes d'affleurement classiques

Vue Panoramique depuis Sainte-Suzanne (Mayenne) vers le Nord illustrant l'aplanissement PS5d

Vue Panoramique depuis le Belvédère du Ménez-Hom vers l'Ouest et la presqu'île de Crozon, illustrant l'étagment des surfaces PS2, PS3, PS5 et PS5d

Planche 3 : Planche photographie illustrant l'organisation des surfaces d'aplanissement du Massif armoricain

Vue Panoramique depuis Jublains (Mayenne) vers le Nord, illustrant l'étagement de PS4 et PS5

Vue Panoramique depuis la Butte Chaumont (La Roche-Mabile, Orne) vers l'Ouest et le Plateau bas-normand et les surfaces d'aplanissement PS1 et PS2

Planche 4 : Planche photographie illustrant l'organisation des surfaces d'aplanissement du Massif armoricain

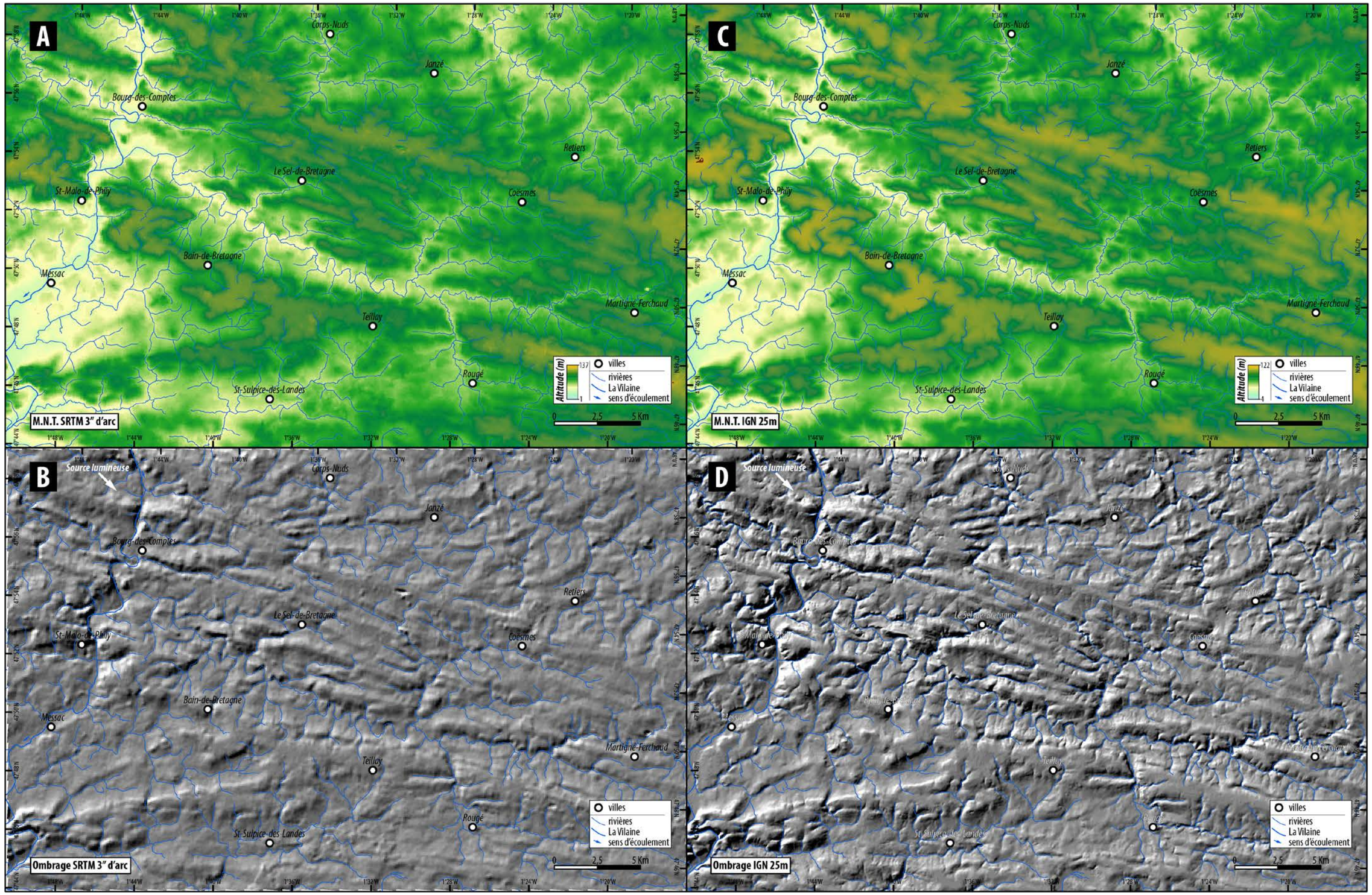


Planche 5 : Extrait des Modèles Numériques de Terrain utilisés dans cette étude : A – SRTM (résolution : 30'' d'arc) et C – IGN (résolution : 25 m) et Ombrages B et D respectivement issus du traitement des MNT A et B (source réseau hydrographique : BD CARTHAGE®, IGN, IGN: Projection : RGF Lambert 1993 ; Localisation en Figure 1).

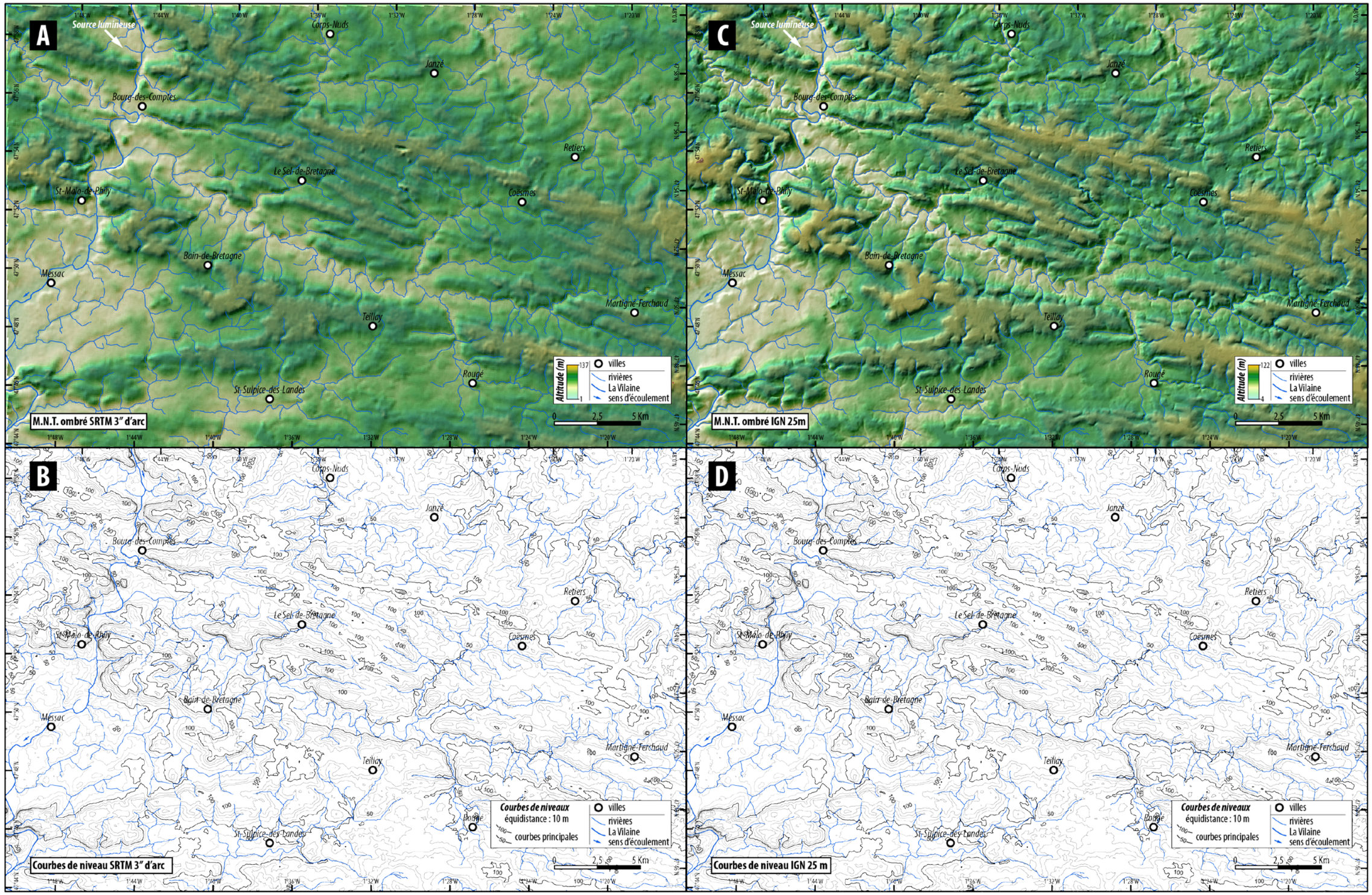


Planche 6 : MNT ombrés (A, C) et courbes de niveau (B, D) : A et B, issus des données SRTM (résolution : 30'' d'arc), C et D issus des données IGN (résolution : 25 m ; source réseau hydrographique : BD CARTHAGE®, IGN: Projection : RGF Lambert 1993 ; Localisation en Figure 1).

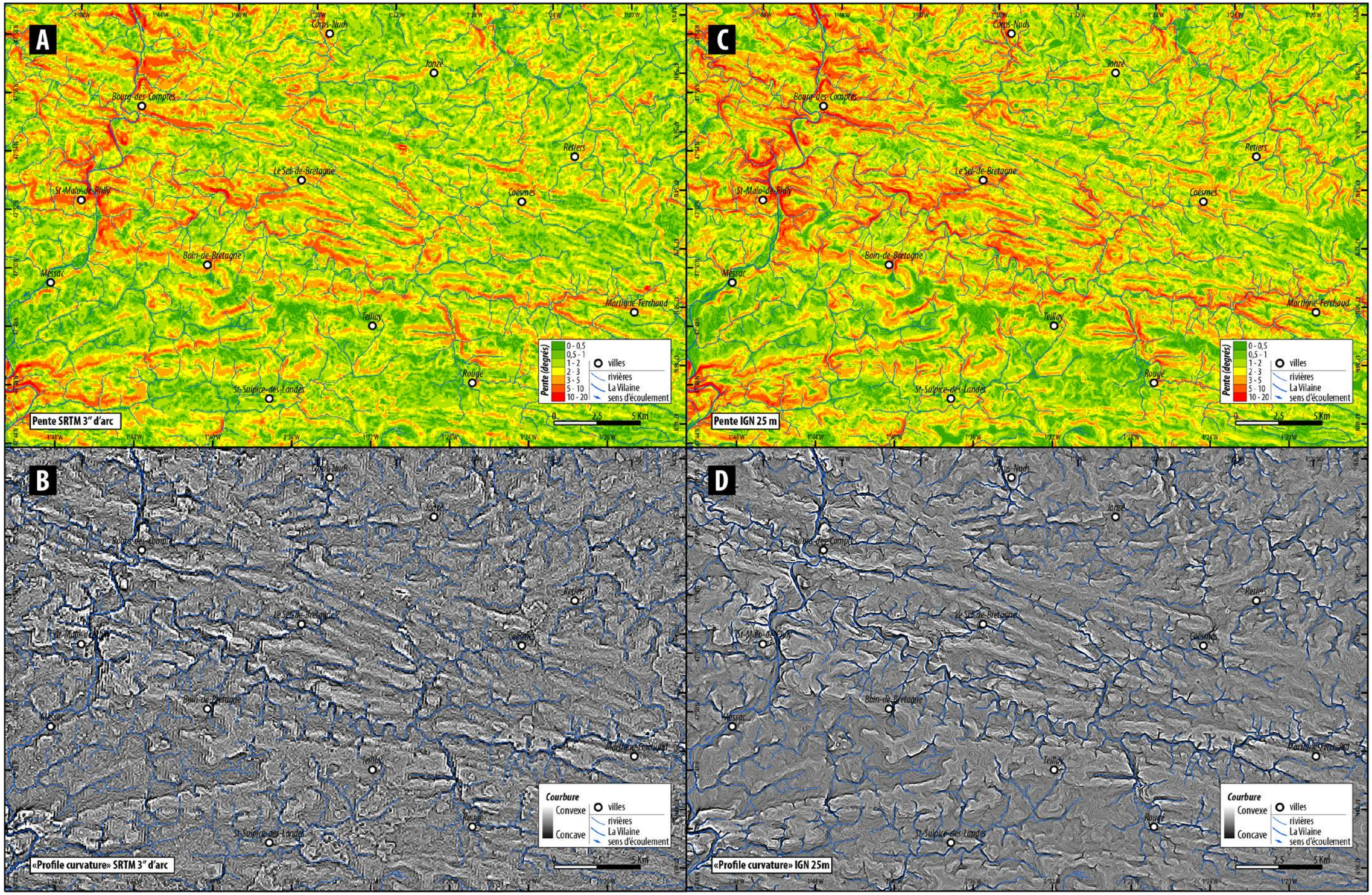


Planche 7 : Pentes (A, C) et "Profile curvature" (B, D) : A et B, issus des données SRTM (résolution : 30'' d'arc), C et D issus des données IGN (résolution : 25 m ; source réseau hydrographique : BD CARTHAGE®, IGN: Projection : RGF Lambert 1993 ; Localisation en Figure 1).

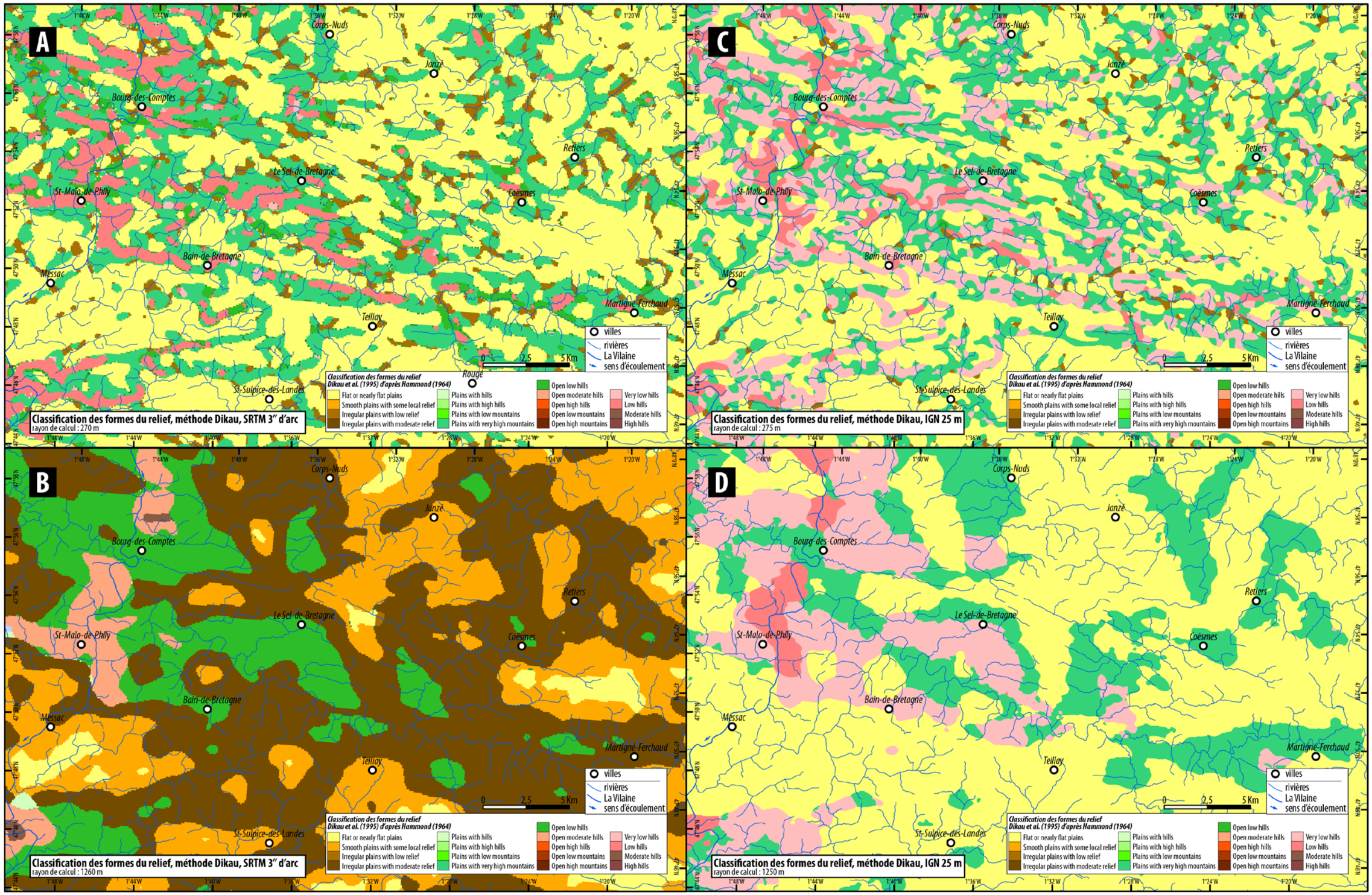


Planche 8 : Classification automatique des formes du relief pour des rayons de calcul différents, méthode Dikau et al. (1995) : A et B, issus des données SRTM (résolution : 30'' d'arc), C et D issus des données IGN (résolution : 25 m ; source réseau hydrographique : BD CARTHAGE®, IGN: Projection : RGF Lambert 1993 ; Localisation en Figure 1).

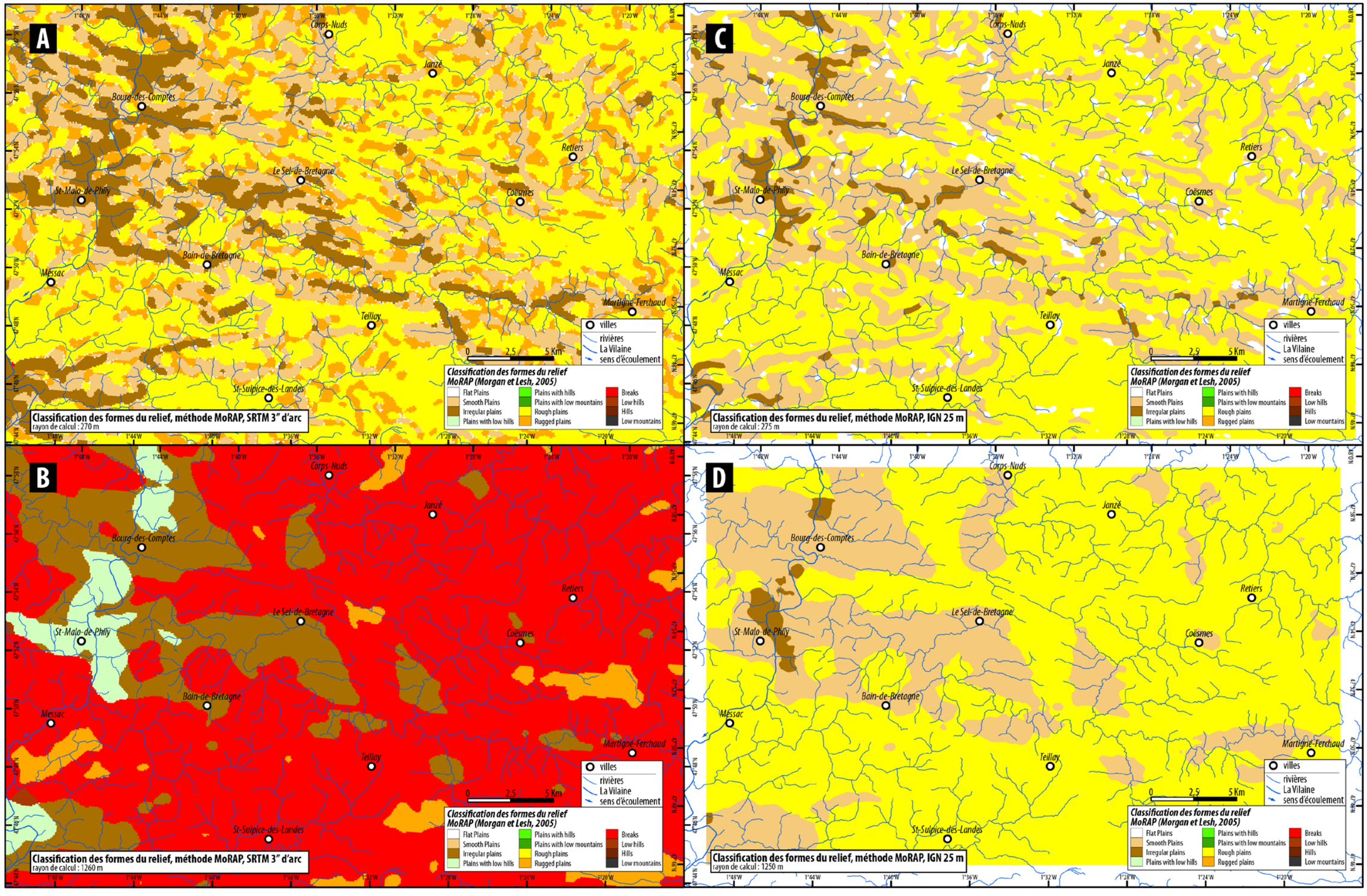


Planche 9 : Classification automatique des formes du relief pour des rayons de calcul différents, méthode MoRAP (Morgan et Lesh, 2005) : A et B, issus des données SRTM (résolution : 30'' d'arc), C et D issus des données IGN (résolution : 25 m ; source réseau hydrographique : BD CARTHAGE®, IGN: Projection : RGF Lambert 1993 ; Localisation en Figure 1).

