



Réponses sédimentaires d'un bassin versant côtier aux variations glacio-eustatiques et au soulèvement plio-quadernaires : l'exemple du bassin versant côtier de la baie de Seine (Seine, Touques et Dives)

G. Jamet

► **To cite this version:**

G. Jamet. Réponses sédimentaires d'un bassin versant côtier aux variations glacio-eustatiques et au soulèvement plio-quadernaires : l'exemple du bassin versant côtier de la baie de Seine (Seine, Touques et Dives). Sciences de la Terre. Université de Caen Basse-Normandie, 2014. Français. <tel-01136447>

HAL Id: tel-01136447

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01136447>

Submitted on 27 Mar 2015

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

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

Copyright

Université de Caen Basse-Normandie

ECOLE DOCTORALE : STRUCTURE, INFORMATION, MATIERE ET MATERIAUX

Thèse de doctorat

présentée et soutenue le : 19/12/2014

par

Guillaume Jamet

pour obtenir le

Doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie

spécialité : Terre solide et enveloppes superficielles

(Arrêté du 7 août 2006)

**Réponses sédimentaires d'un bassin versant côtier
aux variations glacio-eustatiques et au soulèvement plio-quadernaire :**
l'exemple du bassin versant côtier de la baie de Seine (Seine, Touques et Dives)

MEMBRES DU JURY

Philip Gibbard, Professeur, Université de Cambridge (rapporteur)
Dupont Jean-Paul, Professeur, UMR M2C Université de Rouen (rapporteur)
Hélène Tissoux, ingénieur, BRGM Orléans (examineur)
Dominique Cliquet, conservateur du patrimoine, SRA Basse-Normandie (examineur)
Pierre Antoine, Directeur de recherches, CNRS LGP Meudon (examineur)
Stéphane Baize, ingénieur, IRSN Fontenay-aux-Roses (examineur)
Olivier Dugué, Professeur, Université de Caen, UMR M2C (directeur de thèse)
Bernard Delcaillau, Professeur, Université de Caen, UMR M2C (directeur de thèse)

À mon fils Robin...

« Les traces, par définition, ne sont jamais visibles en tant que traces. Elles ne sont visibles que si elles sont cherchées comme des marques de ce qui n'est plus là. [...] Seule leur attente les découvre. [...] le visible ne suffit pas pour comprendre ce qui est vu [...] le visible ne s'interprète qu'en référant à l'invisible. »

Pascal Quignard

Remerciements

Avant toute chose, je tiens à remercier sincèrement et chaleureusement les Professeurs Philip Gibbard (Université de Cambridge) et Jean-Paul Dupond (M2C Rouen) qui ont pris part à ce travail de thèse en acceptant de réaliser un rapport critique de ce manuscrit ; Madame Hélène Tissoux (BRGM) et Messieurs Dominique Cliquet (SRA Basse Normandie), Pierre Antoine (LGP Meudon) et Stéphane Baize (IRSN Fontenay-aux-Roses) examinateurs de ce travail de thèse.

Pour l'aboutissement de ce travail, mes premières pensées vont tout naturellement à mes directeurs de thèse, les professeurs Olivier Dugué et Bernard Delcaillau. Je n'oublierai pas leur implication et leur disponibilité, afin d'extraire la « substantifique moëlle » de l'impétrant que je suis. Merci pour les discussions variées et la confiance que vous m'avez accordée. Je n'oublierai pas non plus la phrase d'Olivier Dugué qui m'était adressée, lors d'une sortie terrain en Licence 3 : « Il n'y a pas que les terrasses dans la vie ». Après ce travail sur la révision des terrasses fluviales, je comprends désormais le sens de cette remarque. Merci de m'avoir ouvert les yeux sur les vues parfois divergentes du géographe et du géologue.

Au cours de ces trois dernières années, ces recherches ont pu être réalisées grâce au financement ministériel de bourse de thèse et aux soutiens financiers et techniques du Conseil Général du Calvados (CG14), du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) et de la Direction Régionale des Affaires Culturelles (DRAC-SRA).

À ce titre, je remercie plus particulièrement Pol Quennoc, Eric Gomez et Benoît Vittecoq du BRGM avec une mention particulière pour Hélène Tissoux (BRGM) et l'équipe technique de la tarière, dont Luidgi Ardito, qui m'ont accompagné à plusieurs reprises sur le terrain. Je les remercie de leur disponibilité et de m'avoir fait partager leurs expériences de terrain. Pour les datations ESR de mes sites d'études, ma reconnaissance va à Hélène Tissoux et Pierre Voinchet (MNHN). Merci également à Thierry Pay, directeur de l'eau et de la Recherche (CG14), pour l'aide financière du fonctionnement de la thèse.

J'ai grand plaisir à remercier Dominique Cliquet, conservateur du patrimoine (SRA), et responsable du programme collectif de recherches « Les premiers Hommes en Normandie ». Il m'a apporté son soutien inconditionnel et de précieux conseils. J'espère qu'il trouvera à la lecture de ce manuscrit des réponses satisfaisantes aux questions qui lui sont chères sur les paléoenvironnements quaternaires. Ce travail n'est, je l'espère, que le premier jalon de futures collaborations. Pour la réalisation des fouilles à la pelle mécanique, je remercie également Michel Lemoigne et Jean-Marie Michel.

Je remercie sincèrement Frédéric Gresselin (DREAL) pour la mise à disposition de jeux de données géographiques sur la Normandie (MNT, réseaux hydrographiques). Pour la mise à disposition des données de dragage de la Seine, je remercie Phillipe Aujoulet et Antoine Tancré du Service Dragage du Port de Rouen. J'exprime également ma reconnaissance envers Nicolas Bacq et Jean Philippe Lemoine du GIP-Seine Aval pour l'intérêt porté à mon sujet de thèse et pour m'avoir fait partager les données Lidar de la Basse-Seine. Ces données ouvrent de nouvelles perspectives pour la cartographie des dépôts fluviaux.

Du responsable d'exploitation au propriétaire de parcelle, je remercie chaleureusement toutes les personnes qui ont permis mes interventions de terrain. Dans les sablières du méandre d'Elbeuf, je pense à Pierre Rozier (CBN), Denis (CBN), Stéphane Lévêque (CBN), Thierry Jardel (SPS) et Jacky Vandril (SPS). Il n'est pas toujours aisé d'obtenir l'accord d'un propriétaire de parcelle en lui disant que l'on souhaite faire des trous dans son champs et chercher des « cailloux »...de ce fait, je remercie sincèrement Messieurs François de Gaalon, Yvan Lemoine et Gilles Hamon pour la confiance qu'ils m'ont accordée. Aucun lapin, hérisson, souris n'a été blessé ou martyrisé pendant les sondages.

Mes campagnes de forages ou de fouilles à la pelle mécanique n'auraient pas été possibles non plus sans l'accord préalable des maires de communes. Dresser la liste des accords de mairie serait malvenue, tant elle est longue, toutefois je n'oublierai pas les échanges chaleureux avec Monsieur le Maire de Morteaux-Coulibœuf, Quétiéville ou encore de Fresné-la-Mère.

Si les études de terrain ont bien souvent constitué le moteur de mes recherches, ces dernières n'auraient pu aboutir sans l'appui indispensable du Laboratoire de Morphodynamique continentale et côtière, dirigé par les professeurs Robert Lafitte (directeur) et Jean-Claude Dauvin (directeur adjoint). Je leur suis vivement reconnaissant.

Dans ce même laboratoire et au département des sciences de la Terre, de nombreuses personnes ont, de près ou de loin, contribué à mes recherches et/ou à son bon fonctionnement. Je témoigne ma profonde gratitude à Carole Brunaud et Coralie Thouroude, du laboratoire de sédimentologie (M2C). Je ne saurais oublier l'important et « éreintant » travail de nettoyage de mes échantillons. Merci beaucoup Carole pour ton aide apportée lors de l'interprétation des diagrammes RX. Pour le volet administratif et technique, je tiens à saluer tout particulièrement Valérie Casado-Malaizé, Marie-Pierre Bouet, Isabelle Villette, Franck Lelong, Alain Pupin et Anthony Dubois.

Je remercie Massinissa Benabdelhouaed, maintenant à l'IFREMER, pour sa participation indirecte à ce projet de thèse et pour nos discussions d'intérêt commun.

Les multiples échanges sur le terrain avec Messieurs Jean-Pierre Coutard et Jean-Claude Ozouf, retraités du Centre de Géomorphologie de Caen, furent à bien des égards l'occasion de discussions profitables. Je leur témoigne ici une profonde gratitude pour m'avoir fait part de leur longue expérience des terrains normands et du domaine périglaciaire.

Je remercie Florent Hodel pour son travail exemplaire portant sur l'application de la géomorphométrie des bassins versants de la Dives, Touques et Orne.

Lors de ma thèse, j'ai bénéficié des connaissances pétrographiques de Lionel Dupret, ancien maître de conférence au département des Sciences de la Terre. Je remercie également chaleureusement Bernadette Tessier et Dominique Mouazé pour leurs conseils et pour m'avoir emmené observer les faciès tidaux de la Baie du Mont Saint-Michel.

Depuis le début de mes recherches sur le Quaternaire, je dois beaucoup aux géomorphologues et archéologues du Nord de la France, avec qui j'ai fait mes premières armes sur les dépôts quaternaires. Je pense en particulier à Pierre Antoine, Sylvie Coutard, Jean-Luc Loch, Emilie Goval, David Hérisson et Patrick Auguste.

Au cours de ces trois années doctorales j'ai rencontré de nombreux étudiants, doctorants, docteurs, ATER, post-doctorants, enseignants-chercheurs, ingénieurs... avec qui nous partageons nos expériences respectives, entre autres choses. Pour toutes ces conversations et moments partagés, je vous en remercie ! Les nominés sont : Yoann Bonte, Emilie Poulain, Lucille Furgerot, Pierre Weill, Yoann Poprawski, Stella Marmin, Iman Safari, Djalal Merkoune, Jean-Philippe Pézy, Marianne Font-Ertlen, Mathieu Fressard, Clément Poirier, Sylvain Aquin, Kevin Pedoja, Laurent Perez, Julien Plancaq, Patrice Bretel, Sophie Lozach, Benoit Hurault.

À mes « co-bureauliers » : Maxime Navon, Lucille Gluard et Maëlle Nexer... Merci d'avoir supporté mes ronchonnements de normand, d'avoir su me changer les idées à coup de « Liza Monet » ou autre « ciel mon doctorat », et surtout, de m'avoir compris. Merci également à mes soupapes salvatrices, Laurent Froideval, Franck Garestier & Jean Nizou.

Pour clore ces remerciements, je ne saurais oublier l'appui moral indispensable de Baptiste, Josselin, Raphy, Pierrick, Etienne, Noel, Julie, Anaïs, Antoine, Armand, Clément, Nico, Caro, Thomas, Marianne et mes amis archéo de Dijon. Il est évident que les compagnes respectives, compagnons respectifs et ceux que j'ai oublié soient assurés de ma profonde gratitude.

Je rends également hommage au dévouement sans limite de mes proches, en particulier mes parents, qui m'ont soutenue sans condition, et le mot est petit ! Du fond du cœur... Merci !

Enfin, je terminerai mes remerciements par mes deux amours, ma compagne Noémie et mon petit Robin. Noémie, tu m'as suivi en Normandie et m'a assuré soutien, réconfort à chaque instant...le temps est venu que je prenne soin de toi et de notre avenir...

Sommaire

Remerciements

Introduction générale

1. Objectifs de la thèse
2. Méthodes d'analyses employées

Partie I : L'EUROPE DU NORD-OUEST AU CÉNOZOÏQUE

1. Cadre géodynamique de l'Europe du nord-ouest au Cénozoïque
2. Mise en place des grands réseaux de drainage cénozoïques du NW de l'Europe
3. Chronostratigraphie du Quaternaire en Europe

Partie II : LES SYSTEMES FLUVIATILES QUATERNAIRES D'EUROPE DU NW

1. Géomorphologie des systèmes fluviaux actuels
2. Les modèles de faciès fluviaux
3. Les rivières pléistocènes proglaciaires et périglaciaires
4. Réponses des systèmes fluviaux aux changements eustatiques, climatiques et tectoniques quaternaires
5. Stratigraphie séquentielle des dépôts fluviaux

Partie III : LE BASSIN VERSANT COTIER DE LA BAIE DE SEINE

1. Introduction
2. Le système fluvial quaternaire de la Seine
3. Le système fluvial quaternaire de la Touques
4. Le système fluvial de la Dives
5. Etude minéralogique de la matrice argileuse des dépôts fluviaux quaternaires

Partie IV : CONCLUSION - EVOLUTION DU BASSIN VERSANT COTIER DE LA BAIE DE SEINE

1. Bâti structural du bassin versant côtier de la baie de Seine
2. Couverture sédimentaire mésozoïque du bassin versant côtier de la baie de Seine
3. Régression tertiaire et continentalisation du bassin versant côtier de la baie de Seine
4. Conclusion

Références bibliographiques

Table des matières

Liste des figures et tableaux

Annexes

Introduction générale

Au début du XX^e siècle, les géographes qui s'intéressent à l'origine des reliefs de la Basse Normandie, les lisent à travers le modèle cyclique de Davis (1899) associant tectonique et érosion. Plusieurs surfaces d'érosion distinguées à travers les reliefs normands témoignent d'autant d'épisodes de déformations suivies de phases d'érosion. Ce modèle envisage des reliefs créés après les déformations amples de l'Eocène, Oligocène ou du Miocène, selon les interprétations. Beaucoup de critiques sont ensuite formulées vis-à-vis de ce modèle originel, pour privilégier une lecture climatique des modelés du relief et en particulier des modelés périglaciaires pléistocènes. Mais, même si les notions de surface restent entachées de postulats, elles demeurent utiles pour comprendre la répartition dans l'espace des grands reliefs de la Basse Normandie et pour nous interroger sur l'origine des reliefs, sans doute plus ancien que le Quaternaire.

Aujourd'hui, à la lumière de nouvelles et nombreuses connaissances sur les processus climatiques et mécaniques d'érosion et d'altération, sur la chronologie des déformations pyrénéennes puis alpines tertiaires, sur l'extension présumée des domaines marins et émergés du Bassin parisien et du Massif armoricain, entre le Mésozoïque et le Quaternaire, et bénéficiant par ailleurs d'une couverture cartographie géologique à 1/50 000 des terrasses alluviales, comment peut-on relire l'évolution des reliefs bas normands et en particulier à proximité de la mer de la Manche qui communique avec l'océan Atlantique ?

Le bassin versant côtier

L'exemple choisi est celui du bassin versant côtier de la baie de Seine dont les fleuves principaux sont la Seine, la Touques, la Dives, l'Orne et la Vire, baigné par la mer de la Manche et limité en amont par une ligne de hauts reliefs. Chaque fleuve possède un bassin versant qui alimente la baie de Seine en matériaux liquides et solides. La proximité du niveau de base en fait un secteur privilégié pour l'érosion fluviale lors des bas niveaux marins ou de comblement alluvial et d'influences estuariennes lors des remontées du niveau marin relatif. Au cours du Plio-Quaternaire (2,58 Ma - actuel), tous ces fleuves ont enregistré des systèmes de replats fluviaux et de nappes alluviales sous la forme de terrasses fluviales.

Dans le présent travail, seuls sont envisagés le méandre d'Elbeuf, dans la Seine aval, la Touques et la Dives. Vers l'aval, dans la baie de Seine actuelle, le substratum géologique et le tracé de la paléoSeine ont été dernièrement révisés (thèse Benahdellouaded, 2011). Toutefois, l'information disponible sur chacun de ces fleuves n'est pas identique et de même qualité, d'autant que le couvert végétal de la Basse Normandie ne facilite pas les observations. Il est nécessaire d'utiliser et de coupler des méthodes d'analyses géomorphologiques et géologiques pour étudier les reliques de dépôts fluviaux quaternaires et pouvoir les comparer dans le temps et dans l'espace. Mais, ici comme ailleurs, l'un des écueils dans l'étude des terrasses fluviales est le manque ou l'absence de datations biostratigraphiques et radiochronologiques, afin de les relier entre elles. Les loëss qui recouvrent les reliefs bas normands et souvent les terrasses apportent d'autres contrôles stratigraphiques pouvant palier la pauvreté de ces datations.

De nombreuses études géomorphologiques portent sur les terrasses fluviales du fleuve Seine, principal cours d'eau du bassin versant de la baie de Seine, pour la partie aval du cours de la Seine

(travaux de Lefèbvre, 1974, 1988, 1991 ; Lautridou *et al.*, 1984, 1999; Lechevalier, 1984 ; Lautridou, 1985 ; Chancerel, 1986 ; Lefèbvre *et al.*, 1986 ; 1993 et 1994) et pour la partie moyenne du cours de la Seine (Lécolle, 1980, 1989). De plus rares études concernent les autres fleuves de la baie de Seine (Touques, Dives, Orne, Seules et Vire) (Bigot, 1942 ; Musset, 1960, 1961 ; Elhaï, 1963 ; Pellerin, 1963, 1968 ; Klein, 1973 ; Lautridou *et al.*, 2000).

Les terrasses fluviales

Si les datations directes des dépôts alluviaux demeurent aussi délicates, quels intérêts à les étudier ?

Nous disposons aujourd'hui d'un grand nombre de nouvelles informations et méthodes. La révision géomorphologique, sédimentaire et stratigraphique des nappes alluviales est rendue possible à travers des coupes verticales levées dans les sablières encore exploitées ou lors de la réalisation de forages dans les nappes cartographiées, mais encore à partir de la discussion de leur répartition spatiale, à la lecture des cartes géologiques. Cette étude des terrasses bénéficie également des progrès dans nos connaissances sur la sédimentation tertiaire continentale et marine du Bassin parisien ou du Massif armoricain qui établissent un cadre chronostratigraphique rénové, avec les périodes de déformation affectant le Massif armoricain ou le NW de l'Europe et les intervalles de haut ou de bas niveau marin recouvrant tout ou partie des bordures littorales.

Des contrôles structuraux, climatiques et eustatiques se sont exercés sur la mise en place du développement des réseaux de drainage et dont il ne reste le plus souvent que les terrasses comme témoignage. Les terrasses fluviales sont des témoins sédimentaires ou géomorphologiques isolés d'anciens réseaux de drainage qui ont participé au façonnement des reliefs du bassin versant côtier.

L'étude des terrasses fluviales pléistocènes doit être replacée parmi les autres dépôts marins ou continentaux contemporains, même si les corrélations demeurent souvent hypothétiques, car leur mise en place n'est pas indépendante des héritages sédimentaires et structuraux du bassin versant. Ce bassin versant subit les contrecoups de l'orogénèse alpine *s.l.* qui a déformé ou ondulé les terrains et favorisé le décapage des couvertures de sédiments meubles, comme les altérites ou au contraire fait rejouer des accidents anciens permettant la conservation des terrains. En domaine littoral, les baisses eustatiques ont surcreusé les lits des rivières et favorisé le transport d'un grand volume de sédiments vers l'aval. Ce phénomène a été amplifié durant les périodes glaciaires par les processus périglaciaires (gélifraction, solifluxion).

Au contraire, lors des montées eustatiques, des dépôts marins ou estuariens se déposent dans les anciennes vallées fluviales dorénavant ennoyées tandis qu'un alluvionnement se fait plus en amont.

L'objet d'étude de la thèse concerne les différents dispositifs fluviaux quaternaires (système de terrasses) des bassins versants de la Seine, Touques, Dives et appartenant au bassin versant côtier de la baie de Seine.

1. Objectifs de la thèse

L'extension du bassin versant côtier varie au cours de phases glaciaires et interglaciaires. Les fleuves périglaciaires transportent une masse importante de matériaux issus de la gélifraction et de la solifluxion des versants. Le remblaiement à l'aval des bassins versants s'effectue selon le débit, la charge sédimentaire et la pente du profil du cours d'eau. Les creusements successifs des fleuves, favorisés lors des phases de transition climatique, ont abouti à la formation de terrasses fluviatiles. À l'inverse, des estuaires se forment à l'embouchure des fleuves, lors des épisodes de hauts niveaux marins interglaciaires.

Quelle est la cause et à quels moments du cycle interglaciaire/glaciaire, les fleuves incisent et comblent les vallées ? Comment ces fleuves enregistrent-ils les fluctuations eustatiques quaternaires ? La réponse varie en fonction de la position amont/aval dans le bassin versant côtier.

L'objectif principal de la thèse est de pouvoir relier les différents enregistrements sédimentologiques et géomorphologiques, pour établir un modèle de dépôt d'un fleuve périglaciaire, dans un bassin versant côtier soumis aux changements climatiques quaternaires et au soulèvement du Massif armoricain et de la bordure occidentale du bassin parisien. Cette démarche implique de faire l'état des connaissances géologiques et morphologiques de chaque bassin versant (Seine, Touques et Dives).

Deux aspects sont plus particulièrement examinés dans la thèse :

1) Une étude sédimentologique des dépôts fluviatiles et estuariens quaternaires pour définir l'épaisseur et la géométrie des séries fluviatiles, caractériser la profondeur des incisions fluviatiles dans le substratum géologique et l'architecture fluviatile. En effet, le cours actuel de la Seine présente une architecture fluviatile de type méandriforme incisant le substratum crayeux. Au contraire, les remblaiements alluviaux de la paléovallée de la Seine, en baie de Seine, tout comme les terrasses étagées de la vallée de la Seine décrivent un système fluviatile en tresses. Il existe donc une anomalie sédimentologique et géomorphologique qui reste à expliquer ;

2) Une étude géomorphologique comparative des bassins versants côtiers de la Seine, la Touques et la Dives, pour distinguer et hiérarchiser les facteurs de contrôle de la sédimentation fluviatile et de restituer l'évolution du réseau de drainage au Plio-Quaternaire. Cette approche géomorphologique s'appuie sur l'étude d'indices morphométriques (profils longitudinaux actuels et quaternaires, ruptures de pentes,...) à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT), confirmée ou infirmée sur le terrain.

2. Méthodes d'analyses employées

2.1. Analyses des enregistrements sédimentaires quaternaires

Pour comprendre l'évolution quaternaire du relief normand, une première étape a été d'examiner les nappes alluviales de la basse Seine, de la Touques et de la Dives, à partir des cartes géologiques 1/50 000 et des forages archivés dans la banque du sous-sol (B.S.S.). La recherche des affleurements sur le terrain permet de vérifier leur extension cartographique latérale et de caractériser la nature pétrographique des matériaux.

Les ballastières non encore comblées fournissent des coupes sédimentaires verticales pour définir les faciès sédimentaires et comprendre l'évolution des environnements sédimentaires, au cours du temps (Figure 1). L'interprétation sédimentologique des faciès sédimentaires élémentaires et la caractérisation des géométries permettent d'y reconnaître des géométries sédimentaires et des environnements de dépôt (chenal, barre fluviale, plaine d'inondation,...) pour caractériser le style fluviale préservé dans les dépôts de terrasse.

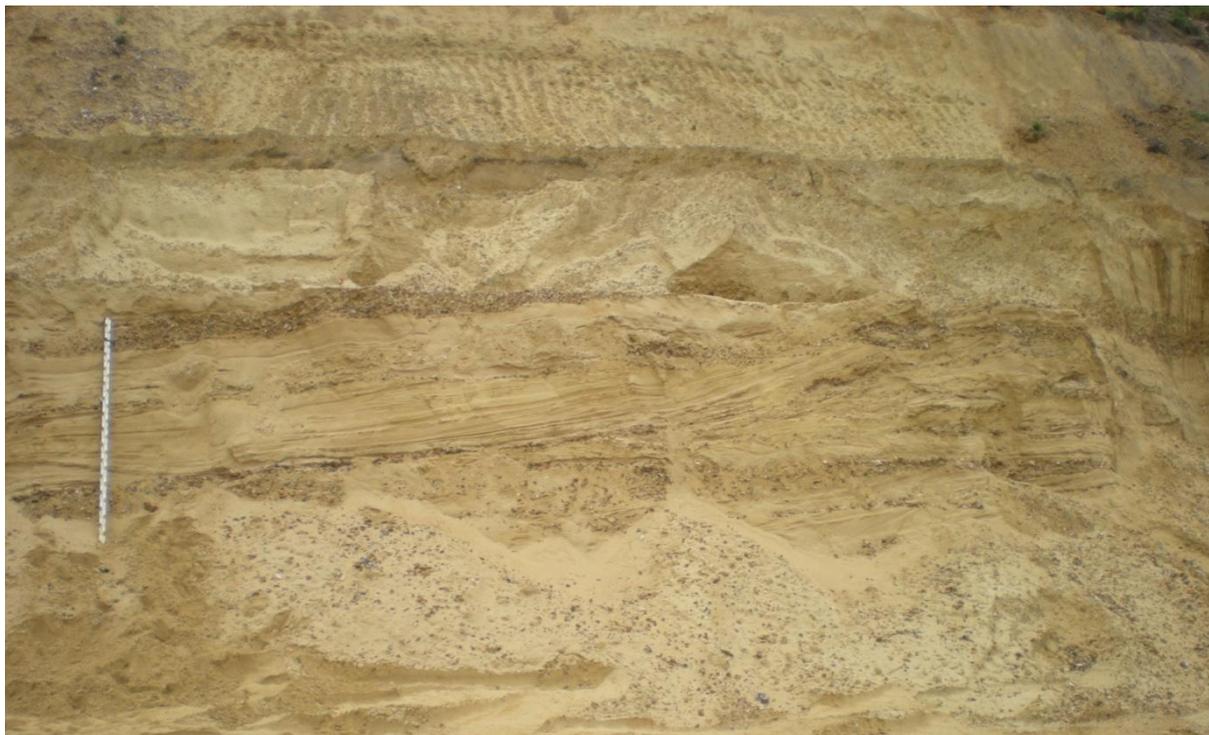


Figure 1. Photographie d'un front de taille représentant la géométrie d'accrétion latérale du fleuve Seine au Saalien (carrière CBN de Tourville-la-Rivière, 2012, photographie : Jamet, échelle verticale : 3 m).

Les sondages réalisés préalablement aux aménagements autoroutiers (C.E.T.E.) permettent de réaliser des profils transversaux du fond des vallées et de connaître la géométrie de la dernière incision fluviale périglaciaire, au Pléistocène supérieur. Pour les secteurs ne présentant pas de sablière ouverte dans les terrasses (Dives et Touques), il est nécessaire de recourir à des campagnes de forages à la tarière hélicoïdale (10-15 m de profondeur) avec les machines du BRGM dans les nappes alluviales. Ces sondages traversant la nappe alluviale permettent d'estimer la côte

altimétrique du substratum sur laquelle elle repose. Le matériel récupéré fait l'objet d'une description de la lithologie et de la granulométrie et d'un échantillonnage à chaque variation lithologique (Figure 2).



Figure 2. Forages à la tarière dans le bassin versant de la Dives (Campagne BRGM 2013, photographie : Tissoux, à gauche, la tarière avec un diamètre de 10 cm et à droite, la tarière avec un diamètre 15-20 cm. Profondeur maximum atteinte pour les nappes alluviales : 22 m)

La réalisation de tranchées à la pelle mécanique permet de réaliser de nouvelles coupes verticales et d'observer les lithofaciès et structures dans les nappes alluviales. Trois tranchées ont été réalisées sur les nappes alluviales de la Dives, en fonction de leur intérêt géologique et archéologique (Morteaux-Couliboëuf, Ecajeul et Quétiéville). Cette campagne, financée par le programme collectif de recherche «Les premiers peuplements normands », a permis de prélever des échantillons pour plusieurs analyses (pétrographie, minéraux argileux, datations ESR sur quartz,...).

La localisation précise et les références des forages, des tranchées et des coupes verticales (carrières, affleurements) sont donnés dans l'annexe A.

Par ailleurs, pour la réalisation de profils longitudinaux des nappes alluviales et le choix des forages à la tarière, certains secteurs bénéficient déjà de forages archivés dans la B.S.S. (infoterre.brgm.fr) mais les informations sont inégales sur le descriptif des points de forages (épaisseurs des nappes grossières, nature du substratum, pétrographie,...).

2.1.1. Les matériaux détritiques alluviaux

2.1.1.1. Granulométrie des sables

Un échantillonnage de la nappe dans les forages est effectué sur la fraction sableuse et en dehors du profil d'altération du sol. L'analyse granulométrique des échantillons est réalisée sous l'eau sur une série de trois tamis (2 mm, 500 μm et 100 μm). L'analyse pétrographique des échantillons séchés à l'étuve est ensuite réalisée sous une loupe binoculaire.

2.1.1.2. Pétrographie des conglomérats

La pétrographie et la morphologie des éléments (gravier et galets) sont décrites pour trois classes granulométriques de la famille des rudites : entre 1 et 3 cm, entre 3 et 8 cm et entre 8 et 12 centimètres. Les éléments de taille comprise entre 8 et 12 cm représentent une proportion importante des apports fluviaux ; ils sont échantillonnés de façon aléatoire, sur une maille d'environ 1m². Une estimation de la morphoscopie (forme et taille) des matériaux peut être réalisée pour rendre compte des agents de transport par le degré d'usure (Figure 3).

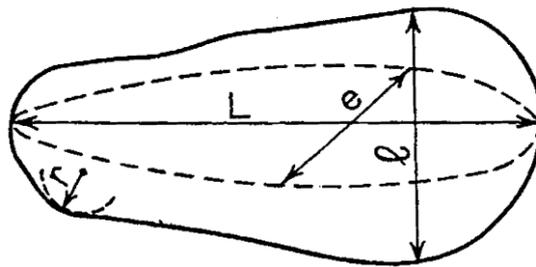


Figure 3 Mesure de l'indice d'éroussé d'un galet (Cailleux & Tricart, 1959)

Pour chaque galet, la longueur (L), la largeur (l), l'épaisseur (e) et le plus petit rayon de courbure (r) sont pris en compte, pour déterminer les deux indices suivants :

- degré d'aplatissement **Ap** : $(L+l)/2e$ (fort : $Ap > 1$, faible : $Ap = 1$) ;
- indice d'éroussé **le** : $(2r/L)$

Les galets sont ensuite cassés pour déterminer leur pétrographie. Les résultats sont intégrés dans un modèle de tableau (Tableau 1) adapté pour la lithologie des bassins versants de la Dives et de la Touques. Les formations reconnues (exemples : Calcaire de Caen, Grès de May,...) sont spécifiées en bas de tableau. La pétrographie de ces matériaux permet de définir la source d'alimentation des matériaux détritiques érodés ou remobilisés (grès briovériens, grès paléozoïques, quartz, grès tertiaires à ciment siliceux, calcaires jurassiques, silex jurassiques, silex crétacés, etc.) et les terrains géologiques incisés par l'écoulement fluvial. L'objectif est de reconstituer les étapes du décapage

fluviatile de la couverture sédimentaire et de comparer ces étapes entre les bassins versants élémentaires.

Pétrographie/Caractéristiques des galets														
NAPPE (type d'échantillon)	Classe granul.	Grauwacke/ Schiste bioherien	Grès paléozoïque / Grès triasique	Silex jurassique	Calcaire jurassique silicifié	Silex crétacé blond, rose, miel	Roche crétacée silicifiée Calcaire gross., crase glauconite	Silicite et grès tertiaire (type Cinglais) (+ poundings)	Quartz et Quartzite <small>(non-arrangé, ballastiques) Blanc Non-arrangé/tertiaire</small>	Fer et poudingue ferugineux	Indiff.	Morphologie générale : Emoussé Arondi Sub-arrondi Sub-anguleux	Altération	Matrice
X Y Z	A													
	B													
	C													
	D													
X Y Z	A													
	B													
	C													
	D													

Tableau 1. Modèle de tableau d'inventaire pétrographique pour les galets et graviers des dépôts fluviatiles des bassins versants de la Dives et de la Touques.

2.1.2. Faciès et géométrie des dépôts fluviatiles

2.1.2.1. Définition des lithofaciès élémentaires

Le lithofaciès élémentaire décrit les caractères lithologiques, granulométriques, les textures et les structures sédimentaires physiques observés à l'affleurement. Le lithofaciès caractérise un processus sédimentaire d'écoulement (gravitaire, hydrodynamique unidirectionnel,...) qui peut se retrouver dans plusieurs environnements sédimentaires. L'association verticale ou latérale de plusieurs lithofaciès permet de décrire l'environnement sédimentaire.

Dans cette étude, les lithofaciès sédimentaires sont décrits selon le code formalisé par Miall (1977) pour les environnements fluviatiles (Tableau 2, Tableau 3, Annexe F) dont la première lettre en majuscule désigne la granulométrie dominante du dépôt (G : graviers, blocs,... S : sables et F : fines, argiles et silts) et la seconde lettre écrite en minuscule, la structure sédimentaire physique dominante observée (h : litage subhorizontal ; t : litage oblique en auge ; p : litage oblique plan ; r : ride ; ...).

Code des faciès	Faciès et structures sédimentaires
Gm	conglomérat à éléments imbriqués, jointifs
Gms	conglomérat à matrice argileuse et sans structure
Gt	conglomérat à litage oblique en auges
Gp	conglomérat à litage oblique plan
Sh	sables à litage horizontal
St	sables à litage oblique en auges
Sp	sables à litage oblique plan
Sr	sables à rides
Fm	argiles et silts massifs
Fl	argiles et silts à laminations horizontales
Fp	argiles et silts avec traces de pédogenèse

Tableau 2. Lithofaciès fluviatiles (d'après Miall, 1977)

Le pourcentage relatif des matériaux grossiers (conglomérat) dans les dépôts fluviatiles est un caractère important pour différencier certains faciès fluviatiles. Pour les conglomérats, les premiers faciès de Miall (1977) ont été complétés par une seconde lettre en minuscule (Miall, 1990), précisant l'absence ou non de granoclassement des éléments grossiers (m : massif ; i : granoclassement inverse ; g : granoclassement normal) (Tableau 3) :

Code des faciès	Faciès et structures sédimentaires
Gmm	conglomérat massif à matrice prédominante, non granoclassé
Gmg	conglomérat massif à éléments détritiques mal classés, avec matrice prédominante, pouvant présenter un granoclassement
Gci	conglomérat à éléments détritiques jointifs, à granoclassement inverse
Gcm	conglomérat massif à éléments détritiques jointifs
Gh	conglomérat présentant des éléments détritiques jointifs disposés selon un litage subhorizontal (ex lithofaciès Gm de Miall, 1978)

Tableau 3. Lithofaciès fluviatiles, suppléments (d'après Miall, 1990)

Les divisions granulométriques retenues sont celles de Wentworth (1922) (Tableau 4) :

	grains	dimensions
Rudites	bloc	256 mm < \emptyset
	galet	64 < \emptyset < 256 mm
	gravier	4 mm < \emptyset < 64 mm
	granule	2 mm < \emptyset < 4 mm
Arenites	sable grossier	0,500 mm < \emptyset < 2 mm
	sable moyen	0,250 mm < \emptyset < 0,500 mm
	sable fin	0,125 mm < \emptyset < 0,250 mm
	sable très fin	0,0625 mm < \emptyset < 0,125 mm
Lutites	silt grossier	0,031 mm < \emptyset < 0,0625 mm
	silt moyen	0,0156 mm < \emptyset < 0,031 mm
	silt fin	0,0078 mm < \emptyset < 0,0156 mm
	silt très fin	0,004 mm < \emptyset < 0,0078 mm
	argiles	\emptyset < 4 μ m

Tableau 4. Nomenclature des classes granulométriques

2.1.2.2. Macroformes et géométrie des corps sédimentaires

Seuls des fronts de taille ouverts dans les sablières permettent de décrire la géométrie des corps sédimentaires fluviatiles d'échelle plurimétrique (macroformes sédimentaires de Miall, 1990 ou unités sédimentaires d'ordre au moins 3). Ces corps sédimentaires ont été décrits à partir de panoramas photographiques pour tracer et hiérarchiser les surfaces limites et/ou d'érosion (*bounding surfaces*), définir la géométrie plurimétrique des corps sédimentaires (chenal, barre, flot

de débris,...), et positionner les lithofaciès dans les coupes (Miall, 1990, 1996). Trois étapes sont prises en compte :

- 1) reconnaissance des surfaces sédimentaires basales et sommitales qui peuvent être graduelles, planes, érosives, irrégulières, concaves, convexes,...
- 2) description de la géométrie externe des corps sédimentaires qualifiée de plane, lenticulaire, convexe vers le haut, concave vers le bas ;
- 3) description de la géométrie interne des corps sédimentaires.

Les macroformes sédimentaires (Figure 4 et Tableau 5) ou unités sédimentaires au moins d'ordre 3 correspondent à une ou à des associations de plusieurs lithofaciès fluviaux, décrites dans des unités sédimentaires d'échelle au moins métrique. La durée de leur dépôt est estimée entre 10 et 1 000 ans (Miall, 1990).

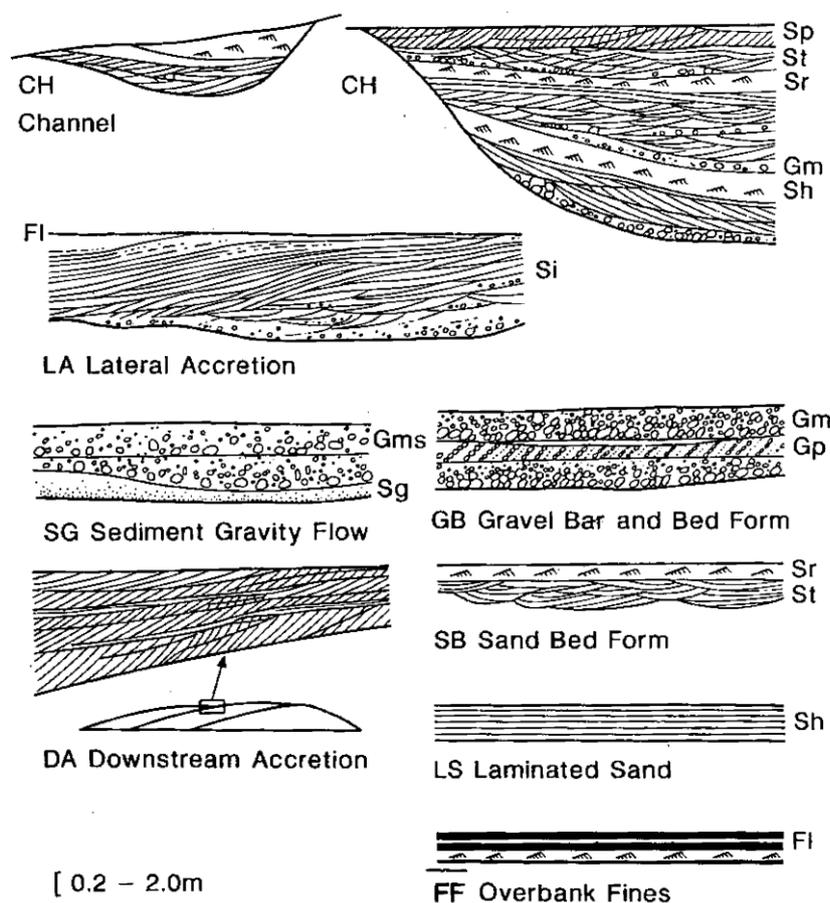


Figure 4. Huit principales macrostructures sédimentaires distinguées par Miall (1985) Abréviations – **Macroformes** : CH : chenal, LA : accrétion latérale, SG : flots de débris, GB : barre graveleuse, SB : barre sableuse, DA : accrétion longitudinale, LS : couche de sables laminés, FF : plaine d'inondation ; **Lithofaciès** : Gm : conglomérat à éléments imbriqués et jointifs , Gms : conglomérat à matrice argileuse et sans structure, Gp conglomérat à litage oblique plan, Sp : sables à litage oblique plan, St : sables à litage oblique en auges, Sr : sables à rides, Sh : sables à litage horizontal, FI : argiles et silts à laminations horizontales.

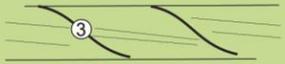
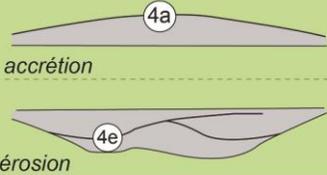
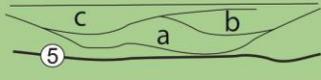
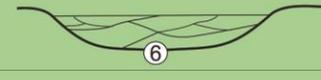
Ordres des surfaces limites		Architecture	Morphologies des unités de dépôts et interprétations	Echelle de temps du processus
Surfaces mineures	1 et 2		Lamines, microformes (rides): sédimentation continue / réactivation de surface et mésformes (dunes): changement dynamique de l'écoulement	secondes, minutes, heures, jours
	3		Macroformes en construction: surfaces d'accrétion sédimentaire avec drapages silteux à argileux	saisonnière ou décennale
	4		Macroformes matures (migrations de barres, érosions mineures de corps chenalisés)	100 à 1000 ans
Surfaces majeures	5		Formes d'un chenal à continuité latérale (avulsion, base du remplissage de chenal)	1000 à 10 000 ans
	6		Surfaces d'érosions irrégulières de ceinture de chenaux ou de cône alluviaux	10 000 à 100 000 ans <small>cycles de Milankovitch (5^{ème} ordre)</small>
	7		Surface d'incision majeure d'un système de dépôts ou de paléovallées <i>(base d'une terrasse fluviale)</i>	100 000 ans à 1 Ma <small>cycles de Milankovitch (4^{ème} ordre)</small>

Tableau 5. Hiérarchie des surfaces limites et des unités de dépôts fluviaux (Miall, 1996 in Tedesco et al., 2010)

Huit principales macrostructures sédimentaires (Figure 4) sont distinguées par Miall (1985) dont cinq ont surtout été reconnues dans les panoramas photographiques des sablières de la basse vallée de la Seine:

- chenal (CH) caractérisé par une surface basale érosive, concave vers le haut et une géométrie sédimentaire concave vers le haut. Son remplissage sédimentaire est souvent polyphasé, chaque sous-unité étant marquée par une surface érosive. Le remplissage sédimentaire décrit une séquence grano-décroissante ;

- barre graveleuse (BG), avec des lithofaciès élémentaires toujours grossiers (Gh, Gp ou Gt) et souvent imbriqués. La morphologie de ces barres fluviales graveleuses dépend de leur quantité relative en graviers ;

- barre sableuse (BS) (*sandy bedforms*) dont les lithofaciès élémentaires sont sableux (Sh, Sp ou St). La morphologie de ces barres fluviales sableuses dépend de l'écoulement hydrodynamique.

- barre sableuse d'accrétion latérale (*lateral accretion*) (BL) présentant une géométrie en forme de lobe ; les lithofaciès élémentaires sont surtout sableux (St, Sh, Sp, Sr) associés à de plus rares lithofaciès grossiers (Gm, Gp ou Gt) à la base ;

- flot de débris (*sediment-gravity flow deposits*) (FD) forment des lobes allongés et souvent étroits présentant une imbrication avec d'autres macroformes sédimentaires, de type BG (barre graveleuse) ou BS (barre sableuse). Les lithofaciès élémentaires grossiers sont de type Gmm, Gmg, Gci et Gcm. Chaque lobe a une épaisseur métrique, dépassant rarement 3 m, une extension latérale d'environ 20 m et une longueur amont-aval pouvant atteindre plusieurs kilomètres. Les flots de débris (*debris flow*) correspondent à des déplacements en masse de débris solides dont la cohésion est faible, sous l'effet de la gravité. Les dépôts grossiers ne présentent pas de structures physiques internes. Ils sont mélangés à une matrice argilo-silto-sableuse en quantité variable qui présente une force de cohésion limitée. Plus la coulée de débris devient fluide (augmentation relative de la quantité de matrice par rapport à la charge solide présente), moins elle est capable de transporter des éléments de grande taille. Le dépôt gravitaire qui en résulte est caractérisé par un faible tri granulométrique et l'absence de texture sédimentaire.

Des modèles de faciès fluviales ont ensuite été développés à partir de l'étude de la succession verticale ou latérale des lithofaciès élémentaires et des géométries sédimentaires d'exemples fluviales actuels. Ces modèles sont décrits dans la partie II.

2.1.3. Analyse diffractométrique aux rayons X du cortège des minéraux argileux

Les principaux minéraux argileux trouvés dans la matrice des nappes alluviales sont l'illite, la kaolinite, les smectites et les minéraux interstratifiés associés.

Les analyses diffractométriques aux rayons X (laboratoire M2C Caen) ont pour objectif de différencier les associations de minéraux argileux dans les matrices des nappes alluviales (Figure 5). Le matériel argileux est récupéré après tamisage de la matrice (< 2 mm) des échantillons.

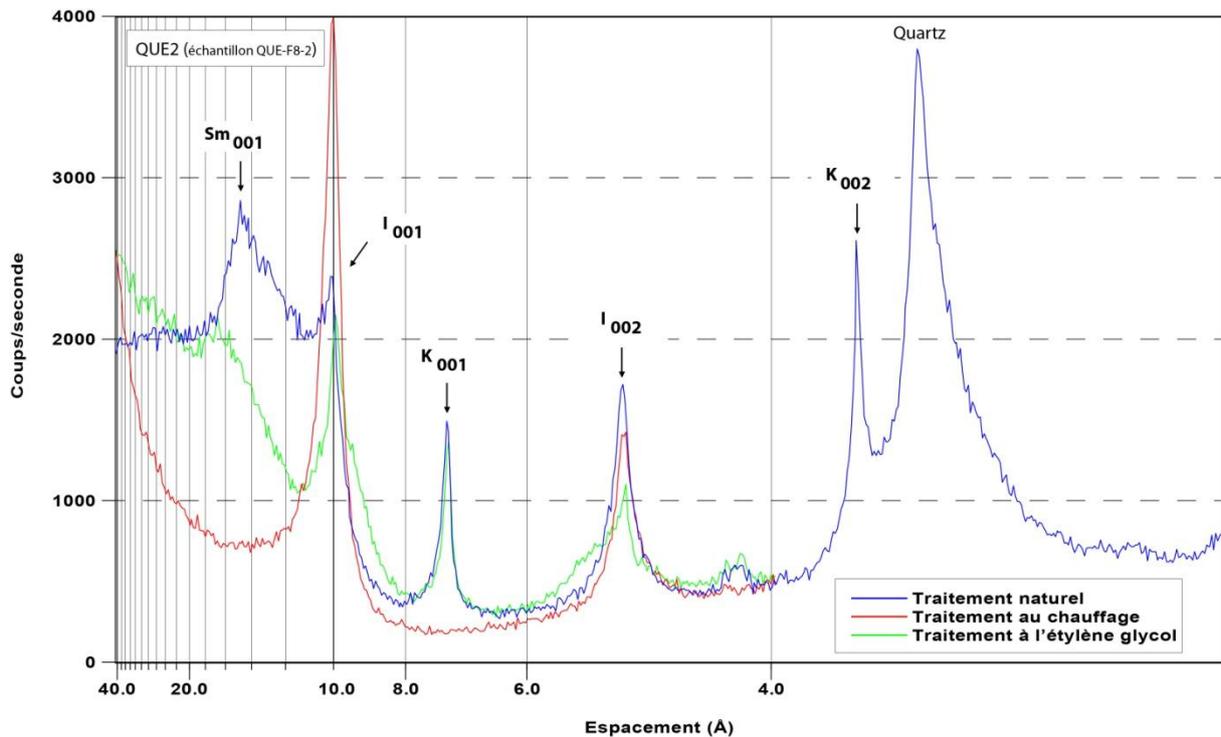


Figure 5. Exemple de spectre de diffraction DRX d'un échantillon de la nappe de Quétiéville.

Le protocole de préparation des minéraux argileux utilisé est celui détaillé par Holtzapffel (1985) et adapté aux appareils du laboratoire d'analyses M2C. L'échantillon préalablement réduit en poudre est attaqué à l'eau oxygénée H_2O_2 (20 volumes) pour détruire la matière organique, puis lavé avec de l'eau distillée, par centrifugation. La phase carbonatée de l'échantillon est ensuite dissoute à l'acide chlorhydrique (HCl 10 %), puis lavée avec de l'eau distillée par centrifugation successive jusqu'à obtention d'un pH neutre. L'échantillon décarbonaté mélangé à de l'eau distillée est mis en suspension pendant une durée de 1h 40 (loi de Stocks) ; les 2 cm supérieurs de la suspension sont alors prélevés, puis centrifugés, pour fabriquer des lames argileuses à pâtes orientées. La lame argileuse est ensuite analysée au diffractomètre RX (échantillon naturel), puis soumise aux vapeurs d'alcool (éthylène glycol), durant 24 h, dans un dessiccateur, puis de nouveau analysée au diffractomètre RX, afin d'analyser les minéraux argileux gonflants. Une dernière lame est chauffée à 540 °C durant 3 h 30, puis analysée au diffractomètre RX.

Le diffractomètre est un modèle Philips X'Pert MPD équipé d'une anticathode au Cobalt, fonctionnant à 35 kV/40 mA. L'abondance relative des différents minéraux argileux est basée sur l'analyse des pics d001, sur l'échantillon soumis aux vapeurs d'éthylène glycol. La cristallinité de l'illite est calculée selon la méthode de Kübler (1969) et de Biscaye (1964, 1965) pour les smectites. La cristallinité de l'illite correspond à la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å sur le diffractogramme à l'éthylène glycol. La cristallinité des smectites est le rapport entre la hauteur de la vallée vers les petits angles et la hauteur du pic des smectites.

2.1.4. Datations par ESR sur quartz

2.1.4.1. Intérêt des datations radiométriques

En Normandie, seules les séquences de loess et de paléosols ont bénéficié, depuis les années 1980 de datations radiométriques (Lautridou, 2003a). Le calage chronologique des terrasses fluviales est, lui, souvent obtenu de manière relative par leur comparaison lithostratigraphique à l'échelle du NW de la France (Antoine *et al.*, 1998). A part des essais de datation des deux paléostuaires de Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime) (Stremme, 1985 ; Balescu *et al.*, 1997) par les méthodes de la luminescence stimulée optiquement, les terrasses fluviales de la Seine, de la Touques, de la Dives et de l'Orne n'ont jamais fait l'objet de datations radiométrique ou paléodosimétrique, ce type de datation concernant le plus souvent des niveaux archéologiques.

Cette absence de repères chronologiques absolus dans les terrasses fluviales étudiées dans ce travail (Seine, Dives) a justifié la réalisation de datations. La méthode choisie est la résonance de spin électronique (ESR). Cette méthode utilisée depuis une quinzaine d'année a été validée sur différents systèmes fluviales plio-pléistocènes français, comme la Somme (Laurent *et al.*, 1994, 1998 ; Bahain *et al.*, 2007), la Loire (Voinchet *et al.*, 2010) ou encore Le Loir (Tissoux *et al.*, 2011 ; Tissoux, 2012). D'après Tissoux (2012), les séries de datation effectuées dans les vallées de la Creuse, du Cher et du Loir témoignent d'une bonne corrélation entre les épisodes climatiques et les phases d'incision/sédimentation.

2.1.4.2. Principes de la méthode

Des éléments radioactifs comme l'uranium, le thorium et le potassium présents en petite quantité dans les sédiments émettent des radiations qui vont mettre en mouvement des électrons dans les grains de quartz (radiations ionisantes). Ces grains de quartz sont formés par un assemblage d'atome, ou réseau cristallin, composé de silicium et d'oxygène. La présence d'impuretés telles que de l'aluminium, le titane, ou de défauts, créent des pièges paramagnétiques qui capturent et emmagasinent ces électrons mis en mouvement dans le réseau. Les grains de quartz présents dans les alluvions se sont formés bien longtemps avant leur dépôt dans les terrasses fluviales. L'exposition à la lumière du soleil lors du transport par la rivière libère les électrons piégés depuis la genèse de ces quartz et remet ainsi le "chronomètre" à zéro. Une fois ces quartz déposés au sein de

la terrasse, ils sont à l'abri de la lumière, des électrons sont alors à nouveau capturés et vont s'accumuler au cours du temps.

Le nombre d'électrons capturés en un an dépend directement de la quantité de radiations (dose annuelle). Cette dose annuelle (d_a) comprend la dose liée aux rayonnements cosmiques et les doses liées à une irradiation naturelle (α , β , γ) calculées à partir des teneurs actuelles en éléments radioactifs uranium, thorium et potassium dans les sédiments. Sur le terrain, cette dose est déterminée grâce à l'emploi de spectromètres gamma qui mesure la dosimétrie gamma de l'environnement de l'échantillon. Une spectrométrie en laboratoire est également réalisée.

La spectrométrie ESR permet quant à elle de détecter les électrons piégés et ainsi de déterminer la quantité de radiations reçue par l'échantillon depuis que celui-ci a été remis à zéro (dose totale ou paléodose). Le rapport de la dose totale sur la dose annuelle permet de connaître l'âge du dépôt.

Cette méthode est dite « paléodosimétrie » tout comme la luminescence stimulée optiquement (OSL) et la thermoluminescence (TL).

2.1.4.3. Application aux échantillons des dépôts fluviaux de la Seine et de la Dives

Treize échantillons de sédiments ont été prélevés dans les terrasses fluviales de la Seine (10 échantillons) et de la Dives (3 échantillons) pour l'analyse par la méthode ESR de Tissoux *et al.* (2012). Le Tableau 6 résume la localisation des échantillons qui est également reprise dans les coupes.

Fleuve et localisation (Lat/Long)	Nombre d'échantillons
La Seine (Seine-Maritime) Tourville-la-Rivière, Carrière CBN (49° 18' 51.4800" N / 1° 04' 25.9800" E)	3
La Seine (Seine-Maritime) Criquebeuf-sur-Seine, Carrière SPS (49° 16' 56.0400" N / 1° 05' 37.7400" E)	5
La Seine (Seine-Maritime) Saint-Pierre-lès-Elbeuf, Briqueterie (49° 15' 59.9400" N / 1° 02' 44.1000" E)	2
La Dives (Calvados) Ecajeul, sondage pelle mécanique (49° 04' 15.0600" N / 0° 02' 9.3000" W)	1
La Dives (Calvados) Morteaux-Coulibœuf, sondage pelle mécanique (48° 55' 40.0800" N / 0° 04' 43.5000" W)	1
La Dives (Calvados) Quétiéville, sondage pelle mécanique (49° 07' 12.8400" N / 0° 02' 14.5200" W)	1

Tableau 6. Localisation et nombre d'échantillons sédimentaires pour datation ESR sur quartz

2.2. Analyses géomorphologiques des bassins versants

L'objectif de l'analyse géomorphologique des bassins versants est de quantifier l'érosion fluviale et de restituer l'évolution des formes de relief et de son réseau hydrographique.

Ce travail est réalisé sur la constitution d'une base de données SIG (système d'information géographique) regroupant les résultats et données des analyses de terrain et de laboratoire. L'analyse comprend l'intégration des données de cartographie géologique classique, la morphométrie, la cartographie géologique structurale, la sédimentologie, les mesures topographiques.

2.2.1. Base de données et outils numériques

L'analyse géomorphologique du relief et la représentation cartographique sont réalisées à partir de modèles numériques de terrain (MNT ou DEM ; DREAL Basse-Normandie), avec une résolution de 10 m et 25 mètres. Pour la basse Seine, un MNT de 1 m de résolution (GIP Seine-Aval) a été utilisé pour la cartographie semi-automatique des terrasses, selon l'outil TerEx de Stout & Belmont (2013). De manière générale, les MNT représentent des fichiers de grilles numériques géoréférencées où chaque point correspond à l'altitude du sol (z) au point de coordonnées (x, y).

Le traitement (visualisation, analyses) de ces MNT a été effectué à partir de logiciels ArcGIS 10.0 (ESRI) ; GlobalMapper, RiverTools et R-Project qui reconstituent virtuellement la topographie du relief. Ces logiciels déterminent plusieurs paramètres descriptifs usuels du relief (Isohypses, pentes, hypsométrie, contours des bassins versants,...).

De multiples données spatialisées (cartes géoréférencées, points de forages) ont pu être surimposées et/ou comparées aux données calculées sur les MNT. L'ensemble de ces données, regroupé sous la forme d'un SIG (Système d'Information Géographique) sous ArcGIS 10.0., permet de synthétiser et de faciliter la lecture des informations géologiques et géomorphologiques obtenues :

- les données géologiques (lithologie et structures) à partir des cartes géologiques au 1/50 000 (Lisieux : Pareyn *et al.*, 1970 ; Caen : Rioult *et al.*, 1986 ; Argentan : Ménillet *et al.*, 1987 ; Condé-sur-Noireau : Doré *et al.*, 1993 ; Vimoutiers : Ménillet *et al.*, 1994 ; Sées : Ménillet *et al.*, 1997 ; Livarot : Ménillet *et al.*, 1999 ; Falaise : Gigot *et al.*, 1999b ; Mézidon : Derooin *et al.*, 1999 ; Villers-Bocage : Vernhet *et al.*, 2002). La base de données vectorisées de ces cartes 1/50 000 de la BDGéol (BRGM) a permis de réaliser une synthèse géologique à l'échelle du bassin-versant (Touques, Dives et Orne) et à l'échelle du méandre (Basse-Seine). Pour les données structurales, les cartes papiers ont été scannées, géoréférencées et redessinées selon la même projection que celle des MNT ;

- les données géoréférencées de forages issues de la banque du sous-sol (BSS, BRGM) sous la forme de fichiers de points (extension.shp) ;

- les données des cartes géomorphologiques à 1/50 000 numérisées et géoréférencées (Mézidon : Coutard *et al.*, 1969 ; Caen : Coutard *et al.*, 1971 ; Bayeux-Courseulles : Coutard *et al.*,

1973) et la cartographie des nappes alluviales de la Touques (Ozouf, comm. perso) numérisée et redessinée ;

- les données hydrographiques à partir de multiples fichiers *raster* : les tracés et limites hydrographiques actuels disponibles (DREAL Basse-Normandie), l'extraction automatique en vecteurs du réseau de drainage et les limites de bassins versants (*RiverTools*) ;

- les observations de terrains et en laboratoire sous la forme de fichiers de points géoréférencés: les points de forages à la tarière (BRGM), les points de sondages à la pelle mécanique (SRA), les données pétrographiques et minéralogiques des dépôts fluviaux.

2.2.2. Géomorphométrie du relief des bassins versants

La description physique des bassins versants nécessite l'utilisation de descripteurs morphométriques usuels ou « standards » tel que les isohypses, l'hypsométrie, la pente, etc. Ces indices, développés en géomorphologie quantitative, sont rappelés de manière non exhaustive par Deffontaines (2008) et Delcaillau (2011). Ils apportent de nombreux renseignements sur la morphologie du relief, répondant à différents types de forçage au cours du temps (climat, tectonique, eustatisme). En Basse-Normandie des analyses géomorphométriques ont été réalisées dans le Cotentin (Baize, 1998 ; Font, 2002 ; Coutard, 2003), le Bessin (Baize, 1998 ; Font, 2002 ; Font *et al.*, 2010) et dans la vallée de la Touques (Delcaillau *et al.*, 1998 ; Lagarde *et al.*, 2000).

2.2.2.1. Les descripteurs du relief appliqués à un Modèle Numérique de Terrain

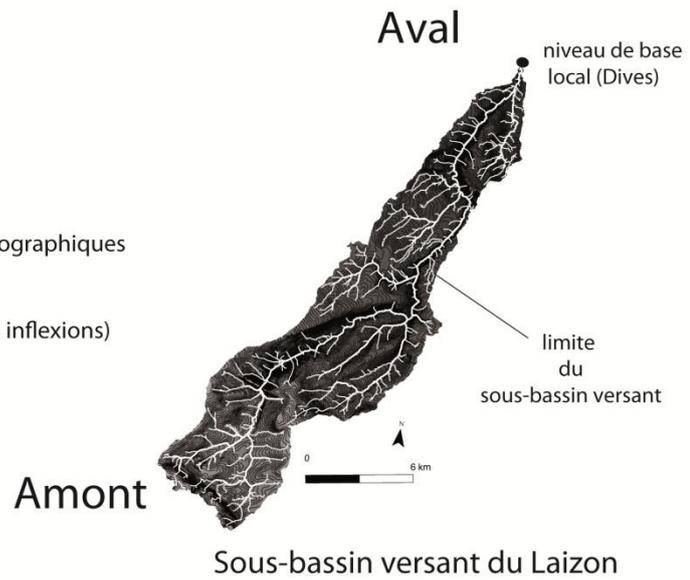
Des profils topographiques (transversaux et longitudinaux) peuvent être calculés pour visualiser le relief de secteurs spécifiques : transects de vallées, profils longitudinaux des réseaux de drainage. Tous ces outils topographiques sont réalisés sous GlobalMapper, à partir de deux types de données (DREAL Basse-Normandie) : un fichier vectoriel (tracé du réseau de drainage chaîné, ligne,...) et le MNT-10m pour la trame topographique. Les profils transversaux des vallées, effectués de manière systématique (tous les 500 m), représentent des informations importantes pour quantifier l'incision fluviale et discuter des relations entre la lithologie et la morphologie de la vallée.

En parallèle, les profils longitudinaux de cours d'eau sont nécessaires pour déterminer l'inclinaison et les ruptures de pentes des cours d'eau (Figure 6). De plus, ils permettent de discuter de la relation entre les témoins fluviaux anciens (terrasses fluviales) et la lithologie du substratum.

Pour chaque cellule ou pixel d'un MNT, une valeur de pente moyenne peut être calculée. Une carte des pentes moyennes est un outil pratique pour identifier les zones d'incision préférentielle et la dynamique des vallées au Quaternaire. Par exemple, une carte des pentes permet l'identification des vallées dissymétriques à l'échelle du bassin versant (Figure 6). En parallèle des données géologiques (lithologie, structure), cette cartographie permet de discuter de l'impact périglaciaire généralement évoqué pour expliquer cette morphogénèse quaternaire (Klein, 1973 ; Lautridou, 1985).

MNT et réseaux de talwegs

- 1 - Hierarchisation du réseaux de drainage
- 2 - Formes et organisation des réseaux hydrographiques
- 3 - Etude des anomalies du réseau (captures, inflexions)



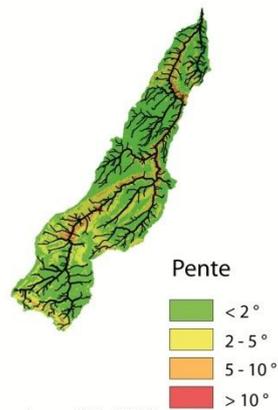
- traitement sous © Rivertools et © ArcGIS 10

Lithologie et structuration des terrains



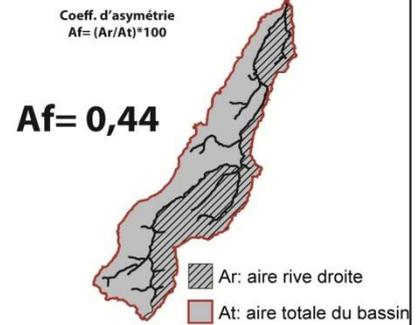
- traitement sous © ArcGIS 10

Carte des pentes



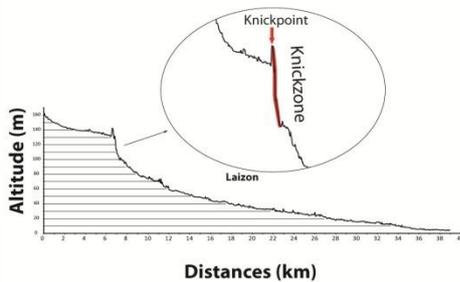
- traitement sous © ArcGIS 10

Asymétrie du bassin versant



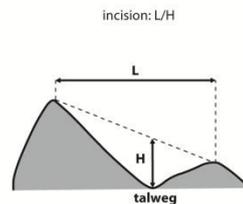
- traitement sous © ArcGIS 10

Profils Longitudinaux



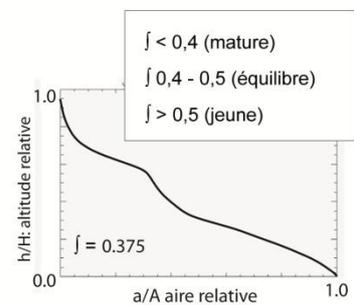
- traitement sous © Global mapper

Profils transversaux



- traitement sous © Global mapper

Hypsométrie



- traitement automatique sous © RiverTools

Figure 6. Exemples de différents descripteurs géomorphométriques pour l'analyse du relief et du drainage des bassins versants

Au préalable, un histogramme des pentes moyennes doit être calculé (ArcGIS) et discuter pour obtenir une carte significative du relief du bassin versant.

L'évolution du relief d'un bassin versant peut être également représentée par une courbe hypsométrique ou courbe de répartition des altitudes « aire-altitude » (Stralher, 1952) (Figure 6). Cette courbe représente la relation entre l'altitude relative (h/H) (altitude normalisée) et le pourcentage de la surface du bassin (a/A) dont l'altitude relative est supérieure ou égale h/H . Les valeurs et courbes hypsométriques sont obtenues de manière automatique sous RiversTools. HI est toujours compris entre 0 et 1. Lorsque HI est élevé, le relief est immature et peu évolué tandis qu'une valeur faible de HI représente un état de maturité du relief. La figure 6 donne l'exemple type d'une courbe hypsométrique. La forme concave ou convexe d'une courbe hypsométrique peut être contrôlée par plusieurs facteurs : la lithologie (exemple : $HI > 0.5$ pour des barres calcaires ...), les mouvements verticaux ou encore les variations du niveau de base. De ce fait, cela montre l'ambiguïté d'interprétation de la courbe hypsométrique qui traduit l'ambivalence du signal topographique.

2.2.2.2. Le réseau de drainage

L'extraction du réseau de talwegs naturels, drainés ou non, sur le relief a pour premier objectif de décrire l'organisation du drainage par rapport à la topographie et aux principales unités géologiques.

Cette extraction des réseaux de drainage et des bassins versants a été réalisée à partir du MNT-10 mètres (DREAL Basse-Normandie) et du logiciel *RiverTools* (choix : *Prune by Strahler order*, *Pruning threshold* : 5). Le principe d'extraction est le calcul, en chaque maille du MNT, d'un vecteur d'écoulement imposé par les altitudes des mailles voisines. Ce calcul est effectué sur l'ensemble d'une zone déterminée (amont-aval) depuis un exutoire défini par l'embouchure en baie de Seine pour les bassins versants (Touques et Dives) ou par le niveau de base local pour les sous bassins-versants (Figure 6). La délimitation de sous-bassins versants est réalisée afin d'utiliser des unités morphologiques quantifiables et comparables. Pour l'étude du bassin versant de la Dives, nous avons choisi les critères suivants : un ordre minimum de 5 à 7 (Strahler, 1952) et le niveau de base local comme repère principal.

Pour décrire le réseau hydrographique, différents types d'organisation du drainage existent (exemple : dendritique, parallèle, radial centrifuge, rectangulaire ou annulaire) (Figure 7).

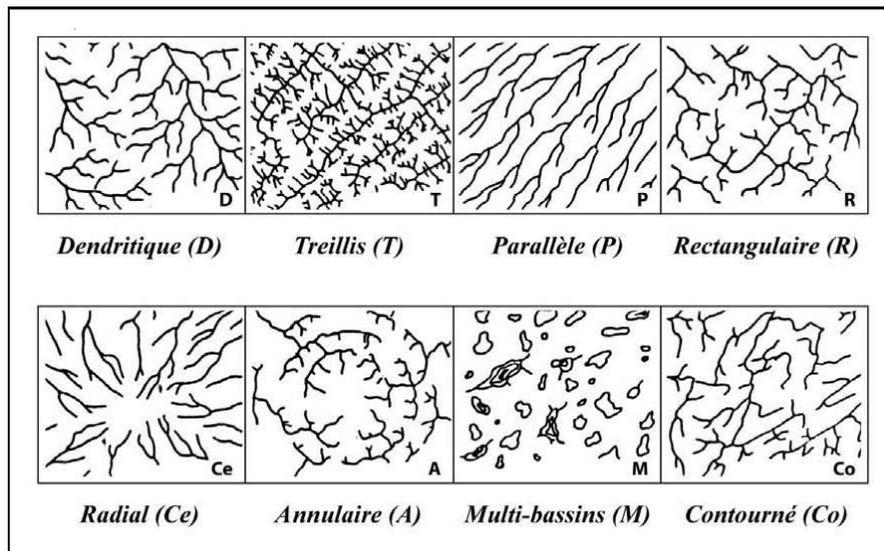


Figure 7. Classification descriptive des types de réseaux hydrographiques (in Deffontaines, 1990 ; d'après Howard, 1967)

Pour les reliefs de cuesta, par exemple en contexte de bordure occidentale du bassin parisien, une classification spécifique du drainage distingue quatre types d'organisation (Figure 8).

- Les réseaux subséquents (*Subsequent Streams*) ou orthoclines, responsables du déblaiement des dépressions au pied des falaises, ce sont des rivières de deuxième génération qui coulent perpendiculairement au pendage des couches ou qui contournent ou suivent une structure (dôme par exemple) qui est donc postérieure.
- Les réseaux conséquents (*Transverse Streams*) ou cataclinales, coulant parallèlement au pendage des couches, ce sont aussi des cours d'eau antérieurs à une structure.
- Les réseaux obséquents (*Obsequent Streams*) ou anaclinales sont développées à partir des subséquents et de direction opposée à celle des conséquents. Elles coulent dans la direction opposée au pendage des couches.

La première caractéristique recherchée est l'inadaptation des cours d'eau aux caractères morphostructuraux (exemple : relief de cuesta,...). Les anomalies de drainage sont des changements de parcours dans le tracé des réseaux par rapport au drainage régional, ou par rapport à la topographie ou à la présence de structures particulières. Elles peuvent souligner l'existence de failles aveugles.

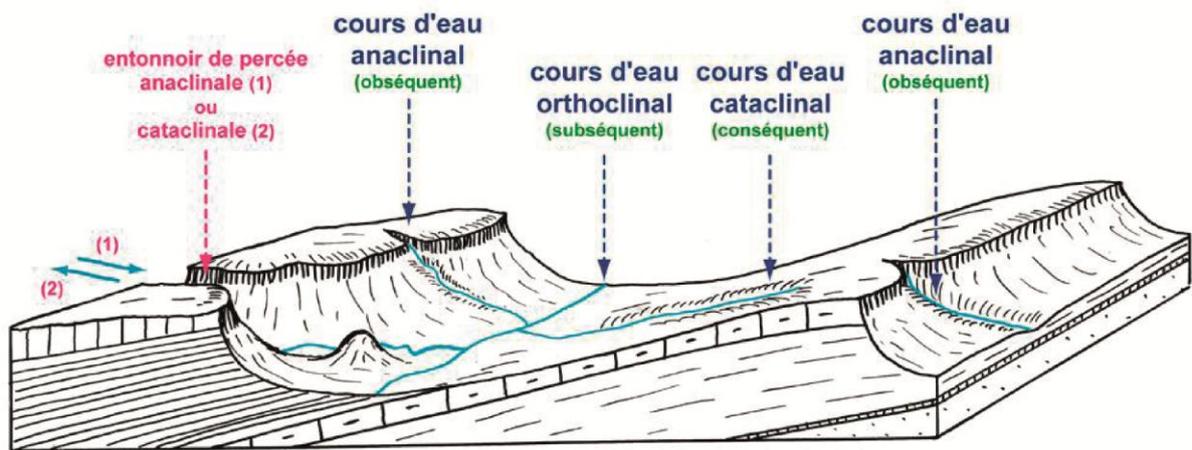


Figure 8. Disposition du réseau hydrographique sur le relief de cuestas (*in* Chardonnet, 1955)

2.2.3. Analyses des formes fluviales quaternaires

Les profils longitudinaux quaternaires sont liés à l'évolution du relief et à la mise en place d'un bassin versant. Leur tracé a pour objectif de reconstituer les différentes étapes dynamiques des cours d'eau. Dans le détail, cette démarche permet d'avoir plusieurs informations importantes : (1) une représentation d'ensemble des phases d'incision du relief (2) l'inclinaison et les ruptures de pentes des profils longitudinaux et, (3) la relation entre les témoins fluviaux quaternaires et la lithologie du substratum. Toutefois, la détermination de l'altitude relative précise des surfaces de terrasses fluviales est délicate, étant donné la variabilité de l'épaisseur des dépôts fluviaux. Deux approches distinctes ont été développées par les géomorphologues pour l'élaboration des profils longitudinaux quaternaires.

2.2.3.1. Méthode des surfaces sommitales des terrasses fluviales

La première approche utilise l'altitude relative entre la surface de la terrasse (replat) et le fond de vallée actuel (Merritts *et al.*, 1994). Une méthode automatique a été utilisée par Demoulin *et al.* (2007), à partir de MNT, afin de détecter les terrasses fluviales de la vallée de la Dresde (Belgique). Le principe de la méthode est de détecter automatiquement la présence de replats, préservés de manière discontinue dans les vallées, en identifiant les variations de pentes par tronçons de vallée d'une longueur déterminée.

En utilisant la méthode simplifiée disponible sur le site <http://gis4geomorphology.com/>, nous appliquons et améliorons cette méthode sous le programme open-source R (www.r-project.org), pour aboutir à la détection de replats (Figure 9). Un replat correspond à des minima de pente (de 0 à 13 %) séparés par de fortes amplitudes de pente (amplitude > 0,7 % de pente d'après Demoulin *et al.*, 2007). Chaque tronçon de vallée (rive droite ou rive gauche) est représenté par un diagramme de dispersion altitude relative (m) / pente (%) et une courbe enveloppe des minima. Un seuil de 13 % de pente a été retenu par Demoulin *et al.* (2007), pour retenir une valeur comme un replat.

Toutefois, cette approche reste peu pratique d'un point de vue cartographique et inutilisable dans le cadre de cours fluviaux très sinueux. Nous privilégions la seconde approche pour la réalisation de profils longitudinaux.

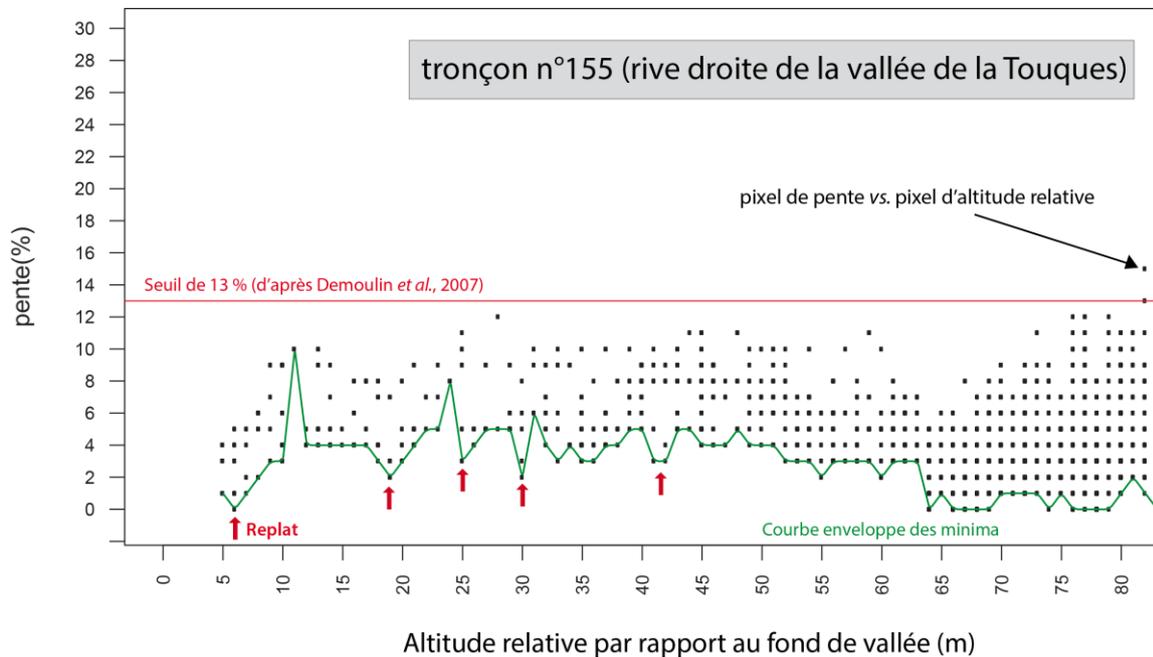


Figure 9. Diagramme bivarié des cellules « Pente vs. Altitude relative » représentant le tronçon N°155 de la rive droite de la Touques (distance : 77,5 km de la source) avec identification des replats (flèches rouges).

2.2.3.2. Méthode des surfaces basales des terrasses fluviales

La seconde approche définit l'altitude relative entre la base d'un dépôt fluvial et le toit du substratum de fond de vallée. Cette méthode, plus précise que la méthode précédente, a été privilégiée (Somme : Antoine, 1990 ; Yonne : Chaussé, 2003 ; Meuse : Cordier, 2004). Dans cette étude, les profils longitudinaux (Figure 10) sont élaborés selon un même protocole reproductible et valable pour tout type de tracés fluviaux.

Le traitement des données spatialisées des profils longitudinaux, explicité en annexe B, est effectué sous les logiciels GlobalMapper et ArcGIS 10.0. (ESRI). Il est fondé sur :

- 1) l'utilisation d'un tracé vectoriel de référence (cours actuel, source DREAL) et d'un Modèle Numérique de Terrain du bassin versant (MNT à pas de 10 m, source DREAL) ;
- 2) un inventaire ou base de données géoréférencées intégrant l'altitude de la base des nappes alluviales (Dives et Touques). Cet inventaire regroupe les coordonnées XYZ de la base des nappes alluviales. Les points en mètres (NGF) sont sélectionnés d'après toutes les données disponibles : forages (BSS, campagnes 2013), affleurements, etc. Cet inventaire est disponible dans les annexes C et D.

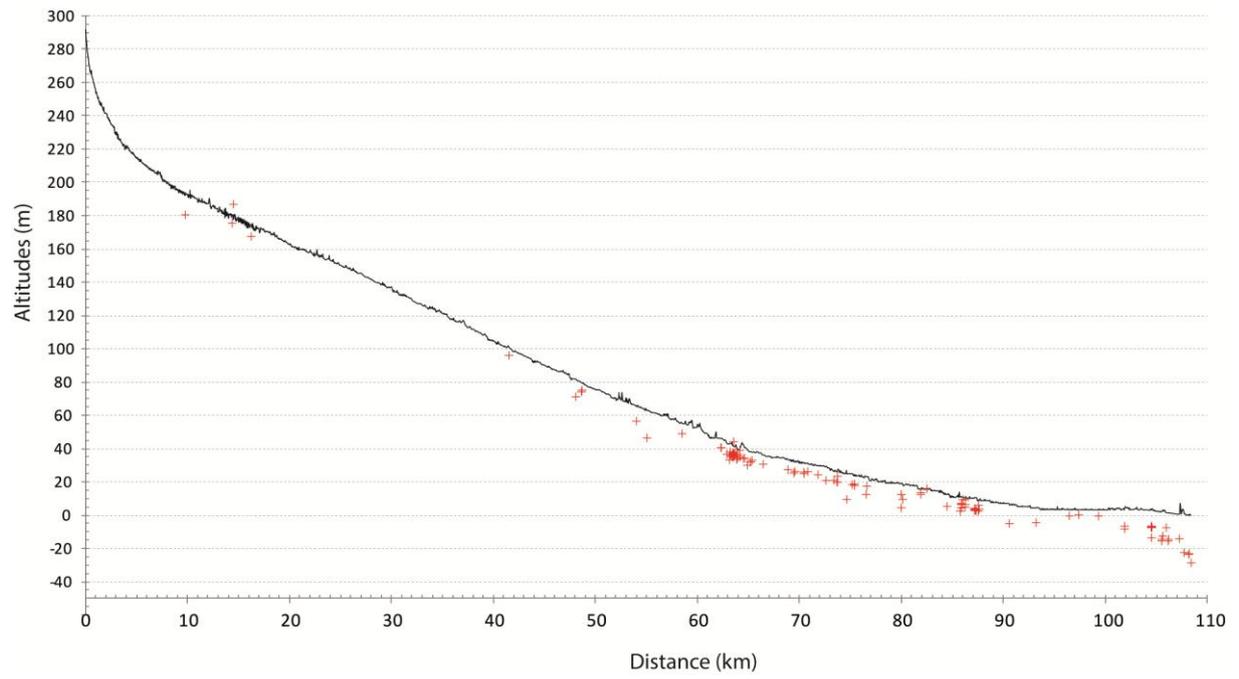


Figure 10. Profil longitudinal de la Touques actuelle avec le report des points de la base de la nappe alluviale de fond de vallée. Légende : Altitude NGF (m) en axe des ordonnées, distance (km) en axe des abscisses. La courbe noire représente le profil de la Touques actuelle et les croix rouges correspondent à la base de la nappe alluviale de fond de vallée.

2.2.3.4. La reconnaissance cartographique des terrasses fluviales

Pour améliorer la cartographie des terrasses fluviales, l'outil TerEX (Stout & Belmont, 2013) peut être utilisé. Cet outil d'analyse topographique de MNT correspond à un script en langage Python utilisable avec l'extension « *Spatial Analyst* » de ArcMapGISSoftware (ESRI).

L'intérêt de cet outil est la reconnaissance rapide et semi-automatique des replats et fonds de vallées, valable sur des grandes superficies (10^1 - 10^3 km). Cette méthode est complémentaire de la représentation cartographique sur le terrain et nécessite l'acquisition d'un MNT haute-résolution (lidar) pour la détection des plus faibles variations des valeurs de pentes, entre deux replats. Les principes généraux de l'outil sont explicités par Stout & Belmont (2013) dont les principales étapes sont explicitées en annexe B.

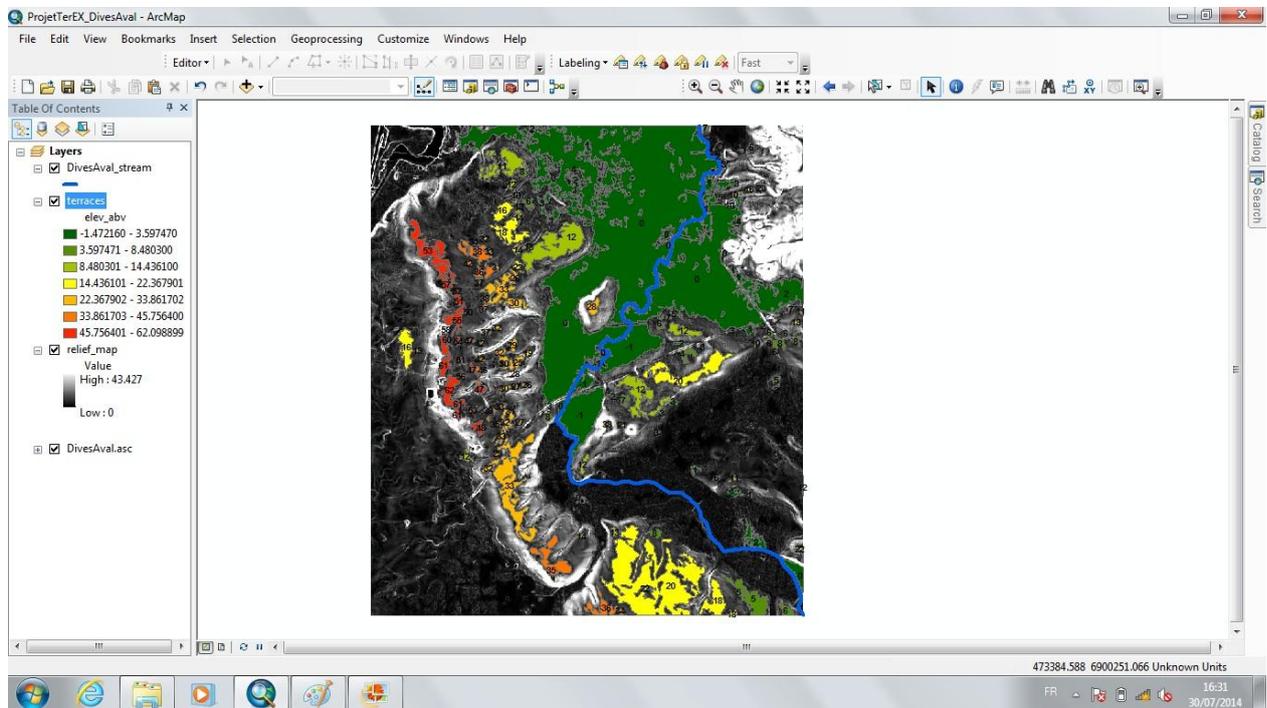


Figure 11. Exemple de représentation cartographique à l'issue de l'étape 2 de TerEX pour la Dives aval (MNT du relief local, cartographie des replats et de leurs altitudes relatives par rapport au fond de vallée)

L'outil TerEX a été appliqué sur des secteurs « tests » du méandre d'Elbeuf (Seine) et de la basse vallée de la Dives (Figure 11). Pour la Seine, le MNT utilisé a été fourni par le GIP-Seine Aval. Ce MNT correspond aux critères de haute résolution (lidar) utilisé par Stout & Belmont. (2013). En l'absence de données haute résolution pour la basse vallée de la Dives, nous avons tenté un traitement utilisant un MNT 10 m (DREAL Basse-Normandie). Ce traitement pourra être amélioré ultérieurement et effectué à plus grande échelle, en utilisant les données RGE-IGN couvrant la Basse-Normandie à 1 m de résolution. Pour la validation des résultats, les cartographies issues de cette application sont comparées aux données de terrains et des cartes géologiques à 1/50 000.

Les paramètres utilisés (*local relief, focal window,...*) pour la Dives et la Seine sont résumés dans le (Tableau 7).

Fleuve	relief local de la surface	superficie minimum d'une terrasse (m²)	fenêtre focale	paramètre d'atténuation
Dives (Quétiéville – Dives-sur-Mer)	0,4	8000	3	50
Seine (Pont-l'Arche – Tourville-la Rivière)	0,5	8000	1	50

Tableau 7. Paramètres utilisés pour la détection des replats des fleuves Dives et Seine avec l'outil TerEx (Stout & Belmont, 2012).

Les paramètres optimums (Tableau 7) sont choisis après plusieurs tests avec des paramètres différents. L'étude numérique a été couplée aux observations de terrain et la cartographie géologique publiée. Par exemple, la comparaison entre la cartographie à 1/50 000 de Caen (Riout et al., 1986) et les données extraites avec TerEx révèle que ce traitement informatique apporte une meilleure représentation de la morphologie des terrasses.

Partie I : L'EUROPE DU NORD-OUEST AU CÉNOZOÏQUE

1. Cadre géodynamique de l'Europe du nord-ouest au Cénozoïque

1.1. Les déformations cénozoïques en domaine intraplaque

Durant tout le Cénozoïque, l'évolution géodynamique de l'Europe du Nord-Ouest est contrôlée par l'orogénèse alpine (s.s.) par l'ouverture de l'océan Atlantique Nord. Elle aura des conséquences eustatiques, climatiques et sédimentaires.

Après une période d'extension lithosphérique généralisée au Mésozoïque, le Cénozoïque est caractérisé par des collisions continentales et des soulèvements orogéniques. L'orogénèse alpine (s.s.) se caractérise par la convergence (Éocène à Oligocène), puis la collision du bloc Afrique-Arabie contre l'Europe.

Elle entraîne la fermeture de l'océan mésozoïque Ligure au sud de l'Europe. Vers le Nord, en domaine intraplaque, la conséquence est l'arrêt de l'évolution en subsidence des bassins sédimentaires européens (approches occidentales de la Manche, mer de la Manche, Sud de la mer du Nord, Bassin parisien, ...) par une inversion structurale des failles ou des structures (ex. soulèvement des anticlinaux Bray-Artois) (Mégny, 1980).

Dans le même temps, l'écartement des plaques européenne et nord-américaine se poursuit, avec l'ouverture de l'océan Atlantique. Dans le NW de l'Europe, cette évolution géodynamique entraîne un soulèvement des marges, la création de nouveaux reliefs (« massifs anciens ») et la reprise de l'activité volcanique (province volcanique d'Atlantique Nord) (Ziegler, 1988 ; 1990). L'évolution géodynamique au cours du Cénozoïque peut être résumée par la Figure I.1.

À l'écart du front orogénique actif pyrénéen et alpin, les anciens bassins subsidés mésozoïques subissent plusieurs déformations compressives, comme des plis à grand rayon de courbure (Mégny, 1980 ; Wyns, 1977, 1991). Il en résulte l'arrêt de la sédimentation marine, des altérations continentales, un soulèvement des anciens domaines subsidés et la destruction des reliefs. Ces derniers alimentent les zones périphériques en matériaux détritiques.

Entre le Sénonien (fin Crétacé) et le Paléogène supérieur, les déformations intéressent d'abord l'Europe centrale (Pologne, Bohême) et du Nord (Saxe, bassin du Danemark) pour peu à peu migrer vers l'Ouest (mer du Nord, Bassin parisien, bassin de la Manche). Ziegler (1990) reconnaît deux phases compressives alpines (s.l.) dans les enregistrements des bassins sédimentaires d'Europe, au début du Cénozoïque :

- une phase sub-hercynienne débutant à la fin du Crétacé supérieur (Turonien et Campanien), en Europe du Nord et centrale ;

- une phase laramienne débutant au Paléocène moyen, en Europe centrale au nord et au nord-ouest.

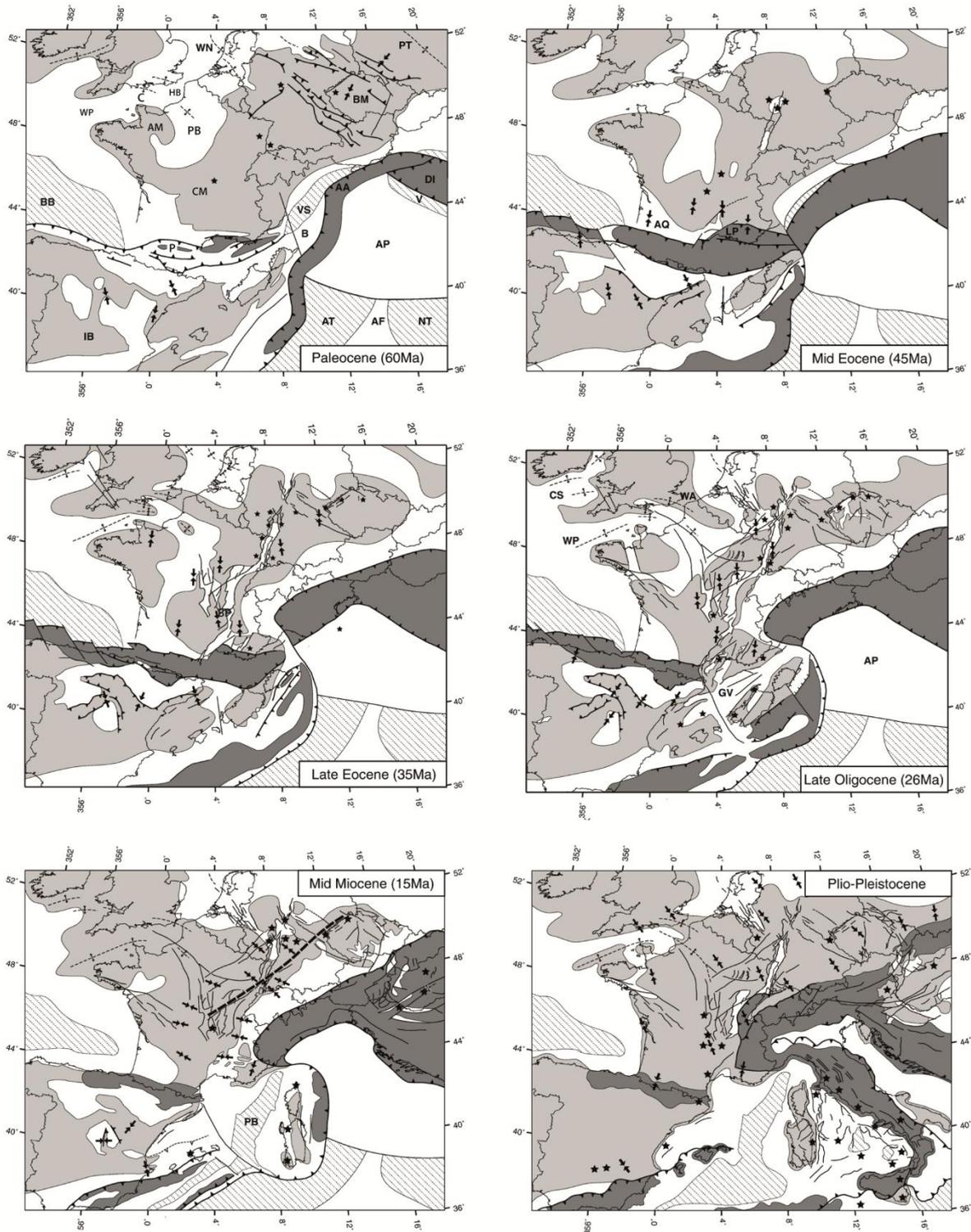


Figure I.1 Cartes paléogéographiques simplifiées de l'Europe du NW, au cours du Cénozoïque (d'après Ziegler & Dèzes, 2007 modifié). Légende: gris sombre : zone orogénique; gris clair : terres émergées; blanc : bassin sédimentaire / plate-forme marine ; blanc hachuré: bassins océaniques ; étoile : zone volcanique ; flèche: direction de compression horizontale maximum ; tracé pointillé épais: axe de faille lithosphérique.

Abréviations: AA : Unités austro-alpines, AF : Afrique, AP : Apulie, AT : Téthys alpine, AQ : Bassin aquitain, B : Briançonnais, BB : Golfe de Gascogne, BM : Massif bohémien, CS : Mer celtique, DI : Unités alpines dinariques, GV : Rift du golfe du Lion, IB : Iberie, LP : failles Languedoc-Provençal, NT : Neotéthys, PB : Bassin provençal, PT : Fossé polonais, V : Océan vardar, VS : Océan valaisan, WA : axe Weald-Artois, WN : Bassin occidental de la mer du Nord, WP : Approches occidentales de la Manche, AM : Massif armoricain, PB : Bassin de Paris, C : la Manche, CM : Massif central, HB : Bassin de Dieppe et du Hampshire, P : Unités pyrénéennes.

Les déformations paléogènes n'intéressent plus les bassins d'Europe centrale et affectent désormais l'Europe du Nord et du Nord-Ouest. Une importante inversion structurale est décrite au sud du bassin de mer du Nord et dans le bassin du Wessex, entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur (Coward, 1994 ; Ziegler, 1992), sans concerner le bassin central de la mer du Nord. Une compression intra-Éocène soulève l'axe Weald-Artois et bloque les communications marines entre l'Atlantique et le Sud de la mer du Nord à l'Oligocène. Les déformations compressives entre la fin du Paléogène et le début du Néogène sont surtout ressenties en Europe du NW (bassin de la Manche, Sud de la mer Celtique et une partie du Bassin parisien).

1.2. Variations eustatiques cénozoïques

La courbe eustatique de Haq *et al.* (1987, 1988) indique un haut-niveau marin durant tout le Paléogène, dans une tendance douce à la diminution, après le maximum atteint au Crétacé supérieur. Au cours du Paléogène, plusieurs chutes du niveau marin relatif sont enregistrées au Paléocène supérieur (Thanétien), à la limite Paléocène/Éocène, à la fin de l'Éocène inférieur, à la limite Éocène moyen/supérieur et surtout à la fin de l'Oligocène inférieur correspondant à la chute la plus importante (Figure I.2).

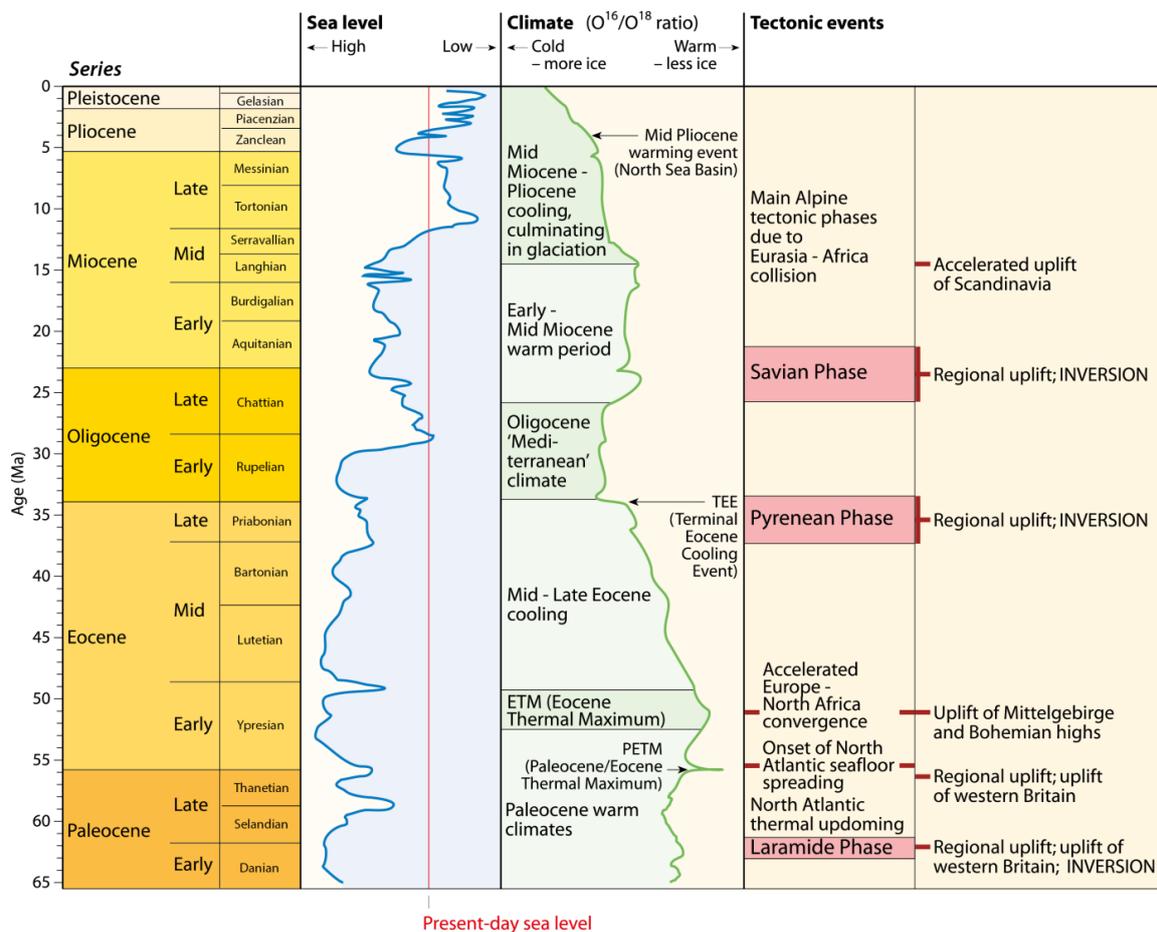


Figure I.2 Évolutions eustatique, climatique et tectonique au cours du Cénozoïque (Knox *et al.*, 2010)

Les niveaux marins relatifs atteints à l'Éocène inférieur sont les plus hauts du Cénozoïque. À la fin de l'Oligocène inférieur, la chute du niveau marin relatif dont le niveau avoisine celui du rivage actuel est suivie d'une remontée très rapide à l'Oligocène supérieur et d'un haut niveau marin relatif marqué par de fréquentes fluctuations au Miocène inférieur et au début du Miocène moyen. Il s'ensuit une rapide diminution du niveau marin relatif, jusqu'aux chutes à la base (Thanétien) et au sommet (Messinien) du Miocène supérieur.

Le début du Pliocène se caractérise par une nouvelle montée du niveau marin suivie d'une baisse saccadée avec des fluctuations plus rapides et de plus forte amplitude, sous le contrôle des glaciations, durant tout le Pliocène supérieur et le Pléistocène.

Deux cycles de transgression/régression peuvent donc être distingués au Cénozoïque:

- un cycle paléogène avec une tendance transgressive du Paléocène à l'Éocène inférieur et une tendance régressive de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur terminal ;

- un cycle néogène avec une tendance transgressive de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen et une tendance régressive du Miocène moyen terminal au Pléistocène.

Ces fluctuations eustatiques contrôlent la répartition des environnements sédimentaires en Europe du NW. Ainsi le haut niveau marin de l'Éocène inférieur explique la grande répartition d'argiles marines profondes dans les bassins européens en mer du Nord, bassin de Londres ou dans les entrées de la mer de la Manche. En revanche, certains hauts niveaux marins ne se soldent pas toujours par des environnements les plus profonds, comme par exemple au Thanétien avec des dépôts continentaux ou littoraux, indiquant un contrôle tectonique de la sédimentation (Knox *et al.*, 2010).

1.3. Variations climatiques cénozoïques

1.3.1. Les prémices d'une détérioration climatique cénozoïque

La fermeture de la Téthys, mais également des Caraïbes modifie les circulations océaniques avec des conséquences indirectes sur la répartition des climats cénozoïques à la surface de la Terre. Du Paléocène à l'Éocène, le climat tropical présent sur l'Europe du NW subit une détérioration à l'Oligocène qui marque le début d'une différenciation climatique (Figure 1.3). La glaciation *Oi-1* du début de l'Oligocène, identifiée sur les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ des sédiments marins, marque le début de la formation d'une calotte glaciaire permanente en Antarctique (données DSDP et ODP compilées *in* Zachos *et al.*, 2001).

La température moyenne est estimée à environ 4°C (Zachos *et al.*, 1993). À la fin de l'Oligocène, le climat NW-européen devient tempéré chaud puis froid (glaciation *Mi-1*). Durant l'optimum climatique du Miocène moyen (15 - 17 Ma), la température moyenne des eaux de surface d'Europe du NW est comparable (16°C, Murray *in* Curry, 1965) ou supérieure (entre 16 et 20°C pour Jenkyns, 1977 ; 20°C pour Lecuyer *et al.*, 1996) à celle d'aujourd'hui.

À la fin du Miocène supérieur, la température diminue et marque le développement des calottes glaciaires de l'hémisphère Nord qui perdurent au Plio-Pléistocène.

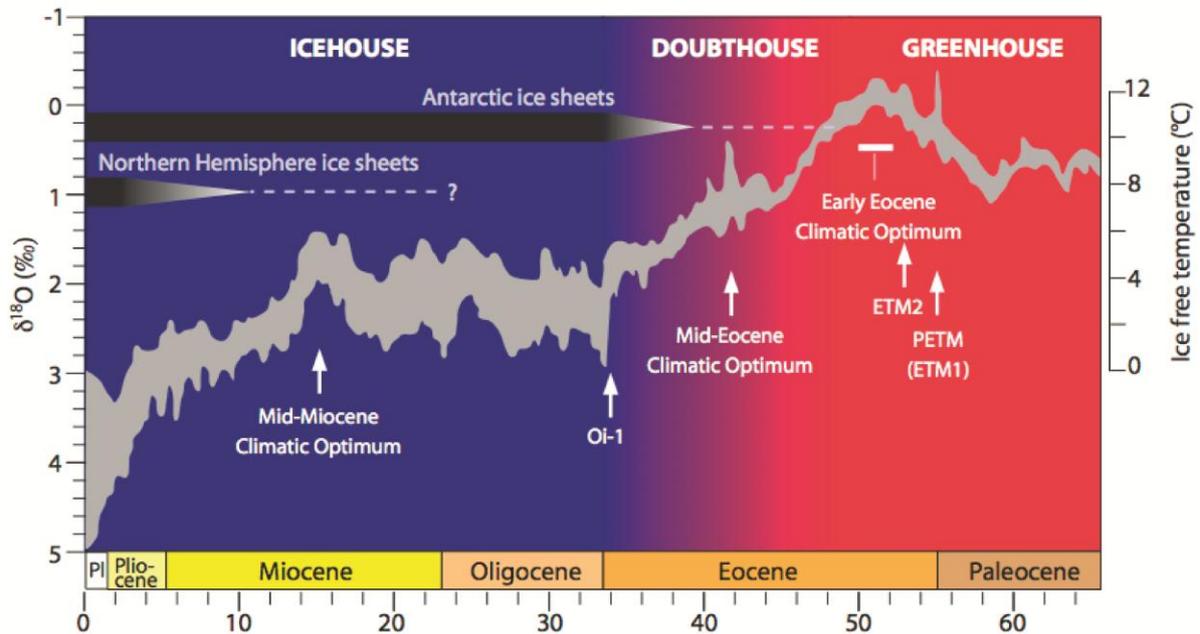


Figure 1.3 Évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques au Cénozoïque et représentation des tendances climatiques (Greenhouse/Icehouse) (Zachos *et al.*, 2008 in Huyghe, 2010).

1.3.2. La mise en place des glaciations au Pliocène

Au Pliocène, la fermeture achevée des Caraïbes est à l'origine d'un gradient climatique latitudinal, puis de la formation d'une banquise dans l'hémisphère Nord (fin Pliocène supérieur). Le climat pliocène se caractérise par des oscillations climatiques en liaison avec les glaciations. Au début du Pliocène, les températures des eaux de surface sont de 5°C plus chauds qu'aujourd'hui (Dowsett & Loubere, 1992) et le niveau marin relatif plus haut que l'actuel (environ 35 m ± 18 m pour Dowsett & Cronin, 1990 ; 85 m pour Haq *et al.* (1987, 1988).

Un climat tropical humide règne sur l'Europe au début du Pliocène avec des forêts mixtes comparables à celles trouvées aujourd'hui en Chine, au Japon ou en Floride. Un épisode froid caractérise le début du Pliocène supérieur (Plaisancien, autour de 3,85 Ma). À partir du Pliocène supérieur, les fluctuations de températures sont contrôlées par la succession de phases glaciaires et interglaciaires.

La première avancée glaciaire ressentie en Europe intervient vers 2,6 Ma. Des glaces recouvrent le Nord de l'Europe, une végétation de Tundra ou de steppe subarctique s'étend sur les Pays-Bas (Zagwijn, 1960) et sur le reste de l'Europe (Suc *et al.*, 1997). Ce refroidissement définit l'étage Prétiglien. Il marque le début de la dégradation climatique du Quaternaire.

1.4. Évolution cénozoïque du Massif armoricain et du Bassin anglo-parisien

1.4.1. Paléogène

Une déformation à grand rayon de courbure intervient au Thanétien-Yprésien dans le SE de l'Angleterre, l'Armorique et en Manche centrale. Elle explique l'érosion des dépôts daniens, puis du Crétacé supérieur. Une sédimentation marine paléocène est en revanche connue en Manche occidentale. L'émersion du Massif armoricain se prolonge à l'Éocène (Yprésien à Lutétien supérieur). La transgression atlantique sur les bordures du Cotentin intervient à la fin de l'Éocène moyen (fin du Lutétien et Bartonien), déposant des sables et graviers calcaires à foraminifères (faluns lutétiens) (Dugué, 2007).

Une nouvelle phase de déformation à grand rayon de courbure débute dès l'Éocène supérieur et intéresse la marge atlantique, les entrées de la Manche, l'Armorique. Cette déformation correspond à l'inversion des failles de la Manche et a pour conséquence l'arrêt de la transgression bartonienne et de la sédimentation carbonatée dans le Cotentin, le remplacement des environnements marins par des environnements lacustres (Dugué *et al.*, 2009). À l'échelle du NW de l'Europe, il en résulte l'émersion prolongée des bassins de la mer de la Manche et de ses périphéries (Figure 1.4), puis le décapage de la couverture sédimentaire éocène, voire crétacée (Evans, 1990).

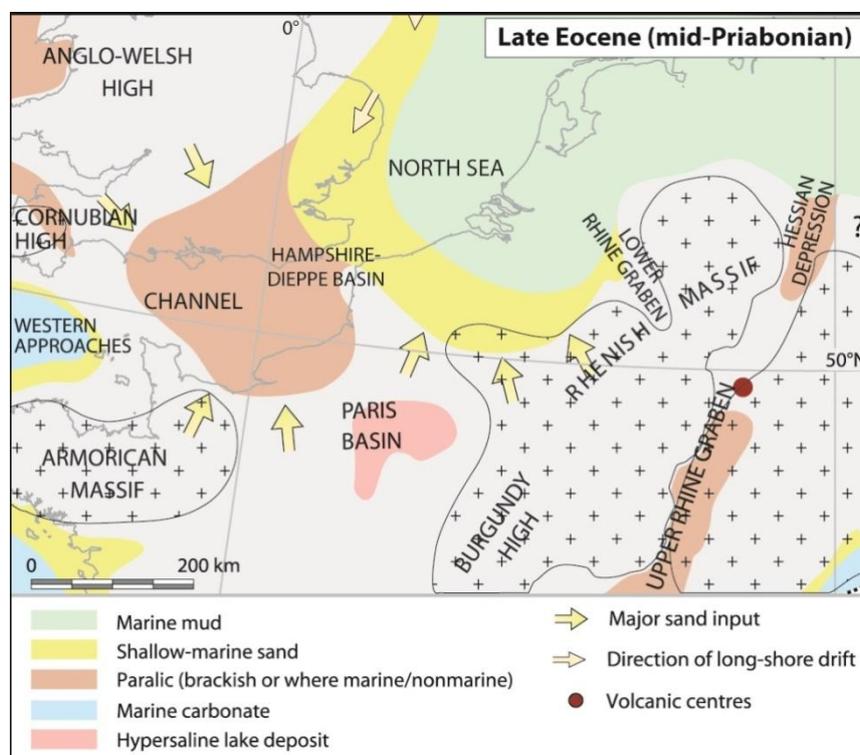


Figure 1.4 Paléogéographie simplifiée du NW de l'Europe à l'Éocène supérieur (Knox *et al.*, 2010 modifié)

1.4.2. Néogène

La transgression néogène d'origine atlantique s'avance vers l'Est, sur la marge armoricaine (Oligocène), puis en Manche occidentale (Oligocène à Miocène) recouvrant en discordance les séries paléogènes déformées sous-jacentes. La façade atlantique de l'Armorique sera recouverte sous les eaux au Miocène moyen (Figure I.5), avec des sables et graviers calcaires à bryozoaires.

À la fin du Miocène moyen, ou au début du Miocène supérieur (limite Serravalien/Tortonien), la chute globale du niveau marin (Haq *et al.*, 1987 ; 1988) d'une amplitude estimée à -50 m est sans doute à l'origine de l'émergence du Massif armoricain et de son érosion, de la mise en place d'un réseau de drainage sur l'Armorique et en particulier en Bretagne (Martonne, 1929). Toutefois aucun dépôt continental n'a été préservé. À la fin du Miocène supérieur, un nouveau soulèvement érode la quasi-totalité des dépôts miocènes seulement préservés dans le Cotentin et en Manche occidentale.

La transgression pliocène est différée sur le Cotentin (Pliocène supérieur : Reuvérien a, Clet-Pellerin *et al.*, 1999) par rapport à la Bretagne. Dans le Cotentin, deux cycles de transgression/régression sont reconnus du Pliocène supérieur au Pléistocène inférieur, et l'autre au Pléistocène inférieur (Tiglien) avec des sables quartzeux tidaux débordant le golfe du Cotentin, le Bessin et la basse vallée de la Seine (Dugué *et al.*, 2009 ; Dugué *et al.*, 2012).

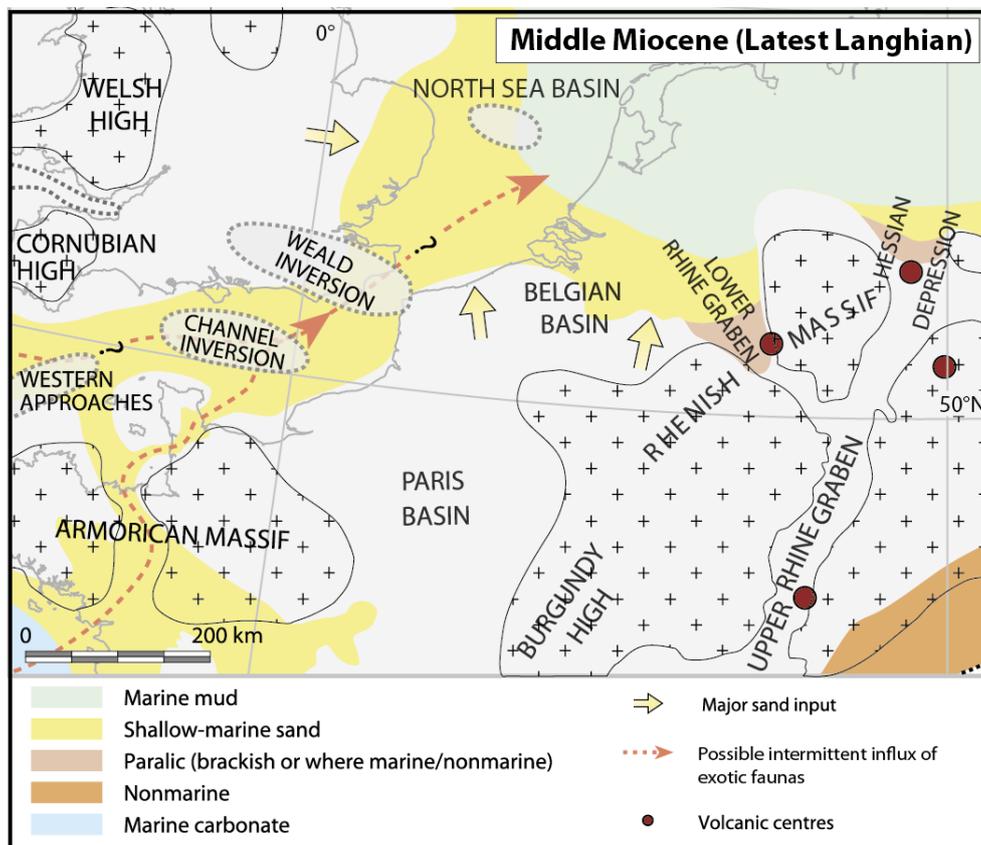


Figure I.5 Paléogéographie simplifiée du NW de l'Europe au Miocène moyen (Knox *et al.*, 2010 modifié)

2. Mise en place des grands réseaux de drainage cénozoïques du NW de l'Europe

2.1. Le rôle de l'héritage structural cénozoïque

L'héritage structural et la dégradation climatique progressive du Cénozoïque sont à l'origine de l'installation des réseaux de fleuves européens, dont l'orientation et la fixation sont parachevées au Quaternaire.

En effet, avant les glaciations quaternaires, l'évolution morphologique de l'Europe est contrôlée par le cadre géodynamique cénozoïque qui l'a structurée en une multitude de domaines hauts, émergés et soumis à des altérations (Massif armoricain, Massif ardennais et son prolongement rhénan, Cornouailles, Pays de Galles et Monts des Pennines,...) (Figure 1.6).

La reconstitution des axes de drainage et des premiers réseaux de drainage cénozoïques est toujours délicate car les dépôts continentaux meubles sont souvent érodés. Excepté les témoins sableux cénozoïques de grande extension, seuls des cailloutis sont localement préservés. Une première configuration des réseaux de drainage apparaît au Paléogène, sous les influences de l'évolution géodynamique d'une part et des variations climato-eustatiques d'autre part (Gibbard & Lewin, 2003).

Dès l'Éocène, les plus hauts reliefs sont les Pyrénées, séparant l'Ibérie de la France. Ils contrôlent les axes de drainage en direction du golfe de Gascogne et de l'Atlantique. Dans le sud de la France, au droit de l'ancien bassin mésozoïque du sud-est, le front orogénique alpin crée des reliefs continus de la Méditerranée jusqu'en Europe centrale. Les principales déformations alpines interviennent à partir de l'Éocène, mais surtout au Miocène inférieur, initiant plusieurs compressions intraplaques à travers l'Europe qui bloquent temporairement l'évolution subsidente des anciens bassins mésozoïques (Bassin parisien, bassin de mer du Nord et son prolongement vers le sud, dans le bassin hollandais, bassin de mer de la Manche et ses approches occidentales).

À la fin de l'Éocène et au début de l'Oligocène, une distension de direction est-ouest crée des fossés subsidents en relais, de la basse-vallée du Rhône à la basse vallée du Rhin. Ces fossés situés le long d'anciens décrochements activés lors de la phase pyrénéo-provençale représentent une nouvelle limite de plaque intra-européenne, avec des fossés de direction SSW-NNE formant le rift ouest-européen (Ziegler, 1988). Dans le détail, ces rifts sont compliqués par une mosaïque de horsts et grabens, mais constituent des zones basses envahies par la mer, lors des transgressions ou guidant les écoulements fluviaux en direction de la mer, lors des émergences.

Au Cénozoïque, l'évolution subsidente du Bassin mésozoïque parisien est stoppée, devenant une cuvette continentale à partir de l'Oligocène qui recueille les eaux de ruissellement en provenance des massifs anciens périphériques (Massif armoricain, Massif ardennais, Massif central). En mer du Nord, l'inversion structurale paléocène a isolé ce vaste domaine subsident, des autres bassins d'Europe centrale et le sud du bassin de mer du Nord redevient subsident à l'Éocène inférieur, conservant une série de plus de 100 m d'épaisseur. Ces déformations se propagent ensuite vers

l'ouest touchant les bassins de la mer de la Manche. Les bassins d'Europe du Nord redeviennent subsidents au Néogène et le graben de la vallée de la Ruhr s'ouvre dans le prolongement des rifts du Rhin.

C'est à partir du Miocène que les systèmes de drainage de l'Europe du Nord-Ouest s'étendent, lorsque les déformations liées à l'orogénèse alpine et à l'ouverture de l'Atlantique Nord sont à leur apogée. En général, les premières rivières occupent des vallées peu profondes (Gibbard, 1988).

La stabilité à long terme du réseau de drainage reflète un régime tectonique persistant, avec un paysage de reliefs adoucis et recouverts d'un couvert végétal dense. Les systèmes fluviaux néogènes à méandres prédominent, bien que les formes de chenaux varient selon la charge de sédiments, la pente et la variabilité de la décharge.

Les principales sources des matériaux détritiques drainées sont à rechercher à proximité des reliefs pyrénéens, alpins ou des anciens domaines émergés, moins hauts, armoricain, ardennais et arvennais. De plus, elles proviennent aussi du démantèlement des altérites et de la couverture mésozoïque (Bassin anglo-parisien).

Les gouttières d'écoulement sont les fossés subsidents du Rhône, Limagnes Bresse, Alsace, Rhin pour l'Europe du Nord. Ils sont à l'origine de la vallée du Rhin et de ses affluents. Un fossé moins important en longueur, mais d'origine plus ancienne est la vallée de la Seine ou gouttière normande, dans laquelle s'écoule la Seine qui draine le bassin versant occidental du Bassin parisien. Les exutoires de ces écoulements sont les bassins de mer du nord, et de la mer de la Manche. Toutefois, le bassin de mer du Nord demeure subsident tout au long du Néogène et conserve une très épaisse série sédimentaire fluviale à estuarienne, entre ces deux bassins, la ride Londres-Brabant ou Weald-Artois constitue une barrière infranchissable ou un goulet pour les communications marines.

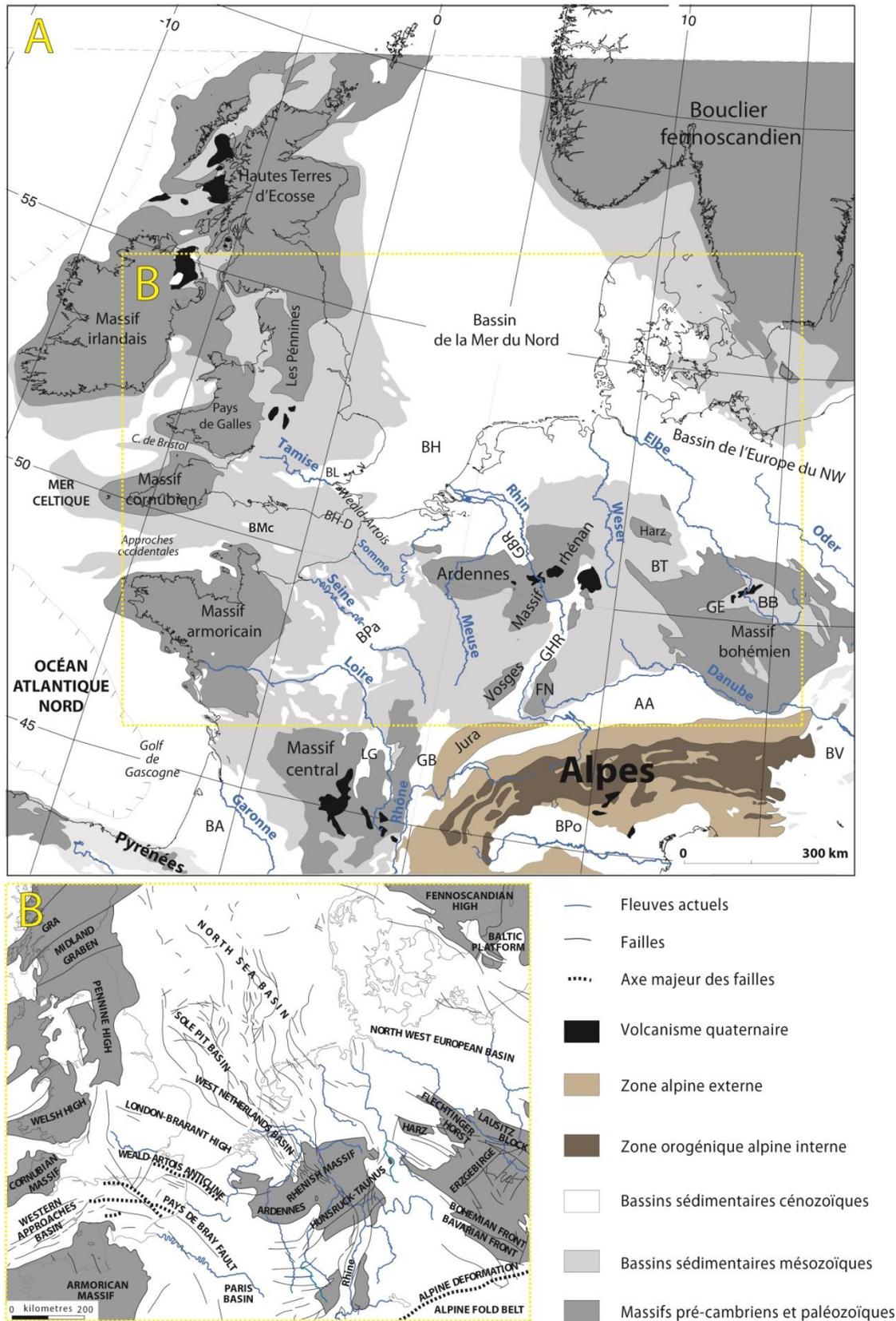


Figure 1.6 Le domaine NW-européen - A : Les grandes unités géologiques du NW de l'Europe (in Gijssels, 2006 modifié)
 Abréviations : BPa : Bassin de Paris, BMC : bassin de la Manche centrale, BL : bassin de Londres, BH-D : bassin du Hampshire et de Dieppe, BH : bassin hollandais occidental, GBR : Graben du bas-Rhin, GHR : Graben du Haut-Rhin, GL : Graben de Limagne, BG : Graben de la Bresse, FN : Forêt Noire, BA : bassin aquitain, BPo : Bassin du Pô, AA : avant fosse molassique alpine, BV : bassin viennois, BB : Bassin bohémien, GE : Graben d'Eger, BT : Bassin thuringien. **B : Cadre structural cénozoïque du NW de l'Europe (Gibbard, 1988 modifié).**

2.2. Les fleuves cénozoïques du Bassin parisien (Seine-Loire, Somme)

Dans le bassin de Paris, quelques indices de réseaux de drainage sont décrits dès l'Éocène inférieur (Debrand-Passard *et al.*, 1998 ; Le Roux & Harmand, 2003) et un premier réseau s'esquisse dans la future vallée de la Seine (Mégnyen, 1980).

Les réseaux hydrographiques de l'Oligocène sont également peu connus. La sédimentation continentale fluviatile à lacustre devient prédominante. Au sud du Massif central, un complexe fluvio-deltaïque (Sables de Sologne) édifié sur la Sologne et le sud de la Beauce migre vers l'ouest, en direction de la Touraine et de l'Anjou. Des sables fluviatiles, feldspathiques et quartzeux, argileux et mal classés recouvrent et ravinent les calcaires lacustres aquitaniens de Sologne (Sables de Sologne) et Orléanais (Cavelier *et al.*, 1980). Le décapage des altérites du Massif central alimente la construction de ce système fluvio-deltaïque sognot progradant vers l'ouest. Jusqu'au Miocène moyen (Helvétien inférieur), les apports fluviatiles persistent sur la Sologne. À la fin de l'Helvétien ou au début du Miocène supérieur (Tortonien), les sables continentaux progradent sur la Touraine et toute la région entre la Touraine et la Sologne émerge au Miocène supérieur (Messinien).

Au Miocène moyen, la transgression atlantique envahit la façade armoricaine (mer des faluns). Mais le basculement vers l'ouest du Massif central (Simon-Coinçon *et al.*, 2000) explique les accumulations détritiques s'avançant à travers le couloir supérieur (Figure I.7).

Au Miocène supérieur, la régression est généralisée dans tout le Bassin parisien et favorise le retour à une sédimentation continentale (Figure I.7) La proto-Loire s'esquisse en direction de l'ancien golfe de Touraine (Sables et marnes de l'Orléanais).

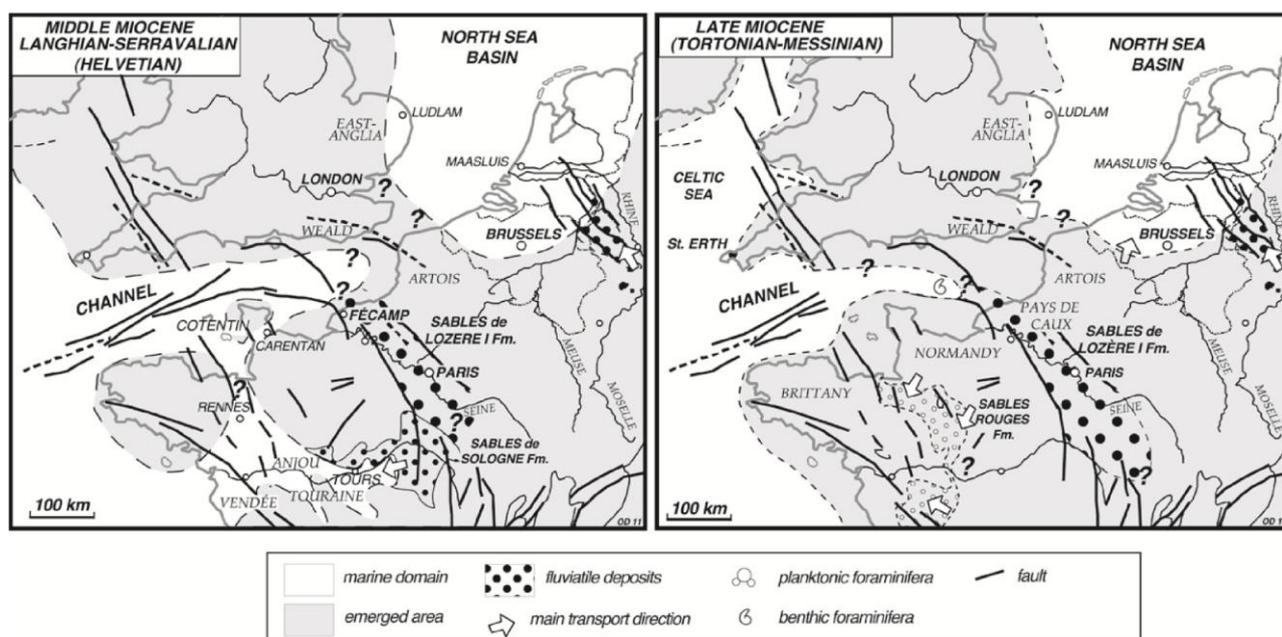


Figure I.7 Cartes paléogéographiques révisées entre l'océan Atlantique et la mer du Nord, au Miocène moyen et supérieur (Dugué *et al.*, 2012).

Au Pliocène inférieur, le cours de la paléo-Loire est dévié vers la Seine (Sables et argiles de Sologne, Sables de Lozère) (Figure I.8). Le réseau hydrographique actuel est esquissé au Pliocène supérieur. Les Sables de Lozère normands érodent les Faluns de Valmont d'âge Tiglien.

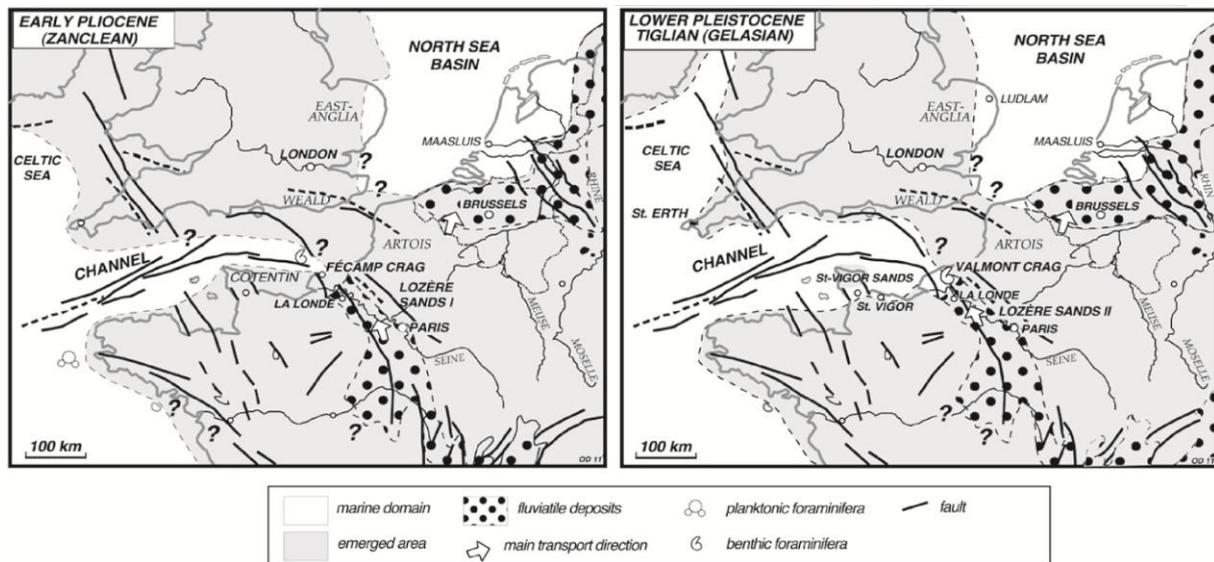


Figure I.8 Cartes paléogéographiques révisées entre l’océan Atlantique et la mer du Nord, au Pliocène inférieur et Pléistocène inférieur (Dugué *et al.*, 2012).

Un premier stock détritique en amont de Rouen (Sables de Lozère normands I, 30 m maximum dans la forêt de la Londe) correspond à des sables quartzeux et feldspathiques très grossiers, associés à des arènes granitiques, proches de la Formation des Sables de Lozère définie près de Paris (Kuntz & Lautridou, 1980). Dans la Beauce, ces sables recouvrent les calcaires lacustres aquitaniens et constituent à proximité de Rouen, le substratum de la dépression de La Londe comblée par les Argiles de la Londe (Reuvérien à Prétiglien).

Un second stock sableux (Figure I.8) est présent en aval de Rouen avec des sables quartzeux plus fins et mieux triés (Sables de Lozère normands II, 15 m) présentant des liserés argileux millimétriques et de rares gros quartz, décrivant des environnements estuariens à deltaïques (Tourenq *et al.*, 1991). Ces sables disparaissent au nord du Havre. Ils remanient les Sables de Lozère I d’origine fluviale et sont intercalés entre les Faluns de Valmont (Tiglien b to c5-6) et des sables quartzeux fins et d’origine tidale (Sables de Saint-Eustache).

Le fleuve Seine s’écoule à travers l’ancien couloir marin de la vallée de la Seine, lui-même guidé par la direction des failles en relais de Seine-Sennely (Bignot, 1987 ; Debrand-Passard, 1995). Dans la partie aval de la Paléo-Seine, les dépôts fluviaux les plus anciens sont attribués du Pliocène supérieur (Sables de Lozère à faciès normands) à l’époque où la Paléo-Loire s’écoulait de concert avec la Paléo-Seine (Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999).

La première incision est datée d’environ 1 Ma, lors de la séparation des écoulements fluviaux de la Loire et de la Seine. Le soulèvement du Perche a séparé la Normandie en deux bassins versants l’un s’écoulant en direction de l’Atlantique, l’autre en direction de la Manche.

2.3. Les fleuves cénozoïques du Massif ardenno-rhénan (Rhin-Meuse)

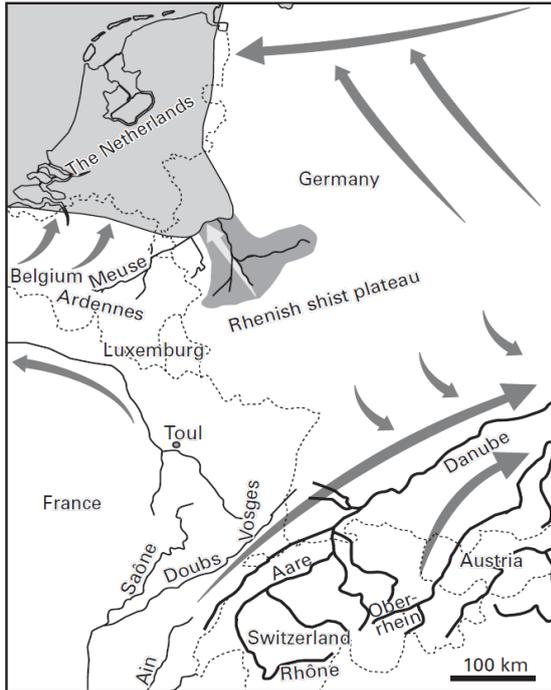
Le système fluvial Rhin-Meuse est le plus important bassin de drainage du NW de l'Europe (Figure I.9). Les premiers témoins fluviaux du Rhin sont attribués au Miocène moyen.

La Roer Valley Graben (SE de la Hollande) fonctionne comme un bassin d'effondrement à l'Oligocène où s'accumulent environ 1 800 m de sédiments syn-rift (Michon *et al.*, 2003). Le taux de subsidence au Pliocène et du Quaternaire augmente dans la partie nord-ouest du système des rifts (Zijerveld *et al.*, 1992 ; Houtgast & van Balen, 2000), peut être en relation avec un taux de subsidence accéléré dans le bassin de la mer du Nord (Kooi *et al.*, 1991; Zijerveld *et al.*, 1992).

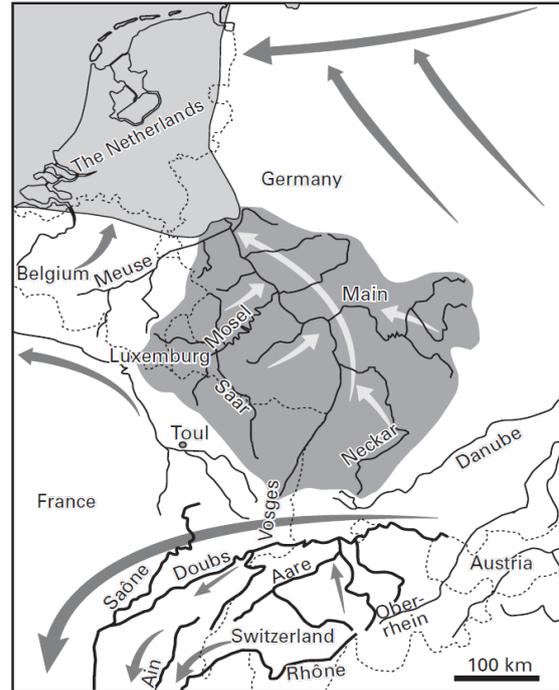
L'histoire fluviale du graben du Bas-Rhin (*Northern Lower Rhine Embayment*) enregistre l'interaction des trois principaux systèmes fluviaux, avec le Rhin, la Meuse et un plus petit cours d'eau drainant les parties centrale et nord de la Belgique. La sédimentation fluviale débute à la fin du Miocène et les dépôts migrent progressivement vers l'ouest, au cours du temps. Ces dépôts proviennent du soulèvement et de l'érosion du Massif rhénan.

Ces sédiments fluviaux mio-pliocènes du graben du Bas-Rhin correspondent à un pré-système de drainage Rhin (Gliese & Hager, 1978 ; Boenigk, 2002). Les corrélations entre les dépôts du Pléistocène inférieur du Rhin, de la Meuse et des rivières belges sont faciles et ces dépôts sont délimités par deux discordances régionales. Les corrélations entre les dépôts fluviaux et l'histoire tectonique de la vallée sud du Graben de Roer sont proposées par Westerhoff *et al.*, 2008.

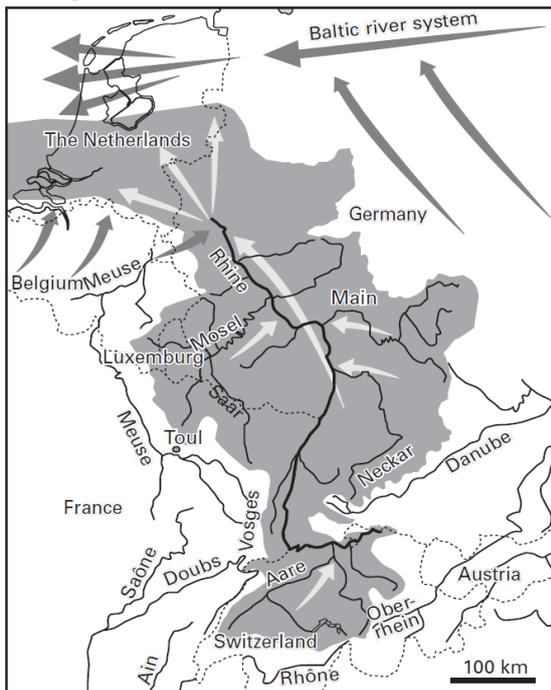
a. Miocene



b. Pliocene



c. Early Pleistocene



d. Present

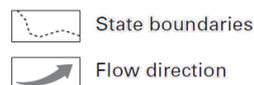
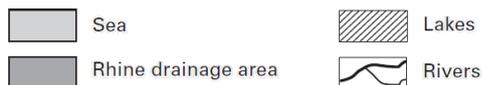
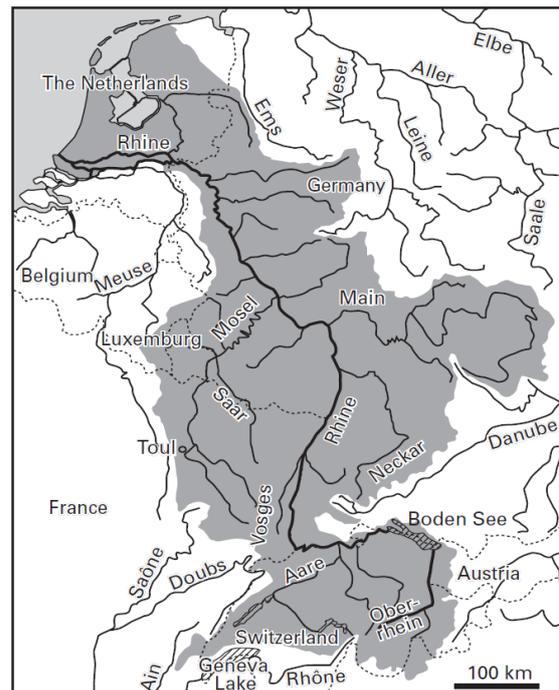


Figure 1.9 Evolution paléogéographique du bassin versant du Rhin au Cénozoïque (Berendsen & Stouthamer, 2001)
 Légende : Au Miocène : Le Rhin est un petit cours d'eau et le Danube draine les Alpes en cours de soulèvement ; (b) Pliocène : augmentation de l'aire du bassin versant du Rhin et les Alpes sont drainées par la Saône-Rhône ; (c) Pléistocène inférieur : le bassin versant du Rhin s'étend aux Alpes et la Meuse étend son drainage aux Vosges (elle subit une capture par la Moselle au Saalien) ; (d) Etat actuel du bassin versant du Rhin.

2.4. Les fleuves cénozoïques du Bassin de Londres et du Hampshire (Tamise, Solent)

De même que pour les systèmes fluviaux de la Seine-Loire et le Rhin, l'évolution cénozoïque de la Tamise et de la Solent est contrôlée par l'interaction des processus antagonistes : ouverture de l'Atlantique Nord et orogénèse alpine (Gibbard & Lewin (2003)). Ces tendances provoquent le rajeunissement des structures varisques dans le Sud du Pays de Galles et le Sud de l'Angleterre (Kent) et l'écoulement des premiers réseaux de drainage vers le sud-est, en mer du Nord. Au sud-est de l'Angleterre, le soulèvement éocène à miocène de l'anticlinal Weald-Artois va conditionner d'une part, le développement des fleuves (antécédence) et, d'autre part, les influences marines.

Même si un démantèlement fluvial de la craie crétacée est évoqué au début du Paléocène, Gibbard & Lewin (2003) décrivent les premiers témoins fluviaux significatifs à la fin du Paléocène (Thanétien) et à l'Eocène (Yprésien à Bartonien) (Figure 1.10). Durant cette période, une sédimentation fluviale s'effectue lors des arrêts temporaires de la sédimentation marine (ex : *London Clay*). Une « proto-Tamise » sablo-graveleuse, draine à plusieurs reprises le bassin de Londres jusqu'à un vaste complexe deltaïque vers la mer du Nord, tandis qu'une « proto-Solent » sablo-argileuse, est envisagée dans le bassin du Hampshire-Dieppe (*Reading Formation*).

A partir de l'Eocène moyen, les sables fluviaux du bassin du Hampshire attribués au *Bracklesham Group (Pool Formation)* passent latéralement, vers l'est, à des sables estuariens et marins (Gibbard & Lewin, 2003). Ces travaux de synthèse décrivent une sédimentation à charge essentiellement sableuse, déposée dans un style fluvial méandrique à rapprocher des rivières sableuses en tresses des environnements tropicaux. De plus, des faciès conglomératiques du *Bracklesham Group*, identifiés encore plus à l'ouest du bassin du Hampshire (Dorset), correspondent à des témoins indirects d'une proto-Solent.

En revanche, les dépôts fluviaux de la fin de l'Eocène sont peu connus exceptés la formation de Healdon Hill décrivant des influences d'eau douce à saumâtres. Le refroidissement généralisé et la chute eustatique (-100 m) de la fin de l'Oligocène (Chattien) vont conduire à l'extension des réseaux (Tamise, Trent ?) vers la mer du Nord.

Au Néogène (Miocène à Pléistocène inférieur), l'évolution sédimentaire des bassins de Londres et du Hampshire est peu décrite à terre. Le manque des enregistrements sédimentaires fluviaux est expliqué d'une part, par les inversions tectoniques (Manche, Approches occidentales, bassin de Paris) lié à l'orogénèse alpine et, d'autre part, par les inondations de l'Atlantique Nord par la Manche et de la mer du Nord.

Les premiers témoins plio-quadernaires (Pléistocène inférieur) de la Tamise sont enregistrés dans le bassin de Londres (*Nettlebed et Pebble Gravel Formation*) et dans le bassin du Hampshire (*Older Gravel Formation*) (Gibbard, 1988). Cette période marque le début de l'incision et le transport de charges importantes par les fleuves.

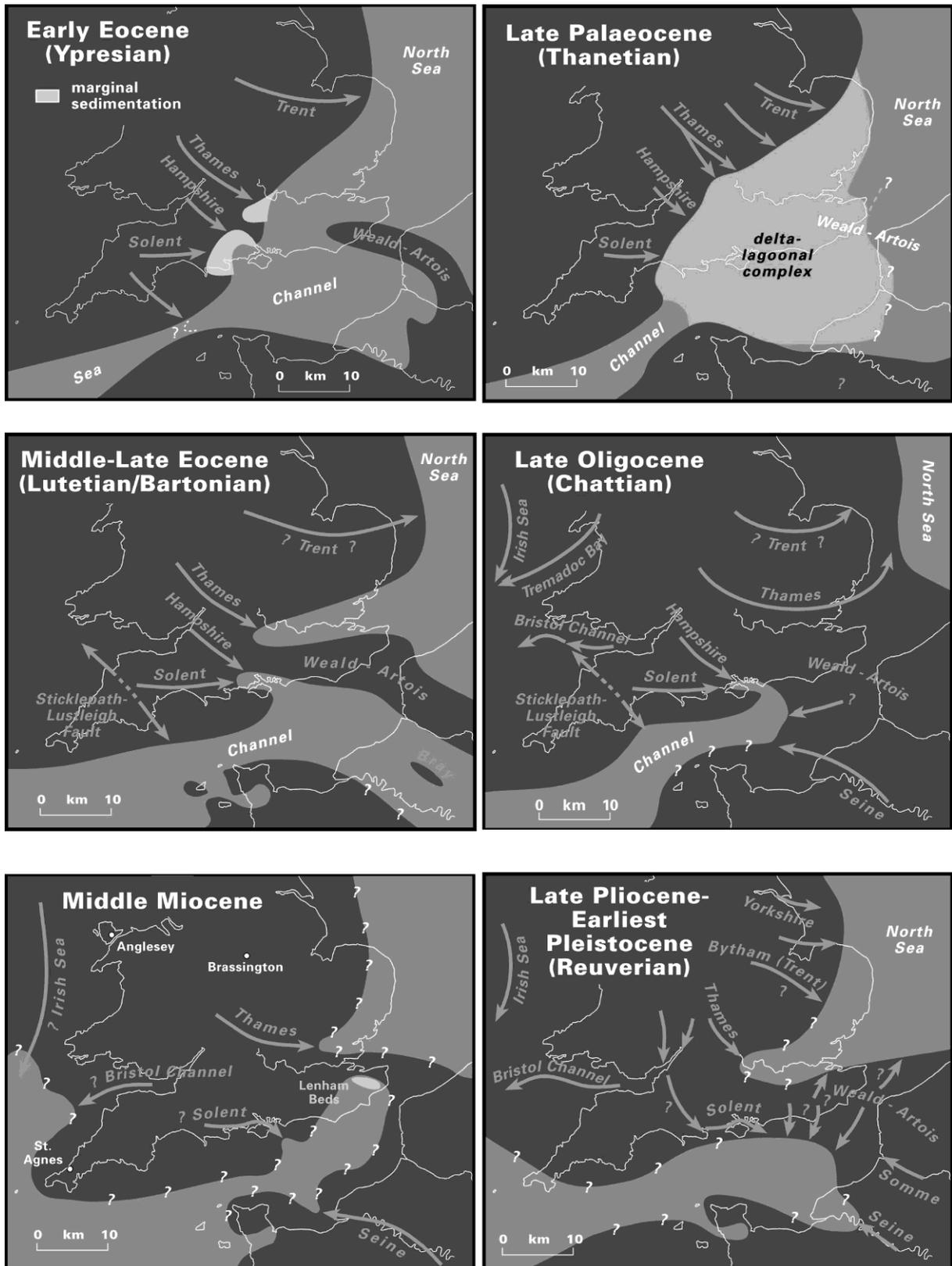


Figure I.10 Cartes paléogéographiques représentant l'évolution des fleuves du sud de la Grande-Bretagne (Tamise, Solent) du Paléocène supérieur au Pléistocène inférieur (Gibbard & Lewin, 2003).

3. Chronostratigraphie du Quaternaire en Europe

3.1. Limites chronostratigraphiques du Système Quaternaire

Le système Quaternaire est subdivisé en deux séries : le Pléistocène (Lyell, 1839), entre 2,588 Ma et 11,7 ka B.P. (*Before Present* = 1950) et l'Holocène (Gervais, 1867-1869), entre 11,7 ka B.P. et l'Actuel, correspondant à l'interglaciaire actuel (Figure I.11).

La limite Pliocène/Pléistocène a été longtemps débattue. Elle a été définie dans les séries marines au sud de l'Italie, à partir de l'apparition de faunes de mollusques ou de foraminifères enregistrant une nette détérioration climatique. Une première coupure a été placée dans la coupe de Vrica, en Calabre, à 1,806 Ma, avec l'apparition des premiers foraminifères bathyaux froids, en Méditerranée (Aguirre & Pasini, 1985). Cette limite stratigraphique conventionnelle a été critiquée, puisqu'une détérioration climatique plus ancienne est enregistrée autour de 2,6 Ma, dans les changements de végétation conservés dans les séries européennes. La base du Quaternaire est aujourd'hui définie dans la coupe de Monte San Nicola (Sicile), à la limite des étages Piacenzien et Gélasién, soit 2,588 Ma (Rio *et al.*, 1998), reculant la précédente limite inférieure du Pléistocène, d'environ 800 000 ans. Cette nouvelle limite a été ratifiée en 2009, par l'Union Internationale des Sciences géologiques (IUGS – ICS) (Gibbard & Head, 2009a, 2009b).

Le Pléistocène est découpé en Pléistocène inférieur, d'une durée de l'ordre de 1,8 Ma, Pléistocène moyen d'une durée de l'ordre de 660 ka et Pléistocène supérieur, d'une durée de l'ordre de 110 ka.

La limite supérieure du Pléistocène, enregistrée par les carottes de glaces du Groenland (projet NGRIP - *North Greenland Ice Core Project*), a été récemment ratifiée à 11,7 ka B.P., à la fin du Dryas récent (Walker *et al.*, 2008). La base de l'Holocène matérialise le premier signe d'un réchauffement climatique majeur.

3.2. Découpage chronostratigraphique du Pléistocène

La chronostratigraphie du Quaternaire est fondée sur les variations climatiques. En domaine marin méditerranéen (Keraudren, 1992), cette échelle est construite à partir de l'étude isotopique des faunes, donnant une cyclicité avec plusieurs fréquences.

En domaine continental ou côtier, deux principales échelles sont utilisées (Figure I.12). L'échelle alpine est construite à partir des avancées glaciaires et dépôts de moraines. Sur le plateau alpin bavarois, Penck & Brückner (1901-1909) avaient distingué quatre glaciations, à partir de quatre terrasses étagées de cailloutis (glaciations du Würm, du Riss, du Mindel et du Günz). Des traces de glaciations plus anciennes ont été ensuite trouvées (Donau : Elberl, 1928 et Biber : Schaefer, 1956), puis la glaciation de Riss a été subdivisée en deux glaciations séparées par un interglaciaire.

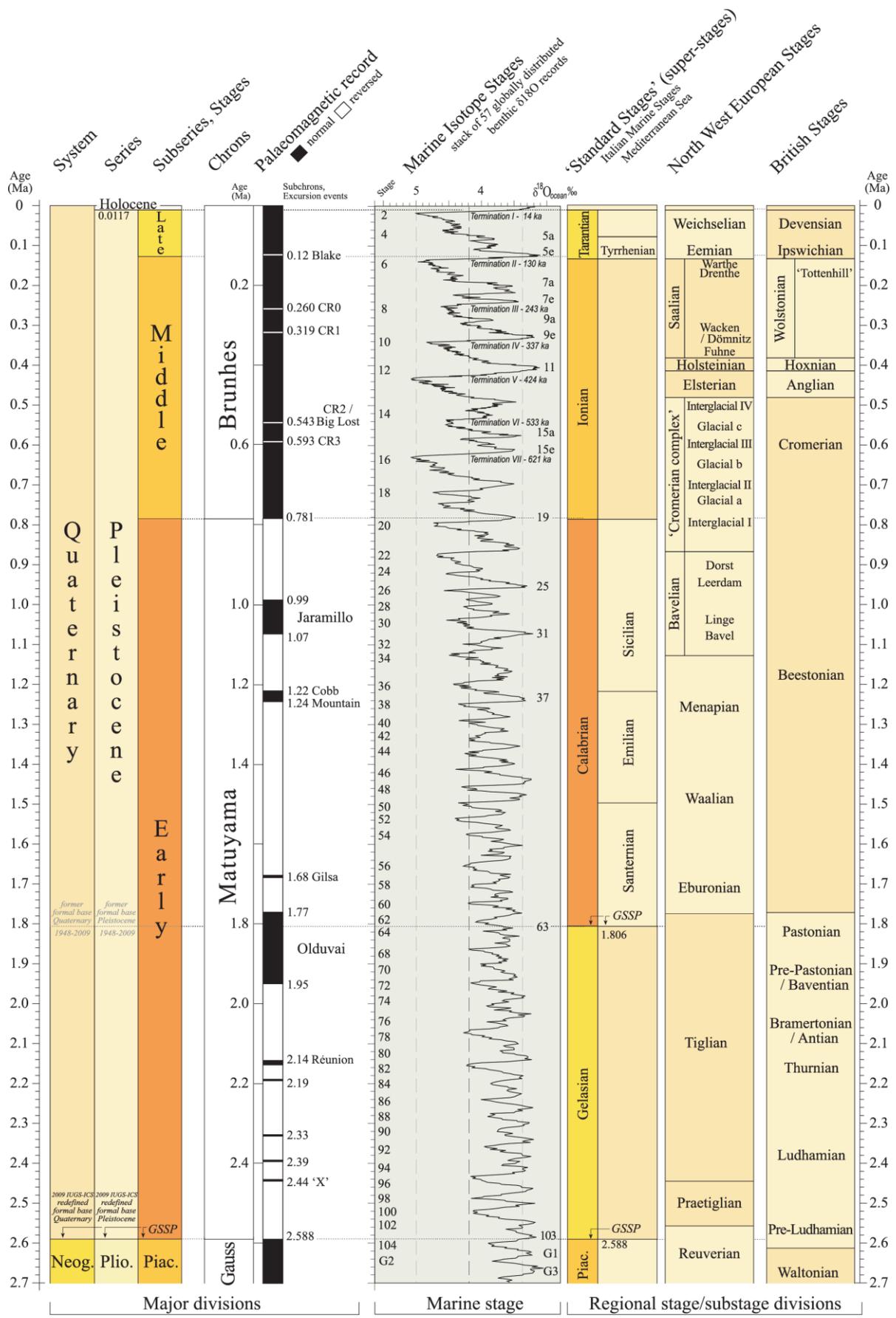


Figure I.11 Chronostratigraphie du Système Quaternaire (Cohen & Gibbard, 2011)

En Europe du NW, les moraines laissées par les avances et les reculs de la calotte glaciaire scandinave (ou fennoscandienne) ont permis de distinguer, des phases plus récentes aux plus anciennes : la glaciation de la Weichsel (ou de la Vistule), l'interglaciaire éémien, la glaciation de la Saale (avec deux stades : Warthe et Drenthe), l'interglaciaire holsteinien, la glaciation de l'Elster et l'interglaciaire cromérien (Figure I.13).

Une seconde échelle nordique fondée sur les changements de végétation à partir des diagrammes polliniques dans des séries continentales continues (Zagwijn, 1963) a précisé le découpage stratigraphique du Pléistocène, en Europe du NW.

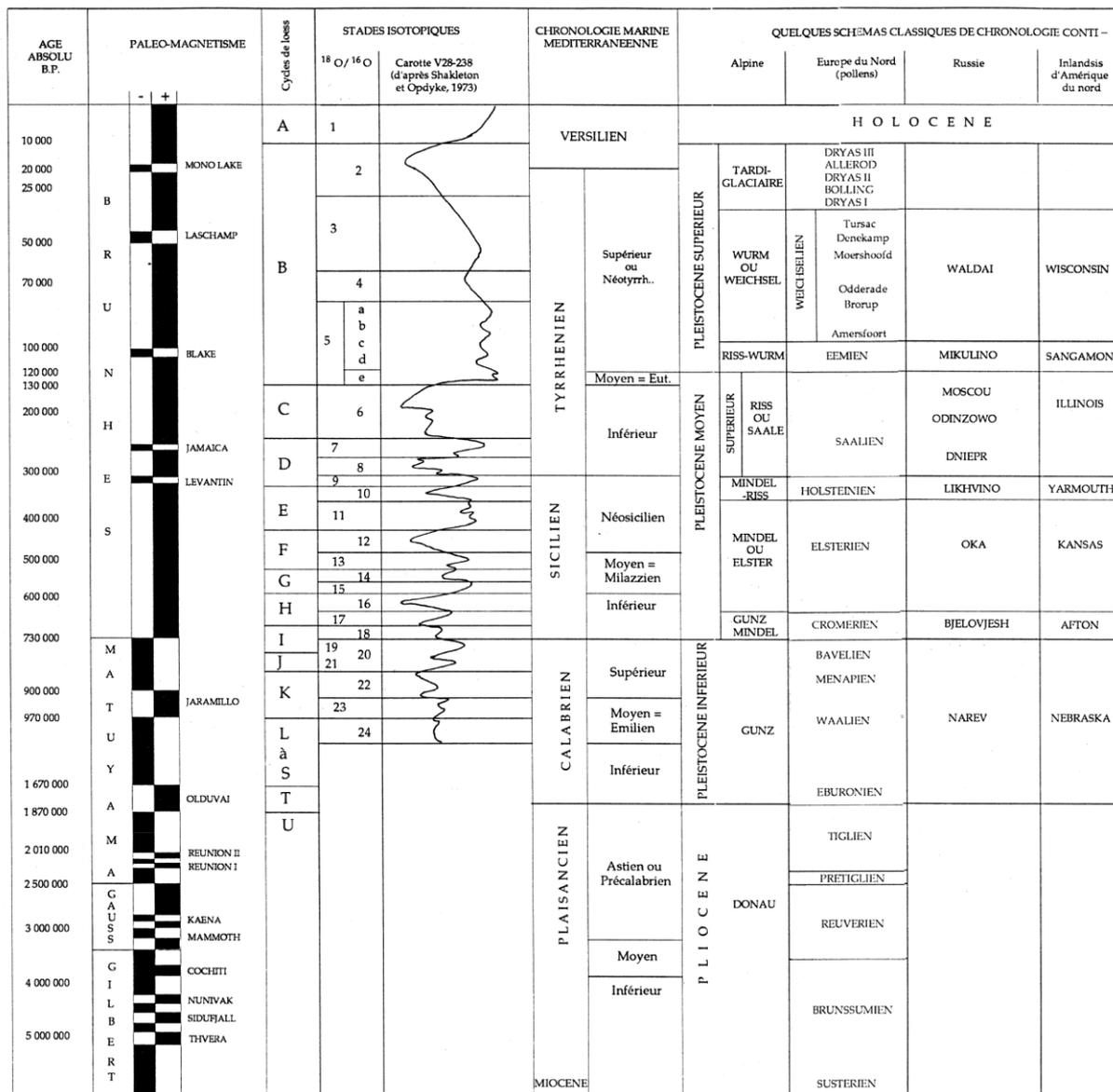


Figure I.12. Cadre chronostratigraphique et corrélations régionales (in Miskovsky & Rangin, 2002). NB : la limite Pliocène-Pléistocène est désormais fixée à 2,6 Ma BP.

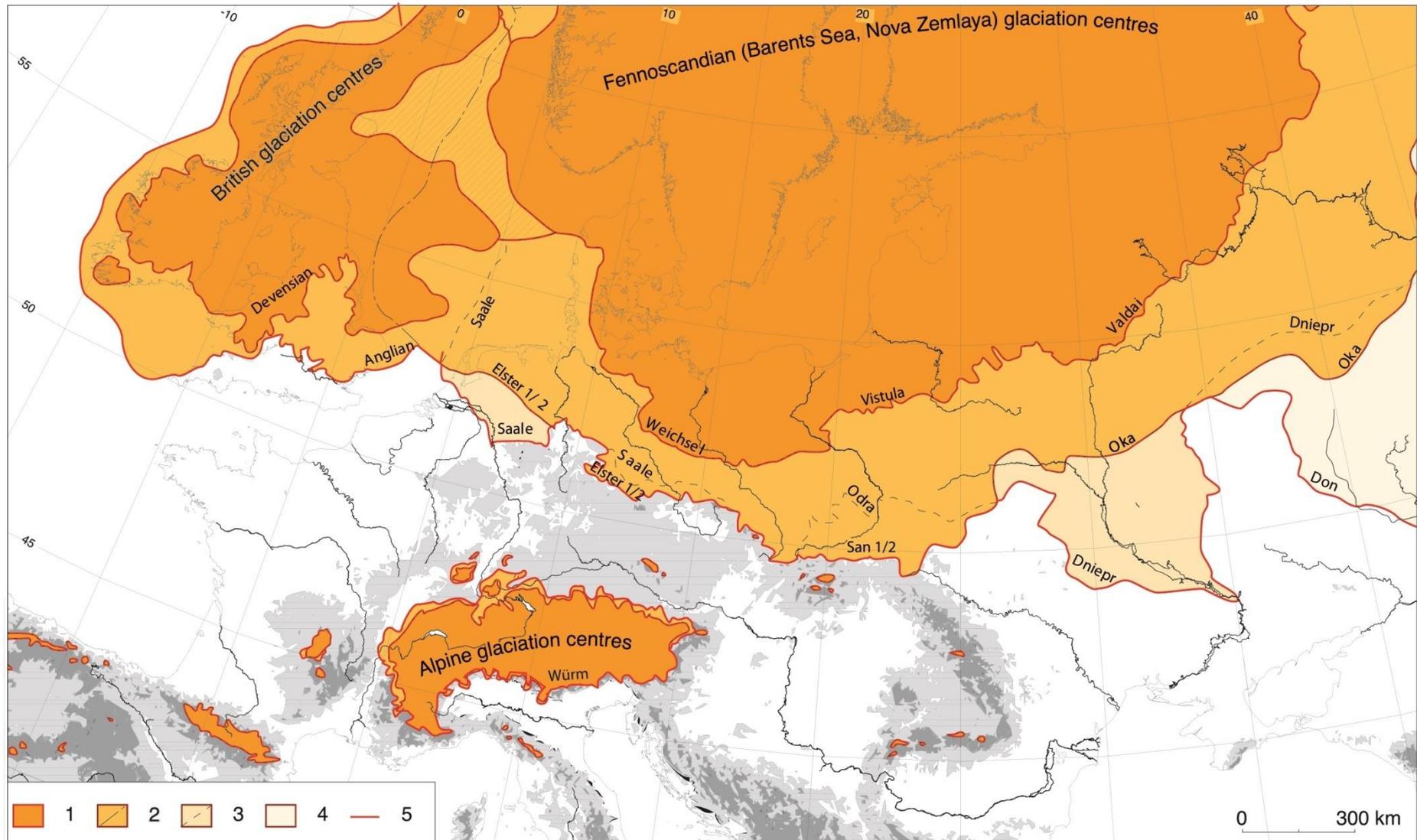


Figure I.13. Extension des glaciations quaternaires en Europe du Nord-Ouest et centrale (in Gijssel, 2006) Légende : Extension des glaces (1) au Weichsélien (Würm), (2) à l'Elstérien (Mindel), (3) au Saalien (Riss) ; (4) : zones non englacées au Weichsélien (5) Limite maximale des glaciations pléistocènes.

3.2.1. Classification du Pléistocène des Pays-Bas

Les séries sédimentaires continentales ou estuariennes se caractérisent par des changements lithologiques rapides qui empêchent souvent toute corrélation entre les différents bassins. Les fluctuations de végétation sont contrôlées par des variations climatiques. Les diagrammes polliniques des périodes tempérées diffèrent de ceux des périodes froides et permettent d'établir des variations climatiques synchrones, pour des sites éloignés et soumis à des influences maritimes et continentales différentes (Miskovsky & Rangin, 2002). Cette résolution climatique n'atteint toutefois pas celle des enregistrements isotopiques les lacunes peuvent s'expliquer par des dépôts continentaux trop grossiers qui n'ont pas préservé des pollens ou des spores ou par des épisodes d'érosion plus nombreux en domaine continental.

L'analyse palynologique systématique des séries continentales à estuariennes en Europe du NW est à l'origine d'un grand nombre d'échelles régionales et de tentatives de corrélations entre l'Angleterre et la Hollande ou La France et la Hollande. Néanmoins, la nature la plus complète ou la moins lacunaire de la série hollandaise l'a fait adopter pour le Quaternaire du NW de l'Europe. Les variations climatiques de grande amplitude, précisée à partir de ces analyses palynologiques dans les séries fluviatiles à estuariennes des Pays-Bas ont permis, de distinguer des cycles glaciaire/interglaciaire plus nombreux que ceux établis à partir du découpage des moraines glaciaires. Chaque cycle glaciaire/interglaciaire se compose dans le détail d'une succession d'oscillations climatiques moins importantes (interstades et stades).

L'échelle stratigraphique des Pays-Bas a été ensuite complétée par des datations paléomagnétiques (Bavélien-Cromérien) et des datations radiocarbones pour les derniers 50 000 ans (Zagwijn, 1985).

3.2.2. Pléistocène inférieur (entre 2,58 Ma et 0,78 Ma)

Le Pléistocène inférieur débute par la détérioration climatique du Prétiglien (vers 2,4 Ma) définie par la mise en place d'une végétation steppique froide (Zagwijn, 1974). C'est ensuite une succession d'oscillations froides et tempérées où les espèces « tertiaires » s'éteignent progressivement. Il y a quatre grandes phases : Tiglien, Eburonien, Waalien, Ménapien qui se terminent par le Bavélien comprenant deux cycles attribués à des alternances interglaciaires (Bavel et Leerdam) et glaciaires (Linge et Dorst) (Zagwijn, 1985).

3.2.3. Pléistocène moyen (entre 780 ka et 120 ka)

La limite du Pléistocène inférieur/moyen est placée à la fin du premier interglaciaire du « Complexe cromérien ». Elle est donc antérieure à la limite paléomagnétique Bruhnes/Matuyama (0,73 Ma) reconnue dans le Cromérien A (Zagwijn, 1974). En Europe du NW, le Complexe Cromérien comprend quatre cycles interglaciaire/glaciaire et se caractérise par une incision généralisée des réseaux hydrographiques et la formation de terrasses.

Complexe cromérien

En Angleterre, des moraines auparavant datées de l'Elstérien, mais aujourd'hui attribuées au glaciaire B du Complexe cromérien, sont décrites dans le Norfolk (Happisburg Till), le Suffolk (Corton Till) (Banham, 1971) et autour de Bristol. Elles correspondent à la première glaciation pléistocène reconnue en Angleterre. Des blocs erratiques de basalte sont trouvés dans les séries du Complexe cromérien des Pays-Bas (Laban & Van den Meer, 2004) et des apports d'origines diverses témoignent de la séparation des calottes glaciaires scandinave et britannique (Overeem *et al.*, 2001) permettant aux fleuves d'Europe centrale et du Nord de s'écouler à travers la mer du Nord. Au Cromérien, le système fluvial de la Baltique (*Baltic River system*, Bijlsma, 1981) édifie un complexe deltaïque en mer du Nord.

La fin du Pléistocène moyen (370 ka B.P. à 120 ka B.P.) est caractérisée par la grande extension des inlandis marquée par les moraines de l'Elster, de la Saale et de la Warthe (Figure 1.13). Elle correspond également à la mise en place, par déflation, de loess sableux à proximité des inlandis (Lautridou, 1985 ; Antoine, 2002).

Elstérien

La glaciation elstérienne est la plus importante de toutes celles du Pléistocène (Elhers & Gibbard, 2007). L'extrémité sud de la calotte glaciaire britannique atteint le nord du bassin de la Tamise (Bowen, 1999 ; Clark *et al.*, 2004), alors que la calotte scandinave recouvre les régions de Thuringe et de Basse-Saxe (Allemagne, Elhers, 1996 ; Elhers *et al.*, 2004), sa progression étant stoppée par les reliefs montagneux des Carpates et des Sudètes, en Europe centrale. Les dépôts du bassin de mer du Nord indiquent la présence de glace et sans doute la fusion des calottes scandinave et britannique ayant pour conséquence la réorganisation du drainage en Europe du NW (Gibbard, 1988 ; Elhers *et al.*, 2004). Cette vaste calotte glaciaire alimente un grand lac glaciaire barré au sud, par l'axe Weald Artois (Brigland & Gibbard, 1997 ; Cohen *et al.*, 2005 ; Cohen *et al.*, 2014).

Au Pays-Bas, entre les dépôts glacio-lacustres de l'Elstérien et les moraines saaliennes, sont définies la Formation de Sterksel et l'interglaciaire Holsteinien (Zagwijn, 1973).

Complexe saalien

Le Saalien marque l'extension maximale des glaciers et la généralisation de la sédimentation loessique sur l'Europe (Lautridou, 1985). Le découpage du Complexe saalien comprend quatre phases glaciaires dont trois principales matérialisées par des tillites.

La glaciation saalienne recouvre le NW de l'Europe (Scandinavie et Iles Britanniques), selon une extension aussi importante qu'à l'Elstérien. Aux Pays-Bas, la période glaciaire saalienne est subdivisée en deux stades glaciaires : Drenthe à la base et Warthe au sommet (Zagwijn, 1973) qui ont été également retrouvés en Europe centrale, avec respectivement l' « *Older Saalian glaciation* » et le « *Younger Saalian glaciation* » (Ehlers, 1990 ; Ehlers *et al.*, 2004). Durant la glaciation du Drenthe, les

calottes glaciaires scandinaves et britanniques sont unies, comme à l'Elstérien (Ehlers & Gibbard, 2004), mais se séparent lors de la glaciation Warthe.

3.2.3. Pléistocène supérieur (entre 120 ka et 11,7 ka)

Le Pléistocène supérieur débute par une période de réchauffement climatique avec l'étage interglaciaire Eémien ou l'interglaciaire alpin Riss-Würm. Aux Pays-Bas, il correspond à des dépôts marins à faunes de mollusques de climat plus tempéré que l'Actuel (Rognon & Miskovsky, 2002).

Weichsélien

La dernière glaciation reconnue en Europe définit l'étage glaciaire Weichsélien (ou Würm alpin). Cette glaciation, qui est la plus étudiée est caractérisé par une succession de stades froids et d'interstades plus chauds. Le maximum de froid et d'aridité de cette phase glaciaire intervient vers 25 ka, caractérisant le Pléniglaciaire supérieur, également enregistré dans les lœss d'Europe du NW (Lautridou, 1985 ; Antoine, 2002 ; Antoine *et al.*, 2003a; Rousseau *et al.*, 2007) (Figure I.14).

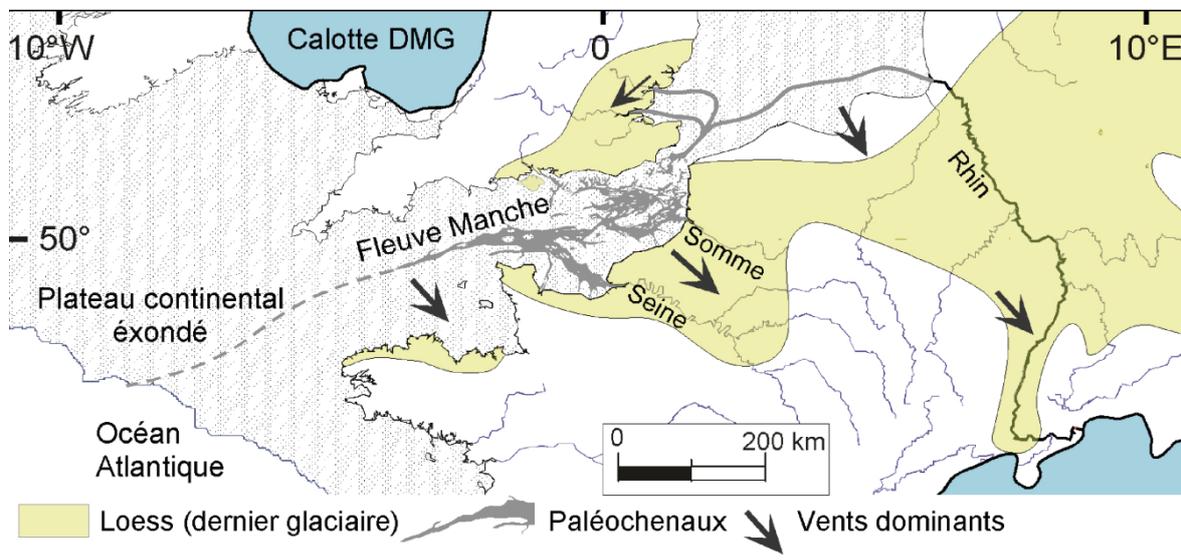


Figure I.14 Extension simplifiée des lœss NW-européens au cours du Weichsélien (Antoine, *comm. pers.*)
Légende : DMG calotte du dernier maximum glaciaire, tracés des paléochenaux (d'après Auffret *et al.*, 1982)

À la fin de la glaciation weichsélienne (entre 30 et 25 ka BP), la réunion des calottes scandinave et britannique marque l'extension maximale des glaciers en Europe jusqu'aux moyennes latitudes. Les modalités de la déglaciation sont complexes et encore débattues. À partir de 20 ka, l'ensemble des glaciers régressent, se cantonnant aux reliefs montagneux des Alpes et d'Europe centrale. La calotte glaciaire se retire au Nord de la Scandinavie (Figure I.15) et sur l'Écosse. La glaciation weichsélienne se termine vers 12,5 ka, avec le Tardiglaciaire, précédant l'interglaciaire actuel Holocène.

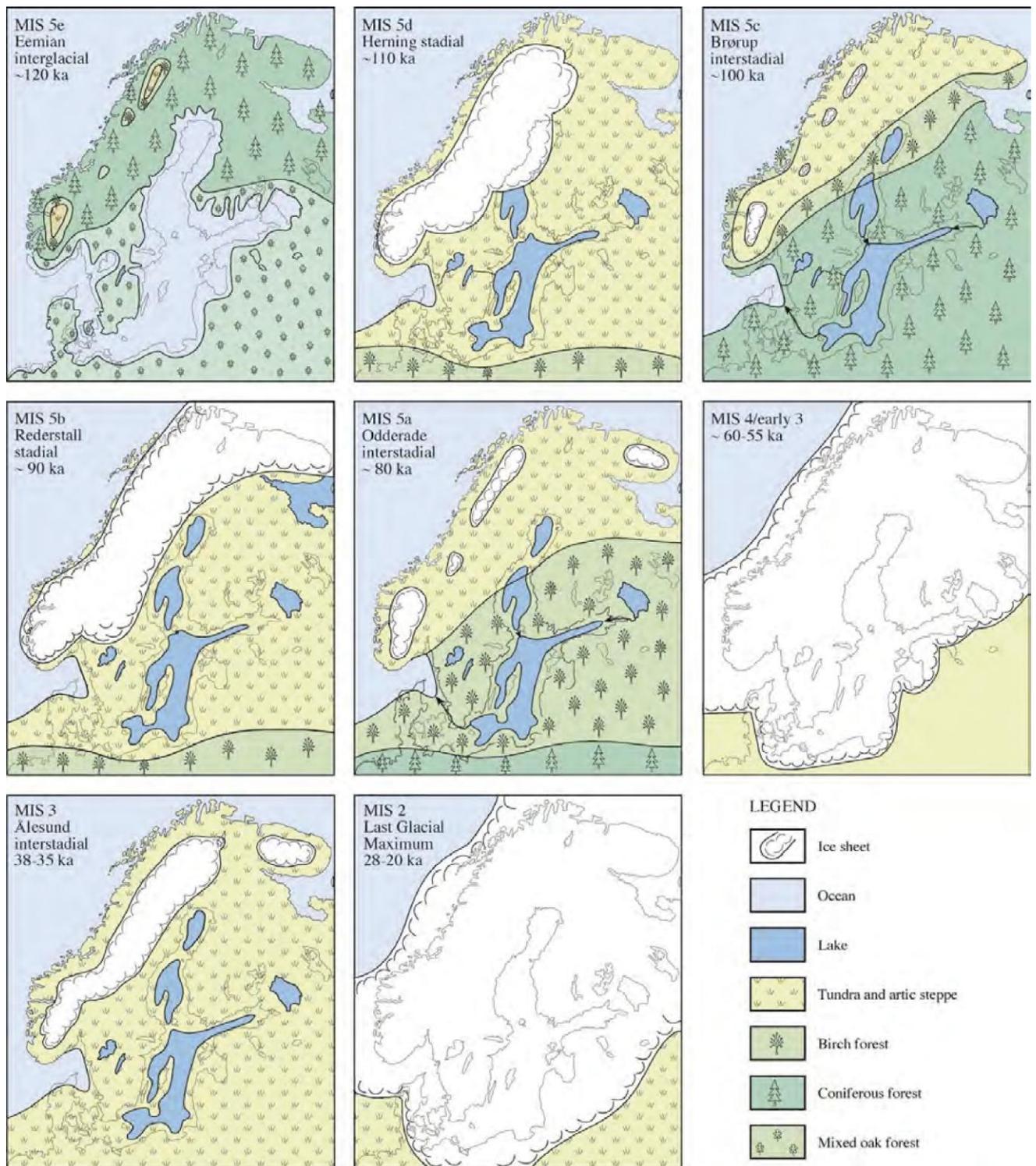


Figure I.15 Développement de la calotte glaciaire scandinave et des environnements associés en Europe du Nord à partir du dernier interglaciaire (Éémien, MIS 5e) et jusqu'au dernier maximum glaciaire (Weichsélien, MIS 2) (Mangerud, 2004).

3.3. Subdivisions isotopiques du Quaternaire

3.3.1. Significations des stades isotopiques

Une résolution plus fine des changements climatiques pléistocènes est fournie par l'analyse isotopique des sédiments marins qui permet de relire les étages glaciaires définis par des changements de végétation, dans les séries continentales à estuariennes de Hollande.

L'étude du rapport isotopique ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) ou $\delta^{18}\text{O}$, à partir de l'analyse des foraminifères planctoniques échantillonnés dans les carottes océaniques, reflète indirectement les variations paléoclimatiques (Shackleton & Opdyke, 1973). Les premières courbes de références ont été établies à partir des projets internationaux SPECMAP (*Spectral mapping project*, Imbrie *et al.*, 1984) et CLIMAP (*Climate : Long-Range Investigation, Mapping, and Prediction*) (Emiliani, 1966 ; Schackleton, 1967; Lisiecki & Raymo, 2005). La courbe isotopique $\delta^{18}\text{O}$ de référence (Figure I.11) pour le Pléistocène est la synthèse de 57 courbes isotopiques de carottes de sédiments prélevées à travers le monde (Lisiecki & Raymo, 2005).

En parallèle, ces variations ont été confirmées par les enregistrements des carottes de glaces au Groenland (*Greenland Ice Sheet Project - GISP1 et 2 ; North Greenland Ice Core Project – NGRIP*) et en Antarctique (Vostock ; *Project for Ice Coring in Antarctica - EPICA Dôme C*). Ces données plus récentes ont permis d'obtenir une résolution encore plus fine des variations climatiques quaternaires (Johnsen *et al.*, 1992, 2001 ; NGRIPMembers, 2004 ; EPICA community members, 2004).

Les courbes définissent des stades isotopiques (*Marine Isotopic Stage : MIS*, ou *Oxygen isotopic stage : OIS*) numérotés à partir de l'interglaciaire actuel (MIS 1). Par convention, les numéros impairs des stades correspondent aux minima des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (interglaciaire) tandis que les numéros pairs représentent les maxima (glaciaire). La position d'un stade MIS se situe au point maximum de variation entre les maxima et minima. Prell *et al.* (1986) a introduit ensuite un système numérique pour définir des interstades ou « événements » numérotés par des décimales ou des lettres minuscules. Par exemple, la limite entre les MIS 4 et 5 s'écrit MIS 5.0.

Cependant, les stades isotopiques ne constituent pas des horizons chronostratigraphiques. Par exemple, la corrélation entre les enregistrements palynologiques et les stades isotopiques des carottes du Portugal indique un décalage chronologique de 6 ka (Schackleton *et al.*, 2003).

3.3.2. Corrélation des stades isotopiques avec les glaciaires et interglaciaires

Pour le Pléistocène inférieur, 14 stades isotopiques froids sont reconnus, mais sont associés plutôt à une tendance au refroidissement qui est enregistrée entre le Prétiglien et la fin du Bavélien en Europe du Nord-Ouest. En revanche, la glaciation importante du Complexe cromérien correspond au stade MIS 16. La corrélation isotopique de la glaciation elstérienne avec le MIS 12 est discutée car elle dépend de la position de l'interglaciaire holsteinien sus-jacent, parallélisé soit au stade MIS 11 (Beaulieu & Reille, 1995 ; Vandenberghe, 2000), soit au stade MIS 9. L'étage saalien correspond à trois glaciations (MIS 10 – MIS 8 – MIS 6) (Gibbard & Cohen, 2008) tandis que la dernière glaciation weichsélienne, en Europe est parallélisée aux stades MIS 4, MIS 3 et MIS 2 correspondant aux

avancées et reculs successifs de la calotte fennoscandienne (Figure I.16). De manière simplifiée, le Weichsélien inférieur correspond aux stades MIS 5d à 5a, le Weichsélien moyen aux stades MIS 4 et 3, et le Weichsélien supérieur au stade MIS 2.

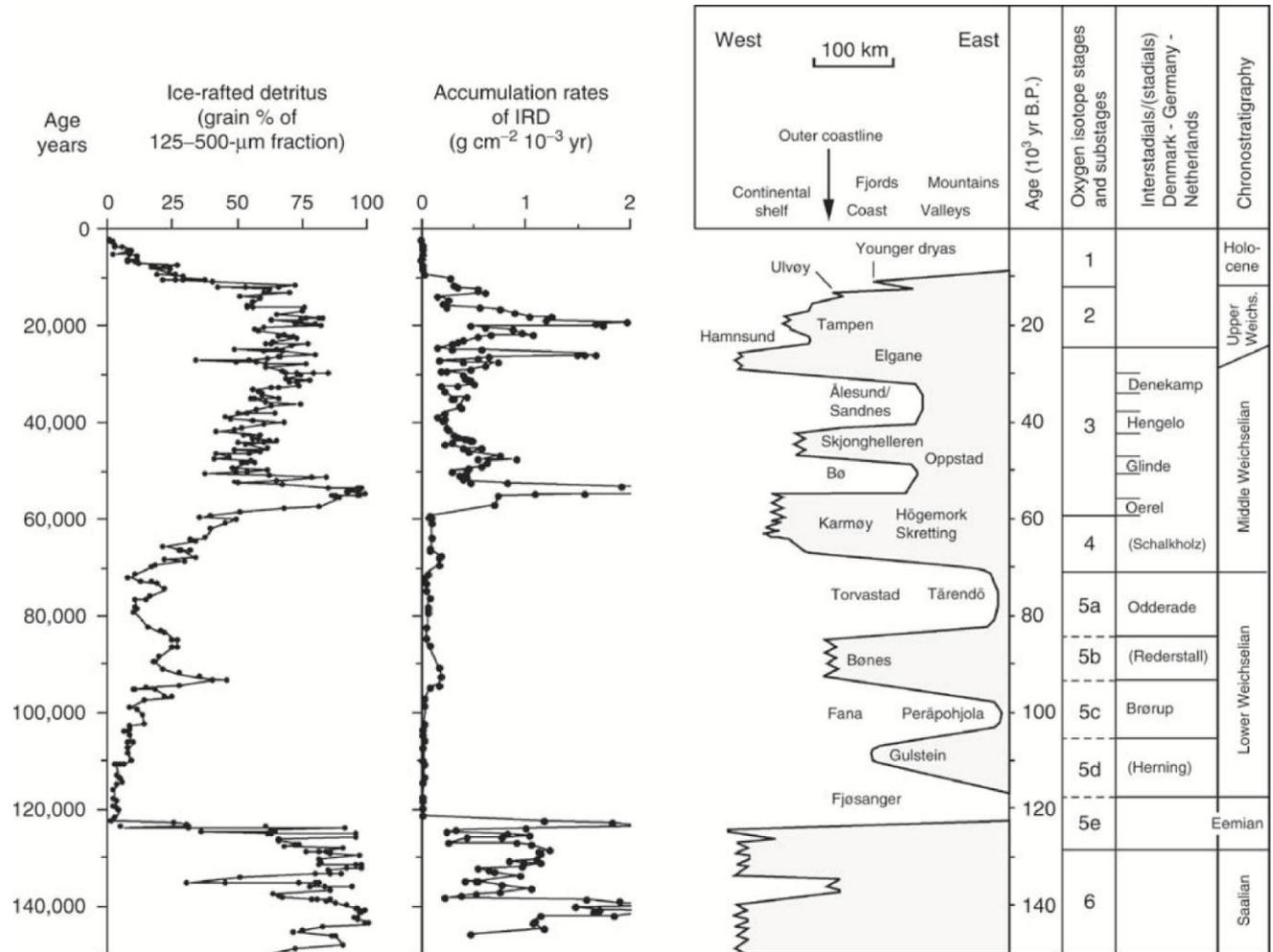


Figure I.16 Corrélation entre les stades isotopiques de l'oxygène, les taux de grains de sables transportés par radeaux de glace et les fluctuations de la calotte fennoscandienne occidentale depuis la fin du Saalien (in Mangerud *et al.*, 2011). À droite, la courbe montre les fluctuations de la marge occidentale de la calotte fennoscandienne. À gauche, les courbes montrent le nombre et les taux d'accumulation des sables glaciaires dans les carottes de sédiments en mer de Norvège.

Par ailleurs, plusieurs périodes ou subdivisions informelles sont également reconnues dans la stratigraphie des formations superficielles de l'Europe du Nord-Ouest (loëss, cailloutis, paléosols...) (Antoine *et al.*, 1999) (Figure I.17): le Début-Glaciaire (112-72 ka BP) qui est caractérisé par le début de la dégradation climatique ; le Pléniglaciaire (environ 18 000 ans) marqué par l'avancée maximale des glaciers et les tempêtes de poussières, avec dans le détail, la distinction du Pléniglaciaire inférieur (70-55 ka BP), le Pléniglaciaire moyen (55 ka - 35 ka BP) et le Pléniglaciaire supérieur (30 ka - 15 ka BP) ; le Tardiglaciaire (15 - 11,7 ka BP) caractérisé par une amélioration climatique et la fonte du permafrost.

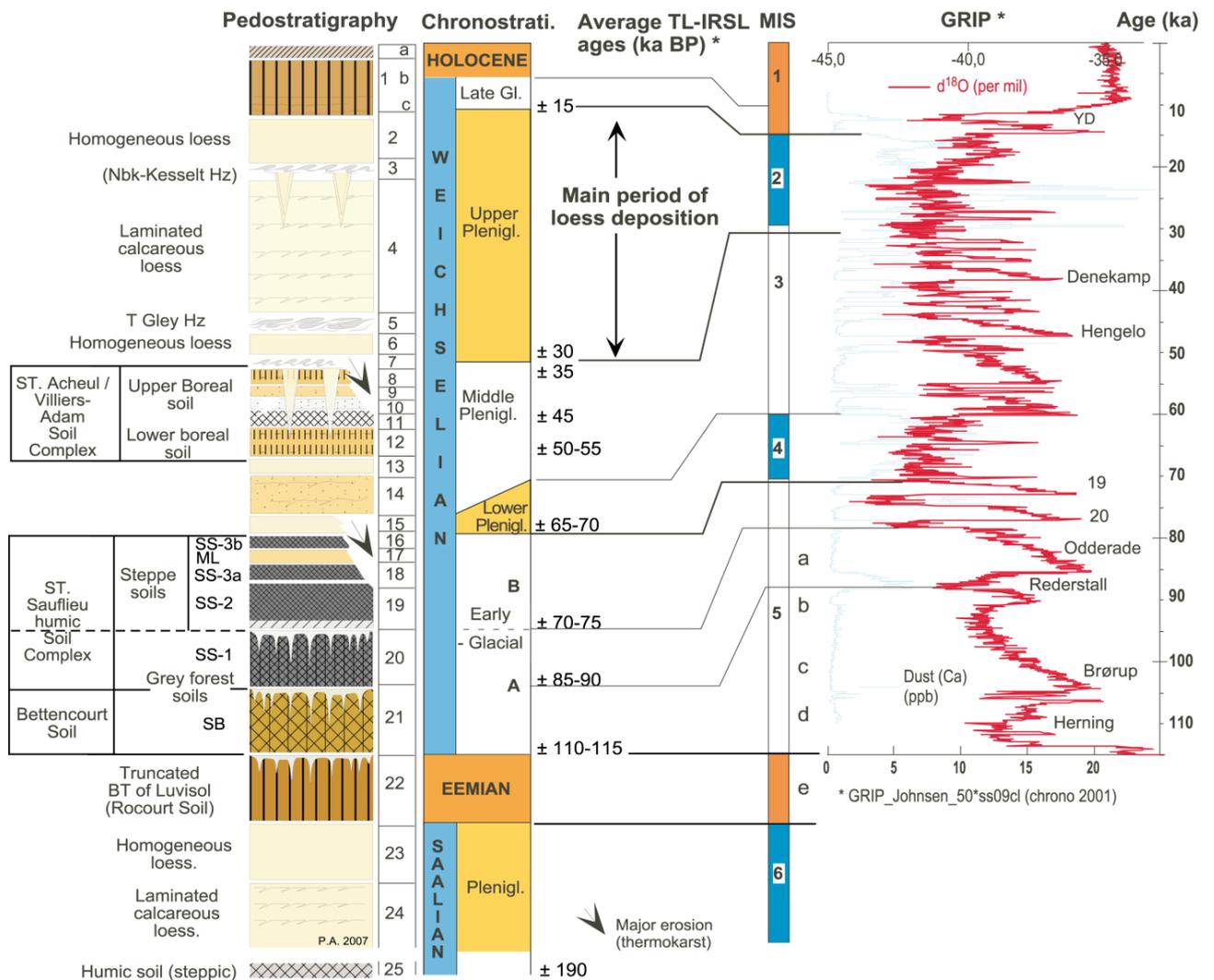


Figure I.17. Séquence pédo-sédimentaire synthétique du Pléistocène supérieur pour l'Europe du Nord-Ouest. (Antoine *et al.* 1999 modifié in Rousseau *et al.*, 2007). Abréviations : GRIP : Greenland Ice core Project, MIS : stade isotopique marin, TL-IRSL : datations par thermoluminescence. **Légende de la pédostратigraphy :** 1-Sol de surface (a : hz L ; b : hz Bt ; c : Bt en bandes, hz à doublets), 2 : Lœss calcaire, 3 : Horizon cryoturbe de Nagelbeek, 4 : Lœss calcaire lité à microfentes, 5-Gley de toundra cryoturbe, 6-Lœss calcaire, 7 : Horizon à langues / grandes fentes à coin de glace (ice-wedges), 8 : Sol brun arctique, 9 : Limons sableux, 10 : Gley de toundra, 11 : Sol humifère de type prairie arctique, 12 : Sol brun boréal (8 à 12= Complexe de sols de Saint-Acheul/Villiers-Adam), 13 : Lœss/limons sableux, 14 : Colluvions litées à fentes de gel, 15 : Lœss brunâtre, 16 à 19 : Sols steppiques avec unité de lœss local non calcaire interstratifiée (17), 20 : Sol gris forestier sur colluvions (SS1), 21 : colluvions argileuses/sol argilo-humique (16 à 21 : complexe de sols de Saint-Saufflieu), 22 : Horizon Bt de sol brun lessivé (Rocourt/Elbeuf 1), 23 : Lœss calcaire saalien, 24 : Lœss calcaire lité saalien et 25 : sol humifère.

3.4. Cyclicités climatiques quaternaires

Le principal forçage des changements environnementaux quaternaires est expliqué par les variations astronomiques. Durant le Quaternaire, deux cyclicités climatiques sont mises en évidence :

- cycles climatiques « longs » avec une périodicité proche de 40 000 ans et 100 000 ans. Ils correspondent aux cycles glaciaires/interglaciaires, sous le contrôle des paramètres orbitaux de la Terre ;

- cycles climatiques « courts » avec une périodicité proche entre 1 000 ans et 3 000 ans correspondant aux cycles Dansgaard-Oeschger.

3.4.1. Les cycles “longs” glaciaires/interglaciaires

Plusieurs théories ont été émises pour expliquer l’alternance de périodes glaciaires, marquées par le développement des inlandsis aux pôles (80 000 000 km³), et de phases de réchauffement concomitantes du retrait des calottes glaciaires (30 000 000 km³).

Variations astronomiques (théorie de Milankovitch)

Inspirée des travaux de Joseph Adhémar (1842) et James Croll (1875), la théorie astronomique des climats a été développée par le géophysicien Milankovitch (1920, 1930, 1941) pour expliquer les variations cycliques de l’insolation reçue à 65°N. Ces cycles se caractérisent par de fortes amplitudes avec des période de 100 ka et de plus faibles, avec des périodes de 41 ka et 21 ka. Elle est fondée sur les variations de la quantité d’énergie solaire reçue à la surface terrestre varie en fonction de l’orbite terrestre autour du Soleil, de l’angle d’inclinaison de l’axe de la Terre et de la direction de l’axe de rotation.

La variation au cours du temps des trois paramètres orbitaux détermine la quantité et la distribution des radiations solaires à la surface de la Terre (Figure I.18) :

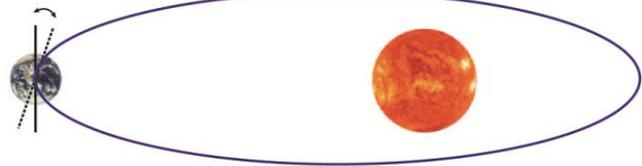
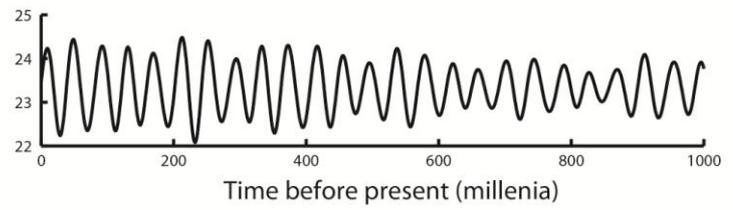
- la première variable est l’excentricité de l’orbite terrestre. Ce paramètre fait intervenir les forces de gravitation induisant une forme spécifique de l’orbite terrestre autour du Soleil qui est tantôt circulaire, tantôt elliptique. Les périodicités sont de 100 et 413 ka et impliquent des variations saisonnières différentes entre les pôles hémisphériques de la Terre ;

- la deuxième variable est l’obliquité de l’axe de rotation. L’inclinaison de la Terre varie approximativement de 21,8° à 24,4° et a une périodicité de 41 ka. L’augmentation de l’inclinaison induit de fortes variations saisonnières dans les deux hémisphères ;

- la troisième variable est la précession des équinoxes. Cette rotation de l’orbite terrestre possède une périodicité de 19 et 23 ka. L’attraction gravitationnelle exercée par le Soleil et la Lune amène la Terre à osciller sur son axe. Cet axe décrit un cercle dans l’espace et détermine indirectement des variations saisonnières selon la proximité avec le Soleil.

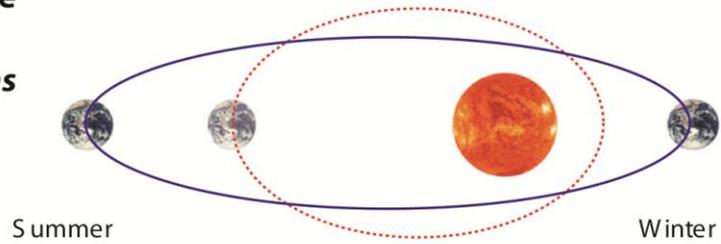
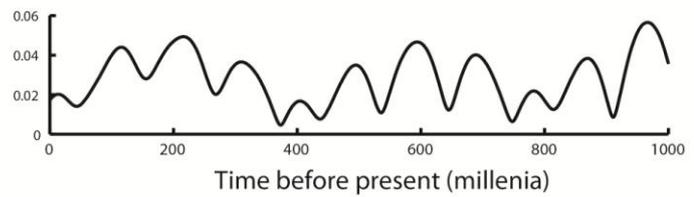
Obliquité de l'axe de rotation

période : 41 000 ans



Excentricité de l'orbite terrestre

période : 100 000 et 400 000ans



Précession des équinoxes

période : 19 000 et 23 000 ans

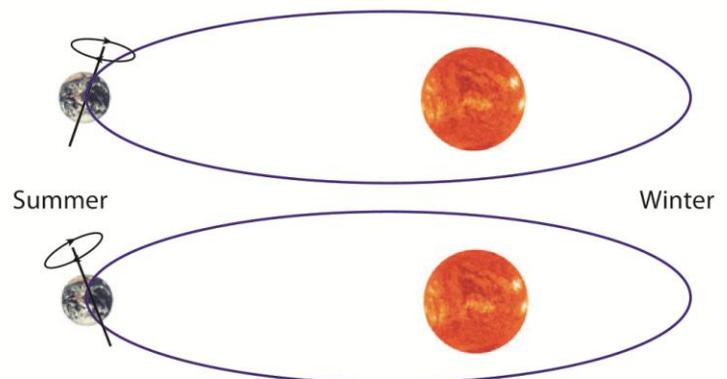
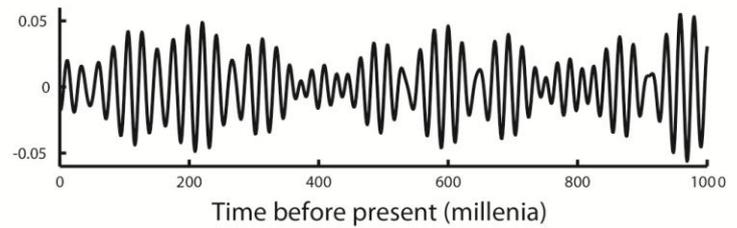


Figure I.18 Cycles orbitaux régulant l'insolation de la Terre (Nisancioglu, 2009)

La théorie astronomique des climats de Milankovitch a confirmé les observations des naturalistes du XIX^{ème} et du XX^{ème} siècles qui ont expliqué la croissance des glaciers sous les hautes latitudes, après une succession d'étés frais ne faisant pas fondre la totalité des neiges accumulées en hiver.

Les enregistrements continus dans les carottes de sédiments marins (Emiliani, 1955, 1978) et des récifs coralliens (Chappell & Schakleton, 1986) ont ensuite confirmé les prédictions du modèle de Milankovitch (1920). Ces corrélations sont fondées respectivement sur les épisodes de développement des inlandsis et les variations du niveau marin. Pour les 800 000 dernières années, chaque cycle de 100 ka coïncide approximativement au minimum d'excentricité. De plus, chaque diminution majeure du volume des glaces est intervenue dans des intervalles de 23 ka et 41 ka correspondant aux fréquences de la précession et de l'obliquité. Les causes de l'initiation des glaciations pléistocènes restent néanmoins débattues.

Les conséquences climatiques des forçages orbitaux

Les périodes chaudes correspondent aux maxima relatifs de l'excentricité et donc aux minima de l'énergie moyenne reçue par la Terre. Les variations d'excentricité modulent les contrastes saisonniers qui s'expliquent surtout par une inclinaison de l'axe de rotation de la Terre. Lorsque l'excentricité est importante, l'effet de l'inclinaison devient plus intense et augmente le contraste des saisons. Lorsque l'excentricité est faible, les étés sont froids et limitent la fonte des glaciers tandis que les hivers sont chauds et augmentent les précipitations de neige sur les glaciers. Les glaciers s'étendent, l'albédo croît et la Terre se refroidit.

La combinaison des trois paramètres cycliques entraîne des variations complexes de l'insolation. Elle permet d'expliquer et d'interpréter les glaciations quaternaires et les variations du niveau marin associées, en prenant comme références les variations de l'insolation à 65°N.

Ces trois périodicités se retrouvent dans les périodes glaciaires et interglaciaires quaternaires, mais avec une périodicité de 100 ka plus marquée. La transition Pléistocène inférieur/Pléistocène moyen (environ 800 000 ans ; MIS 22), la durée des cycles glaciaire/interglaciaire est modifiée passant d'une période de 41 000 ans (Pléistocène inférieur) à des périodes de 100 000 ans et 20 000 ans (Pléistocène moyen). Ce changement de la périodicité des cycles glaciaires/interglaciaires est appelé la « Révolution du Pléistocène moyen » (Bassinot *et al.*, 1994 ; Head & Gibbard, 2005 ; Gibbard & Lewin, 2009). Il s'expliquerait par la mise en place de calottes de glace massives aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. L'excentricité n'est donc pas le seul facteur déterminant et il est nécessaire de prendre également en compte l'ensemble des périodicités connues.

3.4.2. Les cycles « courts » de Dansgaard/Oeschger

Les enregistrements continus des variations climatiques quaternaires issus de carottes marines (Lisiecki & Raymo, 2005) présentent une relative basse résolution en comparaison des données issues des carottes de glace du Groenland (NGRIP et GISP2 ; Johnsen *et al.*, 1992, 1997, 2001) et d'Antarctique (EPICA Dôme C ; Epica community members, 2004). Les courbes de références GISP2 et

EPICA Dôme C, couvrant respectivement 130 000 et 400 000 ans, ont mis en évidence des cycles climatiques d'une durée comprise entre 1 000 et 3 000 ans, avec des amplitudes plus fortes que pour les cycles glaciaires/interglaciaires. Les variations climatiques du dernier cycle climatique (Weichsélien/Eémien) sont les mieux connues (Figure I.19).

Au cours de la dernière période glaciaire weichsélienne, les analyses de la composition isotopique de la glace des carottes, les paléoclimatologues danois Willi Dansgaard et suisse Hans Oeschger ont mis en évidence des augmentations brutales de la température : 24 événements ont été trouvés (Dansgaard *et al.*, 1993), caractérisés par des réchauffements de l'ordre de 10°C en moins de 300 ans, suivis d'un lent retour aux conditions glaciaires. Les cycles de Dansgaard-Oeschger ont une durée comprise entre 500 et 2 000 ans et se succèdent tous les 1 500 à 5 000 ans. Ils ont été ensuite identifiés dans des sédiments marins, lacustres et dans des diagrammes polliniques. Ces cycles Dansgaard-Oeschger comprennent une *phase interstadaire* de réchauffement très rapide, avec une échelle décennale à centennale et une *phase stadiaire* de refroidissement rapide à l'échelle millénaire.

Événements froids de Heinrich

Les sédiments marins de l'océan Atlantique de la dernière glaciation weichsélienne présentent aussi des épisodes détritiques périodiques décrits par Heinrich (1988), avec des graviers et un appauvrissement en microorganismes. Pour les océanographes, Bond et Broecker, les événements de Heinrich (H ou HE) sont synchrones dans tout l'océan Atlantique (Figure I.19). Les graviers proviennent de débâcles d'icebergs ; les courants marins océaniques ne peuvent expliquer toutes ces décharges détritiques et des glaces les auraient également transportés. La glace rabote le socle rocheux et piège des particules détritiques, à sa base. Selon l'intensité des événements de refroidissement, il y a eu fonte de la calotte laurentide ou européenne. Au fur et à mesure de la dispersion et de la fonte des icebergs, les particules détritiques piégées sont larguées sur les fonds sédimentaires océaniques, formant des marqueurs synchrones.