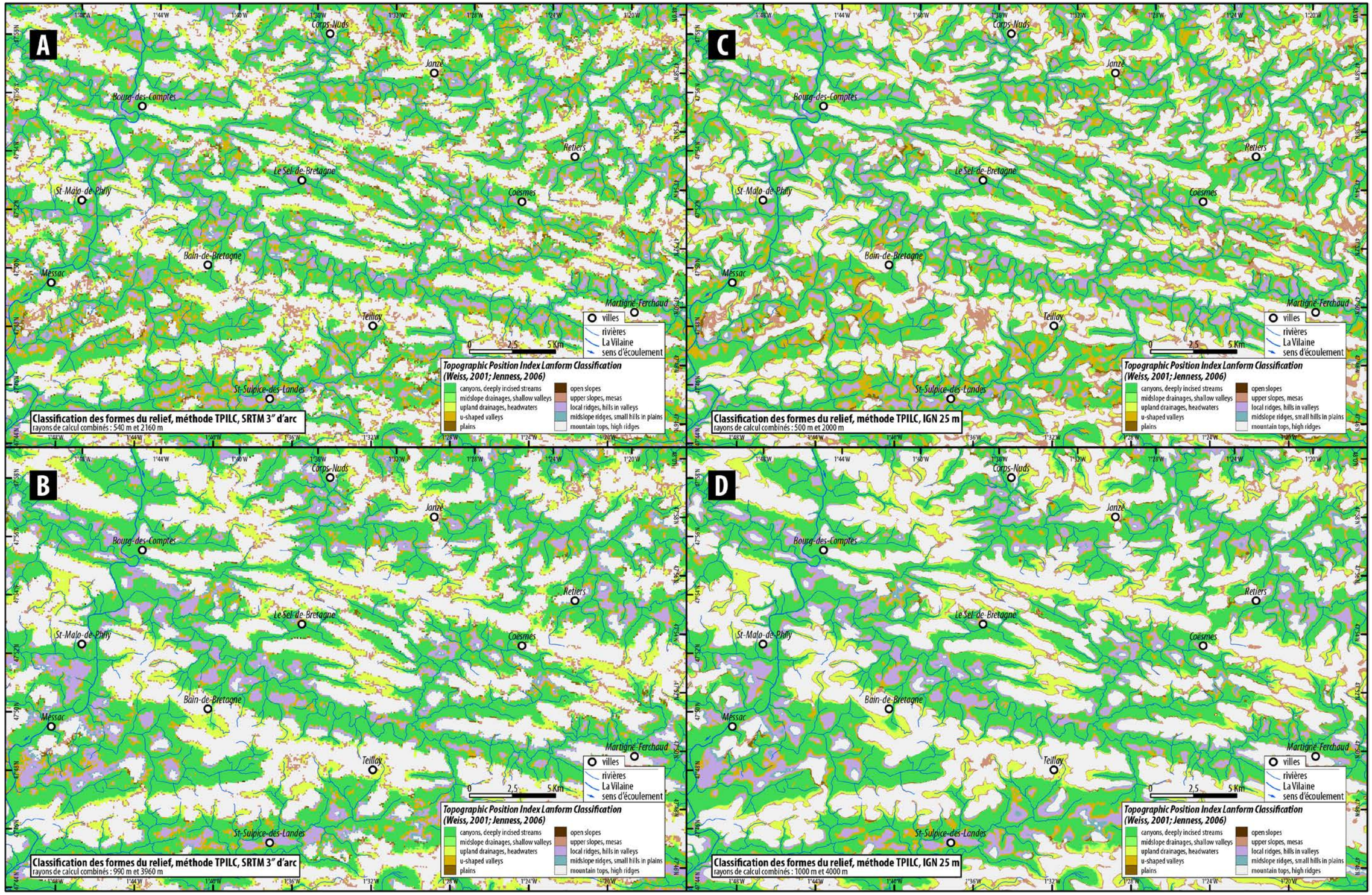


Planche 10 : Classification automatique des formes du relief pour des rayons de calcul différents, méthode TPLIC ("Topographic Position Index Landform Classification" ; Weiss, 2001 ; Jenness, 2006) : A et B, issus des données SRTM (résolution : 30'' d'arc), C et D issus des données IGN (résolution : 25 m ; source réseau hydrographique : BD CARTHAGE®, IGN: Projection : RGF Lambert 1993 ; Localisation en Figure 1).

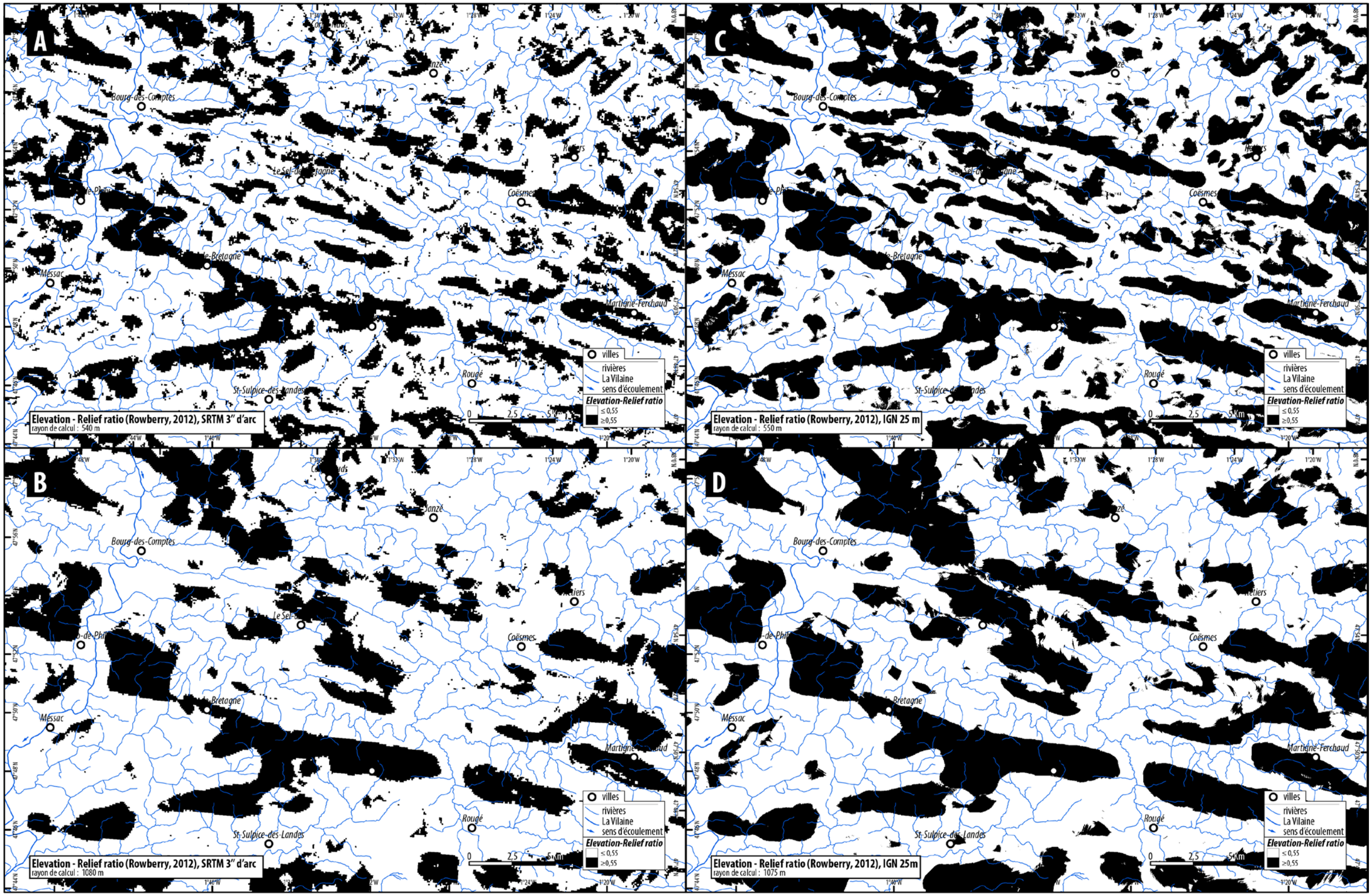


Planche 11 : Identification des zones planes de la topographie pour des rayons de calcul différents, méthode "Elevation – Relief ratio (Rowberry, 2008 et 2012) : A et B, issus des données SRTM (résolution : 30'' d'arc), C et D issus des données IGN (résolution : 25 m ; source réseau hydrographique : BD CARTHAGE®, IGN: Projection : RGF Lambert 1993 ; Localisation en Figure 1).

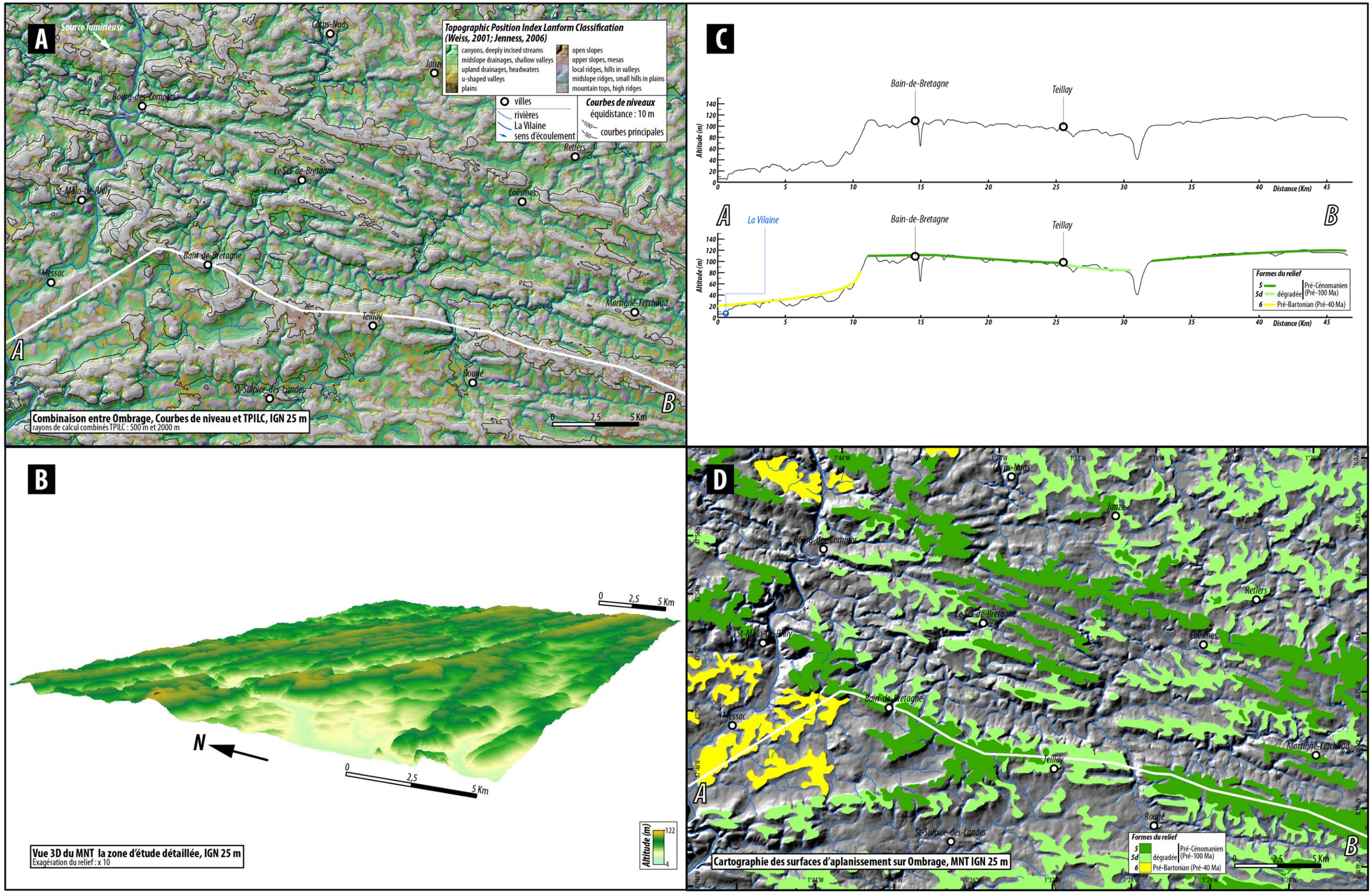


Planche 12 : A- Combinaison Ombrage, Courbes de niveau et TPLIC permettant une identification plus aisée des aplanissements ; B – Vue 3D du MNT ; C – Profil topographique vierge et profil topographique habillé (localisé en A et D) présentant les surfaces d'aplanissement identifiée ; D – Cartographie des surfaces d'aplanissement identifiées et datées sur la zone présentée des planches 1 à 8 (Localisation en Figure 1).

I.5. RÉFÉRENCES BIBLIGRAPHIQUES

Brault, N., 2002. Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne ; genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes 1. and Mémoires de Géosciences Rennes (2008), 127. Géosciences Rennes, France, pp. 240.

De Reu, J., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., De Smedt, P., Chu, W., Antrop, M., De Maeyer, P., Finke, P., Van Meirvenne, M., Verniers, J., Crombé, P., 2013. Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. Geomorphology, 186(0), 39-49.

Dikau, R., Brabb, E.E., Mark, R.K., Pike, R.J., 1995. Morphometric landform analysis of New Mexico. Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband, 101, 109-126.

Dikau, R., Brabb, E.E., Mark, R.M., 1991. Landform classification of New Mexico by computer. 01961497, U. S. Geological Survey : Reston, VA, United States, United States.

Ehlaï, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normano-breton. Étude géomorphologique. Thèse de Doctorat d'État de l'Université de Paris. Imprimeries Bière, Bordeaux, pp. 624.

Guilcher, A., 1948. Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris., H. Potier, La Roche-sur-Yon.

Guilcher, A., 1949. Le Relief des monts d'Arrée. Annales de Bretagne, 56(2), 233-248.

Guilcher, A., Durand, S., Milon, Y., 1962. A propos des galets de la dépression de Toulven et de ceux de Bénodet (Finistère). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 73-78.

Hammond, E.H., 1964. Analysis of properties in land form geography ; an application to broad-scale land form mapping. Annals of the Association of American Geographers, 54(1), 11-19.

Hengl, T., MacMillan, R.A., 2009. Chapter 19 Geomorphometry — A Key to Landscape Mapping and Modelling. In: H. Tomislav, I.R. Hannes (Eds.), Developments in Soil Science. Elsevier, pp. 433-460.

Jarvis, A., Reuter, H., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe, Version 4. CGIAR-CSI SRTM 90m Database. International Center for Tropical Agriculture, Cali, Columbia. http://srtm.csi.cgiar.org.

Jenness, J., 2006. Topography Toolbox for ArcGIS 9.3. Jenness Enterprises.

Jenness, J., 2013. DEM Surface Tools manual. Jenness Enterprises. available at http:/www.jenness.com/arcgis/surface_area.htm.

Klein, C., 1975. Massif Armoricain et Bassin Parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimendaires (Normandie, Maine, Anjou, Tourain, Poitou septentrional et contrées adjacentes). Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Bretagne Occidentale (Brest). Association des publications près les université de Strasbourg Fondation Baulig (Tome XII), France, pp. 882.

Klein, C., 1990. L'évolution géomorphologique de l'Europe Hercynienne occidentale et centrale - Apsects régionaux et essai de synthèse, Mémoires et documents de Géographie. Editions du CNRS, pp. 177.

Lautridou, J.P., Auffret, J.P., Coutard, J.P., Lavollé, M., Ozouf, J.C., Vérague, J., 2000. Synthèse sur les formations superficielles cénozoïques de Basse-Normandie (feuille Caen à 1/250000). Geologie de la France(4), 57-69.

MacMillan, R.A., Shary, P.A., 2009. Chapter 9 Landforms and Landform Elements in Geomorphometry. In: H. Tomislav, I.R. Hannes (Eds.), Developments in Soil Science. Elsevier, pp. 227-254.

Meynier, A., 1940. La Formation du réseau hydrographique de la Vilaine, étude géographique. Annales de Bretagne, 47 (1), 153-184.

Meynier, A., 1947. Influences tectoniques sur le relief de la Bretagne. Annales de Géographie, 56(303), 170-177.

Minár, J., Evans, I.S., 2008. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. Geomorphology, 95(3–4), 236-259.

Morgan, J.M., Lesh, A.M., 2005. Developing landform maps using ESRI's ModelBuilder, ESRI User Conference 2005, Proceedings, Redlands, CA.

Musset, R., 1917. Le Bas-Maine - étude géographique. Librairie Armand Colin, Paris, pp. 496.

Musset, R., 1928. Le relief de la Bretagne occidentale. Annales de Géographie, 37(207), 209-223.

Napieralski, J., Barr, I., Kamp, U., Kervyn, M., 2013. 3.8 Remote Sensing and GIScience in Geomorphological Mapping. In: J.F. Shroder (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, pp. 187-227.

Pike, R.J., Wilson, S.E., 1971. Elevation-Relief Ratio, Hypsometric Integral, and Geomorphic Area-Altitude Analysis. Geological Society of America Bulletin, 82(4), 1079-1084.

Rowberry, M.D., 2008. Constraining the altitudinal range of sub-horizontal denudation surfaces in Wales, U.K., using the elevation-relief ratio. Revista Geográfica Acadêmica, 2(2), 26-40.

Rowberry, M.D., 2012. A comparison of three terrain parameters that may be used to identify denudation surfaces within a GIS: A case study from Wales, United Kingdom. Computers & Geosciences, 43(0), 147-158.

Smith, M.J., Clark, C.D., 2005. Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. Earth Surface Processes and Landforms, 30(7), 885-900.

Smith, M.J., Pain, C.F., 2011. Geomorphological Mapping. In: K.J. Gregory, A.S. Goudie (Eds.), The SAGE handbook of Geomorphology. SAGE Publications, London, UK, pp. 142-153.

Tagil, S., Jenness, J., 2008. GIS-based automated landform classification and topographic, landcover and geologic attributes of landforms around the Yazoren Plje, Turkey. Journal of Applied Sciences, 8, 910-921.

Vérague, J., 1974. La transgression cénomanienne et les témoins anté-cénomaniens d'altération entre Sées et Alençon (Orne). Norois, 84, 541-562.

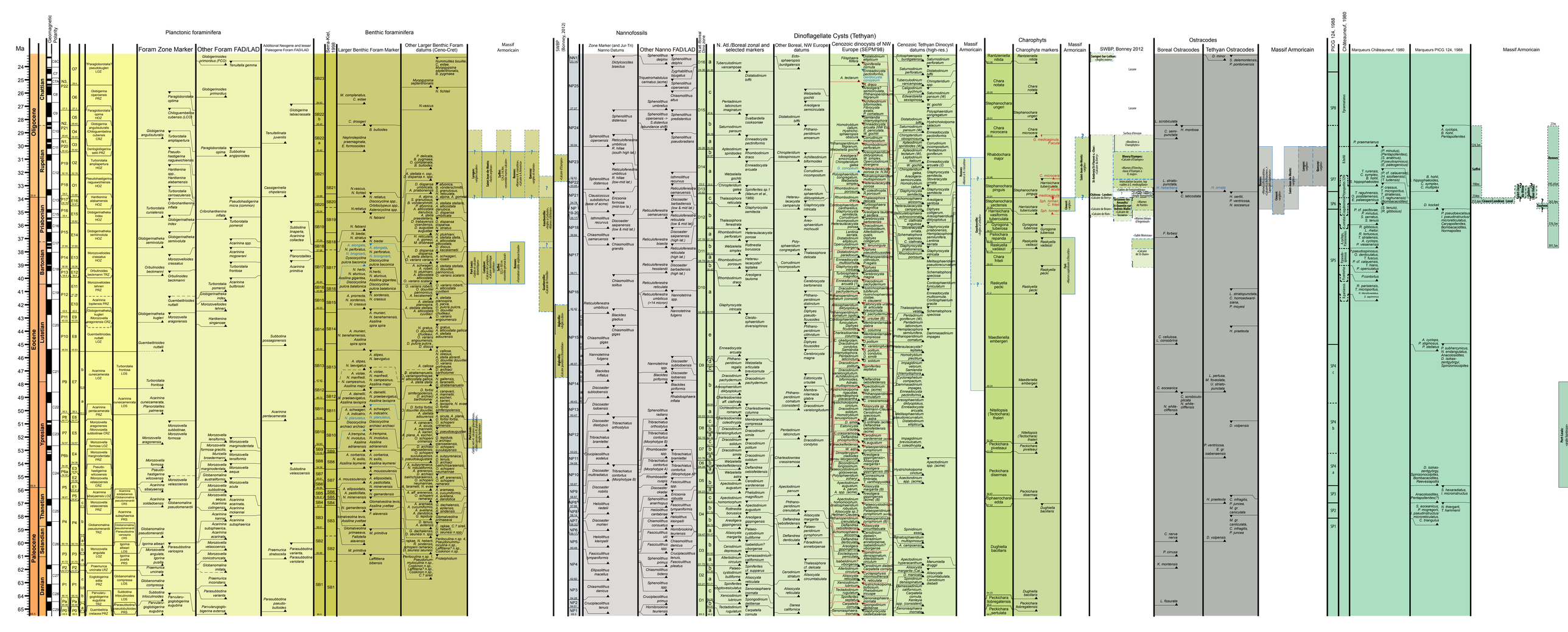
Vérague, J., 1975. Le complexe alluvionnaire de la Briante (Orne). Norois, 85, 45-70.