La durée d'un événement de Heinrich est comprise entre 500 et 1 000 ans et se répète avec une périodicité entre 5 000 à 10 000 ans. Dans les carottes de sédiments de l'Atlantique, les événements de Heinrich sont caractérisés par plusieurs paramètres (variations isotopiques ^{18}O , ^{13}C , mesure du Ca détritique) contrôlés par les paramètres des variations climatiques. Un événement de Heinrich est caractérisé par une diminution importante du $\delta^{18}\text{O}$, en relation avec une chute brutale de la température de l'atmosphère (-4°C en quelques dizaines d'années) et une baisse de la température des eaux de surface (-5°C). Un pic de concentration de calcium détritique prouve une augmentation des populations de foraminifères plus nombreuses lorsque l'eau est plus froide.

Les événements froids de Heinrich sont suivis par des réchauffements qui correspondraient à certains cycles de Dansgaard-Oeschger décrits dans les carottes de glace du Groenland. Plus récemment, d'autres décharges détritiques issues des débâcles de calottes glaciaires européennes fennoscandinave et islandaise ont été trouvées avec une fréquence de 1 500 à 5 000 ans. Certaines de ces débâcles ont pu entraîner la déstabilisation de la calotte laurentide et seraient par conséquent à l'origine des événements de Heinrich. Des variations de la circulation des courants océaniques ont

provoqué des réchauffements rapides et intenses suivis de refroidissements plus lents en quelques siècles.

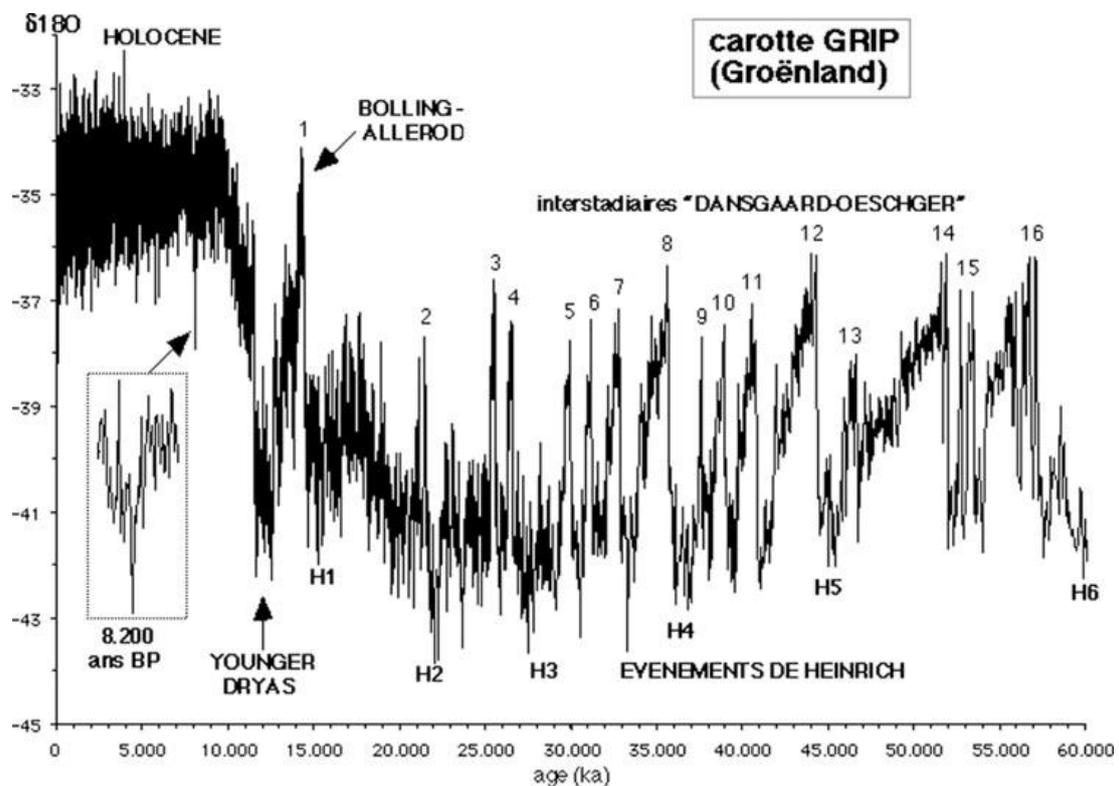


Figure I.19 Courbe d'évolution isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ des glaces du Groenland (carotte GRIP, Johnsen *et al.*, 1997) avec succession des cycles de Dansgaard/Oeschger et événements de Heinrich (*in* Grousset, 2001).

Cycle de Bond

Les travaux de Bond *et al.* (1993) ont regroupé les cycles de Dansgaard-Oeschger en plusieurs cycles, où chaque « cycle de Bond » intègre un refroidissement long suivi d'un réchauffement abrupt (Figure I.20). Les cycles de Bond débutent par un long intervalle de refroidissement représenté par plusieurs oscillations de Dansgaard-Oeschger qui correspondent à la croissance de la calotte glaciaire. La phase la plus froide du cycle de Bond est parallélisé à un évènement de Heinrich. La calotte glaciaire Laurentide qui a atteint sa taille critique se disloque, provoquant une débâcle d'icebergs en Atlantique Nord (Rahmstorf, 2002). Il s'ensuit une brutale remontée des températures. Le « cycle de Bond » se caractérise donc par l'alternance de modes stadiaires froids et interstadias chauds. Les interstadias coïncident aux cycles de Dansgaard-Oeschger et aux oscillations du cycle de Bond. Les cycles successifs de Dansgaard-Oeschger deviennent de plus en plus froids. Le cycle de Bond se termine par un événement de Heinrich. Durant la dernière période glaciaire, il existe trois états de conditions climatiques (stadiaires, interstadias et Heinrich) correspondant à trois modes distincts de la circulation océanique.

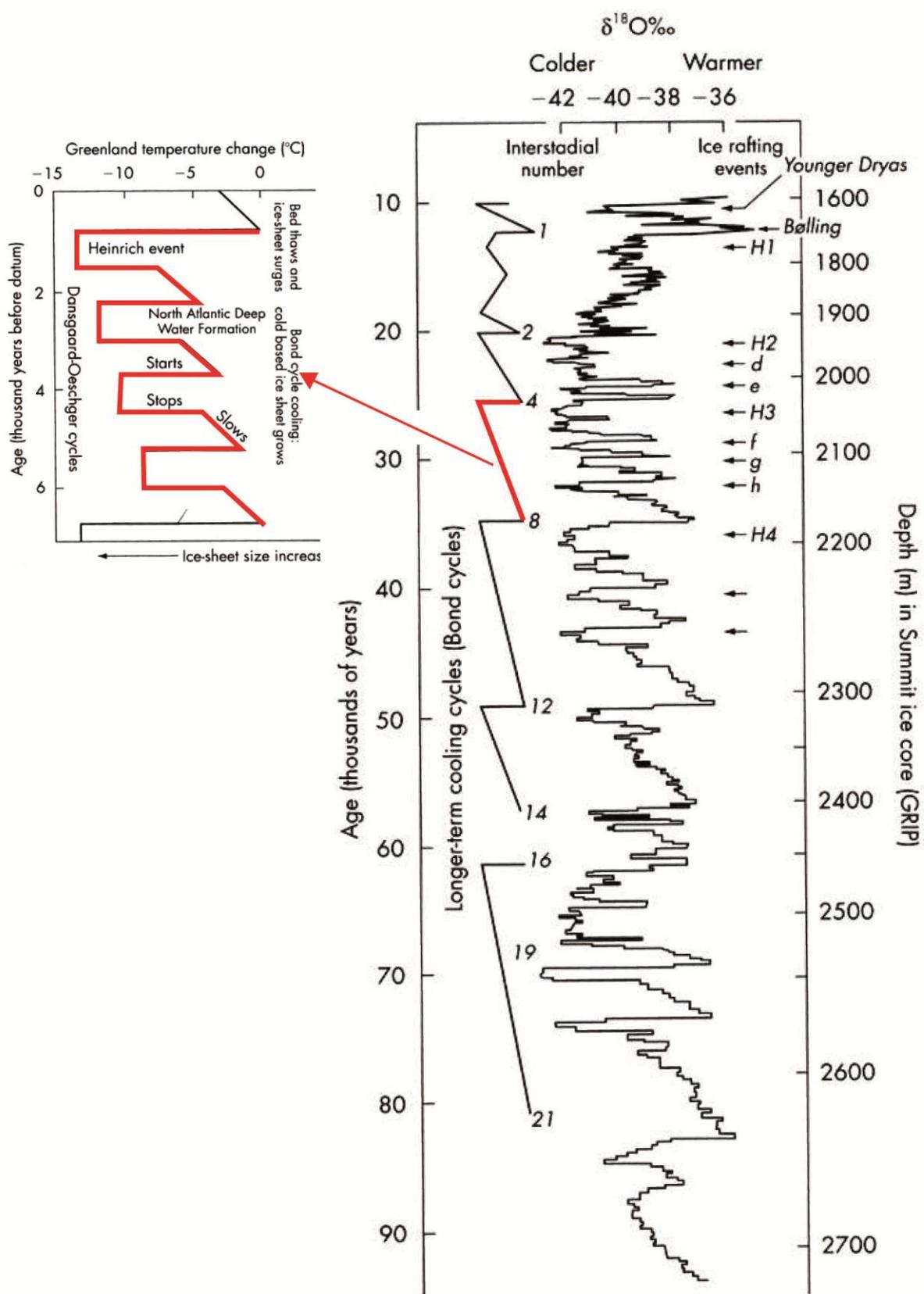


Figure 1.20 Cycle théorique de Bond pour le dernier Glaciaire : succession de D/O encadrée par des événements de Heinrich (H) (Bond *et al*, 1993, modifié).

Partie II : LES SYSTÈMES FLUVIATILES QUATERNAIRES D'EUROPE DU NORD- OUEST

1. Géomorphologie des systèmes fluviaux actuels

1.1. Dynamique sédimentaire fluviale

1.1.1. Réseau hydrographique et bassin versant

Un cours d'eau (*stream*) correspond à un chenal superficiel ou souterrain dans lequel s'écoule un flux d'eau continu ou temporaire. Les eaux météoriques (neige ou précipitations) ruissellent à la surface du sol ou s'infiltrent dans le sous-sol. Toute masse liquide qui s'écoule est à l'origine d'une érosion verticale, creusant le substratum ou sa couverture de formations superficielles. L'intensité de cette érosion dépend de la vitesse d'écoulement, de la résistance du substrat, de la densité du couvert végétal,... Dans le chenal creusé par l'érosion, la pente du cours d'eau augmente à l'amont de l'incision, favorisant une augmentation de la vitesse du courant et la propagation des phénomènes d'érosion de l'aval vers l'amont correspondant à un processus d'érosion régressive. Simultanément de nouveaux chenaux se forment à proximité et ceux-ci finissent par fusionner avec le chenal principal. Des affluents se jettent dans un cours d'eau principal et l'ensemble des cours d'eau interconnectés crée un réseau hydrographique.

La configuration des affluents et des cours d'eaux principaux définit un agencement spatial du réseau hydrographique. Cet agencement dépend de la forme du paysage et de la composition du substrat. Plusieurs réseaux hydrographiques peuvent être distingués : dendritique, parallèle, radial-centrifuge, radial-centripète, rectangulaire, en treillis ou annulaire (Figure 7 , p. 32).

La forme du réseau hydrographique dépend étroitement de la structure géologique (plis et failles), de la lithologie et de la pente moyenne. Par exemple, les réseaux dendritiques sont digités car les segments de rivières convergent vers un même point. La ramification du réseau de drainage s'explique par la nature uniforme des roches du bassin versant, de la pente moyenne faible à moyenne, dans les structures sédimentaires tabulaires ou dans des roches cristallines de résistance homogène.

Dans le cas des réseaux en treillis, les drains présentent une direction dominante et une direction perpendiculaire secondaire. Les confluences se font à angle droit et les affluents sont perpendiculaires aux drains principaux. Ce réseau en treillis est rencontré dans des unités sédimentaires basculées ou plissées, avec des alternances de lithologies de différentes duretés.

Les réseaux radiaux-centrifuges se caractérisent par la divergence des drains depuis un centre généralement à partir d'un cône, d'un dôme volcanique ou d'un relai compressif dans les zones coulissantes. À l'inverse, les réseaux radiaux centripètes présentent des drains orientés vers un centre à l'intérieur d'une caldeira, d'un cratère et d'un bassin tectonique. Les drains principaux sont régulièrement espacés et plus ou moins parallèles entre eux avec des angles de confluence très

aigus. Ce type de réseau est rencontré dans des faisceaux de failles, des monoclinaux (revers de crête et *cuestas*) et des plis isoclinaux serrés.

- *Bassin versant*

Un bassin-versant est une aire délimitée par des lignes de partage des eaux, à l'intérieur de laquelle toutes les eaux pluviales alimentent un même exutoire : cours d'eau, lac, mer, océan, etc (Figure II.1). Une ligne de crête ou de faîte (*talweg*) se confond très souvent avec une ligne de partage des eaux (*interfluve*). Chaque bassin versant se subdivise en un certain nombre de bassins élémentaires (parfois appelés « sous-bassin versant ») correspondant à la surface d'alimentation des affluents se jetant dans le cours d'eau principal. Son organisation dépend de la structure des terrains (lithologie et tectonique), de la pente jusqu'à son niveau de base et du climat (Campy & Macaire, 2003 ; Delcaillau, 2011). D'un point de vue spatial, Schumm (1977) distingue trois domaines morphodynamiques pour un bassin versant :

- secteur amont : il correspond à une zone de production, c'est-à-dire la zone où sont mobilisés les particules par forte érosion (forte pente > 0,1 %), écoulement aréolaire, forte densité de drainage, forte précipitation) ;
- secteur médian ou de transit : il correspond à une zone intermédiaire (terrasses) où la dynamique hydraulique est modérée à faible (pente 0,1 à 0,001 %) ;
- secteur aval : il correspond à une zone d'accumulation des dépôts de tous types (dépôts fluviaux, delta, estuaire) (pente < 0,001 %).

Ce découpage permet de simplifier la dynamique d'ensemble d'un bassin versant, mais la réalité est beaucoup plus complexe. D'autres types de paramètres (domaine morphoclimatique,...) doivent être pris en compte. En contexte périglaciaire, le régime d'un cours d'eau et sa morphologie sont contrôlés par les contrastes saisonniers qui dépendent de la latitude, des précipitations et de la charge sédimentaire (Van Vliet-Lanoë, 2005).

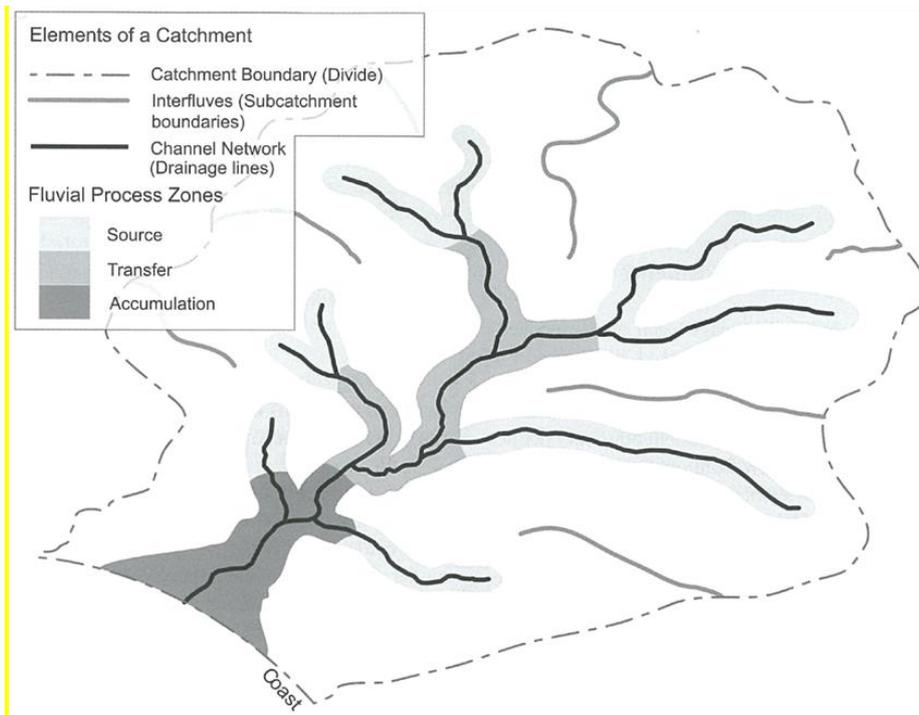


Figure II.1 Éléments caractéristiques d'un bassin versant (Fryirs & Brierley, 2013, d'après Schumm, 1977).

Le secteur amont représente la source principale d'alimentation en matériaux solides, le secteur du cours moyen correspond à une zone de transfert et le secteur aval représente la zone d'accumulation sédimentaire.

1.1.2. Débit fluvial et turbulence

Le débit (*discharge*) d'une rivière, exprimé en m^3/s , correspond au volume d'eau qui passe dans une section transversale au cours d'eau, par unité de temps. Le débit d'une rivière dépend de la surface de la section du cours d'eau et de la vitesse moyenne d'écoulement des eaux vers l'aval.

Le débit fluvial dépend en théorie de la taille du bassin versant et du volume des eaux météoriques qui y tombent. Il varie également d'amont en aval, en fonction du climat. Dans les régions tempérées, le débit d'un cours d'eau augmente de l'amont vers l'aval, puisque chaque affluent qui rejoint la rivière principale apporte davantage d'eau. Dans les régions arides, le débit diminue au contraire d'amont vers l'aval, car l'eau a plutôt tendance à s'infiltrer dans les sols ou à s'évaporer.

La vitesse moyenne des eaux fluviales est une notion difficile à calculer, car l'eau ne se déplace pas toujours à la même vitesse. Les forces de friction le long des berges et sur le lit du cours d'eau ralentissent l'écoulement des eaux fluviales. L'eau qui est proche des berges ou du lit fluvial se déplace plus lentement que l'eau située au milieu du chenal. L'eau qui s'écoule le plus rapidement dans un cours d'eau est celle qui est à proximité de la surface du cours d'eau et au centre du chenal. Au sein d'un chenal en méandre, l'écoulement le plus rapide est dirigé vers la courbe extérieure.

La turbulence ou l'écoulement turbulent représente un mouvement de torsion et de tourbillonnement qui crée des remous (tourbillons), le mouvement de l'eau s'infléchissant et

pouvant même s'écouler vers l'amont ou décrire des cercles sur place. La turbulence se développe en partie parce que le mouvement de cisaillement d'un volume d'eau contre le volume voisin crée le tournoiement du voisin. Elle se développe aussi lorsque des obstacles comme des rochers détournent l'eau dans un cours d'eau, ce qui la force à se déplacer dans une direction différente.

1.1.3. Charge sédimentaire, compétence et capacité

L'énergie à l'origine du déplacement de la masse d'eau courante fluviale provient de la gravité. Avec l'écoulement de l'eau d'amont en aval, l'énergie potentielle liée à la gravité et stockée dans l'eau se transforme en énergie cinétique. Environ 3 % de cette énergie cinétique est consacrée à l'érosion des berges et du lit d'eau. L'intensité de l'érosion fluviale dépend de la vitesse d'écoulement et du volume d'eau transportée mais également de sa concentration en sédiment. La majeure partie de l'érosion se produit lors des inondations.

1.1.3.1. Charge sédimentaire

La charge sédimentaire solide (*sediment load*) correspond au volume total des sédiments transportés par un cours d'eau. Cette charge sédimentaire est issue de l'érosion des versants, en fonction de facteurs climatiques (altérations physiques ou chimiques), lithologiques et des pentes du bassin versant topographique et de la présence d'un couvert végétal. Le transport de la charge solide, des argiles aux blocs se fait en suspension dans la masse d'eau ou par progression sur le fond du chenal (charriage, roulement), en fonction de la granulométrie des sédiments et de la capacité du cours d'eau à les remobiliser. Dans le détail, la charge d'une rivière est composée de deux composantes : une composante solide correspondant soit à la charge de fond (*bed load*) soit à une charge en suspension (0,45-0,62µm, *suspended load*) et une composante dissoute.

La charge de fond correspond aux sédiments les plus grossiers transportés sur le fond du lit et aux débits les plus forts. Le transport des matériaux se fait par roulement des particules sur le fond du lit, par saltation ou par charriage. En rivière, la charge de fond représente moins de 10 % de la totalité des transports solides et 70 % dans les cours d'eau de montage. Les matières en suspension constituent la fraction la plus fine de la charge solide transportée par le cours d'eau (argiles et silts). Les particules sont transportées dans la masse d'eau, sans contact avec le lit de la rivière. La turbulence du courant entretient ce mouvement et détermine lors des crues, la mise en suspension des particules les plus grossières (sables) auparavant transportées sur le fond.

La charge en suspension provient aussi de l'érosion des versants, des berges du cours d'eau ou par ruissellement des eaux à la surface des sols. Le volume des suspensions apportées aux cours d'eau est fonction de la pente, du couvert végétal, de la lithologie, et des précipitations. Si le transport en suspension n'intervient pas directement dans la géométrie du chenal fluvial, son rôle sur la morphologie du chenal est indirect, car lors des crues, il participe à la construction des levées de berge et aux décantations dans la plaine d'inondation favorisant la cohésion des berges.

La charge dissoute correspond aux substances dissoutes minérales ou organiques dans l'eau et provenant de processus d'altération chimique des formations géologiques ou des sols du bassin versant. Le rôle de la charge dissoute reste minime dans le façonnement des lits fluviaux mais plus important dans les phénomènes de précipitations chimiques ou biochimiques.

1.1.3.2. Compétence et capacité

L'aptitude d'un cours d'eau à transporter des sédiments est définie par la compétence et la capacité du cours d'eau fluvial. La compétence (*competence*) d'un cours d'eau caractérise la taille maximale des particules que le cours d'eau peut éroder. Une rivière ayant une faible compétence transporte des petites particules tandis qu'une rivière turbulente et rapide présente une compétence supérieure. La capacité (*capacity*) d'un cours d'eau correspond à la quantité totale de sédiments qu'il peut transporter. La capacité de la rivière dépend de sa compétence et de son débit.

1.2. Érosion et sédimentation fluviales

Si la vitesse de l'écoulement diminue, par diminution de la pente du cours d'eau, ou par élargissement du chenal ou augmentation des forces de friction entre l'eau et le fond du lit, la compétence du cours d'eau diminue et des sédiments se déposent. La taille des sédiments déposés à un endroit est directement fonction de la diminution de la vitesse d'écoulement. Les particules les plus grossières se déposent généralement à l'amont du bassin versant, là où la pente du cours d'eau est plus forte et où l'eau s'écoule le plus vite. Les particules les plus fines sédimentent plus loin, vers l'aval où l'eau s'écoule plus lentement.

Les dépôts fluviaux s'accumulent le long du cours d'eau, sous la forme de bancs ou barres dont la taille et la morphologie dépendent du style fluvial. Pendant les crues, le cours d'eau déborde et quitte les rives de son chenal et recouvre la plaine d'inondation, zone plane et large qui borde le cours d'eau. La friction ralentit l'eau sur la plaine d'inondation si bien qu'une couche de limon et de boue s'y dépose.

1.2.1 Profil longitudinal des cours d'eau et niveau de base

Le profil longitudinal du cours d'eau représente la variation de l'altitude du cours d'eau, tout au long de son écoulement, d'amont en aval (Figure II.2). Le cours d'eau présente une pente qui favorise le transfert de la charge solide depuis les zones productrices jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Cette pente traduit un état d'équilibre provisoire du cours d'eau qui matérialise un style fluvial spécifique. En théorie, le profil longitudinal présente une courbe concave orientée vers le haut traduisant une pente du cours d'eau plus forte à proximité de sa source que vers son embouchure. Mais, le profil longitudinal peut aussi présenter un profil accidenté, avec des plateaux et des ruptures de pente qui correspondent à des changements brutaux des reliefs.

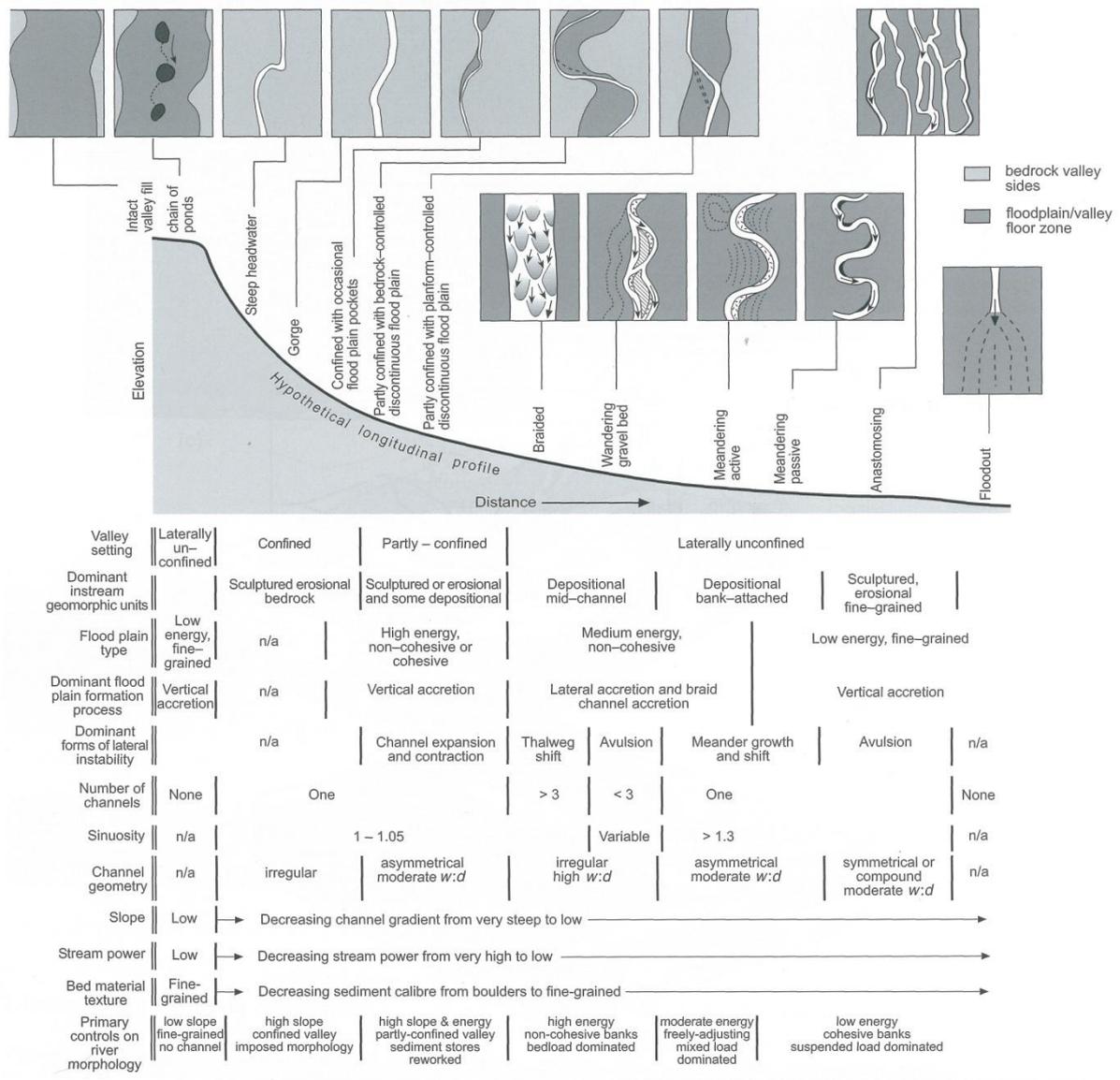


Figure II.2 Profil longitudinal théorique présentant l'évolution amont-aval des styles fluviaux et des paramètres morphologiques (in Fryirs & Brierley, 2013)

La rivière approfondit progressivement son chenal par érosion verticale, jusqu'à une profondeur minimale en dessous de laquelle elle ne peut plus creuser. Cette altitude minimale atteinte à un endroit donné par le fond du chenal désigne le niveau de base (*base level*) du cours d'eau. Le niveau de base local est caractéristique d'un endroit donné situé à l'amont de l'embouchure du réseau hydrographique de la rivière. Le niveau de base absolu correspond à l'altitude la plus basse possible trouvée le long du profil longitudinal et déterminée par le niveau de la mer, le cours d'eau principal ne pouvant pas creuser sous le niveau de la mer.

1.2.2. Paramètres morphométriques des chenaux fluviaux

Plusieurs paramètres morphométriques définissent un cours d'eau (Leopold *et al.*, 1964). Les principaux indices sont rappelés par Malavoi & Bravard (2010) (Figure II.3).

- largeur du chenal (W : *width*) est mesurée aux points d'inflexion entre deux sinuosités.
- degré de sinuosité (SI en français ou P pour les anglo-saxons) correspond au rapport de la longueur développée par le cours d'eau en suivant l'axe du lit mineur sur la longueur entre les deux mêmes points en suivant l'axe général de la pente du cours d'eau (méthode du rapport de longueur). Quatre classes de sinuosité (SI) sont distinguées :

Degré de sinuosité (SI)	
SI < 1,05	cours d'eau rectiligne
1,05 < SI < 1,25	cours d'eau sinueux
1,25 < SI < 1,5	cours d'eau très sinueux
SI > 1,5	cours d'eau méandriforme

Tableau II.1 Indice de sinuosité des cours d'eau.

Le degré de sinuosité est aussi lié à d'autres paramètres hydromorphologiques, comme le rapport largeur/profondeur, la pente de la vallée, la texture des berges. Une rivière méandriforme présente un lit étroit et profond alors qu'une rivière sinueuse s'écoule dans un lit plus large par rapport à sa profondeur. Les rivières rectilignes ou quasi-rectilignes présentent les plus forts rapports L/p.

Dans le cas du lit moyen des rivières en tresses (ou bande active), il présente presque toujours un tracé rectiligne ou subrectiligne (SI < 1,1 voire 1,05), même si les versants de la vallée dessinent des sinuosités. La rivière cherche à s'écouler sur une pente maximale pour transporter le plus rapidement possible la charge alluviale provenant de l'amont. La puissance maximale est atteinte lorsque le cours d'eau établit une pente proche de celle de la vallée. Le tracé du lit moyen est donc rectiligne.

- longueur d'onde des sinuosités se mesure entre deux sommets (apex) de sinuosités consécutives de même phase. La mesure est exprimée en valeur brute (m, km, etc.) ou relative (adimensionnelle), en la divisant par la largeur moyenne du chenal (W). Les valeurs moyennes de longueur d'onde relative observées sur le terrain sont entre 8 et 15, avec une valeur médiane autour de 10 – 12 w . Des longueurs d'onde faibles définissent des cours d'eau méandriformes (sinuosités proches les unes des autres) et de faible activité géodynamique. Des valeurs plus fortes caractérisent des cours d'eau sinueux, et plus actifs.

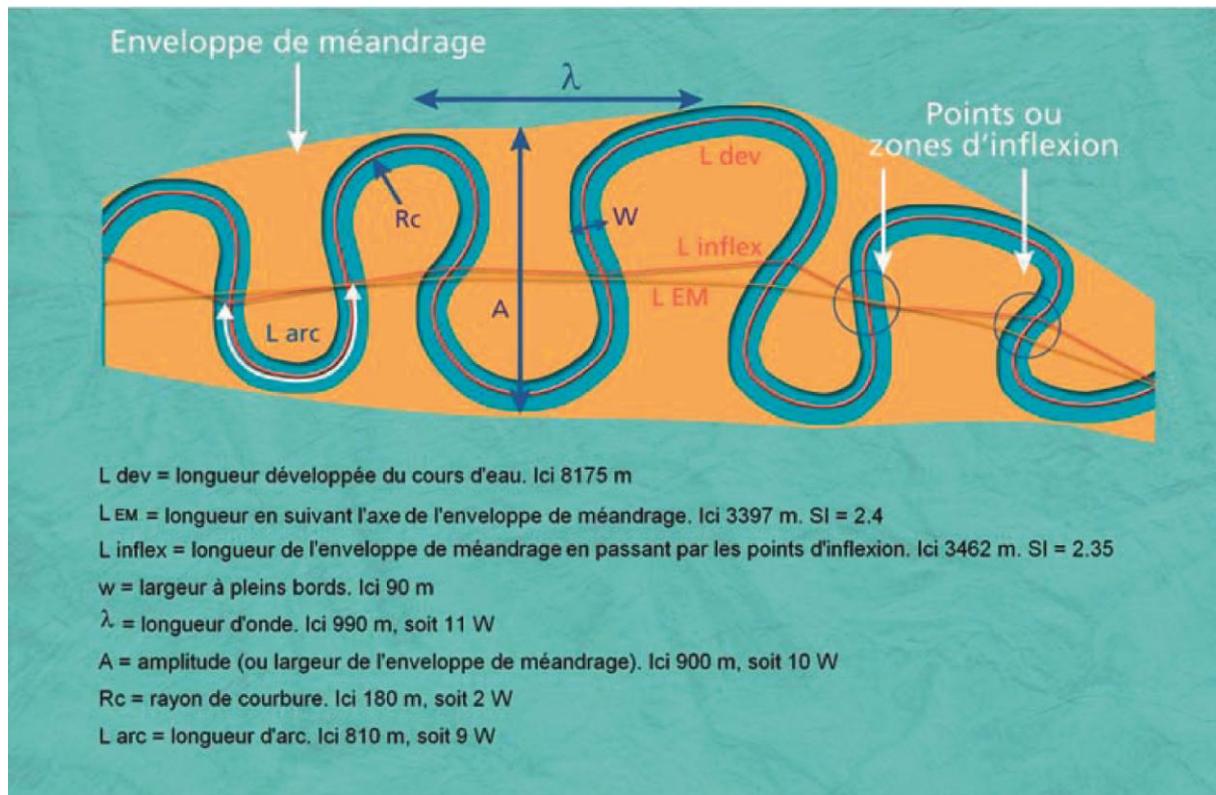


Figure II.3 Caractéristiques morphométriques des cours d'eau à méandres (Malavoi & Bravard, 2010)

Les cours d'eau avec des berges cohésives (ex. argiles) sont souvent plus sinueux, plus étroits et plus profonds, à taille de bassin équivalente, que les cours d'eau s'écoulant dans des alluvions non cohésives et faciles à éroder (correspondant à des matériaux d'un diamètre moyen supérieur aux sables fins : 0,125 mm).

- amplitude des sinuosités se mesure entre deux sommets de sinuosité de phase opposée. Les amplitudes relatives des cours d'eau naturels s'échelonnent entre 5 et 20 w , avec une valeur médiane autour de 10 - 12 w . Elles sont plus faibles sur les cours d'eau peu sinueux et actifs et plus fortes sur les cours d'eau méandriformes peu actifs.

- rayon de courbure se mesure en faisant passer un cercle par les deux points d'inflexion d'une sinuosité complète. Cette variable caractérise la « maturité » d'un méandre et sa dynamique probable d'érosion. C'est autour d'une valeur de R_c/W (Rayon R_c divisée par la largeur du chenal W) comprise entre 2 et 3 que les taux d'érosion sont les plus forts.

- longueur d'arc se mesure entre deux points d'inflexion. La longueur des arcs de méandres est proportionnelle à la largeur, mais se situe dans une gamme de valeurs plus variables, entre 5 et 30 w .

En conclusion, les expériences d'hydromorphologie fluviale établissent la loi de proportionnalité des formes et des processus. Si les caractéristiques des variables de contrôle sont identiques, un petit cours d'eau naturel de 1 m de largeur fonctionne de la même façon qu'un cours d'eau de 100 ou de 1000 mètres. Les formes géométriques et l'intensité des processus d'érosion des berges et de dépôt sont proportionnelles à la largeur du cours d'eau, elle-même proportionnelle au débit entrant, lui-même proportionnel à la surface drainée du bassin versant

- Typologie simplifiée des cours d'eau, recherche de paramètres physiques (pente, largeur et nature des alluvions du fond de vallée)

En envisageant des tronçons géomorphologiques homogènes, trois principaux paramètres contrôlent les caractères hydrauliques et géomorphologiques des cours d'eau : (1) la puissance du cours d'eau, (2) l'érodabilité des berges et, (3) l'importance et la nature des apports solides apportés au cours d'eau (Leopold *et al.*, 1964).

Il en résulte les caractéristiques géomorphologiques du cours d'eau : géométrie, style fluvial, intensité des processus d'érosion latérale, verticale et du transport solide. Si le débit liquide et la charge solide sont deux paramètres importants dans les écoulements fluviaux, d'autres paramètres interviennent dans les processus et la morphologie fluviale comme la pente de la vallée, la largeur de la vallée, la nature des sédiments transportés ou la végétation des berges.

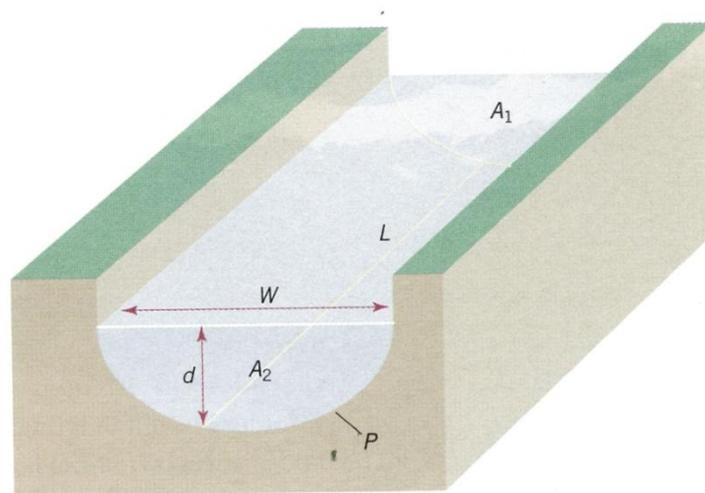


Figure II.4 Paramètres morphologiques d'un chenal (Gilvear, 2005). Légende : (W) : largeur du chenal entre les berges ; (d) : profondeur du chenal, (p) : périmètre passant par les berges opposés et le fond de chenal, (A) : aire d'un profil transversal de chenal, (L) : distance entre un profil transversal d'un chenal donné et un autre profil transversal du même chenal mais dont les paramètres morphologiques diffèrent (A,d,W,...).

Le rapport largeur/profondeur du chenal (W/p) est un paramètre indicateur de l'activité d'un cours d'eau (Figure II.4). Les cours d'eau à dynamique active présentent des processus érosifs latéraux importants et des apports solides élevés, leur rapport W/p est important (≥ 20). Le rapport W/p est proche de 100 ou supérieur à 100, dans le cas des rivières en tresses.

L'écoulement de l'eau fluviale est ralenti par des forces de friction dont l'intensité est liée à la rugosité des berges et du lit, ainsi qu'à la forme du chenal. Un chenal fluvial large et peu profond présente un périmètre mouillé (surface de contact entre l'eau et les extrémités du chenal) plus important qu'un chenal semi-circulaire. L'écoulement des eaux est plus lent dans un chenal large et profond que dans un chenal semi-circulaire.

Le rapport W/p décrit donc indirectement l'état de cohésion des berges. Plus les berges sont cohésives, plus les cours d'eau sont étroits et profonds, tandis que si les berges sont peu cohésives, les cours d'eau ont tendance à s'élargir et à diminuer sa profondeur. Le couvert végétal des berges d'un cours d'eau leur assure une protection vis-à-vis de l'érosion mécanique, et participe par

conséquent à la cohésion des berges. Les deux paramètres (couvert végétal et cohésion des berges) jouent un rôle comparable qui favorise l'érosion verticale aux dépens de l'érosion latérale.

1.3. Styles fluviaux

Les lits fluviaux présentent des morphologies variables avec des chenaux rectilignes, sinueux, uniques ou multiples,... Les styles fluviaux sont nombreux. La sinuosité et le nombre de chenaux dans le lit mineur sont les deux principaux paramètres permettant de classer les styles géomorphologiques fluviaux.

1.3.1. Classification des styles fluviaux

Les morphologies des rivières (*river pattern*) sont souvent regroupées selon trois ensembles : cours droits ou rectilignes, rivières méandriformes, rivières en tresses (Leopold & Wolman, 1957) (Figure II.5). La morphologie anastomosée d'une rivière a été introduite plus tard (Schumm, 1968, 1981 ; Rust, 1978a ; Smith, 1983 & Brice, 1984). Certaines classifications ont été développées afin de décrire plus précisément les combinaisons des morphologies de chenaux rencontrées le plus souvent dans fleuves actuels de grande dimension (Rosgen, 1994 ; Nanson & Knighton, 1996 ; Latrubesse, 2008 ; Lewin & Ashworth, 2014). Les classifications retenues sont fondées sur la sinuosité et sur le nombre de chenaux (simple ou anabranché). La classification de Schumm et Meyer (1979) illustre le continuum existant entre les styles fluviaux (Figure II.6).

À l'échelle du bassin versant, il correspond à la succession amont-aval de styles fluviaux classés selon un gradient d'énergie décroissant avec la pente. Quatre grands types de cours d'eau sont ainsi distingués : torrents, cours d'eau en tresses, cours d'eau à méandres, rivières peu mobiles à chenal rectiligne ou à chenaux multiples. Cette continuité des styles fluviaux peut être par ailleurs modifiée en fonction de la charge transportée. L'évolution des styles fluviaux reflète les variations du niveau d'énergie des cours d'eau (puissance) et de l'instabilité des lits (bancs, chenaux) Le tressage définit des cours d'eau de haute énergie, associés à une grande mobilité du lit. Toutefois l'ajustement régulier de la morphologie de détail du chenal n'affecte pas le style fluvial.

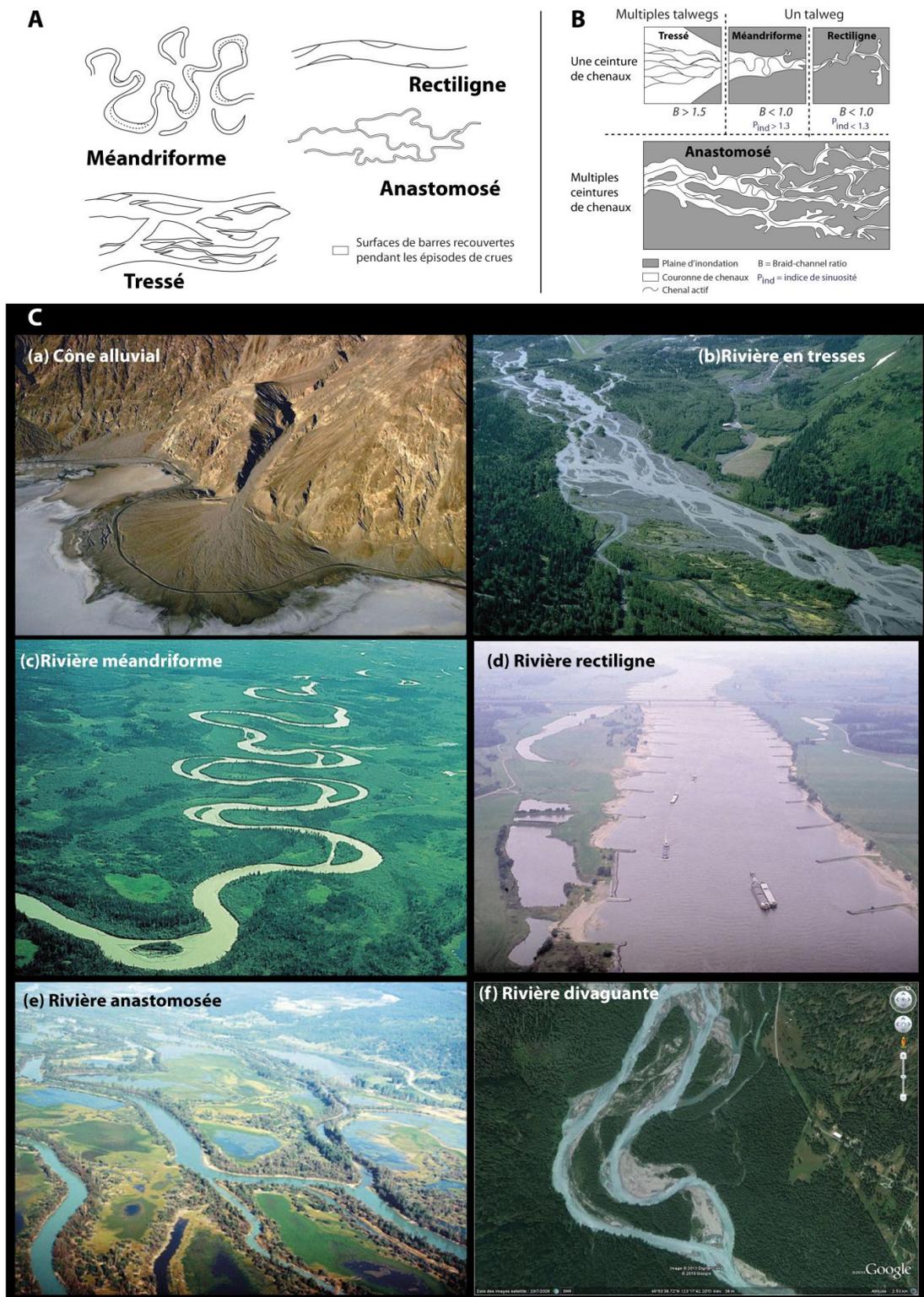


Figure II.5 Représentation des différents styles fluviaux.

Légende : **A** - Classification des types de chenaux d'après Miall (1977). **B** - Classification alternative des types de chenaux, d'après Makaske (2001), modifié. Cette classification est fondée sur le nombre de trains de chenaux (channel belt) et les paramètres de tressage B de Friend & Sinha, 1993 et l'indice de sinuosité de Rust (1978a). **C** - Photographies des styles fluviaux : (a) Cône alluvial de Badwater (Death Valley, USA, photo : Marli) ; (b) Rivière Resurrection River (Péninsule de Kenai, Alaska, photo : Marli) ; (c) Rivière Williams River (Alaska, Photo : Smith) ; (d) Rivière Waal (Hollande, photo : Berendsen) ; (e) Rivière Columbia (Colombie britannique, Canada, photo : Berendsen) ; (f) Rivière Squamish (Colombie britannique, Canada, Image satellite de GoogleEarth)

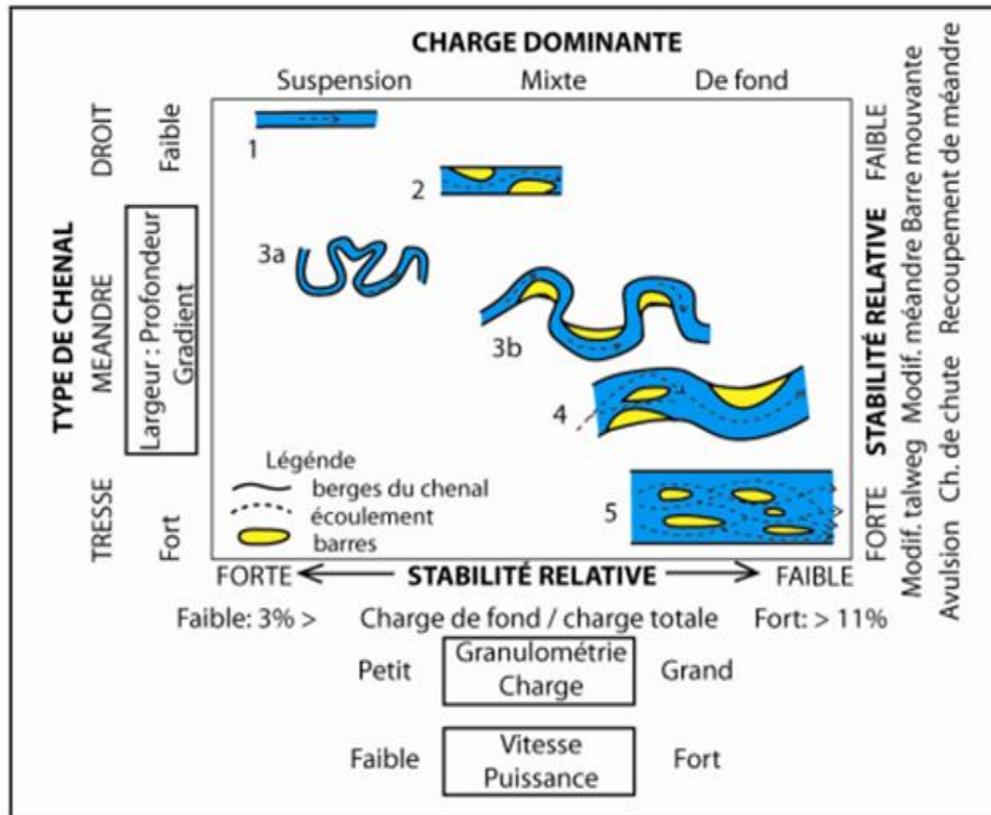


Figure II.6 Classification des systèmes fluviaux selon Schumm et Meyer (1979) en fonction de la charge transportée par le cours d'eau.

- **Le torrent** est spécifique d'un système fluvial de fort écoulement, comme dans les régions montagneuses. Lorsqu'une rivière provenant d'un canyon de montagne aboutit brusquement dans une plaine ouverte au pied des montagnes, l'eau canalisée dans un chenal étroit se répand sur une surface plus large. L'eau ralentit et abandonne brusquement sa charge sédimentaire, formant un glacis de sédiments en pente appelé cône alluvial ou cône de déjection (*alluvial fan*) (Figure II.5C-(a)). La rivière se subdivise ensuite en une série de petits chenaux à travers le cône. Lors d'inondations violentes des coulées clastiques se propagent au sein du cône et en aplanissent la surface.

Le bassin versant est de petite taille, avec un chenal stable influencé par la dynamique des versants très proches. Les pentes sont fortes et le profil en long est accidenté, avec de fréquentes ruptures de pente en raison de la proximité du substrat rocheux ou de blocs encombrant le lit. Les lits torrentiels présentent une charge sédimentaire hétérogène à cause de la proximité des versants. Les blocs rocheux difficiles à être remobilisés stabilisent le profil en long, ils sont recouverts ou contournés par une charge sédimentaire abondante et transportée lors des crues. L'autre spécificité est de répondre à une hydrologie contrastée avec des écoulements faibles ou inexistantes en période de rétention nivale et des crues brusquées et importantes lors du redoux printanier et des orages estivaux. De ce fait le mode de transport et le charriage de la charge de fond grossière et abondante.

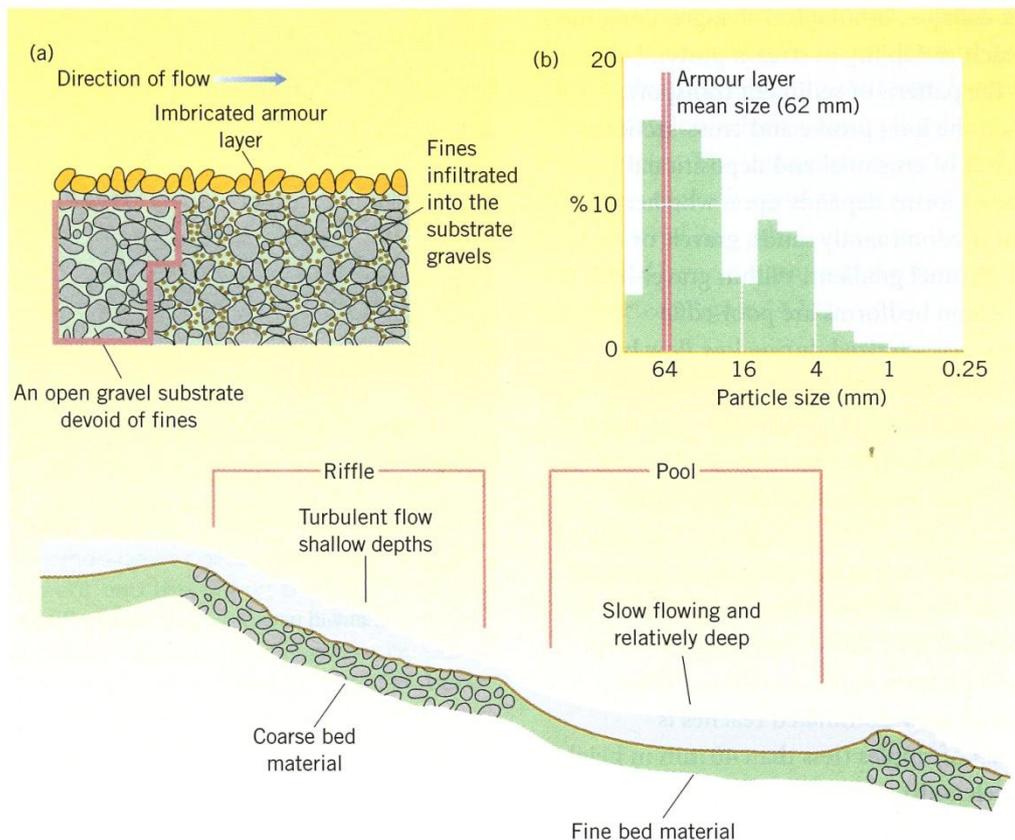


Figure II.7 Dispositif transversal d'un fond de chenal montrant les alternances de mouilles (*riffle*) et de creux (*pool*) (in Gilvear, 2005). (a) Schéma d'un fond de chenal montrant le pavage de galets et la dynamique de circulation des particules fines ; (b) exemple d'histogramme montrant la distribution et la taille des sédiments de fond de chenaux dans la rivière graveleuse de Tryweryn (Pays de Galles).

• **Les cours d'eau en tresses** (*braided stream*) se caractérisent par une dynamique de haute énergie et un régime hydrologique contrasté, avec d'importants pics de crues (variations de débit fortes et rapides) favorisant des charges sédimentaires importantes. Ce régime suppose une charge solide abondante et des matériaux grossiers. Les rivières transportent des sédiments grossiers en abondance lors d'inondations catastrophiques ou des fontes des neiges, par contre elles ne peuvent plus transporter ces sédiments lorsque les conditions d'écoulement redeviennent à la normale, les sédiments s'y déposent et comblent partiellement le chenal. Le dispositif morphologique le plus commun, retrouvé dans les chenaux de rivières graveleuses, correspond au système de creux et de mouilles (*pool-riffle sequences*) (Figure II.7). Le cours d'eau se subdivise en de nombreux chenaux secondaires entrelacés et séparés par des bancs allongés de graviers et de sables. Il en résulte une morphologie fluviale en tresses (Figure II.5C-(b)). La rivière en tresses ne peut pas creuser de chenal profond mais s'étend à travers une zone assez large.

Les cours d'eau en tresses caractérisent donc des régions productives en matériaux issus de l'érosion mécanique (hautes latitudes, zones arides chaudes ou froides, fronts de chaînes de montagnes, piémonts,...). Le transfert de la charge implique des pentes fortes. Les cours d'eau en tresses se caractérisent par des chenaux larges peu sinueux et de faible profondeur. Le lit est encombré par des bancs graveleux à sableux mobiles qui migrent vers l'aval ; l'instabilité latérale est importante en raison de la faible cohésion des alluvions.

• **Les cours d'eau méandriformes** sont associés à des milieux fluviaux de faible énergie et souvent développés dans la section aval de bassin versant. Mais ils recouvrent une grande diversité de formes dont les méandres libres divaguant sans contrainte majeure à la surface de la plaine alluviale (Figure II.5C-(c)) et les méandres encaissés dans un substratum cohérent (plateau) et contrôlés par la structure. Les rivières sinueuses avec des méandres se forment lorsque les eaux courantes traversent une large plaine alluviale ou un substrat tendre ou avec un gradient de pente très faible. Le développement des méandres accroît le volume de la rivière tout en augmentant sa longueur. Le « méandrage » correspond donc à une dissipation de l'énergie du cours d'eau, avec l'allongement du tracé conduisant une diminution de la pente. Le cours d'eau méandriforme se caractérise par la migration latérale du chenal unique et dissymétrique. Les trains de méandres migrent latéralement en en direction de l'aval. Des recoupements de boucles se produisent régulièrement lors des crues. Des bras morts issus du recoupement sont parfois conservés à la surface de la plaine alluviale.

Les apports sédimentaires se déposent contre la berge convexe et érodent la berge concave tout en surcreusant le fond du chenal. Le débit détermine la section du cours d'eau et la charge sédimentaire en transit détermine l'importance de la sinuosité. À débit égal, une faible fourniture en sédiments grossiers favorise une forte sinuosité (faible longueur d'onde).

Plusieurs variétés morphologiques de méandres existent :

- **méandres encaissés** développés sur plusieurs milliers d'années, dans une surface d'érosion en cours de soulèvement (rivière antécédente), ou sur une couverture meuble recouvrant un substratum résistant (rivière surimposée) ;

- **méandres contraints** caractérisés par un blocage latéral des sinuosités, dans la vallée alluviale. L'érosion fluviale n'a pas réussi à élargir la vallée pour permettre la migration latérale des méandres ;

- **méandres libres**, les plus fréquents, se développent à la surface de plaines alluviales, sans contrainte.

• **Les cours d'eau droits ou rectilignes** sont rares et de courte distance. Excepté les contraintes géologiques (lignes de failles, pentes fortes ou très faibles), ils sont bien souvent le résultat de travaux anthropiques (canaux d'irrigations, chenaux navigables,...) (Figure II.5C-(d)).

• **Les cours d'eau anastomosés** ont une morphologie proche du réseau fluvial en tresses, avec des chenaux multiples, mais dans des environnements de faible énergie et transportant des alluvions fines. Il s'agit d'un système fluviale stable de multiples chenaux sinueux avec des berges cohésives et stables. Le cours d'eau est divisé en plusieurs branches sinueuses et étroites isolant des îles végétalisées (Figure II.5C-(e)). Les pentes sont faibles et la charge sédimentaire fine favorise la stabilité des formes.

Ces concepts ne sont cependant pas exhaustifs et des intermédiaires existent comme les rivières divagantes (*Wandering river*) (Figure II.5C-(f)). Ces dernières sont interprétées comme des styles de transition entre un style fluviale en tresses et un style méandriforme (Vandenbergh & Woo, 2002). De plus, pour un même cours d'eau, ces morphologies peuvent se rencontrer. Les rivières

anastomosés peuvent présenter des segments en tresses, méandriformes ou droits (Schumm, 1985 ; Thorne *et al.*, 1993 ; Bridge, 2003).

Nanson & Knighton (1996) ont défini les rivières anabranchées comme des « systèmes de chenaux multiples caractérisés par des îlots végétalisés stables qui divisent le flux pour un écoulement à plein bord ».

1.3.2. Formation et dynamique des méandres fluviaux

1.3.2.1. Formation expérimentale des méandres

Dans des canaux expérimentaux d'écoulement fluvial, des méandres réguliers apparaissent en utilisant un matériel homogène (exemple : Smith, 1998), condition rarement présente sur le terrain. L'origine des méandres (ou son néologisme : méandrage) est plus difficile à expliquer. D'un point de vue mécanique, deux théories décrivent des processus de dissipation d'énergie, par turbulence ou par compression. En mécanique des solides (théorie de des compresseurs), les cours d'eau s'apparentent à des matériaux plastiques déformables. En exerçant une pression de part et d'autre, la déformation aboutit à un tracé en plan proche de celui des méandres fluviaux. Dans un système expérimental d'un chenal méandriforme (Jin & Schumm, 1986), l'introduction transversale d'une bande d'argile au milieu du parcours et dans le chenal détruit la régularité des méandres. En aval de cette bande argileuse, les méandres demeurent homogènes et proches de la forme initiale, tandis qu'en amont, les méandres s'écrasent, leur longueur d'onde diminue et leur amplitude augmente. Cet « écrasement » se fait ressentir en amont, sur une longueur d'au moins trois sinuosités. D'ailleurs, sur le terrain, un obstacle naturel empêche souvent la translation homogène vers l'aval des méandres. En mécanique des solides, la formation des méandres fluviaux serait initiée par deux forces opposées (Malavoi & Bravard, 2010) :

- (1) la puissance du cours d'eau (produit pente x débit) ;
- (2) la résistance des berges, qui s'oppose plus ou moins, selon leur niveau de cohésion, à la translation des méandres vers l'aval.

Cette hypothèse « mécanique » ou théorie des « compresseurs » serait confirmée par les observations de Schumm (1963) et de Van den Berg (1995) montrant que plus les berges d'un cours d'eau demeurent cohésives, mieux elles résistent à une érosion latérale et à une translation vers l'aval des sinuosités et plus les méandres deviennent « écrasés » avec une forte sinuosité, une forte amplitude et une faible longueur d'onde. Un cours d'eau avec des berges peu cohésives de nature sableuse ou graveleuse présente des sinuosités migrant plus facilement et plus rapidement vers l'aval. Il constituera un cours d'eau actif avec des érosions latérales importantes, surtout dans la partie aval des méandres. Au contraire, des berges cohésives opposent une forte résistance à la translation des méandres qui prennent une forme « écrasée » (coefficients de sinuosité compris entre 2 et 3). L'érosion latérale est lente.

1.3.2.2. Dynamique des méandres (translation, migration, recouplement)

Le déplacement des sinuosités d'un cours d'eau est lié à plusieurs paramètres de contrôle. Van den Berg (1995) a établi l'évolution théorique naturelle des deux « types » extrêmes de cours d'eau sinueux (Figure II.8), avec :

a) des rivières sinueuses ou très sinueuses (coefficient de sinuosité inférieur à 1,5) présentant une dynamique latérale active, caractérisée par une érosion maximale dans le tiers aval des sinuosités, dans l'axe de la vallée. L'évolution en plan de ce cours d'eau est la translation des méandres vers l'aval.

Le recouplement s'opère par déversement « à la corde », avant même que le méandre ait atteint son développement maximal. Un bras mort est ainsi créé (*oxbow lake*).

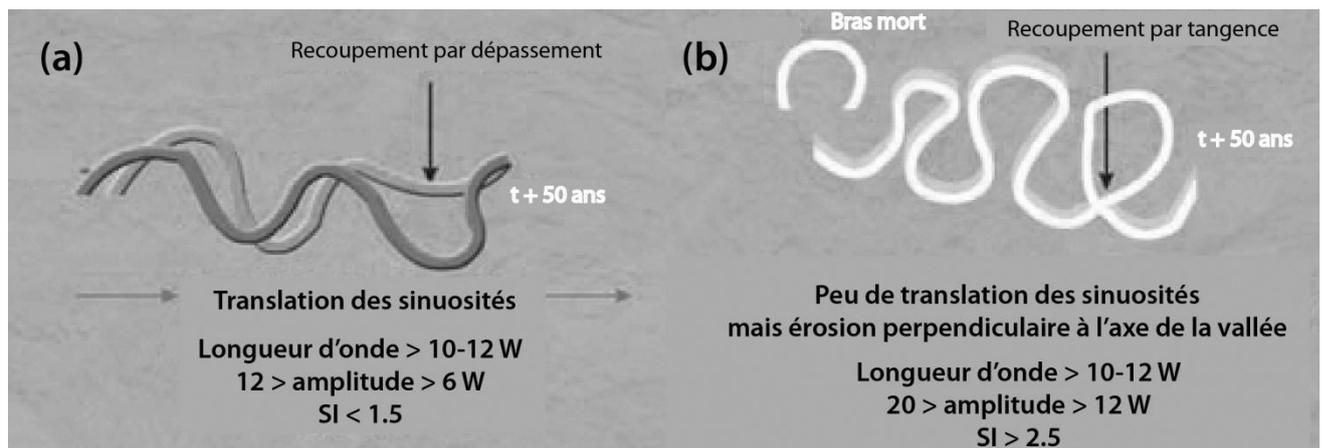


Figure II.8 Evolution de deux types de méandres distincts d'après Van den Berg, 1995 (in Malavoi & Bravard, 2010)

b) des rivières méandriformes (coefficient de sinuosité supérieur à 2,5), avec une dynamique latérale plutôt modérée, caractérisée par une faible translation aval des méandres et surtout par une extension/expansion perpendiculaire à l'axe de la vallée, avec des recouplements par tangence, lorsque deux berges concaves en cours d'érosion finissent par se rejoindre, abandonnant alors un bras mort de forme très arrondie (*oxbow lake*).

1.3.2.3. Érosion latérale

L'intensité de l'érosion latérale est fonction de la puissance des cours d'eau et de la cohésion des berges. Dans le cas de cours d'eau actifs et de berges non cohésives, l'évolution tend vers une translation des méandres selon l'axe de la vallée. En revanche, pour des rivières peu actives à berges cohésives, il apparaît une extension perpendiculaire à l'axe de la vallée. À l'échelle locale, cette érosion latérale favorise un retrait des berges plus ou moins rapide selon leur nature (structure et texture des matériaux), leur hauteur et la présence d'un couvert végétal et de la puissance du cours d'eau. Les processus d'érosion latérale participent également aux apports sédimentaires de la charge solide.

Par exemple, l'érosion latérale d'une seule sinuosité dans des dépôts holocènes de l'Ain et pour l'année 2004 - 2005) est estimée à 30 000 m³ (600 m de longueur de la zone érodée x 10 m de recul moyen de la berge x 5 m de hauteur de la berge par rapport au fond du talweg), 50 % du volume érodé de la berge présentant une granulométrie supérieure au sable, susceptible de participer à la charge de fond.

1.3.3. Formation et dynamique des tresses fluviales

Les rivières en tresses présentent de nombreux chenaux mobiles dans l'espace et dans le temps, séparés par des bancs alluviaux dont la végétation est régulièrement érodée par des crues, empêchant de s'y développer. Lorsque les chenaux sont séparés par des îles stables et recouvertes par la végétation, ils correspondent à des rivières anastomosées.

1.3.3.1. Caractéristiques morphologiques des rivières en tresses

Les indices morphométriques de tressage, se rapportant aux mesures des chenaux multiples, ont été développés dans les travaux de Howard *et al.* (1970) ; Ashmore (1991) et Friend & Sinha (1993). Ces derniers auteurs ont utilisés l'indice *B-Braid-channel ratio* mesurant la tendance d'une couronne de chenaux à développer des chenaux multiples sur un cours d'eau donné. Pour un tronçon de cours d'eau donnée, cet indice est défini par la formule $B = L_{ctot}/L_{cmax}$, où L_{ctot} représente la longueur total des chenaux secondaires et L_{cmax} correspond à la longueur du chenal principal. Toutefois, la méthode la plus courante est celle du rapport entre la longueur des barres et la longueur du cours principal (Brice, 1960, 1964) (Figure II.9).

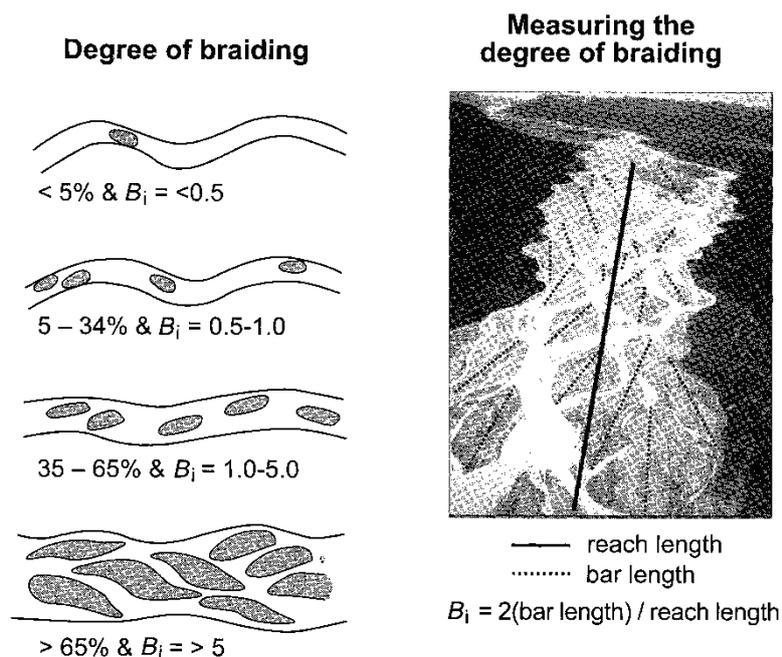


Figure II.9 Caractéristiques morphométriques des rivières en tresses (Brice, 1960 in Fryirs & Brierley, 2013)

Une valeur de l'indice B_i inférieure à 1 correspond à un chenal unique, tandis qu'une valeur supérieure à 5 reflète les styles en tresses. Toutefois, la valeur de cet indice est relative car elle dépend en partie du débit au moment de l'observation.

De manière générale, les rivières en tresses montrent un chenal principal qui peut être sinueux, associés à plusieurs chenaux secondaires, souvent sinueux à très sinueux et actifs selon les débits. La présence d'un chenal prédominant et très sinueux indiquerait une transition dans le temps ou dans l'espace, vers un style fluvial divagant (*wandering*) puis sinueux à chenal unique. Elle peut s'expliquer par une réduction du volume de la charge de fond transportée.

Les rivières en tresses sont larges et peu profondes. Elles présentent un rapport largeur/profondeur souvent supérieur à 50 ou 100 et à débit équivalent (ou à superficie équivalente de bassin versant), les rivières en tresses sont 5 à 10 fois plus larges que les rivières sinueuses à chenal unique.

1.3.3.2. Formation des tresses fluviales

Les modèles expérimentaux, tels que ceux développés par Leopold & Wolman (1957) (Figure II.10), permettent de comprendre l'origine, le fonctionnement et les conditions de développement des rivières en tresses. Ils distinguent deux conditions principales et des conditions secondaires.

1) charge de fond abondante et grossière

Dans une morphologie fluviale en tresses, la charge alluviale est excédentaire par rapport à sa capacité moyenne de transport. Cette capacité correspond au produit de la pente de la vallée par le débit, ce qui correspond à la puissance maximale développée par le cours d'eau, lors d'épisodes de crue fréquents. Les surcharges alluviales expliquent les premiers dépôts sous forme de bancs médians qui favorisent la divergence des écoulements vers l'extérieur du lit, l'érosion latérale des berges et l'élargissement progressif du lit moyen, aboutissant progressivement à une morphologie fluviale en tresses.

Si la surcharge alluviale est ponctuelle, à la suite par exemple d'un élargissement d'une vallée ou d'une réduction de la pente, la morphologie en tresses ne s'exprime que localement. En revanche, si la puissance maximale est inférieure tout le long du parcours fluvial à celle permettant le transport d'apports solides, la morphologie en tresses se généralise. Mais, pour Leopold & Wolman (1957), la morphologie en tresses tressage n'est pas indicatrice d'une surcharge solide mais d'une diminution de la compétence (granulométrie des alluvions excédant la capacité de transport du cours d'eau).

2) érosion facile des berges

Des berges construites avec des matériaux non cohésifs sont faciles à éroder et favorisent une morphologie fluviale en tresses typique, avec un lit large et peu profond. L'érosion des berges, en favorisant l'élargissement du lit introduit également une charge solide supplémentaire, dans un lit déjà en « surcharge » amplifiant le développement des tresses (Malavoi & Bravard, 2010).

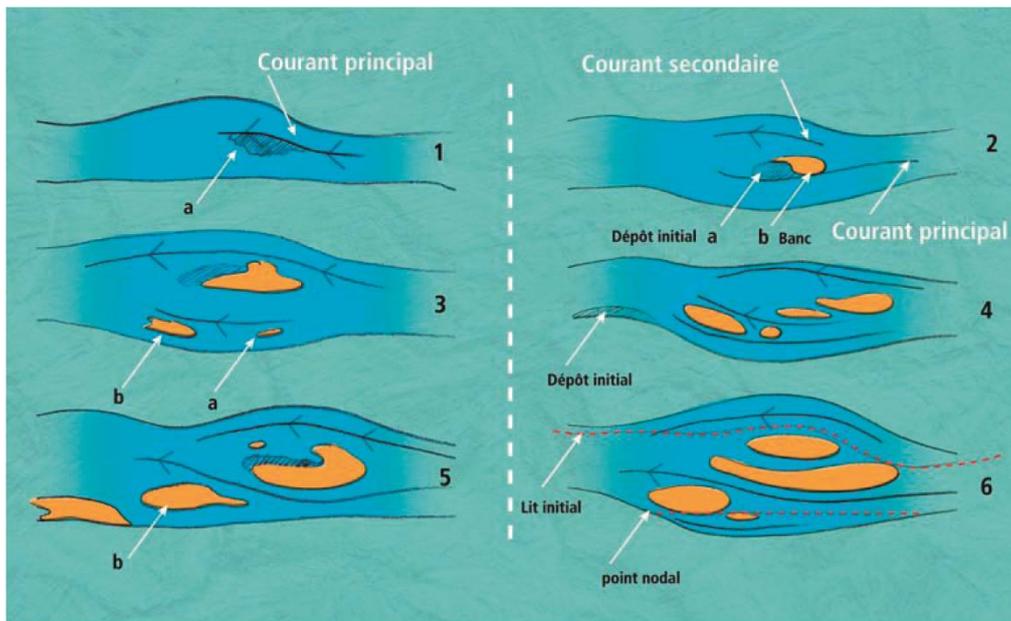


Figure II.10 Genèse de la morphologie fluviale en tresses d'après le modèle expérimental de Leopold & Wolman (1957)

Yalin & Da Silva (2001) ont montré que dans le cas d'un rapport largeur/profondeur élevé, les turbulences deviennent plus nombreuses dans les sections d'écoulement et génèrent non plus des bancs alternés, mais des bancs multiples. Mais, dans le cas de berges très cohésives ou protégées par un couvert végétal (ou anthropique), les bancs alternés sont transportés vers l'aval, lors des petites crues, ce qui ne permet pas leur croissance par des apports supplémentaires. La morphologie fluviale en tresses devient inopérante. Mackin (1956) interprète un tronçon de segments à « méandres-tresses-méandres » par des variations de la stabilité des berges en relation avec des changements du couvert végétal. De même, le cours du Turandui (Nouvelle-Zélande) est passé d'une morphologie fluviale en tresses à méandrique, à la suite d'une plantation de saules sur les berges (Nevins, 1969).

D'autres conditions peuvent favoriser une morphologie fluviale en tresses :

- débit fluvial variable : les fluctuations rapides du débit, associées à des taux d'apports solides importants, favorisent l'érosion des berges et la construction de bancs sédimentaires fluviaux. La variabilité de débit n'apparaît cependant pas comme un paramètre essentiel de l'acquisition d'une morphologie en tresses qui a pu être reproduite expérimentalement, avec un débit stable (Malavoi & Bravard, 2010) ;

- puissance et pente forte sont souvent envisagées comme des paramètres importants dans l'acquisition d'une morphologie en tresses, mais le facteur prépondérant semble être la puissance du cours d'eau. L'apport de charge commande l'augmentation de la pente qui apparaît donc comme une conséquence et non comme pas la cause de la morphologie en tresses. Pour Malavoi & Bravard (2010) si une rivière en tresses doit être assez puissante pour éroder ses berges et permettre une mobilité de son lit, le rôle de sa puissance est à relativiser par rapport à l'érosion des berges et à la granulométrie de la charge de fond transportée.

1.3.4. Changement de tracés et métamorphoses des morphologies fluviales

1.3.4.1. Avulsion

L'avulsion correspond à un changement du tracé originel d'un cours d'eau à une échelle locale sur quelques kilomètres ou régionale, sur plusieurs dizaines de kilomètres (Figure II.11). Elle caractérise le plus souvent les systèmes fluviaux en tresses, mais peut exister dans les rivières à méandres, au droit de leur confluence ou de leur delta. Les processus d'avulsion sont liés à une sédimentation importante, favorisant un profil transversal en « toit » du lit majeur. Lors d'épisodes hydrologiques à fort transport solide, le chenal principal bascule d'un côté de la vallée à l'autre, sur des distances et des linéaires importants, notamment si le chenal principal est brutalement obstrué en tout ou partie par une masse alluviale importante.

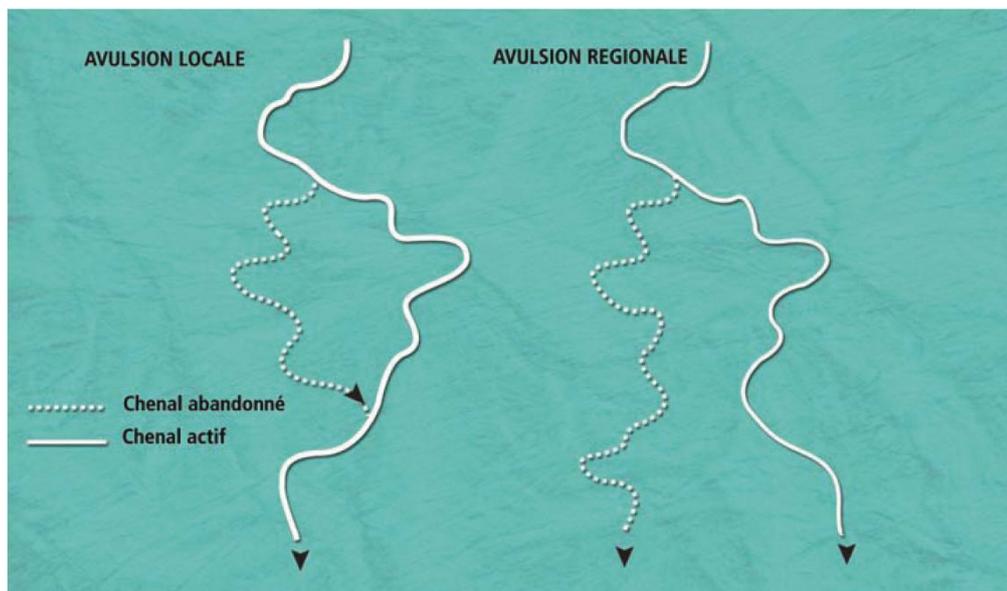


Figure II.11 Les deux grands types d'avulsions locales ou régionales (d'après Stouthamer & Berendsen, 2001).

1.3.4.2. Changement de styles fluviaux

L'analyse de la dynamique des cours d'eau actuels a permis de distinguer plusieurs paramètres contrôlant les changements morphologiques entre les systèmes méandriformes et en tresses, et inversement.

Ces changements résultent à plus ou moins long terme d'une variation des apports sédimentaires. La production de matériaux résulte elle-même de mécanismes divers : déstabilisation des versants liée à la réduction du couvert forestier, modification climatique avec de longues périodes de crue, ou augmentation du flux solide par l'alternance des gels et dégels.

Passage d'une morphologie fluviale méandriforme à une morphologie fluviale en tresses

Le défrichement des versants a provoqué des changements morphologiques de rivières méandriformes vers des rivières en tresses, en augmentant les apports solides grossiers. Par exemple, la plaine alluviale du Rhône, près de Péage-de-Roussillon, à 40 km au sud de Lyon) présente d'anciens méandres recoupés à l'époque gallo-romaine. Le Petit Âge Glaciaire correspond à une période de fort transport solide et de stockage sédimentaire ; la bande active s'étend.

Le passage d'une morphologie fluviale en tresses à une morphologie fluviale méandriforme ou à des lits à chenal unique et sinueux est observé dans les rivières des Alpes. Cette transition est expliquée par le reboisement de la montagne, depuis le milieu du XIX^e siècle. Mais pour d'autres, cette tendance serait naturelle, d'origine climatique.

Le processus initial du changement morphologique fluvial est l'enfoncement du lit dans les anciennes alluvions fluviales du système en tresses. Les chenaux secondaires ont tendance à s'assécher et à se combler. Le lit moyen se végétalise, favorisant l'écoulement de crue, dans un chenal principal. Le style fluvial devient progressivement sinueux, avec un chenal unique. Ces effets sont décrits pour la Drôme, le Roubion ou la Durance et ses affluents (Alpes du Sud).

Le changement morphologique des rivières en tresses à la suite d'une réduction de la charge de fond est très répandu. Le changement est progressif pour donner un style sinueux ou méandriforme. Le style divagant ou vagabond (*wandering*) est d'ailleurs un bon indicateur du changement morphologique vers la formation de méandres, sur un profil longitudinal entre l'amont et l'aval ou dans le temps. Le chenal principal commence à devenir sinueux et augmente de plus en plus sa capacité d'écoulement par enfoncement et assèchement progressif des bras secondaires.

1.3.4.3. Seuils méandriforme/tresses

Quels sont les seuils de modification d'un style vers un autre ? Plusieurs exemples de cours d'eau actuels illustrent ces métamorphoses fluviales intervenant parfois à l'échelle de quelques décennies.

Les études expérimentales de Schumm & Khan (1971 et 1972) ont porté sur le rôle de la pente du cours d'eau dans ces changements (Figure II.12). Une pente très faible favorise un tracé rectiligne, puis en modifiant la profondeur, la largeur et le rapport des deux, la sinuosité augmente progressivement, avant de chuter brutalement, passant à une morphologie en tresses. Une augmentation de la pente du lit et de la quantité de plus en plus importante de sédiments, provoquent le résultat inverse. Il y a passage progressif à une morphologie en tresses, à la suite d'une augmentation de la pente, sous l'effet de l'augmentation de la charge alluviale.

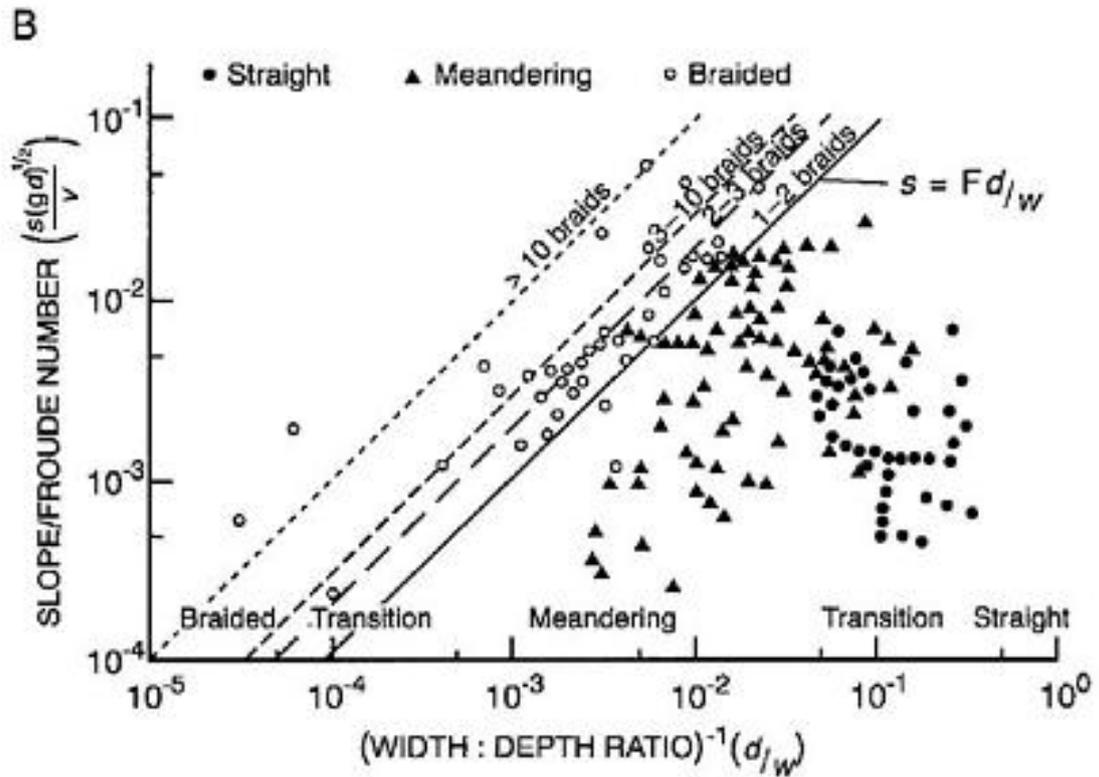


Figure II.12 Relation entre les morphologies en tresses et méandriformes, en fonction de la pente et de la charge (Schumm & Khan, 1971)

2. Les modèles de faciès fluviales

L'approche est différente entre une description de rivières actuelles par des concepts de géomorphologie et d'hydrodynamisme ou de rivières anciennes, par les modèles de géologie sédimentaire. Les environnements fluviaux demeurent sans doute l'un des plus décrits dans l'actuel, comme dans le passé, bénéficiant en parallèle d'études expérimentales sur les processus instantanés intervenant dans le transport et l'érosion fluviale.

L'application des modèles de faciès aux dépôts fluviaux anciens a été une avancée importante dans la compréhension des séries détritiques continentales azoïques, dans la recherche de lignes de corrélation à travers un bassin continental ou dans la discussion des contrôles de la dynamique fluviale au cours du temps. Néanmoins, ces modèles apparaissent souvent simplistes au vu de l'étude morphologique détaillée des environnements fluviaux actuels et de la prise en compte des multiples variations morphologiques latérales. Cette richesse des observations de rivières réalisées par les géomorphologues ne peut toutefois pas prendre en compte l'évolution temporelle et le potentiel de préservation de ces dépôts. Qu'est-ce qui est réellement enregistré dans les dépôts fluviaux anciens ?

La notion de modèle de faciès, formalisée par Walker (1975, 1979, 1984), est une application de la Loi de Walther qui stipule que seuls des faciès présents côte à côte, en surface, dans un environnement sédimentaire peuvent se retrouver dans une succession verticale, à condition de pas présenter de surface d'érosion interne (Middleton, 1973).

Un modèle de faciès est construit sur une description et une interprétation des faciès, puis des géométries sédimentaires. Plusieurs modèles de faciès pour les systèmes fluviaux ont été développés à partir de l'étude d'exemples actuels (Miall, 1977, 1996) (Tableau II.2). Une vingtaine de lithofaciès définis par la granulométrie et les structures sédimentaires physiques prédominantes décrivent l'ensemble des dépôts fluviaux. Ces lithofaciès fluviaux ont été détaillés dans le paragraphe 2.1.2. de l'Introduction générale.

Six premiers modèles de faciès fluviaux ont été reconnus et désignés par le nom d'un fleuve actuel (Miall, 1977). La codification des lithofaciès fluviaux dans les modèles de dépôt fluviaux a permis les comparaisons entre les descriptions et les études. Des exemples ont été complétés au fur et à mesure de nouvelles observations géomorphologiques et géologiques, pour aboutir à la définition de seize séquences fluviales (Miall, 1985 ; 1996).

	nom	indice de sinuosité	indice de tressage	sédiments	éléments caractéristiques
		faible < 1,2 moyen [1,2-1,5] fort > 1,5	faible < 1 moyen [1-3] fort > 3		
Gravel-dominated rivers	Gravel-braided with sediments gravity flow	faible	fort	graviers peu de sables	SG (GB, SB)
	Shallow gravel braided « Scott type »	faible	fort	graviers peu de sables	GB (SB)
	Deep gravel braided « Donjek type »	faible à moyen	moyen à fort	graviers peu de sables, fines	GB, SB, DA (FF)
	Gravel wandering	moyen à fort	moyen	graviers peu de sables, fines	GB, DA, LA (SB, FF)
	Gravel meandering	fort	faible à moyen	graviers peu de sables, fines	GB, LA, FF (SB)
Sand-dominated High-sinuosity	Gravel-sand meandering (« coarse-grained meandering model »)	moyen à fort	faible à moyen	sables, graviers	SB, LA, FF (GB)
	Sandy meandering (« classic » meandering model)	fort	faible	sables, peu de fines	LA, SB, FF, LV, CR, CS, FF, (CH)
	Ephemeral sandy meandering	fort	faible	sables, peu de fines	LA, SB, (FF)
	Fine-grained meandering	fort	faible	sables fins silts, argiles	LA, SB, FF, LV CR, CS, FF, (CH)
	Anastomosed	faible à fort	fort	sables, fines	SB, CH (LA) FF, LV, CR, CS
Sand-dominated low-sinuosity	Low sinuosity braided-meandering with alternate bars	faible	faible	sables	DA-LA, SB, FF
	Shallow perennial braided « Platte type »	faible à moyen	fort	sables	SB (FF)
	Deep perennial braided « S. Saskatchewan type »	faible à moyen	moyen à fort	sables peu de fines	DA, LA, SB (FF)
	High-energy, sand-bed braided	faible à moyen	moyen à fort	sables peu de fines	DA, SB, HO, (FF)
	Sheetflood distal braided	faible	fort	sables peu de fines	SB, (FF)
	Flashy ephemeral sheetflood « Bijou creek type »	faible	fort	sables peu de fines	SB, (FF)

Tableau II.2 Caractéristiques des principaux styles fluviaux et des architectures sédimentaires fluviales associées (d'après Miall, 1985, 1990). Abréviations : CH : channel, GB : gravels bar and bedform, SB : sandy bedform, DA : downstream-accretion macroform, LA : lateral-accretion macroform, HO : scour hollow, SG : sediment gravity flow, LS : laminated sand sheet, FF : overbank fines.

2.1. Les systèmes fluviaux graveleux (*Gravel-dominated systems*)

2.1.1. Modèle de faciès de cônes alluviaux et de rivières graveleuses à écoulements gravitaires (*fans and gravel-bed braided rivers with sediment-gravity-flow deposits*)

Le modèle de faciès du cône alluvial de Trollheim, en Californie (Rust, 1978b) présente des dépôts avec des coulées successives de débris (*debris flow*) (Figure II.13). Cet écoulement gravitaire témoigne une forte pente ou d'apports détritiques grossiers importants. L'épaisseur des coulées de débris atteint plusieurs mètres et présente des morphologies convexes vers le haut organisées en lobes. En coupe verticale, ces dépôts gravitaires présente des géométries tabulaires (SG : *Sediment-Gravity-flow deposit*), avec des bases planes nettes et non ou peu érosives, et des barres graveleuses (GB : *Gravel bar*). Localement, des dépôts plus fins peuvent être observés (SB : *Sand bars* ; OF : *overbank flow*). Les structures en chenaux sont quasi-absentes, mais la morphologie actuelle des cônes de Trollheim présente cependant un chenal actif. Les lithofaciès prédominants sont représentés par les lithofaciès Gmm, Gmg, Gci et Gcm ; des intercalations de faciès sableux à litage oblique en auge (St) ou litage de ride (Sr) pouvant être intercalés et correspondent aux périodes de crue.

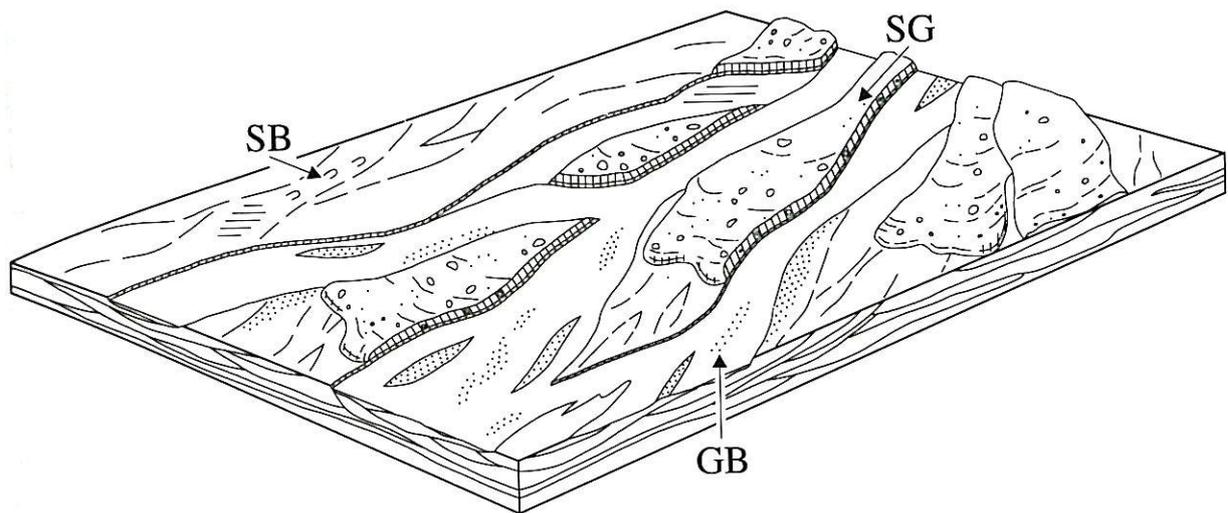


Figure II.13 Modèle de faciès de cônes alluviaux et de rivières graveleuses à écoulements gravitaires (Miall, 1996). SG : lobes d'écoulement gravitaires (*Sediment-gravity-flow deposit*), GB : barres graveleuses (*Gravel bars*) et SB : barres sableuses (*Sand bars*)

Ce modèle de dépôt gravitaire peut-être décrit par exemple, dans des régions arides et semi-arides, avec des apports grossiers lors des crues. Dans un système fluvial pro-glaciaire (*sandur proximal*), il est décrit généralement au débouché des cordons morainiques frontaux. Dans ce système, l'écoulement des cours d'eau est forcé dans des chenaux profonds, étroits et peu nombreux (Benn & Evans, 2005).

L'importante variabilité des types de cônes alluviaux est décrite par les modèles de Stanistreet & McCarthy (1993) ou Blair & McPherson (2009).

2.1.2. Modèle de faciès de rivière graveleuse en tresses, à chenaux peu profonds (*shallow gravel-bed braided rivers*)

Ce modèle de faciès fluvatile se développe à l'aval des cônes alluviaux, sous forme de coulées de débris (Figure II.14). Il est défini par le système de la rivière fluvio-glaciaire de Scott, en Alaska (Boothroyd & Ashley, 1975). Le réseau des chenaux en tresses est instable avec des chenaux faiblement sinueux, peu profonds (< 1 m). Les berges des chenaux restent peu marquées, à l'affleurement. Les coulées de débris deviennent plus rares, au profit de barres graveleuses tabulaires (GB).

Les barres graveleuses sont prédominantes présentant de nombreuses surfaces d'érosion interne mineures et des structures sédimentaires physiques tractivées à l'origine des lithofaciès Gh, Gp, Gt. Lors des périodes d'étiage, des sables peu épais se déposent entre ou au sommet des barres graveleuses.

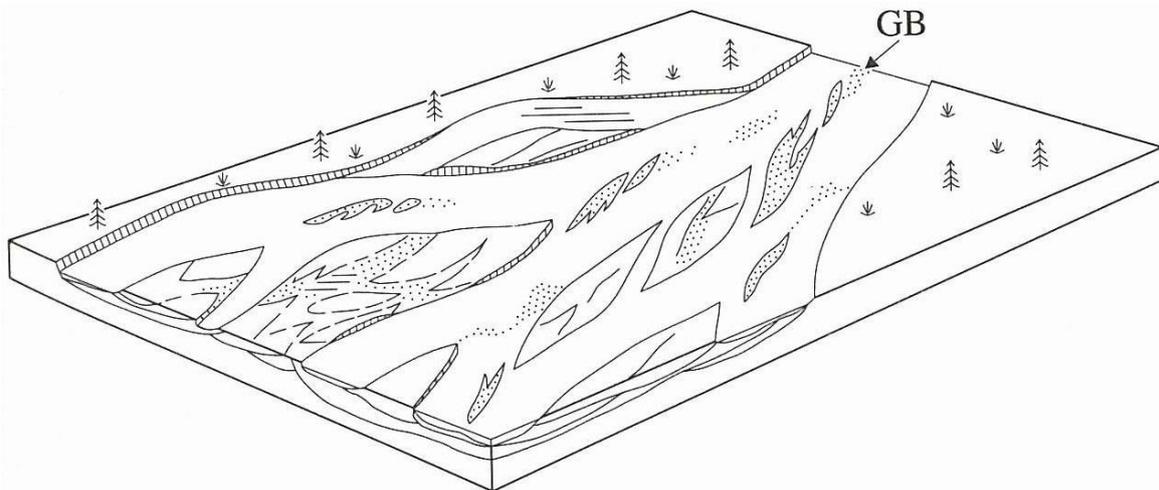


Figure II.14 Modèle de faciès de rivière graveleuse en tresses, à chenaux peu profonds (Miall, 1996).
GB : barres graveleuses (*Gravel bars*)

Les dépôts fluviaux grossiers sont organisés en séquences granodécroissantes d'épaisseur métrique, débutant par des faciès conglomératiques prédominants (Gm) surmontés par des faciès sablo-graveleux plus fins préservant des structures sédimentaires physiques, marquant une diminution de l'énergie, lors d'étiage ou de décrue. Ces séquences désignent une superposition de bancs longitudinaux avec de plus rares intercalations de coulées de débris.

Le modèle du système fluvatile de Scott est décrit dans des contextes glaciaires à périglaciaires (Lewin & Gibbard, 2010) mais également tropicaux arides (Miall & Gibling, 1978). En domaine froid

actuel, il correspond à la partie amont d'un sandur intermédiaire (Roussel, 2011). Dans ce système, les cours d'eau présentent un tressage actif et des avulsions fréquentes.

2.1.3. Modèle de faciès de rivière graveleuse en tresses, à chenaux profonds (*deep gravel-bed braided rivers*)

Le modèle du fleuve Donjek, au Canada (Williams & Rust, 1969 ; Miall, 1977, 1996) ou du fleuve Rangitata, en Nouvelle Zélande décrit un système fluvial en tresses, avec de nombreux chenaux séparés par des barres fluviales en relief (Figure II.15).

Les barres sableuses forment des reliefs au-dessus des eaux fluviales et ne sont recouvertes que lors des crues ; elles sont le plus souvent envahies par une végétation qui filtre et retient les particules fines (FF). La charge sédimentaire de fond est constituée de sables et de graviers. Les dépôts prédominants (faciès Gm, Gp et Gt) sont organisés en séquences granodécroissantes d'épaisseur métrique à plurimétrique.

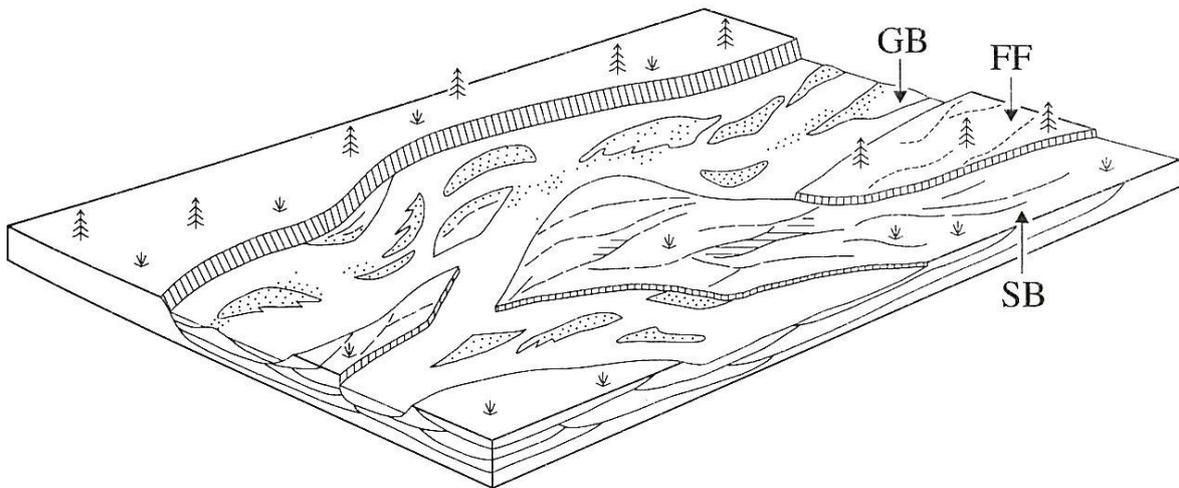


Figure II.15 Modèle de faciès de rivière graveleuse en tresses, à chenaux profonds (Miall, 1996). GB : barres graveleuses (*Gravel bars*), SB : barres sableuses (*Sand bars*) et FF : dépôts de berges, marécageux ou de plaine d'inondation (*Floodplain fines*)

Dans la rivière Donjek, le chenal fluvial est creusé 3 m plus bas que le niveau de la plaine d'inondation. Les barres graveleuses (GB) sont les géométries sédimentaires prédominantes mais il peut exister des dépôts d'accrétion latérale (LA) ou vers l'aval (DA). L'importance des dépôts d'accrétion latérale témoigne d'une augmentation de la sinuosité du système fluvial graveleux en tresses (Miall, 1996).

2.1.4. Modèle de faciès de rivières graveleuses divagantes (*wandering gravel-bed rivers*)

Ce modèle de faciès a été établi à partir des travaux sur les rivières en tresses de la Colombie britannique, au Canada (Church, 1983 ; Desloges & Church, 1987 ; Brierley & Hickin, 1991) (Figure II.16). La définition du modèle divagant est basée sur la morphologie des barres fluviales et sur le type de migration des chenaux (Wooldridge & Hickin, 2005).

La rivière graveleuse divagante occupe une place intermédiaire entre les chenaux fluviaux multiples et de faible sinuosité et le chenal simple très sinueux du système classique méandrique. Ces rivières graveleuses divagantes se caractérisent par endroits, soit par un chenal unique, soit par plusieurs chenaux. Certains tronçons des fleuves Squamish et Fraser (Colombie Britannique, Canada) présentent des associations de lithofaciès identiques à celles décrites dans les systèmes fluviaux graveleux en tresses ou graveleux méandriques. Les associations de lithofaciès sont identiques à celles décrites dans les systèmes fluviaux graveleux en tresses et graveleux méandriques. Les dépôts de chenaux sont décrits par les lithofaciès Gh, Gp et Gr, en association avec des lithofaciès sableux (St, Sp, Sr, Sh) présents au sommet des barres fluviales. Les processus d'accrétion latérale (LA, *point-bar*) sont prédominants dans des barres de méandre des rivières graveleuses divagantes.

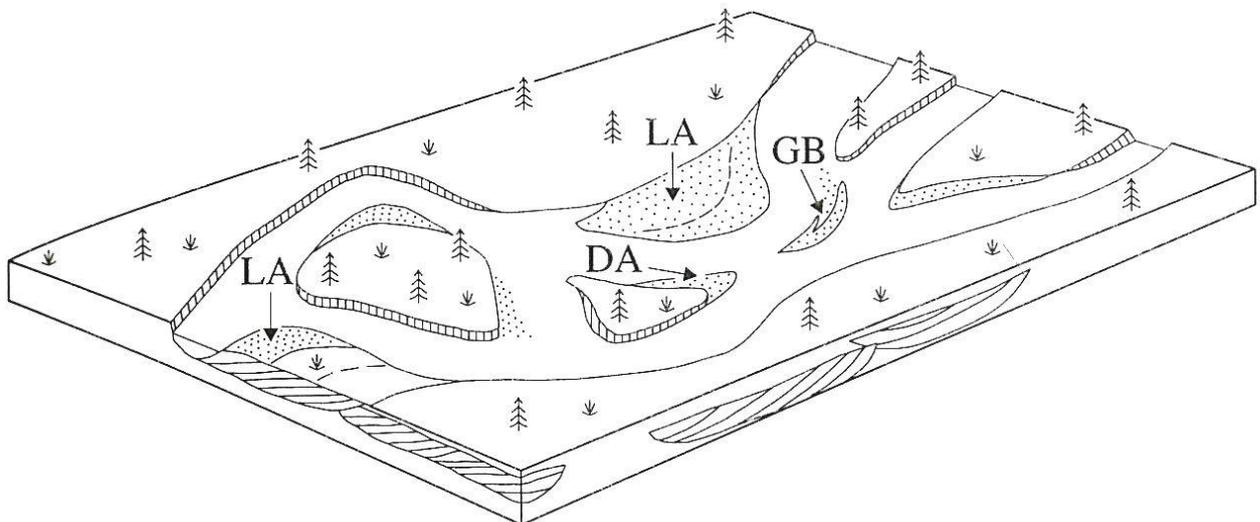


Figure II.16 Modèle de faciès de rivières graveleuses divagantes (Miall, 1996). GB : barres graveleuses (*Gravel bars*), LA : accrétion latérale (*Lateral accretion*) et DA : accrétion longitudinale (*Downstream accretion*)

Des éléments distinctifs de ce système fluvial graveleux, par rapport aux modèles méandriques (*gravel-bed meandering river*), sont la dispersion des paléocourants en relation avec la sinuosité des chenaux et l'imbrication des galets fluviaux (Miall, 1996).

2.1.5. Modèle de faciès de rivière graveleuse méandriforme (*gravel-bed meandering river*)

Les rivières graveleuses méandriformes sont encore peu décrites dans les séries anciennes, mais fréquentes dans les environnements actuels comme la rivière Jarama en Espagne (Arche, 1983) (Figure II.17).

L'un des modèles est celui décrit dans la rivière écossaise actuelle Endrick (Bluck, 1971). Il se caractérise par un seul chenal actif, avec des barres et îlots éparpillés, et quelques chenaux secondaires. Les processus d'accrétion latérale sont prédominants à l'origine de lobes de méandre (*point-bars*) à sommets plats et de barres le long des berges de tronçons rectilignes (*side-bar*). Outre les faciès graveleux (Gp, Gh) et sableux (Sp, St, Sr), Arche (1983) a décrit des faciès silto-argileux (Fl) dans des remplissages de chenaux abandonnés, pour des terrasses plio-quadernaires du fleuve Jarama, en Espagne.

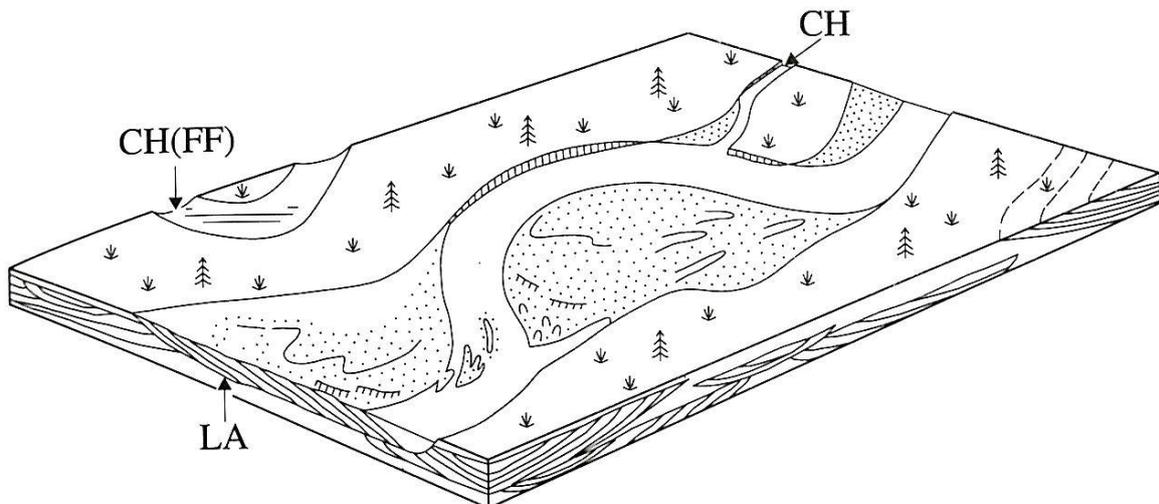


Figure II.17 Modèle de faciès de rivière graveleuse méandriforme (Miall, 1996). LA : accrétion latérale (*Lateral accretion*), CH : chenal (*Channel*) et CH (FF) : chenal abandonné (*Abandoned channel*)

2.2. Les systèmes fluviaux sableux (*sandy river systems*)

2.2.1. Modèle de faciès de rivières sablo-graveleuses méandriformes (*gravel-sand meandering rivers*)

Les rivières méandriformes sablo-graveleuses ont été décrites d'abord dans les plaines alluviales du Texas et de Louisiane permettant la définition de séquences de barres de méandre (Miall, 1996) (Figure II.18). Des exemples actuels de rivières méandriformes sablo-graveleuses sont décrits en amont de la South Platte River (Colorado) et de la South Saskatchewan River. La charge sédimentaire

de fond est importante, avec des remplissages de chenaux ou de barres par des dépôts sableux et graveleux ou par des sables avec des intervalles graveleux.

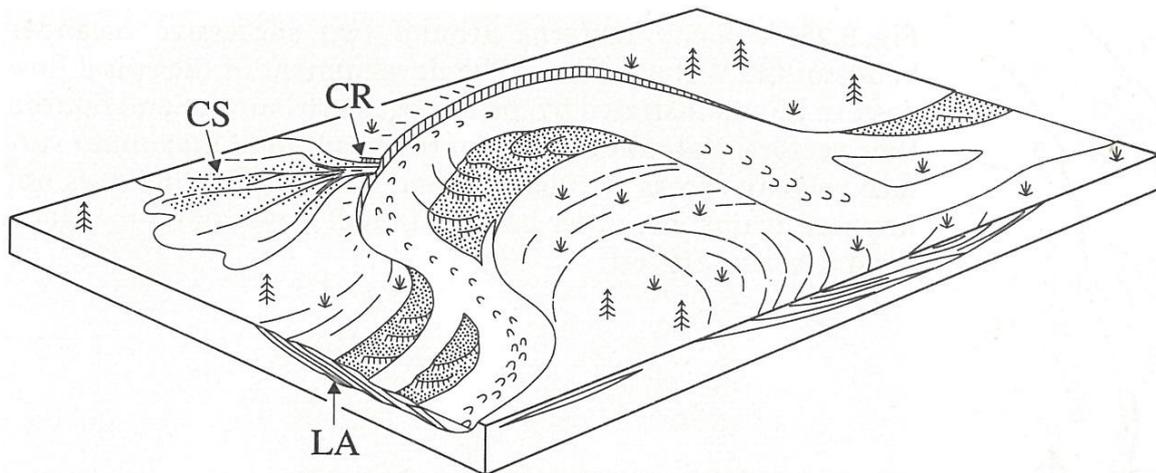


Figure II.18 Modèle de faciès de rivière sablo-graveleuse méandriforme (Miall, 1996). LA : accrétion latérale (*Lateral accretion*), CS : lobe de crevasse (*Crevasse splay*) et CR : rupture de levée (*Crevasse channel*)

L'organisation des faciès a été détaillée par Campbell & Hendry (1987) pour la South Saskatchewan River. La base des barres de méandre présente des galets dont les dépôts plongent d'environ 5° en direction du chenal (lithofaciès Gh prédominant). Au sein d'une barre, les dépôts sont souvent plus grossiers et graveleux en amont et plus sableux en aval. Au sommet de la barre, des niveaux graveleux peuvent être interstratifiés avec des sables, avec des litages obliques (lithofaciès St). Ces unités sableuses construisent des lobes progradant sur les fonds graveleux du chenal ou dans la partie interne, au sommet des barres de méandre. Le sommet de ces barres de méandre est formé d'intercalations de sables, silts et argiles à litage horizontal (Sh) ou à rides (Sr), voire de dépôts fins de décantation (lithofaciès Fl) ; ces faciès sont interstratifiés avec les sables à litage oblique en auge (St) (Miall, 1996).

2.2.2. Modèle de faciès de rivière sableuse méandriforme (*sand-bed meandering river*)

Ce système fluviatile méandriforme a été le premier décrit par les sédimentologues (Allen, 1963) et l'un des plus étudiés dans les séries anciennes bien que les études de rivières méandriformes actuelles soient plus rares (*Mississippi River*) (Figure II.19). Lors de la migration des méandres, les barres se déplacent par accrétion latérale donnant un profil vertical granodécroissant. Les barres de méandre (*point bar*) représentent la majeure partie de la séquence fluviatile méandriforme. Elles se construisent lors des crues ; la largeur du chenal reste constante indiquant l'équilibre entre les phénomènes d'érosion sur la berge concave et la sédimentation sur la berge convexe. Les dépôts sableux sont prédominants dans des chenaux et barres et quelques niveaux conglomératiques sont présents au fond des chenaux (*lag*). L'organisation sédimentologique de ces rivières sableuses méandriformes est similaire à celle des rivières sablo-graveleuses méandriformes et différent par des

lithofaciès moins grossiers. Les dépôts de crevasse ou de lobes d'épandage sont fréquents sur des plaines d'inondation bien préservées.

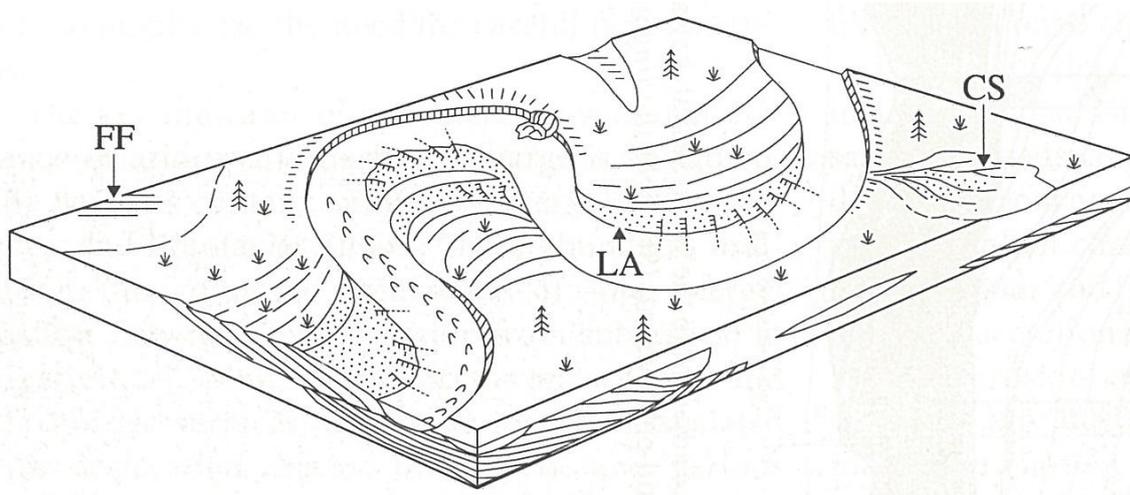


Figure II.19 Modèle de faciès de rivière sableuse méandrique (Miall, 1996). LA : accrétion latérale (*Lateral accretion*), CS : lobe de crevasse (*Crevasse splay*) et FF : dépôts de berge, de marécages ou de plaine d'inondation (*Floodplain fines*)

2.2.3. Modèle de faciès de rivière sableuse à chenaux peu profonds (*shallow perennial sand-bed braided river*)

Le modèle du fleuve Platte, au Colorado (Miall, 1979, 1996) est une variante du système fluvial actuel au Nord de la Saskatchewan (Figure II.20). Il se caractérise par des champs de dunes sableuses plates de type 3D (barres fluviales linguoïdes) migrant durant les épisodes de forts débits. Ces constructions sont formées de plusieurs faisceaux à litage oblique plan tandis que des litages obliques en auge sont décrits dans les chenaux.

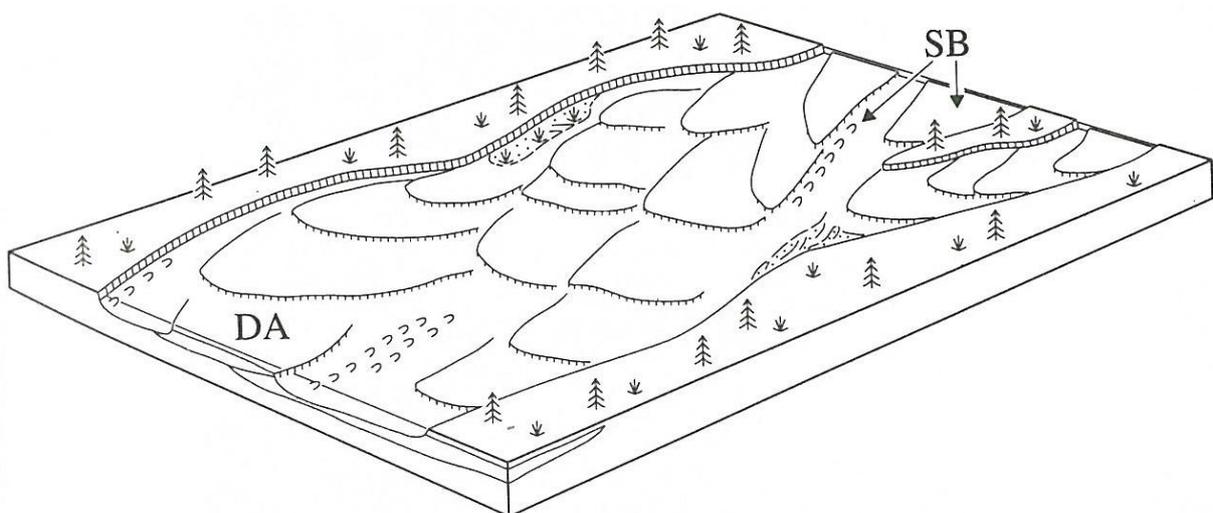


Figure II.20 Modèle de faciès de rivière sableuse à chenaux peu profonds (Miall, 1996). DA : accrétion longitudinale (*Downstream accretion*) et SB : barres sableuses (*Sand bars*)

Ces rivières présentent une architecture en tresses uniquement durant des périodes de faible débit tandis que lors de forts débits, un seul chenal large et peu profond occupe la totalité de la plaine d'inondation. Il en résulte une très faible préservation des lithofaciès fins. Les faciès sableux sont prédominants (Sp), dans des bancs fluviaux. Les lits fluviaux sont moins profonds et la différenciation entre les chenaux et les barres devient plus difficile à établir. La faible représentation du faciès St caractérise l'absence de chenaux profonds dans ce système fluvial (Miall, 1996).

2.2.3. Modèle de faciès de rivière sableuse à chenaux profonds (*deep perennial sand-bed braided river*)

Le modèle de la rivière du Sud de la Saskatchewan, au Canada (Cant & Walker, 1978) caractérise des cours d'eau transportant une charge solide sableuse (Figure II.21). Les faciès sableux prédominants (Sp, Sh, Sr) sont organisés en séquences grandécroissantes.

La taille de ces rivières sableuses en tresses est très variable. La South Saskatchewan River a une largeur totale 600 m, avec des chenaux individuels entre 70 et 200 m de large et une profondeur moyenne de 3 mètres. Dans le Brahmapoutre, la largeur de la rivière est 10 km et sa profondeur, 45 m, le plus petit chenal ayant une largeur de 100 mètres (Miall, 1996).

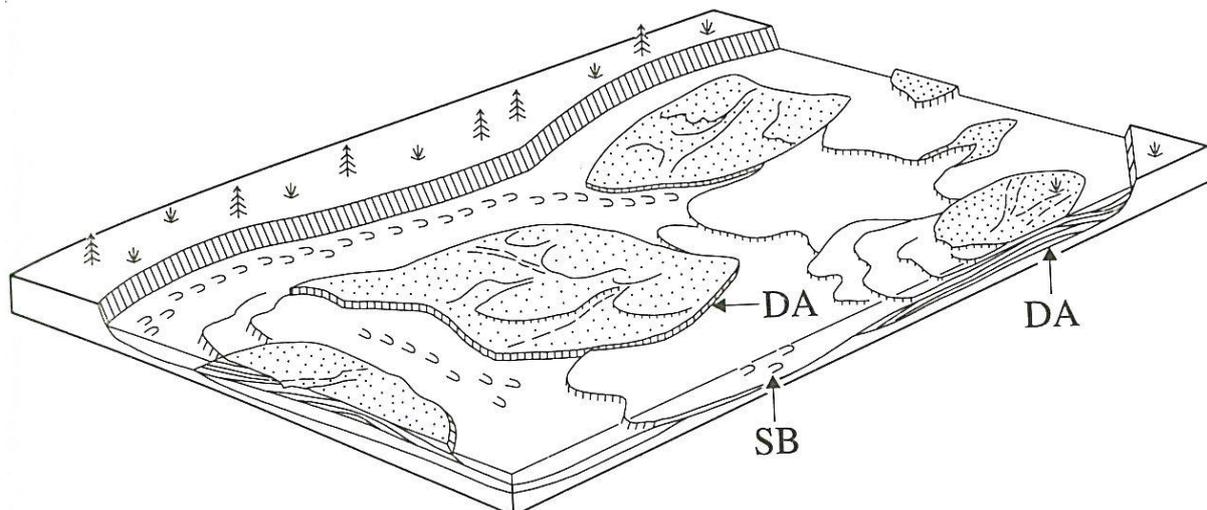


Figure II.21 Modèle de faciès de rivière sableuse à chenaux profonds (Miall, 1996). DA : accrétion longitudinale (*Downstream accretion*) et SB : barres sableuses (*Sand bars*)

La taille de ces rivières sableuses en tresses apparaît plus large et plus profonde que dans le modèle fluvial précédent de la Platte River. Ces rivières en tresses sont marquées par une plus faible différenciation morphologique entre chenaux et barres et une plus grande diversité des faciès sédimentaires. Ces vastes accumulations sableuses ont été décrites comme des barres composites (*compound bars*; Miall, 1996), épandages sableux (*sand flats* pour Cant & Walker (1978); *sand shoals* par Allen (1983)). Dans la South Saskatchewan River les géométries sont de type LA (*lateral accretion*) et DA (*downstream accretion*). Les séquences verticales sont grandécroissantes et la taille

des structures sédimentaires physiques diminue vers le haut. Le sommet des barres peut présenter des dépôts argileux.

2.2.4. Modèles de faciès de rivières sableuses à écoulements évènementiels (exemple : *flashy, ephemeral, sheetflood, sand-bed river*)

Miall (1996) distingue trois modèles de fleuves en tresses à charge sableuse témoignant de conditions particulières de l'écoulement : (1) *High-energy sandy-braided*, (2) *Sheetflood distal braided* et, (3) *Flashy ephemeral sheetflood* (Figure II.22). Même si les assemblages de faciès sont variables entre les modèles, la sédimentation essentiellement sableuse se met en place temporairement, sous une haute énergie. Les faciès sableux à litages horizontaux (Sh) sont les plus représentés (Cowan, 1991) tandis que les faciès argileux et graveleux sont quasi-absents. Les corps sédimentaires sableux sont organisés en bancs horizontaux (SB) et montrent rarement des chenalisations. Le modèle du fleuve Bijou Creek, dans le Colorado (Mc Kee *et al.*, 1967) est le plus représentatif. Ces modèles, plutôt décrits dans les dépôts anciens, caractérisent un milieu aride.

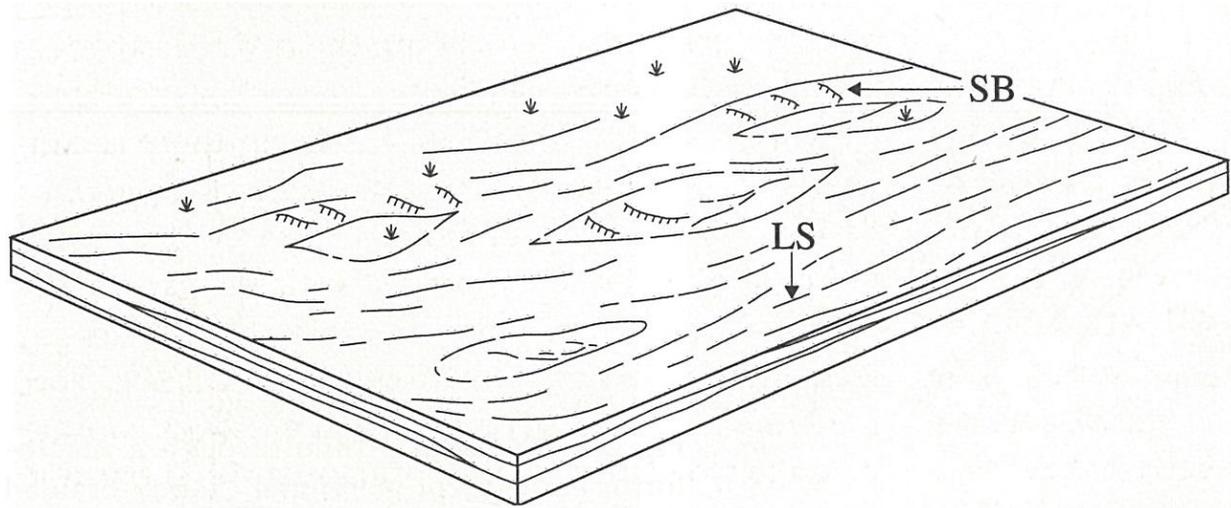


Figure II.22 Modèle de faciès de rivière sableuse à écoulements évènementiels (Miall, 1996). SB : barres sableuses (*Sand bars*) et LS : nappes sableuses à litages horizontaux (*Laminated Sand Sheets*)

D'autres modèles de faciès, développés par Miall (1996), existent comme les modèles de rivières anastomosées. Les modèles qui viennent d'être décrit ont été choisis afin de servir de base d'étude à la description des faciès et aux géométries rencontrés dans les dépôts fluviaux de la Seine quaternaire.

3. Les rivières pléistocènes proglaciaires et périglaciaires

3.1. Caractères généraux des environnements périglaciaires actuels

Un environnement périglaciaire évoque la proximité d'un glacier, mais c'est plus le rôle du gel et surtout des alternances de gel et dégel à la surface d'un sol, la plus grande partie de l'année et dépourvu d'une couverture permanente protectrice de neige qui définit ce milieu (French, 1976, 1996 et 2007). Dans le détail, ces environnements périglaciaires actuels recouvrent :

- les déserts froids dépourvus de toute couverture végétale, même durant des étés trop froids (6° en moyenne) ou trop courts. Le sol laissé à nu est soumis aux cycles de gel/dégel ;

- des régions de tundra ou de prairie alpine, où une végétation rase d'herbacées se développe durant les étés et protège les sols de la cryoturbation et de la solifluxion.

Aujourd'hui le domaine périglaciaire correspond à environ 1/5 des terres émergées (Pissard, 1987 ; Campy & Macaire, 2003 ; van-Vliet-Lanoë, 2005) où le sol reste gelé en profondeur toute l'année. Dans l'hémisphère nord, il s'agit d'une grande partie de la Sibérie, du Canada ou de l'Alaska. Elle s'étend jusqu'à une latitude de 50°N au Canada et 45° N en Mongolie.

3.1.1. Rôle efficace des alternances de gel/dégel

L'eau liquide qui s'infiltré à travers les pores de la roche ou du sol, gèle au-dessous de 0°C. L'eau gelée augmente son volume de 9%, agissant comme un coin qui élargit progressivement les fractures. À volume constant, la pression de la glace atteint 14 kg/m². Lors du dégel, les débris de roche ne sont plus collés par la glace et se détachent. Dans les sols dégelés, la matrice devient fluide expliquant que les sols peuvent solifluer le long d'une pente. L'efficacité des gels dépend toutefois de la lithologie des roches. Par exemple, la craie, roche microgélive, reste plus sensible au nombre des cycles de gel/dégel qu'à la durée du gel. L'action du gel est d'autant plus efficace que la roche est sèche, mais en milieu humide, l'action du gel devient moins efficace sous -22°C (French, 1976).

Lors de froids très intenses, des fentes verticales se développent dans les sols à la suite de la contraction des sols. Des coins de glace (*ice-wedges* de Black, 1976) peuvent ensuite s'insérer dans ces fentes en les agrandissant vers le bas, tandis qu'en surface, des fentes dessinent un réseau polygonal.

3.1.2. Permafrost

Les régions périglaciaires présentent des sols gelés en permanence et seule la partie supérieure peut dégeler en été. La partie du sol entièrement gelée en profondeur ou qui ne dégèle pas pendant au moins deux années consécutives définit le permafrost ou pergélisol. Ce dernier atteint 800 m de profondeur dans le nord de la Sibérie, 550 m au Canada (Iles Melville), mais 1 600 m dans le nord de la Yakoutie (nord-est de la Sibérie) (Campy & Macaire, 2003). La partie supérieure gelée en hiver mais dégélée en été est la couche active (mollisol) dont l'épaisseur augmente du nord vers le sud, dans l'hémisphère nord. D'un permafrost continu avec une couche active d'épaisseur négligeable, on passe à un permafrost discontinu avec une couche active d'épaisseur métrique. À chaque dégel, la couche active devient une masse boueuse qui peut fluer sur les pentes (solifluxion), le long des versants. La répartition actuelle d'un permafrost continu dans l'hémisphère nord est sous l'influence du régime des anticyclones responsables d'hivers froids et secs. Le permafrost existe aussi sous la calotte glaciaire du Groenland et de l'Antarctique ou sous l'eau de mer, comme en mer de Beaufort (Van Vliet-Lanoë, 2005). Il peut également se développer en altitude, sur les hauts plateaux d'Asie jusqu'à 29° N (Burn , 2007) et dans les Alpes, en France, à partir de 2 900 m d'altitude (Pissart, 1987).

3.1.3. Rôle protecteur de la couverture neigeuse

La présence d'une couverture neigeuse constitue un isolant efficace pour les sols vis-à-vis des cycles de gel/dégel mineurs, au contraire d'une couche de glace qui possède une conductivité thermique plus importante, proche de celle des roches. Cette protection est d'autant plus efficace que l'épaisseur de la couche neigeuse est importante. Une couche mine, d'épaisseur centimétrique a une rôle protecteur négligeable alors qu'une couche plus épaisse (> 0,5 m) empêche la déperdition thermique hivernale (van Vliet-Lanoë, 2005) L'âge de la couverture neigeuse est un autre facteur limitant. La neige sera d'autant plus tassée, moins poreuse et perdra son pouvoir d'isolation qu'elle est ancienne, à l'inverse des neiges fraîches.

3.1.4. Modelé périglaciaire actuel et limites d'application du modèle pour le Pléistocène

Dans les régions périglaciaires actuelles comme l'Alaska ou la Sibérie jamais recouvertes par les glaciers, un permafrost s'est développé durant tout le Quaternaire. Néanmoins, il n'existe pas une morphologie périglaciaire caractéristique dans le paysage, selon Pissart (1987) si ce n'est la reconnaissance de structures comme les fentes de glace, les sols polygonaux, les dépôts de versant ou de formes mineures, comme les vallées sèches, vallées asymétriques,... Les coins de glace sont des formes caractéristiques du permafrost, correspondant à des fentes verticales à obliques de contraction thermique et d'échelles métrique à plurimétrique. En fin d'été, la glace subsiste que sous forme de coin. Ces coins de glace se forment préférentiellement dans des matériaux gélifs (loess ou silts) ou dans des conditions de nappe aquifère perchée. Ils sont fonctionnels dans les régions à permafrost continu.

Pour le Pléistocène, la reconstitution des environnements périglaciaires et la compréhension des processus périglaciaires associés sont basées sur l'étude des régions périglaciaires actuelles de l'Alaska, du Canada ou de la Sibérie. Néanmoins, pour French (1996), il n'existe pas une stricte corrélation entre les environnements périglaciaires des moyennes latitudes, au Pléistocène et les environnements périglaciaires actuels limités aux hautes latitudes à l'Holocène.

En effet, sous les moyennes latitudes, les contrastes saisonniers entre hiver et été et la rapidité des changements sont moins marqués qu'aux hautes latitudes. Durant le Pléistocène, les variations journalières d'ensoleillement étaient plus importantes que sous les hautes latitudes, à l'Holocène. Une des conséquences directes est la plus grande fréquence des cycles de gel/dégel (faible durée et faible intensité) estimée entre 50 à 100 cycles par an, durant le Pléistocène, qui serait à l'origine de processus de cryoturbation plus intenses qu'aujourd'hui. Sous les hautes latitudes, la longue nuit arctique favorise un gel profond du sol et génère un permafrost plus épais, alors que durant le Pléistocène, le permafrost était sans doute moins profond (entre 10 et 30 m d'épaisseur).

3.2. Les rivières proglaciaires (sandur)

Les rivières proglaciaires correspondent à des systèmes fluviaux en tresses alimentés par les eaux de fonte des glaciers (Krigström, 1962 ; Maizels, 1995 ; Marren 2005). Le sandur est un piémont d'alluvions glaciaires qui est situé à l'aval du continuum glacio-fluvial (Roussel, 2011) (Figure II.23); la limite amont de la plaine fluvioglaciaire est toutefois plus délicate à tracer. Certains (Maizels, 1979 ; Marren, 2002) considèrent que le sandur débute dès le front du glacier, d'autres (Fenn & Gurnell, 1987 ; Gurnell *et al.*, 1999) envisagent un continuum fluvioglaciaire et distinguent un cône fluvioglaciaire proximal, des plaines intra-morainiques et le sandur proprement dit. À la suite de Benn et Evans (2005), Roussel (2011) définit la limite amont du sandur comme la zone de contact entre la plaine fluvioglaciaire et les cordons morainiques du maximum PAG (petit âge glaciaire).

Dans la zone proximale du sandur, les faciès sont des galets grossiers et imbriqués. Ces dépôts graveleux correspondent à la migration aval de bancs longitudinaux et sont représentatifs des modèles de dépôt fluviaux en tresses de type Trollheim et Scott. Dans la zone intermédiaire du sandur, les faciès graveleux sont surmontés par des faciès sableux, indiquant la différenciation entre les chenaux actifs et les surfaces de bancs transversaux réincisés en chenaux d'ordre inférieur lors de la décrue (Miall, 1978). Le type Donjek est le faciès morphosédimentaire typique du sandur intermédiaire (Benn & Evans, 2005). Enfin, dans la partie distale, la charge de fond sableuse et la faible profondeur des chenaux favorisent la mise en place du système fluvial en tresses de type Platte : des dépôts sableux interstratifiés signalant la progression vers l'aval de dunes et de bancs ridés (*linguoid bars*).

En domaine proglaciaire des hautes latitudes, les forts écarts saisonniers de débit entraînent une reprise importante des séquences alluviales déposées lors des crues ultérieures, dans les sandar (Reineck & Singh, 1980). L'absence de végétation qui ne peut pas fixer les berges, favorise l'expression des systèmes fluviaux en tresses.

3.3. Les fleuves périglaciaires actuels

Les environnements périglaciaires sont caractérisés par la présence d'un pergélisol continu ou discontinu. L'épaisseur du pergélisol, variable dans l'espace et dans le temps, est régulée par les variations climatiques (Van Vliet Lanoë, 1989; Shur & Jorgenson, 2007). La fonte partielle de la couche supérieure du pergélisol en été (mollisol ou couche active) explique la saturation des sols en eaux, les couches inférieures restant gelées et imperméables. Cette fonte partielle est à l'origine de phénomènes érosifs tels que des écoulements de masse de type solifluxion ou coulées de boues (Washburn, 1979 ; Evans, 1994). En domaine périglaciaire, l'écoulement se présente sous la forme de nappes d'eau instables et s'exprime par des systèmes complexes de chenaux plus ou moins sinueux.

Le fleuve sibérien, Léna et ses principaux affluents (Aldan, Vilioui) présentent des formes fluviales périglaciaires spécifiques. Son lit mineur est formé de chenaux larges et peu profonds séparant des bancs sableux et des îles boisées ; des bras anastomosés plus sinueux et plus étroits se développent entre les îles dans la plaine (Gautier & Costard, 2000).

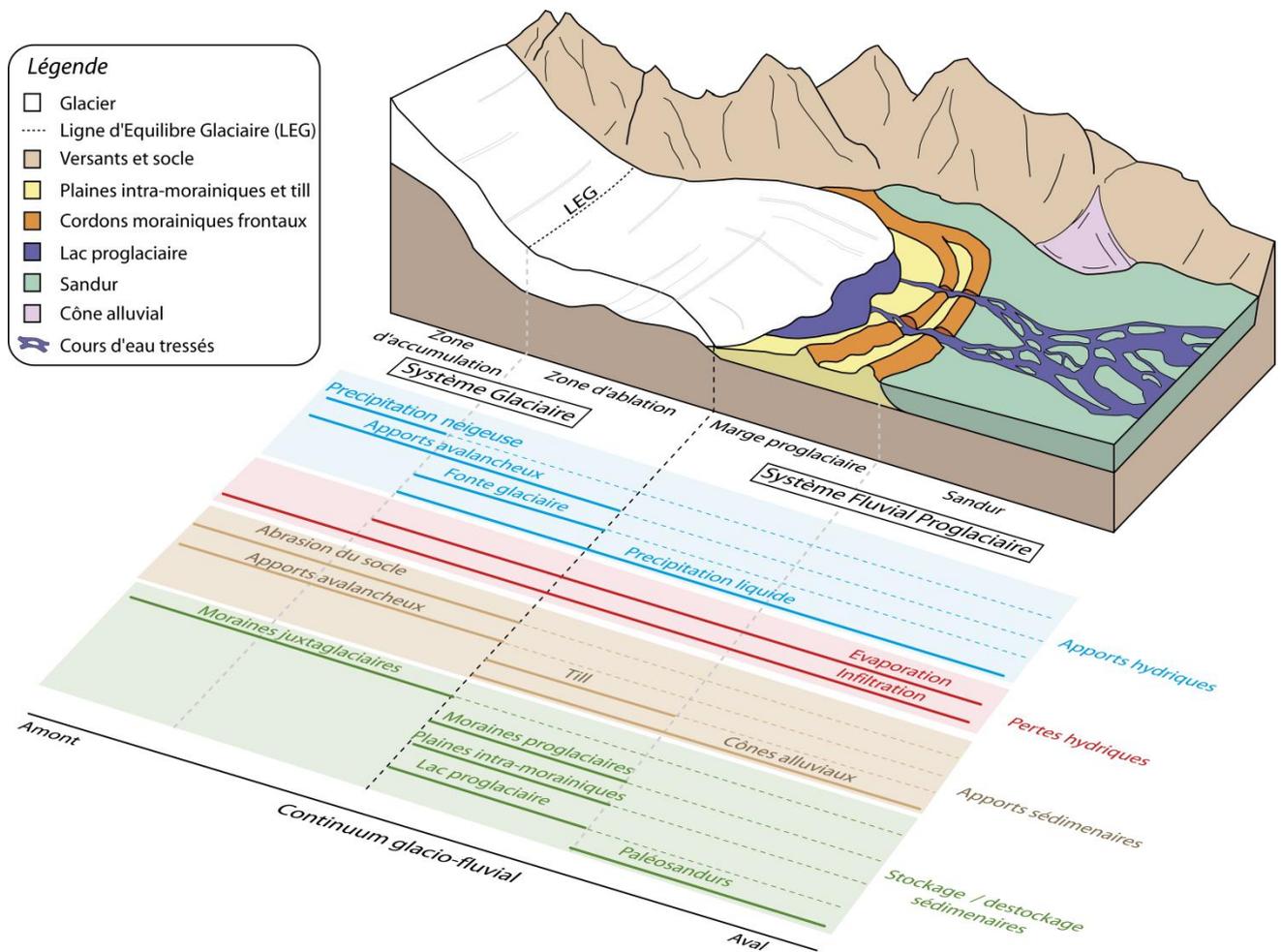


Figure II.23 Représentation schématique du continuum glacio-fluvial et des transferts hydrosédimentaires (Roussel, 2011)

L'étude des dépôts dans les chenaux révèle des épaisseurs remobilisées à l'occasion de la crue annuelle de la Léna, plus fortes dans le cas des bras anastomosés que dans les chenaux principaux. Le rôle des ruptures d'embâcle de glace et de débris ligneux est important dans le remblaiement des chenaux. Des processus d'érosion thermique et mécanique s'exercent sur les berges du fleuve et accélèrent leur recul apportant de manière autocyclique au fleuve une charge abondante issue en grande partie de dunes éoliennes anciennes.

Les variations hydrologiques saisonnières des fleuves périglaciaires favorisent et entretiennent la mise en place de réseaux en tresses. La charge solide est délivrée en masse et de manière discontinue. La montée en charge des rivières qui intervient au printemps peut être très brutale, le débit décuplant en quelques jours. En réponse à la brusque augmentation de la charge liquide du fleuve, par la fonte du glacier et de la neige accumulée dans le bassin versant, la charge solide augmente au printemps, favorisant l'érosion, comme dans le cas de la Lillooet River (Colombie-Britannique, Canada) (Toucane, 2008).

Dans le même temps, le modelé périglaciaire continue à évoluer sous un climat froid prédominant et un pergélisol étendu. Les gélifractions issues de la destruction des roches par l'action du froid sont de toutes tailles et leur forme est anguleuse. Ils peuvent former des champs de blocs à la surface, des éboulis ou des géliformes à triage (ostioles, sols polygonaux, etc.). Les cônes alluviaux sont nombreux dans toutes les vallées et à l'embouchure des tributaires. Au Québec, ils sont trouvés sur les plateaux, là où un petit affluent au débit intermittent, mais parfois torrentiel, coule sur un versant raide. Les gros cônes se forment dès la déglaciation. Les cônes se construisent par la descente rapide d'un cours d'eau charriant des sédiments provenant du plateau et qui ralentit soudainement sa vitesse à l'arrivée dans la vallée (niveau de base local). C'est la réduction du débit qui oblige le cours d'eau à abandonner sa charge.

Un sol gelé en contact avec un écoulement turbulent subit une érosion thermique (dégel et réchauffement du pergélisol) et physique (érosion mécanique du sol dégélé). La température de l'eau, la vitesse d'écoulement, la température du pergélisol et sa teneur en glace sur l'érosion thermique des berges (Costard *et al.*, 2003, 2007 ; Dupeyrat *et al.*, 2011) participent activement à l'écoulement d'eau arrivant sur la berge gelée des fleuves périglaciaires.

3.4. Dynamique des fleuves périglaciaires pléistocènes

Dans un cycle climatique glaciaire/interglaciaire pléistocène, les dépôts fluviatiles des systèmes en tresses ont longtemps été attribués à la phase glaciaire et les dépôts fluviatiles des systèmes méandriformes, à la phase interglaciaire. Il en résulte une relation linéaire entre les cycles climatiques quaternaires d'une part et les réponses morphologiques du système fluviatile d'autre part. Cette relation directe est néanmoins apparue trop simpliste (Vandenbergh, 1993, 1995 ; Bridgland & Allen, 1996). Des études détaillées des dépôts fluviatiles pléistocènes ont insisté sur d'autres facteurs climatiques indirects telles la charge sédimentaire de fond, la taille du matériel transporté, les précipitations, la présence d'un permafrost, la végétation, la stabilité des berges,...

La distinction de deux styles fluviatiles cache en réalité le continuum existant entre ces deux pôles, puisque sous un même climat, les deux architectures peuvent coexister (Mol *et al.*, 2000). Le style des rivières périglaciaires ne répond donc pas uniquement à un critère climatique de type

glaciaire/interglaciaire. Vandenberghe (2001) a proposé une classification des rivières périglaciaires à partir de l'existence d'un permafrost continu, discontinu ou d'un sol resté gelé en hiver. En présence d'un permafrost continu de grande extension latérale, la couverture neigeuse est un facteur prépondérant protégeant le sol.

3.4.1. Érosion fluviale périglaciaire

L'intensité de l'érosion fluviale est indirectement contrôlée par des paramètres climatiques tels la végétation ou le permafrost :

- Végétation : le rôle de la végétation dans l'érosion fluviale a été décrit à la transition entre le dernier stade glaciaire weichsélien (Pléniglaciaire) et l'interstade du Tardiglaciaire (Vandenberghe *et al.*, 1984 ; 1987). À la fin du Pléniglaciaire, les sols laissés nus sont colonisés par une végétation de type toundra ou de taïga, à partir du Tardiglaciaire (Hoeck, 2000). Dans le même temps, les précipitations sous forme de neige augmentent, en hiver. À la fonte des neiges (printemps/été), les eaux ruissellent sur des sols encore gelés et ne peuvent pas s'infiltrer. Elles alimentent et augmentent le débit fluvial, tandis que dans le même temps, la charge sédimentaire transportée par le fleuve diminue au fur et à mesure du développement d'un couvert végétal. Il en résulte une érosion fluviale verticale et le développement de chenaux plus stables et sinueux, de style méandrique.

- Permafrost : aux Pays Bas, des exemples de rivières en tresses sont décrites au Pléniglaciaire inférieur et supérieur, alors qu'un style méandrique à anastomosé apparaît au Pléniglaciaire moyen (Mol, 1997). Ce changement de style morphologique dans les rivières périglaciaires pléistocènes s'expliquerait par la présence d'un permafrost continu au Pléniglaciaire inférieur et supérieur, mais discontinu au Pléniglaciaire moyen.

3.4.2. Variabilités morphologiques fluviales

La description des rivières périglaciaires actuelles dans les régions arctiques et sibériennes a insisté sur les variabilités morphologiques fluviales. En présence d'un sol gelé en permanence et d'une mince couche active, il n'existe pas de nappe aquifère souterraine. En hiver, le gel des rivières bloque leur débit. Les précipitations sous forme de neige s'accumulent préférentiellement dans les vallées, sous l'action des vents. Au printemps, les eaux de fonte de la neige renforcent le débit fluvial puisqu'elles ne peuvent pas s'infiltrer à travers des sols encore gelés et qu'il n'existe pas encore de couverture végétale susceptible de les recueillir. Dans les régions froides arctiques ou sibériennes protégées par une épaisse couverture neigeuse, la charge de fond transportée devient importante, limitée au printemps ; les matériaux hétérogènes favorisent des systèmes fluviaux en tresses (débâcles).

Là où les apports sédimentaires fluviaux deviennent moins importants, en présence d'une couverture végétale de type toundra ou d'une couche d'altérites moins épaisse, les rivières ne développent temporairement un style fluvial en tresses qu'à la fonte des neiges, lorsque la

végétation est encore absente. Avec le développement d'une végétation, l'évapotranspiration devient plus significative, surtout en été, et réduit le volume des eaux de ruissellement apportées aux rivières. Le nombre des chenaux fluviaux diminue au profit d'un chenal majeur présentant une morphologie plus sinueuse d'un système méandrique.

Si la couverture végétale devient plus continue (toundra ou taïga), au-dessus du permafrost, les berges fluviales sont stabilisées. L'eau de fonte des neiges s'accumule en surface dans la couche active du permafrost, réduisant les apports à la rivière. Cette dernière de haute énergie développe un lit majeur large avec de nombreux chenaux stables séparés par des barres graveleuses protégées par la végétation. Dans ce cas, elle présente beaucoup de similitudes avec les rivières divagantes graveleuses décrites par Church (1983).

En l'absence d'un permafrost, même discontinu, mais de sols restés gelés en hiver, l'infiltration des eaux est contrôlée par la profondeur de pénétration du gel dans le sol, par les périodes de dégel et par la persistance de lentilles de glace en profondeur. À la fonte des neiges, les apports sont moins importants qu'en présence d'un permafrost et les styles fluviaux sont de type anastomosé ou méandrique.

3.4.3. Contrôle climatique de la dynamique fluviale pléistocène

Les modalités du contrôle climatique de la dynamique fluviale pléistocène ont surtout été décrites pour le dernier cycle climatique (Eémien/Weichsélien : Lewin & Gibbard, 2010) tandis que le passage à l'interglaciaire a surtout été illustré par le début de l'Holocène (exemples : Antoine, 1997a et b ; Gibbard & Lewin, 2002).

Vanderberghe (1995) propose le modèle morpho-climatique suivant :

- la durée de la phase interglaciaire d'un cycle climatique est plus courte (environ 20 000 ans) que celle de la phase glaciaire (environ 80 000 ans). Le style fluvial se développe et s'exprime plus rapidement au cours d'un interglaciaire que lors d'une phase glaciaire ;

- au cours d'un cycle climatique glaciaire/interglaciaire, l'érosion fluviale peut théoriquement intervenir à deux intervalles du cycle, au début ou à la fin de la phase interglaciaire qui correspondent à des intervalles d'instabilité sédimentaire. Mais, le nombre de phases d'incision fluviale enregistrées peut être moins nombreux que celui des transitions climatiques (Vanderberghe, 2008) ;

- les sédiments fluviaux sont souvent moins bien préservés ou plus rares à la transition froid/chaud que lors d'une dégradation climatique chaud/froid. L'enregistrement optimal de l'incision fluviale intervient au début d'une période froide. Par exemple, dans le sud de la Hollande, les sols interglaciaires sont érodés ou faiblement préservés au début du dernier glaciaire. En revanche, l'incision fluviale au début d'une phase interglaciaire est rarement préservée, à l'exception notable du dernier interglaciaire holocène.

L'origine de l'enregistrement différentiel de l'érosion fluviale est à rechercher dans des modalités d'érosion/incision différentes, au cours de ces deux transitions climatiques. La phase d'érosion

verticale est prédominante dans les systèmes fluviaux méandriformes. Lors d'une transition tempéré/froid, la rivière présente un chenal unique, de faible énergie, stabilisé par la végétation développée dans une plaine alluviale d'extension latérale limitée. La rivière évolue ensuite vers un système de plus forte énergie, avec une dynamique en tresses. Elle évolue de manière privilégiée par des processus de migration latérale dans une vaste plaine alluviale que par une érosion fluviale verticale efficace. Cette migration latérale des systèmes fluviaux en tresses par avulsion remanie les dépôts fluviaux méandriformes précédents, expliquant leur mauvaise préservation.

Le contrôle climatique de la dynamique fluviale quaternaire (Pléistocène et Holocène) s'exerce donc à plusieurs échelles de temps. Les travaux de Weisrock (2002) résument les quatre échelles de temps de Vanderberghe (1995) :

- échelle de 100 000 ans constituant la durée moyenne des cycles glaciaires/interglaciaires, à partir du Pléistocène moyen et dont les modalités sont contrôlées par des paramètres astronomiques. Cette durée est compatible avec la formation et l'évolution d'un bassin versant et de son réseau de drainage. Des incisions fluviales de courte durée interviennent aux changements climatiques froid/chaud ou chaud/froid ;

- échelle de 10 000 ans qui est la durée d'un cycle de réchauffement/refroidissement. L'évolution du système fluvial est déterminée par des paramètres physiques (ruissellement des eaux) et biologiques (végétation) sous la dépendance indirecte du climat. Lors des transitions climatiques, il existe des courtes phases d'instabilité qui occasionnent des changements dans le développement de la végétation, le volume des eaux de ruissellement ou la cohésion des sols, modifiant le système fluvial. Ces instabilités ont des conséquences sur la morphologie de la vallée (versant plaine alluviale) ;

- échelle 1 000 ans qui est l'échelle d'évolution propre du cours d'eau, sous des conditions climatiques identiques ;

- échelle 100 ans caractérisant les crises brutales et éphémères de type crue catastrophique (crues éclair), précipitations centennales, dans un bassin versant.

4. Réponses des systèmes fluviaux aux changements eustatiques, climatiques et tectoniques quaternaires

4.1. Variations du profil d'équilibre et réponses des rivières aux variations du niveau de base

Les rivières ont un rôle majeur dans l'évolution des reliefs car leurs profils longitudinaux fixent le niveau de base des cours d'eau tributaires. Le niveau de base général des cours d'eau exoréiques est le niveau moyen des océans. Un lac, un confluent, un bassin intramontagneux ou une barre résistante caractérisent des niveaux de base locaux et temporaires. L'évolution du profil en long du chenal tend vers une forme concave et contrôle le bilan érosion-sédimentation. Ce profil d'équilibre permet la meilleure dispersion de l'énergie hydraulique selon un continuum allant de l'érosion à l'amont à un dépôt à l'aval.

Les rivières s'adaptent généralement aux fluctuations du niveau de base. Deux situations opposées ont été envisagées :

- un abaissement du niveau de base provoque un encaissement du réseau hydrographique et les cours d'eau ont tendance à s'ajuster (Figure II.24). La rivière principale s'ajuste de son côté les rives concaves des méandres. Lorsque la pente moyenne du fond de base augmente, la sinuosité des chenaux croît afin que la rivière puisse parvenir à garder sa pente originelle (Schumm *et al.*, 1994) ;

- une chute eustatique provoque la formation de ruptures de pente du profil d'équilibre qui se propage d'aval en amont (knickpoints régressifs). Cette propagation s'accélère dans les formations peu cohésives. Lors d'une baisse eustatique, la migration des ruptures du profil en long du cours d'eau affecte de manière diachrone les affluents de l'exutoire vers l'amont.

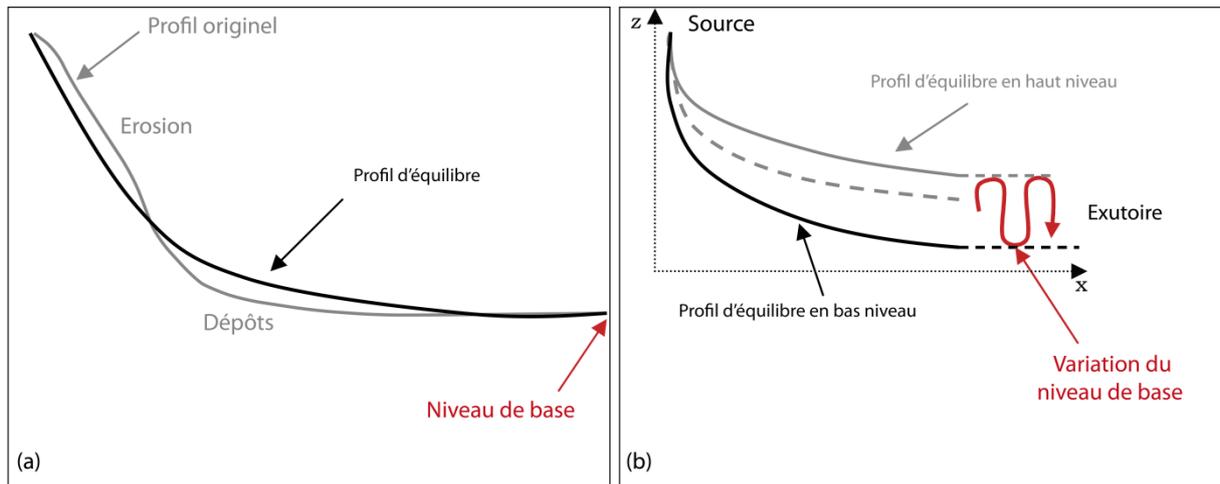


Figure II.24 Représentation de l'ajustement à un profil d'équilibre (a) et réponse du profil aux variations du niveau de base(b) (in Jouve, 2007)

Les systèmes fluviaux réagissent aux déformations quaternaires et une rivière s'ajuste rapidement aux mouvements verticaux d'origine tectonique (Burbank & Anderson, 2012). Dans le cas des rivières qui recoupent les failles actives et les systèmes de plis récents, l'érosion régressive se déclenche dès que le niveau de base local chute provoque la formation d'une rupture de pente (*knickpoint*) (Figure II.25). La rupture, segment incliné du profil d'équilibre, recule vers l'amont lorsque le mouvement de la faille s'estompe.

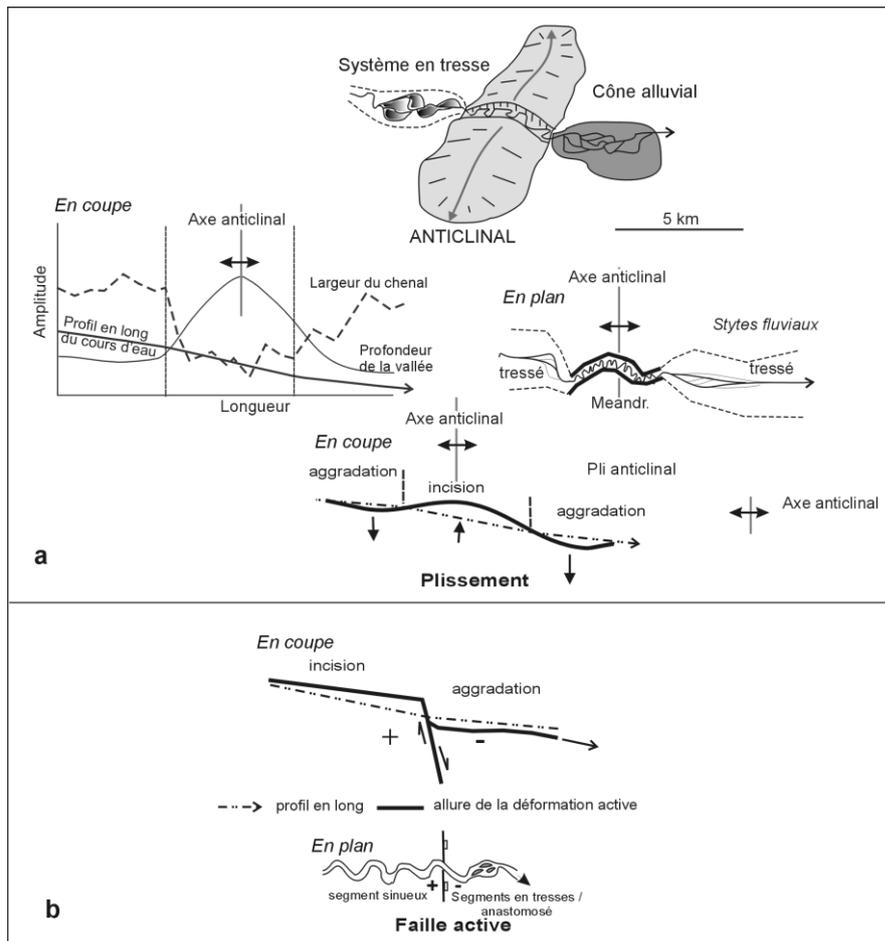


Figure II.25 Réponse des systèmes fluviaux aux mouvements tectoniques (Delcaillau, 2011)

Des méandres encaissés se développent dans les roches cohésives en réponse à un abaissement du niveau de base suivi d'un soulèvement tectonique ou une chute eustatique.

Un cours d'eau très actif, du fait d'un niveau de base proche et peu élevé, réussit à capturer un autre cours d'eau. Le seuil de capture est la différence d'altitude entre la nouvelle topographie (lieu capture) et l'ancienne topographie (lieu de passage de l'ancien cours d'eau). Le coude de capture a un angle d'environ 90°. À la suite de la capture, la vallée abandonnée devient une vallée morte, avec un cours d'eau sous-adapté (dimension du cours d'eau trop petite par rapport à la dimension de la vallée) et décapité.

Les réajustements du système fluvial répondent aux sollicitations du niveau de base. L'accroissement de la fourniture sédimentaire réduit l'érosion dans le chenal et peut provoquer un exhaussement qui stabilise la pente et réduit la fourniture sédimentaire en provenance du versant. Une auto-régulation maintient le quasi-équilibre et établit ses nouvelles conditions si un changement des contrôles externes (précipitations efficaces ou le niveau de base) intervient (Schumm, 1981).

4.2. Les terrasses fluviales quaternaires

Les terrasses fluviales représentent les reliques d'un ancien lit fluvial dans lequel le cours d'eau s'est enfoncé. L'enfoncement peut être d'origine climatique, tectonique ou eustatique.

4.2.1. Définition

Une terrasse fluviale est une forme plane d'érosion (terrasse rocheuse : *rock-cut terrace*) ou d'accumulation (terrasse alluviale : *fill terrace*) suspendue au dessus du lit actuel d'un cours d'eau par l'intermédiaire d'un talus. Il s'agit d'un lambeau résiduel d'une ancienne surface sommitale d'alluvionnement plus ou moins retouchée par l'érosion et mise en relief par l'incision ultérieure. Leur position perchée par rapport au lit actuel s'explique par l'incision et la migration latérale des rivières. Les terrasses fluviales sont d'autant plus anciennes qu'elles sont hautes par rapport au lit actuel. Les terrasses récentes (basses ou très basses terrasses) se situent à quelques mètres au dessus du cours d'eau. Les terrasses anciennes (hautes terrasses) ne subsistent généralement qu'à l'état de lambeaux discontinus. Dans une vallée, la référence altimétrique de chaque terrasse est reportée par rapport à l'altitude de surface de la plaine alluviale actuelle ou celle du toit du substratum du fond de la vallée (Cordier *et al.*, 2009).

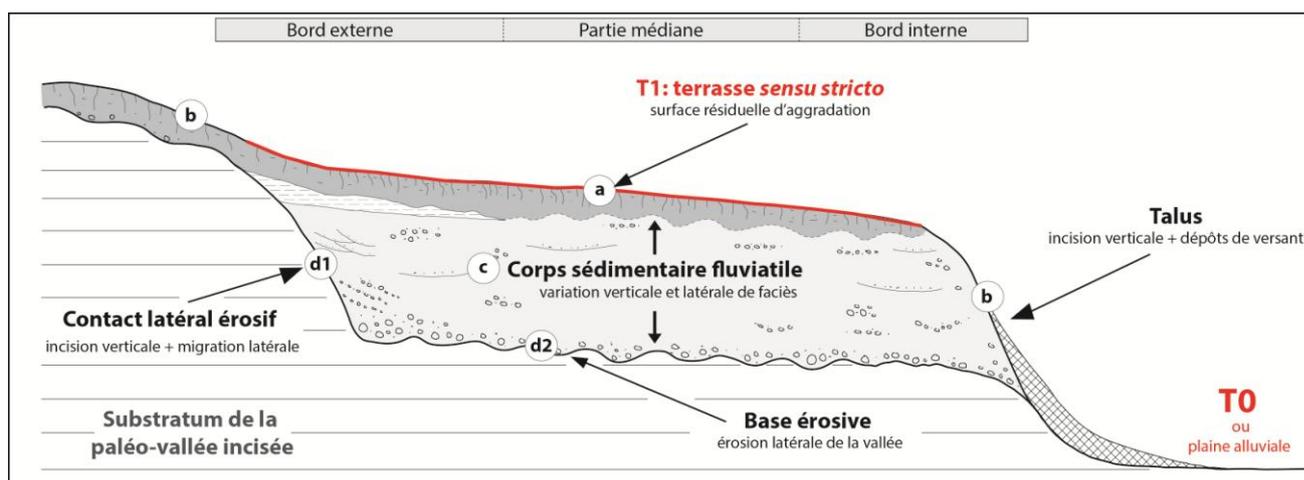


Figure II.26 Coupe transversale schématique d'une terrasse alluviale illustrant les éléments descriptifs géomorphologiques et sédimentaires (Connell *et al.*, 2007 modifié)

Connell *et al.* (2007) définissent quatre principaux caractères (Figure II.26) : (a) un niveau topographique plan ou «terrasse» *sensu stricto*, légèrement incliné, d'extension limitée et encadré par (b) des talus. Ce niveau peut être associé à (c) des corps sédimentaires fluviaux limités par (d) une surface d'érosion basale du substratum sous-jacent. Cette surface d'érosion est assimilée à (d1) un contact oblique latéral avec le substrat (bord) et à (d2) une base érosive et légèrement inclinée.

La notion de terrasse *sensu stricto* est envisagée comme une surface résiduelle d'aggradation, modifiée par les processus de versant (Connell *et al.*, 2007). Elle est attribuée soit à une paléosurface de remblaiement de matériaux fluviatiles encore en place sur le substratum (terrasse alluviale, *alluvial fill terrace*), soit à une forme plane d'érosion sans dépôt attribuable à un fleuve (terrasse érosive, *rock-cut terrace*) (Merritts, 2007). Dans tous les cas, elle ne correspond pas à une surface originale fluviatile et ne doit être prise en compte que de manière relative. En effet, cette surface est plus ou moins modifiée par l'érosion périglaciaire, les processus pédogénétiques et tout autre événement post-dépositionnel comme les dépôts de versant (loëss, colluvions,...).

Une terrasse s.s. peut être séparée de la plaine alluviale actuelle, d'un versant ou d'une terrasse moins élevée par un talus. Selon les travaux de Demoulin *et al.* (2007) dans la vallée de la Vresde (Belgique), l'inclinaison du talus oscille entre 5 et 13 %. Elle est similaire dans les terrasses fluviatiles de la Seine (Michel, 1972). Les talus marquent indirectement l'incision verticale et le déplacement latéral à un temps donné de l'histoire du fleuve (Lécolle, 1980). Toutefois, les ruptures de pente peuvent être atténuées par des dépôts ultérieurs (dépôts fluviatiles plus anciens, dépôts de versant, etc).

Les sédiments fluviatiles préservés entre une terrasse s.s. et sa surface d'érosion basale correspondent à l'aggradation intervenant entre deux phases d'incision fluviatile majeure (Cordier *et al.* 2009). Il s'agit de dépôts détritiques, mis en place de manière épisodique, regroupés sous le terme de « nappe alluviale ». Cette nappe alluviale est composée de graviers, galets, blocs ou d'intervalles plus fins, sableux à silto-argileux. Une terrasse fluviatile peut enregistrer plusieurs séquences sédimentaires mises en place sous des régimes hydrodynamiques différents et à différentes échelles de temps. Les matériaux des alluvions et leur matrice peuvent présenter une origine autochtone provenant par exemple d'une érosion du substratum ou des versants ou allochtone par des apports d'affluents ou d'un remaniement de matériels anciens (nappes, colluvions, altérites,...).

Le contact latéral (d1) avec le substratum caractérise la limite de l'incision fluviatile (Figure II.26). Elle peut être franche et rectiligne ou ondulée (surface de confinement). La base érosive (d2) d'une terrasse matérialise l'incision maximum du substratum par la rivière et l'érosion latérale.

Dans le cas des terrasses étagées de la Somme, Antoine (1990) distingue trois parties pour chaque terrasse, en fonction de la relation entre le remblaiement fluviatile (nappe alluviale) et le *substratum* sous-jacent : (1) le bord externe où la nappe et le substrat sont très peu altérés (2) la partie médiane où seule la nappe est altérée en surface et (3), le bord interne où la nappe et le substrat sont affectés de cryostructures de type solifluxion et cryoturbation. Ces derniers critères de distinction sont importants pour valider les données altimétriques obtenues par exemple lors de forages, afin d'établir des profils longitudinaux de terrasses à partir de la dernière incision fluviatile.

4.2.2. Disposition des terrasses fluviales

Il existe de multiples formes d'accumulation fluviale définissant les terrasses fluviales (Figure II.27). Elles peuvent se regrouper de la manière suivante :

- les terrasses fluviales étagées (*stepped terraces*) présentent une succession de nappes taillées dans le substratum et perchées les unes par rapport aux autres. Le niveau de terrasse le plus ancien occupe la position topographique la plus élevée et présente des profils d'altération plus anciens. L'enfoncement de la rivière se fait progressivement et l'érosion est suffisante pour atteindre le substratum rocheux. Elles s'inscrivent dans une dynamique d'incision continue qui laisse les terrasses les plus âgées au sommet de la vallée et les plus anciennes auprès du lit actuel pour atteindre le substratum rocheux. Cette surface d'incision est communément appelée en anglais *strath* (Wegmann & Pazzaglia, 2002).

- les terrasses fluviales emboîtées (*entrenched terraces*) sont développées dans les matériaux d'une ou plusieurs nappes fluviales plus anciennes. Elles résultent d'une première étape de remplissage d'un chenal puis d'une seconde étape d'incision. Le remplissage intervient lorsque la charge sédimentaire ne peut plus être intégralement transportée par la rivière. La surface terminale de remplissage correspond au niveau de la terrasse. L'incision se produit ensuite au cours de variations du régime d'écoulement de la rivière. Ces terrasses sont qualifiées de «terrasses emboîtées» car les plus jeunes sont enchâssées dans les plus anciennes. Ces terrasses sont communes dans le domaine aval des zones orogéniques (piémonts). L'incision fluviale atteint le substratum, au cours d'une première phase, puis les incisions suivantes, moins intenses, n'érodent que la terrasse la plus ancienne située topographiquement plus haut et n'atteint pas le substratum.

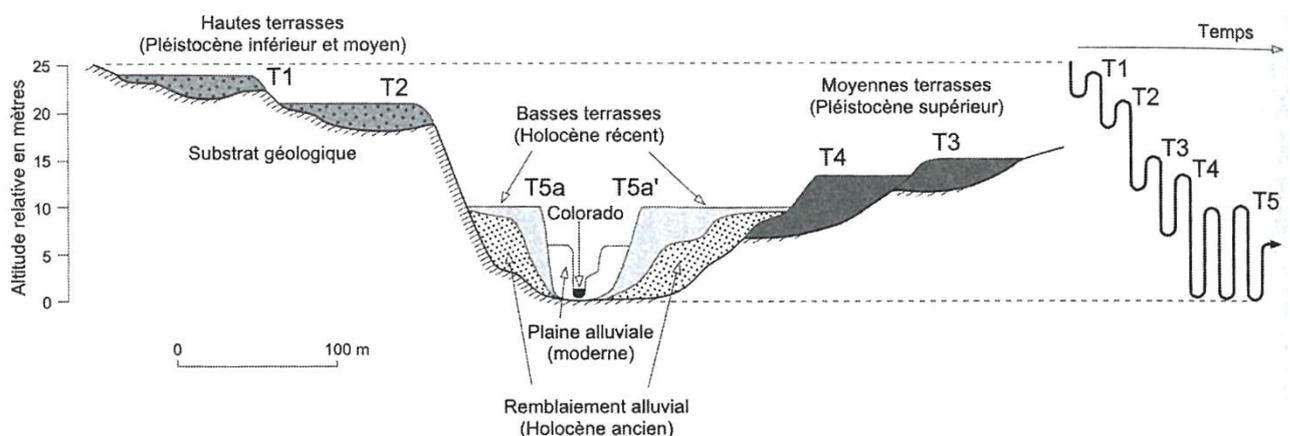


Figure II.27 Coupe schématique de la haute vallée du Colorado, illustrant la succession des terrasses fluviales (d'après Blum, 1993 in Arnaud-Fassetta, 2008). Les étapes d'incision et d'aggradation sont illustrées dans l'encart de droite. T1 et T2 sont des terrasses étagées ; T3, T4, T5 sont des terrasses partiellement emboîtées. T1, T2, T3 et T4 correspondent à des terrasses désappariées ; T5a et T5a' sont des terrasses appariées.

Les terrasses dites « paires » ou appariées se forment le long d'un cours d'eau et sont synchrones de part et d'autre du chenal actuel. Les terrasses dites « impaires » ou désappariées se forment par divagation d'une rivière au cours de son enfoncement et sont par conséquent diachrones.

Dans le cas particulier des nappes superposées, la terrasse la plus récente est plus élevée dans la topographie que les plus anciennes. Dans une telle géométrie, une seule terrasse se forme et correspond à la dernière surface de remblaiement. Ces systèmes de nappes se développent dans les bassins subsidés (Delcaillau, 2011). D'autres dénominations sont utilisées dans le cas d'interférence avec des dépôts de versants. Les glacis-terrasses ou les cône-terrasses, présentent des alternances de dépôts fluviaux et de ruissellement de versant (Dumas, 1967 ; Salomon, 2007).

4.2.4. Modèle d'évolution des terrasses fluviales pléistocènes du NW de l'Europe

Trois facteurs principaux permettent d'expliquer les dispositifs de terrasses :

- (1) les déformations tectoniques (mouvement positif) ;
- (2) les fluctuations glacio-eustatiques impliquant les domaines côtiers ;
- (3) les variations climatiques impliquant l'intégralité du système fluvial (amont-aval).

Le soulèvement tectonique est souvent invoqué pour expliquer la formation des terrasses dans les milieux tectoniques actifs (Bull, 1991 ; Nicol & Campbell, 2001). En Europe du Nord-Ouest, deux dispositifs sont expliqués par le cadre tectonique : les dispositifs de terrasses étagées résultant d'un lent soulèvement tectonique au Pléistocène (Bridgland, 2000 ; Bridgland *et al.*, 2009) et les dispositifs emboîtés ou superposés en domaine subsidé (Rhin aval) (Peeters *et al.*, 2014, *in press*).

Dans le cas des systèmes fluviaux côtiers soumis au glacio-eustatisme, les phases d'accumulation sont corrélées avec les transgressions interglaciaires et les incisions rapportées aux phases de régression (Manche centrale : Lericolais, 1997). Les accumulations sédimentaires ont lieu en période de haut niveau marin lors des réchauffements climatiques interglaciaires (stade isotopique MIS 5e, MIS 7 et MIS 11 pour le Pléistocène moyen). Lors de la baisse ou de la chute du niveau marin à la suite du refroidissement climatique global (Weichsélien, Saalien), l'étape de creusement se met en place. Les terrasses eustatiques se raccordent vers l'amont à l'ensemble des autres terrasses qui échappent à l'emprise du glacio-eustatisme (parallélisme des profils longitudinaux). Toutefois, ce point d'intersection théorique varie dans l'espace d'un bassin versant à l'autre et au sein d'un même bassin en fonction du temps. L'amplitude des fluctuations glacio-eustatiques, la pente de la vallée et la dynamique morpho-dynamique du système fluvial sont des facteurs dominants dans la formation des terrasses fluviales (Bravard, 2008). Le long d'un continuum amont-aval d'une rivière, la surface supérieure d'une terrasse n'est pas toujours un niveau isochrone et les processus dépôt-incision sont souvent diachrones. Le dépôt d'une nappe datée de quelques milliers d'années commence dans la partie aval, mais l'incision de la surface déposée a pu débuter plus tôt (Weldon, 1986). Pendant que le dépôt débute à peine dans la partie amont de la terrasse, l'incision est déjà effective en aval.

Toutefois, pour de nombreux auteurs (Somme : Antoine, 1993 et 1994 ; Allier : Pastre, 1987 ; Seine : Lautridou *et al.*, 1999), les alternances de cycles glaciaires/interglaciaires au Pléistocène sont envisagées comme le moteur principale de l'étagement des terrasses des grandes vallées de l'Europe du NW. Ces terrasses alluviales s'étagent à la suite d'une incision du cours d'eau dans ses propres

nappes alluviales, voire de son substratum. Les phases d'incision ont lieu aux transitions climatiques (ex. début Glaciaire), dans un contexte climatique de type tempéré continental à forts contrastes saisonniers (Seine, Somme et Yonne : Antoine et *al.*, 2000, 2007) (Figure II.28).

L'aggradation s'établit dans des systèmes en tresses lors des périodes périglaciaires froides (début-Glaciaire à Inter-Pléniglaciaire). Le climat devient plus rigoureux, froid et humide favorisant une augmentation de la charge solide des cours d'eau en relation avec la mobilisation généralisée des particules des versants par les processus de gélifraction et de gélifluxion. Cette dynamique est ralentie au maximum de la glaciation sous climat froid et aride (Pléniglaciaire). Cette séquence se termine par une sédimentation fluviatile fine colmatant les vallées dans un système fluvial divagante à méandrique, en relation avec une charge en suspension et une stabilisation des versants végétalisés (Tardiglaciaire à début Interglaciaire).

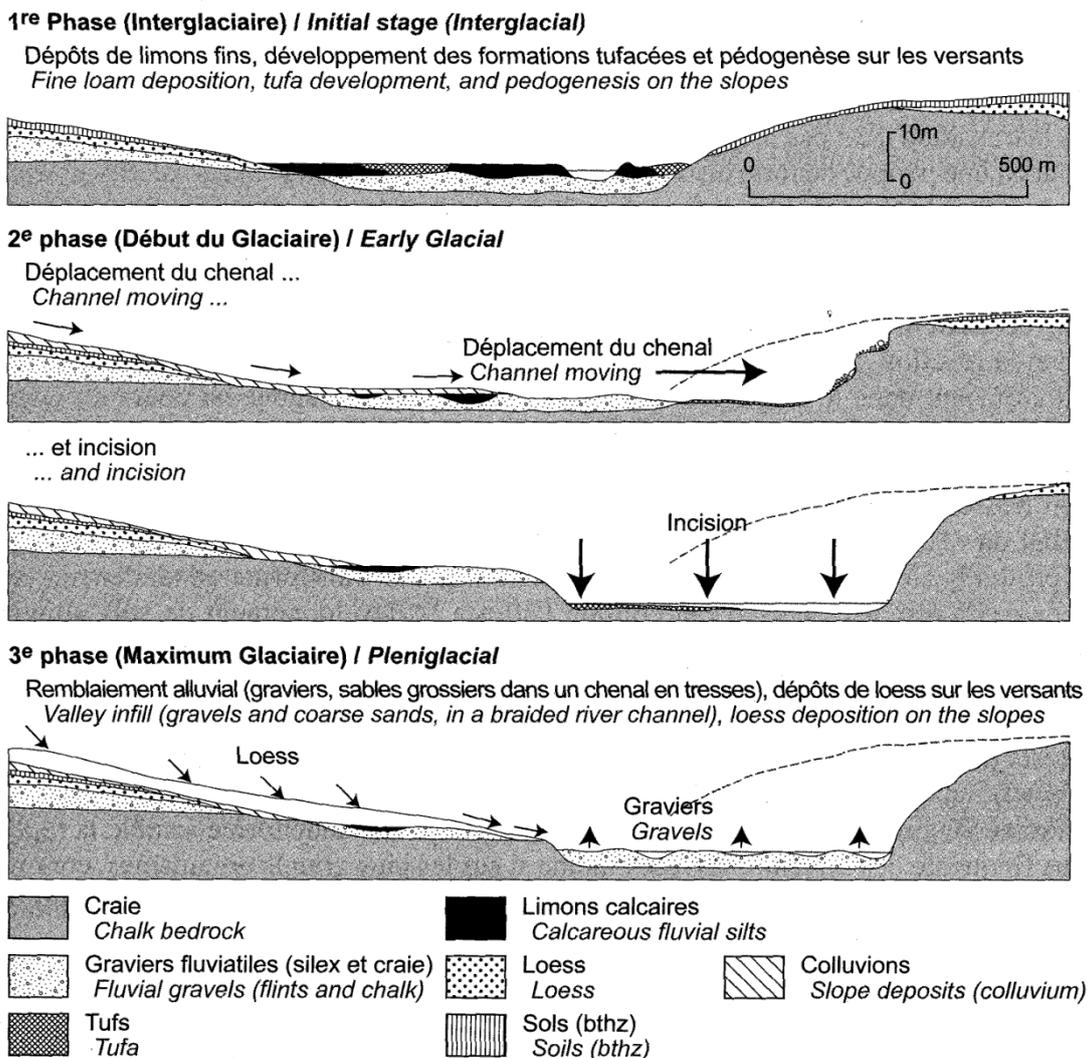


Figure II.28 Evolution synthétique de la formation des terrasses fluviatiles de la Somme (Antoine et *al.*, 2000)

Mais dans le détail, la formation des terrasses fluviatiles et la préservation des plaines alluviales au cours d'un cycle glaciaire/interglaciaire répondent à des processus fluviatiles différents et à des changements dans les styles fluviatiles (Vandenberghe, 2008). L'incision fluviatile d'un système fluviatile en tresses lors d'une période froide concerne une vaste étendue, tandis qu'au début d'une période tempérée, l'incision fluviatile d'un système méandriforme devient plus profonde, mais de plus faible extension latérale. Dans le cas d'une rivière sinueuse, la plaine alluviale est étroite et la faible migration latérale du chenal ne détruit pas les dépôts précédents de la plaine alluviale. Au contraire, dans des systèmes en tresses, la plaine alluviale est plus étendue latéralement et les processus prédominants de migration latérale détruisent les dépôts fluviatiles méandriformes précédents.

L'incision latérale moindre dans les rivières sinueuses, à la transition froid/chaud, préserve les dépôts précédents de la plaine alluviale des systèmes en tresses, sous forme de terrasses fluviatiles. Les terrasses fluviatiles présentent donc préférentiellement des dépôts fluviatiles en tresses, après une érosion par un système méandriforme. Au contraire, l'incision latérale plus efficace du système en tresses, à la transition chaud/froid détruit en partie, les dépôts fluviatiles méandriformes précédents.

5. Stratigraphie séquentielle des dépôts fluviatiles

La séquence de dépôt est une unité stratigraphique constituée d'un ensemble de sédiments génétiquement liés et délimitée à la base et au sommet par des surfaces d'érosion (Vail *et al.*, 1987 ; Van Wagoner *et al.*, 1987). Cette unité est la réponse sédimentaire à un cycle complet de variation du niveau marin relatif ; elle représente des volumes de sédiments délimités par des surfaces isochrones, discontinuités induites par des événements géodynamiques ou climatiques. La séquence de dépôt est composée de quatre systèmes de dépôt ou cortèges de dépôt (Brown & Fischer, 1977) limités par des discontinuités sédimentaires et correspondant chacun à une position relative du niveau de la mer (Posamentier & Vail, 1988). Ces cortèges de dépôt sont :

- le prisme de bas-niveau (PBN) ou le prisme de bordure de plate-forme, marquant une chute brutale du niveau marin relatif au-dessous de la rupture de pente côtière, puis la remontée lente du niveau marin relatif ;
- le cortège transgressif (CT) correspondant à la remontée du niveau marin relatif ;
- le prisme de haut-niveau (PHN) et un intervalle condensé correspondant à l'intervalle de temps durant lequel l'extension latérale des faciès marins sur le continent devient maximale tandis que le taux de sédimentation devient minimal en direction du bassin. Il se construit au cours des périodes de montée rapide du niveau marin relatif, lorsqu'il y a une abrupte transgression de la ligne de rivage et un déficit des apports sédimentaires en direction du large.

Dans une séquence de dépôt, chaque cortège de dépôt est limité par une discontinuité, reconnaissable à la fois dans les profils sismiques, en diagraphie ou sur le terrain :

- la base de séquence ou surface de baisse du niveau marin relatif, correspond à un brusque déplacement vers le large des corps sédimentaires en progradation. Cette surface majeure reconnue théoriquement des terres émergées vers le domaine pélagique est utilisée comme surface de corrélation des séquences stratigraphiques ;
- la surface transgressive ou surface de première inondation de la plate-forme, limite le sommet du prisme de bordure de plate-forme et la base du cortège transgressif. Elle se forme durant l'amorce de la montée rapide du niveau marin relatif. Elle correspond aussi à un changement dans la géométrie des réflecteurs sismiques, avec le passage d'une progradation à une rétrogradation ;
- la surface d'inondation maximale sépare le cortège transgressif du prisme de haut-niveau représente l'apogée de la montée du niveau marin relatif, avec un développement maximal des faciès marins à l'affleurement. Elle sépare aussi la géométrie rétrogradante du cortège transgressif, de la géométrie progradante du prisme de haut-niveau. Dans la pratique, elle est souvent utilisée comme surface isochrone de corrélation, car plus aisée à visualiser à l'affleurement ou sur les diagraphies de forages, que la base de séquence.

L'un des intérêts de la stratigraphie séquentielle est de souligner le rôle du volume disponible - ou espace disponible - à tout moment, dans un bassin marin ou continental, pour expliquer le

comblement ou au contraire l'érosion du remplissage sédimentaire de ce bassin (Jervey, 1988 ; Posamentier & Vail, 1988). L'espace disponible est directement contrôlé par les changements du niveau marin relatif en domaine marin, ou du niveau de base en domaine continental. Ces changements du niveau marin relatif apparaissent comme l'addition des variations d'origine eustatique et tectonique (subsidence ou soulèvement). Dans le cas d'un espace disponible nul, les sédiments seront transférés dans un secteur où l'espace reste positif. Dans le cas d'un espace disponible négatif, la charge sédimentaire érodera le substratum. De cette manière, une relation simple est établie entre les processus physiques (eustatisme et tectonique) et la réalité géologique de terrain.

La géométrie des corps sédimentaires est contrôlée par des facteurs allocycliques, (eustatisme, tectonique ou climat), considérés comme prépondérants vis-à-vis des facteurs autocycliques. Le contrôle eustatique des variations relatives du niveau marin est envisagé comme le seul facteur efficace d'extension planétaire. Selon son amplitude et selon sa périodicité, il pourra avoir une expression tectono-eustatique (5 à 200 Ma) ou climato-eustatique (0-5 Ma).

5.1. Stratigraphie séquentielle haute-résolution

La recherche de lignes de corrélation de plus en plus fines à travers un bassin a nécessité d'appliquer les principes de la stratigraphie séquentielle à l'échelle de l'affleurement ou de la carotte de forage (Galloway, 1989 ; Van Wagoner *et al.*, 1990). Cette stratigraphie séquentielle de haute-résolution est basée sur l'évolution verticale ou latérale des faciès sédimentaires et de leurs processus associés (Cross, 1988 ; Galloway, 1989 ; Guillocheau, 1990 ; Cross *et al.*, 1993 ; Homewood *et al.*, 1992).

À cette échelle, il est vite apparu que la base de séquence telle qu'elle a pu être caractérisée jusqu'à la séquence de 3^e ordre devenait de plus en plus difficile à définir, à un plus grand ordre. Le choix d'une surface-limite isochrone s'est porté sur la surface d'inondation maximale caractérisée par un pic d'argilosité marquant le plus souvent l'extension maximale des faciès terrigènes fins distaux marins sur le continent ou par des marqueurs sédimentaires (sédimentation condensée distale) et paléontologiques (abondance et diversité des faunes benthiques et pélagiques) (Galloway, 1989 ; Van Wagoner *et al.*, 1990).

Selon le rapport taux de création d'espace disponible/flux sédimentaire, les faciès d'un environnement sédimentaire peuvent être préservés soit sous forme d'un volume de sédiments, soit sous forme d'une surface d'érosion ou de transit sédimentaire (Jervey, 1988).

L'espace disponible varie au cours du temps, dans un cycle de variation du niveau marin relatif, mais également dans l'espace, le long d'un profil continent/mer. La préservation des faciès marins et continentaux est par conséquent différente, selon la localisation de la séquence sur le profil de dépôt, (Cross *et al.*, 1993). Au cours de la progradation, les environnements marins sont préférentiellement préservés dans les séries, alors que les faciès continentaux sont plutôt soumis à un transit sédimentaire ou à une érosion. Au contraire, lors de la rétrogradation, ce sont les environnements continentaux qui seront préservés, aux dépens des environnements marins caractérisés plutôt par des niveaux condensés ou une surface d'érosion (surface de ravinement).

5.2. Application des concepts de la stratigraphie séquentielle aux systèmes fluviaux

L'application de ces concepts de stratigraphie séquentielle aux séries marines a été l'objet de vifs débats, mais sans doute encore plus, dans le cas des dépôts fluviaux (Miall, 1996 ; Emery & Myers, 1996), nécessitant de redécouvrir et de rediscuter certains concepts de la géomorphologie fluviale, comme le niveau de base, l'érosion régressive, style fluvial, l'interconnection des chenaux...(Emery & Myers, 1996 ; Blum & Törnqvist, 2000 ; Blum *et al.* 2013).

Les premiers modèles de dépôt spécifient une érosion en domaine continental, lors d'une chute du niveau marin relatif, et une sédimentation en domaine continental, durant un haut niveau marin relatif. En domaine continental, la reconnaissance des discontinuités ou des cortèges de dépôts devient plus délicate ; elle est approchée par des variations de l'espace disponible ou par la recherche d'incisions majeures, mais ces dernières ne correspondent pas toujours à des chutes du niveau marin relatif et peuvent s'expliquer par le transport de charges plus importantes.

La pente d'équilibre fluviale (*graded stream profile* de Mackin, 1948) est une surface d'équilibre qui sépare l'érosion du dépôt fluvial en tout point de ce profil. Elle est donc directement fonction de la notion d'espace disponible défini par la stratigraphie séquentielle comme la résultante de facteurs allocycliques tels l'eustatisme, le climat, la tectonique. Elle explique la création d'un volume disponible pour la sédimentation fluviale ou au contraire l'absence de tout volume disponible favorisant alors une érosion ou un transit sédimentaire.

Les rivières tendent à établir un profil d'équilibre en fonction des apports fluviaux transportés et du débit fluvial, Toute perturbation allocyclique de cet équilibre précaire (fluctuations du niveau marin, changements climatique ou tectonique) provoque un réajustement du profil, vers un nouvel équilibre en changeant les caractères internes ou externes de la rivière (Schumm & Ethridge, 1994 ; Schumm, 1993). Il peut s'agir par exemples, d'une modification de la largeur ou de la profondeur des chenaux, de changements dans la granulométrie des matériaux transportés, de changements dans les débits, les taux d'apports, de la pente ou de la forme du profil, etc. Mais les études des rivières modernes tendent à indiquer que ces réajustements se déroulent sur un long laps de temps (au delà du millénaire) et il existe encore aujourd'hui de nombreux exemples des rivières présentant des profils d'équilibre en relation avec les alternances glaciaires/interglaciaires pléistocènes (Church & Slaymaker *in* Emery & Myers, 1996). Dans une première approximation, seuls les facteurs allocycliques peuvent modifier à long terme les paramètres hydrauliques et géomorphologiques, avec des changements importants de l'architecture fluviale.

Le niveau de base des cours d'eau est la réponse aux variations eustatiques climatiques et tectoniques, avec pour conséquences une sédimentation, un transit sédimentaire ou une érosion le long du profil fluvial. Les variations du niveau marin sont à l'origine d'un réajustement du profil de dépôt par l'intermédiaire d'une érosion régressive qui débute à partir du point le plus bas du profil, puis se déplace vers l'amont jusqu'à la formation d'une rupture de pente (*knickpoint*). La remontée du niveau marin stoppe la migration vers l'amont de cette rupture de pente.

Un système fluvial regroupe l'ensemble des informations fluviales sur une géométrie 3D des dépôts fluviaux, les relations entre les environnements fluviaux (chenaux, plaine d'inondation, levées, lobes de débordement,...), les styles architecturaux représentés le long d'un profil. Il est le résultat de toutes les interactions entre processus fluviaux et contrôles allocycliques à long terme.

Il est pratique de subdiviser le système fluvial en trois zones géographiques qui présentent des contrôles distincts :

- domaine amont qui représente la source des matériaux apportés au système fluvial. Le domaine amont du profil d'équilibre est affecté par des paramètres tectoniques, climatiques et par la géologie du substratum. Mais c'est le paramètre tectonique qui apparaît souvent prédominant dans ce domaine amont, contrôlant la nature et le volume de la charge sédimentaire apportée au système fluvial (Cant, 1978 ; Miall, 1981) et finalement dans les processus et les styles fluviaux. Les paramètres climatiques et géologiques (Schumm, 1977) ont surtout un rôle sur la végétation, les précipitations et les ruissellements des eaux ;

- domaine intermédiaire caractérisé par le développement du réseau de drainage dans la plaine alluviale. Les matériaux y sont surtout transportés. La forme du réseau de drainage et son orientation peuvent être contrôlées par la structuration du bassin (chapitre 1.1.1) ;

- domaine aval où l'accumulation sédimentaire devient prédominante mais qui est surtout affecté par les changements du niveau marin relatif qui peuvent se faire sentir sur de longue distance depuis l'embouchure vers l'amont. Pour le Mississippi, les influences marines actuelles se font sentir jusqu'à 200 km de la côte actuelle ; pour la Seine, cette influence marine est de 160 km.

Dans le domaine fluvial aval soumis aux variations du niveau marin relatif, ces changements du niveau marin imposent des changements de pente qui se propagent vers l'amont. La réponse du système fluvial à une variation du niveau marin est fonction de facteurs brièvement exposés dans le chapitre 4.2.4 (taux d'apports, géologie du substratum, amplitude des variations du niveau marin,...) mais pour Emery & Myers (1996) le facteur le plus efficace est le différentiel de pente entre le domaine fluvial et le domaine marin exondé.

Lors d'une chute du niveau marin relatif, si les domaines marin et fluvial présentent des pentes similaires, le maintien du profil d'équilibre fluvial implique peu de modifications. Si la pente du système fluvial devient plus importante que celle du domaine marin, le système fluvial s'écoule sur une pente plus faible ; il s'ensuit une baisse de la puissance fluviale et un remplissage des chenaux fluviaux. Si la pente du système fluvial apparaît moins importante que celle du rivage exondé, le système fluvial aborde un domaine plus penté, sa capacité de transport augmente et favorise l'érosion et l'incision du substratum.

5.2.1. Vallée incisée

Si la pente fluviale excède l'espace disponible créé par un élargissement des chenaux ou par des changements morphologiques, le système fluvial tend à inciser la pente au lieu de la réduire. Lors d'une chute du niveau marin relatif, Schumm (1981) insiste que toutes les rivières tendent d'abord à

réduire la largeur de leurs chenaux, à adopter un profil régulier droit, avant dans un second temps, de les approfondir et finalement de les élargir.

En théorie, l'incision se propage vers l'amont, jusqu'à une rupture de pente. L'augmentation de la puissance fluviale permet une incision encore plus profonde du chenal jusqu'à ce que l'énergie fluviale soit dissipée par l'érosion des berges du chenal, ou par un élargissement du chenal, ou par une érosion du substratum, voire par un changement de la charge fluviale. C'est l'une des raisons de l'élargissement important des vallées incisées par comparaison avec les chenaux fluviaux qui s'y écoulent et l'une des raisons d'associer le système fluviale à larges chenaux et à matériaux grossiers avec une baisse du niveau marin relatif. Salter (1993) suggère que la pente de la rivière en incision est deux fois plus forte que celle existant avant la chute du niveau marin. En pratique, l'incision peut se propager sur une faible distance et l'état d'équilibre n'est jamais parfait. En l'absence d'une chute significative du niveau marin, les rivières ajustent leur profil équilibre en modifiant leur style morphologique ou leur charge transportée plutôt qu'en incisant une vallée à travers la plate-forme littorale exondée (Blum, 1990 ; Schumm & Ethridge, 1994).

5.2.2. Enregistrement d'une variation du niveau marin relatif en domaine fluviale

En domaine continental et à proximité du rivage soumis aux variations du niveau marin, il existe une relation complexe existant entre ces variations du niveau marin relatif, les réponses sédimentaires et géomorphologiques du réseau hydrographique et en particulier de son profil d'équilibre, les fluctuations de la nappe phréatique en domaine côtier (Emery & Myers, 1996) un décalage dans la réponse de ces différents paramètres pouvant être estimé à quelques dizaines de milliers d'années (Cojan & Renard, 1997).

La base de séquence (BS) coïncide avec une émergence et/ou une érosion en domaine continental (Posamentier *et al.*, 1988). Dans les systèmes alluviaux, cette discontinuité majeure est pourtant difficile à reconnaître, car comment distinguer une incision majeure liée à une chute du niveau marin d'une migration latérale d'un chenal ou d'une incision verticale dans le substratum ? L'enregistrement de cette discontinuité et l'amplitude de l'incision sont directement fonction du rapport des pentes entre le domaine fluviale et le domaine littoral exondé et soumis à l'érosion. Dans la partie distale du profil, cette base de séquence correspond en coupe verticale, à la superposition brutale de dépôts fluviaux sur des séries marines. En domaine précédemment continental, cette reconnaissance devient plus délicate et il s'agit alors de discuter d'un empilement de faciès sédimentaires définissant des styles morphologiques de chenaux. De plus, les changements de charge fluviale ne sont pas toujours liés à une chute du niveau marin relatif, un soulèvement tectonique du domaine amont pouvant être à l'origine d'une charge transportée plus importante et d'une incision.

Le prisme de bas niveau fluviale correspond au début d'une très faible remontée du niveau marin relatif favorisant l'aggradation fluviale (Figure II.29). Au cours d'un prisme de bas niveau fluviale, la géométrie du remplissage sédimentaire de la vallée incisée apparaît moins contrôlée par un style fluviale particulier que par une charge sédimentaire de fond prédominante (Emery & Miers, 1996).

Il en résulte que les styles fluviaux faiblement ou très sinueux mais présentant une forte charge sédimentaire de fond possèdent beaucoup de similitudes à cause d'un faible espace disponible expliquant des remaniements fréquents, le transfert de fines et une faible différenciation entre chenaux et plaine d'inondation.

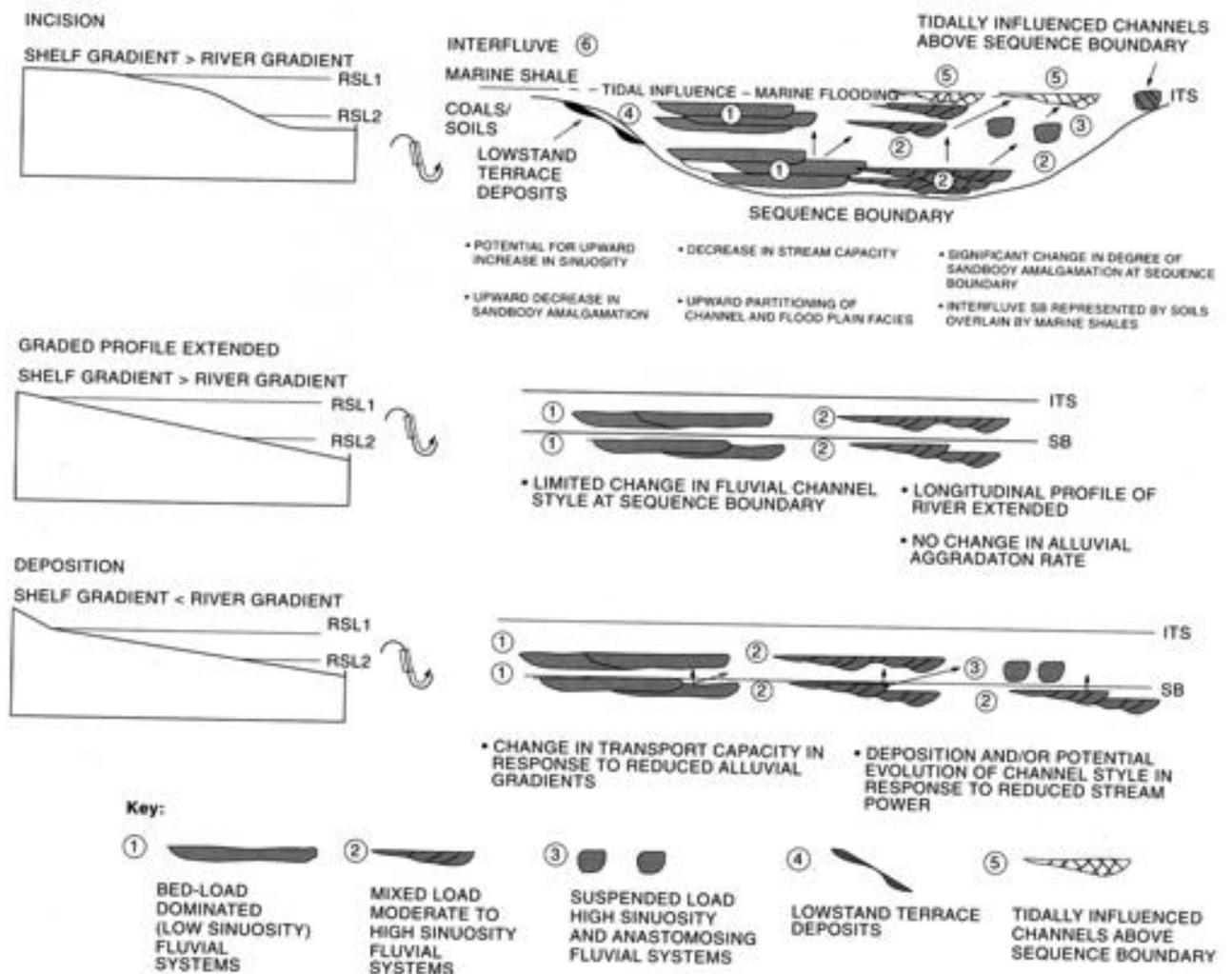


Figure II.29 Modèles de dépôt des systèmes fluviaux en réponse à une baisse relative du niveau marin. La diminution du potentiel d'accommodation modifie les caractères fluviaux et peut s'accompagner ou non d'une incision (in Emery & Myers, 1996)

Au fur et à mesure de la montée du niveau marin et d'une l'augmentation de l'espace disponible, la pente fluviale diminue. Les systèmes fluviaux peu sinueux y répondent en augmentant leur sinuosité pour maintenir leur pente d'équilibre, tandis que les systèmes fluviaux très sinueux favorisent une différenciation plus nette entre chenaux et plaine d'inondation, sans changer de style morphologique.

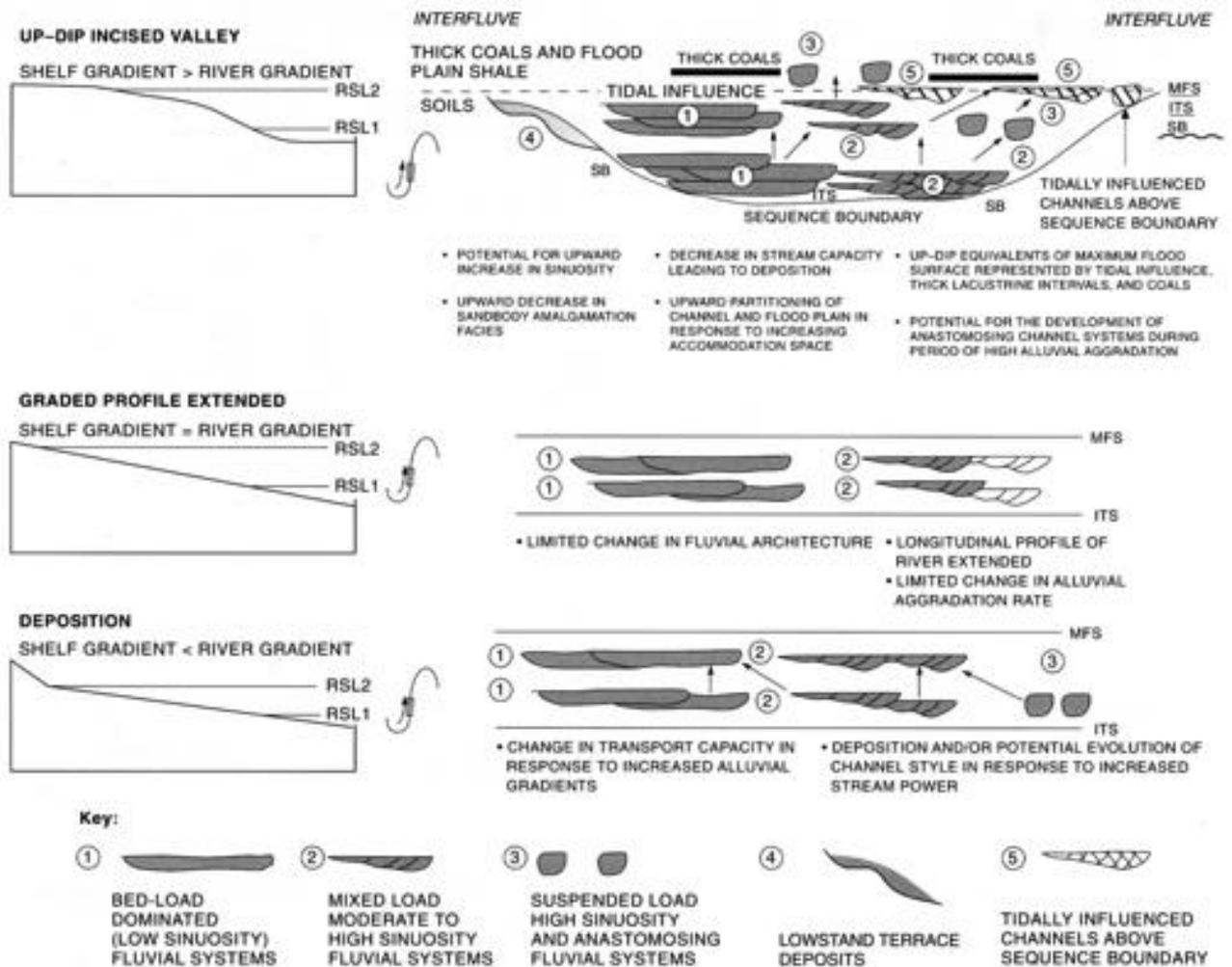


Figure II.30 Modèles de dépôt des systèmes fluviaux en réponse à une montée relative du niveau marin. L'augmentation du potentiel d'accommodation modifie les caractères fluviaux et s'accompagne d'une augmentation de l'aggradation alluviale (in Emery & Myers, 1996)

La surface de transgression fluviale est également plus difficile à définir qu'en domaine marin. Elle peut être caractérisée par des changements dans le style des chenaux fluviaux, mais surtout les dépôts fluviaux transgressifs sont contrôlés par le rapport entre le flux sédimentaire continental et le taux de montée du niveau marin relatif (Figure II.30). Si les apports fluviaux demeurent faibles, seuls de rares dépôts fluviaux seront préservés lors de la montée du niveau marin. Au cours d'une transgression plus lente, il peut apparaître une meilleure séparation entre les environnements de chenaux et de plaine d'inondation, avec l'apparition d'influences tidales dans les séries. De même, la surface d'inondation maximale est représentée dans les dépôts fluviaux, par des influences tidales plus prononcées (Shanley & McCabe, 1991), des paléosols faiblement drainés, des dépôts de charbon épais ou des calcaires lacustres reflétant une montée de la nappe aquifère et l'installation d'environnements continentaux mal drainés.