Vérague, J., 1977. Les altérations des roches du socle armoricain : relictes morpho-climatiques de la continentalisation post-hercynienne entre Sées et Alençon (Basse-Normandie). Norois, 94, 251-269.

Weiss, A.D., 2001. Topographic Position and Landforms Analysis. Poster presentation, ESRI Users Conference, San Diego, CA.

Wyns, R., 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'aprés l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. Geologie de la France, 1991, 11-42.

ANNEXE 2 : SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DE 14 BASSINS PALÉOGÈNES (ÉOCÈNES-OLIGOCÈNES) DU MASSIF ARMORICAIN


Ma
Geomagnetic Polarity
Planctonic foraminifera
Foram Zone Marker
Other Foram FAD/LAD
Additional Neogene and lesser Paleogene Foram FAD/LAD
Serra-Kiel, 1998
Benthic foraminifera
Larger Benthic Foram Marker
Other Larger Benthic Foram datums (Cenо-Cret)
Massif Armoricain
SWBP (Bown&Young, 2012)
Nannofossils
Zone Marker (and Jur-Tri) Nanno Datums
Other Nanno FAD/LAD
Dinoflagellate Cysts (Tethyan)
N. Atl./Boreal zonal and selected markers
Other Boreal, NW Europe datums
Cenozoic dinocysts of NW Europe (SEPM'98)
Cenozoic Tethyan Dinocyst datums (high-res.)
Charophytes
Charophyte markers
Massif Armoricain
SWBP, Bonney 2012
Ostracodes
Boreal Ostracodes
Tethyan Ostracodes
Massif Armoricain
PICG 124, 1988
Châteauneuf, 1980
Marqueurs Châteauneuf, 1980
Marqueurs PICG 124, 1988
Massif Armoricain
Paleocene
Eocene
Oligocene
Chattian
Rupelian
Priabonian
Bartonian
Lutetian
Ypresian
Thanetian
Selandian
Danian
Priabonian
Bartonian
Lutetian
Ypresian
Thanetian
Selandian
Danian
Port Louis
Port Louis
Kimmeridgian
Tithonian
Berriasian
Valanginian
Hauterivian
Barremian
Aptian
Albian
Cenomanian
Turonian
Coniacian
Santonian
Campanian
Maastrichtian
Danian
Selandian
Thanetian
Ypresian
Lutetian
Bartonian
Priabonian
Rupelian
Chattian
Oligocene
Eocene
Paleocene
Cretaceous
Jurassic
Triassic
Permian
Carboniferous
Devonian
Silurian
Ordovician
Cambrian
Ediacaran
Cryogenian
Tonian
Stenian
Ectasian
Calymmian
Statherian
Orosirian
Rhyacian
Siderian
Neoarchean
Mesoarchean
Paleoarchean
Eoarchean
Hadean
Foraminifera
Nannofossils
Dinoflagellates
Charophytes
Ostracodes
Ediacaran
Cryogenian
Tonian
Stenian
Ectasian
Calymmian
Statherian
Orosirian
Rhyacian
Siderian
Neoarchean
Mesoarchean
Paleoarchean
Eoarchean
Hadean

ANNEXE 3 : DONNÉES DE QUANTIFICATION DU DÉPLACEMENT VERTICAL FINI À PARTIR DES POSITIONS SUCCESSIVES DU NIVEAU MARIN ET DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES D'ÂGES ET DE BATHYMÉTRIES CONNUES

UPPER CRETACEOUS		C1	C2-C3; C5-C6; C11-C25	C4; C7	C8-C10
Ocean volume change modelisation (mean depth and area)					
Müller et al., 2008	Time Interval (Ma)	95.5-96.2	93.9-100.5	98.4-100.3	66.0-89.8
	Time Interval on T1 (Ma)	95-97	94-101	98-101	66-90
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**145.8**	**146.8**	**148.1**	**151.8**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	145.1	144.3	146.5	123.6
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	146.6	149.2	149.2	168.6
	mean error min on Time interval on T1 (m)	*87.0*	*86.4*	*85.6*	*78.4*
	mean error max on Time interval on T1 (m)	*100.9*	*99.7*	*98.2*	*90.4*
	min value error max on Time interval on T1 (m)	**43.4**	**42.6**	**49.1**	**47.8**
	max value error max on Time interval on T1 (m)	**247.0**	**248.3**	**248.3**	**262.8**
	S.L. min error min on Time interval on T1 (m)	*58.1*	*57.9*	*60.9*	*45.3*
	S.L. max error min on Time interval on T1 (m)	*233.6*	*235.5*	*234.8*	*247.0*
	S.L. min error max on Time interval on T1 (m)	*44.2*	*44.6*	*48.3*	*33.2*
	S.L. max error max on Time interval on T1 (m)	*247.6*	*248.9*	*247.4*	*259.0*
Cramer et al., 2011	Time Interval on T1 (Ma)	95.5-96.2	93.9-100.5	98.4-100.3	66.0-89.8
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**55.8638**	**52.47284**	**48.546**	**53.4133**
	min value on Time interval on T1 (m)	52.8	47.85	47.85	36.46
	max value on Time interval on T1 (m)	56.44	59.33	58.79	61.38
Continental flooding (Rowley et al., 2013)					
Smith et al., 1994	*Age (Ma) of steps covered*	95	95	95	70;80;85 ;88;90
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**164**	**164**	**164**	**176**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	164	164	164	150
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	164	164	164	210
Scotese and Golanka, 1992	*Age (Ma) of steps covered*	94;100	94;100	100	70;88
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**109**	**109**	**94**	**107.5**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	94	94	94	80
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	124	124	94	135
Markwick, 2011	*Age (Ma) of steps covered*	92;105	92;105	92;105	70;78;85; 88;90
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**114.5**	**114.5**	**114.5**	**125.2**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	108	108	108	113
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	121	121	121	134
1D mesurment					
Miller, 2005 (GTS 2012)	*Age (Ma) of steps covered*	95.5-96.2	93.9-99.9	98.4-100.3	66.0-89.8
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**60.01**	**51.56**	**43.43**	**29.14**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	51.70	27.00	35.73	-5.00
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	65.65	75.00	56.34	57.80
Haq, 1987 filtered by Müller, 2008	*Age (Ma) of steps covered*	95-97	94-101	98-101	66-90
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**226.8**	**225.7**	**223.6**	**217.2**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	226.1	217.5	74.2	196.7
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	228.0	230.7	227.1	232.0

	BARTONIAN	B1-B33	B34;B35	B36	B37	B38
Ocean volume change modelisation (mean depth and area)						
Müller et al., 2008	Time Interval (Ma)	38-40.5	35.4-46.2	36.6-39.8	36.9-41.2	37.4-40.5
	Time Interval on T1 (Ma)	38-41	35-47	36-40	36-42	37-41
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**70.4**	**68.5**	**66.6**	**66.7**	**68.5**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	67.2	56.8	58.0	58.0	*60.9*
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	73.6	75.8	73.6	73.6	*73.6*
	mean error min on Time interval on T1 (m)	*36.0*	*37.5*	*35.2*	*35.8*	*35.6*
	mean error max on Time interval on T1 (m)	*38.4*	*40.6*	*37.7*	*38.5*	*38.1*
	min value error max on Time interval on T1 (m)	**29.7**	**20.9**	**21.0**	**21.0**	**23.9**
	max value error max on Time interval on T1 (m)	**111.9**	**121.4**	**111.9**	**111.9**	**111.9**
	S.L. min error min on Time interval on T1 (m)	*31.2*	*19.3*	*22.8*	*22.2*	*22.2*
	S.L. max error min on Time interval on T1 (m)	*109.5*	*113.3*	*108.8*	*109.3*	*109.3*
	S.L. min error max on Time interval on T1 (m)	*28.8*	*16.1*	*20.2*	*19.5*	*19.5*
	S.L. max error max on Time interval on T1 (m)	*112.0*	*116.5*	*111.3*	*112.0*	*112.0*
Cramer et al., 2011	Time Interval on T1 (Ma)	38-40.5	35.4-46.2	36.6-39.8	36.9-41.2	37.4-40.5
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**43.8**	**43.5**	**42.9**	**43.3**	**43.4**
	min value on Time interval on T1 (m)	28.6	11.6	25.3	25.3	25.4
	max value on Time interval on T1 (m)	64.0	67.0	67.0	67.0	66.6
Continental flooding (Rowley et al., 2013)						
Smith et al., 1994	*Age (Ma) of steps covered*	47.8-33.9	47.8-33.9	47.8-33.9	47.8-33.9	47.8-33.9
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**47.5**	**47.5**	**47.5**	**47.5**	**47.5**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	33	33	33	33	33
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	62	62	62	62	62
Scotese and Golanka, 1992	*Age (Ma) of steps covered*	27;50	27;50	27;50	27;50	27;50
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**38**	**38**	**38**	**38**	**38**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	21	21	21	21	21
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	55	55	55	55	55
Markwick, 2011	*Age (Ma) of steps covered*	47.8-33.9	47.8-33.9	47.8-33.9	47.8-33.9	47.8-33.9
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**43**	**43**	**43**	**43**	**43**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	24	24	24	24	24
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	62	62	62	62	62
1D mesurment						
Miller, 2005 (GTS 2012)	*Age (Ma) of steps covered*	38-40.5	35.4-46.2	36.6-39.8	36.9-41.2	37.4-40.5
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**13.01**	**33.09**	**17.08**	**17.08**	**15.83**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	22.00	77.26	43.55	43.55	40.00
Haq, 1987 filtered by Müller, 2008	*Age (Ma) of steps covered*	38-41	35-47	36-40	36-42	37-41
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**162.0**	**167.8**	**153.1**	**158.5**	**158.8**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	153.3	140.7	141.3	141.3	146.0
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	169.6	191.7	165.1	174.4	169.6

	RUPELIAN	R1-R9	510	R11-R14
Ocean volume change modelisation (mean depth and area)				
Müller et al., 2008	Time Interval (Ma)	30.5-33.9	28.1-33.9	28.1-38
	Time Interval on T1 (Ma)	30-34	28-34	28-38
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**53.4**	**55.7**	**57.6**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	50.1	50.1	50.1
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	58.0	61.8	67.2
	mean error min on Time interval on T1 (m)	*29.9*	*29.2*	*31.1*
	mean error max on Time interval on T1 (m)	*32.5*	*31.7*	*33.6*
	min value error max on Time interval on T1 (m)	**17.8**	**17.8**	**17.8**
	max value error max on Time interval on T1 (m)	**88.8**	**91.7**	**104.7**
	S.L. min error min on Time interval on T1 (m)	*20.2*	*20.9*	*19.1*
	S.L. max error min on Time interval on T1 (m)	*87.9*	*91.1*	*98.3*
	S.L. min error max on Time interval on T1 (m)	*17.6*	*18.4*	*16.5*
	S.L. max error max on Time interval on T1 (m)	*90.5*	*93.5*	*100.8*
Cramer et al., 2011	Time Interval on T1 (Ma)	**30.5-33.9**	**28.1-33.9**	**28.1-38**
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	17.4	12.8	25.1
	min value on Time interval on T1 (m)	-1.3	-7.1	-7.1
	max value on Time interval on T1 (m)	50.08	50.08	67
Continental flooding (Rowley et al., 2013)				
Smith et al., 1994	*Age (Ma) of steps covered*	28.1-33.9	28.1-33.9	28.1-37.8
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**3**	**3**	**18**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	3	3	3
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	3	3	33
Scotese and Golanka, 1992	*Age (Ma) of steps covered*	27;50	27;50	27;50
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**38**	**38**	**38**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	21	21	21
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	55	55	55
Markwick, 2011	*Age (Ma) of steps covered*	28.1-33.9	28.1-33.9	28.1-37.8
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**-32**	**-32**	**-4**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	-32	-32	-32
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	-11	-11	24
1D mesurment				
Miller, 2005 (GTS 2012)	*Age (Ma) of steps covered*	30.5-33.9	28.1-33.9	28.1-38
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**9.31**	**6.37**	**16.55**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	-12.00	-13.00	-13.00
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	40.00	40.00	54.34
Haq, 1987 filtered by Müller, 2008	*Age (Ma) of steps covered*	38-41	35-47	36-40
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**133.5**	**117.1**	**127.4**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	108.8	67.0	67.0
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	145.0	145.0	153.3

MIOCENE (LANGHIAN-SERRAVALIAN)		M1-M51	M52-M54
Ocean volume change modelisation (mean depth and area)			
Müller et al., 2008	Time Interval (Ma)	11.6-16	13.5-14.9
	Time Interval on T1 (Ma)	11-16	13-15
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**61.4**	**62.1**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	59.5	61.1
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	63.2	62.8
	mean error min on Time interval on T1 (m)	*23.5*	*23.2*
	mean error max on Time interval on T1 (m)	*24.8*	*24.3*
	min value error max on Time interval on T1 (m)	**33.9**	**36.0**
	max value error max on Time interval on T1 (m)	**86.8**	**86.8**
	S.L. min error min on Time interval on T1 (m)	*36.1*	*37.8*
	S.L. max error min on Time interval on T1 (m)	*86.7*	*86.1*
	S.L. min error max on Time interval on T1 (m)	*34.8*	*36.8*
	S.L. max error max on Time interval on T1 (m)	*88.0*	*87.1*
Cramer et al., 2011	Time Interval on T1 (Ma)	11.6-16	13.5-14.9
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**5.5**	**8.2**
	min value on Time interval on T1 (m)	-8.1	2.7
	max value on Time interval on T1 (m)	17.9	17.9
Continental flooding (Rowley et al., 2013)			
Smith et al., 1994	*Age (Ma) of steps covered*	12	12
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**-9**	**-9**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	-9	-9
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	-9	-9
Scotese and Golanka, 1992	*Age (Ma) of steps covered*	14	14
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**33**	**33**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	33	33
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	33	33
Markwick, 2011	*Age (Ma) of steps covered*	10;20	10;20
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**-3**	**-3**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	-10	-10
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	4	4
1D mesurment			
Miller, 2005 (GTS 2012)	*Age (Ma) of steps covered*	11.6-16	13.5-14.9
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**-0.71**	**-4.84**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	-14.00	-11.00
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	17.79	-0.08
Haq, 1987 filtered by Müller, 2008	*Age (Ma) of steps covered*	11-16	13-15
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**70.7**	**89.3**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	24.0	64.7
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	106.5	106.5

PLIOCENE (PIACENZIAN)		P1-P18
Ocean volume change modelisation (mean depth and area)		
Müller et al., 2008	Time Interval (Ma)	2.6-3.6
	Time Interval on T1 (Ma)	2-4
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**62.3**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	58.8
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	66.0
	mean error min on Time interval on T1 (m)	*19.7*
	mean error max on Time interval on T1 (m)	*20.8*
	min value error max on Time interval on T1 (m)	**37.9**
	max value error max on Time interval on T1 (m)	**86.8**
	S.L. min error min on Time interval on T1 (m)	*39.1*
	S.L. max error min on Time interval on T1 (m)	*85.7*
	S.L. min error max on Time interval on T1 (m)	*38.0*
	S.L. max error max on Time interval on T1 (m)	*86.8*
Miller et al., 2011	Time Interval on T1 (Ma)	2.6-3.6
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**-20.4**
	min value on Time interval on T1 (m)	-60.5
	max value on Time interval on T1 (m)	6.6
Continental flooding (Rowley et al., 2013)		
Smith et al., 1994	*Age (Ma) of steps covered*	5
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**-21**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	-21
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	-21
Scotese and Golanka, 1992	*Age (Ma) of steps covered*	0
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**X**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	X
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	X
Markwick, 2011	*Age (Ma) of steps covered*	3
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**-1**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	-1
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	-1
1D mesurment		
Miller, et al., 2012	*Age (Ma) of steps covered*	3.20-2.74
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**15.38**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	9.30
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	22.30
	S.L.error on min value on interval	9.8
	S.L.error on max value on interval	9.8
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	**-0.5**
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	**32.1**
Haq, 1987 filtered by Müller, 2008	*Age (Ma) of steps covered*	38-41
	S.L. mean on Time interval on T1 (m)	**-4.2**
	S.L. min on Time interval on T1 (m)	-10.6
	S.L. max on Time interval on T1 (m)	2.1

UPPER CRETACEOUS

n°	Location	Latitude	Longitude	Deposits: stage	Deposits: Biostratigraphy	Deposits: age min (Ma)	Deposits: age max (Ma)
C1	Mont Pinçon	48.970014	-0.602005	Cenomanian	A. rhotomagense and C. inerme zones	95.5	96.2
C2	Glaintin	48.344634	-0.548102	Cenomanian	pollens	93.9	100.5
C3	Viennay	46.708283	-0.245171	Cenomanian	Malacofauna and pollens	93.9	100.5
C4	Montreuil-le-Chétif	48.229022	-0.010881	Cenomanian (lower)	H. carcitanensis, M. saxbii	98.4	100.3
C5	Laval	48.061625	-0.754391	Cenomanian	pollens&dinocysts	93.9	100.5
C6	Lessay	49.212985	-1.483633	Cenomanian	malacofauna	93.9	100.5
C7	Fresville (00941v00047 /GAR002)	49.434378	-1.377622	Cenomanian (lower)	microfauna	98.4	100.3
C8	Roscoff	48.719731	-4.000215	Senonian	malacofauna microfauna (few)	66	89.8
C9	Locquirec	48.690569	-3.648411	Senonian	malacofauna microfauna	66	89.8
C10	Flamanville	49.535927	-1.851962	Senonian	malacofauna	66	89.8
C11	Chausey	48.868031	-1.819708	Senonian	microfauna	93.9	100.5
C12	PENMA 1	47.349472	-5.349611	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C13	Well 73/13-1	48.571858	-8.439661	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C14	Well 73/14-2	48.600928	-8.326484	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C15	Well 74/1-1,1A	48.867222	-7.841944	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C16	LIZENN	49.069569	-6.456692	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C17	87/12-1A	49.572218	-4.723889	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C18	KROGEN 1 bis	48.254003	-8.180122	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C19	GARLIZENN 1	48.352500	-7.650222	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C20	BREZELL 1	48.265144	-6.262403	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C21	GLAZENN 1	48.876704	-7.882418	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C22	KULZENN 1.1	49.417028	-4.109975	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C23	REA GWENN 1	48.586528	-6.702917	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C24	TRAVANK 1	48.562333	-5.400525	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5
C25	YAR VOR 1	48.229417	-6.354736	Cenomanian	malacofauna microfauna	93.9	100.5

n°	Deposits: depositional environment	Deposits: bathy. min (m)	Deposits: bathy. max (m)	Current altitude	References
C1	upper offshore (mudflat)	10	50	325	Juignet, 1974 Vernhet et al., 2002
C2	continental + marine influences	-10	10	130	Vernhet et al., 2002
C3	proximal offshore (glauconious)	5	30	139	Steinberg, 1962 Steinberg, 1967
C4	coastal low energy	-10	10	170	Juignet, 1974
C5	continental close to the coast (gypsum)	-20	0	30	Durand et al., 1973
C6	transgressivelland	0	30	20	Poncet, 1961 Dupret et al., 1987
C7	transgressivelands	0	30	-2	Dugué et al., 2005
C8	chalk	20	120	0	Bourcart, 1950
C9	chalk	20	120	12	Deunff, 1953
C10	chalk	20	120	50	Bigot, 1905
C11	chalk	0	100	50	Graindor, 1958 Graindor et Marie, 1959
C12	dolomitic sands	0	100	-1479	Paquet et al., 2010
C13	sandstones	0	100	-1360	well data
C14	sandstones (glauconitic)	0	100	-1583	well data
C15	chalk	0	100	-1128	well data
C16	sandstones (glauconitic)	0	100	-1060	well data
C17	chalk	100	300	-342	well data
C18	chalk	100	300	-1460	well data
C19	chalk	100	300	-1687	well data
C20	chalk	100	300	-489	well data
C21	chalk	100	300	-1529	well data
C22	chalk	100	300	-766	well data
C23	glauconitic limestones and marls	100	300	-1715	well data
C24	argillaceous limestones and clays	100	300	-304	well data
C25	glauconitic sandstones	0	100	-404	well data

Ocean volume change modelisation (mean depth and area)