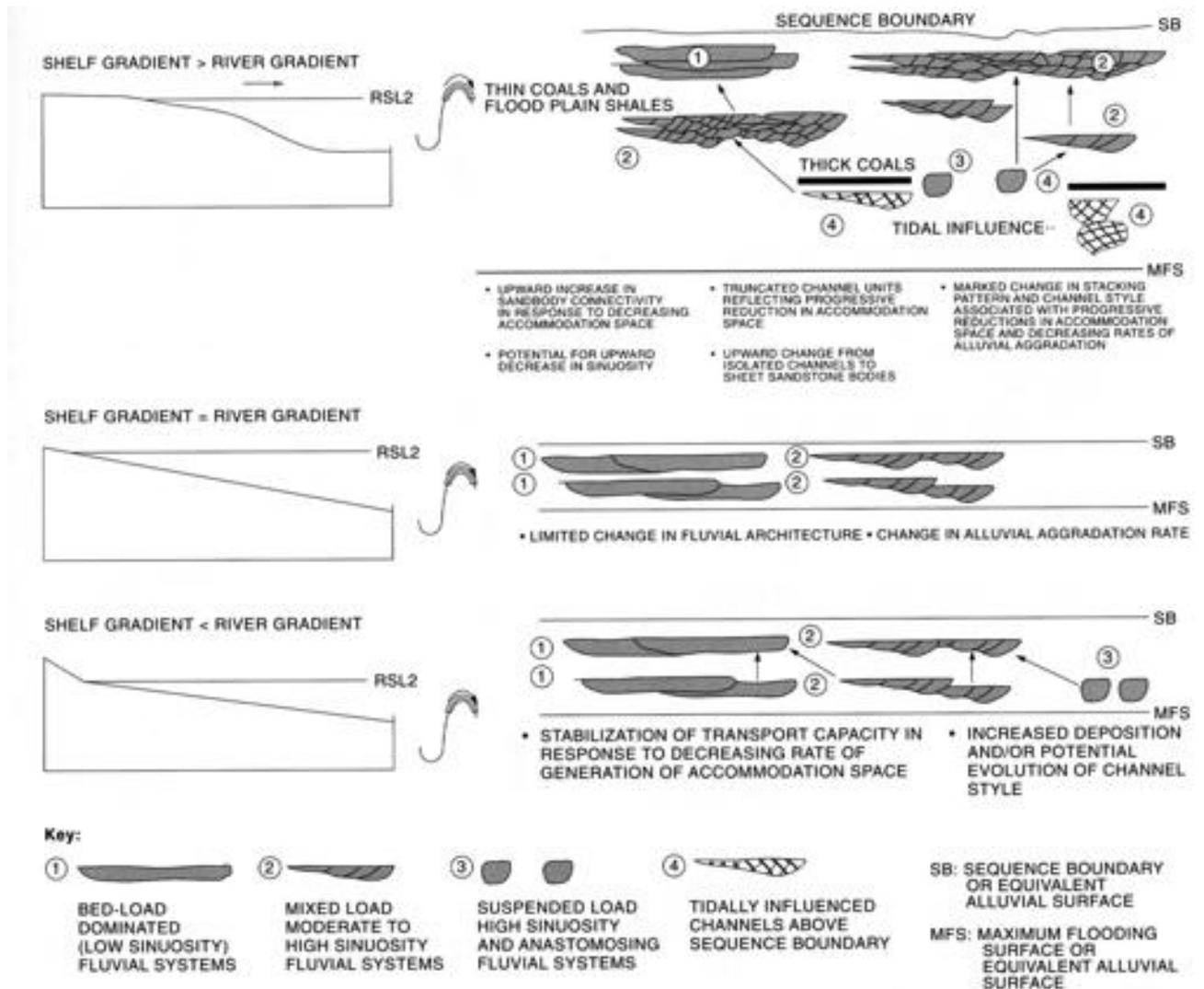


Figure II.31 Modèles de dépôt des systèmes fluviaux au cours d'un haut niveau marin, caractérisés par une diminution du potentiel d'accommodation (in Emery & Myers, 1996)

Le prisme de haut niveau fluviale marque la diminution de la montée relative du niveau marin. Les premiers dépôts sont souvent confondus avec ceux du cortège fluviale sous-jacents, Vers la fin du prisme de haut niveau fluviale, la diminution de l'espace disponible favorise des processus d'accrétion latérale prédominants sur l'accrétion verticale. Il en résulte des ceintures de chenaux méandriques interconnectés (Shanley & McCalbe, 1993). Néanmoins, les dépôts du prisme de haut niveau fluviale sont souvent érodés lors de la chute suivante du niveau marin.

5.3. Variations glacio-eustatiques quaternaires

Au Quaternaire, la croissance et la fonte des calottes glaciaires ou des glaciers de montagne sont à l'origine des variations rapides du niveau marin. Ces dernières s'expliquent par une alternance de périodes de stockage d'eau sous forme solide, dans les calottes glaciaires ou les glaciers (phase glaciaire) et de périodes de fonte des eaux, en domaine océanique (phase interglaciaire). Il existe donc des phases de haut niveau marin correspondant à des périodes tempérées ou plus chaudes (phase ou stade interglaciaire), les calottes glaciaires aux pôles ou les glaciers sur les reliefs montagneux atteignent leur développement minimal, le niveau marin est proche des rivages actuels. Au contraire, durant les phases de bas niveau marin correspondant à des périodes froides (phase ou stade glaciaire), le volume des glaces polaires augmente au détriment du niveau marin. Le niveau marin peut chuter jusqu'à une profondeur de -120 m, sous le niveau actuel des rivages.

Ces variations sont très complexes : par exemple, à l'intérieur d'une phase de haut niveau marin (stade ou phase interglaciaire), il peut exister plusieurs phases de haut niveau relatif (interstade ou interphase) entrecoupées de phases de bas niveau relatif.

Les changements glacio-eustatiques apparaissent comme les plus rapides de tous les changements eustatiques connus, de l'ordre de 1 cm/an, c'est-à-dire 1 000 fois plus rapides que le taux moyen des changements tectono-eustatiques. Ces variations présentent des amplitudes d'environ 10 à 100 m, pour des durées de 10 000 à 100 000 ans. Au cours des derniers 800 000 ans, les rapides alternances entre glaciations et fontes des glaces peuvent expliquer les changements du niveau marin quaternaire, à la fois très variables en amplitude et souvent asymétriques. La vitesse des chutes glacio-eustatiques serait de l'ordre de 5 cm/1 000 ans ; ces dernières sont suivies de très rapides remontées du niveau marin atteignant jusqu'à 4 m/100 ans (Church & Coe, 2003).

Partie III : LE BASSIN VERSANT CÔTIER DE LA BAIE DE SEINE

1. Introduction

1.1. Cadre géologique du bassin versant côtier de la baie de Seine

La Normandie est située à cheval sur deux unités géologiques : le Massif armoricain à l'ouest et le Bassin parisien, à l'est (Figure III.1).

1.1.1. Terrains précambriens à paléozoïques du Massif armoricain

Le Massif armoricain est caractérisé par d'épaisses séries (environ 8 000 m) de roches anciennes sédimentaires, volcaniques ou granitiques qui ont été déformées par deux cycles orogéniques, à la fin du Précambrien (cycle cadomien) et à la fin du Paléozoïque (cycle varisque) (Dissler *et al.*, 1988)

L'orogénèse cadomienne a déformé, vers 540 millions d'années, d'épaisses séries de schistes et grès qui affleurent aujourd'hui au Sud-Ouest de Caen et dans le Bocage normand (Dupret *et al.*, 1990). L'intrusion des massifs granitiques de la Mancellia (Athis, Vire) qui ont métamorphisé à leur contact, les schistes précambriens se rattache également à la fin de l'orogénèse cadomienne. L'orogénèse hercynienne ou varisque a vu la mise en place, vers 300 millions d'années, de bancs schisto-gréseux déformés en grands plis orientés WNW/ESE.

Il ne subsiste aujourd'hui que des synclinaux qui structurent encore les grandes lignes des reliefs bas normands de direction N110 dite « armoricaine », avec du nord vers le sud, les synclinaux de Ranville cachés sous la couverture jurassique, May-sur-Orne, d'Urville et le synclinorium de la Zone bocaine (de Falaise à Granville) (Gresselin, 1990 ; Gigot *et al.*, 1999). Vers l'est du Massif armoricain, ces structures se prolongent sous la couverture du Bassin parisien.

1.1.2. Terrains mésozoïques et cénozoïques du Bassin parisien

La couverture sédimentaire mésozoïque du Bassin parisien repose en discordance (discordance varisque) sur le socle cadomo-varisque déformé du Massif armoricain. Vers l'ouest, les terrains du Bassin parisien se biseautent contre le Massif armoricain (Mégny *et al.*, 1980). Ces terrains deviennent à la fois moins épais (500 m maximum en Basse-Normandie) et peu déformés, représentés par une alternance de couches calcaires, marneuses ou sableuses déposées surtout aux Jurassique et Crétacé (Riout *et al.*, 1991). La sédimentation cénozoïque est en revanche moins épaisse, surtout représentée par des faciès d'altération continentale (ex. Argiles à silex) ou par des dépôts périglaciaires quaternaires, comme les loëss.

La frontière actuelle séparant le Massif armoricain et le Bassin parisien est une limite d'érosion festonnée passant aujourd'hui par Cherbourg, Isigny, Falaise et Alençon et qui continue à reculer lentement d'ouest en est, à la faveur d'une érosion continentale des terrains et du creusement des rivières bas-normandes. En baie de Seine, les formations jurassiques et crétacées se prolongent dans une structure monoclinale à pendage vers le NE et sont recouvertes par les assises cénozoïques

essentiellement dures et plissées (Paléogène) (Benabdellouahed, 2011).

1.1.2.1. Terrains jurassiques

Après une sédimentation fluviatile triasique avec des galets, sables et argiles provenant de la fragmentation des reliefs varisques, la transgression jurassique est progressive intéressant d'abord le Golfe du Cotentin (Hettangien à Sinémurien inférieur), puis peu à peu recouvrant une grande partie des terres armoricaines émergées, à partir du Pliensbachien (Dugué *et al.*, 1998). Les dépôts liasiques sont des alternances de marnes, calcaires argileux et calcaires coquilliers s'enrichissant en sables quartzeux ou en bioclastes grossiers à proximité des rivages armoricains de l'époque.

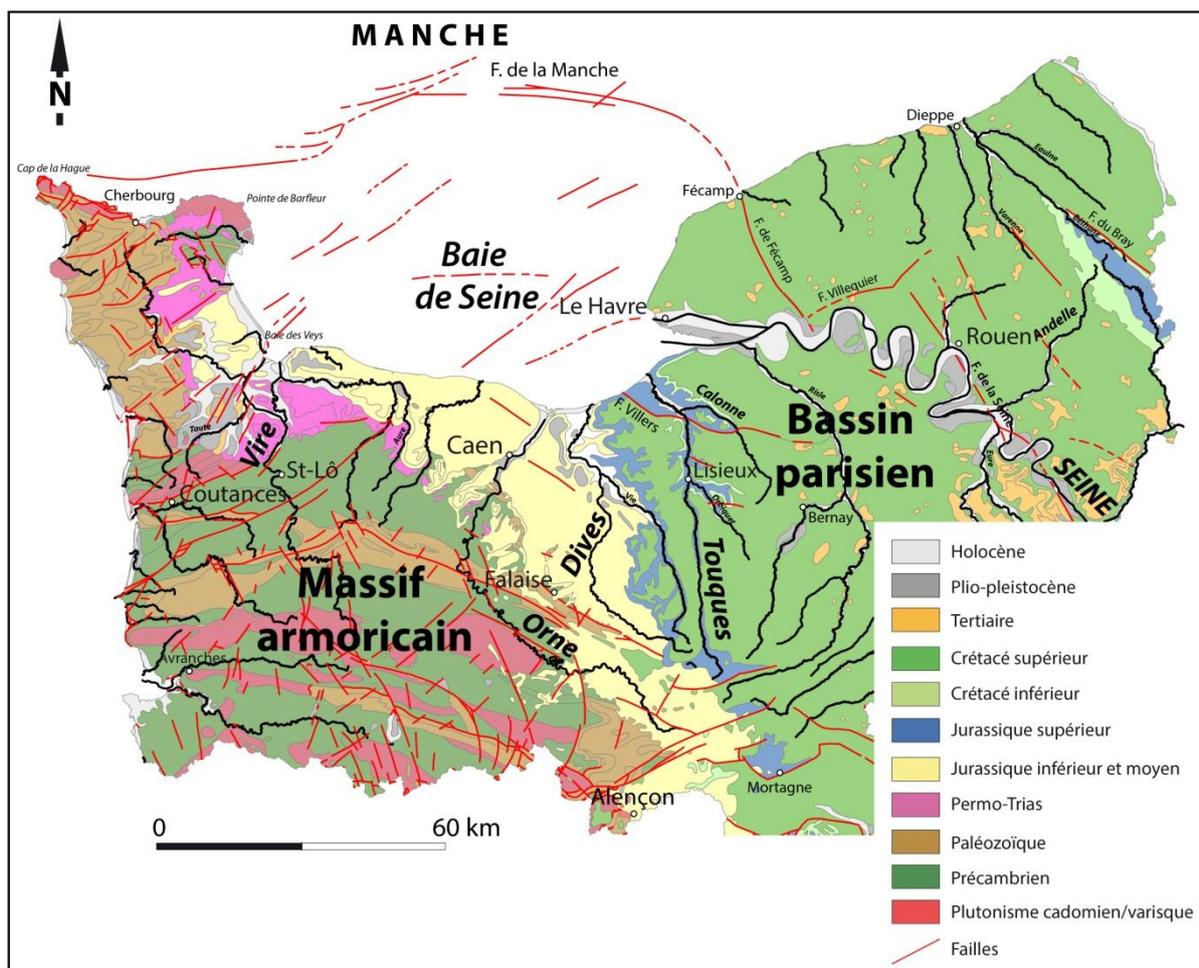


Figure III.1 Carte géologique simplifiée de la Normandie (Chantraine *et al.*, 1996 modifié)

Un régime carbonaté de plate-forme s'impose à partir du Bajocien, après un nivellement de la bordure Est-armoricaine. Ces calcaires affleurent aujourd'hui dans les plaines de Caen à Alençon. Au Bathonien moyen, les influences transgressives deviennent de plus en plus importantes aboutissant aux dépôts de marnes débutant dès le Bathonien terminal dans le nord de la Normandie.

La sédimentation marneuse se prolonge jusqu'à la fin de l'Oxfordien inférieur. Elle affleure dans les falaises littorales du pays d'Auge (falaises des Vaches-noires). Une nouvelle plate-forme carbonatée oolithique et récifale se développe le long de la bordure Est-armoricaine à l'Oxfordien moyen (Dugué, 1989).

Quelques modestes constructions récifales sont construites le long du rivage armoricain, au mont Canisy, à la Roque Baignard, près de Lisieux ou à Bellême, dans le département de l'Orne. Ce régime carbonaté est de nouveau enseveli sous les marnes dès l'Oxfordien supérieur dans le Nord ou évolue dans des environnements carbonatés proches de l'émersion, dans le sud.

1.1.2.2. Terrains crétacés

À la fin du Jurassique, l'émersion de la Normandie se poursuit jusqu'au début du Crétacé inférieur, les témoins d'une pédogénèse n'étant conservés que dans le centre Cotentin (Riout & Juignet, 1965 ; Dugué, 2007). Une vaste plaine alluviale recouvre la Normandie (faciès wealdiens), avec des argiles et des sables azoïques avec de fréquents niveaux organiques. La transgression crétacée s'amorce à l'Aptien et à l'Albien, en Normandie. Les premiers dépôts marins crétacés sont détritiques, les lacunes d'érosion ou de dépôt sont fréquentes, tout comme les déformations, mais les nombreux dépôts glauconieux marquent les différentes étapes de la transgression crétacée sur la Normandie. La sédimentation crayeuse s'impose au Cénomaniens et persiste probablement jusqu'au Maastrichtien (Bignot, 1987 ; Quesnel *et al.* 1996). La fraction carbonatée de la craie est prédominante et sa fraction détritique (argiles et sables) très faible. La sédimentation crayeuse recouvre toute la Normandie et quelques témoins de ses altérites sont encore conservés loin des auréoles d'affleurements actuels, comme sur les hauteurs du Mont Pinçon ou sur le granite de Flamanville (Vérague, 1996). Les faciès crayeux ne sont toutefois pas homogènes et la puissance des craies qui est de l'ordre de 250 m en Haute Normandie a été en partie contrôlée par un système de hauts-fonds et de sillons plus subsidents (Juignet, 1971a). Il est probable que le Bray constitue un haut fond au Cénomaniens, pour redevenir subsident à la fin du Cénomaniens supérieur. L'axe de la Seine est un haut fond au Cénomaniens, mais une gouttière subsidente du Turonien au Sénonien.

1.1.2.3. Terrains cénozoïques

L'histoire cénozoïque de la Haute Normandie ne présente plus la relative simplicité de celle du Mésozoïque. L'évolution cénozoïque de la haute Normandie est à rapprocher de celle de la cuvette parisienne (Mégny, 1980 ; Bignot, 1987) décrite par plusieurs transgressions et régressions, en partie guidées par la gouttière de la Seine, mais aussi par les déformations entre la fin du Crétacé et le début du Tertiaire qui ont érodé les dépôts précédents. À l'écart de ces multiples va-et-vient en direction de la cuvette parisienne, y déposant calcaires, sables et argiles marins, lacustres ou continentaux, le reste de la Normandie est soumis à des altérations et dissolutions continentales laissant sur place une épaisse couverture des produits de décalcification des terrains jurassiques et crétacés avec les argiles à silex. Mais, plus à l'ouest, des dépôts marins cénozoïques sont aussi préservés dans le bassin subsident du centre Cotentin qui est en relation étroite avec les transgressions venues de l'océan Atlantique (Dugué, 2007).

Les déformations entre la fin du Crétacé et le début du Tertiaire ont mollement ondulé les terrains crayeux de la Normandie en plis à grand rayon de courbure et surtout facilité son décapage estimé en certains endroits entre 150 et 200 m d'épaisseur (Bignot, 1987). Cette surface d'érosion irrégulière a facilité la préservation des premiers dépôts marins tertiaires, dans le Vexin normand (Montien), mais elle n'a pas été retrouvée sous les dépôts thanétiens, en mer de la Manche, sans doute effacée par la transgression. Ces ondulations orientées NW-SE (Figure III.2) décrites dans l'Artois, pays de Bray, Roumois et dans le Perche (Hébert, 1876 ; Dollfus, 1890-1891, 1900 ; Bertrand, 1892 ; Klein, 1973 ; Dewolf, 1982) contrôlent les transgressions paléogènes dans le bassin de Paris (Cavelier & Pomerol, 1979 ; Mégnien *et al.*, 1980). Elles traduisent les déformations compressives intraplaques de l'orogénèse alpine *s.l.* (phase pyrénéo-provençale).

Les dépôts cénozoïques de la Haute-Normandie sont variés et de faible épaisseur, présentant de multiples variations latérales de faciès. Les avancées et reculs de la mer ont été canalisés par l'axe de la Seine à l'ouest et par le haut fond du Bray à l'est. Les déformations les plus importantes sont enregistrées en Normandie à l'Oligocène, en relation avec l'inversion des accidents de la mer de la Manche. Il s'ensuit un changement de l'évolution paléogéographique, à la limite Éocène-Oligocène en Haute Normandie comme dans le Centre Cotentin. L'Oligocène inférieur marque aussi l'amorce d'une dégradation climatique, dans l'Atlantique Nord. À partir de l'Oligocène, l'évolution paléogéographique de la cuvette est strictement continentale et la gouttière de la Seine devient un ombilic de la mer de la Manche. Au sud de la Seine et à l'ouest de l'Eure, jusqu'au delà de la Touques, il existe de nombreux gisements de sables et conglomérats assimilés aux Sables de Fontainebleau stampiens (Quesnel, 1997). La mer oligocène s'est avancée largement en avant de l'axe de la Seine, tandis que des calcaires lacustres du Stampien supérieur se déposent de part et d'autre de la Seine (Mesni-Verclives, Bonneville). En revanche, le pays de Caux est dépourvu d'indices oligocènes.

De nouveau, l'histoire miocène différencie les deux régions normandes. Les faluns à bryozoaires du Miocène moyen (Helvétien) sont trouvés dans le centre Cotentin, prolongeant l'extension de la mer des faluns de Touraine, Anjou et Bretagne, et décrits en mer de la Manche occidentale et centrale (Dugué, 2007). Il est probable que la haute Normandie demeure émergée au Miocène supérieur et soumise à l'érosion, mais un témoin remanié a été préservé dans le Falun de Fécamp.

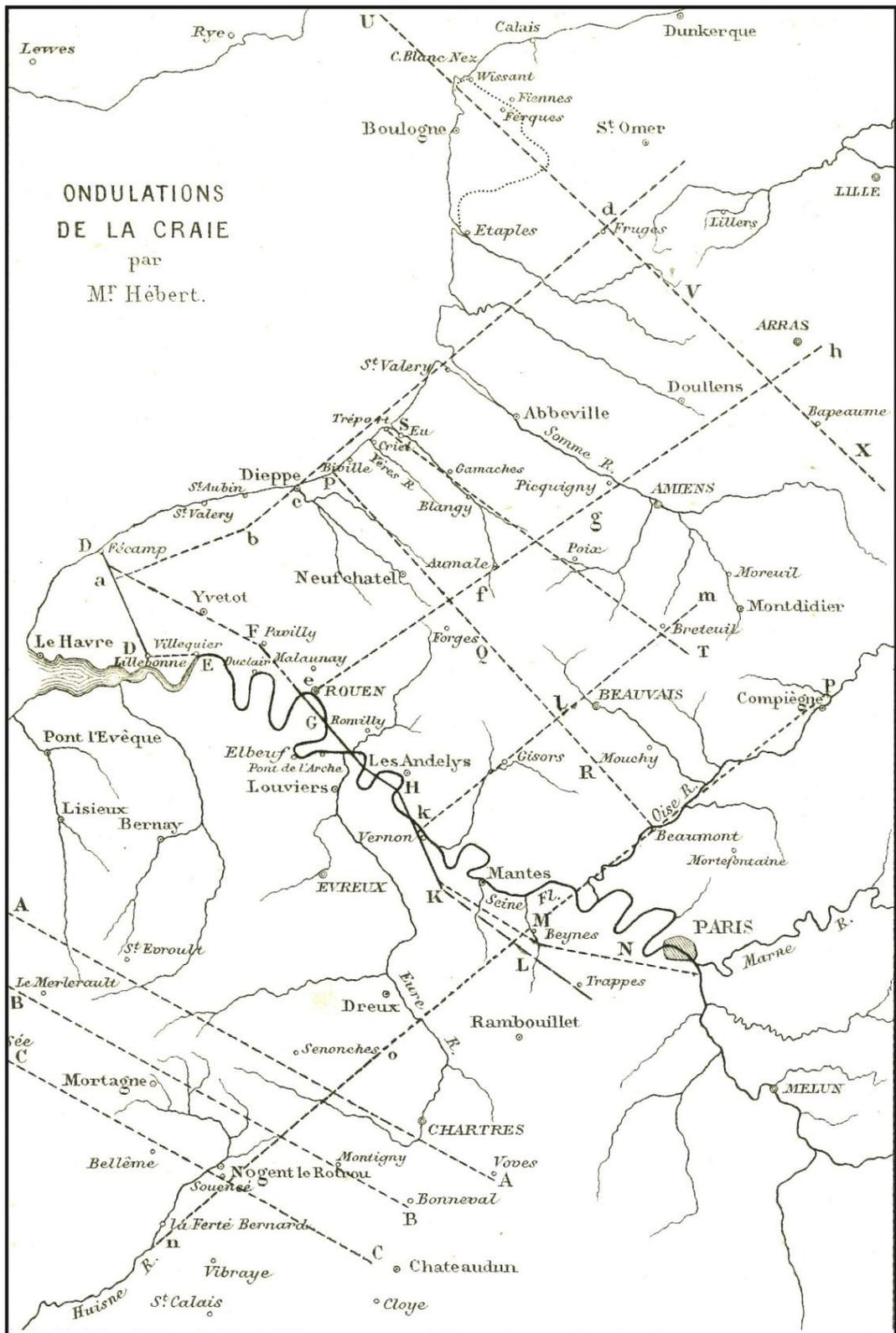


Figure III.2 Cartographie ancienne des axes d'ondulations et des failles dans la craie crétacée (Hébert, 1876).
 Légende : Système de plis SE-NO - AA, BB, CC : bombements du Perche ; DD : faille de Fécamp à Lillebonne ; DE : faille ou bombement de Lillebonne à Villequier ; DF : bombement de Fécamp à Pavilly ; FGHL : faille de Pavilly à Rouen, Thosny, Blaru et Neauphle-le-Château ; MN : bombement de Beynes à Meudon ; PQR : Axe du Bray ; ST : Axe de la Bresle ; UVX : axe de l'Artois. Système de plis SO-NE - abcd : pli de Fécamp à Fruges, par Dieppe et le Tréport ; efgh : pli de Rouen à Arras, par Aumale et Picquigny ; klm : pli de Vernon à Breteuil ; nop : pli de la Ferté-Bernard à Compiègne.

Au début du Pliocène (Zancléen), seul un indice biostratigraphique est fourni par le Falun de Fécamp à l'entrée de la gouttière de la Seine, tandis qu'il faut attendre le Pliocène supérieur pour que la transgression remonte les vallées du centre Cotentin (transgression « redonienne ») et la gouttière de la Seine (Argiles de la Londe) (Dugué *et al.*, 2012). Une sédimentation sableuse, grossière, puis plus fine, fluviatile à fluvio-marine, envahit la gouttière de la Seine (Sables de Lozère). Son âge discuté est attribué aujourd'hui au Pliocène inférieur (Sables de Lozère) et se poursuit au Pléistocène inférieur (Tiglien, Sables de Lozère II) (Dugué *et al.*, 2009) (Figures I.7 et I.8).

Au-dessus, les Sables de Saint-Eustache (environ 30 m) affleurent sur le Roumois et le Caux et sont interprétés comme les représentants haut normands de la transgression tiglienne (Pléistocène inférieur) qui a déposé des sables quartzeux d'origine tidale dans le centre Cotentin et le Bessin (Sables de Saint Vigor) (Baize, 1998 ; Dugué *et al.*, 2000). Dans le Centre-Cotentin, cette série détritique marine enregistre ensuite une régression liée à la dégradation climatique de la fin du Pléistocène inférieur (Tiglien C4 ? - Waalien, ressentie dans toute l'Europe du NW, avec la présence de blocs glaciels, dans un environnement estuarien interne (Dugué *et al.*, 1997 ; Baize, 1998 ; Dugué & Tessier, 1999), puis la mise en place d'un système fluviatile de haute énergie (Sables de la Lande de Millières, 25 m) entre l'Éburonien et le Waalien (Clet-Pellerin *et al.*, 1997) s'écoulant vers le NNE, en direction d'une paléovallée des Veys se raccordant au fleuve de la Manche.

1.1.3. Structuration des terrains mésozoïques et cénozoïques de la Normandie

La couverture cartographique géologique à 1/50 000 de la Normandie permet de distinguer cinq principales directions de failles et structures (Figure III.3) :

- **direction N110 ou "armoricaine"** représentée par les axes synclinaux paléozoïques de Ranville, May-sur-Orne et Urville. Cette direction se retrouve dans la couverture mésozoïque du pays d'Auge (faille de Villers-sur-Mer, faille de Beaumont-en-Auge), du pays d'Ouche, des failles de Senonches et de l'Eure (extrémité orientale de la faille de Mortagne) et au nord de la campagne de Caen (faille de Périers- sur-le-Dan/Revières) et dans le Bessin (faille de Longues-sur-mer) ;

- **direction N50 à N70 ou "varisque"** représentée par les failles en relais traversant les terrains briovériens du sud Cotentin et se poursuivant dans la couverture triasique et liasique du Bessin. Ce sont les failles entre Saint-Lô et Balleroy, la faille suivie de proche en proche, entre Granville, Caumont et Arromanches, les failles en relais limitant la bordure sud du bassin houiller de Carentan, entre Coutances et Littry ; Dans la couverture mésozoïque et cénozoïque, elle se manifeste par l'éventail des failles convergentes de l'Éperon du Perche, avec du nord au sud, les failles du Merlerault, de Moulins-la-Marche, de Mortagne, de Mortain-Bellême, et plus au sud, de l'Huisne. La faille de Pavilly, au nord-ouest de Rouen, représente une faille intermédiaire entre la faille de la Seine (N150) et la faille de Lillebonne-Fécamp (N90) ;

- **direction N130 à N150**, surtout exprimée au sud du Massif armoricain, avec la faille passant par Céaucé, Domfront et Vire ou la faille du Plain parallèle à la côte orientale du Cotentin (Pareyn & Royant, 1964 ; Rioult, 1968a) ; Les lignes de fractures N150 sont exprimées dans vers le NW du Bassin parisien avec la faille de la Seine (N150).

- **direction N0 à N20** surtout exprimée sur le littoral du Bessin, entre la Pointe du Hoc à l'ouest et Arromanches à l'est ;

- **direction N90 (ou E-W)** représentée dans le Bessin, par les failles d'Osmanville et des Hachettes, par la faille de Villers-le-Sec, au nord de Bayeux, en limite septentrionale de l'hémi-graben pléistocène de Saint-Vigor (Maurizot *et al.*, 2000), à l'ouest de Caen, par la faille normale de Verson (Bigot, 1885) située sur le flanc nord de l'écueil paléozoïque de May-sur-Orne (Maurizot *et al.*, 2000), dans le nord du pays d'Auge, par les failles de Beaumont-en-Auge, Pont-l'Évêque, Hermival-les-Vaux et Courtonne qui mettent en contact les terrains jurassiques et créacés et présentent un compartiment nord relevé. Le rejet vertical de la faille de Courtonne est estimé à environ 50 mètres. Dans le prolongement de la faille de la Seine, la faille courbe de Fécamp-Lillebonne possède une direction EW.

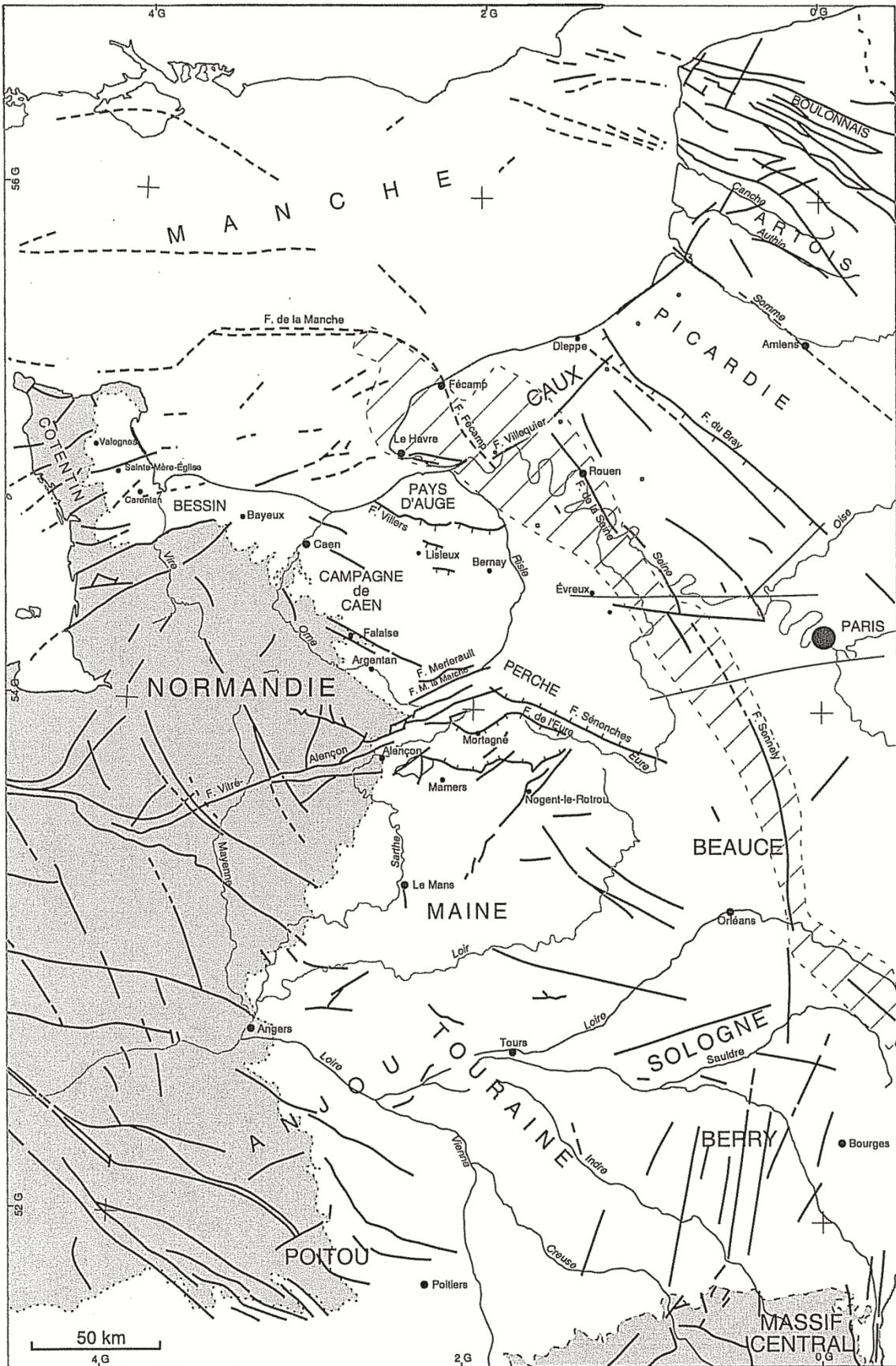


Figure III.3 Structuration de la bordure est-armoricaine et de la baie de Seine (in Dugué, 2007). En hachures obliques : anomalie magnétique du Bassin de Paris

En baie de Seine (Figure III.4), trois principales directions de failles et structures sont distinguées par Benabdellouhed (2011) :

- **direction NE-SW** prédominante, entre Saint-Vaast-la-Hougue à l'ouest et l'estuaire de la Dives à l'est. Le regard de ces failles est orienté vers le NW, sauf au large du granite de Barfleur. Au large de la baie Seine, entre le Bessin et la campagne de Caen, plusieurs failles de direction NE-SW s'amortissent vers le NE, sous forme de structures plissées et de flexures anticlinales ;

- **direction NW-SE** représentée au large des falaises du pays d'Auge, avec deux failles à regard vers le SW, l'une dans le prolongement de l'estuaire de la Dives et l'autre au large de Villers. En mer et à environ 15 km des côtes, ces deux failles sont limitées par une voussure anticlinale transversale ;

- **direction W-E (N90)**, moins bien représentée, à environ 10 km au large du Bessin et de la campagne de Caen, avec deux failles à regard Nord, dans les terrains bathoniens.

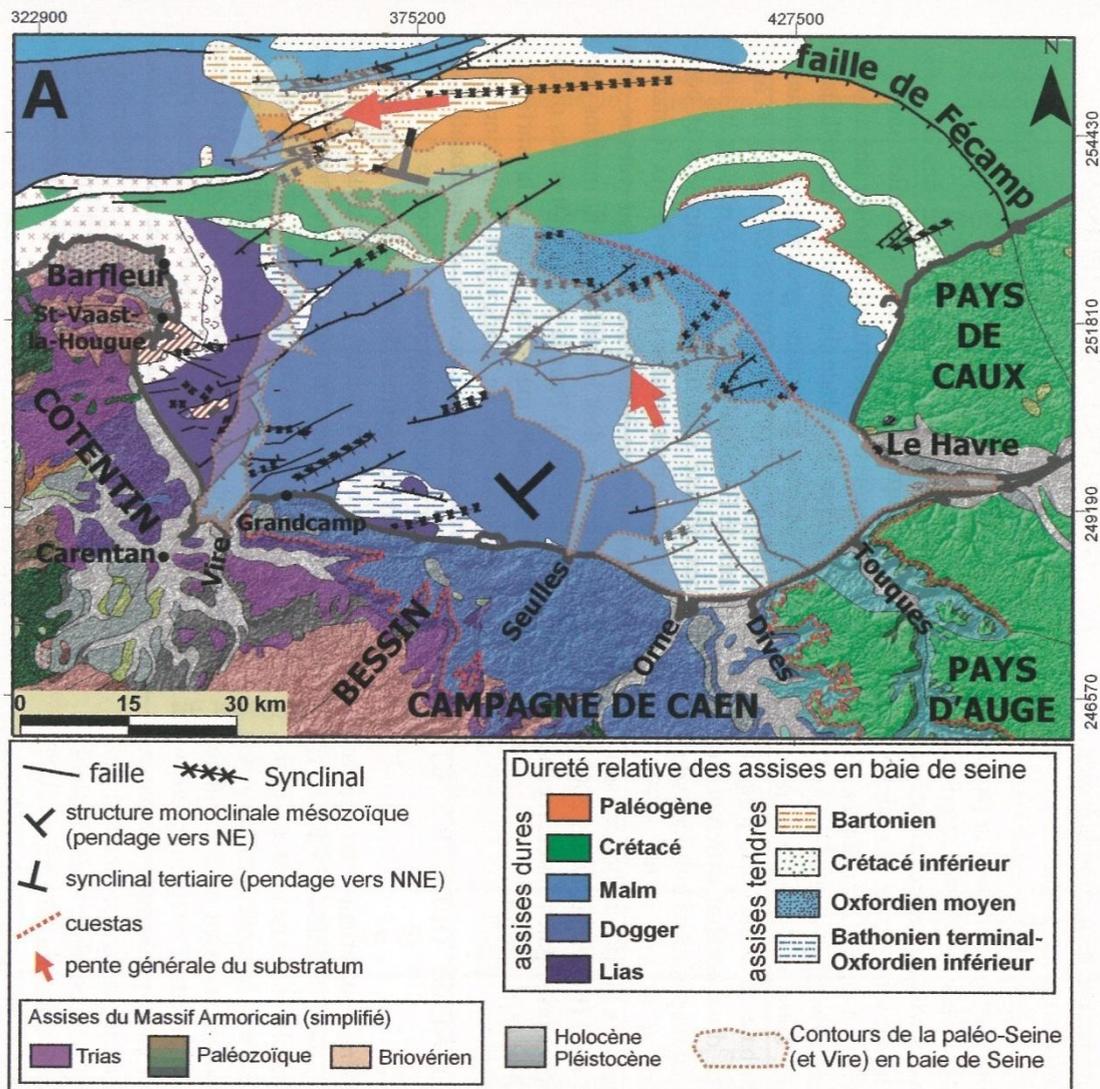


Figure III.4 Carte géologique simplifiée de la baie de Seine avec les principaux ensembles structuraux et lithologiques et les contours de la paléo-Seine (Benabdellouhed, 2011).

- *Structuration monoclinale*

La série mésozoïque est une succession de marnes, calcaires argileux ou sables (Lias, Bathonien inférieur du Bessin, marnes callovo-oxfordiennes, marnes de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien, sables du Crétacé inférieur), de calcaires cimentés (Bathonien moyen et supérieur, Oxfordien moyen), calcaires gréseux plus durs (Oxfordien supérieur) et de craie à silex (Crétacé supérieur). Les terrains triasiques et jurassiques vont être déformés entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé, à l'origine d'une structuration monoclinale des couches géologiques vers le centre du Bassin parisien.

Cette alternance de couches géologiques résistantes et tendres d'âges triasique et jurassique est recouverte en discordance par des terrains crétacés non déformés, le tout étant plus tard soumis à l'érosion continentale cénozoïque qui est à l'origine du modelé en cuesta du Bessin et du pays d'Auge, en basse Normandie.

La **cuesta du pays d'Auge** est représentée à la base, par la série terrigène callovo-oxfordienne (environ 150-200 m d'épaisseur), surmontée par les calcaires oolithiques et récifaux de l'Oxfordien moyen et la série terrigène oxfordienne et kimméridgienne, érodée par les sables quartzeux et glauconieux du Crétacé inférieur et par la craie du Crétacé supérieur (Cénomaniens à Turonien selon les secteurs).

Au sud de Caen, la direction moyenne des couches des terrains pliensbachiens est N 140°, avec un plongement de 0,5° à 2° vers le NE (Gigot *et al.*, 1999a). La formation de l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur) affleurant dans les falaises littorales du pays d'Auge ou forée au large du Havre (Guyader, 1968) plonge d'environ un demi-degré vers l'est. (Guyader, 1968).

Cette structure monoclinale se prolonge en baie de Seine et présente un pendage régional vers le NE, estimé entre 0,4° et 0,7° (Benabdellouhed, 2011). Au large du pays de Caux, la structure monoclinale jurassique est recouverte par les terrains discordants du Crétacé inférieur (Wealdien) et du Crétacé supérieur. Mais, dans le détail, la structure monoclinale de la couverture mésozoïque de la baie de Seine est découpée par des failles de direction SW-NE et à regard vers le NW qui isolent plusieurs hémigrabens dans les calcaires massifs du Bathonien moyen et supérieur. Ces calcaires bathoniens confèrent une pente générale du substratum géologique vers le NW, en direction de la mer de la Manche centrale. Cette pente générale vers le NW se surimpose donc au pendage vers le NE donné par la structure monoclinale (Benabdellouhed, 2011).

- *Éperon du Perche*

L'Éperon du Perche est aujourd'hui un relief d'une altitude moyenne de 250 m, localisé à cheval sur le Perche et le Bellêmois, entre Le Merlerault, Sées, Mortagne, Alençon et Bellême (50 km de large). Actuellement, il constitue la ligne de séparation des réseaux hydrographiques entre la Manche (fleuve Orne) et la Loire (rivière Sarthe).

Apparu dès le Cambrien sur la bordure est-armoricaine et actif jusqu'au Cénozoïque (Dollfus, 1890 ; Bertrand, 1892 ; Dangeard, 1943 ; Rioult, 1968a et b ; Doré, 1969 ; Juignet, 1971a), cette structure est

définie par un faisceau convergent d'accidents d'orientation varisque dans le prolongement du linéament N 70 Vitré-Mayenne et des granites cadomiens de la Mancellia (Dugué *et al.*, 1998). Au nord, il est encadré par l'axe du Merlerault (Lecornu, 1888) et au sud, par le prolongement des massifs paléozoïques des Coëvrons et de Perseigne ; il regroupe les failles du Merlerault, de Moulins-la-Marche, de Mortagne et de Mortain-Bellême. Entre Sées et Bellême, les directions armoricaines et varisques s'opposent et une même faille peut montrer un tracé en dents de scie et délimiter des compartiments en horsts ou en grabens (Dangeard, 1943, 1951).

1.2. Grandes unités morphologiques du bassin versant côtier de la baie de Seine

Le bassin versant côtier de la baie de Seine s'inscrit, à terre, sur les reliefs de la Normandie (Calvados, Orne, Eure et Seine-Maritime) (Figure III.5). Ces reliefs normands sont séparés de la baie de Seine par un trait de côte d'environ 50 km, passant d'ouest en est, par Ouistreham, Dives-sur-Mer, Trouville et Le Havre. Ce domaine recouvre d'ouest en est : le Bessin, la campagne de Caen et le pays d'Auge, le Lieuvin pour la Basse-Normandie, le Roumois, le Neubourg et le pays de Caux pour la Haute-Normandie.

Ce vaste domaine terrestre est drainé par la Seine, la Touques, la Dives et l'Orne et encore plus à l'ouest, par la Vire et leurs affluents respectifs. La Seine, l'un des cinq fleuves majeurs de la France, avec un bassin versant d'environ 79 000 km², se caractérise par la formation de méandres lorsqu'elle pénètre en Normandie. La Seine est soumise à l'action des marées jusqu'à l'amont de Rouen et son eau demeure salée à 80 km en aval de Rouen. La Seine normande correspond à la partie aval d'un cours d'un fleuve long de 777 km qui débouche dans la baie de Seine, au Havre. L'estuaire de la Seine est aujourd'hui limité à l'amont du barrage de Poses dans le département de l'Eure qui demeure un obstacle infranchissable pour les marées. Les fleuves côtiers de La Touques, la Dives et l'Orne s'inscrivent dans de plus petits bassins versants indépendants d'environ 1 500 km².

La Normandie ne possède pas d'unité géographique. Toutefois, les deux grandes unités géologiques de la Normandie, avec à l'ouest, le Massif armoricain et à l'est, la terminaison occidentale du Bassin parisien se retrouvent dans les paysages. Les reliefs normands ont été à plusieurs reprises décrits par les travaux de Félice (1907) ; Bigot (1913, 1942) ; Musset (1919-1920, 1922, 1925, 1952-1956, 1960), Elhaï (1961, 1963), Klein (1973), Frémont (1974), tandis qu'en mer, la morphologie des fonds de la baie de Seine est décrite à partir de campagnes bathymétriques et géophysiques, à l'origine des travaux de Larsonneur (1971), Auffret & Alduc (1977), Auffret & Larsonneur (1977), Alduc (1979), Auffret *et al.* (1980) et Benabellouahed (2011).

Le Massif armoricain (Figure III.1) couvre la plus grande partie occidentale de la Normandie de la côte ouest de la Manche à la vallée de l'Orne. Il est représenté par des terrains schisteux ou schisto-gréseux tendres du Précambrien et du Paléozoïque constituant les collines du Coutançais, Saint-Lois,.... De plus hauts reliefs sont armés par les grès plus résistants et moins sensibles à l'érosion provenant des plissements varisques et dont il ne subsiste aujourd'hui que les synclinaux. Ces vestiges de reliefs décrivent un style appalachien.

La Normandie sédimentaire (Bassin parisien, Figure III.1) est représentée par les terrains mésozoïques et cénozoïques faiblement inclinés vers l'est, en direction du centre du Bassin parisien. Les déformations mésozoïques et cénozoïques ont été moins intenses, à l'origine d'une structuration tabulaire des reliefs. Les terrains sont surtout calcaires, mais des marnes ou des alternances marno-calcaires prédominent à l'ouest de la Basse-Normandie et la craie recouvre la totalité de la Haute-Normandie, à l'est. Ces alternances de terrains tendres plus marneux et calcaires plus résistants expliquent la formation de petites cuestas en Basse Normandie, dans le Bessin et surtout dans le pays d'Auge.

1.2.1. Les reliefs accidentés du bocage normand

La basse Normandie est barrée au sud par une première ligne de reliefs étroits et allongés de direction NW-SE passant par le Mont Pinçon (362 m, Calvados), les premières hauteurs de la Suisse normande et le sud de Falaise (Figure III.5). Cette ligne de reliefs entre 300-350 m suit la direction structurale du synclinorium varisque de la zone bocaine, marqué par plusieurs alignements de barres parallèles conglomératiques ou gréseuses du Cambrien basal et de l'Ordovicien.

Une seconde ligne de reliefs et de même orientation apparaît plus au sud, aux confins de la Normandie, passant par Villedieu-les-Poêles au NW, Carrouges et le Mont des Avaloirs (417 m, Orne) (Figure III.5). Elle correspond à la direction du synclinal varisque de Mortain-Domfront-la Ferté-Macé. Entre ces deux lignes directrices, les reliefs deviennent moins homogènes, marqués par des hauteurs autour des massifs granitiques de la Mancellia cadomienne d'Athis-de-l'Orne, de Vire ou de la Ferté-Macé et par des dépressions avec une altitude inférieure à 200 m présentant quelques buttes témoins jurassique, au Sud de Falaise (Houlme). Cette bande d'environ 15 km de large des reliefs du bocage normand sépare le réseau hydrographique qui s'écoule en direction de la mer de la Manche (Vire, Orne, Dives, Touques) de celui qui s'écoule en direction de l'océan Atlantique (Sarthe, Mayenne). Si les cours de l'Orne et de la Vire sont parfois sécants aux reliefs du Bocage normand, la Dives contourne et longe ces reliefs au contact entre le Massif armoricain et sa couverture du Bassin parisien.

La limite actuelle entre les reliefs du bocage normand et de la plaine de Caen ne représente qu'une étape de l'érosion des reliefs actuels. Les terrains paléozoïques s'enfoncent à la fois vers le Nord-Est et vers le Sud-Est, sous la couverture jurassique. Quand les vallées ont incisé cette couverture, elles atteignent les couches paléozoïques. Les processus d'érosion continentale font reculer de plus en plus vers l'Est, les affleurements des terrains paléozoïques en décapant les couches mésozoïques et cénozoïques tabulaires de sa couverture. L'âge de ce décapage est discuté, mais probablement polyphasé, démarrant dès la fin du Crétacé et se poursuivant tout au long du Cénozoïque.

Entre les reliefs du bocage normand et la campagne de Caen, apparaît la zone intermédiaire du Cinglais coincée entre les vallées de l'Orne et de la Laize et qui ennoie partiellement les reliefs paléozoïques du synclinal varisque d'Urville au Nord. Les terrains du Massif armoricain sont recouverts de minces dépôts jurassiques altérés en argiles ou secondairement silicifiés. Vers l'Est, entre le bois de Saint-Clair et la région de Falaise, ce plateau est incliné vers le Nord-Est ; les reliefs descendent de 300 m (bois de Saint Clair) jusqu'à 200 m, puis plus lentement dans le Cinglais (interfluve Orne-Laize) de 200 à 140 mètres. Les terrains bajociens et bathoniens du Cinglais sont recouverts par une argile à silex (carte géologique de Villers-Bocage : Vernhet *et al.*, 2002).

1.2.2. Les reliefs tabulaires des campagnes de Caen, Falaise, Argentan, Sées et d'Alençon

Depuis le plateau incliné du Cinglais jusqu'aux marais de Vimont (20 km), la plaine de Caen-Falaise présente une morphologie régulière, en pente douce, depuis les collines du Bocage normand, autour de 70 m d'altitude en direction du NE, et se termine sur le littoral, par de modestes falaises calcaires jurassiques d'une dizaine de mètres de hauteur et recouvertes par des lœss quaternaires. Le relief tabulaire de la plaine de Caen est essentiellement formé par les calcaires du Jurassique moyen, mais cette plate-forme est interrompue par les vallées de la Mue, de l'Orne, de la Laize et de la Muance.

Les campagnes de Caen-Falaise, Argentan-Sées (Figure III.5) dessinent un triangle dont l'un des côtés est constitué au Sud, par les hauteurs du Bocage normand, l'autre côté, par celles du plateau augeron à l'est, et l'un des sommets correspond aux reliefs du Perche. Cette géométrie si particulière représente la dépression centrale des plaines de Caen-Falaise, Argentan-Sées, Alençon de Musset (1960). La surface topographique régulière de la campagne de Caen-Falaise recoupe tous les terrains jurassiques et se prolonge en mer, dans la baie de Seine, par un même dispositif monoclin.

Dans ces campagnes calcaires, recouvertes par une épaisse couverture de lœss, le drainage est assuré par le cours moyen de la Dives et de ses affluents (Laizon, Muance) et par le cours aval de l'Orne et de ses affluents (Laize, Oudon) qui prend une direction vers le NE, en adaptation avec la structure monoclinale des plateaux calcaires et en contrebas des premiers reliefs du pays d'Auge (Amfreville-Salennelles).

1.2.3. Avant pays d'Auge et la Côte du pays d'Auge

Plus vers l'est, des premiers reliefs dominant d'une cinquantaine de mètres la basse vallée de l'Orne et terminent la campagne de Caen (Figure III.5). Cette ligne de relief est constituée par les avant-buttes du pays d'Auge. Au nord, les avant-buttes de Bavent, Troarn Robehomme, Goustranville et de Hotot dominent les marais de la Dives. Elles se poursuivent vers le sud, passant par Argences (Ar), Mézidon-Canon (MC) et Saint-Pierre-sur-Dives (SPD) dominant la terminaison orientale de la plaine de Falaise (Figure III.5). Ces premiers reliefs du pays d'Auge ou Avant pays-d'Auge (Elhaï, 1963) marquent l'apparition des terrains marneux et marno-calcaires calloviens (*Cornbrash*) surmontant les calcaires bathoniens de la plaine de Caen-Falaise.

Plus à l'est, la côte du pays d'Auge ou *cuesta* du pays d'Auge à regard vers l'ouest marque la frontière naturelle entre la campagne de Caen-Falaise et les collines disséquées du pays d'Auge. Ce front de côte festonné d'environ 70 km de long forme un relief abrupt de 100 à 150 m de hauteur dominant la vallée de la Dives et se suit sur toute la rive droite de la Dives et de l'Oudon. La vallée de la Dives a suivi l'orientation de cette *cuesta* d'autant plus facilement qu'elle a incisé dans des terrains marno-calcaires silteux à sableux du Callovien moyen, faciles à éroder et à déblayer.

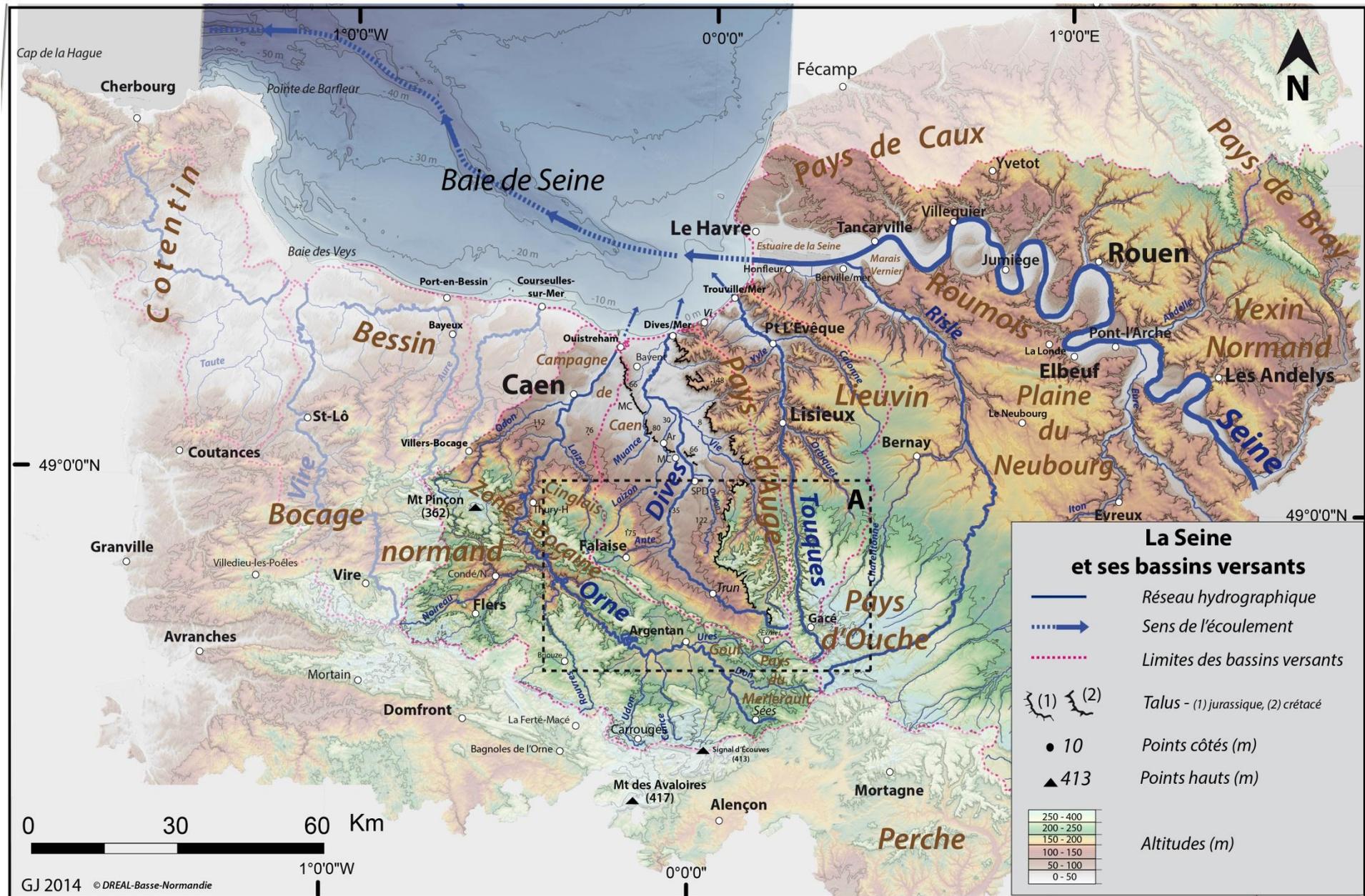


Figure III.5 MNT terre-mer illustrant le relief, les pays normands et les réseaux de drainage du bassin versant côtier de la baie de Seine (DREAL Basse-Normandie et SHOM).

1.2.4. Le plateau du pays d’Auge et du pays d’Ouche

Le pays d’Auge représente un revers d’une cuesta de direction Nord-Sud, disséqué par les processus d’érosion continentale et le ruissellement des eaux qui ont morcelé ce plateau en une multitude de vallées et buttes modestes (Figure III.5). La craie présente au sommet du plateau repose sur des alternances de marnes et de calcaires où les terrains marneux prédominent à la base et sont à l’origine de nombreuses pentes argileuses.

Le plateau crayeux présente une surface faiblement inclinée vers le Nord-Nord-Est. Son altitude atteint une centaine de mètres, sur le littoral augeron (falaises littorales des Vaches noires, entre Dives-sur-Mer et Villers-sur-Mer), mais s’élève à plus de 300 m vers le Sud, dans le Perche (forêt du Perche). Le drainage du pays d’Auge est caractérisé par le cours méridien de la Touques qui définit avec ses principaux affluents (Calonne, Orbiquet et Yvie) un bassin versant dissymétrique.

1.2.5. Les collines du Merlerault et du Perche

Vers le Sud de la Normandie, les reliefs s’élèvent progressivement du Lieuvin jusqu’au pays d’Ouche. La continuité du plateau augeron est interrompue dans le Perche par un relief plus fragmenté par des escarpements de faille de direction Est-Ouest (Figure III.5, cadre A : Figure III.6). Le Perche constitue une zone de bombement et de fracture de la couverture sédimentaire entre les structures tabulaires de la Normandie (du pays d’Auge au pays d’Ouche) et le Maine, mais également dans le prolongement oriental des reliefs du synclinal de Mortain-Domfront-La Ferté-Macé. Le contact de la couverture mésozoïque avec le Massif armoricain, assez simple au nord, devient plus complexe au Sud de la Normandie. Dans le prolongement de la zone bocaine et séparant les plaines de Trun au Nord et d’Argentan au Sud, l’étroit plateau crétacé de Gouffern représente le témoin le plus avancé vers l’ouest, du plateau du pays d’Auge.

Les collines pays d’Ouche et du Perche ont des altitudes entre 200 et 300 m, recouvertes par des argiles à silex ou par des silicifications souvent limitées au sud et à l’ouest par des escarpements de failles. Ces reliefs escarpés s’opposent aux collines du Merlerault et du Perche occidental présentant par des terrains marno-calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé limités par des failles W-E. Du bombement du Perche divergent les vallées de l’Avre, de la Risle, de l’Iton en direction des plaines de l’Eure, puis de la vallée de la Seine, de la Sarthe et de l’Huisne vers le Sud-Est.

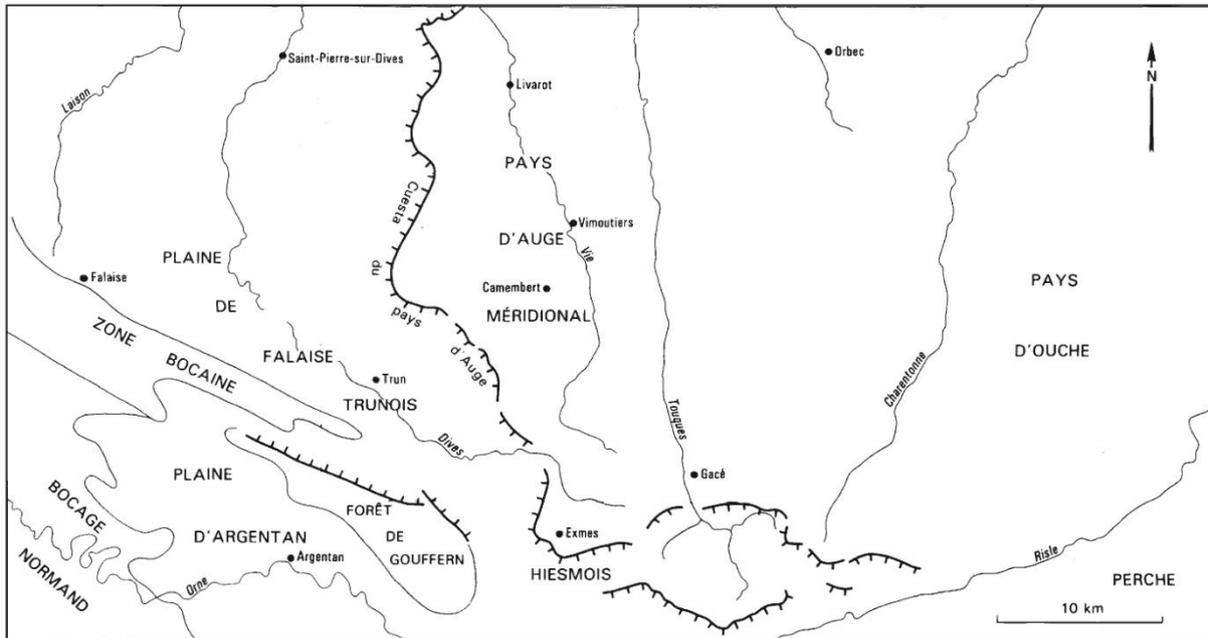


Figure III.6 Unités morphologiques régionales au sud de la Basse Normandie (Ménillet & Rioult, 1994).

1.2.6. Les plateaux du Roumois et du pays de Caux

Dans la continuité du plateau du pays d’Auge et du Lieuvin, lorsque les vallées disparaissent au-delà de la Calonne et de l’Orbiquet (Figure III.5), le plateau crayeux recouvert par les argiles à silex retrouve son aspect uniforme, dans le Roumois et la campagne du Neubourg. Ce relief tabulaire se termine sur le littoral par les falaises vives d’Etretat, avec un abrupt de 90 m de haut. Depuis le bombement méridional du Perche, la topographie du Roumois et des plaines du Neubourg est légèrement inclinée vers le Nord-Est, en direction de la vallée de Seine qui a incisé sur une profondeur d’une centaine de mètres les couches crayeuses, les argiles à silex et les rares placages tertiaires. Les méandres encaissés de la Seine tranchent avec la direction méridienne de la Touques, ou de la Dives aval. Le fleuve Seine actuel montre une inadaptation avec la largeur de sa vallée.

1.2.7. La dépression monoclinale de la baie de Seine

Les unités géographiques décrites à terre (Bessin, campagne de Caen, pays d’Auge, Lieuvin, Roumois et pays de Caux) se poursuivent en baie de Seine (Figure III.4). Les terrains jurassiques de baie de Seine sont affectés par une structuration monoclinale affectée de failles NE-SW (Alduc *et al.*, 1979 ; Benabdellhouaed, 2011). Un réseau de paléovallées quaternaires orientées NW-SE incise ces terrains monoclinaux en baie de Seine, puis le synclinal tertiaire en limite Nord de la baie de Seine en prenant une direction E-W vers la Fosse centrale et l’océan Atlantique.

1.3. Réseau hydrographique du bassin versant de la baie de Seine

1.3.1. Orne

Après avoir suivi une direction SE-NW à travers la campagne d'Argentan, l'Orne incise l'extrémité sud de la dépression du Houlme, puis le massif granitique d'Athis et traverse de nouveau les schistes et grès précambriens où elle reçoit plusieurs affluents, avant de franchir en cluse le synclinorium de la zone bocaine, puis de s'écouler vers le NE, indifférente aux structures du Cinglais et de la plaine de Caen (Figure III.5). Son cours moyen présente un phénomène de surimposition. Le réseau hydrographique de l'Orne s'écoule sur la couverture mésozoïque qui finit par être décapée entièrement. Lorsqu'elle atteint le socle, l'Orne poursuit son incision indépendamment des structures. Le cours d'eau se surimpose aux structures du Massif armoricain.

1.3.2. Dives

Le bassin versant de la Dives d'une superficie d'environ 1 800 km² s'étend sur les départements du Calvados et de l'Orne. La Dives prend sa source à Courménéil (Orne) et se jette à Dives-sur-Mer (Calvados). La Dives sort du pays d'Auge à Trun (Figure III.5), avant d'y revenir à Saint-Pierre-sur-Dives. Son affluent principal est la Vie qui prend sa source à Mesnil-Hubert-en-Exmes et se jette en rive droite dans la Dives, à Méry-Corbon. La Dives amont, qui s'écoule du SE vers le NW, est alimentée par des affluents orientés SW-NE (Ante, Trainefeuille, Filaine, Meillon) sur sa rive gauche, à partir des hauteurs de la Zone bocaine. La Dives moyenne ouvre sa vallée dans les calcaires bathoniens de la campagne de Falaise, jusqu'à Saint-Pierre-sur-Dives où elle reçoit l'Oudon en rive droite.

À l'aval de Mézidon, la vallée de la Dives s'élargit et quitte les calcaires jurassiques, incisant les marnes calloviennes. Elle reçoit en quelques kilomètres ses principaux affluents : la Vie et son affluent la Viette en rive droite, et le Laizon, puis la Muance en rive gauche. Elle s'écoule à moins de 10 m d'altitude à 22 km à vol d'oiseau de son embouchure, formant de très amples méandres, au milieu d'une dépression large de plusieurs kilomètres drainée artificiellement. Cette dépression est limitée à l'ouest par un alignement des avant-buttes du pays d'Auge autour de Mézidon, puis continues à partir de Quiéteville et jusqu'à la mer. Au delà vers le nord, le cours de la Dives ne rencontre plus aucune difficulté pour creuser une vallée très large, au pied du talus du pays d'Auge. Elle incise les terrains tendres marno-calcaires silteux à sableux du Callovien moyen.

1.3.3. Touques

Le bassin de la Touques qui s'étend sur 1 300 km² prend sa source à Champ-Haut et débouche en mer de la Manche, à Trouville. La Touques débute aux confins du pays d'Ouche (Figure III.5), en amont de Gacé, alimenté par de nombreuses sources. La Touques parcourt ensuite dans un long couloir quasi rectiligne jusqu'à Lisieux. Sur ce parcours, les affluents sont peu nombreux mais présentent des débits soutenus par les nombreuses sources alimentées par la nappe aquifère

présente dans les sables glauconieux crétacés. À Lisieux, la Touques reçoit ensuite plusieurs affluents dont le plus important, l'Orbiquet, le Cirieu et le Graindin. Avec la diminution de la pente de la vallée et l'augmentation des débits, les méandres deviennent de plus en plus amples. Avec ces apports, la vallée s'élargit entre Lisieux et Pont l'Evêque et commence à former des méandres. À Pont l'Evêque, avec la confluence de l'Yvie et de la Calonne, la Touques présente un débit important ($8 \text{ m}^3/\text{s}$) et s'engage dans des marais.

1.3.4. Seine

La Seine normande est le cours aval d'un fleuve long de 777 km et d'un bassin versant de 79 000 km². La partie aval (Elbeuf-Le Havre) est caractérisée par une vallée à méandres encaissés dans les terrains crayeux (Figure III.5). La Seine normande reçoit deux affluents importants entre Val-de-Reuil et Pont-de-l'Arche. L'Eure en rive gauche et, l'Andelle en rive droite. Les rives concaves de la Seine sont dominées par des falaises abruptes de craie alors que ses rives convexes sont remblayées par des alluvions fines à grossières aujourd'hui exploitées dans des sablières. Vers l'estuaire de la Seine, le marais Vernier s'est développé dans un ancien méandre de la Seine. À Berville-sur-Mer, la Seine reçoit la Risle, principal affluent de la Seine aval.

Quelle définition et quelles limites géographiques pour le bassin versant côtier de la baie de Seine ?

Un bassin-versant est défini comme une aire délimitée par une ligne de partage des eaux et à l'intérieur de laquelle les eaux fluviales alimentent un même exutoire qui est un cours d'eau, la mer, etc. Dans l'exemple du bassin-versant côtier étudié, ces eaux s'écoulent en direction de la mer de la Manche et la ligne de partage des eaux correspond à la ligne des hauts reliefs présents entre le Bocage normand et le Perche. Il est donc facile à tracer pour l'Orne, la Dives et la Touques, plus délicat à définir pour la Seine qui représente un très vaste bassin versant couvrant près de 14 % du territoire français métropolitain. Nous le définissons comme la portion du bassin versant concerné par l'influence des eaux marines et matérialisé en cartographie, par la formation des grands méandres de la Seine, dans son cours aval.

1.4. Historique succinct des études sur le Quaternaire du bassin versant côtier de la Seine

Dans les progrès des connaissances sur le Quaternaire normand, l'étude des terrasses alluviales a été tardive, bénéficiant de leur reconnaissance lors des levés des cartes géologiques à 1/80 000 de Caen, Falaise, Saint-Lô et Rouen. En revanche, l'origine du réseau hydrographique normand qui a la particularité de présenter des écoulements à la fois sur le socle armoricain (Vire et Orne) et sur la couverture mésozoïque du Bassin parisien (Orne, Dives, Touques et Seine) a été très tôt envisagée comme partie prenante d'une discussion sur la genèse des reliefs de la Normandie.

1.4.1. Genèse des reliefs de la Normandie

La première synthèse moderne des reliefs et des paysages normands est publiée par Bigot (1913) qui en levant la presque totalité des cartes géologiques à 1/80 000 de la Basse Normandie a illustré les relations existant entre les paysages et le sous sol géologique normand. Néanmoins, pendant la première moitié du XX^e siècle, les géographes français sont surtout été influencés par les idées de Davis (1850-1934), géographe américain qui insiste sur le rôle des déformations tectoniques suivies de l'érosion, dans l'évolution des formes du relief. Le cycle de Davis débute par un soulèvement d'une région (stade de jeunesse) qui est suivi par une érosion (stade de maturité) et un stade de sénilité. « *The elementary presentation of the ideal cycle usually postulates a rapid uplift of a land mass, followed by a prolonged stillstand* » (Davis, 1909, p. 283 in Klein, 1973). Lors d'une période de stabilité tectonique, une surface se crée avec une pénéplaine, mais le cycle peut être interrompu à n'importe quel moment par un nouveau soulèvement.

Les études géographiques sur l'origine des reliefs normands se sont donc attachées à la recherche et à l'interprétation des surfaces. Musset aborde dans un premier temps les paysages et les reliefs d'abord du Bas Maine (1917), avant d'envisager tout l'Ouest de la France (Musset, 1922). Le relief normand provient de la « pénéplaine de l'Ouest de la France » (1922) à partir de laquelle deux ensembles morphologiques se différencient : le Bocage normand d'une part et le Perche et le plateau d'argile à silex d'autre part (Figure III.7).

Ces deux ensembles sont séparés par une zone déprimée ou « dépression centrale » entre la vallée de l'Orne à l'ouest et la vallée de la Dives à l'est. Sur les bordures des reliefs armoricains, la surface de l'argile à silex correspond à l'érosion de différents terrains du Crétacé supérieur qui est ensuite recouverte par les témoins de cette dissolution de la craie. Des dépôts d'âge éocène et dont les plus anciens sont datés du « Sparnacien » recouvrent cette surface. La pénéplaine d'argile à silex s'élabore par conséquent entre le Crétacé supérieur et le début du Tertiaire. Selon Musset (1922), la surface d'argile à silex et la pénéplaine armoricaine seraient contemporaines et appartiendraient à une même surface appelée « pénéplaine de l'ouest de la France ». Elle est disséquée par plusieurs dépressions représentées en Normandie, par la vallée de la Dives, la zone déprimée du Perche, la vallée de la Sarthe ou le Col du Cotentin. L'Armorique, le plateau d'argile à silex et la dépression centrale présentent la même évolution morphologique depuis la régression fini-crétacée. Les déformations de la pénéplaine de l'ouest de la France sont reconnues à partir de l'inventaire des classes d'altitude. La plus ancienne pénéplaine est la plus élevée dans la topographie ; elle est désignée par les reliefs hauts (300-400 m) des forêts d'Écouves et de Multonne, supportant le mont des Avaloirs (417 m). La pénéplaine la plus étendue autour de 200-220 m d'altitude recouvre le Bocage normand, avec pour sommet le Mont Pinçon (365 m). Une pénéplaine plus basse (100-200 m) supporte les villages d'Ondefontaine, Roucamp et Campany.

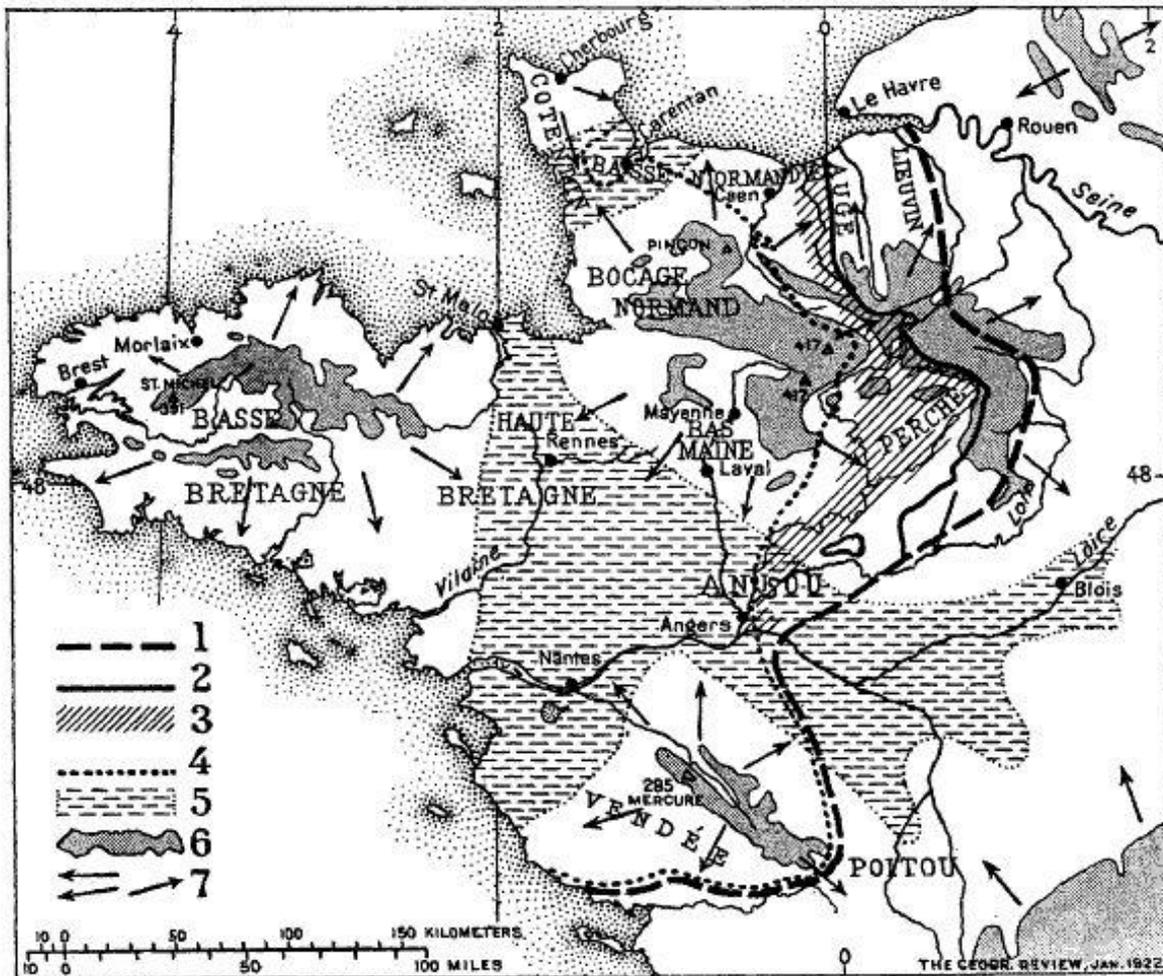


Figure III.7 Cartographie de l'ouest de la France (Musset, 1922).

Légende : 1 : limite orientale du bocage à l'est, 2 : limite occidentale des plateaux d'argile à silex, 3 : dépression centrale en contrebas des plateaux d'argiles à silex, 4 : limite orientale des terrains anciens du Massif armoricain, 5 : extension des faluns miocènes, 6 : reliefs de plus de 200 m d'altitude et 7 : direction de la pente de la pénéplaine de l'ouest (échelle : 1/4 400 000).

Si la reconnaissance des surfaces topographiques a le mérite d'établir une vision synthétique des reliefs de la basse-Normandie, région dépourvue d'unité géographique, en revanche, la formation de ces surfaces impose l'érosion d'un important volume de matériaux entre chaque surface, représentant des tranches successives de 70 à 80 m d'épaisseur et à l'échelle de tout le Massif armoricain, ce qui semble incompatible avec les rares témoins stratigraphiques tertiaires préservés sur le massif ancien.

Mais, face aux critiques de plus en plus nombreuses de la théorie cyclique davisienne et au rôle essentiel donné à l'érosion, les études géomorphologiques françaises s'orientent à partir des années 1960, sur une réévaluation de l'importance du climat dans la genèse des formes du relief. La prise en compte de ces processus climatiques se limite dans la thèse d'Elhaï (1963) « la Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand breton », aux plus basses surfaces, les plus proches du rivage.

Surface polygénique tertiaire ou prépliocène

Elhaï (1963) détaille les dépôts superficiels présents sur la pénéplaine de l'ouest de la France en utilisant nouvelles méthodes d'analyses minéralogiques des argiles, granulométriques et morphoscopiques des sables quartzeux, mais surtout d'analyses polliniques pour essayer de les dater. Mais pour Elhaï (1963), aucun relief actuel n'est hérité de la surface post-hercynienne, même si cette surface n'a pas été encore entièrement aplanie au début de son recouvrement par la transgression jurassique. Le Tertiaire correspond à une période de calme tectonique, jusqu'au début du Pliocène. La surface des plateaux de Normandie dérive d'une surface d'érosion infra Tertiaire, après l'émersion de la Normandie, à la fin du Crétacé. Tout au long du Tertiaire, cette surface reste soumise à des altérations chimiques, comme la dissolution des calcaires jurassiques ou de la craie qui est à l'origine de l'argile à silex jusqu'au début du Pliocène. De temps à autre, des transgressions tertiaires recouvrant la cuvette parisienne intéressent les littoraux normands, mais réussissent à recouvrir leurs plateaux. Cette lente dégradation chimique de la surface d'érosion est brutalement interrompue à la fin du Miocène ou au début du Pliocène, par le soulèvement des reliefs, au sud de la Normandie. Cette déformation fixe l'acquisition des traits du relief actuel au Pliocène, avec comme corollaire, le décapage complet de la couverture d'argiles à silex et la mise en place du réseau de drainage. Vers le Pliocène moyen ?, Elhaï (1963) envisage également un soulèvement plus brutal des plateaux de la basse vallée de la Seine qui a conservé sa couverture d'argile à silex à la surface des plateaux et provoque l'enfoncement du réseau de drainage. La dernière transgression abordant une partie de la Normandie, mais sans toutefois recouvrir ses plateaux, est datée du Pliocène (Elhaï, 1963), mais dorénavant attribuée au Pléistocène inférieur, y déposant les Sables de Saint-Eustache ou de Saint-Vigor selon les secteurs concernés.

Pour Elhaï (1963), cette transgression pénètre à travers des vallées creusées par l'enfoncement des rivières telles les rias des côtes bretonnes et leurs dépôts comblent les vallées. C'est donc entre la fin du Tertiaire et le début du Pléistocène inférieur que les reliefs de la Normandie s'édifient ; après la dernière transgression « pliocène » (versus Elhaï, 1963), ces reliefs ne seront retouchés que par les changements climatiques et les variations du niveau marin quaternaires. Dans cette hypothèse, seuls les plus bas reliefs sont soumis à l'enfoncement des vallées. La surface post-hercynienne est entièrement dégradée par une surface tertiaire polygénique qui a érodé les lithologies les plus résistantes du Massif armoricain. Seul le nord Cotentin conserve des témoins de cette surface post-hercynienne. Elhaï (1963) désigne cette surface tertiaire polygénique, « surface composite » ou « surface polygénique prépliocène ».

Pénéplaine de l'ouest

Dans l'étude du Massif armoricain et du Bassin parisien, Musset (1922) et Elhaï (1963) se sont focalisés sur l'étude de la dernière surface d'érosion qui présente la plus grande extension latérale ou surface fondamentale. Son âge varie selon les interprétations des auteurs (surface éogène pour Musset (1922), surface oligo-miocène pour Journaux & Musset (1956), surface prépliocène pour Elhaï (1963), mais tous décrivent les dégradations ultérieures de cette surface à partir des déformations tectoniques successives. Ils privilégient les déformations les plus récentes d'âge tertiaire dans l'organisation des réseaux de drainage.

La démarche géomorphologique de Klein (1973) est tout autre, puisque l'histoire débute avec l'élaboration de la surface post-hercynienne passant ensuite en revue tous les événements sédimentaires, eustatiques et tectoniques qui l'ont façonnée, décrivant des exemples de surface de regradation comme à la fin du Jurassique ou des surfaces d'agradation comme durant le dépôt des sables wealdiens. L'histoire tertiaire de cette surface est encore plus complexe, nécessitant de prendre en compte les nombreux indices sédimentaires paléontologiques ou structuraux préservés sur le Massif armoricain.

Dans la Normandie armoricaine, l'histoire marine néogène est à rechercher dans le Cotentin, avec les faluns helvétiques (Miocène moyen), la série redonienne, aujourd'hui datée du Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur et les Sables rouges pliocènes aujourd'hui attribués au Pléistocène inférieur (Dugué *et al.*, 2000). Son schéma d'évolution du Massif armoricain et de ses bordures est construit sur l'évolution paléogéographique tertiaire du Bassin parisien. La surface post-hercynienne est progressivement dégradée par cette histoire tertiaire. La surface d'aplanissement tertiaire, ou pénéplaine de l'Ouest est réactivée à plusieurs reprises et en particulier à l'Eocène, à la suite du cycle alpin. Elle est ensuite dégradée à la fin du Tertiaire par les érosions pré-redonienne et plio-pléistocène. L'évolution tertiaire du Massif armoricain et du Bassin parisien aboutit à la formation d'une surface d'aplanissement sur laquelle s'installe le réseau hydrographique actuel du bassin versant de la Seine.

Reprenant les révisions des séries tertiaires du Massif armoricain (Dangeard, 1951 ; Durand, 1960) Klein (1973) envisage une période d'émersion entre les cycles sédimentaires miocène (faluns helvétiques) et pliocène (Sables rouges), à l'échelle de tout le Massif armoricain. Il existe toutefois une nette différence entre les déformations paléogènes ou du Miocène moyen, lentes et de faible amplitude, et celles plus brutales à partir du Miocène supérieur, même si les preuves formelles de déformations plio-quadernaires du Massif armoricain restent difficiles à établir (Klein, 1973).

La crise ponto-pliocène est à l'origine d'une incision pré-redonienne de rivières fixées dès le Miocène moyen, contrairement à l'hypothèse d'Elhaï (1963) qui envisage un réseau de drainage plus récent. Ce creusement pré-redonien entaille la pénéplaine de l'Ouest de la France ; le réseau de drainage ancien est lié aux changements climatiques et aux déformations post-burdigaliennes qui ont précédé ou suivi le dépôt des faluns helvétiques.

1.4.2 Mise en place du réseau hydrographique normand

La mise en place du réseau hydrographique de la Normandie a été discutée en comparant les cartes topographiques et géologiques illustrant de nombreux exemples de surimposition, d'antécédence ou de capture. Les études géomorphologiques privilégient le contrôle structural dans la mise en place du réseau de drainage normand, même si l'âge des déformations diffère selon les auteurs : Miocène pour Musset (1922), Oligocène pour Journaux & Musset (1956), Pliocène pour Elhaï (1963).

Par exemple, pour la Seine, les axes tectoniques parallèles du Bray, de l'Artois ou sécants du Perche ont guidé les directions des transgressions ou des régressions entre la mer de la mer de la Manche et la cuvette parisienne, durant tout le Tertiaire. Il est logique d'envisager le synclinal de la Seine

comme un axe privilégié (gouttière de la Seine) pour la mise en place du réseau hydrographique de la Seine (Klein, 1973 ; Pomerol, 1978 ; Lautridou *et al.*, 1999). Mais si Cholley (1943) envisage un stricte parallèle entre les structures tectoniques et le réseau hydrographique de la basse Seine, Klein (1973) reste plus prudent au moins pour la Seine aval et considère une « *réutilisation d'un itinéraire plus ancien de drainage* » (p. 591). Le cours de la Seine est indépendant de la faille de Fécamp prouvant un phénomène d'antécédence pour Klein (1973). Par ailleurs, l'examen de la carte gravimétrique du Bassin parisien et en particulier du secteur entre Orléans, Mantes et le Havre permet à Goguel (1954) d'envisager un bombement tardif du pays de Caux. Dans cette hypothèse, le bombement cauchois très lent provoque l'allongement du cours de la Seine et la réduction de sa pente avec la formation de méandres (phénomène d'antécédence). Les méandres de la Seine seraient la réponse à un mouvement pliocène ou post-pliocène de remontée isostatique.

1.4.3. Formations superficielles et terrasses alluviales du bassin versant côtier de la baie de la Seine

L'approche des géomorphologues du centre CNRS de Caen animés par Lautridou est différente et complémentaire, privilégiant une analyse des formations superficielles des plateaux et des versants et une étude expérimentale des processus élémentaires d'érosion et d'altération. Les travaux précurseurs de Tricart (1947) sur les terrasses alluviales ont associé les nappes graveleuses ou sablo-graveleuses aux périodes froides quaternaires, mais de nombreuses difficultés persistent dans les corrélations et dans la compréhension du système alluvial.

Lautridou (entre 1970 et 2000) mène une approche pluridisciplinaire géomorphologique, sédimentaire et stratigraphique des lœss présents en épaisseur variable, sur la quasi totalité du Massif armoricain et sur une grande partie du Bassin parisien. Après les premiers travaux de l'abbé Graindor (1948) définissant les lœss à doublets, les développements de la stratigraphie du Quaternaire normand bénéficient surtout des révisions de séquences de lœss dans le pays de Caux, la vallée de la Seine et le Cotentin, insistant sur les intérêts stratigraphique et paléoclimatique de tels enregistrements. Ces conclusions sont complétées par l'étude de formations de pente comme les *heads* et les grèzes, et par une approche expérimentale de la gélifraction des roches.

La révision de la coupe de Saint-Romain-de-Colbec (pays de Caux) permet par ailleurs (Lautridou, 1965a, 1985) d'abandonner la chronologie alpine quaternaire jusqu'à alors en vigueur, au profit d'une chronologie nordique, le Würm est abandonné au profit du Weischélien et le Riss-Würm par l'Eémien. Le fil directeur de cette chronostratigraphie quaternaire normande est donc la séquence lœssique d'abord définie sur les plateaux de la haute Normandie (séquence normande) puis comparée avec la séquence séquanienne des versants de la Seine et enfin avec la séquence littorale du Cotentin (Lautridou, 1985).

Les terrasses de la vallée de la Seine ont été analysées par Chaput (1924, 1927). Tricart (1947), puis Bourdier (1969) envisagent un contrôle climatique de la sédimentation fluviale et raccordent les dépôts alluviaux grossiers aux périodes froides. Le groupe informel de la Seine créé par Lautridou associant Lefebvre, géologue à l'université de Rouen et les quaternaristes (Lécolle, Carpentier, Fosse, Descombes, Chancerel et Gaquerel) se focalise sur l'étude des terrasses du cours moyen de la Seine,

entre les Andelys et Paris, dans le secteur clef de Mantes (Lécolle, 1989) et des terrasses du cours inférieur de la Seine, entre le Havre et les Andelys, dans le secteur clef du méandre d'Elbeuf qui possède deux sites remarquables de terrasses étagées à Tourville-la-Rivière et à Cléon (Lautridou, 1982 ; Lautridou *et al.*, 1984 ; Gaquerel, 1984a ; Chancerel, 1985).

Les nappes alluviales restent néanmoins difficiles à intégrer dans la chronostratigraphie du Pléistocène faute de datations fiables ou de limons interglaciaires. Mais la principale difficulté reste de raccorder les cycles de versant aux alluvions des vallées (Lautridou, 1985). Les recherches géomorphologiques en France s'orientent sur les grands systèmes fluviaux du NW de la France, en particulier de la Somme, de la Meuse et de la Seine. Peu à peu, des convergences apparaissent entre les systèmes fluviaux et des corrélations deviennent possibles entre différents tronçons d'un même système fluvial.

1.4.4. Extension des systèmes fluviaux normands en baie de Seine

Les travaux en mer de Larsonneur (1971), puis d'Auffret *et al.* (1980, 1982) permettent de poursuivre en mer, les vallées de la Seine et de la Somme jusqu'alors décrites à terre. La paléoSeine située en baie de Seine se termine dans la fosse du Cotentin (Alduc, 1979 ; Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ; Lautridou *et al.*, 1999). La longueur du tracé de la paléoSeine est d'une centaine de kilomètres, pour une largeur d'environ 15 kilomètres (Benadhelhouad, 2011).

Pour Alduc (1979), le tracé de la paléoSeine, indépendant des accidents tectoniques, est contrôlé par les lithologies. Les paléovallées de la mer de la Manche sont partiellement comblées par des nappes alluviales, à l'exception de la paléovallée septentrionale dépourvue de sédiments. Dans la paléoSeine, ce remplissage alluvial présente deux morphologies de nappes : 1) nappes alluviales étagées dans sa partie supérieure (amont), et 2) nappes alluviales emboîtées à l'approche des fosses au nord du Cotentin (Auffret *et al.*, 1980 ; Benadhelhouad, 2011 ; Benadhelhouad *et al.*, 2013) (Figure III.8)

Les corrélations entre les terrasses décrites à terre de la vallée de Seine et des nappes reconnues en baie de Seine restent délicates (Alduc, 1979 ; Alduc *et al.*, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980 ; Lechevalier, 1984 ; Lericolais, 1997 ; Lautridou *et al.*, 1999 ; Lericolais *et al.*, 2003 ; Benadhelhouad, 2011).

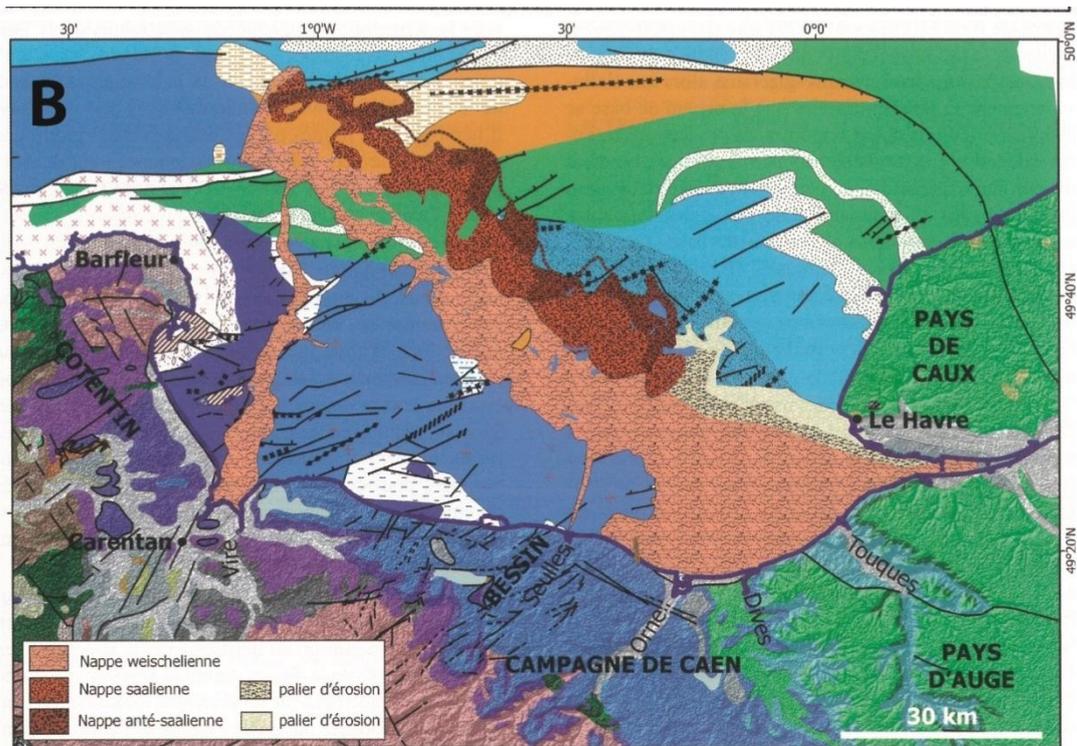


Figure III.8 Cartographie des trois nappes alluviales anté-saaliennes, saaliennes et weichséliennes du remplissage pléistocène de la paléovallée de la Seine (Benabdellouahed, 2011). (voir figure III.4 pour la légende de la carte géologique)

1.4.5. Chronostratigraphie du Quaternaire de la France du Nord-Ouest

La publication des premiers tableaux chronostratigraphiques propose plusieurs échelles parallèles pour les séries marines, fluviales et estuariennes de la Normandie. Tout naturellement ces travaux s'orientent ensuite vers une comparaison avec les régions limitrophes de la Somme pour les terrasses ou de leur prolongement en mer de la Manche (Sommé *et al.*, 1980 ; Lautridou *et al.*, 1981, 1983).

De ces comparaisons apparaissent des similitudes d'une vallée à l'autre et des oppositions au sein d'une même vallée, car la corrélation entre les terrasses alluviales de l'aval et de l'amont s'avère délicate. Il existe une nette différence morphologique entre l'amont et l'aval. En aval, ce sont de grands paliers d'érosion, mais peu nombreux qui sont recouverts autour de Rouen par d'épaisses couches alluviales et estuariennes. En amont, il existe de multiples petits replats d'érosion et les terrasses alluviales deviennent emboîtées autour de Mantes (Lécolle, 1989).

À partir des années 1984, la multiplication des datations radiochronologiques, de mesures isotopiques et de susceptibilité magnétique précisent la chronostratigraphie du Quaternaire de la France du Nord-Ouest. Le Tableau III.1 reprend uniquement la chronostratigraphie du Quaternaire de Normandie établie par Lautridou *et al.* (1981) puis Antoine *et al.* (1998). Pour la Seine aval, les deux paléoestuaire trouvés dans la coupe de Tourville-la-Rivière sont datés des stades isotopiques 7 et 9 (Stremme, 1985 ; Balescu *et al.*, 1997).

PM	Age Ma	SIM	Chronostratigraphie		Lithostratigraphie				Pédostratigraphie			
			Sous Système	Etage	Marin / Est.		Fluviatile	Loess/versant				
					O	E						
Brunhes		1	HOLOCENE	Flandrien	Form. du Mont-St-Michel	Form. Marais Vernier						
			Weichselien				Rouen 1	St Romain	Oison	Sol de Bonsecours		
							Rouen 2			Compl. Sols de St-Pierre/Oisiel		
		5e	Eemien		Annoville	Le Havre				Elbeuf I		
		7	Saalien				Tourville	Formation de la Seine Aval/Eure	St-Pierre-les-Elbeuf	Elbeuf I		
		9								Elsterien		Ciéon
		11	Cromerien		Form. du Val de Saire		Oissel St Etienne	Formation de la Seine Aval/Eure	Mesnil-Esnard	Elbeuf III		
		13								Crom. IV		Elbeuf IV
		15								Glac. C		iville V
										Crom. III		iville VI
										Glac. B		
		19	Crom. II									
			Gl. A									
			Crom. I									
	Matuyama	0,78	24	Bavelien				F. de Bord-St-Prest	Formation de Chartres	Bosc Hue VII		
		0,98	27							Dorst Gl.		Complexe de sols des plateaux
		1,05	31							Leerdam Igl.		
				Linge Gl.								
				Bavel Igl.								
			Menapien									
			Waalien									
		Eburonien										
Gauss	1,75	2	Tiglien		Sables de Saint-Vigor	Sables de Fourmetot						
	2,6	101			Prétiglien	St-Nicolas						
			Pliocène	Reuverien	Bosq Mar.	Boh.	Silts et argiles de La Londe					

Tableau III.1 Chronostratigraphie du Quaternaire normand (Lautridou *et al.*, 2003a). PM : paléomagnétisme ; SIM : stades isotopiques ; colonne Age (Ma) d'après Partridge, 1997 ; colonne lithostratigraphie (marin) St-Nicolas : Marnes de Saint-Nicolas, Boh : Faluns de Bohon, Bosq : Marne du Bosq, Mar : Grès de Marchésieux, Fosse marm : Fosse marmitaine (Tourville D).

Des corrélations entre les séquences de loëss de Normandie et du Nord de la France deviennent également possibles entre la Somme et la Seine, après la reconnaissance d'horizons communs comme le sol de Kesselt (ou horizon de Nagelbeek), des sols noirs à la base du Weichselien et d'un paléosol éémien. Les loëss permettent d'étendre les corrélations régionales aux séquences littorales du Nord Cotentin, après la découverte de loëss et de paléosols interglaciaires, dans les dépôts de *head* des falaises littorales.

Le calage de la base du Pléistocène est précisé par la révision de la carrière de la Londe, près de Rouen avec la découverte de flores reuvéiennes dans les argiles sous-jacentes (Kuntz & Lautridou, 1974), puis d'influences marines avec diatomées (Huault & Clet, 1987).

2. Le système fluvial quaternaire de la Seine

2.1. Cadres géologique et géomorphologique de la vallée de la Seine

2.1.1. Formations géologiques crétacées et cénozoïques de la vallée de la Seine

La Seine traverse plusieurs formations géologiques cénozoïques et mésozoïques décrites en Haute-Normandie (Juignet, 1974). Les terrains triasiques et jurassiques ont une puissance d'environ 1 000 m et constitue les trois quarts de la couverture sédimentaire de la Haute Normandie, mais sont entièrement masqués par les terrains crétacés (Bignot, 1987). La lithologie et la structuration des terrains géologiques parcourus par la Seine normande sont décrites par les cartes géologiques à 1/50 000 de Pont-Audemer (Viallefond, 1967), les Andelys (Bassompierre & Mautord, 1967), Rouen Est et Ouest (Sangnier, 1967, 1968), Le Havre (Guyader *et al.*, 1968), Elbeuf (Bassompierre, 1971), Brionne (Juignet, 1971b), Montivilliers-Étretat (Boltenhagen *et al.*, 1969), Bolbec (Ménillet, 1970), Yvetôt (Clozier & Kuntz, 1972) et par la carte géologique synthétique à 1/250 000 de Rouen (Neau, 1979) (Figure III.9 Figure III.10).



Figure III.9 Extraits de la carte géologique à 1/250 000 de Rouen (Neau, 1979) avec tableau d'assemblage des cartes à 1/50 000 (infoterre.brgm.fr). Légende cf. Figure III.10.

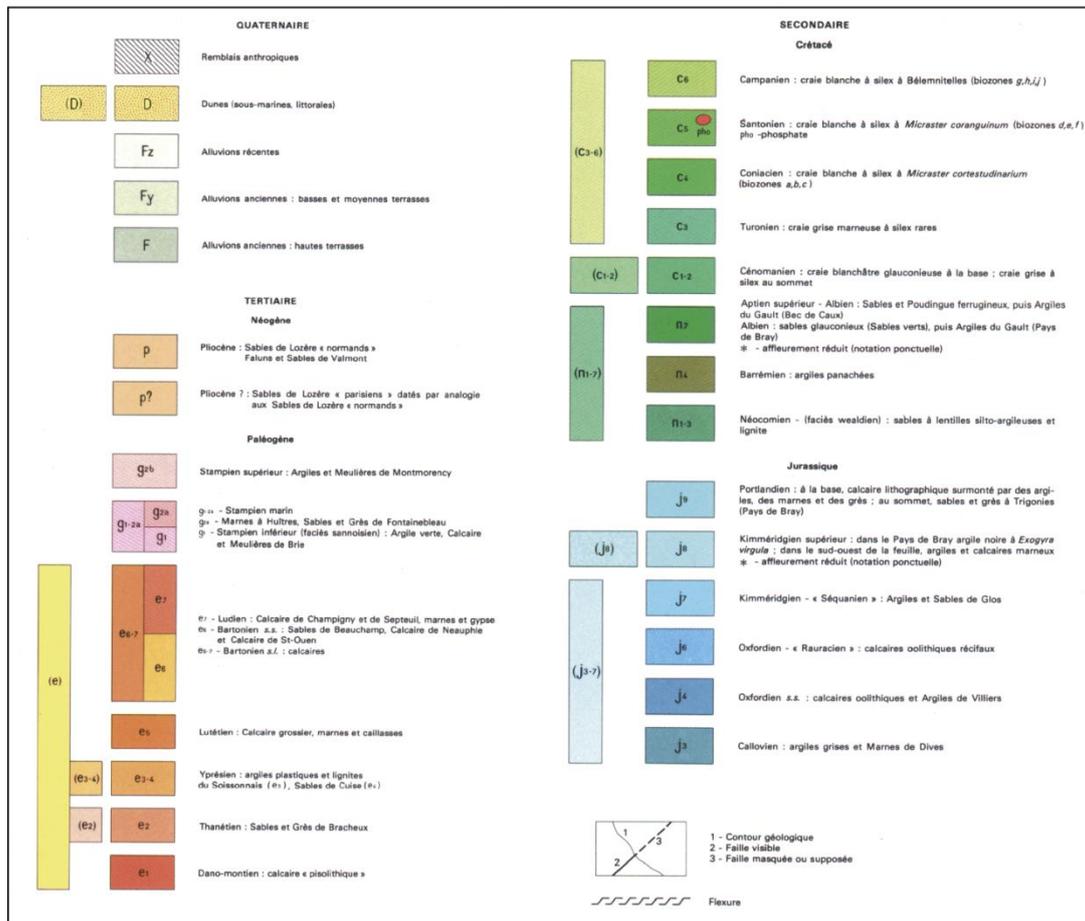


Figure III.10 Légende de la carte géologique à 1/250 000 (Neau, 1979)

2.1.1.1. Les marnes et calcaires jurassiques

En Haute Normandie, le substratum du Jurassique supérieur est décrit soit à l’affleurement (falaise du Pays de Caux, anticlinaux de Villequier et du Pays de Bray) soit dans des forages (estuaire de la Seine, méandre de Rouen). Ces terrains se prolongent en mer, au large du bec en Caux. Les terrains du Jurassique supérieur sont représentés par les séries marno-calcaires kimméridgiennes épaisses de 50 m (Bec de Caux, Lieuvain) et les séries marno-calcaires portlandiennes épaisses de 100 à 140 m (Pays de Bray, région de Rouen) (Wazy, 1988). Sous la nappe alluviale de Rouen, les sondages ont atteint des marnes gris clair à intercalations de calcaire et grès à *Nanogyra striata* du Portlandien supérieur (Cavelier & Medioni, 1980).

2.1.1.2. Craies crétacées

Dans la région rouennaise, les formations crayeuses du Crétacé supérieur (Cénomanien à Campanien) reposent sur les argiles et sables glauconieux du Crétacé inférieur (Aptien et Albien) (Guyader, 1968). L’épaisseur des terrains crétacés est estimée à 250 m, mais avec d’importantes variations en raison d’ondulations et d’érosion de la craie. La gouttière de la Seine est caractérisée par un épaissement

des terrains crétacés, mais la subsidence n'a pas été homogène, puisque la vallée de la Seine a été un haut-fond au Cénomaniens et une zone subsidente du Turonien au Sénonien (Bignot, 1987).

La stratigraphie de la craie (Figure III.11) a été étudiée par Juignet (1974) et la sédimentologie récemment révisée par Lasseur (2007). A partir des contenus micropaléontologiques et des discontinuités (*hardground*), cinq formations sont distinguées:

- craie marneuse (*Craie glauconieuse* ; Juignet, 1974) du Cénomaniens inférieur ;
- craie marneuse alternant avec des bancs de silex (*Craie de Rouen* ; Juignet, 1974) du Cénomaniens moyen à supérieur ;
- craie noduleuse à marneuse (partie inférieure de la *Craie du Tilleul* ; Juignet, 1974) de la fin du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur ;
- craie grise à intervalles marneuses (partie supérieure de la *Craie du Tilleul* et *Craie de Senneville* ; Juignet & Breton, 1994) du Turonien moyen ;
- craie grise dure, légèrement sableuse et à intervalles noduleuses (*Craie de St-Pierre-en-Port* ; Juignet, 1991) du Turonien supérieur au Coniacien moyen. Les bancs de silex sont abondants et présentent des cortex rosés. Des rognons de silex à cœur noir et cortex blanc sont disséminés dans la masse.

La partie supérieure des séries crayeuses du Crétacés supérieur est composée d'une craie blanche et tendre, du Campanien et Santonien, et présente de gros silex cariés et des silex noirs zonés.

Les alluvions quaternaires de la Seine proviennent directement ou indirectement de l'érosion de ces bancs crayeux et de leurs altérites. En période interglaciaire, l'érosion directe du substratum crayeux est faible. Les séries crayeuses sont limitées à la base par des niveaux plus argileux et compacts, favorisant un débit régulier et la précipitation de calcaire sous forme de tufs, dans les vallées fluviales (Bourdier & Lautridou, 1974). En période glaciaire, la craie gelée en profondeur devient imperméable favorisant son démantèlement et son transport, lors des épisodes de dégel saisonnier. Lorsque la craie est affleurante, comme dans les rives concaves des méandres (niches karsto-périglaciaires), l'érosion des bancs crayeux est plus rapide en fonction des cycles gel/dégel, un épisode de gel progressif produisant plus de débris qu'un gel brutal. D'après les expériences de la gélifraction (Centre de géomorphologie de Caen ; Lautridou, 1977-1984), la forte gélivité et la structure poreuse (30 à 40%) de la craie favorisent des apports importants dans le système fluvial. Les mécanismes et effets liés à la thermoclastie sont résumés par Coutard (2008) et ceux sur la cryoclastie par Ozouf (2008). Deux étapes sont distinguées : (1) une phase d'éclatement de la craie, associée à des silex gélifractés et (2) production de granulats et de poudres crayeuses appelés « prèles » équivalentes aux grèzes litées (Chancerel, 1985).

Toutefois, pour Lefebvre (1988), la craie n'est pas un matériel homogène composé de roches tendres, gélives et fragiles. La succession de niveaux cohérents de craie et de couches plus tendres (craie argileuse, marnes) a facilité une érosion sélective des terrains crétacés. Les craies tendres et plus friables du Campanien, Santonien et Cénomaniens, armées de bancs de silex ont constitué un frein relatif à l'érosion périglaciale. Les craies du Coniacien et du Turonien supérieur (60 m) armées de bancs de silex représentent un substratum encore plus difficile à éroder étant donné le caractère non-gélif des silex. En revanche, la craie marneuse dépourvue de silex comme celle du Turonien inférieur représente un matériel plus tendre à la gélifraction.

Lorsque la craie n'affleure pas, ce sont les altérites et notamment les « biefs à silex », qui vont fournir les alluvions, en rognons de silex, sables, silt quartzeux et argiles.

2.1.1.3. Altérites

Les plateaux crayeux sont recouverts par un manteau d'épaisseur métrique à décamétrique, d'altérites argileuses rougeâtres à silex entiers ou brisés nommées : argiles à silex, bief à silex ou encore résidu à silex (Dewolf, 1982 ; Quesnel, 1997). Selon les travaux de Quesnel (1997) et Laignel (1997), les altérites sont des formations superficielles désorganisées et subautochtones intégrant parfois une fraction allochtone (dépôts tertiaires, dépôts fluviatiles et éoliens quaternaires). Lorsqu'une altérite est considérée en place sur la craie à silex, celle-ci dérive d'une altération météorique *in-situ*. L'âge des altérites est encore discuté, mais plusieurs épisodes d'altération de la craie seraient intervenus durant le Tertiaire et le Quaternaire (Dewolf, 1982 ; Quesnel, 1997 ; Laignel, 1997). D'un point de vue sédimentaire, les altérites sont constituées de silex emballés dans une matrice variable (silex/matrice : 40 à 70 %) (Quesnel, 1997). Même si ces formations sont considérées meubles, les silex confèrent aux altérites, une protection contre l'érosion mécanique au toit de la Craie (Callot & Pédro, 1977).

2.1.1.4. Les séries cénozoïques

Les sables, calcaires, grès et silicifications paléogènes sont rarement préservés à la surface des plateaux de la Seine normande. Les dépôts cénozoïques qui intéressent la Seine aval sont des sables quartzeux azoïques (Cuisien), avec quelques galets noirs à la base, calcaires à cérithes (Lutétien supérieur) secondairement silicifiés en meulière, calcaires à *Orbitolites complanatus*, mais surtout des sables quartzeux et feldspathiques grossiers à fins azoïques (Sables de Lozère, Pliocène à Pléistocène) et des sables quartzeux plus fins azoïques (Sables de Saint-Eustache).

- *La série plio-pléistocène marine à fluviatile de la vallée de la Seine*

En Haute Normandie, les seules coupes de référence pour le Plio-Pléistocène sont décrites dans le pays de Caux (Falun de Fécamp et Falun de Valmont) et dans les anciennes carrières de la Londe (Figure I.8 et Figure III.5), près de Rouen. Ces dernières ont été à plusieurs reprises révisées (Frémy & Dangeard, 1938 ; Cholley, 1956 ; Elhaï 1963 ; Kuntz *et al.*, 1979 ; Lautridou, 1985) puis Clet-Pellerin *et al.* (1999) ont parallélisé ces dépôts aux séries marines du Cotentin (forage de Marchésieux), sur la base de l'étude palynologique des argiles laguno-lacustres. Une synthèse a été publiée par Dugué *et al.* (2012) dont les conclusions et la chronostratigraphie (Figure III.12) sont reprises dans ce paragraphe.

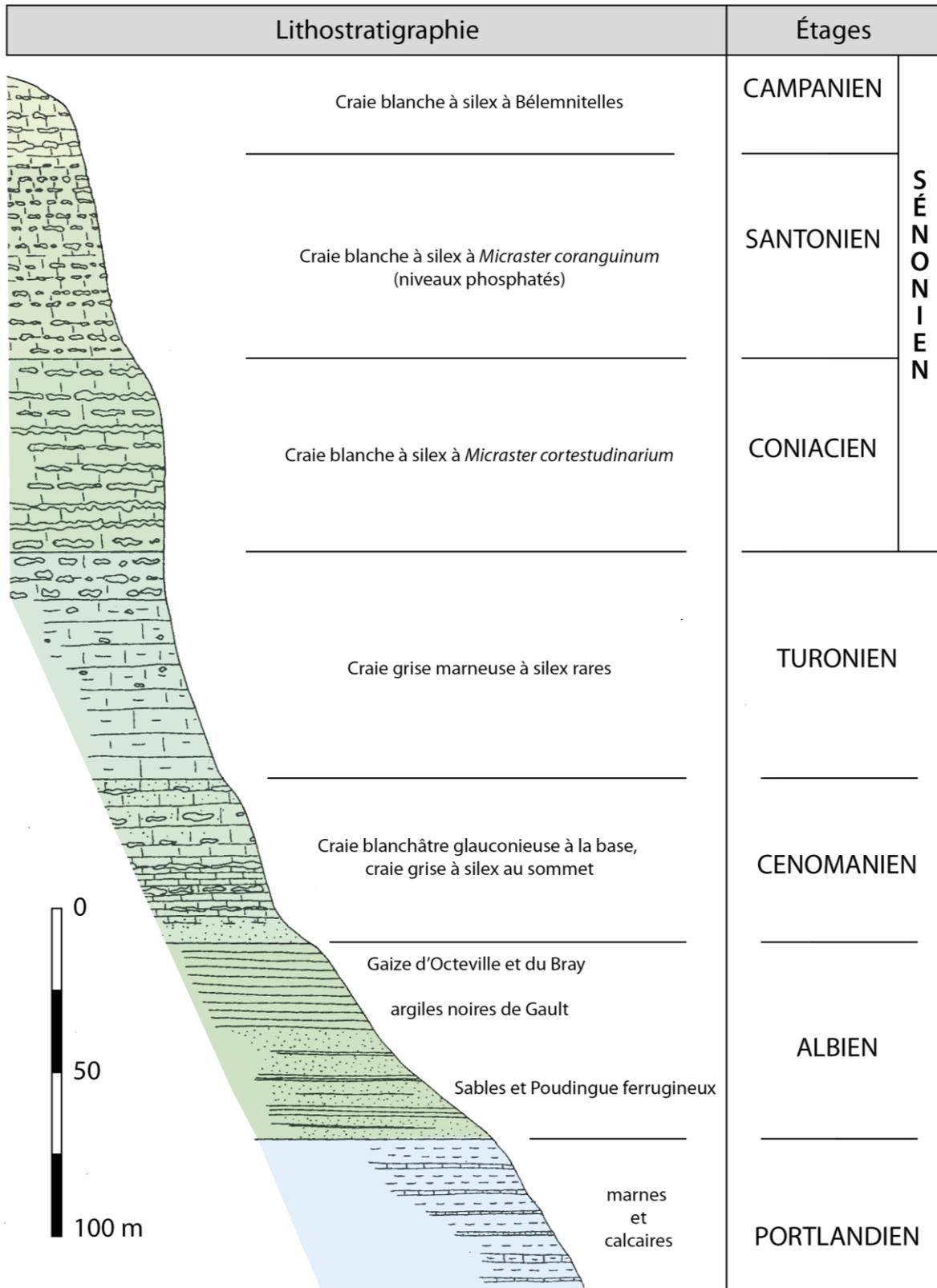


Figure III.11 Succession lithostratigraphique simplifiée du Mésozoïque de la région de Rouen (Lefèbvre, 1988)

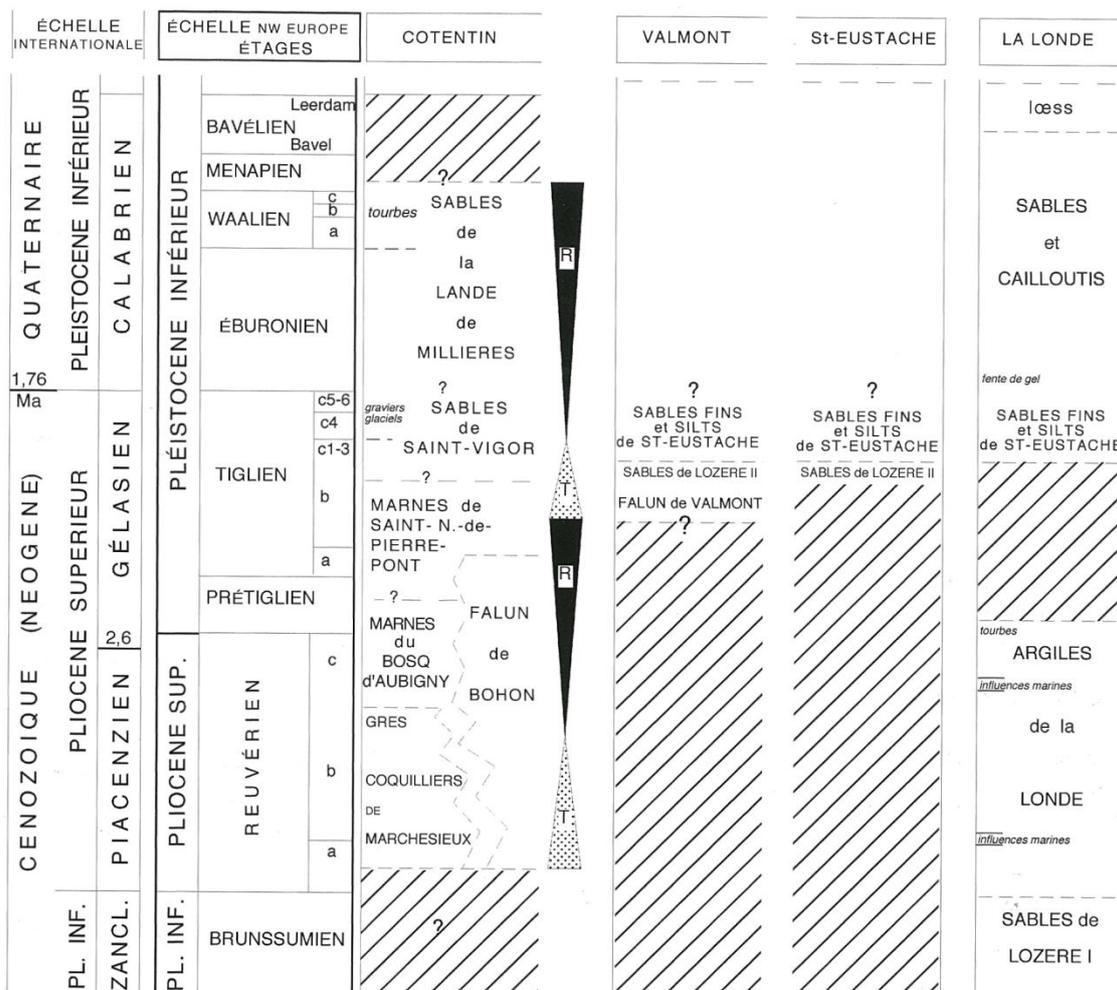


Figure III.12 Chronostratigraphie du Plio-Pléistocène dans le Cotentin et en Haute-Normandie (Dugué *et al.*, 2009). hachures : lacunes stratigraphiques, T/R : cycles de transgression/régression. Localisation géographique : cf. Figure I.8.

En haute Normandie, les points d’ancrage chronologique plio-pléistocène sont les Argiles de la Londe (sud de Rouen) à flores reuvériennes et début du Prétiglien, le Falun de Valmont plus à l’ouest (près de Fécamp) attribué aujourd’hui au début du Pléistocène, le Falun de Fécamp possédant une microfaune non remaniée du Messinien-base du Zancléen inférieur ainsi que les Sables argileux de Saint-Prest datés du Pléistocène inférieur. Ces dépôts fossilifères ne présentent aucun rapport géométrique direct entre eux. Mais, la formation la plus souvent rencontrée est une série détritico-azoïque (Sables de Lozère) dont l’âge et la genèse ont été discutés (Wazi, 1988 ; Tourenq & Pomerol, 1995 ; Larue & Étienne, 2000).

- *Faluns du Néogène et du Pléistocène inférieur de Fécamp et de Valmont*

Des sables quartzeux et calcaires coquilliers marins ont été trouvés dans des fouilles de terrassement à Fécamp (Bassompierre *et al.*, 1972), puis dans l'ancienne sablière de Valmont, à 90 m NGF, (Cavelier & Kuntz, 1974). À Valmont, ces sables coquilliers (1 à 3 m) reposent directement sur le substratum crétacé, par l'intermédiaire d'un cailloutis de base à silex (Kuntz & Lautridou, 1974) et sont piégés dans un karst. Leurs faunes marines « chaudes » ont été initialement attribuées au Pliocène inférieur (Cavelier & Kuntz, 1974 ; Cavelier *et al.*, 1980), c'est-à-dire au Brunssumien. De nouvelles analyses des foraminifères benthiques trouvés dans le Falun de Valmont proposent un âge Pléistocène inférieur (Tiglien) équivalent aux Marnes de Saint-Nicolas-de-Pierrepont, dans le Cotentin (détermination biostratigraphique de Bourdillon *in* Dugué *et al.*, 2012). La récente révision biostratigraphique du Falun de Fécamp (Bourdillon, *ibid*) indique deux stocks de foraminifères benthiques : l'un provenant d'une thanatocœnose associée à des bioclastes de bryozoaires et remaniant des sédiments du Tortonien-Messinien et l'autre définissant une biocœnose datée du Messinien-base du Zancéen inférieur et qui serait proche des microfaunes décrites en Vendée (Andreieff *et al.*, 1969). Ce serait donc pour l'instant le seul témoin zancéen défini sur des bases biostratigraphiques et reconnu en Normandie. Enfin, les datations isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur les coquilles du Falun de Fécamp ont fourni un âge Tortonien final à Messinien, avec de possibles contaminations (Mercier *et al.*, 1997 *in* van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002) et concerneraient donc un matériel remanié.

- *L'épisode sableux fini-Néogène (Miocène supérieur ?- Pliocène inférieur) à Pléistocène inférieur : les Sables de Lozère*

Des cailloutis et des sables argileux hétérogènes et regroupés sous le nom de formation de Sables de Lozère sont décrits de la Limagne au Pays de Caux, constituant un fuseau large de 30 à 40 km sur les plateaux de l'Orléanais, de la Beauce, du Vexin, du Pays de Caux et de la partie nord du Roumois. Dans la vallée de la Seine, ce sont des sables grossiers quartzeux avec feldspaths, muscovite, quelques silex, des graviers de 1 à 2 cm à Saint-Étienne-du-Rouvray et à la Londe, près de Rouen, mal classés, peu émoussés rubéfiés, à matrice argileuse et parfois à lits centimétriques d'argiles (Saint-Étienne). Leur mise en place a été discutée. À l'est de Rouen (Mercey), deux séquences fluviales sont distinguées. L'origine fluviale a été établie par des études sédimentologiques (Wazi, 1988), et confirmée par une étude exoscopique faite sur des grains de quartz d'un échantillon de Trappes, au sud de Paris (Tourenq *et al.*, 1991). Le stock sableux détritique proviendrait d'apports de la Loire caractérisés par un fort pourcentage de minéraux de métamorphisme et rejoignant la Seine vers Montereau, au Miocène supérieur ou au Pliocène, selon les auteurs. La capture de la Loire par la Seine a été discutée par Freytet *et al.* (1989) qui proposent de grands cônes alluviaux de la Loire accumulés en Orléanais et repris ensuite par des affluents de la Seine, comme le Loing. Les datations de ces différents stocks sableux détritiques dépourvus de faunes (Sables de Sologne, Sables du Bourbonnais et Sables de Lozère) et leurs relations géométriques font l'objet actuellement de discussions (Larue & Étienne, 2000).

La Haute-Normandie est localisée en position intermédiaire entre une Seine amont transportant des sables fluviaux grossiers (Sables de Lozère parisiens) et l'embouchure de la Seine soumise à des influences fluviales et marines (Lautridou *et al.*, 1999). Deux unités ont été dernièrement distinguées dans la Formation diachrone des Sables de Lozère normands (Dugué *et al.*, 2012) :

- Sables de Lozère normands inférieurs ou I, avec des sables grossiers d'âge anté-Reuvérien. Ils affleurent à la base de la carrière de la Londe.

- Sables de Lozère normands supérieurs ou II, avec des sables plus fins et d'âge au moins Pléistocène inférieur, recouvrant des sables coquilliers tigliens, à Valmont.

À la base du remplissage du fossé de la Londe, les Sables de Lozère normands inférieurs (Sables de Lozère normands I) sont des sables quartzeux et feldspathiques, blancs, grossiers et très mal classés, présentant des lentilles argileuses (faciès « gros sel » des anciens auteurs (Pomerol, 1951). Ils ont été reconnus dans toute la vallée de la Seine (Kuntz & Lautridou, 1974, 1980) en poches ou en placages, sur le Pays de Caux et entre Rouen et Pont-Audemer. Ces sables grossiers décrivent l'architecture fluviale en tresses, d'une paléo-Seine reconnue jusqu'au NW de Rouen (la Londe). À l'aval de Rouen, les sables grossiers fluviaux des Sables de Lozère normands deviennent plus fins et mieux classés (Sables de Lozère normands supérieurs ou II, 15 m). Ils érodent les sables coquilliers de Valmont et décrivent un domaine fluvio-marin (Tourenq *et al.*, 1991). Ces sables disparaissent au nord du Havre, sur les fonds de la Manche. Leur extension n'est pas connue vers l'est. Ils sont retrouvés sur les plateaux au nord-est (Doudeville, sur 8 m d'épaisseur).

Dans la carrière de Valmont, leur épaisseur atteint 15 mètres. Ce sont des sables quartzeux fins à moyens, argileux, azoïques, à crachées rares de sables grossiers et à lits millimétriques d'argiles grises. Ils sont intercalés entre le Falun de Valmont qu'ils érodent et les Sables et silts de Saint-Eustache. Au sommet, ils possèdent beaucoup de similitudes minéralogiques avec les Sables de Lozère I décrits en amont de la vallée de la Seine, avec toutefois une granulométrie plus petite, l'absence de cailloutis, un meilleur classement granulométrique du matériel détritique et la présence d'un peu d'argile.

- *Episode lagunaire pliocène (Reuvérien à Prétiglien) : Argiles de la Londe*

À la Londe (100 m NGF) (Figure I.8), des argiles silteuses noires, riches en matières organiques (Argiles de la Londe, 10-13 m, Kuntz & Lautridou, 1974) se déposent dans des lagunes marines (Clet-Pellerin & Huault 1987) ou continentales, voire marécageuses (Elhaï, 1963 ; Kuntz *et al.*, 1979 ; Lautridou, 1985), installées sur des sables de quartz mal classés à graviers sub-émoussés (Sables de Lozère normands I, 30 m à la Londe). La tourbe sommitale des Argiles de la Londe est surmontée par des silts gris à lits tourbeux, puis par une alternance centimétrique de sables fins et de silts à structures en *ripple marks*, indiquant la présence d'un paléo-estuaire de la Seine toute proche. Cette dernière unité sableuse est interprétée comme un équivalent latéral des Sables et silts de Saint-Eustache. Les argiles de la Londe se déposent dans la plaine alluviale de la paléo-Seine (Sables de Lozère). Des influences marines sont décelées à la base du Reuvérien b et c. Les Argiles de la Londe

sont surmontées par un premier niveau de cailloutis, mais la sédimentation demeure silto-argileuse, de couleur lie de vin, dans des environnements lacustres (Figure III.13). À l'est de la carrière, un horizon humifère sommital recèle des pollens du Pléistocène inférieur post-Tiglien (Clet *in* Kuntz *et al.*, 1979).

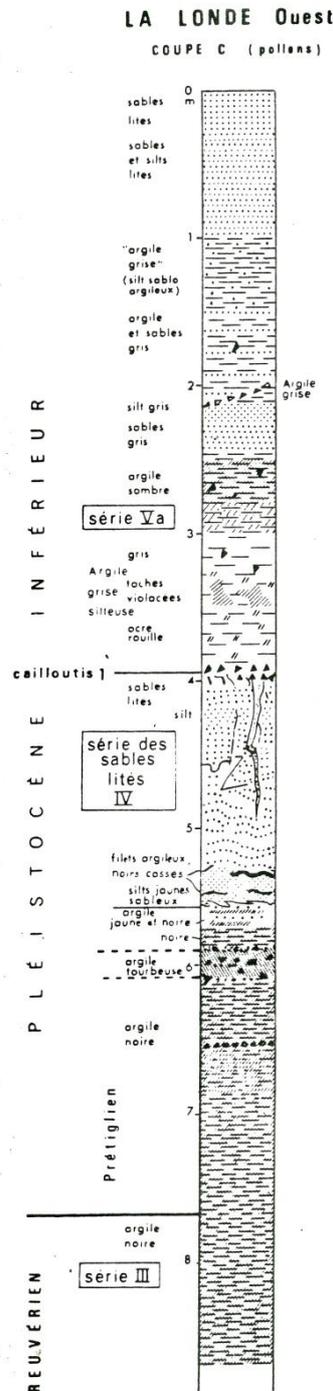


Figure III.13 Coupe stratigraphique de la Londe (partie Ouest) (Kuntz *et al.*, 1979)

En haute Normandie, la carrière abandonnée de la Londe reste actuellement l'un des seuls sites démontrant l'existence de dépôts du Plio-Pléistocène inférieur, dans l'actuelle vallée de la Seine (Figure 1.8). Les Argiles de la Londe sont datées par la palynologie du Pliocène supérieur (Reuvérien a à la base du Prétiglien) et enregistrent le refroidissement prétiglien à leur sommet, avec une nette diminution des taxons subtropicaux (Clet-Pellerin, 1983 ; Clet-Pellerin & Huault, 1987). Des influences marines sont également décelées à la base du Reuvérien b et c, dans les associations de diatomées (Huault, 1987), pour disparaître ensuite lors du refroidissement du Reuvérien c et du Prétiglien (sédimentation lacustre). La tourbe sommitale marque l'émersion pléistocène.

- Sables et silts de Saint-Eustache

Définis initialement à Saint-Eustache, au nord de Tancarville, ces sables quartzeux gris-clair (rubéfiés à Valmont) sont dépourvus d'argile et très bien classés (Lautridou, 1965b ; Kuntz *et al.*, 1979) (médiane entre 0,1 et 0,15 mm). Leur épaisseur atteint 20 m à Saint-Eustache et à Valmont. Ces sables passent vers le haut à des silts gris à passées tourbeuses (Val de Mont-Criquet) ou avec des bois silicifiés (Fourmetot). Leur passage vertical aux Silts de Mont-Criquet impose dorénavant de regrouper ces deux formations. Leur environnement de dépôt est fluviatile pour Kuntz, laguno-marin pour Lautridou, voire éolien. L'analyse sédimentologique de ces faciès sableux fins et bien classés à *flaser-bedding* indique plutôt des environnements subtidiaux à intertidaux (Dugué *et al.*, 2012), confirmant les conclusions morphoscopiques et exoscopiques des grains de quartz (Tourenq *et al.*, 1991). Les Sables fins et silts de Saint-Eustache (10 à 20 m) recouvrent le Pays de Caux et le nord du Roumois jusqu'à l'ouest de Rouen (Caumont) et seraient donc un équivalent latéral des sables lités estuariens de la Londe présentant une composition minéralogique identique. Faute de marqueurs biostratigraphiques, la datation des Sables fins et silts de Saint-Eustache est de nouveau indirecte. Cette formation sus-jacente aux Argiles de la Londe serait par conséquent post-reuvérienne.

- Série du Pléistocène inférieur de Saint-Prest

La coupe de Saint-Prest, près de Chartres, permet de dater le sommet de la série lœssique de la Londe. Au dessus d'une série de sables et graviers fluviatiles périglaciaires de l'Eure (très haute terrasse de l'Eure), piégés dans une grande poche, des sables argileux fluviatiles de l'Eure contiennent la célèbre faune interglaciaire de Saint-Prest, à éléphant méridional, récemment révisée (Guérin *et al.*, 2003). Elle appartient à la biozone standard MNQ 20 et datée de 1 M d'années. Des sables à cailloutis, puis un lœss les surmontent. Ces dépôts sont tous deux identiques à ceux trouvés à la Londe et leur paléomagnétisme est également négatif (Guérin *et al.*, 2003). Les sables et cailloutis, ainsi que les lœss sont d'âge Bavélien (chronologie nordique), ce qui permet d'attribuer un âge Ménapien à la très haute terrasse de l'Eure et de dater le premier enfoncement du réseau fluviatile de l'Eure, et probablement celui de la Seine, avant 1 Ma d'années.

2.1.2. Structuration du réseau de drainage de la Seine

La basse vallée de la Seine présente une direction SE-NW (Figure III.14). Elle est surimposée à des ondulations des terrains crétacés d'orientation armoricaine (NW-SE) et à un système de failles en relais (N150), avec les failles de Rouen, de Vernon et de Saint-Illiers correspondant à l'accident de la Seine (Cavelier & Medioni, 1980).

L'axe de la Seine suit cette direction structurale SE-NW de l'accident de la Seine, puis recoupe ce système en aval et en amont de Rouen. L'accident de la Seine se raccorde vers le nord, à la faille de Fécamp-Lillebonne par les failles de Pavilly et de Villequier présentant une direction varisque N 70. Pour la faille de Villequier, le jeu estimé entre 90 et 100 m (Vigarié, 1954). La faille courbe de Fécamp se prolonge ensuite en mer par la faille de la Manche.

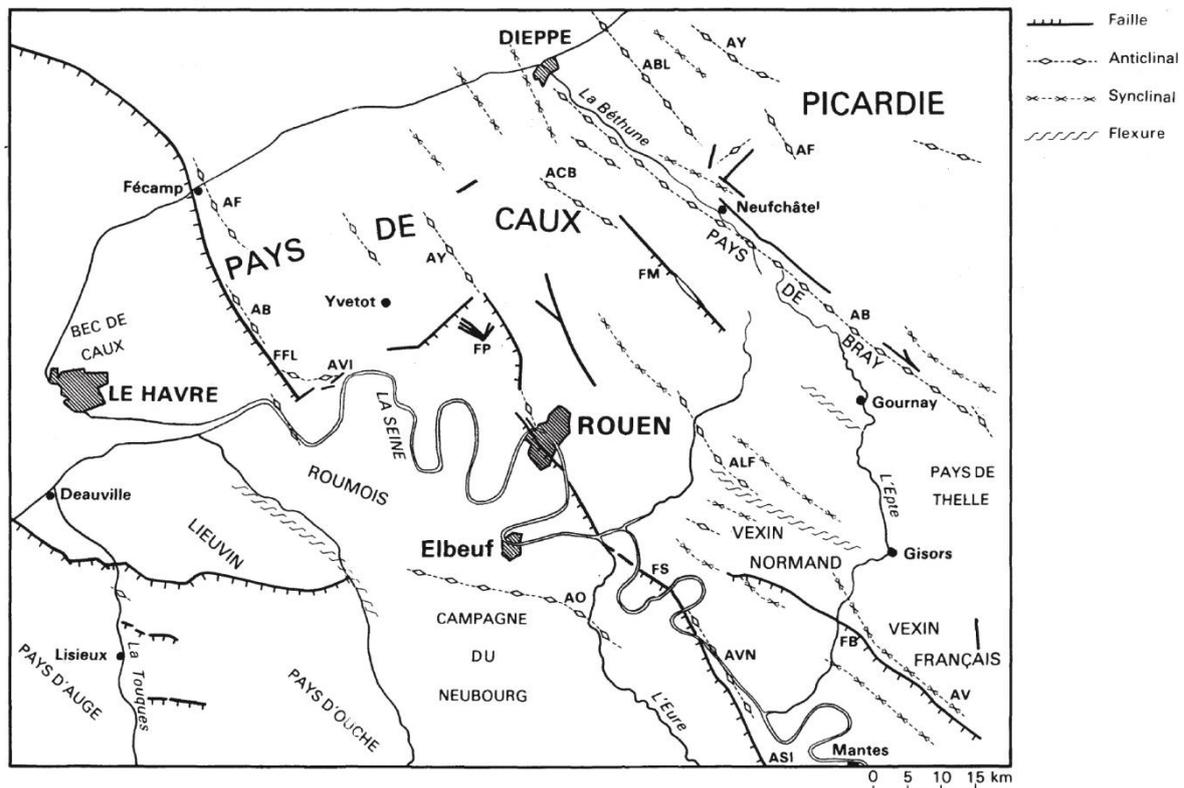


Figure III.14 Structuration des reliefs traversés par la Seine (Cavelier & Medioni, 1980).

Anticlinaux : AB : Bolbec (pays de Caux) et Bray, ABL : Berneval-Londinières, ACB : Cricquetot-Bellencombre, AF : Fécamp et Foucarmont (Picardie), ALF : Lyons-la-Forêt, AO : vallée de l'Oison, AR : Rouen, ASI : Saint-Illiers-la-Ville, AV : Vigny, AVN : Vernon, AY : Yères (Picardie) et Yerville.

Failles : FB : Banthelu, FFL : Fécamp-Lillebonne, FM : Mathonville, FP : Pavilly et FS : Seine.

2.2. Les terrasses fluviales pléistocènes de la vallée de la Seine

2.2.1. Introduction

Les travaux historiques sur le cours de la Seine (La Noë & Margerie, 1888 ; Lentacker, 1938 ; Cholley & Firmin, 1945a et b) insistent sur le contrôle structural du réseau hydrographique. Goguel (1954), puis Klein (1973) envisagent des déformations d'âge pliocène pour le premier ou miocène pour le second. L'étude des terrasses de la Seine a été d'abord une comparaison avec le fleuve actuel (Belgrand, 1869 ; Chaput, 1924, 1927). À partir de critères altimétriques, Chaput (1924, 1927) distingue au moins cinq terrasses étagées, au-dessus de la plaine alluviale actuelle. En Normandie, comme dans d'autres régions, l'étude de terrasses fluviales formées de séries détritiques azoïques souvent grossières, montre la difficulté de les dater et de les insérer dans un cadre chronostratigraphique quaternaire détaillé. En Normandie, ce cadre stratigraphique est fourni par l'analyse très détaillée des formations superficielles et en particulier des lœss et paléosols associés et des dépôts de versant.

Les terrasses alluviales de la vallée de la Seine ont la chance d'être situées à proximité de coupes de référence de lœss, comme celle de Saint-Pierre-les-Elbeuf (Figure III.15) permettant de caler indirectement les séries fluviales et de proposer un canevas stratigraphique plus précis qu'au début du XX^e siècle. Dans les années 1980, le groupe Seine a repris la révision des terrasses fluviales du cours moyen de la Seine, entre les Andelys et Paris, dans les méandres de Guernes et de Moisson (Figure III.15), en aval de Mantes (Lécolle, 1980, 1984, 1989) et du cours inférieur de la Seine, entre le Havre et les Andelys, dans deux ballastières du méandre d'Elbeuf, à Tourville-la-Rivière et à Cléon (Figure III.15).

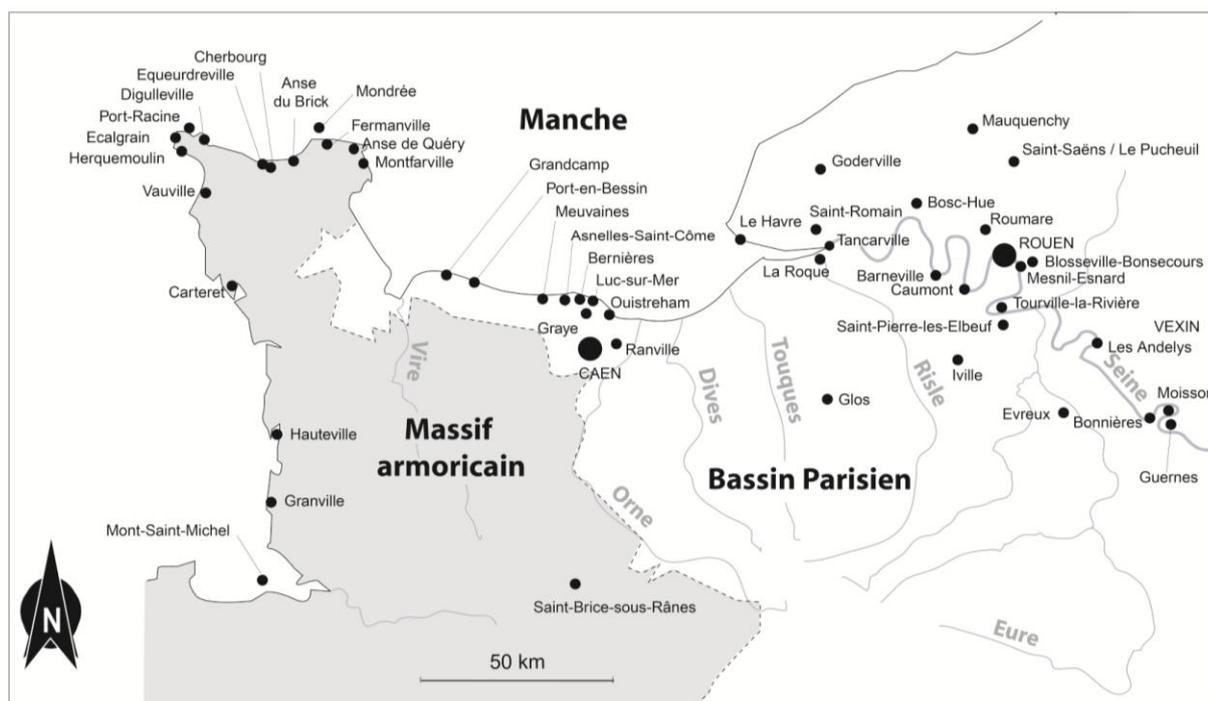


Figure III.15 Localisation des sites archéologiques et paléontologiques normands attribués au Pléistocène moyen et supérieur (Cliquet & Lautridou, 2009 modifié).

En parallèle à ces études géomorphologiques, sédimentaires et paléontologiques à terre qui essaient de dégager une chronologie dans les terrasses de la Seine et de les insérer dans un modèle de dépôt quaternaire, des études géophysiques essaient de prolonger en mer, le cours de la Seine, depuis la baie de Seine jusqu'à la fosse centrale de la mer de la Manche occidentale (Larsonneur *et al.*, 1974 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.* 2003 ; Benabdellouahed, 2011).

2.2.2. Les terrasses fluviales de la Seine, entre Mantes et Elbeuf

Entre Mantes et Elbeuf (Vexin), le cours moyen de la Seine présente deux méandres à Guernes et à Moisson dont les terrasses fluviales sont bien préservées (Figure III.16). Ce système alluvial de la Seine moyenne a été étudié par Lécalle (1980, 1984, 1989) qui décrit quinze nappes alluviales. Le substratum crayeux sénonien présente une succession de petits paliers d'érosion étroits (100 à 200 m) dans la craie et espacés de 1 à 2 mètres.

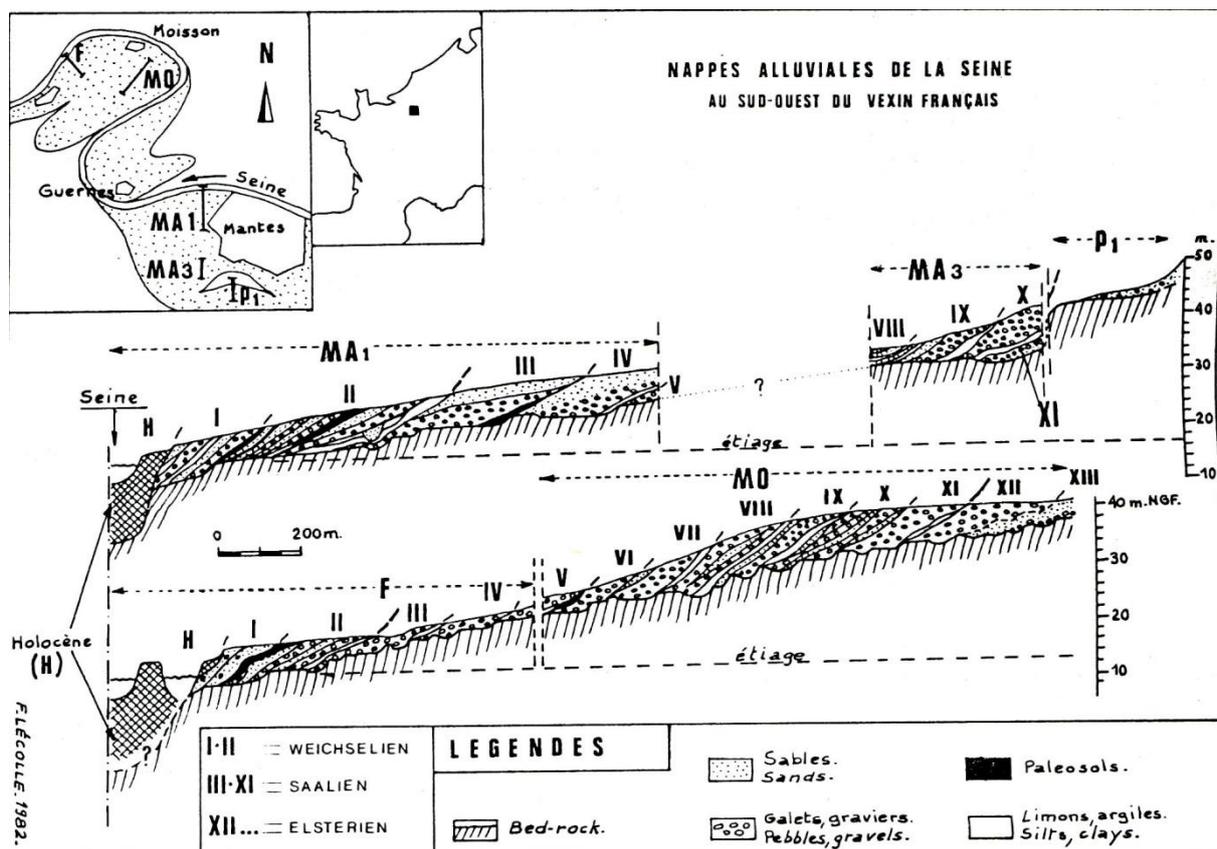


Figure III.16 Les nappes alluviales de la Seine moyenne, au sud-ouest du Vexin (Lécalle, 1984)

Chaque palier est recouvert par autant de cycles de dépôts comprenant à la base des limons à faunes froides, des graviers, des sables et un paléosol. Ce système des nappes s'est élaboré de façon lente et continue sans recoupement des méandres de la Seine. La source des matériaux provient de l'érosion des rives concaves des méandres. Chaque palier correspond à l'érosion de la nappe alluviale ancienne et caractérise un surcreusement latéral du substratum crayeux. Une telle érosion caractérise le développement du méandre avec l'érosion de sa rive concave. Pour Lécalle, elle se

produit au début de la phase froide (Figure III.17). Les dépôts sablo-graveleux caractérisent la phase froide, tandis que le paléosol sommital marque un réchauffement (interstade ou interglaciaire).

Le palier le plus élevé ne dépasse pas 45 m, les terrasses correspondant au Pléistocène supérieur et à une partie du Pléistocène moyen. Lécolle n'a pas trouvé de dépôts interglaciaires rendant, délicates les datations, d'autant que les rares restes fossiles de mammifères trouvés n'apportent pas de datations plus précises. Les nappes I et II non altérées ont été attribuées au Weichsélien et les autres, au Saalien et à l'Elstérien.

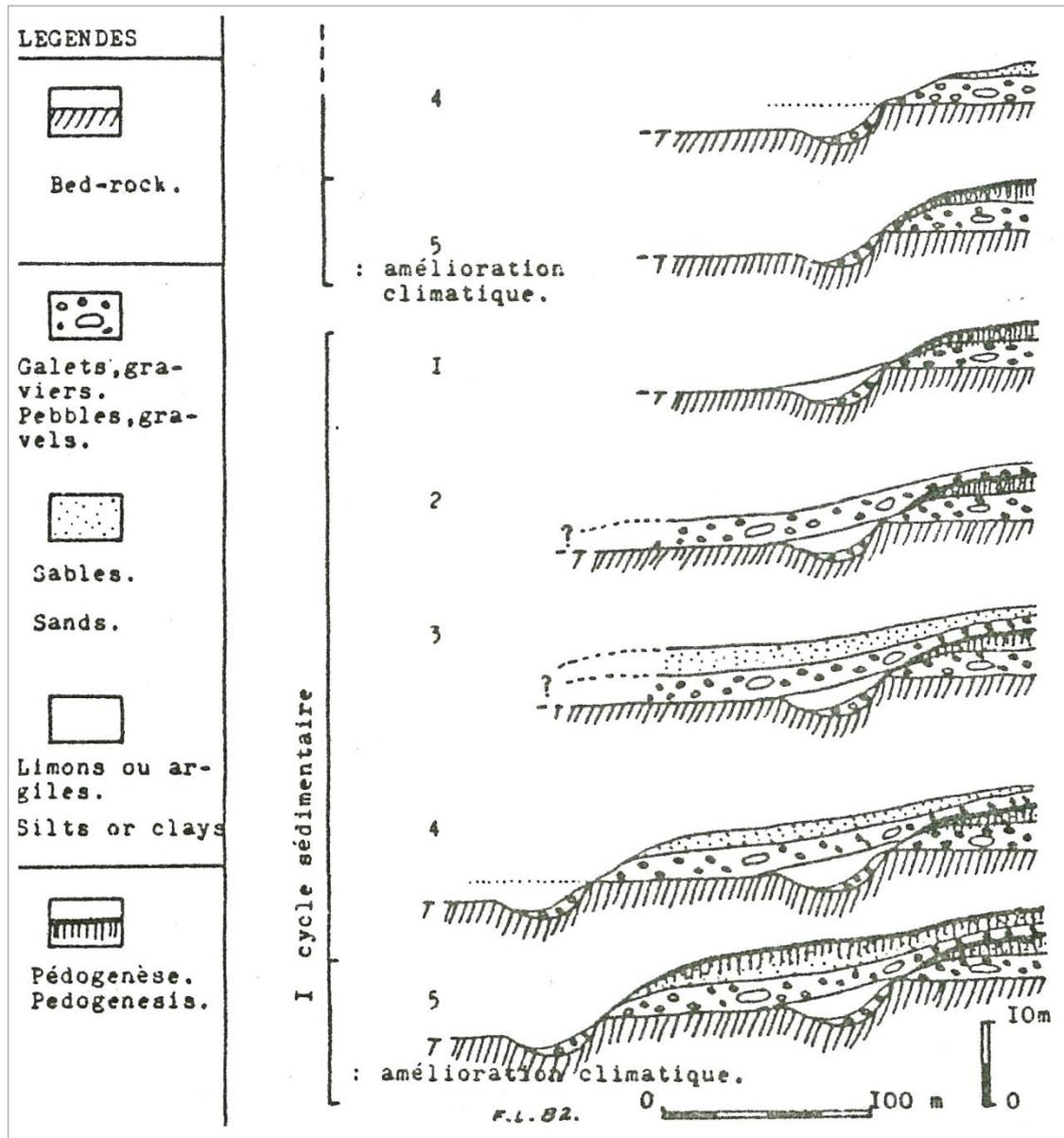


Figure III.17 Formation théorique d'une terrasse fluviale de la Seine moyenne au cours d'un cycle sédimentaire (Lécolle, 1984). 1 : érosion et dépôts latéral de silts et argiles, 2 : dépôts graveleux, 3 : dépôts sableux à silteux, 4 : phase érosive majeure (incision verticale), 5 : pédogenèse.

2.2.3. Les terrasses fluviales de la Seine, entre Elbeuf et Le Havre

Le cours aval, entre Elbeuf et le Havre se distingue par sept grands méandres portant les noms des villes ou des forêts locales : Elbeuf, Rouen, Fôret de Roumare, Anneville-sur-Seine, Jumièges, Fôret de Brotonne (Figure III.18) et Notre-Dame-de Gravenchon vers l'estuaire de la Seine. Vers l'estuaire actuel de la Seine, il subsiste d'anciennes morphologies méandriformes taillées dans la craie (exemple : Marais Vernier) (Figure III.5). Les travaux menés par le « Groupe Seine » ont permis d'obtenir une représentation générale du système alluviale de la Seine aval.

De manière non-exhaustive, les résultats portent sur la réalisation de profils longitudinaux (Alduc *et al.*, 1979 ; Chancerel, 1985 ; Lautridou *et al.*, 1999), transversaux (Masson & Evrard, 1979), de paléotracés (Chancerel, 1985, 1986 ; Lefebvre, 1988) et de coupes de référence (Gacquerel, 1984a et b ; Lautridou, 1985). Même si d'un méandre à l'autre, et d'un auteur à l'autre, le nombre de paliers diffère, un minimum de sept à huit terrasses est observé entre 0 et 80 m NGF (Figure III.18).

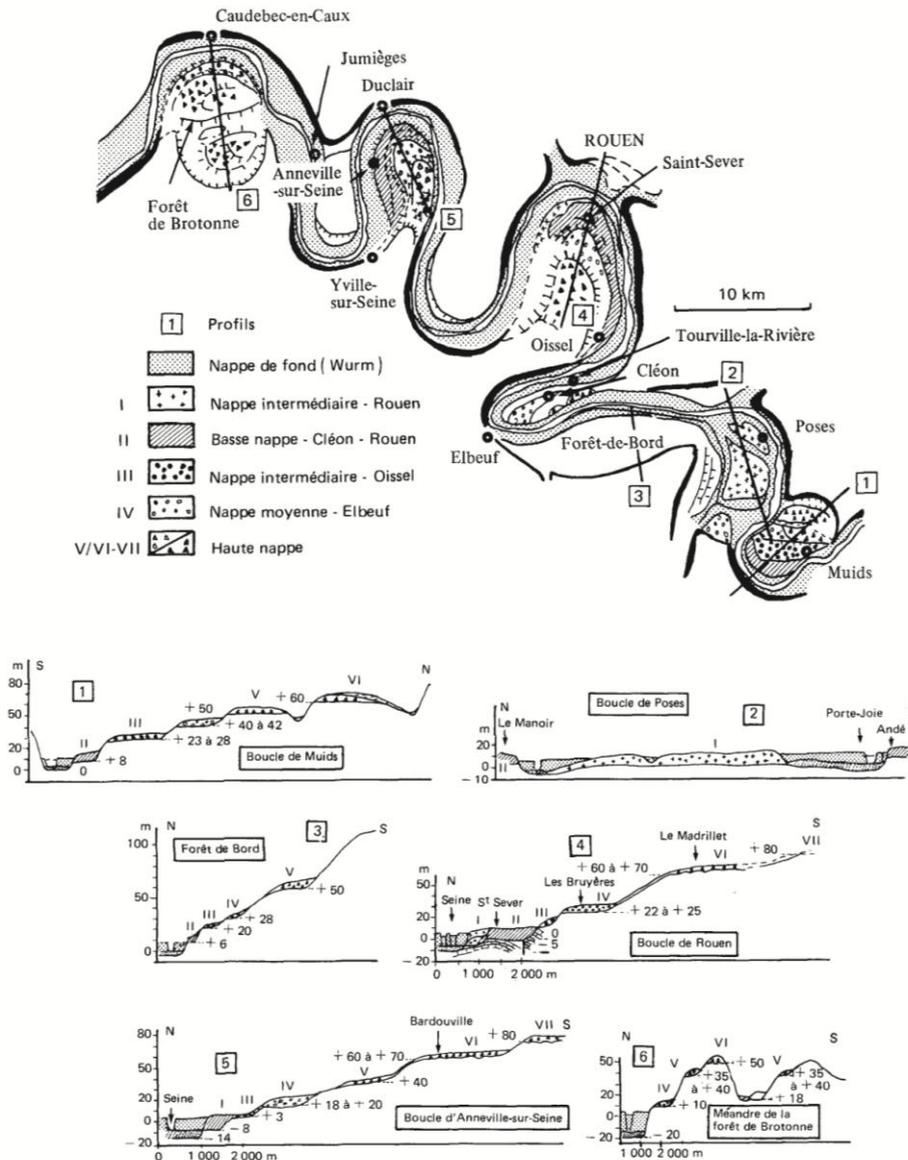


Figure III.18 Cartographie synthétique des terrasses depuis Muids jusqu'à Caudebec-en-Caux (Masson & Evrard, 1979)

Ce système de terrasses fluviales de la Seine aval présente une morphologie étagée très différente de celle décrite par Lécalle (1984) dans les méandres de Mantes. Nous nous focaliserons sur le méandre d'Elbeuf, où l'enregistrement sédimentaire quaternaire est le mieux préservé et documenté dans le système de terrasses de la Seine aval (Figure III.19).

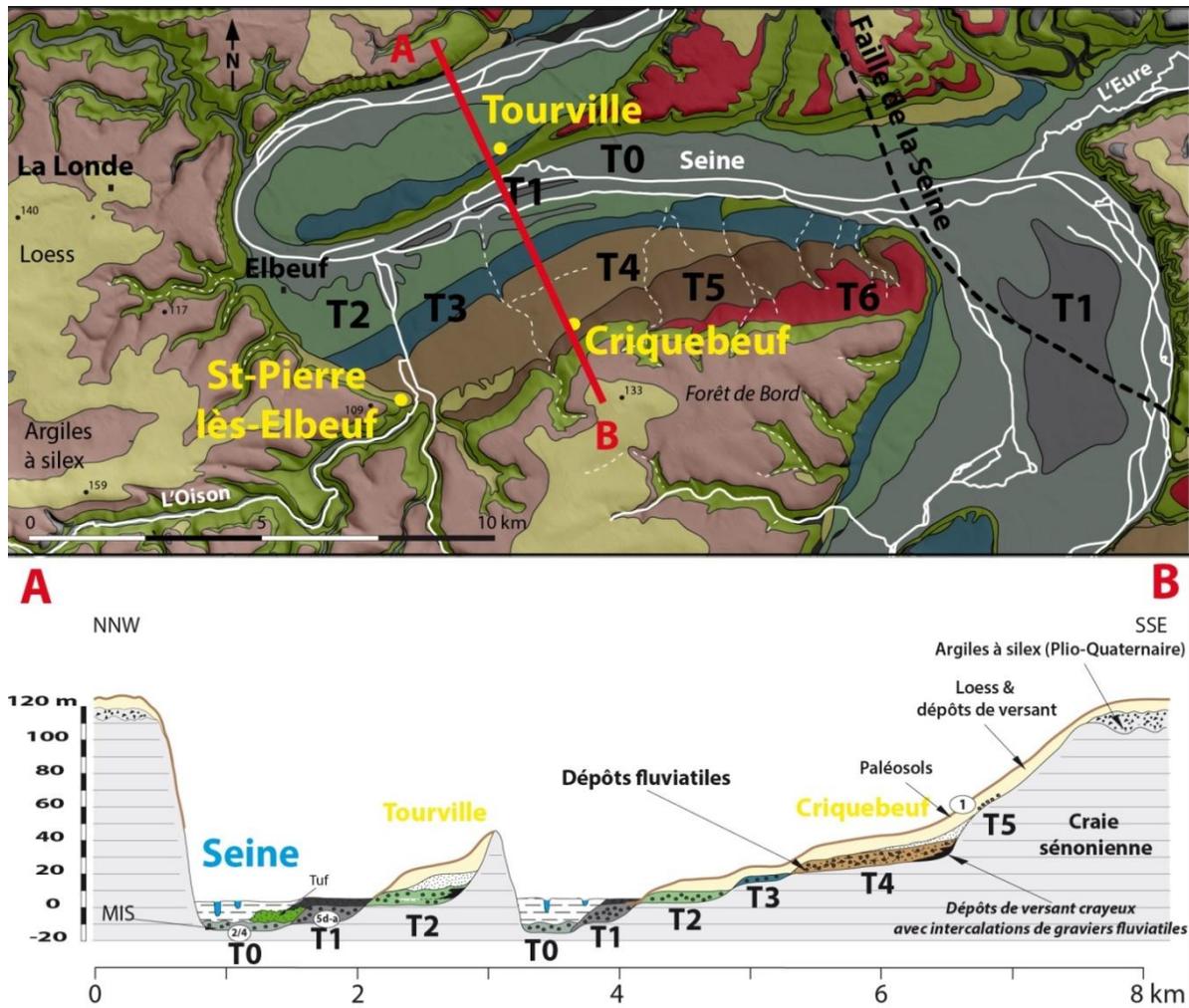


Figure III.19 En haut : Cadre géomorphologique du méandre d'Elbeuf avec distinction des terrasses fluviales (Lefebvre, 1986 révisé) en vert : la couverture crayeuse crétacée, en rose : les altérites cénozoïques, en jaune : la couverture loessique. En bas : Coupe transversale synthétique NNW-SSE des six terrasses (T0 à T5) du méandre d'Elbeuf.

Le méandre d'Elbeuf, d'axe ENE-WSW, montre deux systèmes distincts de terrasses étagées se raccordant aux profils longitudinaux de Lautridou *et al.* (1999) (Figure III.20) : en amont (forêt de Bord à Martot) et en aval (Tourville-la-Rivière, Cléon). En aval, le substratum crayeux sénonien supporte les terrasses étagées de Tourville-la-Rivière et de Cléon au dessus de la nappe de fond de la vallée (T0 : Rouen I) et la nappe alluviale de Rouen II (T1) définies par Lautridou (1985).

En amont et en rive gauche de la Seine, les terrasses sont plus nombreuses. Au moins 6 terrasses fluviales sont identifiées par Lefebvre (1986), et s'inscrivent dans une plaine de quatre kilomètres de largeur. Les talus morphologiques séparant les terrasses sont mieux marqués que dans la partie

aval, avec une hauteur moyenne comprise entre 3 et 5 mètres. Au dessus des nappes de fond graveleuses (Rouen I et II) recouvertes par les dépôts argileux holocènes, Lefebvre (1986) distingue la basse terrasse de Criquebeuf-sur-Seine (T2), équivalente de celle de Tourville-la-Rivière, la terrasse intermédiaire de Pont-l'Ârche (T3), équivalente de celle de Oissel dans le méandre de Rouen et, la terrasse moyenne de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (T4) correspondant à la terrasses d'Elbeuf-Martot de Lautridou (1985). Des lambeaux de hautes terrasses (T5-T6) sont également identifiés vers la forêt de Bord. Le Tableau III.2 rassemble les altitudes NGF et relatives des terrasses observées dans le secteur du méandre d'Elbeuf et propose des âges probables d'incision des paliers crayeux. Toutefois, les datations de ces terrasses restent approximatives et seules les basses terrasses de la partie aval (Tourville-Cléon) et la séquence loessique de Saint-Pierre-lès-Elbeuf représentent de bons jalons stratigraphiques (Lautridou, 1985).

Terrasses	Toponymie (Lautridou, 1985 ; Lefebvre <i>et al.</i> , 1986)	Altitude relative depuis la dernière incision	Âge proposé pour l'incision (corrélations avec les stades isotopiques)
T0	Rouen I / fond de vallée	0	fin Weichsélien (MIS 2)
T1	Rouen II / Quatre-Âges	+ 5 m	Début Weichsélien (MIS 5d / a)
T2	Tourville / Criquebeuf	+ 10 – 15 m	Saalien (MIS 10)
T3	Pont-l'Ârche / Oissel	+ 25 – 30 m	MIS 12
T4	Saint-Pierre-lès-Elbeuf	+ 40 m	Cromérien (MIS 14 / MIS 16)
T5	Rond de France	+ 70 m	?
T6	Damps / Forêt de Bord	+ 80 m	Bavélien (1 Ma)
T7	Madrillet	+ 90-95 m	Entre 1 Ma et 1,75 Ma (augite)
T8	La Londe	+ 120 m	Pliocène à Pléistocène inférieur

Tableau III.2 Synthèse des noms et des altitudes des terrasses fluviales dans le méandre d'Elbeuf avec proposition de l'âge des incisions, d'après les travaux de Lautridou (1985) ; Lefebvre *et al.* (1986) et Lautridou *et al.* (1999)

Les intérêts du méandre d'Elbeuf sont doubles : intérêts sédimentaires et géomorphologiques des terrasses alluviales grossières en décrivant des unités lithologiques et des environnements sédimentaires de plus en plus précis d'une part et intérêts paléontologiques de sites fossilifères qui ont préservés une riche faune de grands mammifères et de mollusques d'autre part, afin de pouvoir y trouver des marqueurs biostratigraphiques ou environnementaux. La richesse tant sédimentaire que paléontologique des sablières exploitées dans le méandre d'Elbeuf (Sablières CBN, SPS) est à l'origine de nombreuses études.

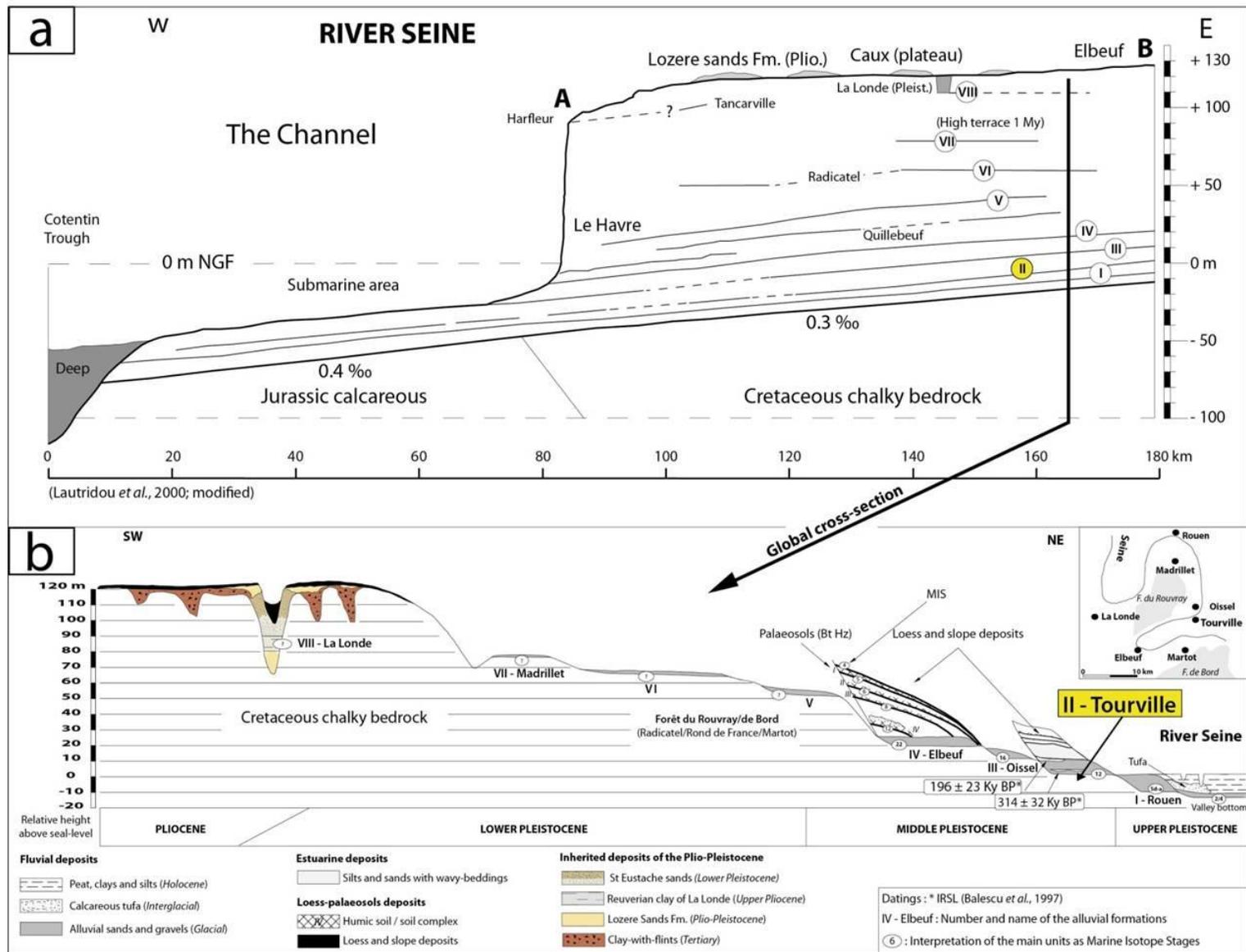


Figure III.20 Système de terrasses étagées de la Basse-Seine numérotées de I à VIII. a. - Profil longitudinal de la Paléo-Seine, d'Elbeuf jusqu'au fosses du Cotentin (Lautridou in Antoine, et al., 2003b, modifié) ; b. - Coupe transversale simplifiée du système de terrasses dans la basse vallée de la Seine : géométrie, stratigraphie, géochronologie et corrélations stratigraphiques (Lautridou et al., 1999, modifié).

2.2.4. Les terrasses fluviales pléistocènes en baie de Seine

La baie de Seine sépare la mer de la Manche centrale au nord, du Bassin parisien au sud. Elle correspond à deux ensembles géologiques : un domaine monoclinale mésozoïque occupant l'essentiel de la baie et un domaine synclinal au nord, à la transition avec la Manche centrale (Figure III.3). Les traits géologiques de la baie de Seine (Guyader, 1968 ; Larssonneur, 1971 ; groupe Norois, 1972 ; Larssonneur *et al.*, 1974 ; Auffret *et al.*, 1982 ; Benabdellouahed, 2011) prolongent ceux de son bassin versant côtier.

2.2.4.1. Nappes alluviales étagées au sud et emboîtées au nord de la baie de Seine

Le toit du substratum de la baie de Seine est incisé par un paléoréseau fluviale attribué à la Seine au cours du Plio-Pléistocène et dans le prolongement de son embouchure actuelle. Le fleuve pléistocène Seine est connu depuis longtemps en baie de Seine (Larssonneur *et al.*, 1974 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980) et les travaux antérieurs ont mis en évidence un système de terrasses alluviales étagées qui ont été parallélisées avec celles décrites à terre, dans la vallée de la Seine (Lautridou *et al.*, 1999) (Figure III.20).

La thèse récente de Benabdellouahed (2011) a précisé le rôle du substratum géologique dans l'évolution de la Seine et de son remplissage pléistocène, grâce à de nouvelles acquisitions sismiques haute résolution (Figure III.21).

Dans le domaine monoclinale mésozoïque, trois nappes alluviales étagées de la paléoSeine N4a, N4b et N4c sont reconnues (Benabdellouahed, 2011) (Figure III.21). La paléovallée de la Seine incise les terrains marneux du Jurassique moyen et supérieur et limitée au Nord-Est, par le prolongement en mer de la cuesta du pays d'Auge. Le dispositif d'étagement est préservé seulement en rive droite témoignant d'une migration du Nord-Est vers le Sud-Ouest, des cours successifs de la Seine pléistocène (Figure III.22).

Plus au Nord, au large de Barfleur (Figure III.21), la paléovallée occupe l'axe du synclinal des terrains crétacés à tertiaires et trois nappes emboîtées N1, N2 et N3 sont dénombrées et probablement de même âge que les nappes étagées en baie de Seine (Benabdellouahed, 2011).

2.2.4.2. Morphologie de l'incision de paléoSeine

La carte des isohypses de l'incision de la paléoSeine dans le substratum de la baie de Seine (Auffret *et al.*, 1980 ; Benabdellouahed, 2011), présente un profil transversal assez régulier et symétrique de la paléo-Seine. La profondeur moyenne de son incision atteint - 20 m à quelques kilomètres des côtes, au large du Havre et de Ouistreham, mais - 40 m, à 20 km des côtes (Benabdellouahed, 2011). À partir du méridien de Ouistreham, sur une distance de 30 km, l'encaissement apparaît peu important, avec une dénivelée de 10 m, entre - 40 et - 50 m de profondeur. La profondeur de l'incision augmente au nord de Barfleur, dans la fosse du Cotentin, atteignant -100 mètres. La carte des isohypses de l'incision de la paléo-Seine révèle aussi l'existence d'îlots où le substratum est

faiblement ou pas incisé, surtout au nord de la baie de Seine. D'autres hauts fonds sont présents au centre de la baie, au large de Ouistreham. Souvent orientés NW-SE, dans le sens de l'écoulement de la paléoSeine, ces hauts fonds traduisent une résistance inégale des lithologies du substratum, à l'érosion. La pente moyenne longitudinale de l'incision est estimée entre 0,02 % et 0,04 % ; elle est plus faible dans la zone des hauts fonds du Nord et augmente à nouveau, au large du Cotentin, dans la fosse (0,5 %).

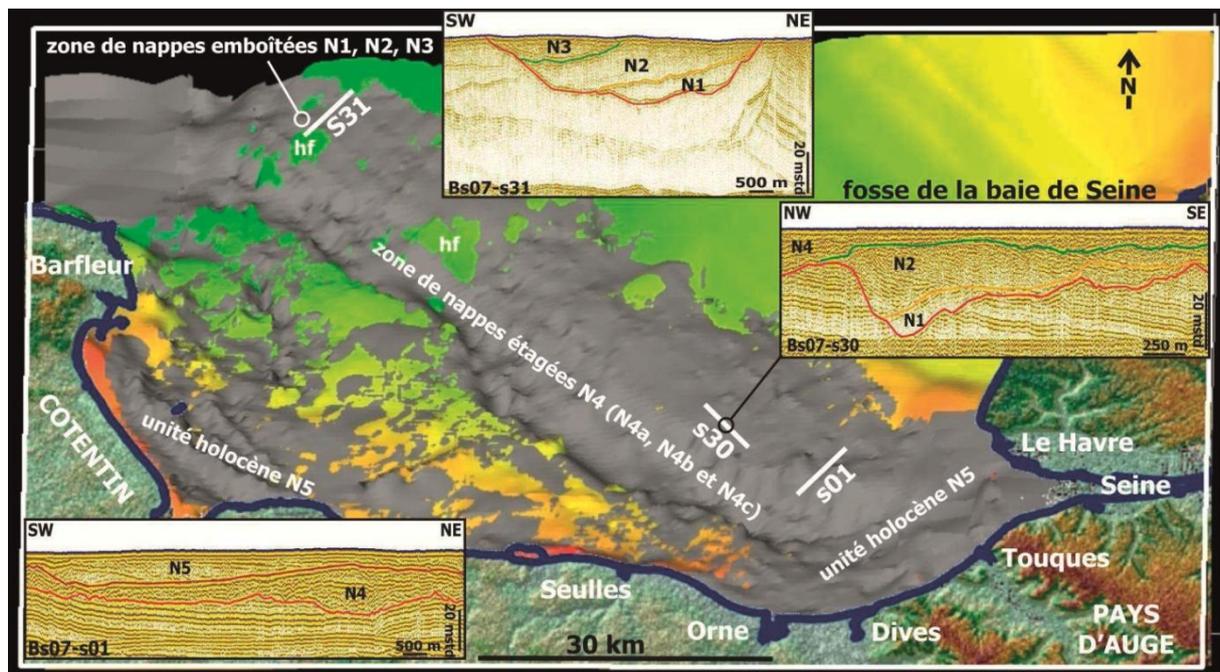


Figure III.21 Localisation des quatre unités sismiques reconnues en baie de Seine (Benabdellouahed 2011). Couleurs verte à rouge : topographie du toit du substratum d'après MNT (SHOM), en gris : remplissage sédimentaire.

En baie de Seine, à un contrôle climato-eustatique de l'incision pléistocène de la paléoSeine, se surimposent aussi pour Benabdellouahed (2011), des contrôles lithologique et structural du substratum dans l'évolution morphologique (profondeur et orientation) de cette incision fluviale.

• Rôle de la lithologie

La paléovallée de la Seine se localise au centre de la baie, occupant la totalité de l'auréole marneuse des formations terrigènes fines entre le Bathonien terminal et l'Oxfordien inférieur ; elle est guidée par le front d'une cuesta située dans le prolongement de celle du pays d'Auge.

La paléovallée de la Seine est située préférentiellement entre les calcaires cimentés très durs du Bathonien supérieur à l'ouest et les alternances marno-calcaires et marnes plus faciles à éroder du Bathonien terminal/Oxfordien inférieur, à l'est. Cette incision s'accuse dans les terrains plus marneux du Bathonien terminal/Oxfordien inférieur, avec une profondeur supérieure à 10 m, mais atteint seulement 5 m, dans les calcaires du Bathonien supérieur. Au Nord-Ouest, l'encaissement devient plus discret, avec la préservation d'îlots de craies du Crétacé supérieur, armées de silex et donc plus

résistantes à l'incision. Au nord de Barfleur, la morphologie de l'incision de la paléoSeine dans les sables bartoniens devient plus importante, avec une profondeur avoisinant 50 mètres.

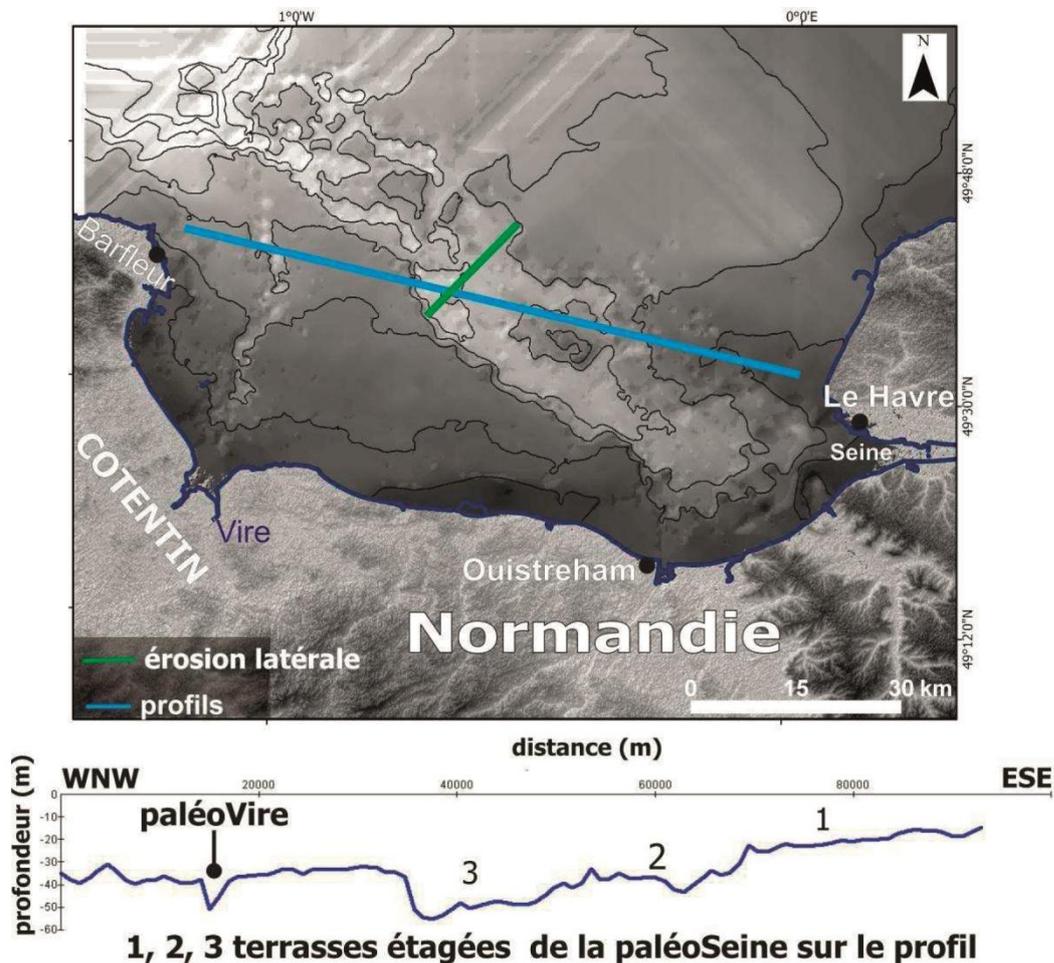


Figure III.22 Carte des isobathes de la base des paléovallées de la Seine présentant l'érosion latérale (trait vert). Profil transversal WNW-ESE (trait bleu) avec les trois terrasses étagées (1 à 3) de la paléoSeine quaternaire (Benabdellouahed 2011)

• Rôle de la structuration

Le contrôle structural de l'incision de la paléoSeine s'exprime à une autre échelle (Benabdellouahed 2011). La structure monoclinale mésozoïque est affectée par des failles NE-SW à regard NW qui délimitent une série d'hémigrabens et détermine une pente structurale générale vers le NW. Vers le Nord, la structure synclinale orientée W-E dans les terrains crétacés à bartoniens se ferme vers l'Est et présente une pente générale vers l'ouest. Entre l'estuaire actuel et le parallèle de Barfleur, dans la baie de Seine monoclinale, l'écoulement de la paléoSeine est guidé par la pente structurale NW du substratum. Dans le nord de la baie, la pente vers l'ouest dans le synclinal contrôle ensuite l'inflexion du cours fluvial en direction de la fosse centrale (Benabdellouahed 2011).

2.2.4.3. Remplissage pléistocène des nappes alluviales de la Seine

La carte des isopaques du remplissage plio-quadernaire de la paléoSeine (Benabdellouahed, 2011) permet de distinguer deux zones de dépôt important (zones A1 et A2) et une zone de dépôt réduit (zone E) (Figure III.23). Les dépôts les plus épais (zone A1, épaisseur supérieure à 40 m) sont trouvés au Nord du Cotentin, dans le synclinal de la baie de Seine. Une seconde zone d'accumulation sédimentaire (zone A2, épaisseur moyenne d'environ 15 m) est située entre l'embouchure actuelle de la Seine et le parallèle de Barfleur/Cap-Antifer. Entre ces deux zones d'accumulation A1 et A2, il existe de nombreux hauts fonds crétacés et lutétiens dans la paléovallée, présentant une très faible épaisseur de dépôts préservés.

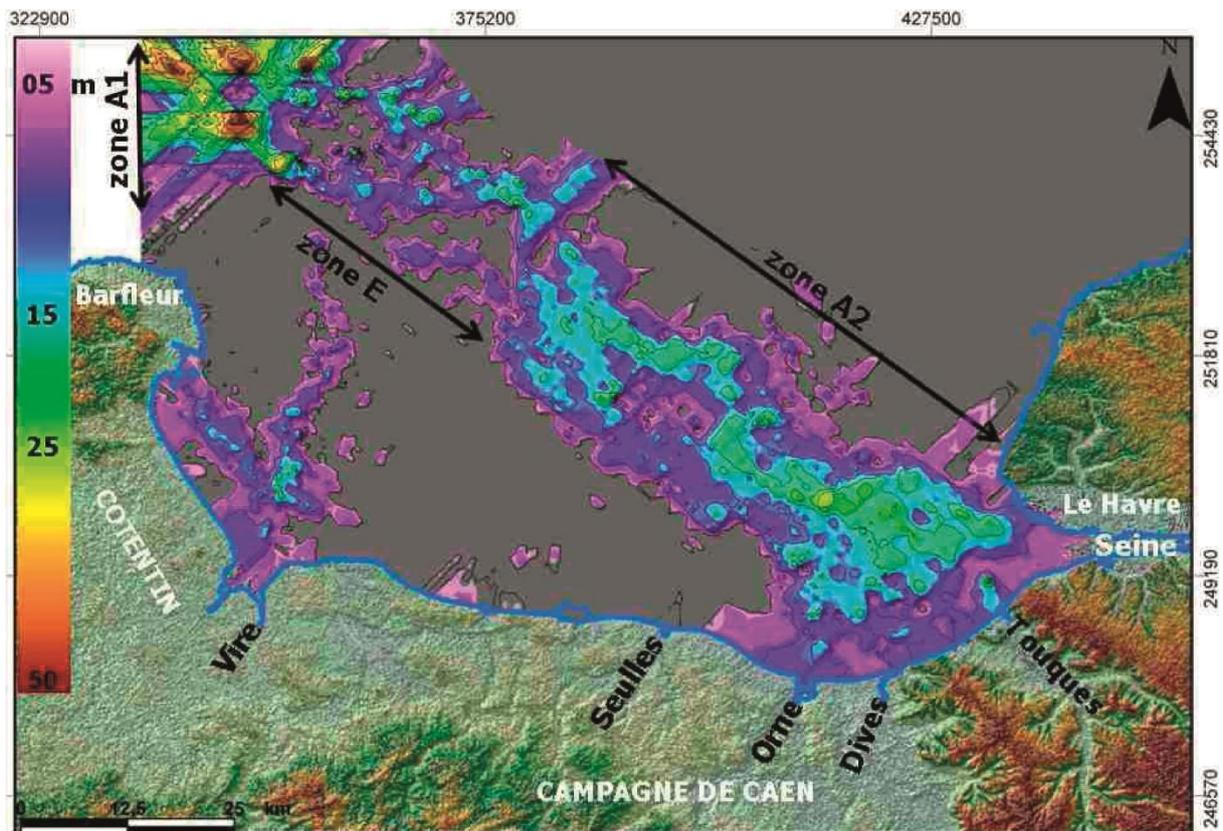


Figure III.23 Carte des isopaques des nappes alluviales pléistocènes et des dépôts holocènes en baie de Seine (Benabdellouahed 2011). Zones A1 et A2 : accumulation sédimentaire, zone E : zone en érosion.

Dans la zone A2, les forages réalisés pour le Port autonome, au large du Havre (Guyader, 1968 ; 1977 ; Michel, 1968) ont traversé des alluvions grossières avec des graviers, galets ou blocs, emballés dans une matrice sableuse ou silto-argileuse qui reposent sur un substratum jurassique, les silex représentant les principaux matériaux de ce remplissage alluvionnaire (Larsonneur, 1971). Les profils sismiques recoupant ces alluvions grossières indiquent également un remplissage alluvial non homogène, avec la distinction de plusieurs nappes alluviales limitées par des discontinuités interprétées comme des surfaces d'érosion (Benabdellouahed 2011).

2.2.4.4. Corrélation amont-aval de la Seine

Le remplissage de la paléoSeine est décrit par trois nappes principales, de type étagé dans la partie monoclinale de la baie de Seine et emboîté dans le synclinal de la baie de Seine (Benabdellouahed 2011). À terre, dans la basse vallée de la Seine, la nappe alluviale la plus récente est d'âge weichsélien (nappe des "graviers de fond") regroupant les terrasses dites "Rouen 1" et "Rouen 2" (Lautridou *et al.*, 1984 ; Lefebvre *et al.*, 1994). En baie de Seine, la nappe la plus récente (N4c) est parallélisée à cette nappe weichsélienne (Figure III.24) ; elle est surtout préservée en rive gauche de la paléovallée, dans le monoclinale de la baie de Seine. Elle surmonte directement deux nappes emboîtées (N1 et N2) comblant une petite fosse présente en baie de Seine et se raccorde à une nappe emboîtée (N3) dans le synclinal de la baie de Seine. Dans cette hypothèse, les nappes emboîtées (N1 et N2) peuvent être respectivement corrélées aux nappes étagées (N4a et N4b) d'âge anté-weichsélien, c'est-à-dire au moins du Saalien. Des terrasses saaliennes sont également décrites à terre, dans la Formation de Tourville, en basse Seine (Lautridou *et al.*, 2003b).

Une corrélation entre les terrasses étagées décrites à terre (Lautridou *et al.* 1974 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999) et les fosses du Cotentin et centrale a été proposée par Lericolais (1997 ; Lericolais *et al.* 2003) à partir des données sismiques acquises dans les années 90. En revanche, les corrélations entre les terrasses de la vallée de Seine décrites à terre, et celles trouvées en mer de la Manche, qu'elles soient étagées en baie de Seine ou emboîtées dans le secteur des fosses restent jusqu'à présent débattues, en raison des deux terrasses préservées et reconnues en baie de Seine par opposition au dispositif des huit terrasses identifiées à terre (Lautridou *et al.*, 1974 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999) ou des cinq à six nappes emboîtées décrites dans les fosses au nord (Lericolais *et al.*, 2003).

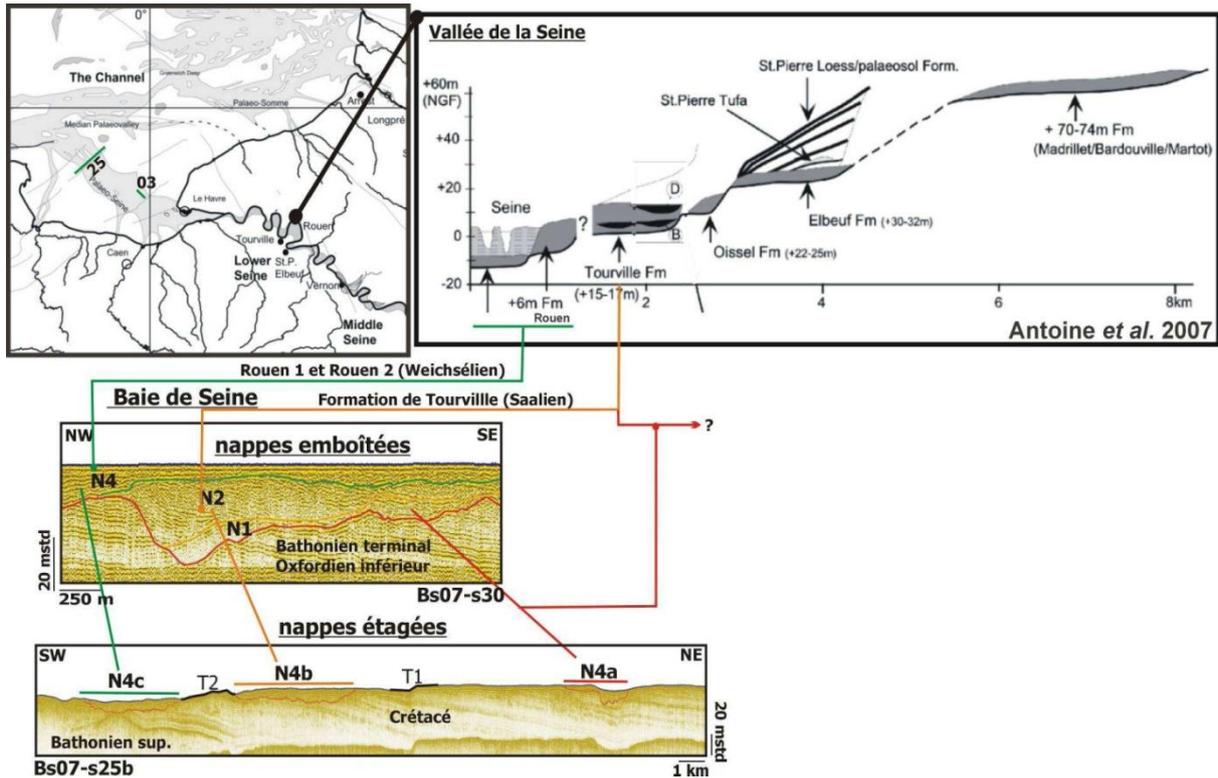


Figure III.24 Corrélation des terrasses du Pléistocène moyen et supérieur décrites dans le méandre d'Ebeuf (Antoine *et al.*, 2007) avec celles identifiées en sismique, dans la baie de Seine (Benabdellouahed, 2011)

L'origine de l'étagement des nappes alluviales en baie de Seine monoclinale est reliée au soulèvement pléistocène de l'Europe de l'Ouest et de la bordure ouest du Bassin parisien (Benabdellouahed 2011). Ce soulèvement serait également responsable de la migration du Nord-Est vers le Sud-Ouest, des cours successifs pléistocènes de la Seine (Benabdellouahed, 2011). Cette migration est marquée par la préservation de l'étagement uniquement en rive droite de la paléovallée. Incisant d'abord l'auréole marneuse de la baie de Seine monoclinale, le cours de la Seine serait forcé ensuite de se déplacer vers le Sud-Ouest, lors de ce soulèvement régional et s'écoulerait finalement sur un substratum calcaire bathonien plus dur, au Weichsélien. Dans ce contexte de soulèvement généralisé de l'Europe de l'Ouest, des zones stables ou en subsidence peuvent localement exister. C'est le cas du synclinal de la baie de Seine et des fosses au large du Cotentin qui préservent une épaisse sédimentation tertiaire. Cette subsidence favoriserait l'emboîtement des formations alluviales.

2.3. Étude sédimentaire du méandre quaternaire d'Elbeuf

2.3.1. La coupe de référence de Tourville-la-Rivière (ballastière de la Fosse-Marmitaine) : état des connaissances

2.3.1.1. Historique des travaux sur la coupe de Tourville-la-Rivière

La basse terrasse de Tourville-la-Rivière représente une épaisse série fluviatile à fluvio-marine (± 40 m) accumulée au pied d'une falaise crayeuse, sur la rive droite de la Seine. Elle est exploitée par la société CBN-Eurovia au lieu dit « la Fosse-Marmitaine (Figure III.25). Cette terrasse repose sur un palier d'érosion, entre 0 et + 5 m NGF (Gaquerel, 1984a ; S.Coutard, comm. oral.) incisant la craie sénonienne. Elle comprend trois nappes alluviales graveleuses à sableuses périglaciaires et deux intervalles silto-argileux interglaciaires (ou interstadias) marqués par des influences estuariennes du Pléistocène moyen récent. Cette série est attribuée au complexe saalien (Lautridou, 1985).

La ballastière a été ouverte lors de la création de l'autoroute A13 et le site a été ensuite suivi régulièrement par Carpentier (CETE Rouen) pendant plus de 40 ans qui y a récolté d'abondantes faunes et outils lithiques (silex). Des études géomorphologiques, sédimentaires et paléontologiques complémentaires publiées au fur et à mesure de l'exploitation de la ballastière en font une coupe de référence (Figure III.26) pour le Pléistocène moyen de Normandie et le seul site de Haute Normandie possédant des vestiges humains du Pléistocène moyen (Lautridou, 1985). Elle est dorénavant transformée en décharge contrôlée.

Les premières coupes de la ballastière ont été étudiées par Martin (1969, 1970), Hommeril *et al.* (1974) et Lautridou *et al.* (1974). Une campagne géophysique par sismique et panneaux électriques (Voiment *et al.*, 1970) estime le gisement important des sables et graviers (40 m d'épaisseur) déposés contre la falaise crayeuse verticale. Au fur et à mesure de l'exploitation, Carpentier & Lautridou publient une coupe synthétique de la sablière et sont à l'origine d'une terminologie en unités lithologiques conservées ensuite dans les autres études. Gacquerel (1984a, 1984b) complète la sédimentologie de la coupe, par de nombreuses analyses granulométriques et minéralogiques. Des analyses des microfaunes sont réalisées par Lefebvre qui précise les environnements sédimentaires et les tendances climatiques dans les dépôts de Cléon, Tourville et Tancarville. Une corrélation de cette coupe avec les autres sites pléistocènes de la basse vallée de la Seine est proposée par Lautridou (1977), avec un prolongement en mer de la Manche (Alduc *et al.* 1979).

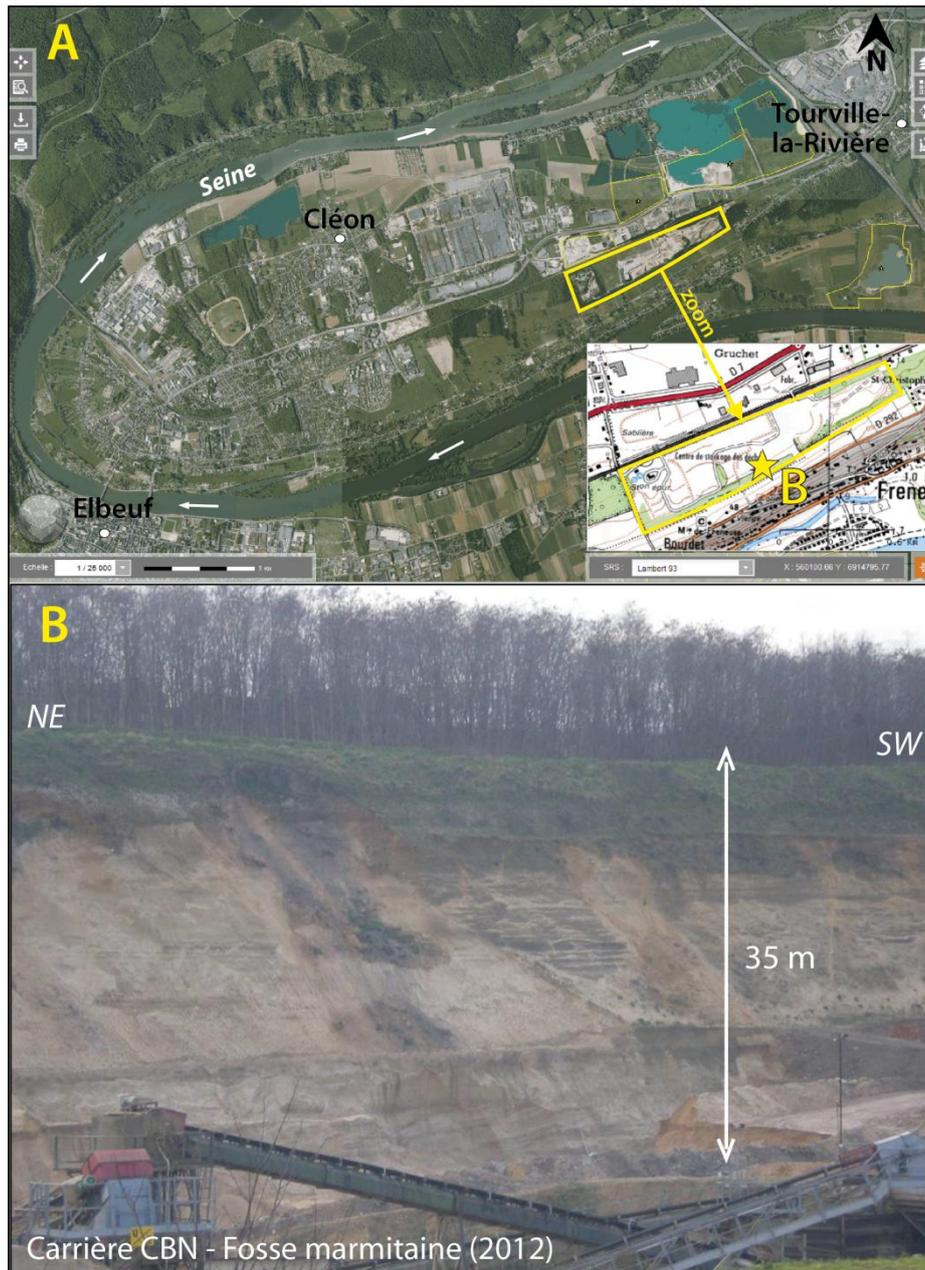


Figure III.25 Localisation du site d'étude. A: Orthophotographie du méandre d'Elbeuf avec localisation en jaune de la carrière CBN (d'après infoterre.brgm.fr), flèches blanches : écoulement actuel de la Seine, étoile jaune: front de taille. B: photographie du front de taille de la carrière étudiée (photo : Jamet, 2012)

En parallèle, Carpentier qui a suivi l'exploitation de la sablière de Tourville, dès 1968 inventorie les faunes et outils lithiques trouvés en grand nombre sur le site (Carpentier, 1981 ; Fosse, 1982 ; Carpentier *et al.*, 1992 ; Cordy *et al.*, 2003). Les outils lithiques sont décrits par Vallin (1991) puis Cliquet *et al.* (2010a). Les nombreux restes fossilifères de grands mammifères le sont par Descombes (1980, 1983) et dernièrement révisés par Auguste *et al.* (2003). L'étude palynologique est réalisé par Carpentier & Huault (1984), la malacofaune par Limondin-Lozouet (*in* Cliquet *et al.*, 2010a) et enfin les foraminifères et ostracodes par Dupeuble *et al.* (1984).

Des datations par radiométrie (Stremme, 1985 ; Balescu *et al.*, 1997) et par racémisation des acides aminés (Bates, 1993 ; Occhietti, 1997) ont attribué les stades MIS 7 (unité D1) et 9 (unité B) à deux échantillons correspondant aux paléoestuaire interglaciaires.

La coupe de Tourville-la-Rivière correspond donc à l'une des plus longues séquences stratigraphiques du Pléistocène moyen d'Europe de l'Ouest. Cette basse terrasse de la Seine du méandre d'Elbeuf a conservé un long enregistrement de formations sableuses à graveleuses des stades isotopiques 6 à 10 (d'une durée environ de 300 000 ans), durant le Complexe du Saalien.

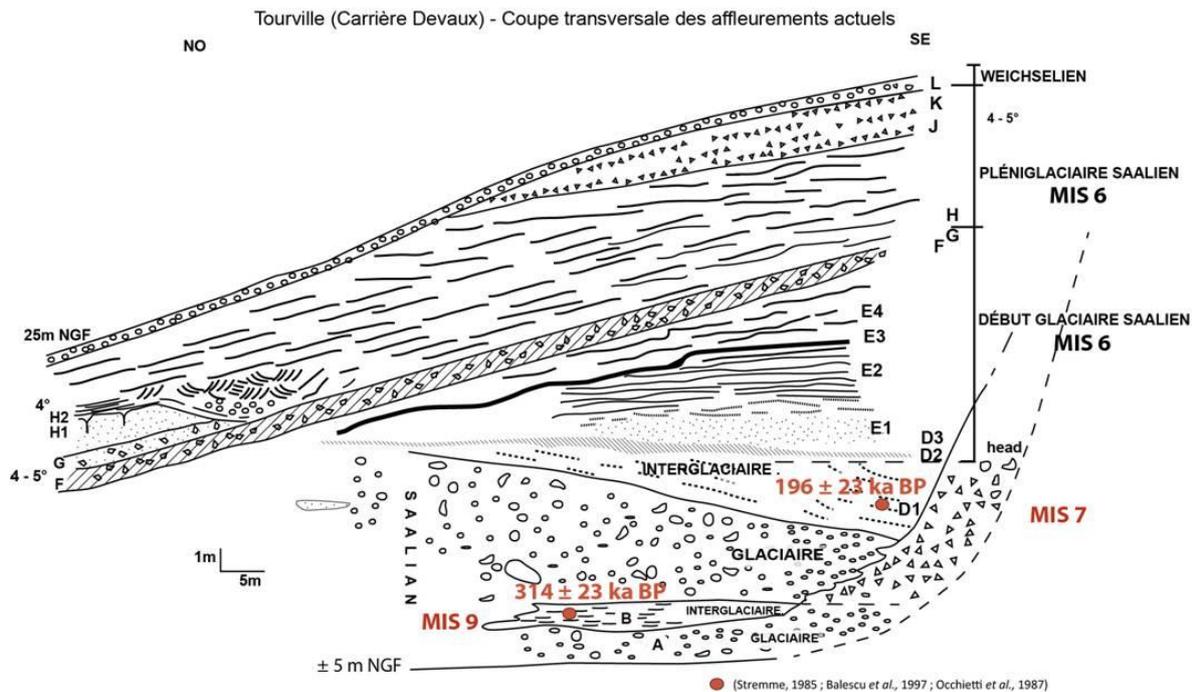


Figure III.26 Stratigraphie de la terrasse de Tourville la Rivière (carrière Devaux) et corrélation avec les stades isotopiques marins MIS (Lautridou, 1985, modifié)

2.3.1.2. Descriptions des unités lithologiques

À l'origine, les unités stratigraphiques ont été définies à partir de critères lithologiques et granulométriques et sur l'existence de paléosols. Mais, selon les auteurs qui ont étudié des coupes différentes en fonction de l'exploitation de la sablière, une même lettre peut désigner des niveaux différents et ces derniers ont pu être ensuite subdivisés en sous-unités. Gaquerel s'est heurtée à ce problème de comparaison des coupes et a proposé une corrélation entre les subdivisions originelles de Martin (1970), puis de Carpentier & Lautridou (1985). Les descriptions lithologiques, granulométriques, minéralogiques et paléontologiques les plus complètes sont celles de Gacquerel (1984a) avec douze unités lithostratigraphiques décrites et reprises ensuite par Lautridou (1985) (Figure III.26).