Müller et al., 2008

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
C1	43.4	**145.8**	247.0	88.0	**209.2**	331.6	243.6
C2	42.6	**146.8**	248.3	-128.3	**-16.8**	97.4	225.7
C3	42.6	**146.8**	248.3	-104.3	**9.7**	126.4	230.7
C4	49.1	**148.1**	248.3	-88.3	**21.9**	130.9	219.2
C5	42.6	**146.8**	248.3	-238.3	**-126.8**	-12.6	225.7
C6	42.6	**146.8**	248.3	-228.3	**-111.8**	7.4	235.7
C7	49.1	**148.1**	248.3	-250.3	**-135.1**	-21.1	229.2
C8	47.8	**151.8**	262.8	-262.8	**-101.8**	52.2	314.9
C9	47.8	**151.8**	262.8	-250.8	**-89.8**	64.2	314.9
C10	47.8	**151.8**	262.8	-212.8	**-51.8**	102.2	314.9
C11	42.6	**146.8**	248.3	-198.3	**-46.8**	107.4	305.7
C12	42.6	**146.8**	248.3	-1727.3	**-1575.8**	-1421.6	305.7
C13	42.6	**146.8**	248.3	-1608.3	**-1456.8**	-1302.6	305.7
C14	42.6	**146.8**	248.3	-1831.3	**-1679.8**	-1525.6	305.7
C15	42.6	**146.8**	248.3	-1376.3	**-1224.8**	-1070.6	305.7
C16	42.6	**146.8**	248.3	-1308.3	**-1156.8**	-1002.6	305.7
C17	42.6	**146.8**	248.3	-490.3	**-288.8**	-84.6	405.7
C18	42.6	**146.8**	248.3	-1608.3	**-1406.8**	-1202.6	405.7
C19	42.6	**146.8**	248.3	-1835.3	**-1633.8**	-1429.6	405.7
C20	42.6	**146.8**	248.3	-637.3	**-435.8**	-231.6	405.7
C21	42.6	**146.8**	248.3	-1677.3	**-1475.8**	-1271.6	405.7
C22	42.6	**146.8**	248.3	-914.3	**-712.8**	-508.6	405.7
C23	42.6	**146.8**	248.3	-1863.3	**-1661.8**	-1457.6	405.7
C24	42.6	**146.8**	248.3	-452.3	**-250.8**	-46.6	405.7
C25	42.6	**146.8**	248.3	-652.3	**-500.8**	-346.6	305.7

Cramer et al., 2011

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
C1	52.8	**55.9**	56.4	278.6	**299.1**	322.2	43.6
C2	47.9	**52.5**	59.3	60.7	**77.5**	92.2	31.5
C3	47.9	**52.5**	59.3	84.7	**104.0**	121.2	36.5
C4	47.9	**48.5**	58.8	101.2	**121.5**	132.2	30.9
C5	47.9	**52.5**	59.3	-49.3	**-32.5**	-17.9	31.5
C6	47.9	**52.5**	59.3	-39.3	**-17.5**	2.2	41.5
C7	47.9	**48.5**	58.8	-60.8	**-35.5**	-19.9	40.9
C8	36.5	**53.4**	61.4	-41.4	**16.6**	83.5	124.9
C9	36.5	**53.4**	61.4	-29.4	**28.6**	95.5	124.9
C10	36.5	**53.4**	61.4	8.6	**66.6**	133.5	124.9
C11	47.9	**52.5**	59.3	10.7	**67.5**	122.2	111.5
C12	47.9	**52.5**	59.3	-1518.3	**-1461.5**	-1406.9	111.5
C13	47.9	**52.5**	59.3	-1419.3	**-1362.5**	-1307.9	111.5
C14	47.9	**52.5**	59.3	-1642.3	**-1585.5**	-1530.9	111.5
C15	47.9	**52.5**	59.3	-1167.3	**-1110.5**	-1055.9	111.5
C16	47.9	**52.5**	59.3	-1119.3	**-1062.5**	-1007.9	111.5
C17	47.9	**52.5**	59.3	-381.3	**-324.5**	-269.9	111.5
C18	47.9	**52.5**	59.3	-1499.3	**-1442.5**	-1387.9	111.5
C19	47.9	**52.5**	59.3	-1726.3	**-1669.5**	-1614.9	111.5
C20	47.9	**52.5**	59.3	-528.3	**-471.5**	-416.9	111.5
C21	47.9	**52.5**	59.3	-1568.3	**-1511.5**	-1456.9	111.5
C22	47.9	**52.5**	59.3	-805.3	**-748.5**	-693.9	111.5
C23	47.9	**52.5**	59.3	-1674.3	**-1567.5**	-1462.9	211.5
C24	47.9	**52.5**	59.3	-263.3	**-156.5**	-51.9	211.5
C25	47.9	**52.5**	59.3	-463.3	**-406.5**	-351.9	111.5

Continental flooding (Rowley et al., 2013)

Smith et al., 1994

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
C1	164	**164**	164	171	**191**	211	40
C2	164	**164**	164	-44	**-34**	-24	20
C3	164	**164**	164	-20	**-7.5**	5	25
C4	164	**164**	164	-4	**6**	16	20
C5	164	**164**	164	-154	**-144**	-134	20
C6	164	**164**	164	-144	**-129**	-114	30
C7	164	**164**	164	-166	**-151**	-136	30
C8	150	**176**	210	-210	**-126**	-50	160
C9	150	**176**	210	-198	**-114**	-38	160
C10	150	**176**	210	-160	**-76**	0	160
C11	164	**164**	164	-114	**-64**	-14	100
C12	164	**164**	164	-1643	**-1593**	-1543	100
C13	164	**164**	164	-1524	**-1474**	-1424	100
C14	164	**164**	164	-1747	**-1697**	-1647	100
C15	164	**164**	164	-1292	**-1242**	-1192	100
C16	164	**164**	164	-1224	**-1174**	-1124	100
C17	164	**164**	164	-406	**-306**	-206	200
C18	164	**164**	164	-1524	**-1424**	-1324	200
C19	164	**164**	164	-1751	**-1651**	-1551	200
C20	164	**164**	164	-553	**-453**	-353	200
C21	164	**164**	164	-1593	**-1493**	-1393	200
C22	164	**164**	164	-830	**-730**	-630	200
C23	164	**164**	164	-1779	**-1679**	-1579	200
C24	164	**164**	164	-368	**-268**	-168	200
C25	164	**164**	164	-568	**-518**	-468	100

Scotese and Golonka, 1992

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
C1	94	**109**	124	211	**246**	281	70
C2	94	**109**	124	-4	**21**	46	50
C3	94	**109**	124	20	**47.5**	75	55
C4	94	**94**	94	66	**76**	86	20
C5	94	**109**	124	-114	**-89**	-64	50
C6	94	**109**	124	-104	**-74**	-44	60
C7	94	**94**	94	-96	**-81**	-66	30
C8	80	**107.5**	135	-135	**-57.5**	20	155
C9	80	**107.5**	135	-123	**-45.5**	32	155
C10	80	**107.5**	135	-85	**-7.5**	70	155
C11	94	**109**	124	-74	**-9**	56	130
C12	94	**109**	124	-1603	**-1538**	-1473	130
C13	94	**109**	124	-1484	**-1419**	-1354	130
C14	94	**109**	124	-1707	**-1642**	-1577	130
C15	94	**109**	124	-1252	**-1187**	-1122	130
C16	94	**109**	124	-1184	**-1119**	-1054	130
C17	94	**109**	124	-366	**-251**	-136	230
C18	94	**109**	124	-1484	**-1369**	-1254	230
C19	94	**109**	124	-1711	**-1596**	-1481	230
C20	94	**109**	124	-513	**-398**	-283	230
C21	94	**109**	124	-1553	**-1438**	-1323	230
C22	94	**109**	124	-790	**-675**	-560	230
C23	94	**109**	124	-1739	**-1624**	-1509	230
C24	94	**109**	124	-328	**-213**	-98	230
C25	94	**109**	124	-528	**-463**	-398	130

Continental flooding (Rowley et al., 2013)

Marckwick, 2011

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
C1	108	**114.5**	121	214	**240.5**	267	53
C2	108	**114.5**	121	-1	**15.5**	32	33
C3	108	**114.5**	121	23	**42**	61	38
C4	108	**114.5**	121	39	**55.5**	72	33
C5	108	**114.5**	121	-111	**-94.5**	-78	33
C6	108	**114.5**	121	-101	**-79.5**	-58	43
C7	108	**114.5**	121	-123	**-101.5**	-80	43
C8	113	**125.2**	134	-134	**-75.2**	-13	121
C9	113	**125.2**	134	-122	**-63.2**	-1	121
C10	113	**125.2**	134	-84	**-25.2**	37	121
C11	108	**114.5**	121	-71	**-14.5**	42	113
C12	108	**114.5**	121	-1600	**-1543.5**	-1487	113
C13	108	**114.5**	121	-1481	**-1424.5**	-1368	113
C14	108	**114.5**	121	-1704	**-1647.5**	-1591	113
C15	108	**114.5**	121	-1249	**-1192.5**	-1136	113
C16	108	**114.5**	121	-1181	**-1124.5**	-1068	113
C17	108	**114.5**	121	-363	**-256.5**	-150	213
C18	108	**114.5**	121	-1481	**-1374.5**	-1268	213
C19	108	**114.5**	121	-1708	**-1601.5**	-1495	213
C20	108	**114.5**	121	-510	**-403.5**	-297	213
C21	108	**114.5**	121	-1550	**-1443.5**	-1337	213
C22	108	**114.5**	121	-787	**-680.5**	-574	213
C23	108	**114.5**	121	-1736	**-1629.5**	-1523	213
C24	108	**114.5**	121	-325	**-218.5**	-112	213
C25	108	**114.5**	121	-525	**-468.5**	-412	113

1D Mesurment

Miller, 2005 (GTS 2012; Miller recalibration)

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
C1	51.70	**60.01**	65.65	269.35	**294.99**	323.30	53.95
C2	27.00	**51.56**	75.00	45.00	**78.44**	113.00	68.00
C3	27.00	**51.56**	75.00	69.00	**104.94**	142.00	73.00
C4	35.73	**43.43**	56.34	103.66	**126.57**	144.27	40.61
C5	27.00	**51.56**	75.00	-65.00	**-31.56**	3.00	68.00
C6	27.00	**51.56**	75.00	-55.00	**-16.56**	23.00	78.00
C7	35.73	**43.43**	56.34	-58.34	**-30.43**	-7.73	50.61
C8	-5.00	**29.14**	57.80	-57.80	**20.86**	105.00	162.80
C9	-5.00	**29.14**	57.80	-45.80	**32.86**	117.00	162.80
C10	-5.00	**29.14**	57.80	-7.80	**70.86**	155.00	162.80
C11	27.00	**51.56**	75.00	-25.00	**48.44**	123.00	148.00
C12	27.00	**51.56**	75.00	-1554.00	**-1480.56**	-1406.00	148.00
C13	27.00	**51.56**	75.00	-1435.00	**-1361.56**	-1287.00	148.00
C14	27.00	**51.56**	75.00	-1658.00	**-1584.56**	-1510.00	148.00
C15	27.00	**51.56**	75.00	-1203.00	**-1129.56**	-1055.00	148.00
C16	27.00	**51.56**	75.00	-1135.00	**-1061.56**	-987.00	148.00
C17	27.00	**51.56**	75.00	-317.00	**-193.56**	-69.00	248.00
C18	27.00	**51.56**	75.00	-1435.00	**-1311.56**	-1187.00	248.00
C19	27.00	**51.56**	75.00	-1662.00	**-1538.56**	-1414.00	248.00
C20	27.00	**51.56**	75.00	-464.00	**-340.56**	-216.00	248.00
C21	27.00	**51.56**	75.00	-1504.00	**-1380.56**	-1256.00	248.00
C22	27.00	**51.56**	75.00	-741.00	**-617.56**	-493.00	248.00
C23	27.00	**51.56**	75.00	-1690.00	**-1566.56**	-1442.00	248.00
C24	27.00	**51.56**	75.00	-279.00	**-155.56**	-31.00	248.00
C25	27.00	**51.56**	75.00	-479.00	**-405.56**	-331.00	148.00

First Eustatic curve

Haq, 1987 (filtered by Müller et al, 2008)

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
C1	226.14	**226.82**	227.96	107.04	**128.18**	148.86	41.82
C2	217.54	**225.70**	230.72	-110.72	**-95.70**	-77.54	33.18
C3	217.54	**225.70**	230.72	-86.72	**-69.20**	-48.54	38.18
C4	74.19	**223.62**	227.12	-67.12	**-53.62**	105.81	172.93
C5	217.54	**225.70**	230.72	-220.72	**-205.70**	-187.54	33.18
C6	217.54	**225.70**	230.72	-210.72	**-190.70**	-167.54	43.18
C7	74.19	**223.62**	227.12	-229.12	**-210.62**	-46.19	182.93
C8	196.73	**217.21**	232.05	-232.05	**-167.21**	-96.73	135.32
C9	196.73	**217.21**	232.05	-220.05	**-155.21**	-84.73	135.32
C10	196.73	**217.21**	232.05	-182.05	**-117.21**	-46.73	135.32
C11	217.54	**225.70**	230.72	-180.72	**-125.70**	-67.54	113.18
C12	217.54	**225.70**	230.72	-1709.72	**-1654.70**	-1596.54	113.18
C13	217.54	**225.70**	230.72	-1590.72	**-1535.70**	-1477.54	113.18
C14	217.54	**225.70**	230.72	-1813.72	**-1758.70**	-1700.54	113.18
C15	217.54	**225.70**	230.72	-1358.72	**-1303.70**	-1245.54	113.18
C16	217.54	**225.70**	230.72	-1290.72	**-1235.70**	-1177.54	113.18
C17	217.54	**225.70**	230.72	-472.72	**-367.70**	-259.54	213.18
C18	217.54	**225.70**	230.72	-1590.72	**-1485.70**	-1377.54	213.18
C19	217.54	**225.70**	230.72	-1817.72	**-1712.70**	-1604.54	213.18
C20	217.54	**225.70**	230.72	-619.72	**-514.70**	-406.54	213.18
C21	217.54	**225.70**	230.72	-1659.72	**-1554.70**	-1446.54	213.18
C22	217.54	**225.70**	230.72	-896.72	**-791.70**	-683.54	213.18
C23	217.54	**225.70**	230.72	-1845.72	**-1740.70**	-1632.54	213.18
C24	217.54	**225.70**	230.72	-434.72	**-329.70**	-221.54	213.18
C25	217.54	**225.70**	230.72	-634.72	**-579.70**	-521.54	113.18

BARTONIAN

n°	Location	Latitude	Longitude	Deposits				n°	Deposits			Current altitude	References
				stage	Biostratigraphy	age min (Ma)	age max (Ma)		depositional environment	bathy. min (m)	bathy. max (m)		
B1	Port-Louis	47.698221	-3.351667	Bartonian	S817	38	40.5	**B1**	shallow marine	0	20	-14	Durand, 1959
B2	Saffré	47.495436	-1.585970	Bartonian	S817	38	40.5	**B2**	mangrove/coastal	0	20	29	Borne et al., 1991
B3	Campbon	47.471340	-1.979871	Bartonian	S817	38	40.5	**B3**	subtidal	20	50	5	Margerel et al., 1976
B4	Grandlieu (05081x0065/RB) ?	47.079431	-1.715818	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B4**	subtidal	20	50	-39	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B5	Saint-Lumine	47.059783	-1.747334	Bartonian	S817("Biarritien")	38	40.5	**B5**	subtidal	20	50	5	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B6	Machecoul (05078x0012/111 111)	46.995512	-1.832989	Bartonian	S817("Biarritien")	38	40.5	**B6**	subtidal	20	50	-4	Borne, 1987 Ters, 1979 Ters and Viaud, 1983
B7	Arthon (05073x0008/S8)	47.120342	-1.932053	Bartonian	S817("Biarritien")	38	40.5	**B7**	subtidal	20	50	-2	Ters, 1979 Ters and Viaud, 1983
B8	Arthon (05073x0008/S3)	47.127584	-1.921410	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B8**	subtidal	20	50	-3	Ters, 1979 Ters and Viaud, 1983
B9	Bas Bergon	47.452690	-2.208142	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B9**	subtidal	20	50	4	Audren et al., 1976
B10	Saint-Gervais	46.897498	-1.953531	Bartonian	S817("Biarritien")	38	40.5	**B10**	subtidal	20	50	6	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B11	Le Mollin	46.885562	-1.885260	Bartonian	S817("Biarritien")	38	40.5	**B11**	subtidal	20	50	8	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B12	Marais de Challans Moulins des rivières (05602x0032/SR)	46.796508	-2.047190	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B12**	subtidal	20	50	-54	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B13	Challans (05347x0016)	46.836444	-1.912973	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B13**	subtidal	20	50	-6	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B14	Challans (05347x0159/SP1)	46.828315	-1.898942	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B14**	subtidal	20	50	-6	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B15	Noirmoutier 1 (05067x0010/SP1)	47.006285	-2.283379	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B15**	subtidal	20	50	-13	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B16	Noirmoutier 2 (05067x0006/SSR5)	46.991176	-2.266934	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B16**	subtidal	20	50	-37	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B17	Noirmoutier 3 (05067x0008/SSR7)	46.985580	-2.260397	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B17**	subtidal	20	50	-16	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B18	Noirmoutier 4 (05334x0015/SR)	46.974465	-2.227321	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B18**	subtidal	20	50	-29	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B19	Noirmoutier 5 (05341x0099/SR14)	46.952599	-2.162692	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B19**	subtidal	20	50	-23	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B20	Noirmoutier 6 (05341x00100/S)	46.937904	-2.149095	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B20**	subtidal	20	50	-26	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B21	Noirmoutier 7 (05341x0014/SCE2)	46.890501	-2.149219	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B21**	subtidal	20	50	-19	Borne, 1987; Ters et al., 1982; Ters and Viaud, 1983
B22	Noirmoutier 8 (05345x0011/SR1)	46.885851	-2.152906	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B22**	subtidal	20	50	-26	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B23	Marais de Bouin (05341x0101/SP1)	46.937171	-2.07510116 0	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B23**	subtidal	20	50	-17	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B24	Marais de Bouin 1 (05341x0102/PS)	46.936663	-2.074270	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B24**	subtidal	20	50	-18	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B25	Marais de Bouin 2 (05342x0040/S)	46.966059	-2.045489	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B25**	subtidal	20	50	-22	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B26	Marais de Bouin 3 (05076x0007/SG11)	47.05905392	-1.99771036	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B26**	subtidal	20	50	-17	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B27	front of Roscoff (sample c38)	48.968465	-3.131228	Bartonian	S817 (F. bella, A. elongata, A. bosci, G. magna)	38	40.5	**B27**	subtidal	20	50	-58	Lefort, 1970
B28	front of Roscoff (sample c40)	48.940116	-3.006602	Bartonian	R. trichoformis, Gyroidinella F. cassis	38	40.5	**B28**	subtidal	20	50	-51	Lefort, 1970
B29	front of St-Malo (sample c324)	49.009833	-2.348333	Bartonian	S817 (A. elongata, G. magna, F. cassis)	38	40.5	**B29**	Eidal (no Rummulitidae)	0	20	-33	Andreieff et al., 1972
B30	front of St-Malo (sample c325)	49.0075	-2.333333	Bartonian	S817 (A. elongata, G. magna, F. cassis)	38	40.5	**B30**	Eidal (no Rummulitidae)	0	20	-30	Andreieff et al., 1972
B31	(sample D6)	48.703333	-4.638333	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B31**	subtidal (N. variolarius)	20	50	-88	Andreieff et al., 1972b
B32	(sample C15)	48.958333	-5.033333	Bartonian	S817 ("Biarritien")	38	40.5	**B32**	subtidal (N. variolarius)	20	50	-96	Andreieff et al., 1972b
B33	(sample C910)	49,094085	-3.502732	Bartonian	S817 ?	38	40.5	**B33**	subtidal (N. variolarius)	20	50	-73	Boillot, 1964
B34	Fresville (000941X0042/CAR0001)	49.42540948	-1.3623821	Bartonian	P12 (à P15)	35.4	42.6	**B34**	subtidal	20	50	-16	Dugué et al., 2005
B35	St-Jean-de-Monts (05601x0002/SC1)	46.78963787	-2.08520122	Bartonian	P12 (à P15)	35.4	42.6	**B35**	subtidal	20	50	-35	Borne, 1987 Ters et al., 1982 Ters and Viaud, 1983
B36	Trégulier	48.809482	-3.264404	Bartonian	S817 p.p./S818 P13/P15 p.p.	36.6	39.8	**B36**	subtidal	20	50	32	Guennoc et al., in press
B37	Fyé	48.322108	0.092672	Bartonian	Raskyella peckl to Raskyella vadaszi	36.9	41.2	**B37**	coastal	-10	10	97	Juignet et al., 1984
B38	Rennes	48.044098	-1.719002	Bartonian	S817 ("Biarritien")	37.4	40.5	**B38**	continental + marine influences	-10	10	30	Rapport Eradata, 2012

Ocean volume change modelisation (mean depth and area)