• **unité A (1 à 3 m)** : nappe de sables et graviers périglaciaires avec de rares blocs fluviatiles interprétés par Lautridou (1985) comme des blocs glaciels sur des radeaux de glace. Cette unité dont l'épaisseur est estimée entre 1 et 3 m n'affleure plus aujourd'hui. Gacquerel (1984a) décrit des litages obliques des galets, avec des directions de paléocourants vers le N55° E, sens de l'écoulement actuel de la Seine (N70). Les galets émoussés (\emptyset moyen entre 25 et 31,5 mm) sont prédominants et bien classés. Ce sont pour l'essentiel des galets de silex, de quartz et plus rarement des graviers de craie (\emptyset 5 mm). Les grains de quartz (\emptyset 500 et 250 μ m) sont sub-émoussés et luisants. Le cortège de minéraux lourds est composé de minéraux ubiquistes prédominants (71 %), associés à des minéraux métamorphiques et de l'augite (entre 6 et 21 %). Il est également trouvé des nummulites et des cérithes tertiaires dans cette unité (Gacquerel, 1984a). Cet intervalle est rapporté au stade isotopique 10 (Balescu *et al.*, 1997) sur la base de la datation de l'unité sus-jacente au stade isotopique 9.

• **unité B (0 à 3 m)** : unité de silts à sables argileux grisâtre à rares macrofaunes marines (*Bythinia tentaculata*) érodée par l'unité C sus-jacente. Cette unité lenticulaire (0 à 3 m) présente des faciès variés avec des alternances rythmiques de lits limoneux gris à gris-vert et de lits sableux à rides ou à litages obliques (Gacquerel, 1984a). Des structures chenalisées sont décrites avec un remplissage de copeaux de limons remaniés. Les sédiments fins sont mal classés et les sables quartzeux mieux classés. Les grains de quartz sont émoussés-lustrés mais la morphoscopie qui n'est pas homogène suggère à Gacquerel (1984a) une origine éolienne reprise en milieu fluviatile. Le cortège de minéraux lourds est identique à celui de l'unité sous-jacente A. Cette unité renferme une microfaune riche et diversifiée de foraminifères benthiques (*Cibicides*, *Bolivina*, Elphidiidès, Nonionidès) et d'ostracodes (*Candona*, *Ilyocypris*). Pour Lefebvre (*in* Gacquerel, 1984a), ces ostracodes caractérisent une eau douce ou oligohaline (eau légèrement salée, entre 0,5 ‰ et 3-5 ‰), tandis que les foraminifères désignent un milieu dessalé ou oligohalin mais non dulçaquicole (milieu d'eau douce), dans un milieu saumâtre.

Le niveau B a été interprété comme un environnement fluviatile sous un climat tempéré et soumis à la remontée des eaux saumâtre d'un estuaire (Gacquerel, 1984a). Il est rapporté au stade isotopique 9 (Stremme, 1985 ; Occhietti *et al.*, 1987 ; Balescu *et al.*, 1997).

- **unité C (3 à 6 m)** : unité graveleuse et sableuse périglaciaire à riche faune mammalienne de steppe froide (mammouth, cheval de Mosbach, loup, renne) (Descombes, 1980, 1983 ; Auguste *et al.* 2003). Dans l'unité C, un *head* crayeux est décrit à proximité de la falaise et érode le niveau B sous-jacent (Gacquerel, 1984a).

L'unité C peut reposer soit sur l'unité B, soit directement sur l'unité A si l'unité B est érodée. Les unités A et C présentent toutefois des faciès comparables. Des blocs de grès ou de meulières y sont décrits. Le cortège de minéraux lourds trouvés dans le *head* ou dans la nappe sablo-graveleuse ne varie pas, avec des minéraux ubiquistes prédominants associés à des minéraux de métamorphisme et de l'augite. Les os de mammifères trouvés dans la nappe sablo-graveleuse et à la base d'un chenal (C' = base de D1) sont des défenses complètes de mammouth et des éléments connectés d'un squelette indiquant un faible transport et un rapide enfouissement (Carpentier, 1981). Des foraminifères et des gastéropodes remaniés sont également signalés par Gacquerel (1984a). Dans le *head*, il s'agit de fossiles crétacés (Inocerames, spongiaires, radioles d'oursins,...).

Cet intervalle est rapporté au stade isotopique 8.

• **unité D (2 m)** : sables fins argileux gris-jaune carbonatés terminés par un paléosol, conservant une faune mammalienne du type interglaciaire continental et une microfaune estuarienne indiquant un environnement de forêt et de steppe (cerf, mégacéros, aurochs, cheval de Mosbach). Cet intervalle est rapporté au stade isotopique 7.

L'unité D a été subdivisée en trois sous-unités par Lautridou (1982) :

- **sous-unité D1** (1 m) : sables fins, gris-jaune, carbonatés, avec quelques galets. Il correspond à une alternance de lits limoneux et de lits sableux ondulés. Au sein de cette unité, des sables à stratifications obliques existent localement, avec des graviers soulignant des chenaux, qui définissent l'unité C' de Carpentier (1981). Les foraminifères benthiques et ostracodes trouvés dans le niveau D1 témoignent d'un milieu d'eau douce ou très peu saumâtre ayant subi des influences marines, selon Lefèbvre (*in* Cliquet *et al.*, 2010a) ;

- **sous-unité D2** (0,5 - 1 m) : sables limoneux humifères, avec quelques graviers à la base (Gacquerel, 1984a) Sa base est soulignée par un lit sombre ferromanganique continu et repère. Il présente un sol gris-brun à tendance hydromorphe et à décarbonatation partielle, il incorpore une faune mammalienne plus froide qu'en D1 et une faune malacologique témoignant du passage d'une fin d'interglaciaire à un début de période froide ;

- **sous-unité D3** (0,5 m) : niveau limono-argileux argileux grisâtre discontinu

Au début de l'exploitation de la sablière, les ossements trouvés étaient concentrés et enchevêtrés dans le sous-niveau D1, évoquant une accumulation dans des chenaux fluviaux (Carpentier, 1981). L'extension de la sablière vers le NE a ensuite indiqué une répartition à la surface d'un sol.

La sous-unité D1 renferme des formes de climat tempéré (sanglier, cerf élaphe, chevreuil, mégacéros, auroch,...). L'environnement est interprété comme de vastes étendues d'herbages (cheval, rhinocéros, bison) et de forêts ouvertes (loup, blaireau, ours brun, chevreuil, cerf élaphe). Les animaux morts sont enfouis rapidement sur place ou dans un chenal, après leur transport (Gacquerel, 1984). En revanche dans la sous-unité D2, les carnivores sont peu représentés, avec la prédominance des cervidés et des bovidés, le cheval étant rare (Vallin, 1982).

L'analyse des mollusques (Puissegur *in* Gacquerel, 1984a) indique des espèces caractérisant un optimum climatique et la prédominance d'un milieu forestier. À partir du sommet de la sous-unité D1 et dans la sous-unité D2, les espèces témoignent une dégradation climatique vers un refroidissement qui s'accroît dans la sous-unité D3 (Gacquerel, 1984a).

Pour Puissegur (*in* Cliquet *et al.*, 2010), les espèces mammifères forestières du niveau D1 caractérisent un optimum climatique, dans un environnement forestier prédominant. Les communautés de mammifères trouvées dans les niveaux D2 et D3 indiquent le début d'une période froide. L'unité D3 observée au Nord-Est du gisement a fourni une association de mammifères comparable à celle de D2, avec toutefois une tendance froide plus accentuée.

Gacquerel (1984a) interprète l'unité D comme un dépôt fluvial de chenal caractérisé à la base, par des influences saumâtres (microfaunes). Les dépôts deviennent plus fins et les environnements évoluent vers une émergence avec le développement d'un paléosol. La base de la sous-unité D1 marque le passage glaciaire-interglaciaire, tandis que le contact entre les sous-unités D1 et D2 représente le passage interglaciaire-glaciaire. En D3, le climat devient plus froid.

- **unité E (1 - 3 m)** : sables fins à moyens, à lits limoneux horizontaux gris-brun, non calcaires, comprenant localement quatre niveaux dont un petit sol (E2) attribué initialement à une sédimentation de fleuve calme (plaine d'inondation) (Lautridou, 1982 ; 1985), mais en fait estuarienne (E1). Sur la base de critères sédimentologiques, cette dernière unité se caractérise par des litages obliques sigmoïdaux ;

La limite entre les unités D et E est nette, surmontée par une alternance (0,1 m) de lamines millimétriques horizontales de grains fins à grossiers de quartz et de lamines argileuses avec des débris coquilliers (Gacquerel, 1984a). L'unité E débute par des sables grossiers à rides asymétriques ou à litages obliques (ouest de la carrière) (Gacquerel, 1984a). Un petit chenal d'une hauteur de 20 cm et d'une largeur de 1 m les tronque, il est rempli par des sables quartzeux grossiers. Des petits blocs sablo-limoneux basculés, avec des microfailles sont décrits dans cette unité E. Ils sont interprétés comme des effondrements de berge, lors du dégel (Gacquerel, 1984a). Un horizon sableux humifère correspondant à un paléosol (sous-unité E2) se développe. Il est surmonté par des sables beiges homogènes à passées ocres (sous-unité E3). La sous-unité E3 est caractérisée par des sables soufflés.

Ces sables sont mal classés. Les grains sont émoussés à subémoussés luisants à la base devenant picotés au sommet (sous-unité E3), indiquant un remaniement éolien de grains initialement déposés en milieu fluvial pour Gacquerel (1984a). Le cortège de minéraux lourds reste inchangé par rapport aux unités précédentes. La malacofaune est peu abondante, mais non remaniée, indiquant un réchauffement climatique (Puissegur, 1982). La microfaune est également peu abondante avec foraminifères et ostracodes remaniés. Pour Gacquerel (1984a), l'unité E, fluvial à la base, présente une tendance vers l'émergence avec la formation d'un paléosol (sous-unité E2).

- **unité F (0,5 - 1 m)** de galets de silex anguleux géoliffractés, dans une matrice sableuse rougeâtre et associés à quelques granules de craie. Cette unité correspond à une coulée de solifluxion en direction du Nord-Ouest (Gacquerel, 1984a) ou à des dépôts de pente périglaciaire avec une pente de 4° (Lautridou, 1985). Les galets sont prédominants et mal classés, avec une taille comprise entre 40 et 50 mm. Les sables de quartz grossiers sont émoussés à subémoussés mats, associés à quelques luisants tandis que les sables moyens sont non-usés (anguleux brillants). Le cortège de minéraux lourds est caractérisé par la disparition de l'augite.

- **unité G (0,3 - 0,5m)** est un sable blanc à silex anguleux, caractérisé par un horizon pédologique A2 (horizon faible en matière organique et lessivé en argiles). L'horizon d'accumulation Bs est situé dans l'unité sous-jacente. Les sables sont un mélange de grains subémoussés mats et émoussés luisants. Le cortège de minéraux lourds est composé de minéraux ubiquistes prédominants et de minéraux de métamorphisme.

Les ossements de mammifères trouvés par Carpentier et décrits par Descombes proviennent surtout des unités F et G, avec des cervidés, bovidés, rhinocerotidés et équidés. De plus rares grands herbivores déjà présents dans les unités C et D sont aussi signalés. Le rhinocéros de Merck caractérise un climat tempéré à chaud et un biotope forestier à steppique. L'unité F enregistre un cadre climatique de réchauffement climatique comparable à celui de la sous-unité D1. Gacquerel (1984a) interprète l'unité G comme un horizon blanchi d'un podzol développé lors d'une phase interstadiaire.

- **unité H (0,5 m)** : sables blancs à ocres sans litages sédimentaires physiques visibles (sous-unité H1), terminés par un paléosol humifère à fines fentes de glace (sous-unité H2). Dans la partie orientale de la sablière, l'unité H est érodée par un chenal.

Les sables quartzeux sont propres, dépourvus de matrice argileuse, mal classés à la base et mieux classés au sommet. Les grains sont émoussés à subémoussés luisants à la base, lustrés ou picotés au sommet. L'influence fluviatile reste peu discriminante (fluvio-éolien) (Lautridou, 1985). Le cortège de minéraux lourds ne diffère pas des unités précédentes. Les mammifères recueillis sont des cervidés, bovidés et équidés, désignant des espèces de climat tempéré. La malacofaune pauvre en H1 est très riche en H2 (Puissegur, 1982), avec une association à *Helicella* caractérisant des interstades de climat sec et froid. L'unité H caractérise un réchauffement climatique.

- **unité I (3 m)** : sables blancs lités avec lamines argileuses brunes à la base, reposant sur la sous-unité sous-jacente (H2) par l'intermédiaire d'une surface nette. Dans la partie est de la sablière, un chenal érode les unités H et G jusqu'à la coulée de solifluxion (unité F) ; il est souligné à la base par des galets de silex émoussés et comblé par des sables à litage oblique. Les sables quartzeux sont médiocrement à bien classés, les sables moyens (250 µm) étant subémoussés à émoussés luisants à la base et picotés au sommet ; les sables grossiers (500µm) mats augmentent vers le haut, indiquant pour Gacquerel (1984a), une action éolienne, de plus en plus importante. L'exoscopie d'échantillons confirme une action éolienne avant un remaniement sous l'eau. L'absence de critères fluviatiles indiquerait pour Gacquerel (1984a) un milieu fluvio-marin à influences marines ou un remaniement de dépôts marins. Le cortège de minéraux lourds demeure invariable par rapport aux unités sous-jacentes. La base de l'unité I présente des mollusques continentaux caractéristiques d'interstades de climat sec et froid, mais remaniés probablement de l'unité H sous-jacente (Puissegur, 1982). Les foraminifères trouvés proviennent de la craie.

- **unité J et K (1 m)** : l'unité J est caractérisée par de nombreux silex anguleux et l'unité K, par des sables à silex anguleux éparpillés. Ces deux unités sont secondairement altérées par un sol à bandes rouges (Bt en bandes) et s'enrichissent en granules de craie à proximité de la falaise (Gacquerel, 1984a). Les sables grossiers de quartz sont luisants et les sables moyens sont picotés. Ces deux unités J et K sont interprétés comme des dépôts sableux de pente sur lesquels se développe un sol à bandes orange (Gacquerel, 1984a).

- **unité L (1 m)** : cailloutis de silex anguleux gris à blanc. Des figures de cryorturbation se surimposent à la pédogenèse développée dans les unités J et K et un sol podzolique à horizon pédologique Bt en bandes marron se développe au sommet. Les sables grossiers de quartz sont mats et picotés,

démontrant une influence éolienne (Gacquerel, 1984a). Le cortège de minéraux lourds reste invariable.

2.3.1.3. Interprétation de la dynamique fluviale

Sur la base de nombreuses analyses granulométriques, morphoscopiques et exoscopiques, Gacquerel (1984) envisage un scénario fluviale de la mise en place des différentes unités de la sablière de Tourville-la-Rivière (Figure III.27).

L'unité graveleuse A correspond à des dépôts périglaciaires, sous un climat froid. Une amélioration climatique favorise le dépôt de sables et limons (unité B). Une nouvelle détérioration climatique explique le retour de nappes graveleuses (unité C) et la formation d'une barre de méandre sablo-graveleuse, en rive convexe. Une amélioration climatique explique ensuite le comblement d'un bras mort en rive convexe, derrière la barre de méandre. Il y a ensuite déplacement du chenal vers le nord. Le secteur n'est plus dorénavant atteint que lors des inondations, favorisant une pédogenèse dans des marais, alors que parallèlement, le climat se détériore. À partir de l'unité E, les dépôts sableux deviennent prédominants (unités E et I) entrecoupés par une phase de solifluxion sur laquelle se développent des paléosols. Cette sédimentation se fait sous un climat froid avec de fugaces améliorations décrites par la microfaune tempérée (unités F et H). Un système fluviale dépose des sables et émerge lors de périodes d'étiage, favorisant un façonnement éolien de ces sables transportés et plaqués contre les falaises, par le vent. Lors des crues fluviales, ces sables éoliés sont ensuite remaniés par le courant fluviale.

Cette interprétation est reprise par de nombreux auteurs, mais Lautridou (1982-1983) envisage des influences estuariennes, comme par exemple, dans la sous-unité E2. Des analyses de plus en plus spécialisées se baseront sur le site de référence de Tourville-la-Rivière, sans toutefois discuter un modèle sédimentaire fluviale vieux de plus de 30 ans et qui à l'époque minimise les interactions entre un système fluviale côtier et un domaine littoral.

La série de Tourville-la-Rivière est interprétée comme un ensemble de formations fluviales et fluvio-marines superposées glaciaires ou interglaciaires (A à E) recouvertes par des sables éolisés où les influences fluviales subsistent jusqu'à la base de I; la pente de 4° implique l'installation d'un système de versant (niveaux géliflués F-G, J-K) adapté à un fleuve dont le lit majeur devait être au Nord-Ouest de la barre de graviers C. Un nouveau système de versant (L) s'impose en liaison avec l'encaissement du fleuve, au Weichsélien. La séquence weichsélienne est ici réduite, tandis que sur la rive opposée, ces loess weichséliens sont épais, notamment à Oissel (versant sous le vent). Il faut noter l'absence de paléosol émien dont la racine (horizon argilisé ferrugineux) n'a été observée que deux fois, entre L et J.

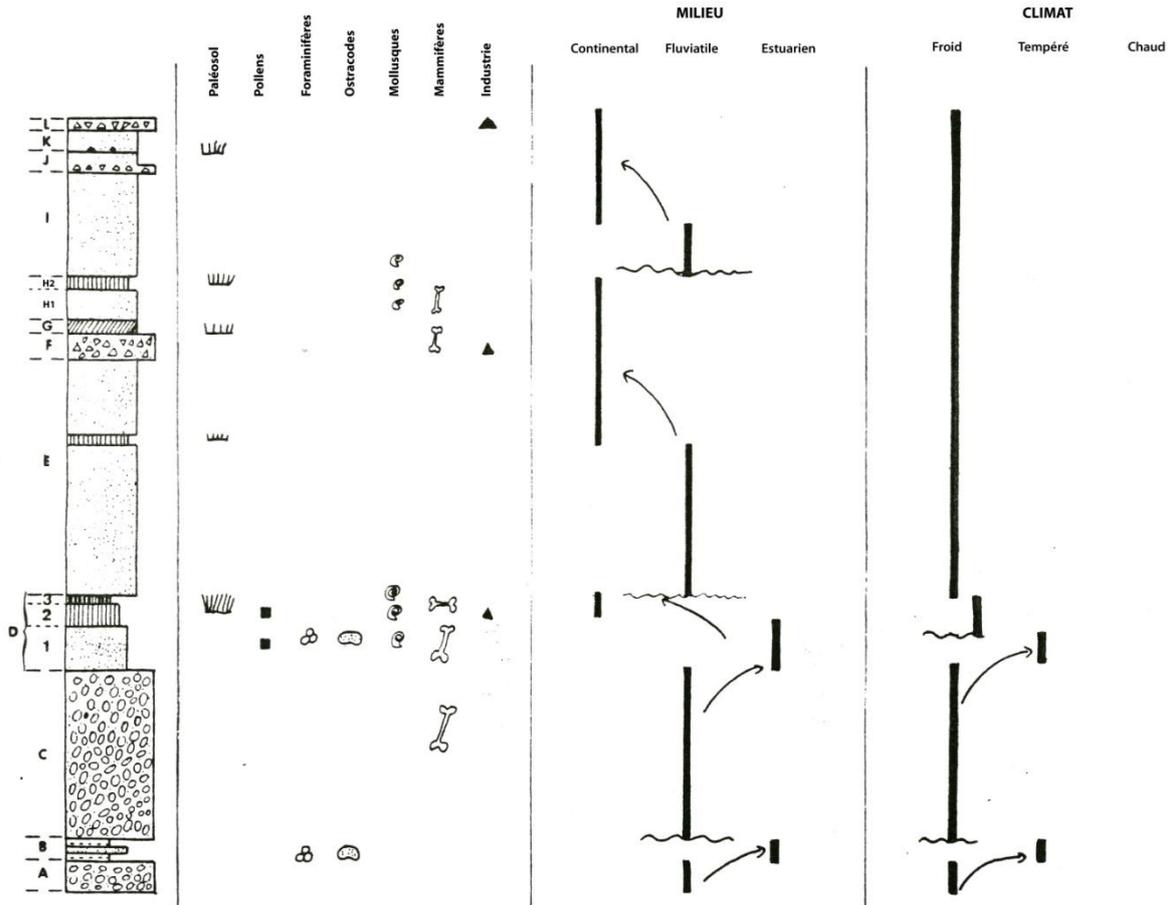


Figure III.27 Synthèse des données paléoenvironnementales de Tourville-la-Rivière (carrière Devaux) (Gaquerel, 1984a)

2.3.2. Description sédimentologique de la sablière de Tourville-la-Rivière

Une nouvelle coupe synthétique (Figure III.28) est présentée ici sur la base de plusieurs coupes sédimentaires verticales levées sur le front de taille, orienté NE-SW, de la carrière CBN (Figure III.25). La géométrie des corps sédimentaires est caractérisée à partir de la réalisation de panoramas photographiques (*cf.* paragraphe 2.3.2.2.). Les unités stratigraphiques décrites par Gacquerel (1984a) et Lautridou (1985) ont été conservées mais ont fait l'objet d'une redéfinition de leurs faciès (*cf.* Annexe E) et de leurs géométries. Des photographies sont intégrées en Annexe E.

Les premières unités A et B enfouies sous les déchets ne sont plus accessibles, mais ont pu être photographiées avant leur enfouissement (Cliquet, 2010 ; *comm. pers.*). La coupe synthétique se divise en trois unités principales : une unité inférieure sablo-graveleuse (15 m) (détail : Figure III.30), une unité moyenne sablo-argileuse (10 m) (détail : Figure III.33) et une unité supérieure (10 m).

2.3.2.1. Description et interprétation des faciès sédimentaires

Les faciès conglomératiques

- **Gm** (conglomérat massif à éléments non jointifs)

Le faciès Gm est formé de dépôts de graviers et galets, hétérométriques et mal classés, associés à quelques blocs et mégablocs (1-2 m), dans une matrice d'argile et de sables grossiers (Figure III.29, Annexe E : a et c). Les structures physiques de ce faciès grossier sont le plus souvent frustrées. Les surfaces limites inférieures des bancs sont érosives mais souvent difficiles à établir. Certains intervalles conglomératiques présentent une rubéfaction secondaire, avec des enduits ferromanganiques noirâtres. À la base de la coupe (niveau C), la pétrographie des galets, établie sur 100 galets prélevés sur une surface d'environ 1 m², est représentée par des silex crétacés (95 %) et plus rarement par des grès tertiaires. La morphologie des silex est arrondie à subarrondie. L'indice moyen d'aplatissement **Ap** est de 2,2 et le degré d'émoussé **le** moyen est de 0,173. Ce faciès est surtout représenté dans les unités A et C de la coupe de Tourville-la-Rivière. Ces caractères décrivent un écoulement gravitaire de type flot de débris transportant des matériaux autochtones (silex) et allochtones (grès tertiaires), dans une matrice argilo-sableuse.

Il existe également un faciès Gm2 proche et moins épais que le faciès Gm mais, caractérisé par des accumulations de galets de silex bleuâtres à blanchâtres subanguleux, dans une matrice silteuse à sableuse (Annexe E : s, y, aa et ab). Aucune structure physique interne ou granoclassement n'a été observée. Il est surtout présent à partir des unités F et J de la coupe de Tourville-la-Rivière. Les silex bleuâtres à blanchâtres géolifracés (origine autochtone : biefs à silex) proviennent de processus de géolifluxion, liés à des alternances de phases de gel et de dégel.

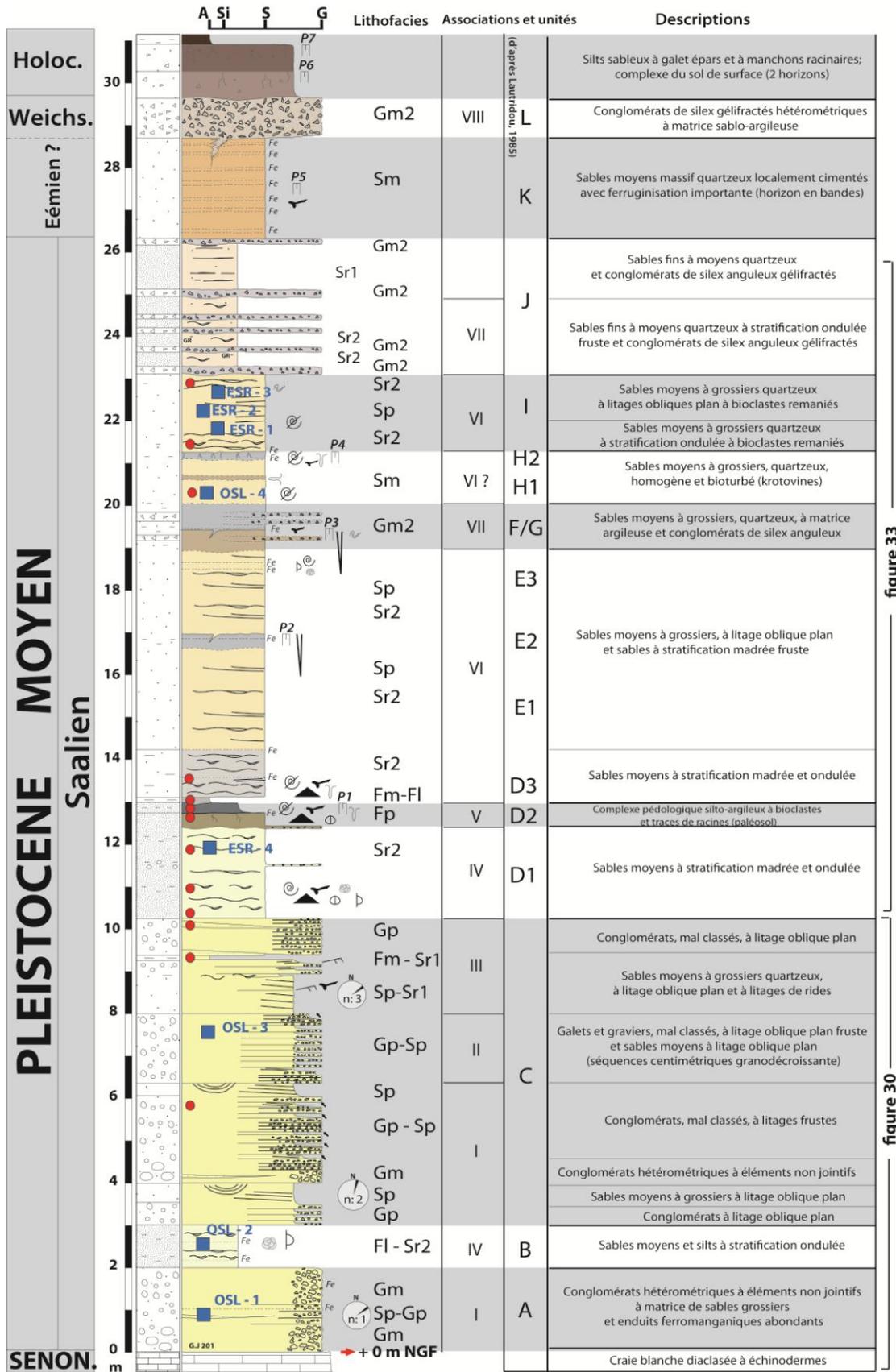


figure 33

figure 30

Figure III.28 Coupe sédimentaire verticale synthétique de Tourville-la-Rivière (2014). Unités lithologiques d'après Lautridou (1985) et associations de faciès sédimentaires. (légende ci-après)

structures sédimentaires

-  litage oblique plan
-  rides asymétriques
-  stratification madrée
-  stratification ondulée/lenticulaire

structures post-dépositionnelles

-  déformations
-  paléosol (P)
-  fente de gel
-  niveaux ferro-manganiques

surfaces limites

-  irrégulière
-  plane
-  érosive

fossiles/bioturbation/outils

-  faune (mammifères)
-  pollens
-  racines
-  malacofaune (☉: coquilles cassées)
-  ostracodes
-  foraminifères
-  bioturbation (pédotubules, krotovines)
-  industrie paléolithique

lithologie

-  argile
-  sable fin et silt
-  sable moyen à grossier
-  galets et graviers



direction de paléocourants
(n: mesure)



prélèvements sédimentaires (DRX)



prélèvements pour datations
ESR: Tissoux/Voinchet, OSL: Cliquet/Jamet

Figure III.28 Légende des structures sédimentaires et des lithologies de la coupe de Tourville-la-Rivière (2014).

• Gp (conglomérat non jointif et à litage oblique plan)

Le faciès Gp est caractérisé par des galets dont la pétrographie est identique à celle définie dans le faciès Gm (conglomérat massif à éléments non jointifs), emballés dans une matrice sableuse (Figure III.29, Annexe E : a, b, d et g). Le faciès Gp est organisé en lits centimétriques à métriques, subhorizontaux ou inclinés. Les structures sédimentaires physiques sont frustes, de type litage oblique. Ce faciès est décrit dans les unités A et C de la coupe de Tourville-la-Rivière. Ce faciès Gp correspond à un haut régime hydrodynamique unidirectionnel, avec une charge sédimentaire transportée moindre que dans le faciès Gm (flot de débris).

Les faciès sableux

- **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan)

Le faciès Sp est caractérisé par des sables quartzueux moyens à grossiers, de couleur jaune (Figure III.29, (Annexe E : a, b, f et g)). Il peut être associé à des granules et petits galets arrondis. Ce faciès a une épaisseur centimétrique à métrique, avec une surface inférieure érosive basale et une surface sommitale plane. Il surmonte souvent le faciès Gp (conglomérat non jointif et à litage oblique plan). Les structures sédimentaires physiques sont des litages obliques plans (dunes 2D) caractéristiques d'un écoulement hydrodynamique unidirectionnel modéré. La mesure des palécourants témoigne de changements rapides dans le sens des courants et des directions parfois dirigées vers la falaise (N130-150°). Ce faciès est trouvé dans les unités C et E1 de la coupe de Tourville-la-Rivière.

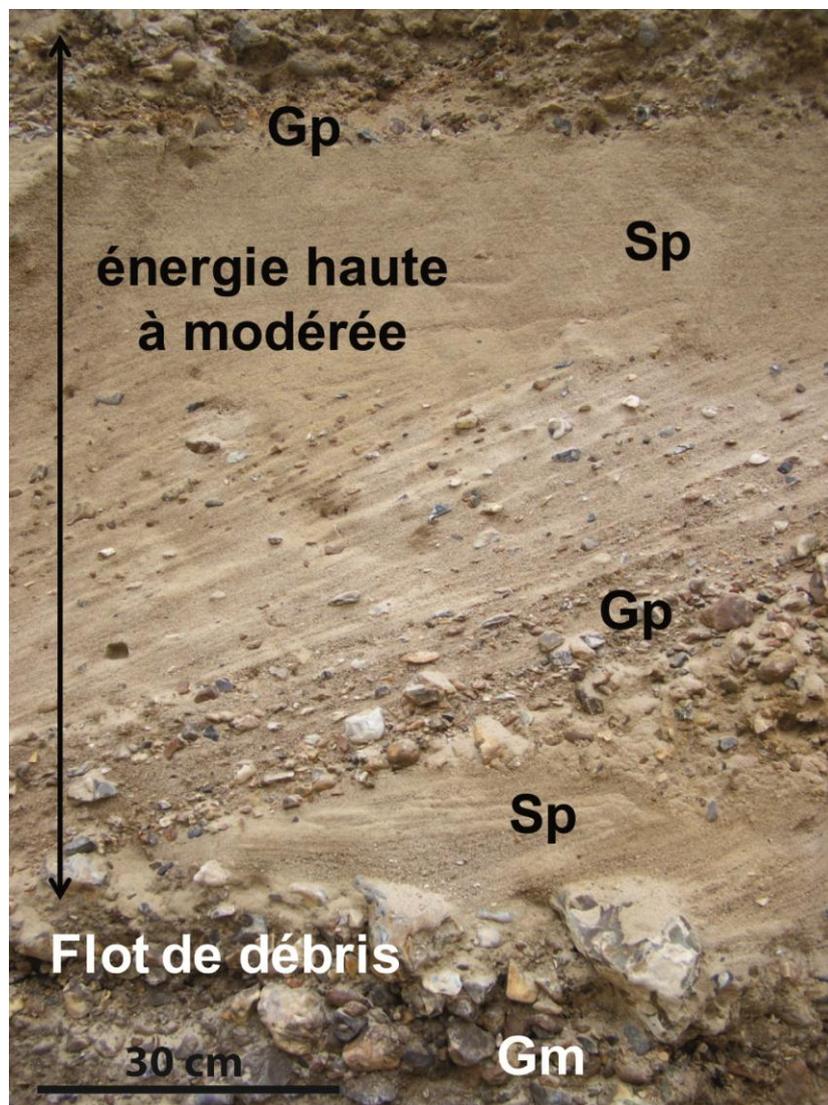


Figure III.29 Photographie des faciès sablo-graveleux de l'unité A de la coupe de Tourville-la-Rivière (photo : Cliquet, 2010). Gm : conglomérat massif à éléments non jointifs, Gp : conglomérat non jointif et à litage oblique plan, Sp : sable moyen à grossier à litage oblique plan

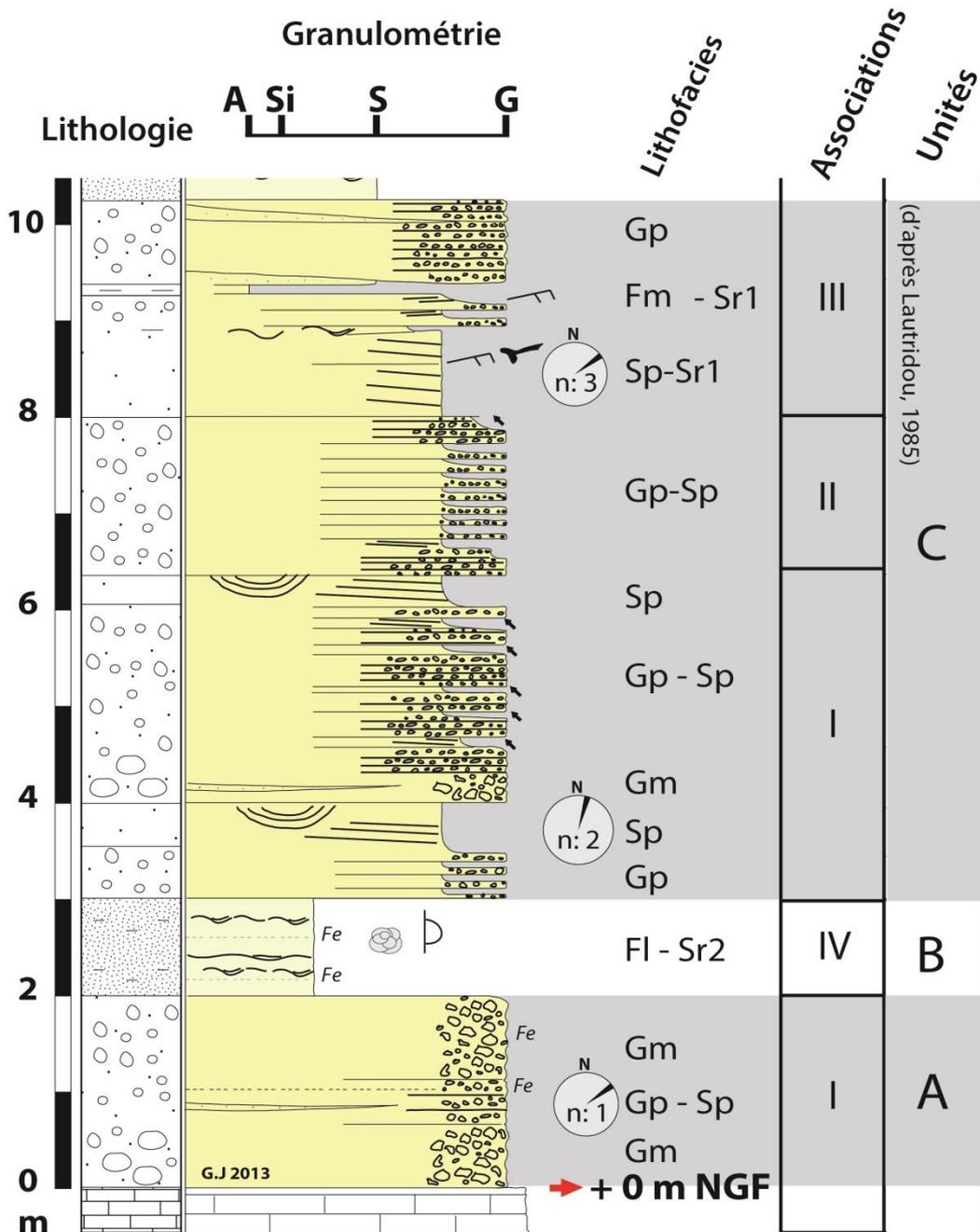


Figure III.30 Unité inférieure de la coupe de Tourville-la-Rivière (2012).

- Sr1 (sable moyen à grossier à litage de rides)

Le faciès Sr1 est un sable quartzueux moyen à grossier, bien classé et dépourvu de galets ou de graviers, présentant des rides asymétriques de courant (Annexe E : e et m). Ce faciès apparaît dans la continuité verticale du faciès Sp (sable moyen à grossier à litage oblique plan). Ce faciès Sr1 correspond à un écoulement hydrodynamique unidirectionnel faible. Il est décrit dans les unités C, D et G de la coupe de Tourville-la-Rivière.

- **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux)

Le faciès Sr2 est un sable quartzeux moyen, bien classé, dépourvu de galets ou de graviers, présentant des drapages argileux d'épaisseur millimétrique, continu ou lenticulaire (Figure III.31). Il correspond à des litages de type *flaser bedding* ou *wavy bedding* (Annexe E : h, i, j, k, u, v, w et z). Le faciès Sr2 décrit un courant unidirectionnel d'origine tidale. Il est trouvé dans les unités B, D, E et I de la coupe de Tourville-la-Rivière.



Figure III.31 Photographie du faciès Sr2 de l'unité D1 : sable quartzeux moyen à litage de rides et à drapages argileux (*flaser bedding*) (photo : Jamet, 2012)

- **Sm** (sable moyen massif)

Il s'agit de sables moyens, bien classés, homogènes, dépourvus de structure interne visible, et d'épaisseur centimétrique à métrique (Annexe E : s, t et ab). Au sommet de la coupe, ce faciès Sm devient secondairement grésifié et présente des structures pédogénétiques. La pédogenèse a détruit les structures sédimentaires primaires du faciès. Il est décrit dans les unités F et K de la coupe de Tourville-la-Rivière.

Les faciès fins silto-argileux à argileux

- **Fp** (sable fin argileux brun à gris avec traces de pédogenèse)

Le lithofaciès Fp représente un sable fin à matrice argileuse, affecté par des traces de bioturbation animale (pédotubules de vers) ou végétale (manchons racinaires) (Figure III.32). D'après Limondin-Lozouet (*in* Cliquet *et al.*, 2010), ce faciès possède une malacofaune abondante dont les tests carbonatés sont secondairement décarbonatés par la pédogenèse. Ce faciès présente un lit ferromanganique noirâtre (plinthite) induré, visible à l'échelle de toute la sablière (Annexe E : k, i et j). Il correspondrait à une fonte répétée de la couche active du permafrost provoquant la stagnation de l'eau et à l'oxydation du milieu (Coutard, *comm. orale*). Il est décrit dans l'unité D de la coupe de Tourville-la-Rivière. Ce lithofaciès Fp (sable fin argileux brun à gris avec traces de pédogenèse) surmonte le lithofaciès Sr2 (sable moyen à litage de rides et drapage argileux).

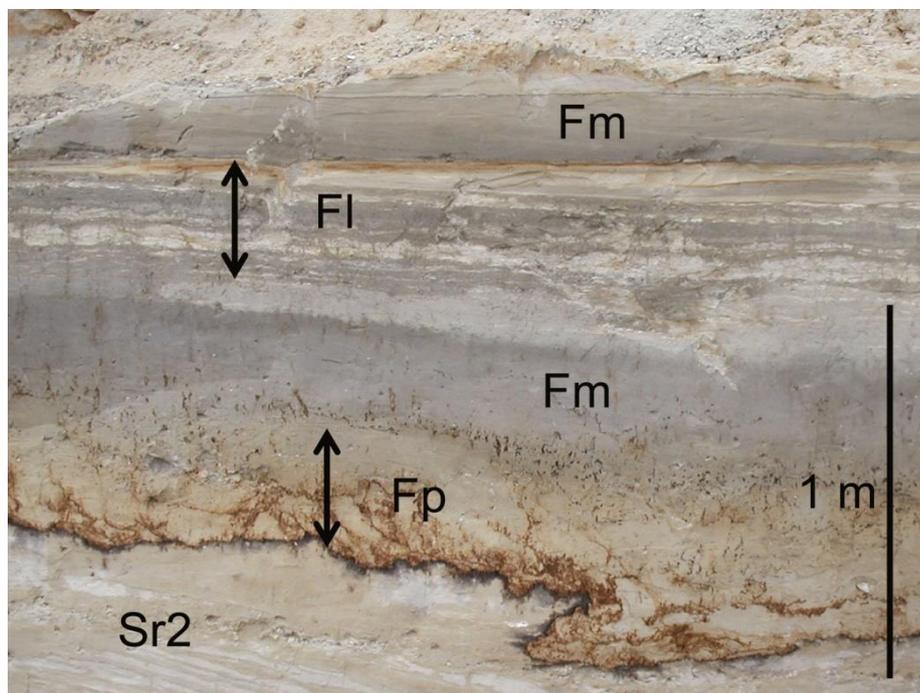


Figure III.32 Photographie des faciès fins silto-argileux des unités D1 à D3 (photo : Jamet, 2012)

- **FI** (sables fins, silts et argiles laminés et rares rides symétriques)

Ce faciès fin et laminé correspond à des argiles et silts grisâtres ; il est développé sur une épaisseur métrique, conservant la trace de quelques rides symétriques (Figure III.32, Annexe E : o, p et q).

- **Fm** (argile gris clair à gris foncé massive)

Ce faciès est une argile plastique gris clair développée sur une épaisseur de 30 centimètres (Figure III.32, Annexe E : j et i). Les surfaces basales et sommitales sont continues et horizontales, visibles sur plus de 200 m, dans la sablière. Il ne présente pas de structures sédimentaires et apparaît dans la continuité verticale du faciès Fp (sable fin argileux brun à gris avec traces de pédogenèse). Il résulte de la décantation d'un matériel fin. Il est décrit dans l'unité D de la coupe de Tourville-la-Rivière.

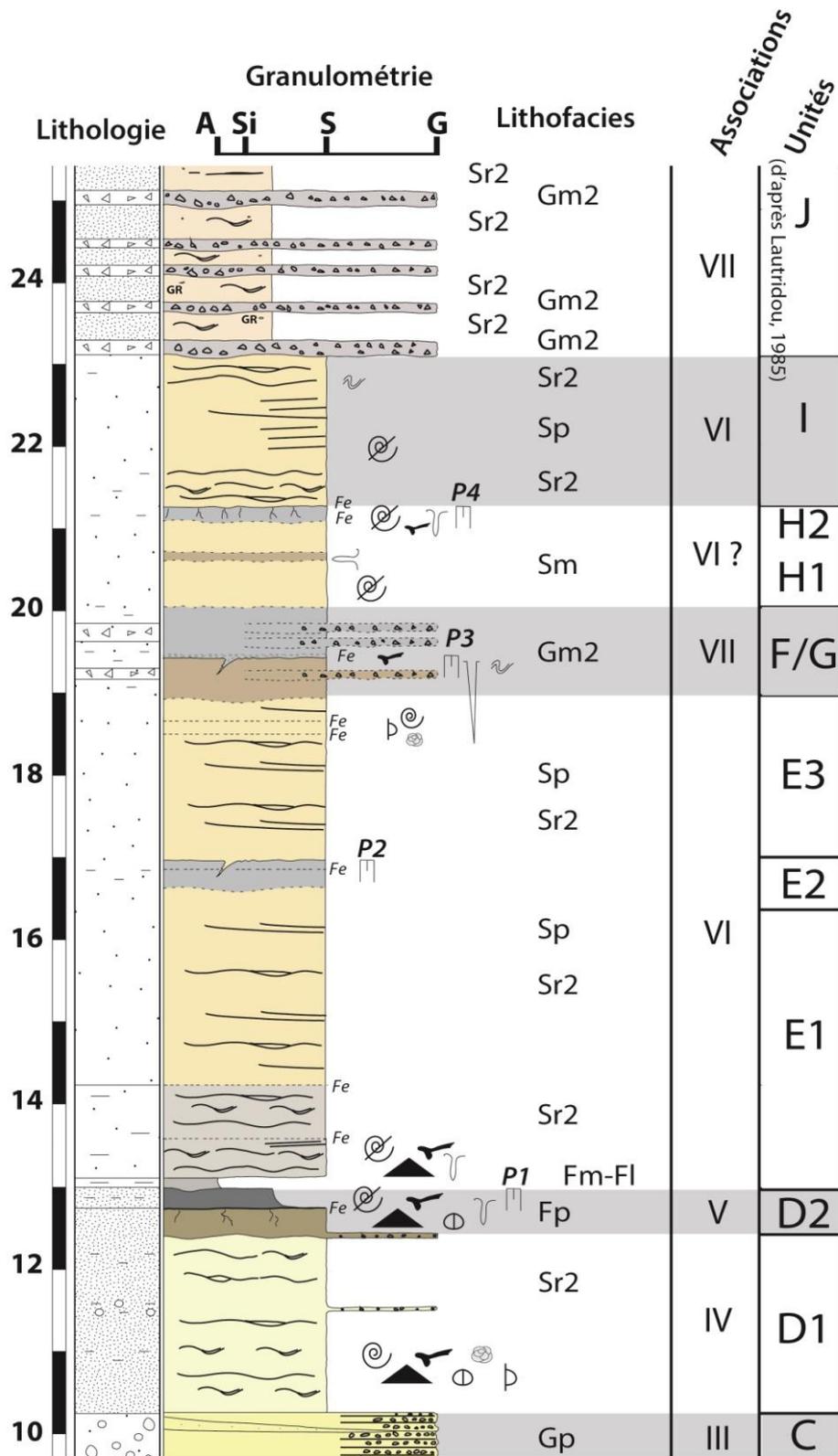


Figure III.33 Unité moyenne de la coupe de Tourville-la-Rivière (2013).

2.3.2.2. Associations des faciès sédimentaires fluviales

Les associations verticales et latérales des faciès sédimentaires complétées par l'interprétation sédimentologique de panoramas photographiques permettent de reconnaître plusieurs géométries sédimentaires distinguées par Miall (1985, 1996) (Figure 4) et de décrire plusieurs environnements fluviaux et fluvio-marins.

- **Association de faciès I** (flot de débris et barres fluviales sablo-graveleuses)

Cette association de faciès regroupe les faciès conglomératiques Gm (conglomérat massif à éléments non jointifs), Gp (conglomérat non jointif et à litage oblique plan) et Sp (sable moyen à grossier à litage oblique plan). Les galets, blocs et mégablocs sont non jointifs ou s'organisent selon des litages frustes (Gp). Cette association présente une épaisseur verticale de plusieurs mètres (3 m) et une grande extension latérale (200 m) (Figure III.34 et Figure III.35). Les surfaces limites inférieures sont planes.

Cette association de faciès est interprétée comme des lobes d'écoulement gravitaire (SG) de cônes alluviaux. Ces cônes de cailloutis évoluent verticalement vers des graviers (Gp) ou de sables graveleux à litage oblique plan (Sp : sable moyen à grossier à litage oblique plan) de barres fluviales sablo-graveleuses (GB/SB), dans un système fluvial en tresses proximal.

Cette association de faciès est décrite dans les unités A et C de la coupe de Tourville-la-Rivière.

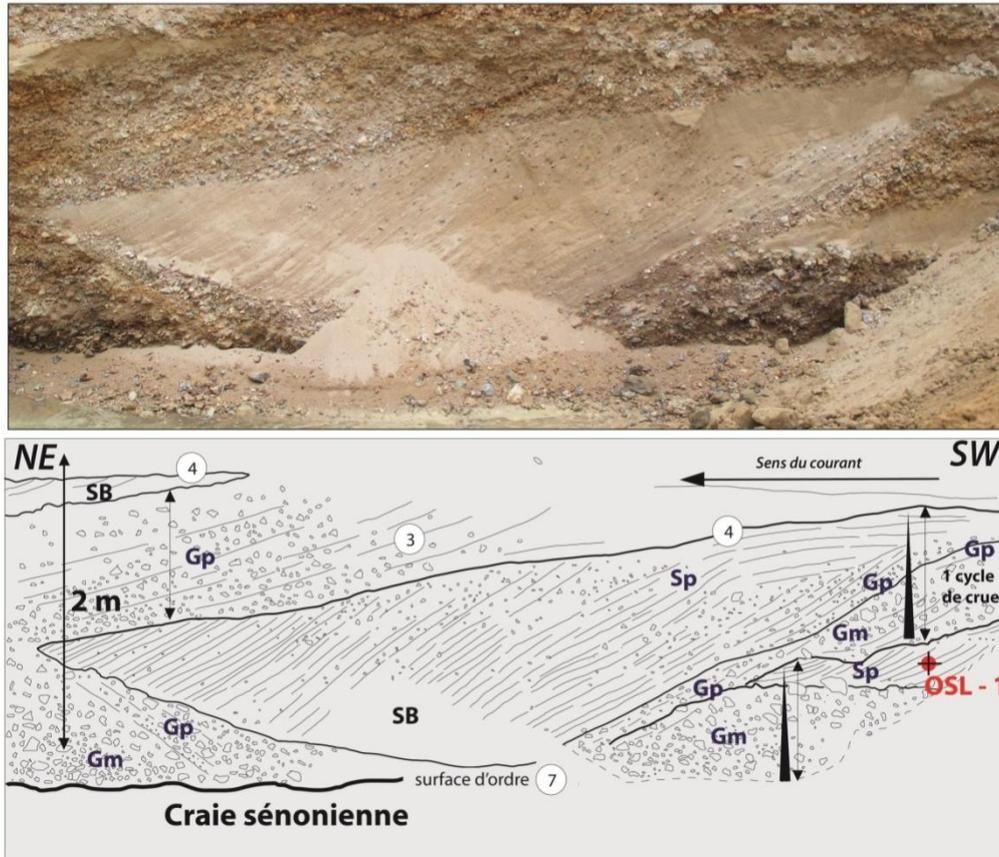


Figure III.34 Géométrie sédimentaire d'une barre sableuse dans l'association I (photo : Cliquet, 2010)

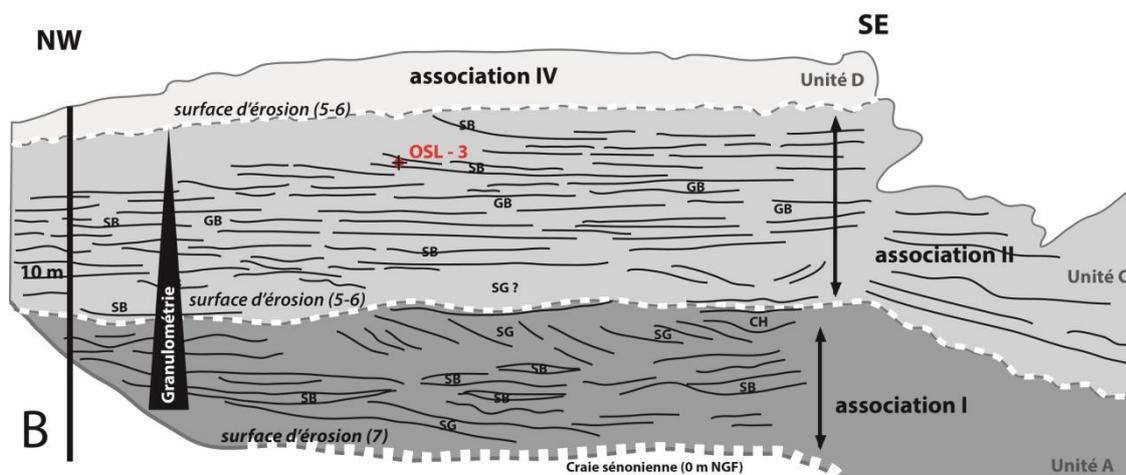


Figure III.35 Géométries sédimentaires des dépôts à la base de la terrasse de Tourville-la-Rivière. Associations de faciès I : flot de débris et barres fluviales sablo-graveleuses et de faciès II : barre fluviale sablo-graveleuse (photo : Cliquet, 2010)

- Association de faciès II (barre fluviale sablo-graveleuse)

Cette association de faciès est caractérisé par des faciès graveleux (Gp : conglomérat non jointif et à litage oblique plan) ou sableux (Sp : sable moyen à grossier à litage oblique plan) organisés en séquences granodécroissantes d'échelle décimétrique. Cette association présente une géométrie en nappes horizontales de grande extension latérale (au moins 200 m) et d'épaisseur verticale plurimétrique (4 à 5 m) (Figure III.36). Leurs surfaces d'érosion sont subhorizontales et bien marquées.

Cette association de faciès graveleux et sableux à litage oblique plan décrit la formation de barres sablo-graveleuses longitudinales, sous un écoulement hydrodynamique unidirectionnel, dans un système fluvial en tresses à chenaux peu confinés. Le modèle de Miall (1996) le plus proche est le type Scott caractérisant un système fluvial en tresses, peu sinueux, à chenaux peu confinés et à barres sablo-graveleuses tabulaires. Dans ce modèle, les faciès de coulées de débris (Gm : conglomérat massif à éléments non jointifs) deviennent plus rares.

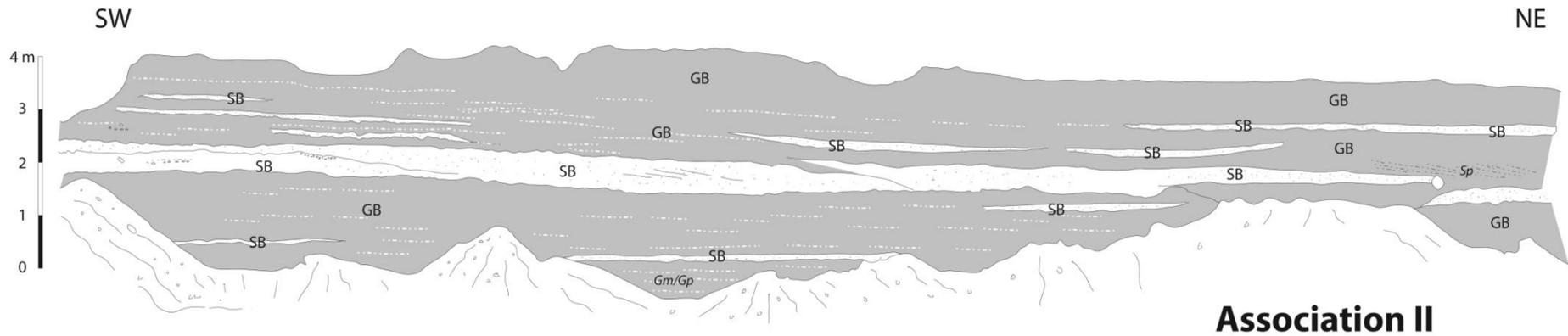


Figure III.36 Géométrie des dépôts de l'association II (photo : Jamet, 2012)

- **Association de faciès III** (barre sableuse fluviatile et accrétion latérale)

Cette association regroupe les faciès élémentaires Gp (conglomérat non jointif et à litage oblique plan) peu développé, Sp (sable moyen à grossier à litage oblique plan), Sr1 (sable moyen à grossier à litage de rides) et Fm (argile gris clair à gris foncé massive). Elle décrit une succession plurimétrique de séquences granodécroissantes d'échelle métrique de graviers et de sables à litage oblique plan, dont certaines se terminent par des sables à rides de courant. Leur extension latérale est importante (au moins 150 m) (Figure III.37). La surface inférieure des séquences est érosive. Les faciès les plus fins (Fm) d'épaisseur centimétrique restent rares et d'extension latérale très limitée.

Cette association de faciès essentiellement sableux à litage oblique plan décrit la formation de barres sableuses (SB), sous un écoulement hydrodynamique unidirectionnel. Elle est plus distale que l'association de faciès II (barres fluviatiles sablo-graveleuses). L'interprétation du panorama photographique orienté SW-NE indique la présence de barres sablo-graveleuse d'accrétion latérale, avec le comblement d'un chenal. Elle décrit un système fluviatile intermédiaire entre le modèle d'un fleuve en tresses à chenaux confinés (type Donjek de Miall, 1996) et un fleuve divagant ((*gravel wandering fluvial system*) décrit au Canada (Church, 1983). Cette association de faciès est décrite au sommet de l'unité C de la coupe de Tourville-la-Rivière.

2.3.2.3. Associations des faciès sédimentaires estuariens

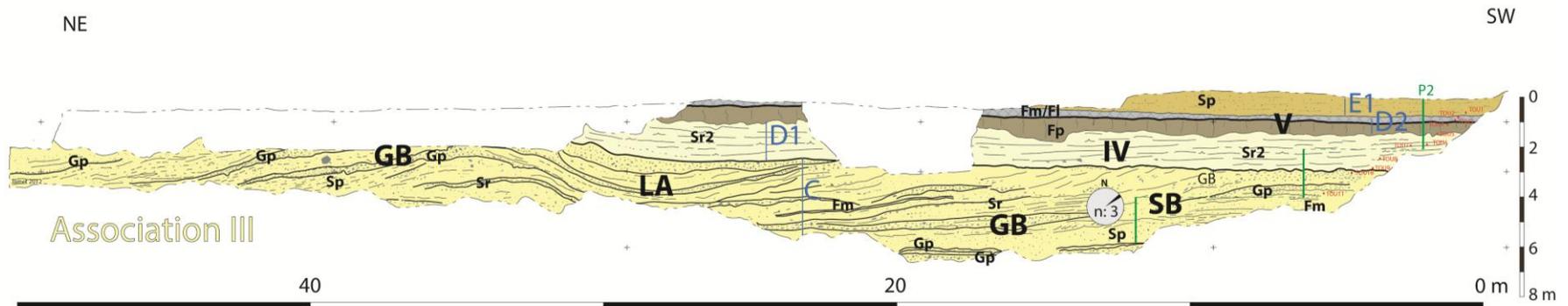
Les associations verticales de plusieurs faciès sédimentaires permettent de décrire plusieurs environnements estuariens (Figure III.38).

- **Association de faciès IV** (sommet de barre tidale)

Cette association est caractérisée par un faciès Sr2 (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux) prédominant, avec localement un niveau conglomératique d'épaisseur décimétrique (10 cm). Cette association se développe sur 2 à 3 m d'épaisseur et présente une extension latérale importante (visible sur environ 200 mètres). Ce dépôt sableux homogène caractérise un environnement d'estran sableux ou de sommet de barres tidales. Il est décrit dans les unités B et D1 de la coupe de Tourville-la-Rivière.

- **Association de faciès V** (estran vaseux avec pédogenèse)

Cette association exprimée sur 1 à 2 m d'épaisseur présente une grande extension latérale (300 m) dans la sablière. Elle se caractérise par un faciès Fp (sable fin argileux brun à gris avec traces de pédogenèse) prédominant, surmonté par un faciès Fm (argile gris clair à gris foncé massive) plus fin. Cette association enregistre un paléosol brun à gris continu à l'échelle de la sablière ; il peut être localement déformé par des mégablocs (Cliquet, *comm. person.*) interprétés comme des radeaux de glace larguant des blocs (influences glaciales). Cette association caractérise un environnement fin, sablo-argileux, de décantation, envahi par la végétation, de type schorre ou estran vaseux qui reçoit épisodiquement des blocs échoués, lors de la fonte de glace. La présence des lits ferro-manganiques expliquée par la stagnation superficielle des eaux confirmerait cette hypothèse. Elle est décrite dans les unités D2 et D3 de la coupe de Tourville-la-Rivière.



- C** : Unités sédimentaires (d'après Lautridou, 1985)
- P2** : Coupe sédimentologique verticale
- TOUS** : Prélèvements (argiles, minéraux lourds)
- Gp** : Lithofaciès (d'après Miall, 1996)
- : galets et graviers
- : Sables fins à grossiers
- : Surface d'érosion majeure
- : Surface d'érosion mineure
- : Données non accessibles (remblai, colluvions,...)

Figure III.37 Panorama de la coupe NE-SW de la sablière de Tourville-la-Rivière à la transition entre l'association fluviatile III et l'association estuarienne IV (photo : Jamet, 2012)

- **Association de faciès VI** (barre sableuse tidale)

Cette association est caractérisée par le faciès Sp (sable moyen à grossier à litage oblique plan) surmonté par le faciès Sr2 (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux). L'épaisseur moyenne de cette association est entre 1 et 1,5 mètre. Ce dépôt sableux à litage oblique évoluant vers un litage de rides de courant définit la construction d'une barre sableuse tidale. Cette association est présente dans l'unité E et I de la coupe de Tourville-la-Rivière.

- **Association de faciès VII** (estran sableux tidal avec apports de versant)

Cette association se caractérise par la succession d'au moins 6 intervalles d'échelle décimétrique avec à la base des lits conglomératiques (10 à 20 cm) de granules de craie et surtout de silex bleuâtres, pugilaires, anguleux, hétérométriques et sans structure sédimentaire visible (faciès Gm2 : conglomérat massif à éléments de silex non jointifs), recouverts par un faciès sableux prédominant Sr2 (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux). Les surfaces basales des conglomérats sont érosives et irrégulières.

Les différents intervalles conglomératiques se suivent latéralement sur au moins 50 m, dans la sablière. Les silex géoliffractés et granules de craie proviennent d'apports gravitaires du versant crayeux déposé sur l'estran sableux décrit par l'association de faciès IV (sommet de barre tidale à estran tidal). Cette association décrit l'unité J de la coupe de Tourville-la-Rivière.

- **Association de faciès VIII** (head et complexe de sols)

Cette association de faciès correspond aux faciès sableux Sm (sable moyen massif), conglomératiques Gm 2 (conglomérat massif à éléments de silex non jointifs) et silteux P (paléosol). Les galets et graviers du faciès Gm2 sont des silex bleuâtres, subanguleux, prédominants, associés à des graviers de craie, dans une matrice de sables moyens à grossiers mélangés à de l'argile. Cette association présente une épaisseur verticale métrique et une grande extension latérale (200 m). La surface limite inférieure est irrégulière. Cette association de faciès est liée à la mise en place de plusieurs épisodes de pédogenèse (illuviation) avec redistribution de fer (horizons en bandes) puis de coulées gravitaires de matériel local (type *head*) au sommet. Cette association décrit l'unité K, L et le sol de surface de la coupe de Tourville-la-Rivière.

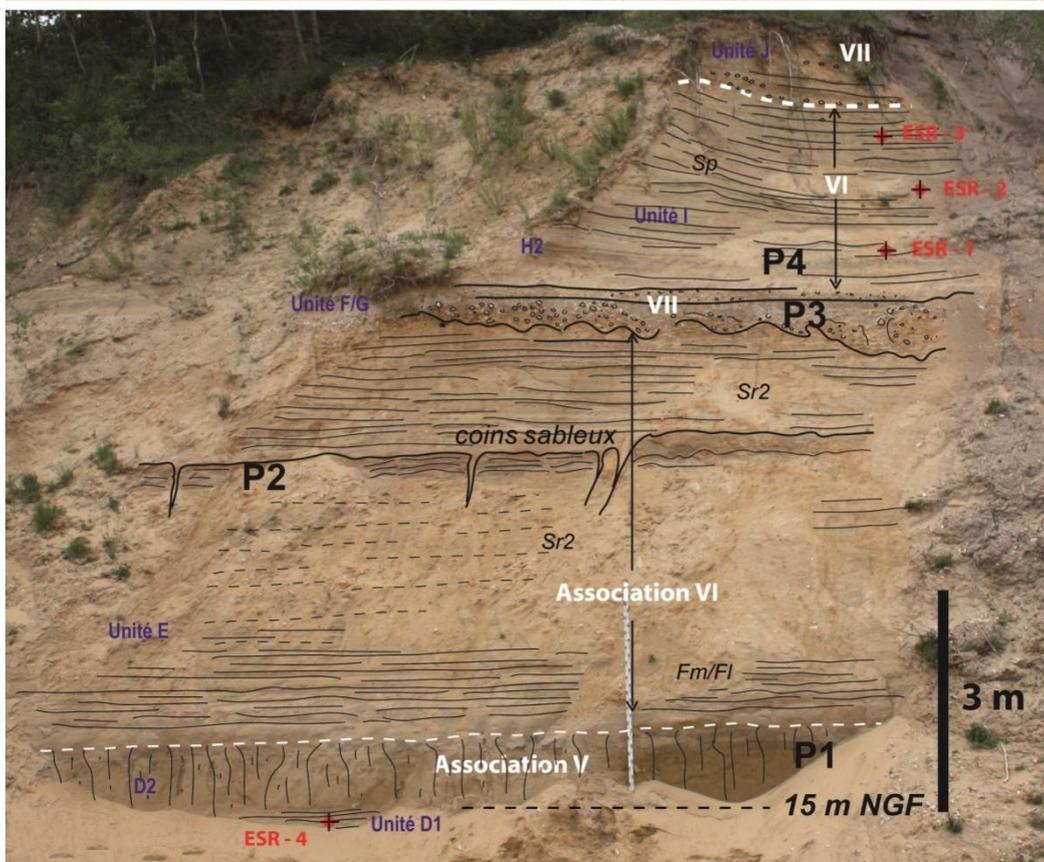


Figure III.38 Unité moyenne de Tourville-la-Rivière (photo: Jamet, 2014). P1 à 4 : paléosols, association V : estran vaseux avec pédogenèse, association VI : barre sableuse tidale et association VII : estran sableux tidal avec apports de versant ; Unités lithologiques d'après Lautridou (1985).

2.3.3. Évolution des environnements sédimentaires dans la terrasse fluviatile de Tourville-la Rivière

2.3.3.1. Synthèse de l'évolution sédimentaire

L'examen des lithofaciès et des géométries sédimentaires de Tourville-la-Rivière permet de reconstituer la dynamique de dépôts et leur évolution sédimentaire durant le Saalien et Weichsélien. Les Figure III.39 et Figure III.40 résument le modèle d'évolution des dépôts fluviatiles du méandre d'Elbeuf (aval).

(1) Seine graveleuse en tresses et à écoulements gravitaires

La partie inférieure de la succession sédimentaire (unités A et B) est interprétée d'après des panoramas (Cliquet, 2010, *comm. pers.*). Au dessus d'une surface d'érosion majeure d'ordre 7 (Miall, 1996) tronquant la craie sénonienne, un premier ensemble alluvial graveleux (2 m) est reconnu, caractérisé par des faciès grossiers (Gm, Gp) de silex) probables à des silex. Les associations de faciès SG (flot de débris) et BG (barres graveleuses) observés correspondent à l'association I (flot de débris et barre fluviatile graveleuse). Les apports deviennent plus sableux au sommet avec la formation de barres sableuses (BS) de 2 à 3 m de long et de 50 cm d'épaisseur. L'ensemble sédimentaire est interprété comme un système fluviatile en tresses proximal avec une charge graveleuse. Ce dispositif est tronqué par une surface d'érosion irrégulière mais continue (ordre 5 ou 7 de Miall, 1996) associée sans doute à une lacune sédimentaire.

(2) Seine estuarienne en position interne

Les dépôts fluviatiles grossiers sont ensuite recouverts par un intervalle argileux à silteux, laminé, d'un à deux mètres d'épaisseur, suivi en continu sur plus de 100 m de long (d'après Cliquet, *comm. pers.*). En comparaison avec le dispositif sous-jacent, l'hydrodynamisme est plus faible permettant la décantation des fines et la formation de rides de courant. Les faciès silto-argileux laminés sont interprétés comme des dépôts tidaux d'un environnement d'estuaire interne. Cet ensemble correspond à un équivalent argileux de l'association IV (sommet de barre tidale à estran tidal).

Le reste de la succession verticale (unités B à L) de la coupe de Tourville-la-Rivière a été décrite sur le front de taille (2011-2013).

(3) Seine en tresses à écoulements gravitaires et à barres graveleuses

Une surface d'érosion majeure tronque le sommet de l'unité B ou A, sur lequel des dépôts fluviatiles grossiers (unité C) se sont mis en place. L'unité C correspond d'abord à la superposition de plusieurs coulées de débris SG (association de type I, épaisseur : 3 m) évoluant verticalement vers des barres fluviatiles sablo-graveleuses BG/SB tabulaires (association de faciès II). Deux origines sont proposées pour les coulées de débris, une source latérale provenant de l'érosion du profil de la falaise crayeuse (craie et altérites) et une source provenant de l'amont du système fluviatile (cours moyen).

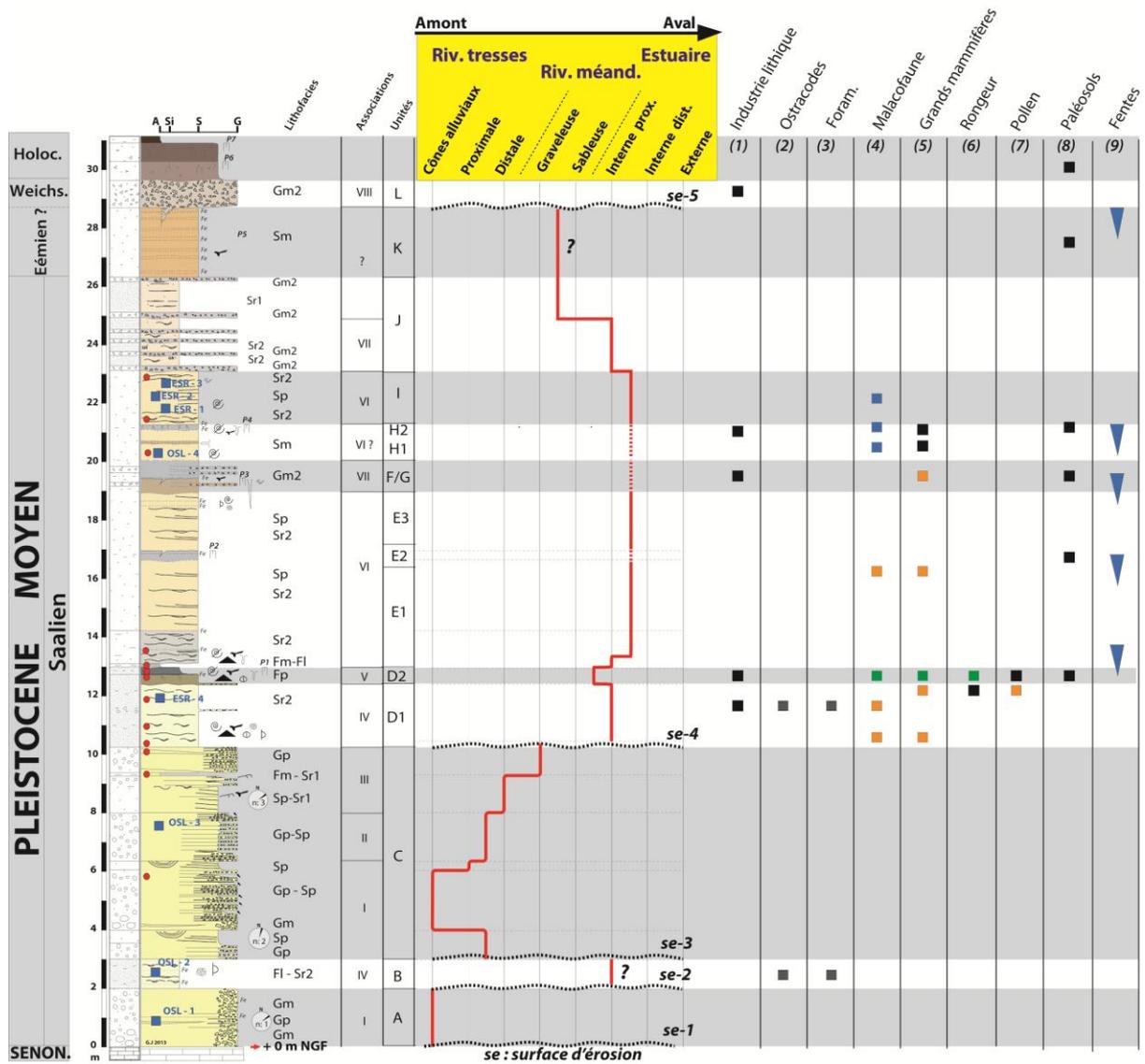


Figure III.39 Coupe synthétique et évolution sédimentaire de la terrasse de Tourville-la-Rivière, au Pléistocène moyen avec synthèse des marqueurs anthropiques, climatiques et environnementaux (orange : tempéré, bleu : froid périglaciaire, vert : boréal).

Cette évolution décrit un système fluviatile en tresses proximal, transportant une charge grossière de silex et de grès tertiaires, d'abord sous une dynamique gravitaire, puis à fort écoulement hydrodynamique.

(4) Seine sinueuse à barres sablo-graveleuses divagantes

Au sommet de l'unité C, le système fluviatile évolue progressivement vers un système de chenaux plus sinueux (association III : accrétion latérale LA et îlots végétalisés FF), avec la migration de barres sablo-graveleuses (GB/SB) devenant des barres fluviatiles sableuses (SB), mais sans changement de la composition pétrographique de la charge transportée.

Ce système fluviatile graveleux et divagant est intermédiaire entre un système en tresses et un système fluviatile méandriforme. Les macroformes sédimentaires les plus développées sont les barres d'accrétion latérale, proche des barres d'accrétion latérale de chenaux méandriformes (*point bar*). La principale différence avec un système méandriforme correspond à la prédominance des faciès grossiers (Gp). Le faciès graveleux Gh (conglomérat à litage horizontal), qui caractérise les modèles fluviatiles méandriformes (*Gravel meandering* et *Gravel-sand meandering* de Miall, 1996), n'a pas été observé. Les faciès silto-argileux (Fm) au sommet des barres sableuses indiquent des émergences temporaires où la végétation (FF) a pu se développer.

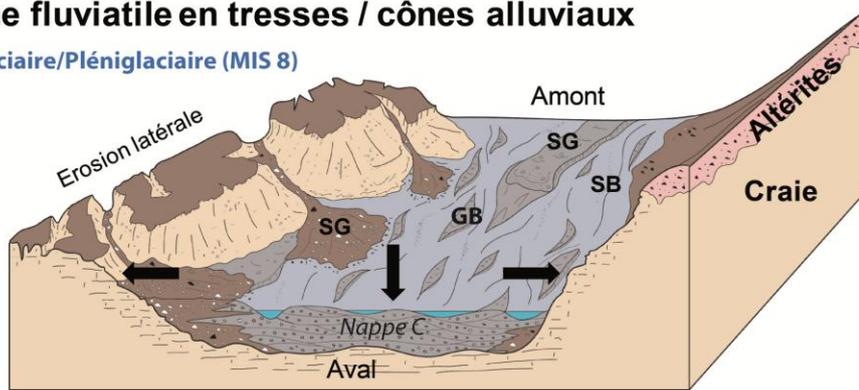
(5) Seine estuarienne interne avec développement d'un estran sablo-vaseux

La limite entre les unités C et D est marquée par un brutal changement granulométrique. Elle enregistre le passage d'un système fluviatile de haute énergie à un environnement estuarien interne. Cette surface est reconnue dans toute la sablière. Elle correspond à une surface d'érosion chenalisante (environ 300 m de longueur sur 3 m de hauteur) correspondant à une surface de transgression avec ennoisement du système fluviatile initial.

Les apports sédimentaires deviennent ensuite plus sableux (unités D à J), entrecoupés par des intervalles plus fins. Les faciès sableux présentent des litages de rides de courant avec des drapages argileux définissant un estran sableux ou un sommet de barre tidale d'un estuaire interne. L'estran sableux recouvert par des dépôts plus fins émerge temporairement, présentant des traces de pédogenèse P (unité D2). Une barre sableuse tidale recouvre ensuite cet épisode (unité E1). La construction de barres sableuses tidales (sous unité E1, E3 et I) témoigne d'influence estuarienne dans le méandre. Toutefois, un minimum de trois épisodes d'émergence temporaire est identifié par des traces de pédogenèse (E2, F/G et H2).

Système fluvial en tresses / cônes alluviaux

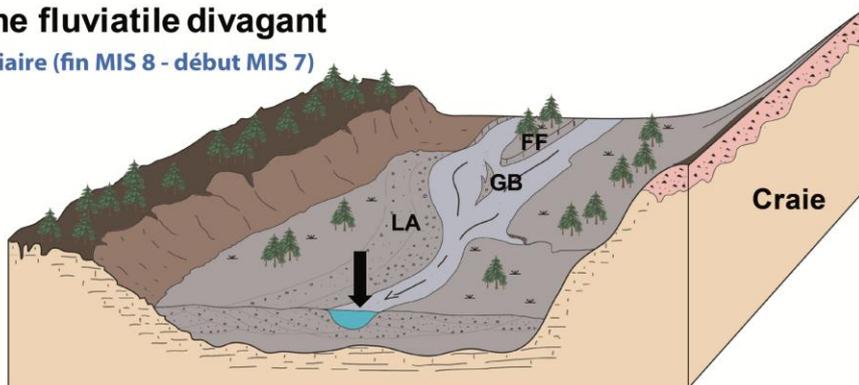
Début-glaciaire/Pléniglaciaire (MIS 8)



3

Système fluvial divagant

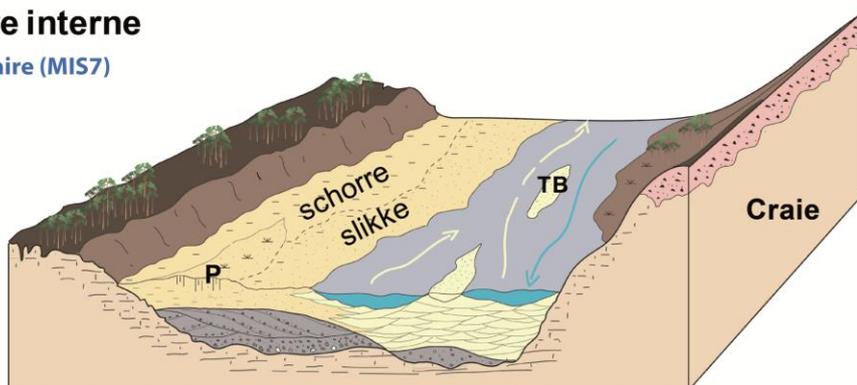
Tardiglaciaire (fin MIS 8 - début MIS 7)



4

Estuaire interne

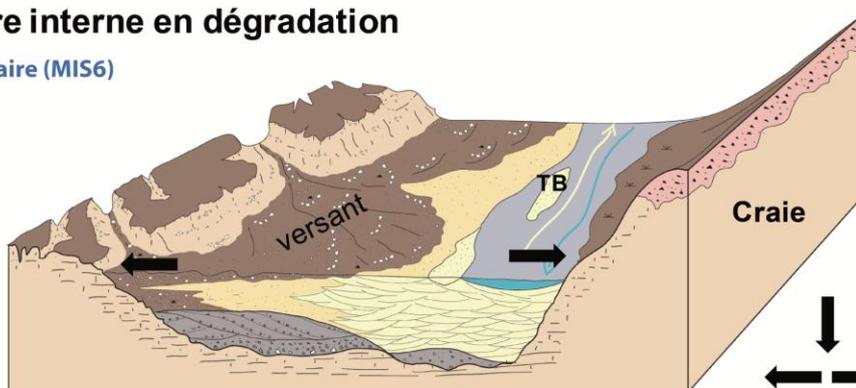
Interglaciaire (MIS7)



5

Estuaire interne en dégradation

Pléniglaciaire (MIS6)



6

Figure III.40 Blocs diagrammes de l'évolution de la Seine saalienne à Tourville-la-Rivière (étapes 3 à 6).
 (P : paléosol, TB : barre tidale, LA : accrétion latérale, GB : barre graveleuse et FF : îlot végétalisé)

(6) Estran sableux avec dépôts de versant

À partir des unités F et G, la migration des barres sableuses remanie d'abord quelques géli fractes de silex issus d'apports gravitaires latéraux et déposés sans doute dans de petits chenaux (unité F). Ces dépôts de pente deviennent de plus en plus fréquents et se déposent sur des estrans sableux tidaux (unité I). Il y a coexistence de deux dynamiques sédimentaires, l'une d'origine tidale déposant des sables à litage de rides et l'autre gravitaire, remaniant des altérites de versants crayeux redéposées au fond de la vallée. Les indices d'une péjoration climatique sont confirmés par au moins six bancs de graviers et galets de silex subanguleux provenant de la falaise (unité J). À partir de l'unité K et L, le dispositif se déconnecte de la dynamique fluvio-estuarienne avec la mise en place de processus de lessivage pédogénétique, associés à la grésification des sables, puis d'apports de type *head* (unité L).

2.3.3.3. Les indicateurs biologiques

Les faunes (Figure III.39) récoltées enregistrent un réchauffement climatique entre l'unité C (stade isotopique MIS 8) à faune mammalienne de contexte froid (mammouth, cheval de Mosbach, loup, rennes) (Descombes, 1980, 1983 ; Auguste *et al.*, 2003) et la base de l'unité D (D1), avec une faune mammalienne de type interglaciaire continental (cerf, mégacéros, aurochs, cheval de Mosbach) et une microfaune estuarienne indiquant un environnement de forêt boréale à steppique (Auguste *et al.*, 2003).

Les foraminifères benthiques et les ostracodes trouvés dans le niveau D1 caractérisent un milieu d'eau douce ou très peu saumâtre (Lefèbre *in* Cliquet *et al.*, 2010a). Les sous-unités D2 et D3 présentent des dépôts plus fins, de couleur gris foncé, avec des structures de pédogenèse. La faune mammalienne trouvée dans la sous-unité D2 est plus froide que celle décrite à la base de la sous-unité D1 et caractériserait le passage entre la fin d'un interglaciaire et le début de période froide de la fin du complexe Saalien (MIS 6) (Auguste *et al.*, 2003).

L'association des faunes mammaliennes trouvées dans le sol gris limoneux (sous-unité D3) présente une tendance froide encore plus accentuée. Malgré cette détérioration climatique enregistrée par les faunes de mammifères, il n'existe pas de changement important dans les environnements qui demeurent sous influences estuariennes.

2.3.3.4. Interprétation séquentielle des dépôts de la terrasse de Tourville

La discussion de l'influence des variations du niveau marin de la mer de la Manche sur le domaine continental de la Seine est ancienne. Lautridou *et al.* (1984) ont tenté de paralléliser les terrasses fluviales du domaine amont (région de Mantes), sous influences climatiques et les terrasses fluviales de la Seine normande (Elbeuf-le Havre) influencés par des variations climato-eustatiques. Les auteurs suggèrent la présence d'une rupture de pente (*knickpoint*) à proximité des Andelys dont la position a migré au cours du Quaternaire. Sur même profil d'équilibre, ils séparent un domaine fluvial aval avec de nombreuses lacunes sédimentaires et sous influences estuariennes et un domaine fluvial amont avec peu de lacunes sédimentaires et organisé en séquences cycliques (Lécolle, 1989).

Il n'existe pas d'interprétation séquentielle appliquée aux terrasses de la Seine aval. Dans la coupe de Tourville-la-Rivière, les variations du niveau de base sont établies à partir des fluctuations des environnements sédimentaires. Sur un profil théorique de la Seine quaternaire, la migration des faciès illustre les changements du niveau de base (Figure III.41). Ce niveau de base est une surface théorique variable, associée à un flux sédimentaire détritique allant d'un pôle d'érosion (amont), vers un pôle de dépôt (aval) qui est représenté dans cet exemple par la baie de Seine.

La description des faciès et des associations de faciès dans la série du Pléistocène moyen de Tourville-la-Rivière a permis de reconnaître plusieurs environnements sédimentaires distincts pour la Seine :

- (1) Seine graveleuse en tresses et à écoulements gravitaires ;
- (2) Seine estuarienne en position interne ;
- (3) Seine en tresses à écoulements gravitaires et à barres graveleuses ;
- (4) Seine sinueuse à barres sablo-graveleuses divagantes ;
- (5) Seine estuarienne interne avec développement d'un estran sablo-vaseux ;
- (6) Estran sableux avec dépôts de versant.

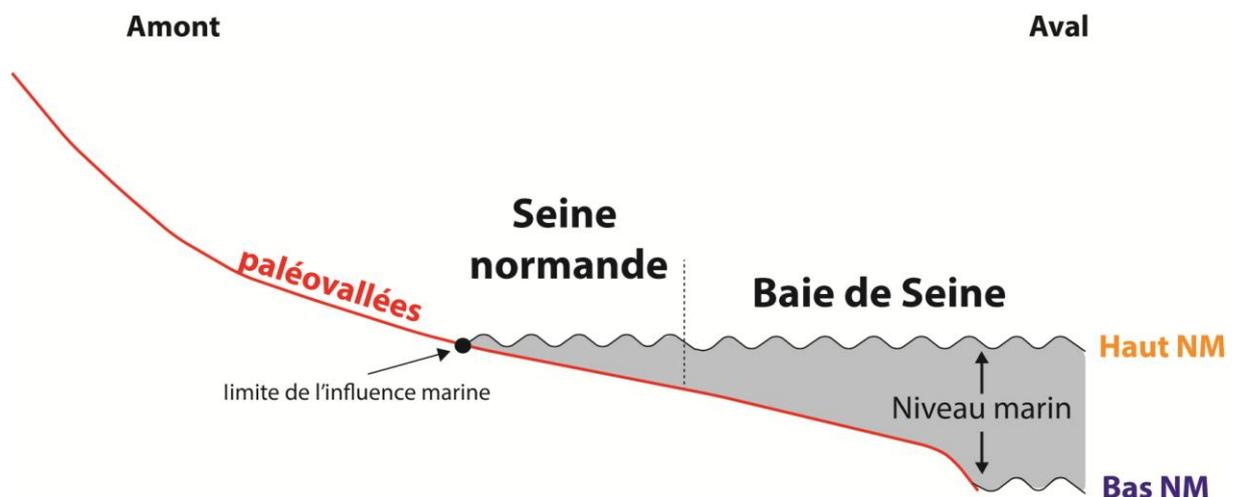


Figure III.41 Profil théorique de la Seine normande quaternaire sous l'influence du glacio-eustatisme

• Étape 1

L'évolution verticale des environnements sédimentaires proximaux d'une Seine fluviale en tresses (1) vers une Seine à influences estuariennes (2) caractérise une remontée du niveau de base et une augmentation de l'accommodation (rétrogradation). Les faciès estuariens migrent vers l'amont du profil. Cette évolution sédimentaire est cependant limitée par une surface d'érosion majeure (contact des unités B-C) interprétée comme la réponse à une dégradation climatique à la fin de la première moitié du complexe saalien (stade isotopique MIS 9).

• Étape 2

La présence de dépôts fluviaux plus proximaux en tresses (3) sur la surface d'érosion, marque la progradation des faciès fluviaux vers l'aval (baie de Seine), lors d'une baisse du niveau de base.

Ensuite, l'évolution sédimentaire caractérise le début d'une remontée du niveau de base et la rétrogradation des faciès fluviaux vers l'amont, avec la mise en place d'un système fluvial plus distal, divagant (4). Une nouvelle surface d'érosion majeure termine cette étape avec un arrêt temporaire de sédimentation.

- Étape 3

La mise en place d'un milieu estuarien interne (5) puis d'un estran vaseux avec paléosol (D2) et sableux (E-J) correspond à l'apogée des influences estuariennes, lors d'une rapide remontée du niveau de base. Aucune surface d'érosion majeure n'a été observée. Cette augmentation de l'accommodation (rétrogradation) explique les importants apports sableux de la terrasse de Tourville-la-Rivière.

- Étape 4

La dernière étape enregistrée à Tourville-la-Rivière, caractérise l'émersion progressive du site recevant des apports de versants de plus en plus nombreux. Une probable chute du niveau de base intervient mais n'est pas enregistrée par des faciès fluviaux grossiers.

2.4. Étude sédimentaire du méandre d'Elbeuf amont

2.4.1. Les coupes de référence de la terrasse de Saint-Pierre-les-Elbeuf

La terrasse fluviatile de Saint-Pierre-les-Elbeuf-Martot (Lautridou, 1985) affleure à l'est d'Elbeuf, depuis la confluence de la Seine avec l'Oison jusqu'à Pont-l'Arche (Figure III.42). Sa largeur est estimée à 1,5 km par Lefévre *et al.* (1986) qui l'ont observée en continu sur un même palier d'érosion de la craie sénonienne à 30 m NGF.

La stratigraphie de la nappe alluviale a été étudiée en deux points, à la briqueterie de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (propriété Gapenne Michel, société IFRACHEM) avec la coupe célèbre pour sa séquence loessique du Pléistocène moyen et supérieur (Figure III.43) et à son prolongement oriental, dans des gravières et sablières en cours d'exploitation (Les Fiefs Mancels : sociétés SPS, STREF).

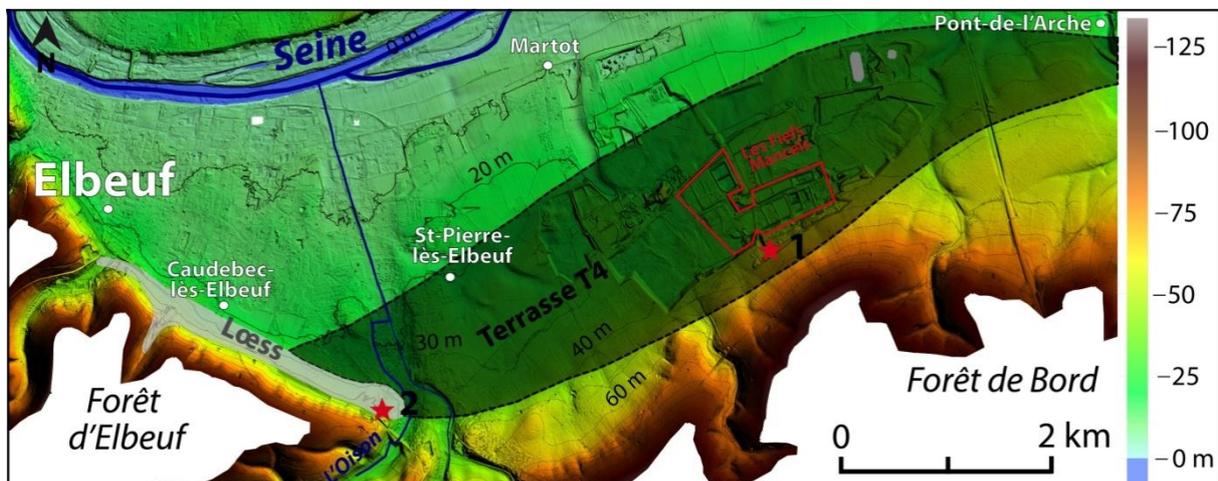


Figure III.42 Carte de localisation des sites étudiés dans le méandre d'Elbeuf, avec cartographie de la terrasse T4 (Lefévre *et al.*, 1986). Fond topographique d'après les données Lidar du GIP-SeineAval, étoile 1 : localisation du bord externe de T4 et localisation de la nouvelle coupe sédimentaire levée dans la sablière des Fiefs Mancels ; étoile 2 : localisation de la coupe de Saint-Pierre-lès-Elbeuf.

À Saint-Pierre-lès-Elbeuf, la stratigraphie de la terrasse est décrite par Lautridou (1974, 1985) qui a observé une nappe alluviale grossière de cinq mètres d'épaisseur, avec silex géolifracés sommitaux, recouverte par la succession de quatre épisodes de loess intercalés avec quatre paléosols de rang interglaciaire (Elbeuf I à IV). Depuis les années 1950, la « séquence séquanienne loessique » de Saint-Pierre-lès-Elbeuf fait l'objet de nombreuses études pluridisciplinaires concernant l'abondante faune pléistocène et le mobilier archéologique. Tous ces acquis ont permis à Lautridou (1985) de discuter de la relation chronostratigraphique entre les loess et les nappes alluviales périglaciaires de la Seine. Lautridou (1985) propose que la base de la coupe, avec le paléosol « Elbeuf IV » surmonté des « sables blancs » et d'un tuf calcaire, correspond à l'interglaciaire holsteinien.

Une révision du site (2004-2005) dans le cadre du programme PCR « Les premiers hommes en Normandie », a complété le cadre chronostratigraphique de la coupe avec de nouvelles datations IRSL (Cliquet *et al.*, 2010b). L'âge du premier paléosol (Elbeuf IV) recouvrant la nappe alluviale est daté de 475 ka \pm 38 ka BP, équivalent au stade isotopique 11.

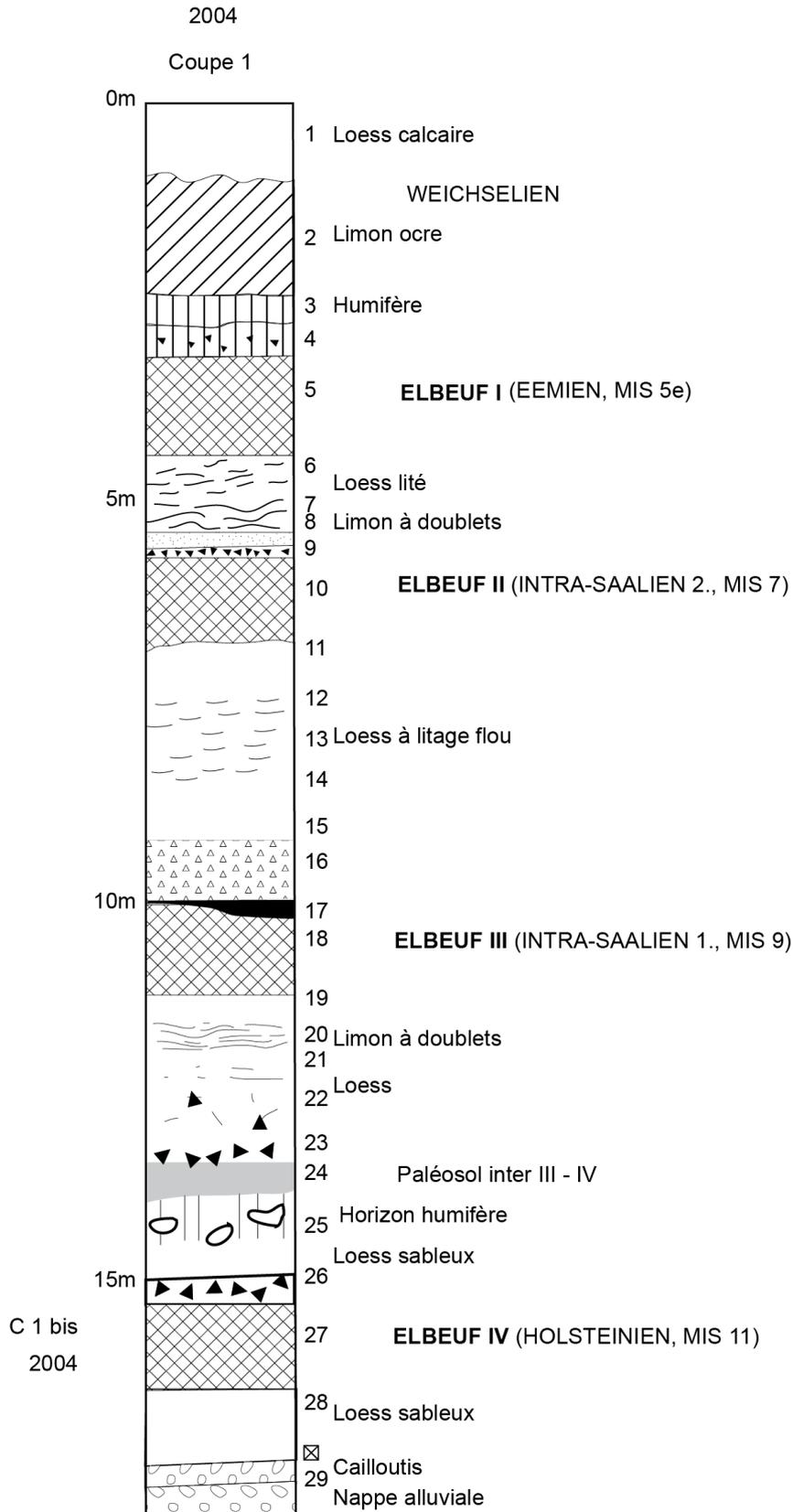


Figure III.43 Stratigraphie de la séquence loessique de Saint-Pierre-lès-Elbeuf et attribution aux stades isotopiques marins (MIS) (Lautridou *in* Cliquet *et al.*, 2010b)

Dans le prolongement oriental de la terrasse, l'exploitation des gravières et sablières aux Fiefs Mancels (SPS, STREF) a permis à Lefévre *et al.* (1986) de décrire trois unités sédimentaires (

Figure III.44), avec une épaisseur moyenne de 15 m, mais s'amincissant en direction de la vallée actuelle :

- la première unité (1) est une nappe basale de graviers et galets de silex et de craie (4-6 m), localement surmontée par des silts argileux ;

- la deuxième unité (2), moins épaisse (1 m), présente des corps sableux à litage oblique avec des directions de palécourants proches de celles observées dans les barres sableuses des systèmes méandriformes actuels ;

- la dernière unité (3) est composée de corps sableux à bandes rougeâtres et de géli fractas de silex dans une matrice argileuse rougeâtre.

Ces trois unités sont érodées par des dépôts du versant provenant de petits vallons orientés SE-NW situés au Sud, à remplissage de silex géli fractés et des rognons de silex. Au dessus de ces trois unités, Lefévre *et al.* (1986) a décrit des structures en puits (\varnothing : 1,5-2m) à remplissage polygénique au sommet de la terrasse.

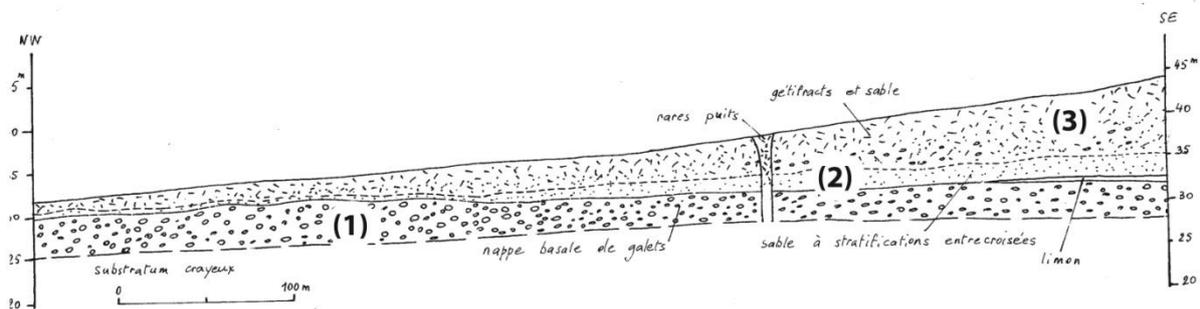


Figure III.44 Coupe transversale synthétique NW-SE de la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf aux Fiefs Mancels (Lefévre *et al.*, 1986)

2.4.2. Étude sédimentaire de la sablière des Fiefs Mancels (SPS)

L'étude (2012-2013) de la sablière aux Fiefs Mancels (société SPS, Figure III.42) a permis de réviser les travaux de Lefévre *et al.* (1986). L'étude du bord externe de la terrasse (Figure III.45), depuis la surface d'érosion majeure avec la craie sénonienne, a permis de réaliser une coupe synthétique (Figure III.46) et des panoramas décrivant les faciès et les géométries sédimentaires.



Figure III.45 Photographie du bord externe de la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Fiefs Mancels) avec localisation des points d'observation (1 : palier crayeux sénonien à 30 m NGF, 2 : unité inférieure graveleuse, 3 : unité moyenne sablo-argileuse et 4 : unité supérieure à loess sableux et dépôts de versant crayeux).

2.4.2.1. Description des faciès et des géométries des corps sédimentaires

- Description des lithofaciès

Sept lithofaciès décrits selon la classification de Miall sont reconnus dans la coupe de la sablière aux Fiefs Mancels :

- **Gm** (conglomérat massif à éléments émoussés et non jointifs)

Le faciès Gm est formé de dépôts de graviers et galets de silex (95 %), hétérométriques (\varnothing : 1-10 cm) et mal classés, dans une matrice de sables grossiers. Ce faciès présente une accumulation d'une épaisseur de 10 à 50 cm (Figure.III.47). Les structures physiques internes sont frustes mais un granoclassement négatif peut être visible, caractéristique d'un écoulement en masse (flot de débris). Les surfaces basales et sommitales sont irrégulières.

- **Gm2** (conglomérat massif à éléments anguleux et non jointifs)

Le faciès Gm2 est caractérisé par des accumulations de galets de silex noirâtres à blanchâtres subanguleux, dans une matrice silteuse à sableuse ou crayeuse. Aucune structure physique interne ou granoclassement n'a été observée. Ce faciès à silex géoliffractés (origine autochtone : bief à silex) s'explique par des processus de solifluxion, en relation avec des alternances de phases de gel et de dégel.