Müller et al., 2008

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/Subs.
B1	29.7	**70.4**	111.9	-125.9	**-74.4**	-23.7	102.2
B2	29.7	**70.4**	111.9	-408.4	**-356.9**	-306.2	102.2
B3	29.7	**70.4**	111.9	-154.9	**-98.4**	-42.7	112.2
B4	29.7	**70.4**	111.9	-130.9	**-74.4**	-18.7	112.2
B5	29.7	**70.4**	111.9	-86.9	**-30.4**	25.3	112.2
B6	29.7	**70.4**	111.9	-96.1	**-39.6**	16.1	112.2
B7	29.7	**70.4**	111.9	-93.9	**-37.4**	18.3	112.2
B8	29.7	**70.4**	111.9	-94.8	**-38.2**	17.4	112.2
B9	29.7	**70.4**	111.9	-131.9	**-75.4**	-19.7	112.2
B10	29.7	**70.4**	111.9	-85.9	**-29.4**	26.3	112.2
B11	29.7	**70.4**	111.9	-83.9	**-27.4**	28.3	112.2
B12	29.7	**70.4**	111.9	-145.9	**-89.4**	-33.7	112.2
B13	29.7	**70.4**	111.9	-97.6	**-41.1**	14.6	112.2
B14	29.7	**70.4**	111.9	-98.0	**-41.4**	14.2	112.2
B15	29.7	**70.4**	111.9	-104.9	**-48.4**	7.3	112.2
B16	29.7	**70.4**	111.9	-128.9	**-72.4**	-16.7	112.2
B17	29.7	**70.4**	111.9	-107.4	**-50.9**	4.8	112.2
B18	29.7	**70.4**	111.9	-116.9	**-60.4**	-4.7	112.2
B19	29.7	**70.4**	111.9	-114.9	**-58.4**	-2.7	112.2
B20	29.7	**70.4**	111.9	-117.9	**-61.4**	-5.7	112.2
B21	29.7	**70.4**	111.9	-110.8	**-54.3**	1.4	112.2
B22	29.7	**70.4**	111.9	-117.9	**-61.4**	-5.7	112.2
B23	29.7	**70.4**	111.9	-108.9	**-52.4**	3.3	112.2
B24	29.7	**70.4**	111.9	-109.9	**-53.4**	2.3	112.2
B25	29.7	**70.4**	111.9	-113.9	**-57.4**	-1.7	112.2
B26	29.7	**70.4**	111.9	-108.9	**-52.4**	3.3	112.2
B27	29.7	**70.4**	111.9	-149.9	**-93.4**	-37.7	112.2
B28	29.7	**70.4**	111.9	-142.9	**-86.4**	-30.7	112.2
B29	29.7	**70.4**	111.9	-144.9	**-93.4**	-42.7	102.2
B30	29.7	**70.4**	111.9	-141.9	**-90.4**	-39.7	102.2
B31	29.7	**70.4**	111.9	-179.9	**-123.4**	-67.7	112.2
B32	29.7	**70.4**	111.9	-187.9	**-131.4**	-75.7	112.2
B33	29.7	**70.4**	111.9	-164.9	**-108.4**	-52.7	112.2
B34	20.9	**68.5**	121.4	-117.8	**-49.9**	12.7	130.4
B35	20.9	**68.5**	121.4	-136.8	**-68.9**	-6.3	130.4
B36	21.0	**66.6**	111.9	-59.9	**0.4**	61.0	121.0
B37	21.0	**66.7**	111.9	-24.9	**30.3**	86.0	111.0
B38	21.0	**68.5**	111.9	-488.9	**-435.5**	-378.0	111.0

Cramer et al., 2011

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/Subs.
B1	28.6	**43.8**	64.0	-78.01	**-47.8**	-22.57	55.4
B2	28.6	**43.8**	64.0	-360.51	**-330.3**	-305.07	55.4
B3	28.6	**43.8**	64.0	-107.01	**-71.8**	-41.57	65.4
B4	28.6	**43.8**	64.0	-83.01	**-47.8**	-17.57	65.4
B5	28.6	**43.8**	64.0	-39.01	**-3.8**	26.43	65.4
B6	28.6	**43.8**	64.0	-48.21	**-13.0**	17.23	65.4
B7	28.6	**43.8**	64.0	-46.01	**-10.8**	19.43	65.4
B8	28.6	**43.8**	64.0	-46.85	**-11.6**	18.59	65.4
B9	28.6	**43.8**	64.0	-84.01	**-48.8**	-18.57	65.4
B10	28.6	**43.8**	64.0	-38.01	**-2.8**	27.43	65.4
B11	28.6	**43.8**	64.0	-36.01	**-0.8**	29.43	65.4
B12	28.6	**43.8**	64.0	-98.01	**-62.8**	-32.57	65.4
B13	28.6	**43.8**	64.0	-49.72	**-14.5**	15.72	65.4
B14	28.6	**43.8**	64.0	-50.06	**-14.8**	15.38	65.4
B15	28.6	**43.8**	64.0	-57.01	**-21.8**	8.43	65.4
B16	28.6	**43.8**	64.0	-81.01	**-45.8**	-15.57	65.4
B17	28.6	**43.8**	64.0	-59.51	**-24.3**	5.93	65.4
B18	28.6	**43.8**	64.0	-69.01	**-33.8**	-3.57	65.4
B19	28.6	**43.8**	64.0	-67.01	**-31.8**	-1.57	65.4
B20	28.6	**43.8**	64.0	-70.01	**-34.8**	-4.57	65.4
B21	28.6	**43.8**	64.0	-62.88	**-27.6**	2.56	65.4
B22	28.6	**43.8**	64.0	-70.01	**-34.8**	-4.57	65.4
B23	28.6	**43.8**	64.0	-61.01	**-25.8**	4.43	65.4
B24	28.6	**43.8**	64.0	-62.01	**-26.8**	3.43	65.4
B25	28.6	**43.8**	64.0	-66.01	**-30.8**	-0.57	65.4
B26	28.6	**43.8**	64.0	-61.01	**-25.8**	4.43	65.4
B27	28.6	**43.8**	64.0	-102.01	**-66.8**	-36.57	65.4
B28	28.6	**43.8**	64.0	-95.01	**-59.8**	-29.57	65.4
B29	28.6	**43.8**	64.0	-97.01	**-66.8**	-41.57	55.4
B30	28.6	**43.8**	64.0	-94.01	**-63.8**	-38.57	55.4
B31	28.6	**43.8**	64.0	-132.01	**-96.8**	-66.57	65.4
B32	28.6	**43.8**	64.0	-140.01	**-104.8**	-74.57	65.4
B33	28.6	**43.8**	64.0	-117.01	**-81.8**	-51.57	65.4
B34	11.6	**43.5**	67.0	-63.37	**-24.9**	21.96	85.3
B35	11.6	**43.5**	67.0	-82.37	**-43.9**	2.96	85.3
B36	25.3	**42.9**	67.0	-14.97	**24.1**	56.71	71.7
B37	25.3	**43.3**	67.0	20.03	**53.7**	81.71	61.7
B38	25.4	**43.4**	66.6	-443.59	**-410.4**	-382.40	61.2

Continental flooding (Rowley et al., 2013)

Smith et al., 1994

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/Subs.
B1	33	**47.5**	62	-76	**-51.5**	-27	49
B2	33	**47.5**	62	-358.5	**-334**	-309.5	49
B3	33	**47.5**	62	-105	**-75.5**	-46	59
B4	33	**47.5**	62	-81	**-51.5**	-22	59
B5	33	**47.5**	62	-37	**-7.5**	22	59
B6	33	**47.5**	62	-46.2	**-17**	12.8	59
B7	33	**47.5**	62	-44	**-14.5**	15	59
B8	33	**47.5**	62	-44.84	**-15.34**	14.16	59
B9	33	**47.5**	62	-82	**-53**	-23	59
B10	33	**47.5**	62	-36	**-6.5**	23	59
B11	33	**47.5**	62	-34	**-4.5**	25	59
B12	33	**47.5**	62	-96	**-66.5**	-37	59
B13	33	**47.5**	62	-47.71	**-18.21**	11.29	59
B14	33	**47.5**	62	-48.05	**-18.55**	10.95	59
B15	33	**47.5**	62	-55	**-25.5**	4	59
B16	33	**47.5**	62	-79	**-49.5**	-20	59
B17	33	**47.5**	62	-57.5	**-28**	1.5	59
B18	33	**47.5**	62	-67	**-37.5**	-8	59
B19	33	**47.5**	62	-65	**-35.5**	-6	59
B20	33	**47.5**	62	-68	**-38.5**	-9	59
B21	33	**47.5**	62	-60.87	**-31.37**	-1.87	59
B22	33	**47.5**	62	-68	**-38.5**	-9	59
B23	33	**47.5**	62	-59	**-29.5**	0	59
B24	33	**47.5**	62	-60	**-30.5**	-1	59
B25	33	**47.5**	62	-64	**-34.5**	-5	59
B26	33	**47.5**	62	-59	**-29.5**	0	59
B27	33	**47.5**	62	-100	**-70.5**	-41	59
B28	33	**47.5**	62	-93	**-63.5**	-34	59
B29	33	**47.5**	62	-95	**-70.5**	-46	49
B30	33	**47.5**	62	-92	**-67.5**	-43	49
B31	33	**47.5**	62	-130	**-100.5**	-71	59
B32	33	**47.5**	62	-138	**-108.5**	-79	59
B33	33	**47.5**	62	-115	**-85.5**	-56	59
B34	33	**47.5**	62	-58.4	**-29**	0.6	59
B35	33	**47.5**	62	-77.4	**-48**	-18.4	59
B36	33	**47.5**	62	-10	**19.5**	49	59
B37	33	**47.5**	62	25	**49.5**	74	49
B38	33	**47.5**	62	-439	**-414.5**	-390	49

Scotese and Golonka, 1992

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/Subs.
B1	21	**38**	55	-69	**-42**	-15	54
B2	21	**38**	55	-351.5	**-324.5**	-297.5	54
B3	21	**38**	55	-98	**-66**	-34	64
B4	21	**38**	55	-74	**-42**	-10	64
B5	21	**38**	55	-30	**2**	34	64
B6	21	**38**	55	-39.2	**-7.2**	24.8	64
B7	21	**38**	55	-37	**-5**	27	64
B8	21	**38**	55	-37.84	**-5.84**	26.16	64
B9	21	**38**	55	-75	**-43**	-11	64
B10	21	**38**	55	-29	**3**	35	64
B11	21	**38**	55	-27	**5**	37	64
B12	21	**38**	55	-89	**-57**	-25	64
B13	21	**38**	55	-40.71	**-8.71**	23.29	64
B14	21	**38**	55	-41.05	**-9.05**	22.95	64
B15	21	**38**	55	-48	**-16**	16	64
B16	21	**38**	55	-72	**-40**	-8	64
B17	21	**38**	55	-50.5	**-18.5**	13.5	64
B18	21	**38**	55	-60	**-28**	4	64
B19	21	**38**	55	-58	**-26**	6	64
B20	21	**38**	55	-61	**-29**	3	64
B21	21	**38**	55	-53.87	**-21.87**	10.13	64
B22	21	**38**	55	-61	**-29**	3	64
B23	21	**38**	55	-52	**-20**	12	64
B24	21	**38**	55	-53	**-21**	11	64
B25	21	**38**	55	-57	**-25**	7	64
B26	21	**38**	55	-52	**-20**	12	64
B27	21	**38**	55	-93	**-61**	-29	64
B28	21	**38**	55	-86	**-54**	-22	64
B29	21	**38**	55	-88	**-61**	-34	54
B30	21	**38**	55	-85	**-58**	-31	54
B31	21	**38**	55	-123	**-91**	-59	64
B32	21	**38**	55	-131	**-99**	-67	64
B33	21	**38**	55	-108	**-76**	-44	64
B34	21	**38**	55	-51.4	**-19**	12.6	64
B35	21	**38**	55	-70.4	**-38**	-6.4	64
B36	21	**38**	55	-3	**29**	61	64
B37	21	**38**	55	32	**59**	86	54
B38	21	**38**	55	-432	**-405**	-378	54

Continental flooding Rowley et al., 2013)

Marckwick, 2011

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/Subs.
B1	24	**43**	62	-76	**-47**	-18	58
B2	24	**43**	62	-358.5	**-329.5**	-300.5	58
B3	24	**43**	62	-105	**-71**	-37	68
B4	24	**43**	62	-81	**-47**	-13	68
B5	24	**43**	62	-37	**-3**	31	68
B6	24	**43**	62	-46.2	**-12.2**	21.8	68
B7	24	**43**	62	-44	**-10**	24	68
B8	24	**43**	62	-44.84	**-10.84**	23.16	68
B9	24	**43**	62	-82	**-48**	-14	68
B10	24	**43**	62	-36	**-2**	32	68
B11	24	**43**	62	-34	**0**	34	68
B12	24	**43**	62	-96	**-62**	-28	68
B13	24	**43**	62	-47.71	**-13.71**	20.29	68
B14	24	**43**	62	-48.05	**-14.05**	19.95	68
B15	24	**43**	62	-55	**-21**	13	68
B16	24	**43**	62	-79	**-45**	-11	68
B17	24	**43**	62	-57.5	**-23.5**	10.5	68
B18	24	**43**	62	-67	**-33**	1	68
B19	24	**43**	62	-65	**-31**	3	68
B20	24	**43**	62	-68	**-34**	0	68
B21	24	**43**	62	-60.87	**-26.87**	7.13	68
B22	24	**43**	62	-68	**-34**	0	68
B23	24	**43**	62	-59	**-25**	9	68
B24	24	**43**	62	-60	**-26**	8	68
B25	24	**43**	62	-64	**-30**	4	68
B26	24	**43**	62	-59	**-25**	9	68
B27	24	**43**	62	-100	**-66**	-32	68
B28	24	**43**	62	-93	**-59**	-25	68
B29	24	**43**	62	-95	**-66**	-37	58
B30	24	**43**	62	-92	**-63**	-34	58
B31	24	**43**	62	-130	**-96**	-62	68
B32	24	**43**	62	-138	**-104**	-70	68
B33	24	**43**	62	-115	**-81**	-47	68
B34	24	**43**	62	-58.4	**-24.4**	9.6	68
B35	24	**43**	62	-77.4	**-43.4**	-9.4	68
B36	24	**43**	62	-10	**24**	58	68
B37	24	**43**	62	25	**54**	83	58
B38	24	**43**	62	-439	**-410**	-381	58

1D Mesurment

Miller, 2005 (GTS 2012, Miller recalibration)

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/Subs.
B1	5.00	**13.01**	22.00	-36.0	**-17.01**	1.00	37.00
B2	5.00	**13.01**	22.00	-318.5	**-299.51**	-281.50	37.00
B3	5.00	**13.01**	22.00	-65.0	**-41.01**	-18.00	47.00
B4	5.00	**13.01**	22.00	-41.0	**-17.01**	6.00	47.00
B5	5.00	**13.01**	22.00	3.0	**26.99**	50.00	47.00
B6	5.00	**13.01**	22.00	-6.2	**17.79**	40.80	47.00
B7	5.00	**13.01**	22.00	-4.0	**19.99**	43.00	47.00
B8	5.00	**13.01**	22.00	-4.8	**19.15**	42.16	47.00
B9	5.00	**13.01**	22.00	-42.0	**-18.01**	5.00	47.00
B10	5.00	**13.01**	22.00	4.0	**27.99**	51.00	47.00
B11	5.00	**13.01**	22.00	6.0	**29.99**	53.00	47.00
B12	5.00	**13.01**	22.00	-56.0	**-32.01**	-9.00	47.00
B13	5.00	**13.01**	22.00	-7.7	**16.28**	39.29	47.00
B14	5.00	**13.01**	22.00	-8.1	**15.94**	38.95	47.00
B15	5.00	**13.01**	22.00	-15.0	**8.99**	32.00	47.00
B16	5.00	**13.01**	22.00	-39.0	**-15.01**	8.00	47.00
B17	5.00	**13.01**	22.00	-17.5	**6.49**	29.50	47.00
B18	5.00	**13.01**	22.00	-27.0	**-3.01**	20.00	47.00
B19	5.00	**13.01**	22.00	-25.0	**-1.01**	22.00	47.00
B20	5.00	**13.01**	22.00	-28.0	**-4.01**	19.00	47.00
B21	5.00	**13.01**	22.00	-20.9	**3.12**	26.13	47.00
B22	5.00	**13.01**	22.00	-28.0	**-4.01**	19.00	47.00
B23	5.00	**13.01**	22.00	-19.0	**4.99**	28.00	47.00
B24	5.00	**13.01**	22.00	-20.0	**3.99**	27.00	47.00
B25	5.00	**13.01**	22.00	-24.0	**-0.01**	23.00	47.00
B26	5.00	**13.01**	22.00	-19.0	**4.99**	28.00	47.00
B27	5.00	**13.01**	22.00	-60.0	**-36.01**	-13.00	47.00
B28	5.00	**13.01**	22.00	-53.0	**-29.01**	-6.00	47.00
B29	5.00	**13.01**	22.00	-55.0	**-36.01**	-18.00	37.00
B30	5.00	**13.01**	22.00	-52.0	**-33.01**	-15.00	37.00
B31	5.00	**13.01**	22.00	-90.0	**-66.01**	-43.00	47.00
B32	5.00	**13.01**	22.00	-98.0	**-74.01**	-51.00	47.00
B33	5.00	**13.01**	22.00	-75.0	**-51.01**	-28.00	47.00
B34	5.00	**33.09**	77.26	-73.7	**-14.49**	28.60	102.26
B35	5.00	**33.09**	77.26	-92.7	**-33.49**	9.60	102.26
B36	5.00	**17.08**	43.55	8.5	**49.92**	77.00	68.55
B37	5.00	**17.08**	43.55	43.5	**79.92**	102.00	58.55
B38	5.00	**15.83**	40.00	-417.0	**-382.83**	-362.00	55.00

First Eustatic curve

Haq, 1987 (Filtered by Müller et al, 2008)

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/Subs.
B1	153.35	**162.00**	169.62	-183.62	**-166.00**	-147.35	36.27
B2	153.35	**162.00**	169.62	-466.12	**-448.50**	-429.85	36.27
B3	153.35	**162.00**	169.62	-212.62	**-190.00**	-166.35	46.27
B4	153.35	**162.00**	169.62	-188.62	**-166.00**	-142.35	46.27
B5	153.35	**162.00**	169.62	-144.62	**-122.00**	-98.35	46.27
B6	153.35	**162.00**	169.62	-153.82	**-131.20**	-107.55	46.27
B7	153.35	**162.00**	169.62	-151.62	**-129.00**	-105.35	46.27
B8	153.35	**162.00**	169.62	-152.46	**-129.84**	-106.19	46.27
B9	153.35	**162.00**	169.62	-189.62	**-167.00**	-143.35	46.27
B10	153.35	**162.00**	169.62	-143.62	**-121.00**	-97.35	46.27
B11	153.35	**162.00**	169.62	-141.62	**-119.00**	-95.

RUPELIAN

n°	Location	Latitude	Longitude	Deposits				n°	Deposits			Current altitude	References
				stage	Biostratigraphy	age min (Ma)	age max (Ma)		depositional environment	bathy. min (m)	bathy. max (m)		
R1	Rennes	48.044098	-1.719002	Rupelian	poliens/foraminiferae macrofaune	30.5	33.9	**R1**	subtidal	10	20	38	Rapport Eradata, 2012 Olivier-Pierre et al., 1993
R2	Quessoy	48.414782	-2.629466	Rupelian	foraminiferae ostracodae	30.5	33.9	**R2**	mudflat/bayhead	10	20	63	Estéoule-Choux et al., 1986
R3	Saffré	47.495436	-1.585970	Rupelian	dinocysts	30.5	33.9	**R3**	mangrove swamp	10	20	29	Borne et al., 1991
R4	St-Jean-de-monts	46.784328	-2.035156	Rupelian	foraminiferae ostracodae foraminiferae	30.5	33.9	**R4**	coastal	0	10	-32	Borne et Margerel, 1985 Maupin, 1993b
R5	C112	49.195833	-2.674167	Rupelian	foraminiferae ostracodae	30.5	33.9	**R5**	brackish	0	10	-50	Andreieff et al., 1972
R6	C297	49.204167	-3.854167	Rupelian	foraminiferae ostracodae	30.5	33.9	**R6**	euphotic	30	50	-88	Andreieff et al., 1972
R7	C298	49.250000	-3.903333	Rupelian	foraminiferae ostracodae	30.5	33.9	**R7**	euphotic	30	50	-88	Andreieff et al., 1972
R8	C299	49.263000	-3.916667	Rupelian	foraminiferae ostracodae	30.5	33.9	**R8**	close to reef	10	30	-88	Andreieff et al., 1972
R9	C303	49.405000	-4.318333	Rupelian	foraminiferae ostracodae	30.5	33.9	**R9**	close to reef	30	50	-88	Andreieff et al., 1972
R10	Langon (03878X0029/F1)	47.730239	-1.846385	Rupelian	foraminiferae/ ostracodae	28.1	33.9	**R10**	coastal	0	10	3	Maupin, 1993a
R11	Guilers	48.394796	-4.575849	Rupelian(Priabonien ?)	poliens/foraminiferae	28.1	38	**R11**	estuarine/bottom	0	10	27	Hallégouët, 1976
R12	Thévalles	48.004262	-0.704114	Rupelian(Priabonien ?)	poliens/ostracodae/ foraminiferae/chara	28.1	38	**R12**	continental with marine influences	0	5	52	Durand et al., 1973
R13	Céaucé	48.481221	-0.603705	Rupelian(Priabonien ?)	poliens/macrofauna /foraminiferae	28.1	38	**R13**	lagoonal	0	10	94	Olivier-Pierre et al., 1988
R14	Amfreville (FON001)	49.413934	-1.383266	Rupelian(Priabonien ?)	ostracods	28.1	38	**R14**	lagoon/mudflat	0	10	-5	Dugué et al., 2005

Ocean volume change modelisation (mean depth and area)

Müller et al., 2008

n°	S.L. (m)			Uplift/Subs. (m)			Δ Uplift/ Subs.
	min	**mean**	max	min	**mean**	max	
R1	17.8	**53.4**	88.8	-125.8	**-85.4**	-44.8	80.9
R2	17.8	**53.4**	88.8	-16.3	**24.1**	64.7	80.9
R3	17.8	**53.4**	88.8	-291.8	**-251.4**	-210.8	80.9
R4	17.8	**53.4**	88.8	-120.8	**-80.4**	-39.8	80.9
R5	17.8	**53.4**	88.8	-138.8	**-98.4**	-57.8	80.9
R6	17.8	**53.4**	88.8	-146.8	**-101.4**	-55.8	90.9
R7	17.8	**53.4**	88.8	-146.8	**-101.4**	-55.8	90.9
R8	17.8	**53.4**	88.8	-166.8	**-121.4**	-75.8	90.9
R9	17.8	**53.4**	88.8	-146.8	**-101.4**	-55.8	90.9
R10	17.8	**55.7**	91.7	-121.9	**-80.9**	-38.0	83.9
R11	17.8	**57.6**	104.7	-77.4	**-25.3**	19.5	96.9
R12	17.8	**57.6**	104.7	-52.7	**-3.1**	39.2	91.9
R13	17.8	**57.6**	104.7	-10.5	**41.6**	86.4	96.9
R14	17.8	**57.6**	104.7	-109.2	**-52.1**	-2.3	106.9

Cramer et al., 2011

S.L. (m)			Uplift/Subs. (m)			Δ Uplift/ Subs.
min	**mean**	max	min	**mean**	max	
-87.1	**-49.4**	-25.8	61.33	**-49.4**	-25.75	61.3
22.4	**60.1**	83.8	61.33	**60.1**	83.75	61.3
-253.1	**-215.4**	-191.8	61.33	**-215.4**	-191.75	61.3
-82.1	**-44.4**	-20.8	61.33	**-44.4**	-20.75	61.3
-100.1	**-62.4**	-38.8	61.33	**-62.4**	-38.75	61.3
-108.1	**-65.4**	-36.8	71.33	**-65.4**	-36.75	71.3
-108.1	**-65.4**	-36.8	71.33	**-65.4**	-36.75	71.3
-128.1	**-85.4**	-56.8	71.33	**-85.4**	-56.75	71.3
-108.1	**-65.4**	-36.8	71.33	**-65.4**	-36.75	71.3
-80.3	**-38.0**	-13.1	67.14	**-38.0**	-13.14	67.1
-99.7	**7.2**	44.4	84.06	**7.2**	44.36	36.6
-15.0	**29.4**	64.1	79.06	**29.4**	64.06	31.6
27.2	**74.1**	111.3	84.06	**74.1**	111.26	36.6
-71.5	**-19.6**	22.6	94.06	**-19.6**	22.56	46.6

Continental flooding (Rowley et al., 2013)

Smith et al., 1994

n°	S.L. (m)			Uplift/Subs. (m)			Δ Uplift/ Subs.
	min	**mean**	max	min	**mean**	max	
R1	3	**3**	3	-40	**-35**	-30	10
R2	3	**3**	3	69.5	**74.5**	79.5	10
R3	3	**3**	3	-206	**-201**	-196	10
R4	3	**3**	3	-35	**-30**	-25	10
R5	3	**3**	3	-53	**-48**	-43	10
R6	3	**3**	3	-61	**-51**	-41	20
R7	3	**3**	3	-61	**-51**	-41	20
R8	3	**3**	3	-81	**-71**	-61	20
R9	3	**3**	3	-61	**-51**	-41	20
R10	3	**3**	3	-33.2	**-28.2**	-23.2	10
R11	3	**18**	33	-5.7	**14.3**	34.3	40
R12	3	**18**	33	19	**36.5**	54	35
R13	3	**18**	33	61.2	**81.2**	101.2	40
R14	3	**18**	33	-37.5	**-12.5**	12.5	50

Scotese and Golonka, 1992

n°	S.L. (m)			Uplift/Subs. (m)			Δ Uplift/ Subs.
	min	**mean**	max	min	**mean**	max	
R1	21	**38**	55	-92	**-70**	-48	44
R2	21	**38**	55	17.5	**39.5**	61.5	44
R3	21	**38**	55	-258	**-236**	-214	44
R4	21	**38**	55	-87	**-65**	-43	44
R5	21	**38**	55	-105	**-83**	-61	44
R6	21	**38**	55	-113	**-86**	-59	54
R7	21	**38**	55	-113	**-86**	-59	54
R8	21	**38**	55	-133	**-106**	-79	54
R9	21	**38**	55	-113	**-86**	-59	54
R10	21	**38**	55	-85.2	**-63.2**	-41.2	44
R11	21	**38**	55	-27.7	**-5.7**	16.3	44
R12	21	**38**	55	-3	**16.5**	36	39
R13	21	**38**	55	39.2	**61.2**	83.2	44
R14	21	**38**	55	-59.5	**-32.5**	-5.5	54

Continental flooding Rowley et al., 2013)

Marckwick, 2011

n°	S.L. (m)			Uplift/Subs. (m)			Δ Uplift/ Subs.
	min	**mean**	max	min	**mean**	max	
R1	-32	**-32**	-11	-26	**0**	5	31
R2	-32	**-32**	-11	83.5	**109.5**	114.5	31
R3	-32	**-32**	-11	-192	**-166**	-161	31
R4	-32	**-32**	-11	-21	**5**	10	31
R5	-32	**-32**	-11	-39	**-13**	-8	31
R6	-32	**-32**	-11	-47	**-16**	-6	41
R7	-32	**-32**	-11	-47	**-16**	-6	41
R8	-32	**-32**	-11	-67	**-36**	-26	41
R9	-32	**-32**	-11	-47	**-16**	-6	41
R10	-32	**-32**	-11	-19.2	**6.8**	11.8	31
R11	-32	**-4**	24	3.3	**36.3**	69.3	66
R12	-32	**-4**	24	28	**58.5**	89	61
R13	-32	**-4**	24	70.2	**103.2**	136.2	66
R14	-32	**-4**	24	-28.5	**9.5**	47.5	76

1D Mesurment

Miller, 2005 (GTS 2012, Miller recalibration)

S.L. (m)			Uplift/Subs. (m)			Δ Uplift/ Subs.
min	**mean**	max	min	**mean**	max	
-12.00	**9.31**	40.00	-77.0	**-41.31**	-15.00	62.00
-12.00	**9.31**	40.00	32.5	**68.19**	94.50	62.00
-12.00	**9.31**	40.00	-243.0	**-207.31**	-181.00	62.00
-12.00	**9.31**	40.00	-72.0	**-36.31**	-10.00	62.00
-12.00	**9.31**	40.00	-90.0	**-54.31**	-28.00	62.00
-12.00	**9.31**	40.00	-98.0	**-57.31**	-26.00	72.00
-12.00	**9.31**	40.00	-98.0	**-57.31**	-26.00	72.00
-12.00	**9.31**	40.00	-118.0	**-77.31**	-46.00	72.00
-12.00	**9.31**	40.00	-98.0	**-57.31**	-26.00	72.00
-13.00	**6.37**	40.00	-70.2	**-31.57**	-7.20	63.00
-13.00	**16.55**	54.34	-27.0	**15.75**	50.30	77.34
-13.00	**16.55**	54.34	-2.3	**37.95**	70.00	72.34
-13.00	**16.55**	54.34	39.9	**82.65**	117.20	77.34
-13.00	**16.55**	54.34	-58.8	**-11.05**	28.50	87.34

First Eustatic curve

Haq, 1987 (Filtered by Müller et al, 2008)

n°	S.L. (m)			Uplift/Subs. (m)			Δ Uplift/ Subs.
	min	**mean**	max	min	**mean**	max	
R1	108.80	**133.53**	144.97	-181.97	**-165.53**	-135.80	46.18
R2	108.80	**133.53**	144.97	-72.47	**-56.03**	-26.30	46.18
R3	108.80	**133.53**	144.97	-347.97	**-331.53**	-301.80	46.18
R4	108.80	**133.53**	144.97	-176.97	**-160.53**	-130.80	46.18
R5	108.80	**133.53**	144.97	-194.97	**-178.53**	-148.80	46.18
R6	108.80	**133.53**	144.97	-202.97	**-181.53**	-146.80	56.18
R7	108.80	**133.53**	144.97	-202.97	**-181.53**	-146.80	56.18
R8	108.80	**133.53**	144.97	-222.97	**-201.53**	-166.80	56.18
R9	108.80	**133.53**	144.97	-202.97	**-181.53**	-146.80	56.18
R10	67.02	**117.12**	144.97	-175.17	**-142.32**	-87.22	87.95
R11	67.02	**127.38**	153.35	-126.05	**-95.08**	-29.72	96.33
R12	67.02	**127.38**	153.35	-101.35	**-72.88**	-10.02	91.33
R13	67.02	**127.38**	153.35	-99.15	**-28.18**	37.18	96.33
R14	67.02	**127.38**	153.35	-157.85	**-121.88**	-51.52	106.33

MIOCENE (LANGHIAN-SERRAVALIAN)

n°	Location	Latitude	Longitude	Deposits		age min (Ma)	age max (Ma)
				stage	Biostratigraphy		
M1	Le Quiou	48.342343	-2.009862	Langhien-Serravalien	marine facies NB-N9; NN5	11.6	16
M2	La Boyère	48.345638	-1.330012	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M3	Rennes	48.044098	-1.719002	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M4	Gouville-sur-Mer 1	49.123442	-1.634379	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M5	Gouville-sur-Mer 2	49.089236	-1.634099	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M6	Sainteny (Bolegrimot) 01172x0058/64	49.237588	-1.306317	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M7	Sainteny (Culot) 01172x0055/58	49.254158	-1.297639	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M8	Auvers (Le Mesnil-Raffoville, 01172X0057/511)	49.237588	-1.306317	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M9	St-Germain-sur-Sèves (01171x0026)	49.203753	-1.394147	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M10	Baupte 1@1171x0008/N3)	49.287008	-1.354567	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M11	Baupte 2	49.279637	-1.355589	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M12	PENMA-1	47.349472	-5.349611	Langhien-Serravalien	marine terrigeneous -calcarous sandstone	11.6	16
M13	Dingé La Motte aux anglais (02822x0006/SA)	48.331205	-1.703014	Langhien-Serravalien	"Lublean" facies	11.6	16
M14	Dingé La Mare Durand (02821x0017/SB1)	48.343422	-1.716425	Langhien-Serravalien	"Lublean" facies	11.6	16
M15	Feins (02826x0019/P2)	48.324830	-1.626147	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M16	Guipel	48.301879	-1.723340	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M17	Vieux-Vy-sur-Couesnon	48.316679	-1.501856	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M18	Gahard ? Le Couralay (02828x0063/SM16)	48.288617	-1.493643	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M19	Gahard ? le Bois Roux Carrière	48.267584	-1.561781	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M20	St-Aubin-d'Aubigné (Beauregard) 02827x0025/P24	48.257091	-1.569991	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M21	St-Aubin-d'Aubigné (La Douetée) 02827x0025/P24	48.258447	-1.572161	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M22	Landujan 1 (03162x0011/S13)	48.217853	-2.001434	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M23	Landujan 2 (03162x0008/S9)	48.227681	-2.003495	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M24	Landujan 3 (03162x0008/S9)	48.241805	-2.008625	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M25	Médréac La Bouvrière 1 (02816x0037/S6)	48.255909	-2.056041	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M26	Médréac La Bouvrière 2 (02816x0019/P)	48.253396	-2.058258	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M27	Lohéac (03874x0003/F)	47.865383	-1.885302	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M28	Bruz (03531x0060/FT4)	48.024469	-1.726364	Langhien-Serravalien	"Pontelvian" facies	11.6	16
M29	St-Grégoire (03172x0003/F)	48.165032	-1.689592	Langhien-Serravalien	"Pontelvian" facies	11.6	16
M30	Chazé-Henry (03898x0057/S1)	47.769576	-1.110595	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M31	Noëllet	47.687814	-1.110153	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M32	Erbray	47.648617	-1.320641	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M33	Les Mortiers ?	47.663402	-1.248172	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M34	Montjean	47.373701	-0.850323	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M35	Les Jarries	46.995639	-1.676155	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M36	La Paudière	47.085706	-1.305919	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M37	La Monérière	47.055434	-1.297182	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M38	Tillou	47.062242	-1.295144	Langhien-Serravalien	"Pontlevian" facies	11.6	16
M39	La Bruffière - Cléon	47.015883	-1.213223	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M40	Treize-Septiers	46.984193	-1.233786	Langhien-Serravalien	"Pontlevian" facies	11.6	16
M41	Tournelièvre	46.987660	-1.277648	Langhien-Serravalien	marine facies	11.6	16
M42	Les Emonnières	46.861993	-1.890487	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M43	Challans	46.838267	-1.859189	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M44	La Motte Foucrand	46.818406	-1.881824	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M45	Amberre	46.755182	-0.150850	Langhien-Serravalien	"Pontlevian" facies	11.6	16
M46	Pontigné (04248x0022/F)	47.535312	-0.025616	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M47	Noyant 1 (04562x0010/F)	47.510894	0.113860	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M48	Meigné-le-Vicomte (Civray)	47.500244	0.159584	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M49	Chanay-sur-Lathan (04564x0042/5)	47.500244	0.159584	Langhien-Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M50	Manthelan (05151x0095/F)	47.131502	0.779976	Langhien-Serravalien	"Pontlevian" facies	11.6	16
M51	Pontlevoy	47.386376	1.246217	Langhien-Serravalien	"Pontlevian" facies	11.6	16
M52	Doué-la-Fontaine 1	47.187986	-0.281735	Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16
M53	Doué-la-Fontaine 2	47.193296	-0.269847	Serravalien	"Savignean" facies NN5	11.6	16
M54	Doué-la-Fontaine 3	47.196868	-0.296048	Serravalien	"Savignean" facies	11.6	16

n°	Deposits: depositional environment	bathy. min (m)	bathy. max (m)	Current altitude	References
M1	shallow marine	0	50	-12	Guillocheau et al., 2003 Paris et al., 1977
M2	subtidal	15	50	100	Durand, 1960 uncertain dating
M3	tidal	0	15	13	Eradata, unpublished
M4	subtidal	15	50	-10	Hommeril, 1964
M5	subtidal	15	50	-6	Hommeril, 1964
M6	subtidal	15	50	-96	Baize et al., 1997
M7	subtidal	15	50	-35	Baize et al., 1997
M8	subtidal	15	50	-76	Baize et al., 1997 basin floor not reached
M9	subtidal	15	50	-52	Baize et al., 1997
M10	subtidal	15	50	-20	Baize et al., 1997
M11	shallow marine	15	50	-46	Baize et al., 1997
M12	marine terrigeneous -calcarous sandstone	50	200	-395	Paquet et al., 2010
M13	tidal	0	20	54	uncertain dating Paris and Dadet, 1988 Durand, 1960
M14	tidal	0	20	54	uncertain dating Paris and Dadet, 1988 Durand, 1960
M15	shallow marine	0	50	57	uncertain dating Paris and Dadet, 1988 Durand, 1960
M16	shallow marine	0	50	65	uncertain dating Paris and Dadet, 1988 Durand, 1960
M17	shallow marine	0	50	60	uncertain dating Paris and Dadet, 1988 Durand, 1960
M18	shallow marine	0	50	45	uncertain dating Paris and Dadet, 1988 Durand, 1960
M19	shallow marine	0	50	70	uncertain dating Paris and Dadet, 1988 Durand, 1960
M20	shallow marine	0	50	36	uncertain dating Traultmann et al.,1999 Durand, 1960
M21	shallow marine	0	50	46	uncertain dating Traultmann et al.,1999 Durand, 1960
M22	shallow marine	0	50	37	uncertain dating Paris et al., 1977 Durand, 1960
M23	shallow marine	0	50	56	uncertain dating Paris et al., 1977 Durand, 1960
M24	shallow marine	0	50	47	uncertain dating Paris et al., 1977 Durand, 1960
M25	shallow marine	0	50	45	uncertain dating Paris et al., 1977 Durand, 1960
M26	shallow marine	0	50	33	uncertain dating Paris et al., 1977 Durand, 1960
M27	agitated marine	0	20	17	uncertain dating Dadet et al., 1995 Dadet et al., 1995
M28	tidal/subtidal	15	30	11	uncertain dating Durand, 1960
M29	tidal/subtidal	15	30	8	Dadet et al., 1995 Durand, 1960
M30	shallow marine	0	50	44	uncertain dating Herrouin and Rabu, 1990
M31	subtidal	15	50	43	Dubreuil et al., 1989
M32	subtidal	15	50	50	Dubreuil et al., 1989
M33	subtidal	15	50	65	Dubreuil et al., 1989
M34	subtidal	15	50	32	uncertain dating Cavet et al., 1970
M35	subtidal	15	50	23	uncertain dating Ters et al., 1982
M36	subtidal	15	50	30	uncertain dating Bambier et al., 1983
M37	subtidal	15	50	40	uncertain dating Bambier et al., 1983
M38	tidal/subtidal	10	30	41	uncertain dating Bambier et al., 1983
M39	shallow marine	15	50	75	uncertain dating Bambier et al., 1983
M40	tidal/subtidal	10	30	65	uncertain dating Bambier et al., 1983
M41	shallow marine	15	50	65	uncertain dating Bambier et al., 1983
M42	subtidal	15	50	4	Ters and Viand, 1983a
M43	subtidal	15	50	12	Ters and Viand, 1983a
M44	subtidal	15	50	6	Ters and Viand, 1983a
M45	tidal/subtidal	10	30	103	Margerel, 1989 Margerel, 2009
M46	subtidal	15	50	76	Louail et al., 1978
M47	subtidal	15	50	74	Courville and Bongrain, 2003
M48	subtidal	15	50	76	Courville and Bongrain, 2003 ManiVit et al., 1991
M49	subtidal	15	50	73	Courville and Bongrain, 2003
M50	shallow marine	10	30	99	Geological map of Loches
M51	tidal/subtidal	10	30	92	Courville and Bongrain, 2003
M52	subtidal	15	50	63	Courville and Bongrain, 2003
M53	subtidal	15	50	52	Courville and Bongrain, 2003
M54	subtidal	15	50	67	Courville and Bongrain, 2003

Ocean volume change modelisation (mean depth and area)

Müller et al., 2008

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
M1	33.9	**61.4**	86.8	-98.5	**-48.1**	4.4	102.9
M2	33.9	**61.4**	86.8	28.2	**71.1**	116.1	87.9
M3	33.9	**61.4**	86.8	-73.8	**-40.9**	-5.9	67.9
M4	33.9	**61.4**	86.8	-81.8	**-38.9**	6.1	87.9
M5	33.9	**61.4**	86.8	-77.8	**-34.9**	10.1	87.9
M6	33.9	**61.4**	86.8	-167.8	**-124.9**	-79.9	87.9
M7	33.9	**61.4**	86.8	-106.8	**-63.9**	-18.90	87.9
M8	33.9	**61.4**	86.8	-147.8	**-104.9**	-59.9	87.9
M9	33.9	**61.4**	86.8	-123.8	**-80.9**	-35.9	87.9
M10	33.9	**61.4**	86.8	-91.4	**-48.5**	-3.5	87.9
M11	33.9	**61.4**	86.8	-117.4	**-74.5**	-29.5	87.9
M12	33.9	**61.4**	86.8	-431.8	**-331.4**	-228.9	202.9
M13	33.9	**61.4**	86.8	-32.5	**2.9**	40.4	72.9
M14	33.9	**61.4**	86.8	-33.3	**2.1**	39.6	72.9
M15	33.9	**61.4**	86.8	-30.3	**20.1**	72.6	102.9
M16	33.9	**61.4**	86.8	-21.8	**28.6**	81.1	102.9
M17	33.9	**61.4**	86.8	-26.8	**23.6**	76.1	102.9
M18	33.9	**61.4**	86.8	-42.3	**8.1**	60.6	102.9
M19	33.9	**61.4**	86.8	-16.8	**33.6**	86.1	102.9
M20	33.9	**61.4**	86.8	-50.8	**-0.4**	52.1	102.9
M21	33.9	**61.4**	86.8	-40.8	**9.6**	62.1	102.9
M22	33.9	**61.4**	86.8	-50.0	**0.4**	52.9	102.9
M23	33.9	**61.4**	86.8	-30.9	**19.4**	71.9	102.9
M24	33.9	**61.4**	86.8	-39.8	**10.6**	63.1	102.9
M25	33.9	**61.4**	86.8	-41.6	**8.7**	61.2	102.9
M26	33.9	**61.4**	86.8	-53.5	**-3.1**	49.4	102.9
M27	33.9	**61.4**	86.8	-70.0	**-34.6**	2.9	72.9
M28	33.9	**61.4**	86.8	-60.8	**-27.9**	7.1	67.9
M29	33.9	**61.4**	86.8	-63.5	**-30.7**	4.3	67.9
M30	33.9	**61.4**	86.8	-42.8	**7.6**	60.1	102.9
M31	33.9	**61.4**	86.8	-28.8	**14.1**	59.1	87.9
M32	33.9	**61.4**	86.8	-21.8	**21.1**	66.1	87.9
M33	33.9	**61.4**	86.8	-6.8	**36.1**	81.1	87.9
M34	33.9	**61.4**	86.8	-39.8	**3.1**	48.1	87.9
M35	33.9	**61.4**	86.8	-48.8	**-5.9**	39.1	87.9
M36	33.9	**61.4**	86.8	-41.8	**1.1**	46.1	87.9
M37	33.9	**61.4**	86.8	-31.8	**11.1**	56.1	87.9
M38	33.9	**61.4**	86.8	-35.8	**-0.4**	37.1	72.9
M39	33.9	**61.4**	86.8	3.2	**46.1**	91.1	87.9
M40	33.9	**61.4**	86.8	-11.8	**23.6**	61.1	72.9
M41	33.9	**61.4**	86.8	-6.8	**36.1**	81.1	87.9
M42	33.9	**61.4**	86.8	5.2	**46.9**	91.9	87.9
M43	33.9	**61.4**	86.8	-59.8	**-16.9**	28.1	87.9
M44	33.9	**61.4**	86.8	-66.3	**-23.4**	21.6	87.9
M45	33.9	**61.4**	86.8	26.2	**61.6**	99.1	72.9
M46	33.9	**61.4**	86.8	4.2	**47.1**	92.1	87.9
M47	33.9	**61.4**	86.8	2.1	**44.9**	89.9	87.9
M48	33.9	**61.4**	86.8	4.0	**46.9**	91.9	87.9
M49	33.9	**61.4**	86.8	0.8	**43.7**	88.7	87.9
M50	33.9	**61.4**	86.8	22.2	**57.6**	95.1	72.9
M51	33.9	**61.4**	86.8	15.2	**50.6**	88.1	72.9
M52	36.0	**62.1**	86.8	-8.8	**33.4**	77.0	85.8
M53	36.0	**62.1**	86.8	-19.7	**22.5**	66.1	85.8
M54	36.0	**62.1**	86.8	-4.5	**37.7**	81.3	85.8

Cramer et al., 2011

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
M1	-8.1	**5.5**	17.9	-29.58	**7.8**	46.42	76.0
M2	-8.1	**5.5**	17.9	97.12	**127.0**	158.12	61.0
M3	-8.1	**5.5**	17.9	-4.88	**15.0**	36.12	41.0
M4	-8.1	**5.5**	17.9	-12.88	**17.0**	48.12	61.0
M5	-8.1	**5.5**	17.9	-8.88	**21.0**	52.12	61.0
M6	-8.1	**5.5**	17.9	-98.88	**-69.0**	-37.88	61.0
M7	-8.1	**5.5**	17.9	-37.88	**-8.0**	23.12	61.0
M8	-8.1	**5.5**	17.9	-78.88	**-49.0**	-17.88	61.0
M9	-8.1	**5.5**	17.9	-54.88	**-25.0**	6.12	61.0
M10	-8.1	**5.5**	17.9	-22.48	**7.4**	38.52	61.0
M11	-8.1	**5.5**	17.9	-48.48	**-18.6**	12.52	61.0
M12	-8.1	**5.5**	17.9	-362.88	**-275.5**	-186.88	176.0
M13	-8.1	**5.5**	17.9	36.42	**58.8**	82.42	46.0
M14	-8.1	**5.5**	17.9	35.62	**58.0**	81.62	46.0
M15	-8.1	**5.5**	17.9	38.62	**76.0**	114.62	76.0
M16	-8.1	**5.5**	17.9	47.12	**84.5**	123.12	76.0
M17	-8.1	**5.5**	17.9	42.12	**79.5**	118.12	76.0
M18	-8.1	**5.5**	17.9	26.62	**64.0**	102.62	76.0
M19	-8.1	**5.5**	17.9	52.12	**89.5**	128.12	76.0
M20	-8.1	**5.5**	17.9	18.12	**55.5**	94.12	76.0
M21	-8.1	**5.5**	17.9	28.12	**65.5**	104.12	76.0
M22	-8.1	**5.5**	17.9	18.93	**56.3**	94.93	76.0
M23	-8.1	**5.5**	17.9	37.95	**75.3**	113.95	76.0
M24	-8.1	**5.5**	17.9	29.12	**66.5**	105.12	76.0
M25	-8.1	**5.5**	17.9	27.27	**64.7**	103.27	76.0
M26	-8.1	**5.5**	17.9	15.42	**52.8**	91.42	76.0
M27	-8.1	**5.5**	17.9	-1.08	**21.3**	44.92	46.0
M28	-8.1	**5.5**	17.9	8.12	**28.0**	49.12	41.0
M29	-8.1	**5.5**	17.9	5.37	**25.3**	46.37	41.0
M30	-8.1	**5.5**	17.9	26.12	**63.5**	102.12	76.0
M31	-8.1	**5.5**	17.9	40.12	**70.0**	101.12	61.0
M32	-8.1	**5.5**	17.9	47.12	**77.0**	108.12	61.0
M33	-8.1	**5.5**	17.9	62.12	**92.0**	123.12	61.0
M34	-8.1	**5.5**	17.9	29.12	**59.0**	90.12	61.0
M35	-8.1	**5.5**	17.9	20.12	**50.0**	81.12	61.0
M36	-8.1	**5.5**	17.9	27.12	**57.0**	88.12	61.0
M37	-8.1	**5.5**	17.9	37.12	**67.0**	98.12	61.0
M38	-8.1	**5.5**	17.9	33.12	**55.5**	79.12	46.0
M39	-8.1	**5.5**	17.9	72.12	**102.0**	133.12	61.0
M40	-8.1	**5.5**	17.9	57.12	**79.5**	103.12	46.0
M41	-8.1	**5.5**	17.9	62.12	**92.0**	123.12	61.0
M42	-8.1	**5.5**	17.9	1.12	**31.0**	62.12	61.0
M43	-8.1	**5.5**	17.9	9.12	**39.0**	70.12	61.0
M44	-8.1	**5.5**	17.9	2.62	**32.5**	63.62	61.0
M45	-8.1	**5.5**	17.9	95.12	**117.5**	141.12	46.0
M46	-8.1	**5.5**	17.9	73.12	**103.0**	134.12	61.0
M47	-8.1	**5.5**	17.9	70.97	**100.9**	131.97	61.0
M48	-8.1	**5.5**	17.9	72.92	**102.8**	133.92	61.0
M49	-8.1	**5.5**	17.9	69.72	**99.6**	130.72	61.0
M50	-8.1	**5.5**	17.9	91.12	**113.5**	137.12	46.0
M51	-8.1	**5.5**	17.9	84.12	**106.5**	130.12	46.0
M52	2.7	**8.2**	17.9	60.12	**87.3**	110.29	50.2
M53	2.7	**8.2**	17.9	49.22	**76.4**	99.39	50.2
M54	2.7	**8.2**	17.9	64.42	**91.6**	114.59	50.2

Continental flooding (Rowley et al., 2013)

Smith et al., 1994

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
M1	-9	**-9**	-9	-2.7	**22.3**	47.3	50
M2	-9	**-9**	-9	124	**141.5**	159	35
M3	-9	**-9**	-9	22	**29.5**	37	15
M4	-9	**-9**	-9	14	**31.5**	49	35
M5	-9	**-9**	-9	18	**35.5**	53	35
M6	-9	**-9**	-9	-72	**-55**	-37	35
M7	-9	**-9**	-9	-11	**6.5**	24	35
M8	-9	**-9**	-9	-52	**-34.5**	-17	35
M9	-9	**-9**	-9	-28	**-11**	7	35
M10	-9	**-9**	-9	4.4	**21.9**	39.4	35
M11	-9	**-9**	-9	-21.6	**-4.1**	13.4	35
M12	-9	**-9**	-9	-336	**-261**	-186	150
M13	-9	**-9**	-9	63.3	**73.3**	83.3	20
M14	-9	**-9**	-9	62.5	**72.5**	82.5	20
M15	-9	**-9**	-9	65.5	**90.5**	115.5	50
M16	-9	**-9**	-9	74	**99**	124	50
M17	-9	**-9**	-9	69	**94**	119	50
M18	-9	**-9**	-9	53.5	**78.5**	103.5	50
M19	-9	**-9**	-9	79	**104**	129	50
M20	-9	**-9**	-9	45	**70**	95	50
M21	-9	**-9**	-9	55	**80**	105	50
M22	-9	**-9**	-9	45.81	**70.81**	95.81	50
M23	-9	**-9**	-9	64.83	**89.83**	114.83	50
M24	-9	**-9**	-9	56	**81**	106	50
M25	-9	**-9**	-9	54.15	**79.15**	104.15	50
M26	-9	**-9**	-9	42.3	**67.3**	92.3	50
M27	-9	**-9**	-9	25.8	**35.8**	45.8	20
M28	-9	**-9**	-9	35	**42.5**	50	15
M29	-9	**-9**	-9	32.25	**39.75**	47.25	15
M30	-9	**-9**	-9	53	**78**	103	50
M31	-9	**-9**	-9	67	**84.5**	102	35
M32	-9	**-9**	-9	74	**91.5**	109	35
M33	-9	**-9**	-9	89	**106.5**	124	35
M34	-9	**-9**	-9	56	**73.5**	91	35
M35	-9	**-9**	-9	47	**64.5**	82	35
M36	-9	**-9**	-9	54	**71.5**	89	35
M37	-9	**-9**	-9	64	**81.5**	99	35
M38	-9	**-9**	-9	60	**70**	80	20
M39	-9	**-9**	-9	99	**116.5**	134	35
M40	-9	**-9**	-9	84	**94**	104	20
M41	-9	**-9**	-9	89	**106.5**	124	35
M42	-9	**-9**	-9	28	**45.5**	63	35
M43	-9	**-9**	-9	36	**53.5**	71	35
M44	-9	**-9**	-9	29.5	**47**	64.5	35
M45	-9	**-9**	-9	122	**132**	142	20
M46	-9	**-9**	-9	100	**117.5**	135	35
M47	-9	**-9**	-9	97.85	**115.35**	132.85	35
M48	-9	**-9**	-9	99.8	**117.3**	134.8	35
M49	-9	**-9**	-9	96.6	**114.1**	131.6	35
M50	-9	**-9**	-9	118	**128**	138	20
M51	-9	**-9**	-9	111	**121**	131	20
M52	-9	**-9**	-9	87	**105**	122	35
M53	-9	**-9**	-9	76.1	**94**	111.1	35
M54	-9	**-9**	-9	91.3	**109**	126.3	35

Scotese and Golonka, 1992

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
M1	**33**	**33**	33	-44.7	**-19.7**	5.3	50
M2	**33**	**33**	33	82	**99.5**	117	35
M3	**33**	**33**	33	-20	**-12.5**	-5	15
M4	**33**	**33**	33	-28	**-10.5**	7	35
M5	**33**	**33**	33	-24	**-6.5**	11	35
M6	**33**	**33**	33	-114	**-96.5**	-79	35
M7	**33**	**33**	33	-53	**-35.5**	-18	35
M8	**33**	**33**	33	-94	**-76.5**	-59	35
M9	**33**	**33**	33	-70	**-52.5**	-35	35
M10	**33**	**33**	33	-37.6	**-20.1**	-2.6	35
M11	**33**	**33**	33	-63.6	**-46.1**	-28.6	35
M12	**33**	**33**	33	-378	**-303**	-228	150
M13	**33**	**33**	33	21.3	**31.3**	41.3	20
M14	**33**	**33**	33	20.5	**30.5**	40.5	20
M15	**33**	**33**	33	23.5	**48.5**	73.5	50
M16	**33**	**33**	33	32	**57**	82	50
M17	**33**	**33**	33	27	**52**	77	50
M18	**33**	**33**	33	11.5	**36.5**	61.5	50
M19	**33**	**33**	33	37	**62**	87	50
M20	**33**	**33**	33	3	**28**	53	50
M21	**33**	**33**	33	13	**38**	63	50
M22	**33**	**33**	33	3.81	**28.81**	53.81	50
M23	**33**	**33**	33	22.83	**47.83**	72.83	50
M24	**33**	**33**	33	14	**39**	64	50
M25	**33**	**33**	33	12.15	**37.15**	62.15	50
M26	**33**	**33**	33	0.3	**25.3**	50.3	50
M27	**33**	**33**	33	-16.2	**-6.2**	3.8	20
M28	**33**	**33**	33	-7	**0.5**	8	15
M29	**33**	**33**	33	-9.75	**-2.25**	5.25	15
M30	**33**	**33**	33	11	**36**	61	50
M31	**33**	**33**	33	25	**42.5**	60	35
M32	**33**	**33**	33	32	**49.5**	67	35
M33	**33**	**33**	33	47	**64.5**	82	35
M34	**33**	**33**	33	14	**31.5**	49	35
M35	**33**	**33**	33	5	**22.5**	40	35
M36	**33**	**33**	33	12	**29.5**	47	35
M37	**33**	**33**	33	22	**39.5**	57	35
M38	**33**	**33**	33	18	**28**	38	20
M39	**33**	**33**	33	57	**74.5**	92	35
M40	**33**	**33**	33	42	**52**	62	20
M41	**33**	**33**	33	47	**64.5**	82	35
M42	**33**	**33**	33	-14	**3.5**	21	35
M43	**33**	**33**	33	-6	**11.5**	29	35
M44	**33**	**33**	33	-12.5	**5**	22.5	35
M45	**33**	**33**	33	80	**90**	100	20
M46	**33**	**33**	33	58	**75.5**	93	35
M47	**33**	**33**	33	55.85	**73.35**	90.85	35
M48	**33**	**33**	33	57.8	**75.3**	92.8	35
M49	**33**	**33**	33	54.6	**72.1**	89.6	35
M50	**33**	**33**	33	76	**86**	96	20
M51	**33**	**33**	33	69	**79**	89	20
M52	**33**	**33**	33	45	**63**	80	35
M53	**33**	**33**	33	34.1	**52**	69.1	35
M54	**33**	**33**	33	49.3	**67**	84.3	35

*

PLIOCENE (PIACENZIAN)

n°	Location	Latitude	Longitude	Deposits: stage	Deposits: Biostratigraphy	Deposits: age min (Ma)	Deposits: age max (Ma)
P1	Landerneau	48.454719	-4.239898	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P2	Lanmerin	48.736240	-3.365596	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P3	Quemperven	48.736997	-3.348316	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P4	Mernel	47.885007	-1.963343	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P5	Severac	47.529152	-2.116064	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P6	Saint-Jean-la-Poterie	47.638149	-2.123036	Piacenzian	pollens and dinocysts ostracods/foraminifera	2.6	3.6
P7	Bosco d'Aubigny	49.175875	-1.318477	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P8	Réguiny	47.969463	-2.730243	Piacenzian	pollens / dinocysts ESR	2.6	3.6
P9	Saint-Jouan-de-l'Isle	48.266451	-2.161474	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P10	Gosné	48.242695	-1.449133	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P11	Le Rheu	48.095096	-1.753484	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P12	Chanteloup	47.949245	-1.633993	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P13	Saint-Malo-de-Phily	47.871892	-1.785174	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P14	Lauzach	47.614422	-2.579037	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P15	Missillac	47.474581	-2.196301	Piacenzian	pollens and dinocysts	2.6	3.6
P16	Quily	47.882452	-2.461460	Piacenzian	ESR	2.6	3.6
P17	Freigné (La Boullonnaie)	47.525451	-1.055462	Piacenzian	foraminifera, ostracods, pollens, malacofauna	2.6	3.6
P18	Esquay	49.272360	-0.633167	Piacenzian	ESR	2.6	3.6

n°	Deposits: depositional environment	bathy. min (m)	bathy. max (m)	Current altitude	References
P1	marine neritic influences less estuarine influences	60	100	15	Morzadec-Kerfourn, 1982
P2	coastal (oyster shells) estuarine	-5	10	51	Morzadec-Kerfourn, 1987
P3	coastal (oyster shells) estuarine	-5	10	28	Morzadec-Kerfourn, 1987
P4	marine neritic influences	less estuarine influences	60	100	53	Durand, 1960
P5	marine neritic influences less estuarine influences	60	100	47	Morzadec-Kerfourn, 1982 Fourniguet and Trautmann, 1985
P6	marine neritic influences	less estuarine influences	60	100	23	Fourniguet et al., 1989
P7	marine betwenn 40-80m		40	80	-106	Garcin et al., 1997
P8	inner estuary		0	10	87	Van Vliet-Lanoë et al., 2002
P9	inner estuary		0	10	65	Brault et al., 2004
P10	inner estuary		0	10	102	Brault et al., 2004
P11	inner estuary		0	10	29	Van Vliet-Lanoë et al., 2002
P12	inner estuary		0	10	95	Brault et al., 2004
P13	outer estuary		10	30	42	Van Vliet-Lanoë et al., 2002
P14	outer estuary		10	30	27	Van Vliet-Lanoë et al., 2002
P15	outer estuary		10	30	28	Van Vliet-Lanoë et al., 2002
P16	inner estuary		0	10	75	Van Vliet-Lanoë et al., 2002
P17	coastal less than 50 m		0	50	45	Van Vliet-Lanoë et al., 2002 Janjou et al., 1998
P18	outer estuary		10	30	20	Van Vliet-Lanoë et al., 2002

Ocean volume change modelisation (mean depth and area)

Müller et al., 2008

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
P1	37.9	**62.3**	86.8	-11.8	**32.7**	77.1	88.9
P2	37.9	**62.3**	86.8	-40.8	**-8.8**	23.1	63.9
P3	37.9	**62.3**	86.8	-63.8	**-31.8**	0.1	63.9
P4	37.9	**62.3**	86.8	26.2	**70.7**	115.1	88.9
P5	37.9	**62.3**	86.8	20.2	**64.7**	109.1	88.9
P6	37.9	**62.3**	86.8	-4.3	**40.2**	84.6	88.9
P7	37.9	**62.3**	86.8	-152.8	**-108.3**	-63.9	88.9
P8	37.9	**62.3**	86.8	0.2	**29.7**	59.1	58.9
P9	37.9	**62.3**	86.8	-21.8	**7.7**	37.1	58.9
P10	37.9	**62.3**	86.8	15.2	**44.7**	74.1	58.9
P11	37.9	**62.3**	86.8	-57.8	**-28.3**	1.1	58.9
P12	37.9	**62.3**	86.8	8.2	**37.7**	67.1	58.9
P13	37.9	**62.3**	86.8	-34.8	**-0.3**	34.1	68.9
P14	37.9	**62.3**	86.8	-49.8	**-15.3**	19.1	68.9
P15	37.9	**62.3**	86.8	-48.8	**-14.3**	20.1	68.9
P16	37.9	**62.3**	86.8	-11.8	**17.7**	47.1	58.9
P17	37.9	**62.3**	86.8	-41.8	**7.7**	57.1	98.9
P18	37.9	**62.3**	86.8	-56.8	**-22.3**	12.1	68.9

Miller et al., 2011

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
P1	-60.5	**-20.4**	6.6	68.42	**115.4**	175.50	107.1
P2	-60.5	**-20.4**	6.6	39.42	**73.9**	121.50	82.1
P3	-60.5	**-20.4**	6.6	16.42	**50.9**	98.50	82.1
P4	-60.5	**-20.4**	6.6	106.42	**153.4**	213.50	107.1
P5	-60.5	**-20.4**	6.6	100.42	**147.4**	207.50	107.1
P6	-60.5	**-20.4**	6.6	75.92	**122.9**	183.00	107.1
P7	-60.5	**-20.4**	6.6	-72.58	**-25.6**	34.50	107.1
P8	-60.5	**-20.4**	6.6	80.42	**112.4**	157.50	77.1
P9	-60.5	**-20.4**	6.6	58.42	**90.4**	135.50	77.1
P10	-60.5	**-20.4**	6.6	95.42	**127.4**	172.50	77.1
P11	-60.5	**-20.4**	6.6	22.42	**54.4**	99.50	77.1
P12	-60.5	**-20.4**	6.6	88.42	**120.4**	165.50	77.1
P13	-60.5	**-20.4**	6.6	45.42	**82.4**	132.50	87.1
P14	-60.5	**-20.4**	6.6	30.42	**67.4**	117.50	87.1
P15	-60.5	**-20.4**	6.6	31.42	**68.4**	118.50	87.1
P16	-60.5	**-20.4**	6.6	68.42	**100.4**	145.50	77.1
P17	-60.5	**-20.4**	6.6	38.42	**90.4**	155.50	117.1
P18	-60.5	**-20.4**	6.6	23.42	**60.4**	110.50	87.1

Continental flooding (Rowley et al., 2013)

Smith et al., 1994

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
P1	-21	**-21**	-21	96	**116**	136	40
P2	-21	**-21**	-21	67	**74.5**	82	15
P3	-21	**-21**	-21	44	**51.5**	59	15
P4	-21	**-21**	-21	134	**154**	174	40
P5	-21	**-21**	-21	128	**148**	168	40
P6	-21	**-21**	-21	103.5	**124**	143.5	40
P7	-21	**-21**	-21	-45	**-25**	-5	40
P8	-21	**-21**	-21	108	**113**	118	10
P9	-21	**-21**	-21	86	**91**	96	10
P10	-21	**-21**	-21	123	**128**	133	10
P11	-21	**-21**	-21	50	**55**	60	10
P12	-21	**-21**	-21	116	**121**	126	10
P13	-21	**-21**	-21	73	**83**	93	20
P14	-21	**-21**	-21	58	**68**	78	20
P15	-21	**-21**	-21	59	**69**	79	20
P16	-21	**-21**	-21	96	**101**	106	10
P17	-21	**-21**	-21	66	**91**	116	50
P18	-21	**-21**	-21	51	**61**	71	20

Scotese and Golonka, 1992

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
P1	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P2	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P3	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P4	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P5	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P6	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P7	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P8	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P9	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P10	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P11	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P12	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P13	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P14	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P15	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P16	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P17	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**
P18	X	**X**	X	X	**X**	**X**	**X**

Continental flooding (Rowley et al., 2013)

Marciwick, 2011

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
P1	-1	**-1**	-1	76	**96**	116	40
P2	-1	**-1**	-1	47	**54.5**	62	15
P3	-1	**-1**	-1	24	**31.5**	39	15
P4	-1	**-1**	-1	114	**134**	154	40
P5	-1	**-1**	-1	108	**128**	148	40
P6	-1	**-1**	-1	83.5	**103.5**	123.5	40
P7	-1	**-1**	-1	-65	**-45**	-25	40
P8	-1	**-1**	-1	88	**93**	98	10
P9	-1	**-1**	-1	66	**71**	76	10
P10	-1	**-1**	-1	103	**108**	113	10
P11	-1	**-1**	-1	30	**35**	40	10
P12	-1	**-1**	-1	96	**101**	106	10
P13	-1	**-1**	-1	53	**63**	73	20
P14	-1	**-1**	-1	38	**48**	58	20
P15	-1	**-1**	-1	39	**49**	59	20
P16	-1	**-1**	-1	76	**81**	86	10
P17	-1	**-1**	-1	46	**71**	96	50
P18	-1	**-1**	-1	31	**41**	51	20

10 Mesurment

Miller et al., 2012

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
P1	-0.50	**15.38**	32.10	42.9	**79.62**	115.50	72.60
P2	-0.50	**15.38**	32.10	13.9	**38.12**	61.50	47.60
P3	-0.50	**15.38**	32.10	-9.1	**15.12**	38.50	47.60
P4	-0.50	**15.38**	32.10	80.9	**117.62**	153.50	72.60
P5	-0.50	**15.38**	32.10	74.9	**111.62**	147.50	72.60
P6	-0.50	**15.38**	32.10	50.4	**87.12**	123.00	72.60
P7	-0.50	**15.38**	32.10	-98.1	**-61.38**	-25.50	72.60
P8	-0.50	**15.38**	32.10	54.9	**76.62**	97.50	42.60
P9	-0.50	**15.38**	32.10	32.9	**54.62**	75.50	42.60
P10	-0.50	**15.38**	32.10	69.9	**91.62**	112.50	42.60
P11	-0.50	**15.38**	32.10	-3.1	**18.62**	39.50	42.60
P12	-0.50	**15.38**	32.10	62.9	**84.62**	105.50	42.60
P13	-0.50	**15.38**	32.10	19.9	**46.62**	72.50	52.60
P14	-0.50	**15.38**	32.10	4.9	**31.62**	57.50	52.60
P15	-0.50	**15.38**	32.10	5.9	**32.62**	58.50	52.60
P16	-0.50	**15.38**	32.10	42.9	**64.62**	85.50	42.60
P17	-0.50	**15.38**	32.10	12.9	**54.62**	95.50	82.60
P18	-0.50	**15.38**	32.10	-2.1	**24.62**	50.50	52.60

First Eustatic curve

Haq, 1987 (filtered by Müller et al, 2008)

n°	S.L. (m) min	S.L. (m) mean	S.L. (m) max	Uplift/Subs. (m) min	Uplift/Subs. (m) mean	Uplift/Subs. (m) max	Δ Uplift/ Subs.
P1	-10.60	**-4.16**	2.12	72.88	**99.16**	125.60	52.72
P2	-10.60	**-4.16**	2.12	43.88	**57.66**	71.60	27.72
P3	-10.60	**-4.16**	2.12	20.88	**34.66**	48.60	27.72
P4	-10.60	**-4.16**	2.12	110.88	**137.2**	163.60	52.72
P5	-10.60	**-4.16**	2.12	104.88	**131.16**	157.60	52.72
P6	-10.60	**-4.16**	2.12	80.38	**106.66**	133.10	52.72
P7	-10.60	**-4.16**	2.12	-68.12	**-41.84**	-15.40	52.72
P8	-10.60	**-4.16**	2.12	84.88	**96.16**	107.60	22.72
P9	-10.60	**-4.16**	2.12	62.88	**74.16**	85.60	22.72
P10	-10.60	**-4.16**	2.12	99.88	**111.16**	122.60	22.72
P11	-10.60	**-4.16**	2.12	26.88	**38.16**	49.60	22.72
P12	-10.60	**-4.16**	2.12	92.88	**104.16**	115.60	22.72
P13	-10.60	**-4.16**	2.12	49.88	**66.16**	82.60	32.72
P14	-10.60	**-4.16**	2.12	34.88	**51.16**	67.60	32.72
P15	-10.60	**-4.16**	2.12	35.88	**52.16**	68.60	32.72
P16	-10.60	**-4.16**	2.12	72.88	**84.16**	95.60	22.72
P17	-10.60	**-4.16**	2.12	42.88	**74.16**	105.60	62.72
P18	-10.60	**-4.16**	2.12	27.88	**44.16**	60.60	32.72

RÉFÉRENCES BIBLIGRAPHIQUES

Andreieff, P., Bouysse, P., Horn, R., Monciardini, C., 1972. Contribution à l'étude géologique des approches occidentales de la Manche. Mémoires du B.R.G.M., 79, 31-48.

Andreieff, P., Lefort, J.-P., 1972. Contribution a l'étude stratigraphique des terrains secondaires et tertiaires affleurant en Manche occidentale. Mémoires du B.R.G.M., 79, 49-56.

Audren, C., Jégouzo, P., Barbaroux, L., Bouysse, P., Barruol, J., 1976. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille La Roche-Bernard (449). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Audren, C., Jégouzo, P., Barbaroux, L., Bouysse, P., Barruol, J. 1979, 1976.

Baize, S., Camuzard, J.-P., Freslon, C., Langevin, C., Laignel, B., 1997. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Carentan (117). Orléans, France: BRGM, 83 pp. Carte géologique par Baize, S., Aubry, J., Coutard, J.-P., Laignel, B., Lautridou, J.-P., Ozouf, J.-C., Pareyn, C., Zwingelberg, F., (1997).

Bambier, A., Flageollet, J.-C., Forestier, F.-H., Viaud, J.-M., 1983. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Clisson (509). Orléans, France: BRGM, 37 pp. Carte géologique par Bambier, A., et al., 1983.

Bigot, A., 1905. Histoire naturelle de la Presqu'île du Cotentin - I.Géologie, Cherbourg et le Cotentin. Congrès de l'Association française pour l'avancement des sciences (Cherbourg), 3-10 août 1905. Imprimerie Emile le Maout. Cherbourg, France, pp. 1-26.

Boillot, G., 1964. Géologie de la Manche occidentale - Fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Annales de l'Institut Océanographique (nouvelle série), 42(1), 220 p.

Borne, V., 1987. Le bassin paléogène de Challans-Noirmoutier (France). 3ème cycle, Université de Nantes, Orléans, pp. 285.

Borne, V., Margerel, J.P., 1985. Decouverte d'Oligocène marin fossilifère près de Saint-Jean-de-Monts (Vendee). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 301, 1419-1422.

Borne, V., Margerel, J.P., Olivier-Pierre, M.F., 1991. L'evolution des paléoenvironnements au Paléogène dans l'Ouest de la France; le bassin de Saffré-Nord-sur-Erdre (Loire-Atlantique, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 162, 739-751.

Bourcart, J., 1950. Le Littoral breton du Mont Saint-Michel au Finistère. Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes, 2(1-3), 21-39,56-72, 97-115.

Bourdillon, C., Châteauneuf, J.-J., Lozouet, P., 2012. Le Cénozoïque du sondage CDB1, Bassin de Rennes, France : biostratigraphie, paléoenvironnements et climats, Eradata, Le Mans, France.

Brault, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M.P., Bonnet, S., Courville, P., Estéoule-Choux, J., Stepanoff, F., 2004. Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis; relative influence of tectonics and climate. Sedimentary Geology, 163(3-4), 175-210.

Cavet, P., Arnaud, A., Gruet, M., Rivière, L.-M., Lardeux, H., Blaise, J., Chauris, L., Jourdaine, H., 1970. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Chalonnes-

sur-Loire (453). Orléans, France: BRGM, 37 pp. Carte géologique par Cavet, P. et al., 1970.

Courville, P., Bongrain, M., 2003. Les Pectinidae miocènes des faluns (Ouest de la France); Intérêts biostratigraphiques des associations. Annales de Paleontologie [1982], 89(3), 125-151.

Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P.J., Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous–Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry (δ18O and Mg/Ca) with sea level history. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C12), C12023.

Cramer, B.S., Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E., Miller, K.G., 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. Paleoceanography, 24(4), PA4216.

Dadet, P., Herrouin, Y., Bardy, P., Lebret, P., Trautmann, F., Carn, A., 1995. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Pipriac (387). Orléans, France: BRGM, 75 pp. Carte géologique par Dadet, P., Herrouin, Y., Blanchet, C., Bardy, P., Colleau, A., (1995).

Deunff, J., 1953. Présence de craie a Locquirec (Finistere). Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, 5-6, 68-69.

Dubreuil, M., Cavet, P., avec la collaboration de Blaise, J., Estéoule-Choux, J., Gruet, M., Lardeux, H., 1989. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint-Mars-la-Jaille (421). Orléans, France: BRGM, 73 pp. Carte géologique par Dubreuil, M., Cavet, P., Diot, H., Gruet, M., (1988).

Dugué, O., Lautridou, J.P., Quesnel, F., Poupinet, N., Clet, M., Camuzard, J.P., Coutard, S., Bourdillon, C., Freslon, M., Auffret, J.P., Laville, E., Gain, O., 2005. Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 42(2), 6-68.

Dupret, L., Poncet, J., Lautridou, J.P., Hommeril, P., avec la collaboration de Bambier, A., De la Quérière, P., 1987. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Coutances (142). Orléans, France: BRGM, 142 pp. Carte géologique par Dupret, L., Poncet, J., Lautridou, J.-P., Hommeril, P. et collaborateurs, 1989.

Durand, S., 1959. Le Tertiaire de Bretagne; étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Rennes 1. and Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne (1960), 12, pp. 389.

Durand, S., Estéoule-Choux, J., Ollivier-Pierre, M.-F., Rey, R., 1973. Découverte d'Oligocène reposant sur du Cénomanien dans un quartier sud de la ville de Laval (Mayenne). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D, 276(5), 701-703.

Durand, S., Milon, Y., 1960. Cuvettes continentales et bassins de sédimentation marine dans le Tertiaire de Bretagne. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 1959(2), 81-84.

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

Fourniguet, J., Trautmann, F., 1985. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Redon (419). France: BRGM. Carte géologique par Fourniguet, J., Trautmann, F., 1985.

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). Geologie de la France, 1989(1-2), 55-78.

Garcin, M., Farjanel, G., Courbouleix, S., Barrier, P., Braccini, G., 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., 1997. La 'longue séquence' pliocène de Marchésieux (Manche); résultats analytiques et premiers élements d'interprétation. Geologie de la France, 1997(3), 39-77.

Graindor, M.-J., 1958. Affleurement de calcaire crétacé au sud des îles Chausey. Bulletin de la Société linéenne de Normandie (9ème série), 9, 109-109.

Graindor, M.-J., Marie, P., 1959. Le Sénonien inférieur au SSW des îles Chausey (Manche). Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, 3, 56-58.

Guennoc, P., Feybesse, J.-L., Hallegouët, B., Lebret, P., Chauris, L., Mougin, B., Thiéblemont, D., avec la collaboration de Paris, J., Cocherie, M., Le Scanve, M., Douerin, G., et l'équipe du GISSACG, in press. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Perros-Guirec (170). Orléans, France: BRGM, 56 pp. Carte géologique par Guennoc, P., in press.

Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bourquin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D., Neraudeau, D., Proust, J.-N., Wyns, R., 2003. Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétace-Actuel). Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 40(1), 13-28.

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). Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 283(Série D), 1711-1714.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235(4793), 1156-1167.

Herrouin, Y., Rabu., D., 1990. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Pipriac (389). Orléans, France: BRGM, 51 pp. Carte géologique par Herrouin, Y., Rabu., D., Fourniguet, J. (1988).

Hommeril, P., 1964. Affleurements sous-marins de faluns miocènes (facies savignéen) à l'ouest du Cotentin. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, 259, 3036-3039.

Janjou, D., avec la collaboration de Lardeux, H., Chantraine, J., Callier, L., Etienne, H., 1998. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Segré (422). France: BRGM. Carte géologique par Janjou, D. avec la collaboration de Gruet, M., Penecki, C., (1998).

Juignet, P., 1974. La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanien. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université de Caen Basse-Normandie. Université de Caen, France, pp. 810.

Juignet, P., Lebert, A., Legall, J., 1984. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans, France: BRGM, 56 pp. Carte géologique par Juignet, P., Lebert, A., Legall, J., Pottier, Y., Dore, F., 1983.

Lefort, J.P., 1970. Etude geologique de la Manche au nord du Tregor; III, Geologie du substrat rocheux et morphologie. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne. Série C, 2(2), 89-103.

Louail, J., Brossé, R., Laugery, J., 1978. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Baugé (424). Orléans, France: BRGM, 20 pp. Carte géologique par Louail, J. et al., (1978).

Manivit, J., Rioult, M., Debrand-Passard, S., Brossé, R., Louail, J., Collet, T., Giordano, R., 1991. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Le Lude (425). Orléans, France: BRGM, 40 pp. Carte géologique par Manivit, J., Rioult, M., Debrand-Passard, S., Brossé, R., Louail, J. (1990).

Margerel, J.-P., 1989. Biostratigraphie des dépôts néogènes de l'Ouest de la France; Constitution de biozones de foraminifères benthiques. Geologie de la France, 1989(1-2), 235-240.

Margerel, J.-P., 2009. Les foraminifères benthiques des Falunes du Miocène moyen du Blésois (Loir-et-Cher) et de Mirebeau (Vienne) dans le Centre-Ouest de la France. Geodiversitas, 31(3), 577-621.

Margerel, J.-P., Blondeau-Allard, M.A., Ollivier-Pierre, M.-F., 1976. Contribution a l'étude micropaléontologique de l'Eocène du bassin de Campbon (Loire-Atlantique). Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 8, 1-63.

Markwick, P., 2011. Paul's palaeo pages.

Maupin, C., 1993a. Microfaunes (Foraminifères et Ostracodes) et paléoenvironnements oligocènes du bassin de Langon (Ille-et-Vilaine, Massif Armoricain, France); contexte tectonique et paléogéographique. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 30(2), 21-31.

Maupin, C., 1993b. Micropaléontologie et paléobiogéographie du bassin oligocène de Saint-Jean-de-Monts (sud du Massif Armoricain, France). Geobios, 26(3), 267-278.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. Science, 310, 1293-1298.

Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., 2011. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. Oceanography, 24, 40-53.

Miller, K.G., Wright, J.D., Browning, J.V., Kulpecz, A., Kominz, M., Naish, T.R., Cramer, B.S., Rosenthal, Y., Peltier, W.R., Sosdian, S., 2012. High tide of the warm Pliocene: Implications of global sea level for Antarctic deglaciation. Geology, 40(5), 407-410.

Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1982. Datation pollinique et conditions de sédimentation de l'argile plio-pléistocène de Lanrinou en Landerneau (Finistère, France). Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, 179-184.

Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1997. Dinoflagellate cysts and the paleoenvironment of late-Pliocene early-Pleistocene deposits of Brittany, North-West France. Quaternary Science Reviews, 16, 883-898.

Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Steinberger, B., Heine, C., 2008. Long-Term Sea-Level Fluctuations Driven by Ocean Basin Dynamics. Science, 319, 1357-1362.

Ollivier-Pierre, M.-F., 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(3-4), 223-250.

Paquet, F., Menier, D., Estournès, G., Bourillet, J.-F., Leroy, P., Guillocheau, F., 2010. Buried fluvial incisions as a record of Middle–Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). Marine Geology, 268(1–4), 137-151.

Paris, F., Dadet, P., 1988. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Combourg (282). France: BRGM, 72 pp. Carte géologique par Paris, F., Dadet, P., 1988.

Paris, F., Jégouzo, P., Estéoule-Choux, J., 1977. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Caulnes (281). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Paris, F., Jégouzo, P., Estéoule-Choux, J., (1977).

Poncet, J., 1961. Un témoin de Cénomanien dans la région de Lessay (Manche). Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France, 8, 121-121.

Scotese, C.R., Golonka, J., 1992. Paleogegraphic atlas. Department of Geology, University of Texas, Texas.

Smith, A.G., Smith, D.G., Funnell, B.M., 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge University Press, Cambridge.

Steinberg, M., 1962. Découverte d'une faune cénomanienne dans la carrière de Viennay (Deux-Sèvres). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 254, 2193-2194.

Steinberg, M., 1967. Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris XI (Orsay), pp. 415.

Ters, M., 1979. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Machecoul (507). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Ters, M., Mounès, F., Ollivier-Pierre-, M.-F., Châteauneuf, J.-J., Feraud, J., Gautier, M., Cailleux, A., Limasset, O., 1979.

Ters, M., avec la collaboration de Bambier, A., Chantraine, J., Châteauneuf, J.J., Godard, G., Greber, C., Limasset, O., Viaud, J.-M., Visset, L., 1982. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint-Philibert-de-Grand-Lieu (508). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Ters, M. et al., (1979).

Ters, M., Viaud, J.-M., 1983a. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Challans (534). Orléans, France: BRGM, 100 pp. Carte géologique par Ters, M. et al., (1983).

Ters, M., Viaud, J.-M., 1983b. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint-Philibert-de-Grand-Lieu (534). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Ters, M. et Viaud, J.-M., (1983).

Ters, M., Viaud, J.-M., 1987. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie (560). Orléans, France: BRGM, 44 pp. Carte géologique par Ters, M. et al., (1987).

Trautmann, F., Paris, F., Carn, A., 1999. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Rennes (317). France: BRGM. Carte géologique par Trautmann, F., Paris, F., (2000).

Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laurent, M., Laignel, B., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.-L., Mercier, D., Hallegouët, B., Laga, P., Laquement, F., Meilliez, F., Michel, Y., Moguedet, G., Vidier, J.-P., 2002. Paleogeographic evolution of northwestern Europe during Upper Cenozoic. Geodiversitas, 24(3), 511-541

Vernhet, Y., Maurizot, P., Le Gall, J., Gigot, P., Dupret, L., Lerouge, G., Besombes, J.-C., Barbier, F., Pay, T., avec la collaboration de Pellerin, J., Dugué, O., Fily, G., 2002. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Villers-Bocage (145).

France: BRGM, 145 pp. Carte géologique par Vernhet, Y., Maurizot, P., Le Gall, J., Gigot, P., Dupret, L., Barbier, F, Lerouge, G., Besombes, J.-C., Pellerin, J., 2002.

CARTE HORS-TEXTE N°1: CARTE AU 1/50.000ÈME DES FORMES DU RELIEF (SURFACES D'APLANISSEMENT) DU MASSIF ARMORICAIN

CARTE AU 1/500000ÈME ET MODÈLE D'ÂGE DES FORMES DU RELIEF (SURFACES D'APLANISSEMENT) DU MASSIF ARMORICAIN

7° O 6° O 5° O 4° O 3° O 2° O 1° O 0° 1° E

50° N 49° N 48° N 47° N

N 695 N 695 N 695 N 695

FORMES DU RELIEF (SURFACES D'APLANISSEMENT) DU MASSIF ARMORICAIN

MODÈLE D'ÂGE DES FORMES DU RELIEF ÉMERGÉ

- Reliefs résiduels
- 1
- 2 — Pré-Pliensbachien (Pré- 190 Ma)
- 3
- 4 — Pré-Bajocien (Pré-170 Ma)
- 5 — Pré-Cénomanien (Pré- 100 Ma)
- 5d — dégradée
- 6 — Pré-Bartonien

MODÈLE D'ÂGE DES FORMES DU RELIEF IMMERGÉ

- E (5 7) — Pré-Cénomanien ? (Pré- 100 Ma ?)
- LVP1 — Bartonien - Chattien (38 - 28 Ma)
- AMSA — Miocène moy. à sup. (13 - 8 Ma)
- LVP2 — Miocène moy. à sup. (13 - 8 Ma)
- ZB — Miocène moy. à sup. (13 - 8 Ma)
- AMSAd — Pléistocène moy. à sup. (< 0,7 Ma)
- A1 — Holocène ?
- A2 — Holocène ?
- A3 — Post-Bartonien (Post- 38 Ma)
- ZA — Zones d'adoucissement des pédiments LVP1 et LVP2

DIVERS

- ? — zones d'incertitudes
- bassins armoricains éocènes - oligocènes
- Silcrètes répertoriés sur le Massif armoricain (Beaudt, 2002)
- Failles (Carte Géologique de la France au 1/1000000, 6ème édition révisée, 2003, BRGM)
- vallées incisées (Thinon et al., 2009; Augris et al., 2005; Antoine et al., 2003)

VESTIGES SÉDIMENTAIRES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (ET JURASSIQUE SUPÉRIEUR) PRÉSENTS SUR LE MASSIF ARMORICAIN

- carbonates marins du Crétacé supérieur (Craie) ou argiles fossilifères en place (base de dépôts transgressifs)
- dépôts du Crétacé supérieur en place douteux
- clastes du Crétacé supérieur (microfossiles) remaniés dans des sédiments plus récents
- fossiles silicifiés et silex du Crétacé supérieur issus de la Craie préservés dans des profils d'altération (Argiles-à-Silex)
- dépôts marins du Crétacé supérieur préservés dans des karsts
- clastes du Crétacé supérieur remaniés dans des dépôts pléistocènes (pré-holocènes; craie et silex)
- silex du Crétacé supérieur remaniés sur les plages actuelles
- Jurassique supérieur remanié dans des sédiments plus récents

0 5 10 50 km

Fond cartographique issu des données vecteurs «ROUTE 500®» de l'IGN. Ombrage calculé à partir des données SRTM (résolution : 30'' d'arc), GEBCO (résolution 1 km), IGN (résolution : 25 m) et « Dalles Bathymétriques » du SHOM. Projection : RGF LAMBERT 1993.