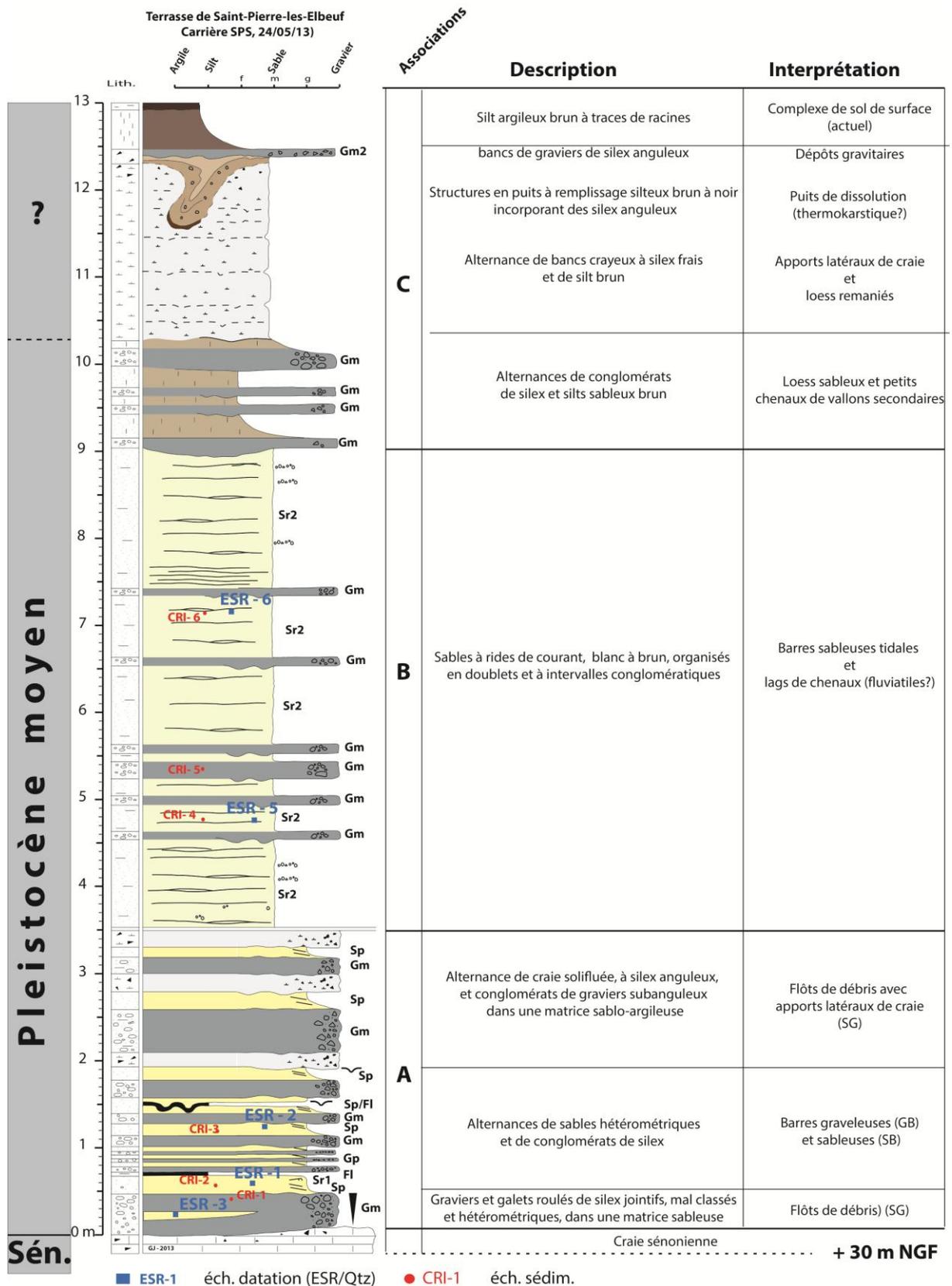


Figure III.46 Coupe sédimentologique synthétique de la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf aux Fiefs-Mancels (Carrière SPS, 2013)

-Gp (conglomérat non jointif et à litage oblique plan)

Le faciès Gp est caractérisé par des graviers et galets dont la pétrographie est proche du faciès Gm (conglomérat massif à éléments non jointifs) emballés dans une matrice sableuse. Ce faciès incorpore également des petits graviers et granules de craie (Figure.III.47). Il est organisé en lits centimétriques, subhorizontaux ou inclinés. Les structures sédimentaires physiques sont des litages obliques plans. Ce faciès Gp correspond à un haut régime hydrodynamique unidirectionnel, avec une charge sédimentaire transportée moindre que dans le faciès Gm (flot de débris).

-Sp (sable moyen à grossier à litage oblique plan)

Le faciès Sp est caractérisé par des sables quartzeux moyens à grossiers, de couleur jaune. Ces faciès d'épaisseur centimétrique, présentant des surfaces inférieure érosive basale et sommitale plane (Figure.III.47), surmontant le faciès Gm (conglomérat massif à éléments non jointifs) ou Gp (conglomérat non jointif et à litage oblique plan). Les structures sédimentaires physiques sont des litages obliques plans (dunes 2D) caractéristiques d'un écoulement hydrodynamique unidirectionnel modéré.

-Sr1 (sable moyen à grossier à litage de rides)

Le faciès Sr1 est un sable quartzeux moyen à grossier, bien classé, dépourvu de galets ou de graviers, à rides asymétriques de courant. Ce faciès apparaît dans la continuité verticale du faciès Sp (sable moyen à grossier à litage oblique plan). Il correspond à un écoulement hydrodynamique unidirectionnel plus faible que ceux des faciès précédents.

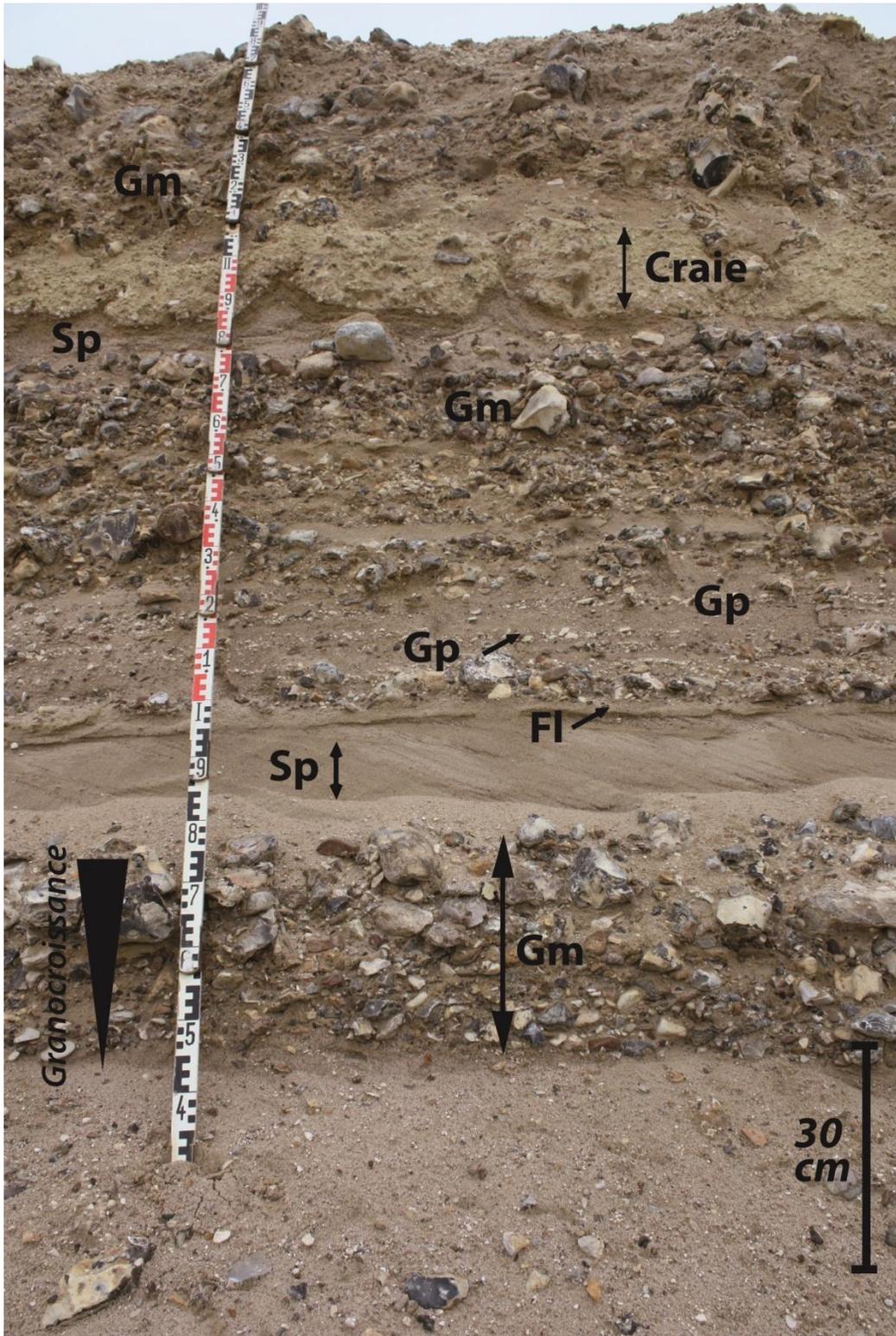


Figure.III.47 Photographie des faciès de l'association A dans la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Fiefs Mancels)

- **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux continus)

Le faciès Sr2 est un sable quartzueux moyen, bien classé, dépourvu de galets ou de graviers, présentant des drapages argileux sommitaux d'épaisseur millimétrique, continu. Il correspond à des litages de type *flaser bedding* ou *wavy bedding* (Figure III.48). Le faciès Sr2 décrit un courant unidirectionnel d'origine tidale.



Figure III.48 Photographie du faciès Sr2 retrouvé dans l'association B de la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Fiefs-Mancels)

- **Fl** (sables fins, silts et argiles laminés et rares rides)

Ce faciès fin et laminé correspond à des argiles et silts ; il est développé sur une épaisseur millimétrique à centimétrique. Ils surmontent le faciès Sp (sable moyen à grossier à litage oblique plan) ou Sr1 (sable moyen à grossier à litage de rides). Ce faciès, retrouvé dans l'association A, montre des figures de charge, à la base.

- Géométrie des corps sédimentaires

Les associations verticales de plusieurs faciès sédimentaires et l'interprétation sédimentologique de panoramas photographiques permettent de décrire les environnements de dépôts.

- **Association A** (flots de débris et barres sablo-graveleuses)

Cette association de faciès regroupe les faciès conglomératiques Gm (conglomérat massif à éléments non jointifs), Gp (conglomérat non jointif et à litage oblique plan), Sp (sable moyen à grossier à litage oblique plan), Sr1 (sable moyen à grossier à litage de rides) et Fl (sables fins, silts et argiles laminés et rares rides symétriques) (Figure III.49). Les galets, en proportion dominante, sont non jointifs (Gm) ou s'organisent selon des litages frustes (Gp) avec des surfaces limites inférieures planes. La présence de mégablocs (1,5 m) de grès tertiaires émoussés, laissés sur le palier crayeux par les exploitants, semble indiquer leur appartenance à cet association de faciès grossiers.

Cette association présente une épaisseur verticale de plusieurs mètres (3 m) et une grande extension latérale (500 m). Cette association de faciès grossier a été suivie de manière discontinue dans la

carrière des Fiefs-Mancel. Le panorama NE-SW de la Figure III.49 représente le meilleur exemple de l'architecture de la base de la terrasse observée dans le bord externe. Cette association de faciès est interprétée comme des lobes d'écoulements gravitaires (SG) des cônes alluviaux qui évoluent verticalement vers des graviers (Gp) ou des sables graveleux à litage oblique plan (Sp : sable moyen à grossier à litage oblique plan) de barres fluviales sablo-graveleuses (GB/SB) dans un système fluviale en tresses proximal. La position dans le bord externe de la terrasse explique l'intercalation de faciès gravitaires de bancs crayeux à silex frais, avec des faciès fluviales graveleux (Gm et Gp).

- Association B (barres sableuses d'estran avec chenaux)

Cette association est observée dans la partie moyenne du bord externe de la terrasse, au pied du talus crayeux (Figure III.50). Elle est caractérisée par la succession des faciès Sr2 (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux) et Gm (conglomérat massif à éléments non jointifs) organisé en lits de silex émoussés d'épaisseur décimétrique (10 cm). Ce dernier faciès est interprété comme des remplissages de petits chenaux (CH).

Cette association développée sur 5-6 m d'épaisseur présente une extension latérale importante, à l'échelle de la carrière (visible sur environ 300 mètres). Ce dépôt sableux homogène, lité, caractérise un environnement d'estran sableux.

-Association C (dépôts de versant : loess, flots de débris et apports crayeux latéraux)

Cette association de faciès correspond à la succession sédimentaire, sur 4 à 5 mètres d'épaisseur, de dépôts loessiques sableux à intervalles conglomératiques Gm-Gm2 (conglomérat massif à éléments non jointifs) et de craie cryoturbés à silex frais.

Son extension a été suivie sur environ 300 mètres. Les dépôts loessiques sableux (1-2 m) sont observés au SW du panorama (Figure III.50). Toutefois, ces loess sont en partie remaniés latéralement par des galets et graviers de silex, subanguleux à subarrondis, interprétés comme des apports de versant (remaniement d'ancienne terrasse). La surface limite inférieure, ondulée, matérialise une surface d'érosion. Cette association de faciès (Gm-Gm2) est liée à la mise en place de coulées gravitaires (type *head*). Cette association décrit l'unité L de la coupe de Tourville-la-Rivière.

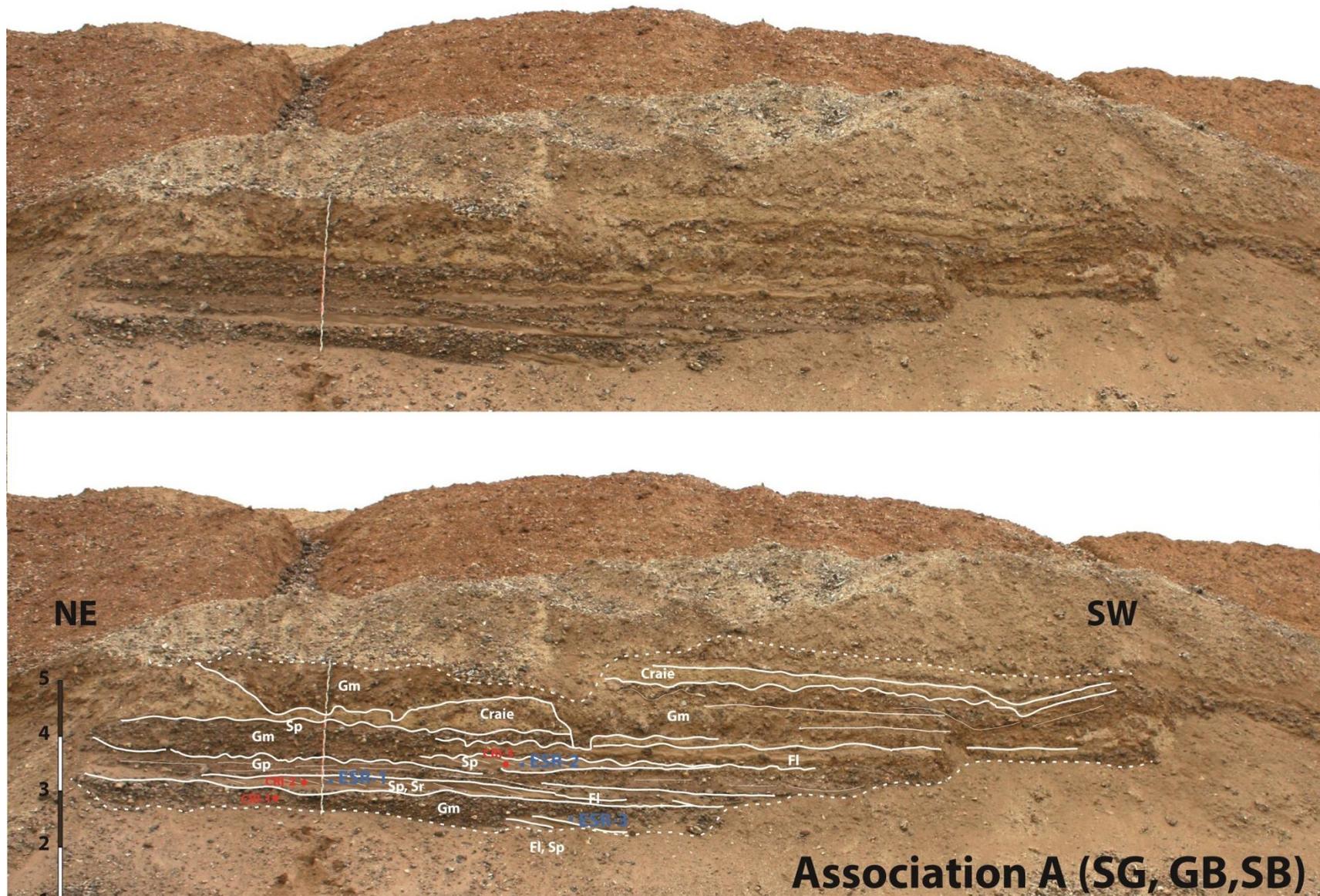


Figure III.49 Panorama NE-SW de l'association A dans la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf au Fiefs Mancels (photo : Jamet, 2013)

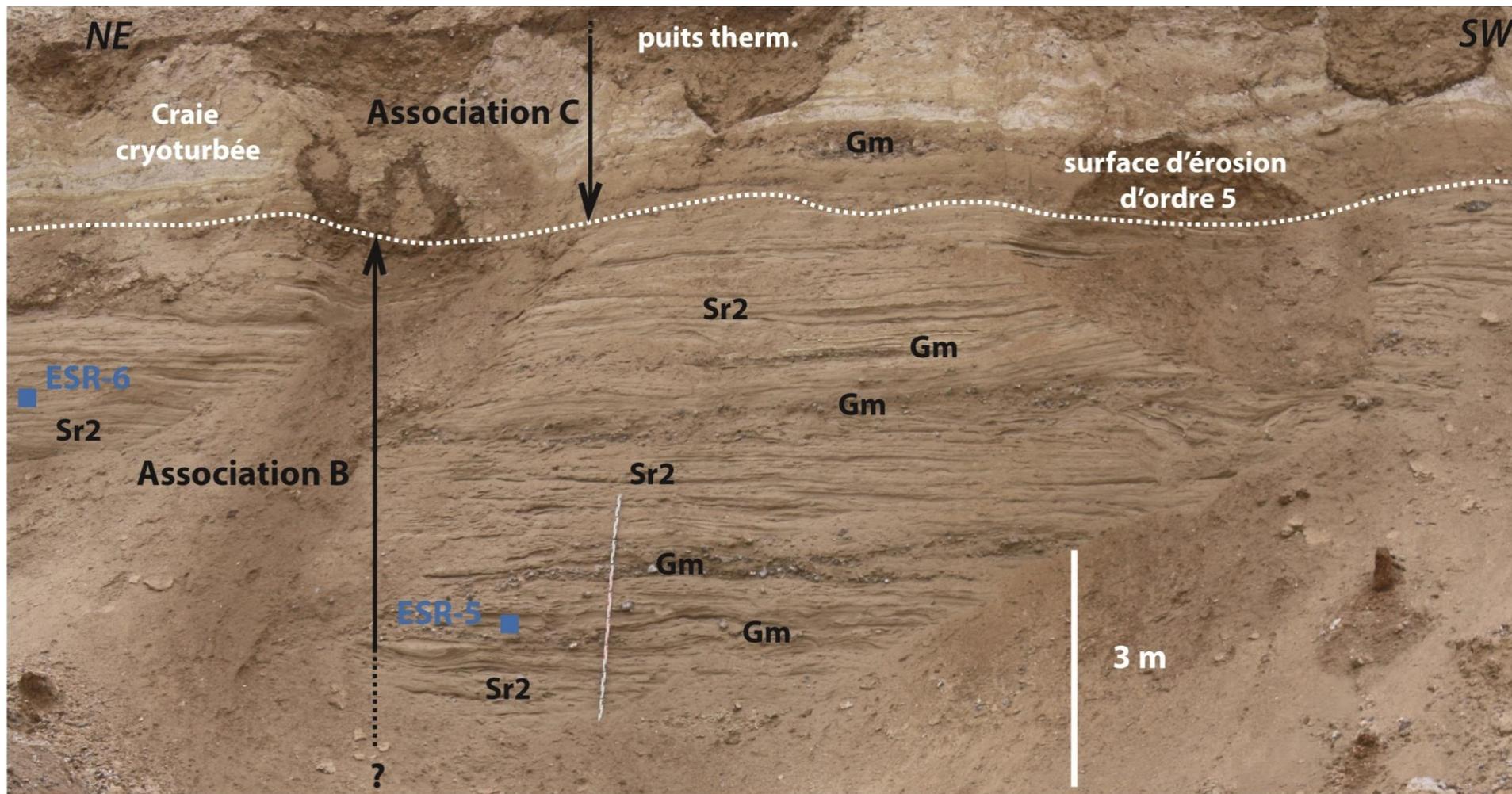


Figure III.50 Panorama NE-SW de l'association B et C dans la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf au Fiefs Mancels (photo : Jamet, 2013)

2.4.2.2. Évolution des environnements sédimentaires

La coupe (13 m) de la gravière des Fiefs Mancels exploitant la terrasse de Saint-Pierre-les-Elbeuf présente une première unité basale (3,5 m), avec des dépôts fluviatiles graveleux de haute énergie. Ce sont essentiellement des apports de silex par des flôts de débris, puis sous un écoulement hydrodynamique permettant la construction de barres graveleuses fluviatiles. Ce système fluviatile périglaciaire reçoit des apports de craie, à la faveur d'une incision latérale dans la falaise crayeuse et de ruptures des berges.

La seconde unité (4,5 m) est caractérisée par une rupture de la granulométrie et de l'hydrodynamisme. Les apports sont des sables quartzeux fins à moyens à litage de rides, soulignés par des décantations argileuses qui désignent un estran sableux avec des chenaux tidaux comblés par des silex. La troisième unité d'épaisseur métrique débute par une surface d'érosion. Elle est caractérisée par le retour d'apports graveleux fluviatiles, avec des intercalations de sables fins provenant du remaniement de loess sableux.

2.4.3. Corrélation et datations des coupes des Fiefs Mancels et de Saint-Pierre-lès-Elbeuf

L'une des difficultés, déjà soulignée par Lautridou (1985), est d'établir une corrélation entre les coupes à travers les terrasses de Saint-Pierre-les-Elbeuf, et surtout de pouvoir relier les périodes froides marquées par des épisodes de sédimentation loessique, dans les dépôts de versant et celles des terrasses de la Seine, dans les dépôts de vallée fluviatile.

La coupe de référence du Pléistocène moyen et supérieur de Saint-Pierre-les-Elbeuf (Figure III.43) est surtout connue pour son épaisse série de loess (15-20 m) avec l'intercalation de quatre paléosols de rang interglaciaire (Elbeuf I à IV) (Lautridou, 1985 ; Cliquet *et al.*, 2010b). Située à la confluence de la Seine et d'une petite rivière, l'Oïson, la préservation exceptionnelle de ces loess s'explique par la proximité d'une falaise fossile. Cette série décrit la séquence séquanienne de Lautridou (1985). Ces loess reposent sur une nappe alluviale épaisse de 5 m dont trois ont été traversés par le sondage à la pelle mécanique en 2013 (Figure III.51).

Dans la coupe de référence, seul un niveau calcaire fossilifère est daté avec certitude. Ce tuf calcaire renferme une très riche malacofaune dont l'association à *Lyrodiscus* (Puisségur, 1976) correspond au stade isotopique 11, soit un interglaciaire vers 400 ka (Holsteinien). Les faunes décrivent un environnement forestier humide à proximité d'une rivière, sous un climat plus chaud (Rousseau, 1992) ou proche de l'actuel. Ce tuf repose sur des sables quartzeux blancs et eux-mêmes, sur le paléosol « Elbeuf IV ».

Dans cette hypothèse, les deux paléosols « Elbeuf II et III » sont d'âge saalien et respectivement attribués aux stades isotopiques 7 et 9. La nappe alluviale traversée par le sondage et trouvée à la base de la coupe de la briqueterie est d'âge ante Holsteinien.

St-Pierre-lès-Elbeuf (Briqueterie, 24/05/13)

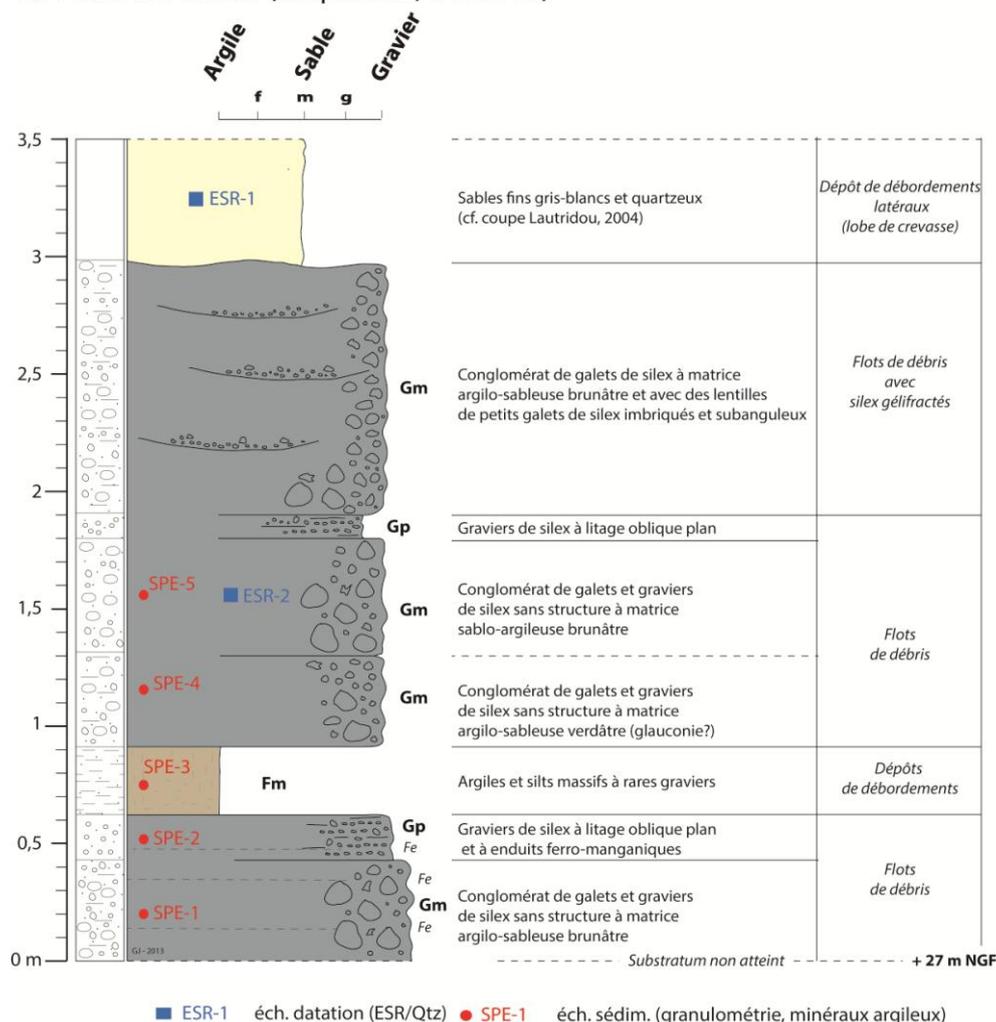


Figure III.51 Coupe sédimentologique verticale de la nappe de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (propriété Gapenne-Michel, 2013).

Si les faciès graveleux diffèrent légèrement entre la nappe alluviale des Fiefs Mancels (Figure III.49) et celle de Saint-Pierre-lès-Elbeuf, une corrélation peut être proposée d'après deux points :

- (1) une altitude analogue des paliers du substratum crayeux, estimé à environ 30 m NGF ;
- (2) les niveaux réduits de loess sableux (1-2 m) retrouvés au sommet de la terrasse des Fiefs Mancels. Nous proposons que ces loess sableux correspondent aux faciès de loess sableux de la base de la coupe de Saint-Pierre-lès-Elbeuf.

À la base de cette coupe (Figure III.43), le paléosol « Elbeuf IV » marque un réchauffement climatique et caractérise un interglaciaire qui correspond aussi à une remontée du niveau marin relatif et à la présence d'influences estuariennes retrouvées dans la coupe de la gravière des Fiefs Mancels. Il est donc logique d'attribuer ces sables tidaux à l'Holsteinien (MIS 11) correspondant à un haut niveau marin.

Toutefois, les datations ESR/quartz dans les cinq échantillons prélevés dans la gravière des Fiefs-Mancels (Tissoux, 2013, *comm. pers.*) livre deux séries de dates plus anciennes que celles attendues: une première date autour de 550 ka BP (association A où seul le centre A1 a été mesuré) correspondant à un épisode de la fin Cromérien (MIS 14) et, une deuxième date ante-cromérienne (Bavélien ?), autour de 1.2 Ma BP (association B). Il est donc nécessaire d'envisager un remaniement important de sables anciens, provenant des terrasses du Pléistocène inférieur dont il ne subsiste aujourd'hui que des lambeaux.

2.5. Conclusion : chronologie et corrélation des dépôts alluviaux de la Seine aval

D'autres coupes sont décrites à proximité (Cléon : Gaquerel, 1984a) et en aval (Tancarville : Lautridou & Dupeuble, 1967 ; Lautridou, 1968) de Tourville-la-Rivière, dans les terrasses de la Seine.

2.5.1. Corrélations entre les dépôts de Tourville-la-Rivière et de Cléon

Les dépôts du Pléistocène moyen de Tourville-la-Rivière et de Cléon sont localisés sur un même replat (entre 0 et 5 m NGF) et présentent des évolutions sédimentaires proches. Les deux évolutions ont été envisagées synchrones par Hommeril *et al.* (1974) et Gaquerel (1984a et b), et ensuite confirmées par la révision des faunes (Auguste *et al.*, 2003) (Figure III.52).

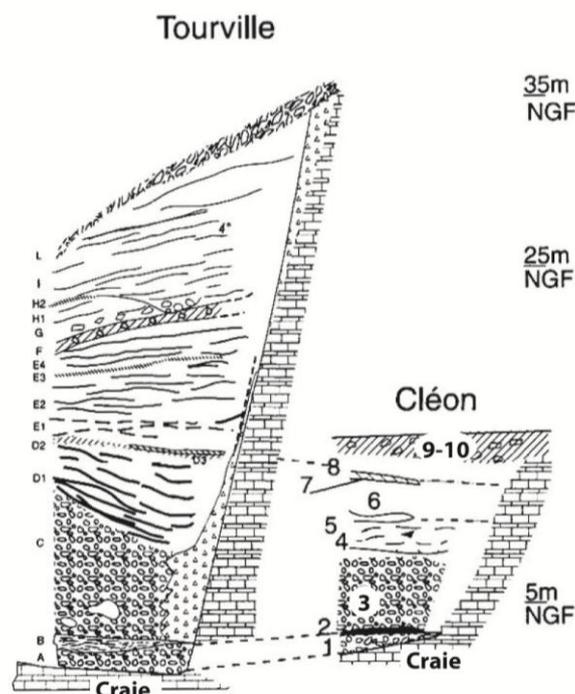


Figure III.52 Corrélations entre les terrasses de Cléon et Tourville-la-Rivière (Auguste *et al.*, 2003). Tourville - A et C : graviers périglaciaires de la Seine ; B et D : paléostuaires (stades isotopiques 9 et 7) ; E-H-base de I : sables lités ; F-G : gélifluxion ; I-J-K : sables éoliens ruisselés à lits de cailloutis (J-K). Cléon - 1 et 3 : sables et graviers fluviaux périglaciaires ; 2 et 4 : sables interglaciaires ; 5 : sables et graviers interglaciaires ; 6 : sables devenant limoneux (6bis) interglaciaires ; 7 : horizon humifère ; 8 : sables lités ; 9 et 10 : sables argileux et silex cryoturbés.

2.5.2. Corrélations entre les dépôts de Tancarville et de Tourville-la-Rivière

Les coupes de Tancarville sont situées à environ 120 km en aval de Tourville-la-Rivière (Figure III.15) avec des dépôts sableux et plus rarement graveleux. Les enregistrements sédimentaires au pied de la falaise crayeuse et dans une ancienne carrière ont été divisés en unités lithologiques (unité 1 à 13) par Lautridou (1968, 1985), Lautridou *et al.* (1974), puis Gacquerel (1984a) (Figure III.53). Les microfaunes trouvées ont été décrites par Lautridou & Dupeuble (1967) et Dupeuble *et al.*, (1984), la malacofaune par Lautridou & Puissegur (1977), Enfin la corrélation des dépôts estuariens des unités D de Tourville et de Tancarville (Occhietti *et al.*, 1987 ; Bates, 1993) est établie à partir de l'étude de la racémisation des acides aminés. Le Tableau III.3 fait la synthèse de ces corrélations amont-aval.

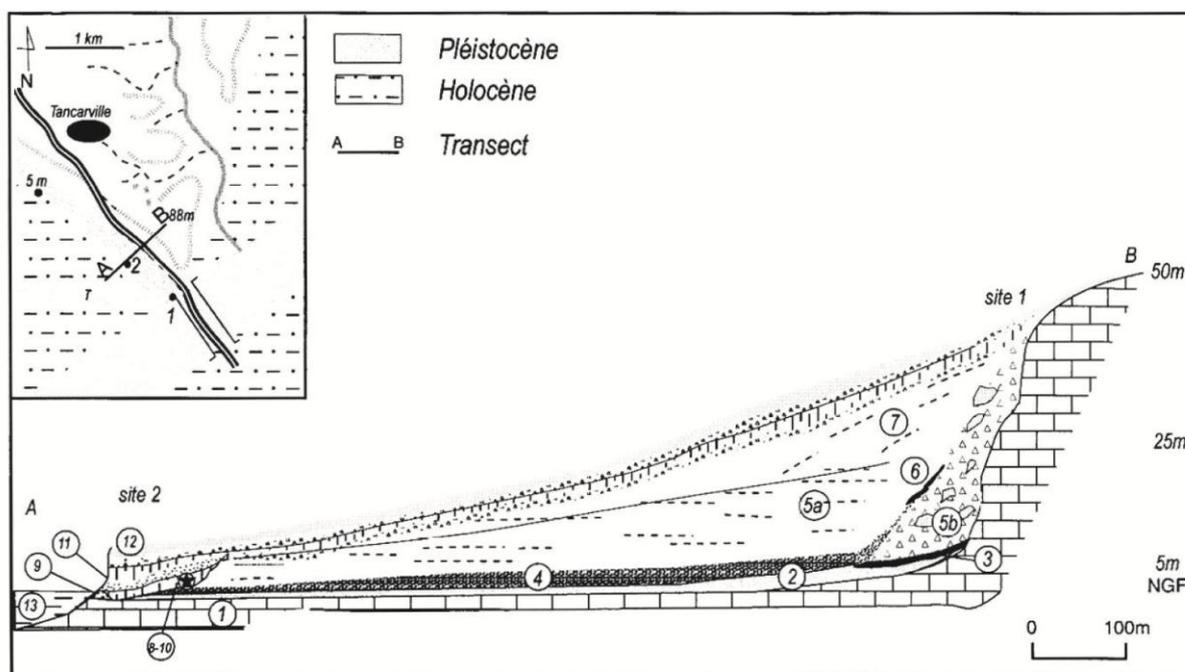


Figure III.53 Tancarville : carte de localisation des coupes et profil synthétique des formations de la Pointe (site 1) et du bas de versant (site 2) (Cordy *et al.*, 2003). 1 : bed-rock crayeux, 2 : paléostuaire (limon argileux), 3 : sol noir humifère, 4 : sables lités carbonatés et head lité (site 1), 5 : sables lités décarbonatés (a) et head (b) (site 1), 6 : pédocomplexe de 2 sols gris, 7 : sables et cailloutis (éoliens, ruisselés), 8 : lit sableux fluvial de base puis 2 heads sableux et petits sols, 9 : galets subémoussés ou anguleux (reprise de 8), 10* : position de l'industrie, 11 : dune émiennne et sol sommital, 12 : complexe weichselien : loess et cailloutis, sol de surface, 13 : estuaire actuel (limon et sables fins). Localisation de la faune de micromammifères : niveau 3.

Les coupes de Tancarville présentent plusieurs unités de sables calcaires à foraminifères (unité 4) ou quartzeux lités (unité 5a) qui décrivent un environnement fluviomarinal à estuarien. Ces sables lités estuariens sont surmontés par des sables plus grossiers avec des silex géolifracés (unité 7) et terminés par des cailloutis et loess carbonatés d'âge weichsélien (Cordy *et al.*, 2003).

Par comparaison avec la coupe de Tourville-la-Rivière située plus en amont, les unités 2 et 3 estuariennes de Tancarville sont rapportées respectivement aux unités D1 et D2-3 de Tourville, c'est-à-dire au stade isotopique 7. Les sables saaliens fluviomarins des unités 4 et 5 de Tancarville sont parallélisés aux unités E à I base de Tourville-la-Rivière (Cordy *et al.*, 2003) et rapportés au début du

Glaciaire saalien assez froid avec head et cailloutis. La position plus aval du site de Tancarville explique à la fois la présence de dépôts plus sableux et des influences estuariennes plus nettes.

L'ancienne carrière de Tancarville située la plus proche de l'estuaire actuel présente aussi des dépôts rapportés à l'Éémien qui ont partiellement érodé les sables lités saaliens (unités 4 et 5). Ce sont de bas en haut (Cordy *et al.*, 2003) :

- des sables fluviatiles à mollusques continentaux et foraminifères, puis deux heads (unité 8) à sables et silex géli fractés, le tout surmonté par un sol podzolique. Ces heads passent latéralement à des galets fluviatiles ;

- des sables carbonatés à foraminifères, ostracodes, malacofaune aquatique et terrestre tempérée (unité 11) (Lautridou & Dupeuble, 1967) interprétés comme d'origine dunaire. Ces sables sont rapportés à l'interglaciaire éémien (stade isotopique 5e), bien que l'hypothèse d'un Tardiglaciaire saalien ait été proposée par Lebret *et al.* (1984).

- des cailloutis et loëss carbonatés weichséliens (unité 12).

		Tancarville		Tourville	processus	climat
Éémien		sol rubéfié		sol rubéfié	pédogenèse	interglaciaire
Saalien	Pléniglaciaire	sables éoliens ruisselés (unité 7)		sables éoliens ruisselés (unités I à K)	éolien ruissellement	froid sec dominant
		sables lités (unité 5a)		sables lités (unité I base)	fluvio-marin	assez froid
	sol (unité H2)			pédogenèse	froid sec	
	sables lités (unité H1)			éolien fluvio-marin	assez froid	
	Début Glaciaire	sables lités calcaires (unité 4)	sols gris ?	sols (unité G sommet)	pédogenèse	assez froid sec
			sables non lités	cailloutis (unités F et G)	gélifluxion	froid humide
		head (unité 5b)	sables lités (unité E)	éolien fluvio-marin	froid sec froid humide assez froid	
200 Ka		sol noir (unité 3)	sols (unités D2 et D3)	pédogenèse	début froid	

Tableau III.3 Corrélations et contexte paléoenvironnemental des unités lithologiques observées dans les coupes de Tancarville et de Tourville-la-Rivière (Cordy *et al.*, 2003)

D'après les travaux de Lautridou (1985) et Lautridou *et al.* (2003b), deux formations marines attribuées à l'Éémien terminal et au Pléistocène moyen récent sont donc décrites en Normandie :

- les dépôts de l'Éémien terminal ont été mis en évidence au Havre (Place Gambetta et Hôtel de ville). Ces sables et galets de silex géli fractés à microfaunes froides sont parallélisés aux formations du Calvados (Côte de nacre) et du golfe normand-breton, autour de Gravelle (Formation d'Annville-Hauteville) (Lautridou *et al.*, 2003b). En revanche, les dépôts de l'optimum climatique éémien (stade 5e) sont plus rares sur les littoraux du Calvados et du Bessin, mais plus nombreux dans le Cotentin (Lautridou, 1985) et également préservés, dans la vallée de la Seine, à Tancarville ;

- les dépôts du Pléistocène moyen du stade isotopique 7 sont mieux préservés dans la Seine aval (Lautridou, 1985 ; Lautridou *et al.*, 2003b).

Des sables lités estuariens à microfaunes littorales tempérées ont été trouvés Place Tiers au Havre, sous des heads weichséliens. Des faciès similaires sont décrits dans les terrasses de Tourville (unité D1), Cléon (unités 4 à 6) et à Tancarville.

Au Pléistocène moyen, entre les stades isotopiques 10 et 2, la chronologie des formations fluviales à marines préservées en Seine aval serait donc la suivante (Lautridou *et al.*, 2003) :

	stades isotopiques	Dépôts et Formations
WEICHSELIEN	2, 3 et 4	lœss, galets fluviaux (nappe fluviale Rouen 2)
	5a-d (début Glaciaire)	heads à silex, galets fluviaux (nappe fluviale Rouen 1)
EEMIEN	5e final	sables et galets marins (Le Havre, Place Gambetta, Hôtel de ville)
	5e optimum	dune, sol rouge à bandes, sables fluviaux (Tourville : unité K ; Tancarville : unités 8 à 11)
SAALIEN	6 Pléniglaciaire	sables éoliens : Tourville (unité J) ; Tancarville (unité 7), sables ruisselés, lœss
	6 début Glaciaire	sables lités, head crayeux, sols humifères et podzoliques (Tancarville : unités 5 à 6) ; (Cléon : unité 8)
	7 (interglaciaire)	estuaire (Tourville : unité D1 ⁽²⁾ à I) ; (Cléon : unités 4 à 6) ; Tancarville (paléoestuaire 1) ; galets et sables lités du Havre
	8	nappe fluviale périglaciaire (sables, galets fluviaux, head crayeux) : Tourville (unité C) ; Cléon (unité 3), lœss
	9 (interglaciaire)	silts estuariens (Tourville : unité B ⁽¹⁾ ; Cléon unité 2)
	10	nappe fluviale périglaciaire (sables, galets fluviaux) : Tourville (unité A) ; Cléon (unité 1), lœss sableux

Tableau III.4 Corrélations des unités lithologiques décrites à Tancarville, Cléon et Tourville-la-Rivière, avec les stades isotopiques. (1) : 312 +/- 32 Ka (Balescu *et al.*, 1997) et (2) : 196 +/- 23 Ka (Balescu *et al.*, 1997)

3. Le système fluvial quaternaire de la Touques

La Touques actuelle prend sa source dans les collines du Perche ornais, à 290 m et débouche dans la baie de Seine, à Trouville-sur-Mer. Elle s'écoule selon une direction méridienne vers le nord, à travers le pays d'Exmes (Hiesmois), pays de transition entre les collines du Perche et le pays d'Auge (Figure III.6), puis incise le pays d'Auge, plateau à soubassement oxfordien argileux, puis calcaire recouvert par les sables et craie du Crétacé supérieur, puis par les argiles à silex et limons des plateaux. La surface de ce plateau s'abaisse du sud vers le nord (300 m à 130 m) et du SW (270 m) vers le NE (160 m). La Touques traverse les villes de Gacé (61), Fervaques (14), Lisieux (14), Pont-l'Évêque (14), Touques (14) et débouche dans la baie de Seine, à Trouville-sur-Mer (14).

3.1. Géologie du bassin versant de la Touques

Le bassin versant de la Touques appartient au pays d'Auge dont une coupe naturelle affleure dans les falaises littorales entre les embouchures de la Dives et de la Seine (falaises de Vaches noires, Mont Canisy et falaises des Roches noires). Il est nécessaire de décrire d'abord la série jurassique et crétacée au Nord du pays d'Auge, avant d'envisager son extension vers le sud du pays d'Auge.

Le Bassin versant de la Touques se superpose d'amont en aval, aux feuilles à 1/50 000 de Sées (Ménillet & Gérard, 1997), Livarot (Ménillet *et al.*, 1999), Vimoutiers (Ménillet *et al.*, 1994), Lisieux (Pareyn *et al.*, 1970) et Le Havre (Guyader *et al.*, 1968). Une synthèse cartographique des données géologiques est donnée par la Figure III.54. Toutefois, ces cartes géologiques et leurs notices ont été réalisées à différentes dates s'échelonnant entre 1968 et 1999, d'abord au nord où les affleurements plus nombreux sont mieux datés, puis peu à peu vers le sud. Au fur et à mesure de ces levés géologiques, les altérites ont été différenciées et cartographiées. Autant la série crétacée apparaît homogène à l'échelle du bassin versant de la Touques, autant la série jurassique présente des variations latérales de faciès et d'épaisseur.

3.1.1. La série jurassique

3.1.1.1. Nord pays d'Auge

La presque totalité de la série callovo-oxfordienne affleure dans les falaises littorales du Nord pays d'Auge, entre Dives-sur-Mer (falaises des Vaches noires) et Villerville (falaises des Roches noires), les affleurements argileux de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur étant plus médiocres. La coupe callovo-oxfordienne du Nord pays d'Auge est caractérisée par plusieurs unités (Dugué, 1989 ; Rioult *et al.*, 1991) :

- série terrigène (Bathonien terminal à Oxfordien inférieur, 100 m environ) qui correspond à l'envasement de la plate-forme carbonatée bathonienne est périodiquement interrompue par des décharges détritiques. Il se termine par une sédimentation condensée à oolithes ferrugineuses ;

- série de transition terrigènes/carbonates (Oxfordien inférieur/moyen, 15,5 m environ) où des décharges détritiques grossières témoignent d'une érosion des terres émergées, tandis que d'autres caractères annoncent la sédimentation carbonatée ;

- série carbonatée (Oxfordien moyen, 7-20 m) s'exprime lorsque les apports détritiques cessent, avec des dépôts d'abord oolithiques puis récifaux proches de l'émersion ;

- série de transition carbonates/terrigenes (Oxfordien supérieur, 10 m) marque une nouvelle reprise de l'érosion qui stoppe le développement de la plate forme carbonatée ;

- série terrigène (Oxfordien supérieur à Kimméridgien) qui correspond au retour à des dépôts terrigènes, avec des apports détritiques et des épandages coquilliers.

3.1.1.2. Sud pays d'Auge

La série oxfordienne affleure tout au long de la vallée méridienne de la Touques et à l'ouest, dans le secteur de Cambremer (bassin versant de la Dives). Par rapport au nord, les affleurements deviennent plus rares et souvent masqués par un couvert végétal. Les travaux de Feray (1959), Groult (1959), Ambonguilat (1964), Rioult (1980), Païenda (1987) et Dugué (1989) ont reconstitué une série du Jurassique supérieur (*Malm*), comparable à celle affleurant à 30 km plus au nord, dans les falaises littorales du pays d'Auge. Des variations locales de faciès sont surtout décrites dans la série carbonatée et détritique oxfordienne :

- série terrigène oxfordienne. L'équivalent latéral des Marnes de Villers (Oxfordien inférieur) constitue le fond de toutes les vallées du pays d'Auge, mais ces marnes sont souvent recouvertes sous des coulées de solifluxion. Cette formation est surmontée par des calcaires argileux à oolites ferrugineuses (Oolithe ferrugineuse de Villers) à Notre Dame-d'Estrées (Ambonguilat, 1964) ;

- série de transition terrigènes/carbonates oxfordienne. Des alternances de marnes et de calcaires gréseux et ferrugineux étaient auparavant rattachées à la série terrigène oxfordienne sous-jacente ou à la série oolithique sus-jacente (Ambonguilat, 1964). Cette série de transition (Dugué, 1987) correspond aux Argiles à *L. gregarea* et au Calcaire d'Auberville, décrits dans le nord pays d'Auge ;

- série carbonatée oxfordienne. Les calcaires oxfordiens affleurent autour de Lisieux-Cambremer La série carbonatée (32 à 34 m d'épaisseur) est oolithique à la base, puis récifale et périrécifale au sommet, dans le secteur de Lisieux-Cambremer. Des variations sédimentologiques et stratonomiques différencient toutefois la région W et NW de Lisieux (Cambremer), de la région S et SE de Lisieux (Saint-Jean de-Livet, Saint-Martin-de-la-Lieue et Pont-de-Glos). La frontière entre ces deux secteurs est indistincte, faute d'affleurements significatifs autour de Pont l'Évêque, au nord de Lisieux. Avec l'épisode récifal, les différences s'accroissent entre ces deux secteurs. Les sables

oolithiques s'épaississent dans le sud (8-15 m contre 6-12 m au nord), sont moins boueux et avec des litages obliques ;

- série de transition carbonates/terrigenes oxfordienne. Les calcaires coralliens de Lisieux sont érodés et recouverts par les Sables de Gos (Oxfordien supérieur) (Groult, 1959 ; Juignet, 1965, 1976 ; Rioult, 1980). La limite stratigraphique supérieure des Sables de Gos a été tardivement reconnue, car les sables oxfordiens et apto-albiens sont bien souvent superposés et sous des faciès comparables. La sablière de Livet a permis à Juignet (1976) de comprendre les relations géométriques existant entre les Sables de Gos et les Marnes de Villerville. Les Sables de Gos débutent par des sables quartzueux fins à litage oblique, contenant une abondante faune de bivalves marins, peu diversifiés, et des restes végétaux. Cette séquence se termine par un paléosol (Groult, 1959 ; Juignet, 1976), lui-même raviné autour de Livet, par un chenal fluviatile d'orientation ouest-est. Les sables plus grossiers de remplissage du chenal fluviatile sont ensuite érodés et recouverts par les sables ferrugineux aptiens. Les sables de Gos témoignent de la construction d'un delta sableux, dans le sud pays d'Auge et qui prograde en direction du centre du Bassin parisien, vers l'est (El Kadi, 1981). La bordure sud des Sables de Gos atteindrait les environs de Gacé. Vers le nord, la transition avec le Calcaire gréseux de Hennequeville s'opère vers Saint-Gatien. La série détritique de l'Oxfordien supérieur est recouverte au nord par les Marnes de Villerville.

3.1.1.3. Extrémité sud du pays d'Auge et pays d'Ouche (Vimoutiers, Gacé, Le Merlerault)

Dans le secteur compris entre Vimoutiers, Gacé, Le Merlerault (pays d'Ouche), les terrains callovo-oxfordiens affleurent dans les vallées de la Vie (Vimoutiers) et de la Touques (Gacé), ainsi qu'à la faveur du rejeu des accidents limitant au nord, l'Eperon du Perche (Echauffour, Le Merlerault).

- série terrigène oxfordienne. L'épisode terrigène affleure médiocrement dans le pays d'Ouche. L'équivalent régional du sommet des Marnes de Villers (Marnes à pernes, Oxfordien inférieur, 20-40 m) affleure dans la région de Vimoutiers-Gacé. Au sommet des Marnes à pernes, Feray (1959) a différencié l'Assise de la Veillerie (5 m), plus silteuse, qui représente un niveau de passage vers la Formation du Roussier de Gacé ;

- série de transition terrigènes/carbonates oxfordienne. Elle est représentée dans tout le secteur par la formation du Roussier de Gacé (15-20 m), calcaire lumachellique gréseux et ferrugineux à litage oblique (Feray, 1959, Rioult, 1980). Cette formation affleure en rive droite de la vallée de la Touques. Les apports détritiques coquilliers, quartzueux ou ferrugineux alimentent un corps sédimentaire sablo-lumachellique à litage oblique, dans un environnement fluvio-marin. Les Argiles à *L. gregarea* ou le Calcaire d'Auberville décrits dans le nord et sud pays d'Auge ont disparu.

- série carbonatée oxfordienne. La série carbonatée débute par des calcaires oolithiques dont l'épaisseur diminue vers le sud, aux confins du pays d'Auge et du pays d'Ouche. La série carbonatée est surtout représentée par des calcaires périrécifaux. Ces faciès périrécifaux déjà présents au sud de Lisieux, deviennent plus épais vers le sud (au moins 20 m) et caractérisés par l'abondance de gravelles carbonatées, une matrice boueuse, des faunes monospécifiques à nérinées et *Diceras* et par l'absence de constructions récifales. Facilement altérés à l'affleurement, ces calcaires périrécifaux

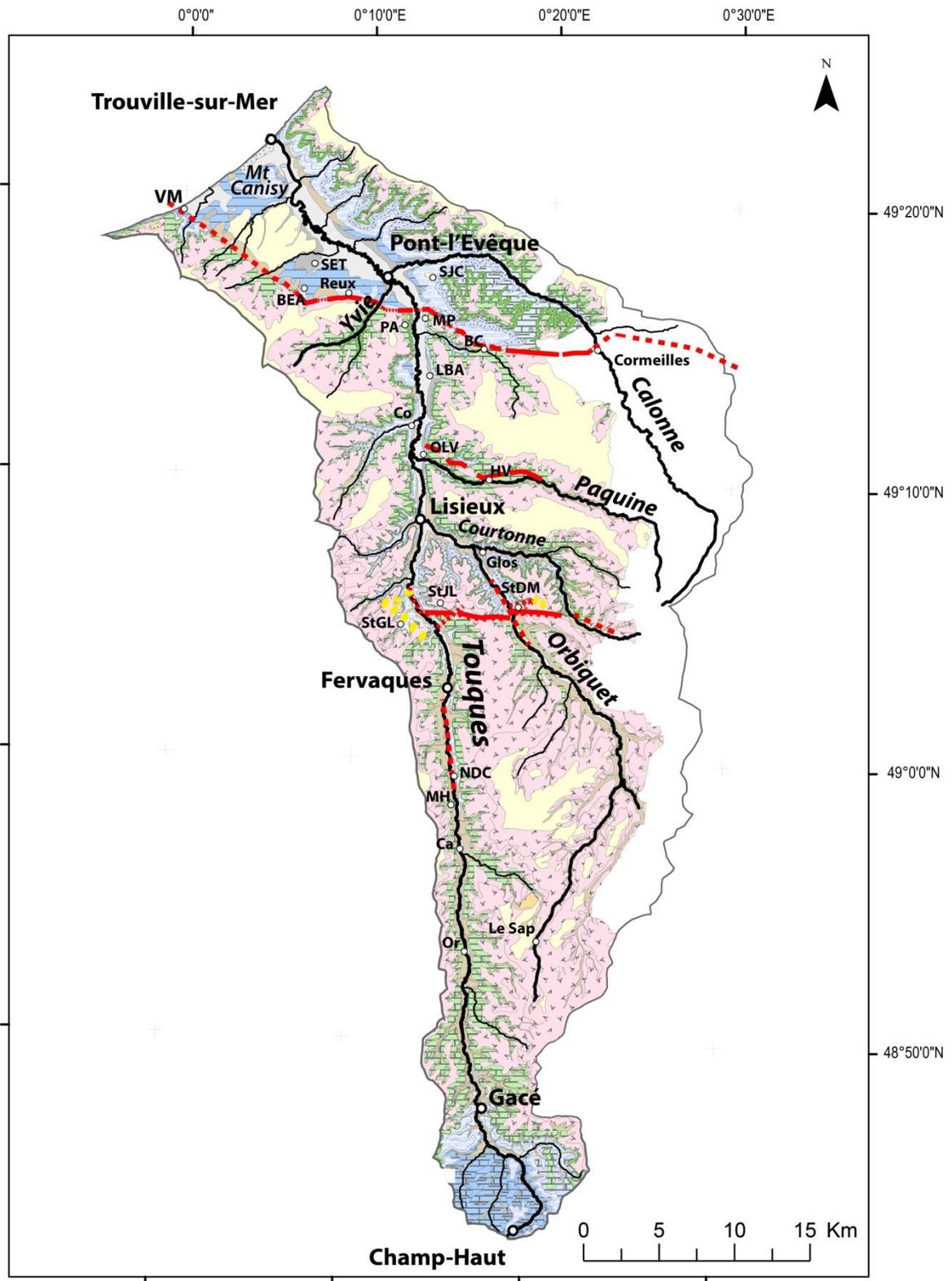


Figure III.54 Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Touques (Légende de la stratigraphie et lithologie des terrains ci-après) Abréviations - Or : Orville, Ca : Canapville, MH : Les Moutiers-Hubert, NDC : Notre-Dame-de-Courson, StGL : Saint-Germain-de-Livet, StJL : Saint-Jean-de-Livet, StDM : Saint-Denis-de-Mailloc, OLV : Ouilly-le-Vicomte, HV : Hermival-les-Vaux, Co : Coquainvilliers, LBA : Le Breuil-en-Auge, BC : Blangy-le-Château, MP : Manneville-la-Pippard, PA : Pierrefitte-en-Auge, SJC : Saint-Julien-sur-Calonne, VM : Villers-sur-Mer, SET : Saint-Etienne-la-Thillaye, BEA : Beaumont-en-Auge.

Stratigraphie et lithologie

Cénozoïque

-  Alluvions récentes: silts, sables et tourbes de fond de vallée (Holocène)
-  Dépôts fluvio-marins
-  Loess (Pléistocène sup.)
-  Alluvions anciennes: galets, graviers, sables et argiles (Pleistocène inf. à sup.)
-  Dépôts de versants, colluvions et coulées de solifluxion (Quaternaire à actuel)
-  Formations résiduelles meubles (Tertiaire-Pleistocène)
-  Sables, argiles, graviers, grès (Eocène-Oligocène)

Straturation

-  Flexures
-  Failles aveugles (recouvertes par des altérites)
-  Failles normales

Mésozoïque

Cénomannien à Turonien

-  Craie glauconieuse (Cénomannien inf.)
-  Craie de Rouen (Cénomannien moy. à sup.)
-  Craie marneuse (Cénomannien sup.)

Aptien-Albien supérieur

-  Sables glauconieux
-  Sables et argiles sableuses (Glaucanie de base)

Kimméridgien

-  Marnes bleues et calcaires coquilliers

Oxfordien moyen à supérieur

-  série carbonatée
 - Calcaire de Blangy
 - Coral-Rag
 - Calcaire oolithique de Trouville
 - Calcaire du Mont Canisy
 - Calcaire du Grouais
 - Calcaire du Roussier de Gacé
-  Calcaires durs Calcaire à astartes
-  Marnes Marnes de Villerville
Marnes de Cricquebeuf
-  Sables fins et grès calcaires Sables de Glos

Callovien inférieur à Oxfordien inférieur

-  Marnes
 - Marnes à Pernes
 - Marnes de Villers
 - Marnes de Dives
 - Marnes à Belemnopsis latesulcatus
 - Marnes d'Argences
-  Marnes et calcaires
 - Assise des Carreaux
 - Marnes et calcaires de Crèvecoeur
 - Marnes d'Escoville

Figure III.54 Lithologie et stratigraphie des terrains du bassin versant de la Touques

donnent naissance au "Grouais", terme régional (Feray, 1959) qui désigne une pâte calcaire graveleuse épaisse ;

- série de transition carbonates/terrigenes oxfordienne représentée par le Calcaire à astartes, calcaire sublithographique affleurant médiocrement et souvent décapé par l'érosion anté-albienne.

3.1.2. La série crétacée

À la base de la série crétacée, la Glauconie de base (Albien à Cénomaniens inférieurs) est composée des sables quartzeux argileux et glauconieux, meubles, vert foncé, alternant avec quelques niveaux d'argile verte et d'épaisseur variable (5-15 m). Cette formation marine peut présenter à la base des graviers de quartz (feuille Vimoutiers, Ménillet *et al.*, 1994) ou phosphatés.

La série crayeuse présente de nombreuses surfaces durcies (Juignet, 1974). Leur épaisseur décroît du NE vers l'ouest et le Sud, dans le bassin versant de la Touques, à la suite d'érosions. A la base, la Craie glauconieuse (36-70 m ; Cénomaniens inférieurs) présente un faciès sableux (Sables du Mont-Ormel feuille de Vimoutiers, Ménillet *et al.*, 1994), sinon cette craie glauconieuse est tendre, avec des silex gris et des passées plus sableuses. Elle est surmontée par une craie glauconieuse à silex (Craie de Rouen, environ 10 m, Cénomaniens moyens à supérieurs p.p.) avec des surfaces durcies (Juignet, 1974). La craie du Cénomaniens supérieur n'est présente que localement sous forme d'un faciès crayeux et marneux, dans la vallée de la Touques.

Dans le cours aval de la Touques et sur le versant de rive gauche, l'étude d'un glissement gravitaire en masse, vers le N-NW d'âge quaternaire et affectant les terrains crétacés, a permis à Juignet *et al.* (1967) de trouver la craie marneuse du Turonien, au-dessus de la craie cénomaniens. Les auteurs signalent également un autre affleurement en place de la craie turonienne, à 120 m, au lieu dit « La Cavée », craie marneuse blanche dépourvue de glauconie, friable, et à silex noirs épars.

3.1.3. Les dépôts cénozoïques

Le sommet des plateaux du bassin versant de la Touques est recouvert par les argiles à silex (0,5 à 6 m épaisseur), par de plus rares placages de sables et grès cénozoïques (Sables et grès de Saint-Helbout, 0-4 m) et par les loess quaternaires (4 à 7 m épaisseur).

Les argiles à silex sont présentes au sommet de tous les plateaux du pays d'Auge et du pays d'Ouche de la vallée de la Touques. Elles sont caractérisées par la grande abondance de silex, dans une matrice argileuse à argilo-sableuse rougeâtre à verdâtre. Cette formation résiduelle provient de l'altération de la craie sous-jacente, ce qui explique que sa limite inférieure avec la craie est irrégulière, avec de fréquentes poches de dissolution et les épaisseurs d'altération très variables. Les silex présentent un cœur brun résineux à cassure peu vitreuse, ocre par oxydation, avec un cortex blanc peu épais et une forme lobée tuberculeuse. Ils présentent une taille pugilaire (5 à 15 cm) et sont peu usés. La microfaune trouvée dans les silex creux (Ménillet & Monciardini, 1991) ou les rares

oursins silicifiés conservés prouve une origine des silex plus récente que les affleurements crétacés actuels de la vallée de la Touques. Ces silex sont d'origine turonienne à sénonienne, dans la vallée de la Touques amont (feuille de Vimoutiers), voire campanienne (Quesnel, 1997).

Les argiles à silex se forment probablement au cours du Tertiaire et durant les phases tempérées du Quaternaire. Sur le plateau du Sap, la matrice est riche en argile blanchâtre à kaolinite (Ménillet *et al.*, 1994). Dans le pays d'Auge, elles sont décrites par le faciès du Thimerais (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997) avec une partie inférieure brune et verte issue de l'altération des craies glauconieuses cénomaniennes et une partie supérieure bariolée, ocre, rouge à grise.

La formation des Sables et grès de Bosc-Renoult (4 m) (Lecœur, 1885; Ménillet *et al.*, 1994) affleure sur la rive droite de la Touques, au NW du Sap (feuille de Vimoutiers). Ils sont situés au-dessus des Argiles à silex, ce qui leur a attribué un âge tertiaire, Éocène moyen (Bartonien) par analogie avec les Grès à sabals du Maine ou Rupélien (Stampien) à partir des associations de minéraux lourds. L'origine de ces sables fins à moyens, de couleur blanchâtre à jaunâtre et présentant une cimentation siliceuse serait marine.

3.1.4. Structuration du bassin versant de la Touques

En amont de la vallée de la Touques, à Gacé, les terrains oxfordiens, albiens et cénomaniens sont relevés vers le Sud en direction de la faille du Merlerault de direction N60 (Figure III.6). Le pendage des couches est de 3 % à Gacé ; le rejeu de la faille du Merlerault étant estimé entre 50 et 70 m (Ménillet *et al.*, 1997). Entre Notre-Dame-de-Courson et Fervaques (Ménillet *et al.*, 1999), une faille subméridienne N 170 située dans l'axe de la vallée de la Touques moyenne décale la Glauconie de base, avec le versant oriental relevé d'une vingtaine de mètres. Une autre faille de direction WNW-ESE suit le cours de l'Orbiquet, affluent de la Touques, entre Saint-Pierre-de-Maillot et Mesnil-Guillaume. La même direction se retrouve dans la vallée de la Touques, au sud de Saint-Martin-de-la-Lieue. La faille de Courtonne, de direction EW traverse l'Orbiquet ; son compartiment nord est surélevé. Cette faille est décalée par la faille N150 de l'Orbiquet et N50 de Saint-Jean-de-Livet. Une flexuration des séries mésozoïques d'orientation NNW-SSE, parallèle à un changement d'orientation de la Touques, est décrite sur la rive gauche (commune de Saint-Germain-de-Livet).

Entre Lisieux et Pont-l'Évêque (Pareyn *et al.*, 1970), la vallée est recoupée par deux failles de direction WNW-ESE présentant toujours un compartiment nord surélevé. La faille de Reux-Blangy-le-Château est située dans le prolongement de celle de Villers, avec un rejet estimé à 55 mètres. Les marnes de l'Oxfordien inférieur sont en contact avec la craie cénomanienne. Plus au sud, la faille d'Hermival-les-Vaux a été trouvée sur la rive droite de la Touques, et s'amortirait vers l'ouest. Son rejet est estimé à 40 mètres.

3.1.4.1. Structuration monoclinale de la cuesta du pays d'Auge

Dans tout le bassin versant de la Touques, l'alternance de couches dures (calcaires oxfordiens et craie à silex), de couches meubles (sables oxfordiens et crétacés) et imperméables (marnes) d'une part et la structuration monoclinale des terrains mésozoïques (pendage moyen de 3 à 5° NE-E pour les séries jurassiques) d'autre part expliquent le modelé du relief en une cuesta à regard vers le NE. La surface des plateaux, c'est-à-dire la surface d'aplanissement cénozoïque (argiles à silex), est légèrement inclinée de 0,4 % vers le NE, en direction de la baie de Seine (source MNT).

La cuesta est marquée par des festonnements et des vallées profondément encaissées, avec un front, tourné vers l'amont-pendage, à fort dénivelé installé dans le pays d'Auge, sur la rive droite de la Dives (exemple : 100 m à la Chapelle de Clermont). Ce front, digité au nord, devient rectiligne au sud. L'érosion différentielle a mis en place une cuesta avec festons. Au nord de Pont-l'Évêque, l'incision du revers de la cuesta révèle une cuesta dédoublée sur la rive droite de la Touques, entre Trouville et l'exutoire de la Calonne, c'est-à-dire comportant deux talus parallèles de même regard, coiffés par la même couche cénomaniennne résistante.

3.1.4.2. Dôme de Gacé

À l'amont de la vallée de la Touques, les terrains jurassiques et crétacés sont relevés vers le Sud avec un pendage de 3%, à proximité du dôme de Gacé qui représente la terminaison septentrionale de l'Éperon du Perche, faisceau convergent de failles pointées vers le centre du Bassin parisien. Dans le détail, il est composé de plusieurs compartiments limités par des failles (orientées NE-SW et E-W) qui ont soulevé ou abaissé, avec localement la formation de plissements en anticlinaux et dômes. L'Éperon du Perche est centré sur la région de Bellême-Mamers (voussoir médian de Dangeard, 1951), limité au nord par la faille de Perseigne dont le rejeu explique le soulèvement du massif paléozoïque de Perseigne. Ce secteur surélevé est bordé par un compartiment affaissé entre Alençon et Mortagne, limité au sud par la faille de Perseigne et au nord, par la faille de Vingt Hanaps (Figure III.6).

Cette dépression est limitée au nord par un autre compartiment surélevé mettant à l'affleurement, les calcaires oxfordiens au signal de Champ-Haut (voussoir nord de Dangeard, 1951) qui représente l'axe du Merleraut (Lecornu, 1888) se prolongeant vers l'est, par le compartiment surélevé de Senonches. Au-delà, d'autres compartiments limités par des failles d'orientation N70 représentent la bordure septentrionale de l'Éperon du Perche, la bordure nord de chaque compartiment étant soulevée. Ce dispositif structural s'estompe au nord de Gacé.

3.2. Géomorphologie du système fluvial de la Touques et de son bassin versant

Cette partie intègre les données relatives à l'analyse géomorphologique du bassin versant de la Touques et à l'étude des données géologiques lithologiques, structurales et cartographiques.

3.2.1. Le réseau de drainage actuel

La Touques est un fleuve côtier de 108 km qui prend sa source à Champ-Haut/Les Rangs (département de l'Orne) et se jette à Trouville-sur-mer (Calvados). L'ensemble du réseau s'écoule du sud vers le nord, jusqu'en baie de Seine. La Figure III.55 montre le réseau actuel drainé et le réseau de thalwegs drainés de manière discontinue. Le bassin versant de la Touques est très dissymétrique, avec un versant droit (150 km²) quatre fois plus étendu que le versant gauche (35 km²). En amont, dans le secteur compris entre Gacé et Fervaques, la distance entre les interfluves est modeste (2 km), tandis qu'à partir de Fervaques, cette distance augmente vers l'aval et avoisine 7 kilomètres. En rive gauche, la Touques reçoit des petits affluents, le Cirieux (7 km), Le Pré d'auge (10 km) et l'Yvie (10 km), en position cataclinale de revers. En rive droite, elle reçoit de plus grands affluents, l'Orbiquet (30 km), la Paquine (25 km) et La Calonne (45 km), en position anaclinale (sens inverse du pendage).

L'organisation du drainage et en particulier la direction de l'écoulement, amènent à distinguer trois secteurs d'étude :

- Touques amont, de Champ-Haut à Fervaques (50 km) ;
- Touques moyenne, de Fervaques à Pont-l'Évêque (37 km) ;
- Touques aval de Pont-l'Évêque à Trouville-sur-Mer (20 km).

3.2.2. La Touques amont entre Champ-Haut et Fervaques

À partir des hauteurs de Gacé (autour de 290 m), la vallée de la Touques dessine un tracé quasi rectiligne, du sud vers le nord. Cette vallée est dissymétrique entre Canapville et Gacé, puis symétrique (largeur d'environ 500 m), incisant les calcaires gréseux oxfordiens (Oxfordien inférieur/moyen) à Gacé, puis les calcaires de l'Oxfordien moyen et supérieur (J5-J6).

De Gacé à Orville (10 km environ), la vallée de la Touques amont reçoit de nombreux affluents obliques, selon des directions NW-SE sur sa rive droite et SSW-NNE sur sa rive gauche, les affluents étant plus développés en rive droite qu'en rive gauche (Figure III.55). Des petits ruisseaux intermittents perpendiculaires aux affluents se développent surtout en rive gauche et participent aussi à l'érosion du plateau du pays d'Auge.

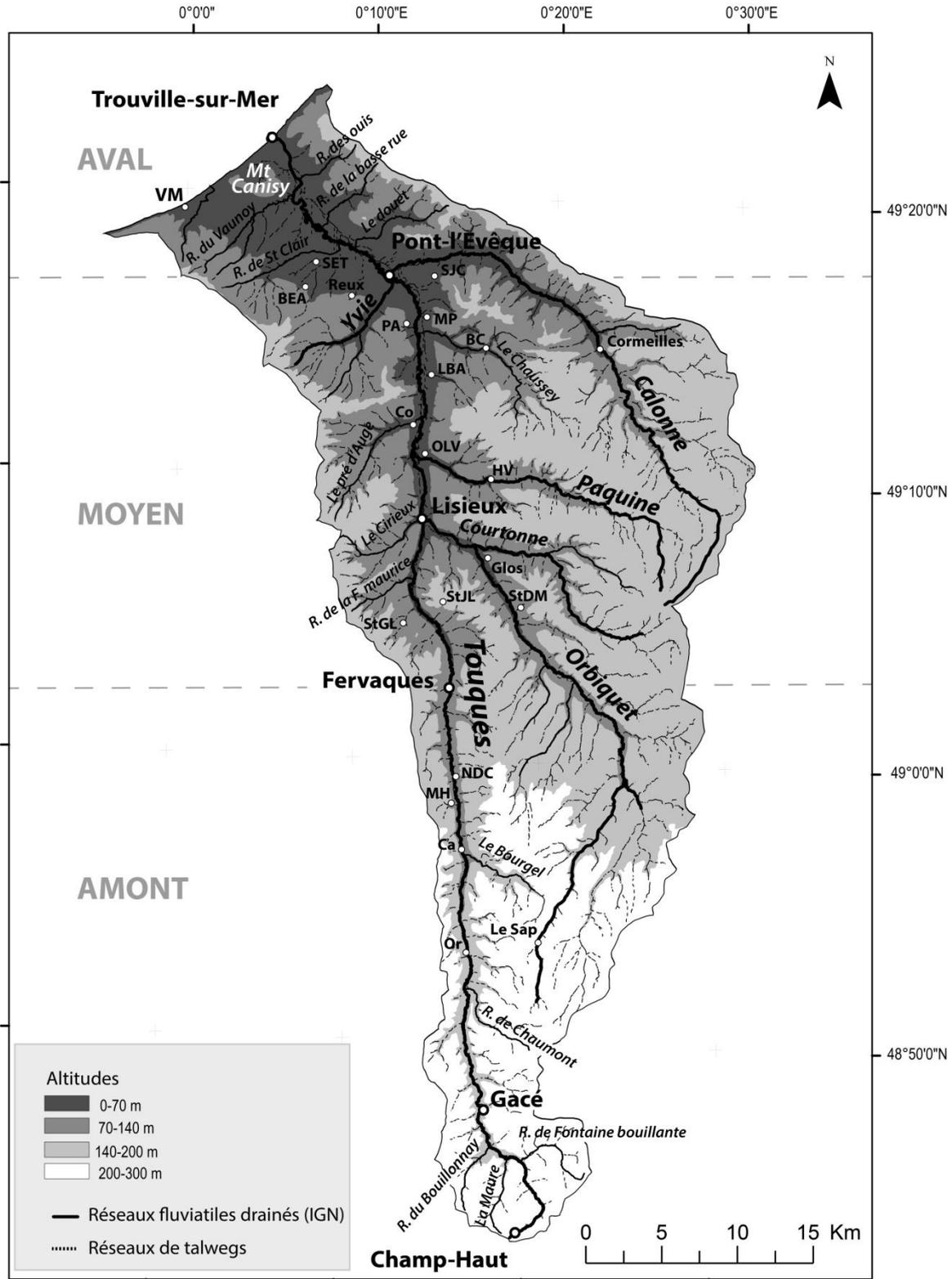


Figure III.55 Le bassin versant de la Touques avec le réseau de drainage, les grandes classes d'altitudes et le découpage amont-aval (Or : Orville, Ca : Canapville, MH : Les Moutiers-Hubert, NDC : Notre-Dame-de-Courson, StGL : Saint-Germain-de-Livet, StJL : Saint-Jean-de-Livet, StDM : Saint-Denis-de-Mailloc, OLV : Oully-le-Vicomte, HV : Hermival-les-Vaux, Co : Coquainvilliers, LBA : Le Breuil-en-Auge, BC : Blangy-le-Château, MP : Manneville-la-Pippard, PA : Pierrefitte-en-Auge, SJC : Saint-Julien-sur-Calonne, VM : Villers-sur-Mer, SET : Saint-Etienne-la-Thillaye, BEA : Beaumont-en-Auge).

Les plus grands affluents de la rive droite (Figure III.55, exemples du ruisseau de Chaumont et du ruisseau de l'Église dans la vallée de Neuville-la-Touques, au nord de Gacé) - et perpendiculaires au pendage des séries - présentent des profils de vallée dissymétriques avec un versant nord plus abrupt que le versant sud. En envisageant le pendage général des couches jurassiques vers l'ENE, la vallée de la Touques recoupe à l'oblique la cuesta du pays d'Auge, ses affluents suivent la direction des couches tandis que les ruisseaux intermittents ont un écoulement consécutif.

À partir du tronçon Orville-Les Moutiers-Hubert, (10 km environ) le cours de la Touques toujours rectiligne et symétrique, incise les argiles à silex et la craie cénomaniennne, les calcaires oxfordiens n'affleurant plus dans la vallée. Les affluents toujours obliques à la vallée de la Touques sont aussi nombreux en rive gauche qu'en rive droite, mais mieux développés sur cette dernière. Par rapport au tronçon précédent, les affluents présentent un profil plus symétrique. En amont de Lisieux (Canapville), l'affluent le plus important sur la rive droite (ruisseau du Bourge) s'écoule selon une direction NNW-SSE. Les Sables et grès du Bosc Renoult (environ 4 m d'épaisseur) d'âge tertiaire, sont préservés au sommet du plateau, au hameau du Bigot, en poche dans les Agiles à silex.

À partir du tronçon Les Moutiers-Hubert-Fervaques (10 km environ), la Touques suit un cours rectiligne et sa vallée demeure symétrique, large d'environ 2 km, incisant les calcaires oxfordiens affleurant sur la rive droite (Figure III.54). Les affluents sont peu nombreux et peu développés. La position élevée des sables glauconieux crétacés a été interprétée comme un contact faillé.

La Touques amont et ses petits affluents (La Maure, ruisseau du Bouillonay, ruisseau de Fontaine bouillante) présentent des pentes, entre 2,17 et 1,26 %, et dessinent des vallons étroits (1 à 2 km de large) à morphologie en V (Figure III.56). Aucun replat associé à des terrasses fluviales n'a été observé. Entre Gacé et Fervaques, la Touques est régulièrement disséquée du sud vers le nord, sur 28 km de long, avec une pente d'environ 1%. La vallée étroite, taillée en V et qui ne dépasse pas 2 km de largeur est alimentée par de rares affluents (ruisseaux de Chaumont et le Bourgel). Dans ce secteur, l'incision verticale est prédominante aux dépens de l'aggradation. L'épaisseur du fond de vallée variable entre 3 et 9 m, laisse supposer toutefois des apports latéraux importants.

3.2.3. La Touques moyenne entre Fervaques et Pont-l'Évêque

Entre Fervaques et Lisieux (10 km environ), le cours moyen de la Touques s'infléchit et prend une morphologie sinueuse vers l'ouest, avant de traverser l'agglomération lexovienne (Figure III.55). Ce tronçon correspond à la traversée de la Touques du bloc nord surelévé de la faille EW passant entre Saint-Denis-de-Mailloc et Saint-Germain-de-Livet (Figure III.54). Cette inflexion est aussi parallèle à une flexure de direction NW-SE des terrains jurassiques et crétacés décrite sur la rive concave (Ménillet, 1999). Les affluents sont nombreux mais peu développés sur les deux rives, mais plus longs sur la rive gauche (Le Cirieux d'orientation SW-NE). Au sud de Lisieux, l'affluent le plus important sur la rive droite est l'Orbiquet d'orientation SSE-NNW qui conflue avec la Courtonne d'orientation EW à Glos. Ces deux affluents incisent les calcaires oxfordiens et les sables de l'Oxfordien supérieur. Après Lisieux et jusqu'à Pont-l'Évêque (17 km environ), la vallée de la Touques moyenne dessine un profil concave (Figure III.56).

Morphologie de la vallée de la Touques

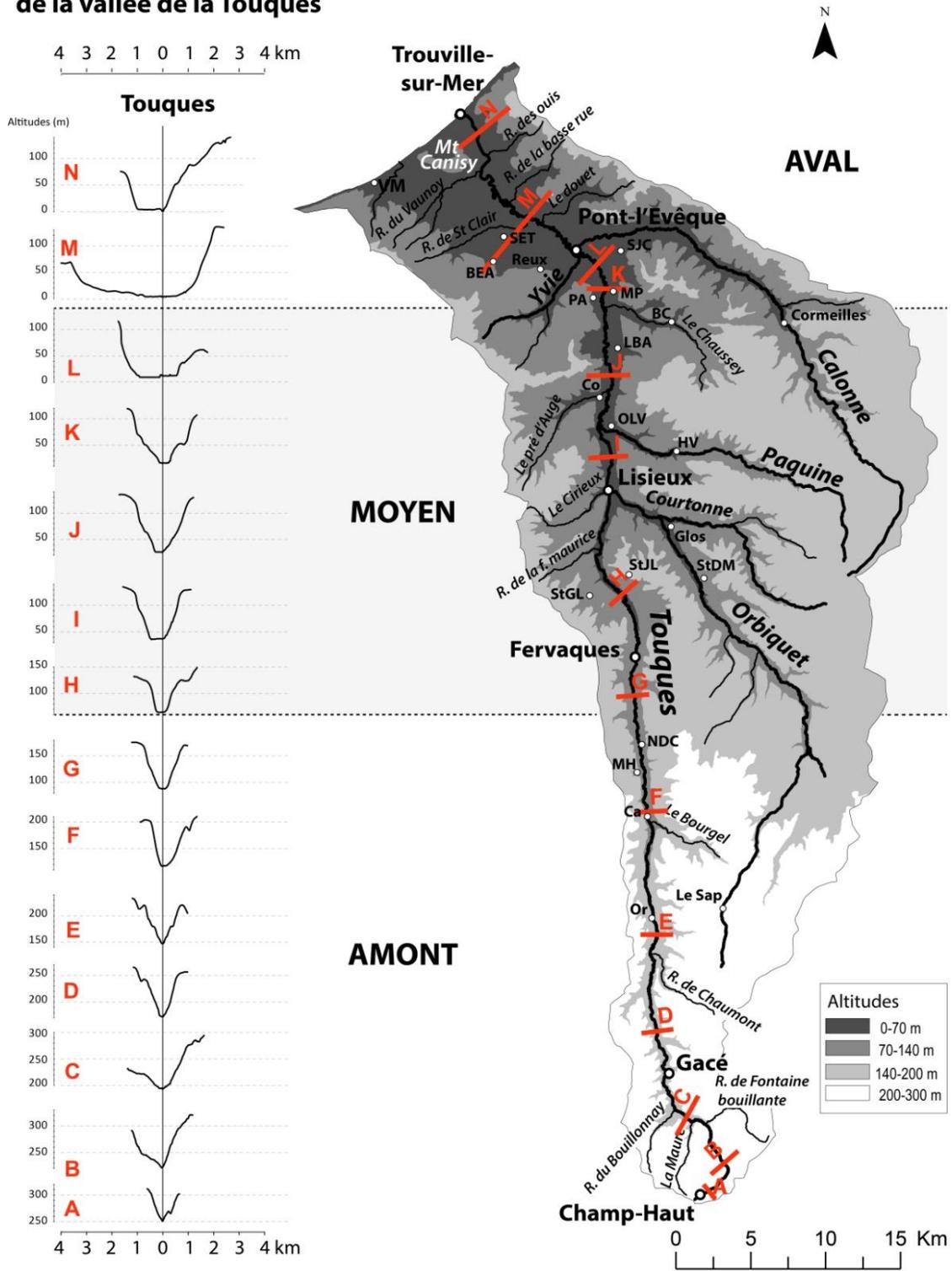


Figure III.56 Profils transversaux de la vallée de la Touques avec leur localisation dans le bassin versant (Or : Orville, Ca : Canapville, MH : Les Moutiers-Hubert, NDC : Notre-Dame-de-Courson, StGL : Saint-Germain-de-Livet, StJL : Saint-Jean-de-Livet, StDM : Saint-Denis-de-Mailloc, OLV : Ouilly-le-Vicomte, HV : Hermival-les-Vaux, Co : Coquainvilliers, LBA : Le Breuil-en-Auge, BC : Blangy-le-Château, MP : Manneville-la-Pippard, PA : Pierrefitte-en-Auge, SJC : Saint-Julien-sur-Calonne, VM : Villers-sur-Mer, SET : Saint-Etienne-la-Thillaye, BEA : Beaumont-en-Auge).

La vallée de la Touques, toujours symétrique, s'élargit (largeur de 2,5 - 3 km) et incise à travers les calcaires et les sables oxfordiens. Des terrasses sont préservées en rive droite, une seule terrasse (T1 ou Fyb) étant cartographiée en rive gauche, à Coquainvilliers. Les affluents sont moins nombreux que sur la Touques amont (Figure III.55), mais plus développés sur les deux rives. En rive droite, il s'agit des ruisseaux de la Paquine, près d'Hermival-les-Vaux, présentant un profil transversal de vallée plutôt symétrique et du Chaussey près de Blangy-le-Château, avec un profil transversal légèrement asymétrique. En rive gauche, le ruisseau du Pré d'Auge a une orientation SSW-NNE avec un profil de vallée symétrique. La Touques moyenne traverse les deux compartiments nord surélevés par la faille orientée E-W, d'Hermival-les-Vaux passant par OUILLY-le-Vicomte et par la faille prolongeant celle de « Villers-sur-Mer » passant par Blangy-le-Châteaux, Manneville-la-Pippard et Pierrefitte-en-Auge (Figure III.54).

À partir de Lisieux, la Touques reprend un tracé rectiligne du sud vers le nord, jusqu'à Pont-l'Évêque où elle reçoit ses plus importants affluents, dont l'Orbiquet (et son affluent la Courtonne) et la Paquine qui permet d'expliquer, en partie, l'élargissement de la vallée.

3.2.4. La Touques aval entre Pont-l'Évêque et Trouville-sur-Mer

À 2 km en aval de Pont-l'Évêque, la Touques s'oriente au NW. La vallée symétrique de la Touques s'élargit encore après la confluence de la Calonne s'écoulant selon une direction SSE-NNW, puis E-W. La Calonne incise les calcaires de l'Oxfordien moyen et les sables et marnes de l'Oxfordien supérieur. La Touques suit l'escarpement de la cuesta du pays d'Auge. De nombreux petits ruisseaux intermittents lui sont perpendiculaires. Les terrasses sont présentes sur les deux rives. Dans sa partie la plus aval, à proximité du rivage actuel, la colline du mont Canisy (105 m) sépare les marais de Blonville-sur-Mer à l'ouest de la basse vallée de la Touques à l'est ; la Touques débouche en baie de Seine, dans l'estuaire situé entre Deauville et Trouville (Figure III.57).

Le secteur aval de la Touques se caractérise par sa géométrie triangulaire entre Pont-l'Évêque, au sud, Villers-sur-Mer à l'ouest et Trouville-sur-Mer à l'est.

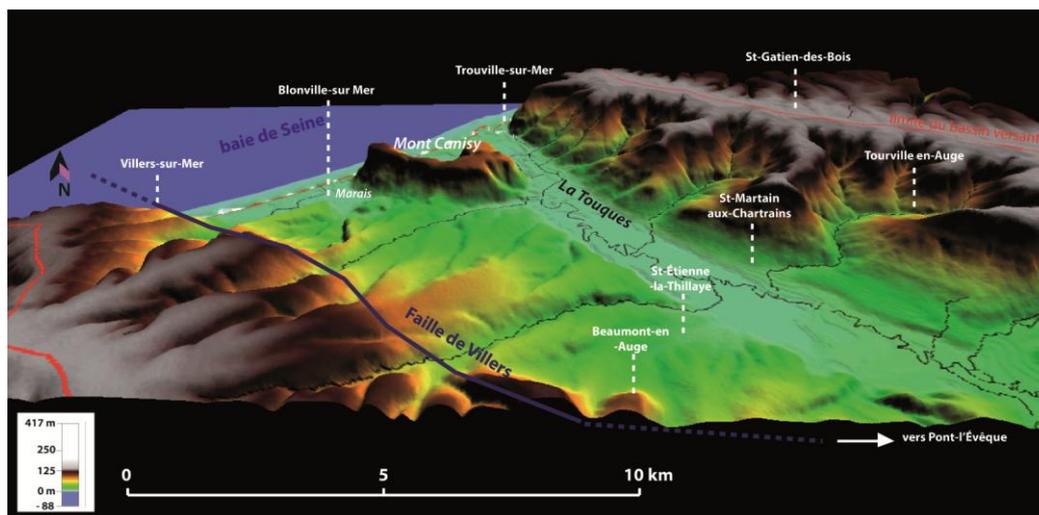


Figure III.57 Représentation 3D de la basse-vallée de la Touques (données : MNT Dreal)

3.3. Étude sédimentaire des terrasses fluviales du bassin versant de la Touques

3.3.1. Historique des travaux sur les terrasses fluviales de la Touques

Les terrasses fluviales ont été décrites lors des levés de carte géologique à 1/80 000 puis à 1/50 000. Plusieurs étapes de creusement fluviale associé au recul des plateaux, sont évoquées sans toutefois inventorier leur nombre. Panetier (1968) attribue les premières étapes de creusement au « Pliocène », reprenant les conclusions de Elhaï (1963).

Bigot (1942), puis Panetier (1968) ont découpé les niveaux alluviaux en deux ensembles distincts : les alluvions anciennes (a^{1b}) et les alluvions modernes (a^2). Toutefois, seule la terrasse de 8-12 m (par rapport à la plaine d'inondation) est identifiée. Même si les dépôts de solifluxion masquent le plus souvent la présence d'alluvions anciennes, des niveaux sont reconnus dans le secteur de Pont-l'Évêque (Le Poirier de Chio, lotissement de Beaulieu). En l'absence de forages, la cartographie des terrasses a été réalisée sur les critères morphologiques des replats.

Pour Panetier (1968), les alluvions anciennes reposent sur les marnes oxfordiennes et se composent de graviers et galets émoussés de silex crétacés et de graviers de grès tertiaires épars. La matrice est sablo-argileuse. Ces alluvions anciennes se distinguent des alluvions modernes qui occupent les fonds de vallées et qui se caractérisent par des graviers et galets roulés à la base, surmontés de silts argileux et de lentilles de tourbes. Les secteurs de référence sont Le Breuil-en-Auge et Coquainvilliers.

La connaissance des alluvions anciennes a été ensuite complétée lors des sondages réalisés entre Pont-l'Évêque et Lisieux (rapport Lab. rég. Rouen, 1968). Au moins quatre terrasses ont été distinguées au-dessus du remplissage de fond de vallée, entre Pont-l'Évêque et Villers-sur-Mer. À Pont-l'Évêque, les sondages du CETE réalisés pour la construction de l'autoroute A13 ont permis à J.-C. Ozouf de définir la géométrie transversale du fond de vallée et de réaliser des profils longitudinaux

des cinq niveaux alluviaux (Figure III.58). À partir de ces travaux, Delcaillau *et al.* (1998) ont décrit un important changement de cours de la Touques vers le Nord-Est interprété comme une capture par érosion régressive. Cette migration d'ouest en est se matérialise par la déconnexion des anciennes terrasses T4 trouvées à l'ouest du Mont-Canisy et les terrasses T3, T2, T1 dans l'axe de la Touques actuelle. L'âge de T4 est estimé vers 800 ka à 1 Ma par Delcaillau *et al.* (1998) sur la base de comparaisons avec les travaux sur la Seine et la Somme (Lefevbre *et al.*, 1994).

Peu d'études concernent la géométrie des corps sédimentaires et le contenu pétrographique des nappes alluviales de la Touques. Dans le secteur de Pont-l'Évêque, Panetier (1968) signale des galets de grès tertiaires et de silex crétacés, dans une matrice argilo-sableuse. Pour J.-C. Ozouf (*comm. pers.*), les nappes possèdent une fraction grossière (> 5 mm) composée de silex roulés du Cénomaniens et une fraction fine (< 5 mm) de calcaires coralliens oxfordiens. Dans la fraction matricielle sableuse, les grains de glauconie sont nombreux. Pour la nappe de fond, les silex de la craie et l'argile à silex représentent la part essentielle. L'épaisseur de la nappe alluviale, attribuée au Weichselien, augmente vers l'aval, sous le prisme holocène.

Les campagnes de sondages à la tarière en mai 2013 et octobre 2013, pour l'étude des terrasses fluviales, permettent d'établir des profils longitudinaux et d'étudier l'origine et l'épaisseur des matériaux fluviaux.

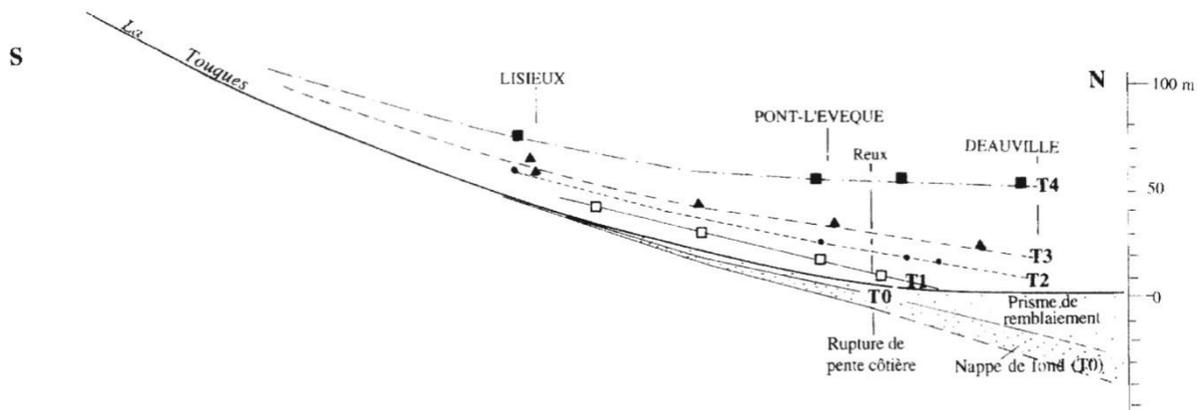


Figure III.58 Profil longitudinal de la Touques quaternaire entre Lisieux et Deauville (Delcaillau *et al.*, 1998)

3.3.2. Les terrasses fluviales entre Champ-Haut et Lisieux

Dans le secteur amont de la Touques, les terrasses fluviales sont peu préservées, voire quasi absentes ; elles ont donc été peu étudiées. En revanche, la nappe alluviale de fond de vallée a été reconnue et décrite d'après les forages à proximité de Gacé et de Fervaques référencés dans la BSS (Gacé : 01778X0017S1, 01778X0003/F, 01778X0004/S1 ; Fervaques : 01477X0005/F1, 01477X0008/S). La nappe de fond, entre 2 et 9 m d'épaisseur, est composée de graviers (1 cm) et petits galets de silex crétacés, de grès et de sables indifférenciés. La Figure III.59 est une coupe transversale schématique W-E de la nappe de fond de la Touques à Gacé sur la base du forage 01778X0017/S1. La géométrie transversale n'a pas pu être précisée dans le détail, mais la

morphologie générale de la vallée de la Touques permet d'envisager son installation dans une cuvette étroite, dans les environs de Gacé, puis au sein d'une morphologie à fond plat à partir de Fervaques.

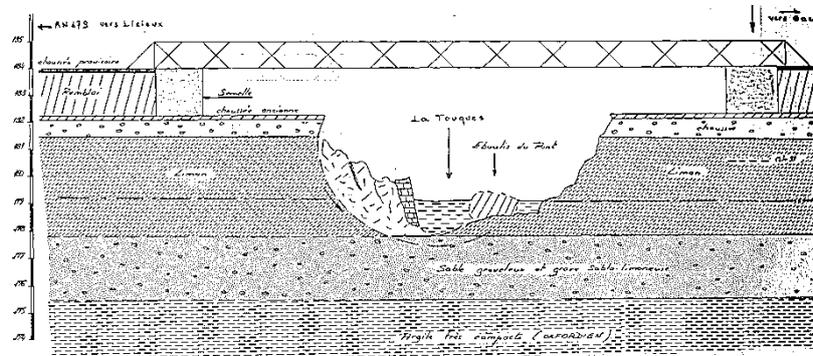


Figure III.59 Coupe transversale de la nappe de fond de vallée de la Touques au Pont de Gacé (BSS : 01778X0017/S1)

3.3.3. Les terrasses fluviales entre Lisieux et Trouville-sur-Mer

La révision des dépôts fluviaux quaternaires dans la basse vallée de la Touques a permis de vérifier le système mis en évidence par J.-C. Ozouf (*comm. pers.*) montrant un dispositif de quatre terrasses étagées de Lisieux à Trouville-sur-Mer. La cartographie des nappes et replats fluviaux est donnée par la (Figure III.60). Le dispositif de terrasses le plus complet a été décrit à Pont-l'Évêque (Figure III.61).

Les descriptions qui suivent correspondent à des levés de sondages à la tarière (BRGM).

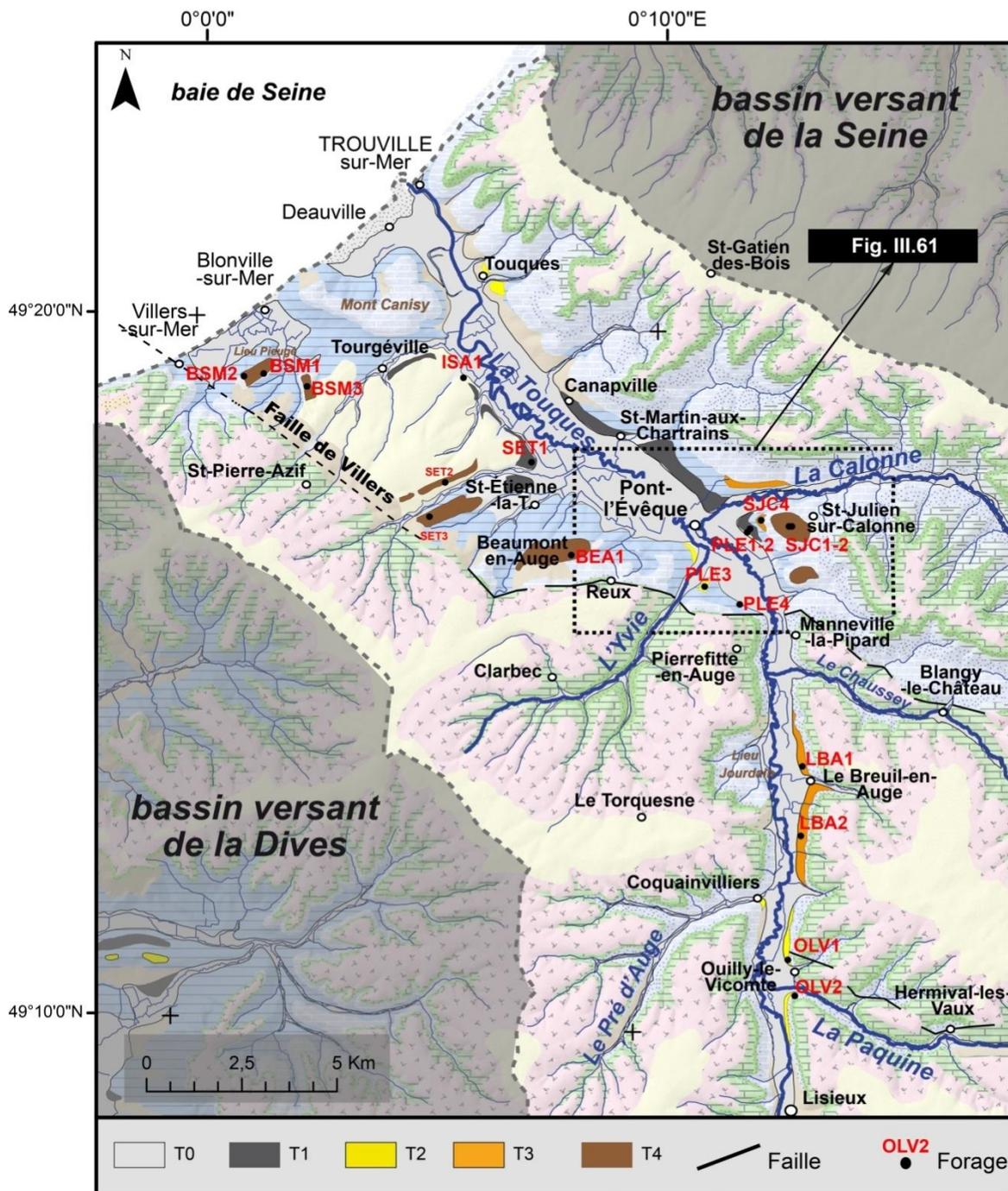


Figure III.60 Cartographie des terrasses fluviales étagées (T0 à T4) et du substratum géologique (légende figure III.36) entre Lisieux et Pont-l'Évêque (d'après Pareyn *et al.*, 1970). Localisation des sondages (OLV : Ouilley-le-Vicomte, LBA : Le Breuil-en-Auge, PLE : Pont-l'Évêque, SJC : Saint-Julien-sur-Calonne, BEA : Beaumont-en-Auge, SET : Saint-Étienne-la-Thillaye, BSM : Blonville-sur-Mer, ISA : Lieu Isabel)

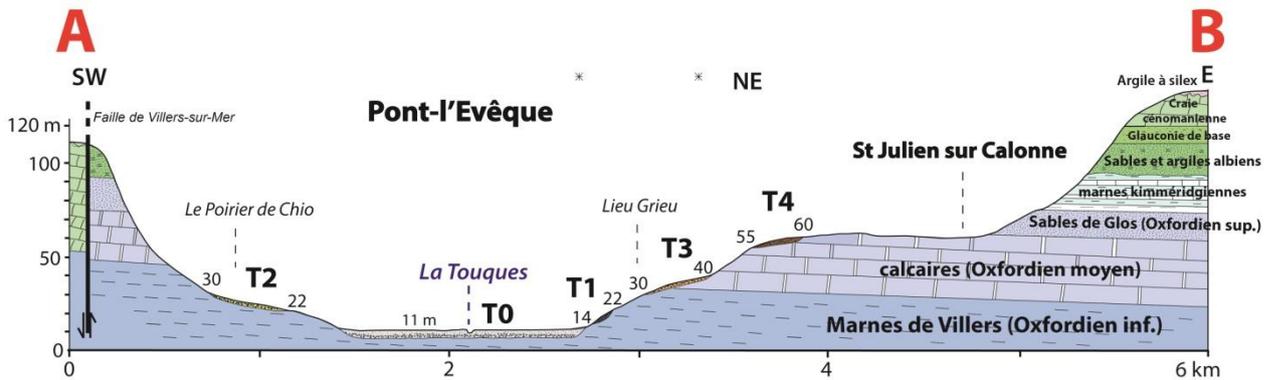
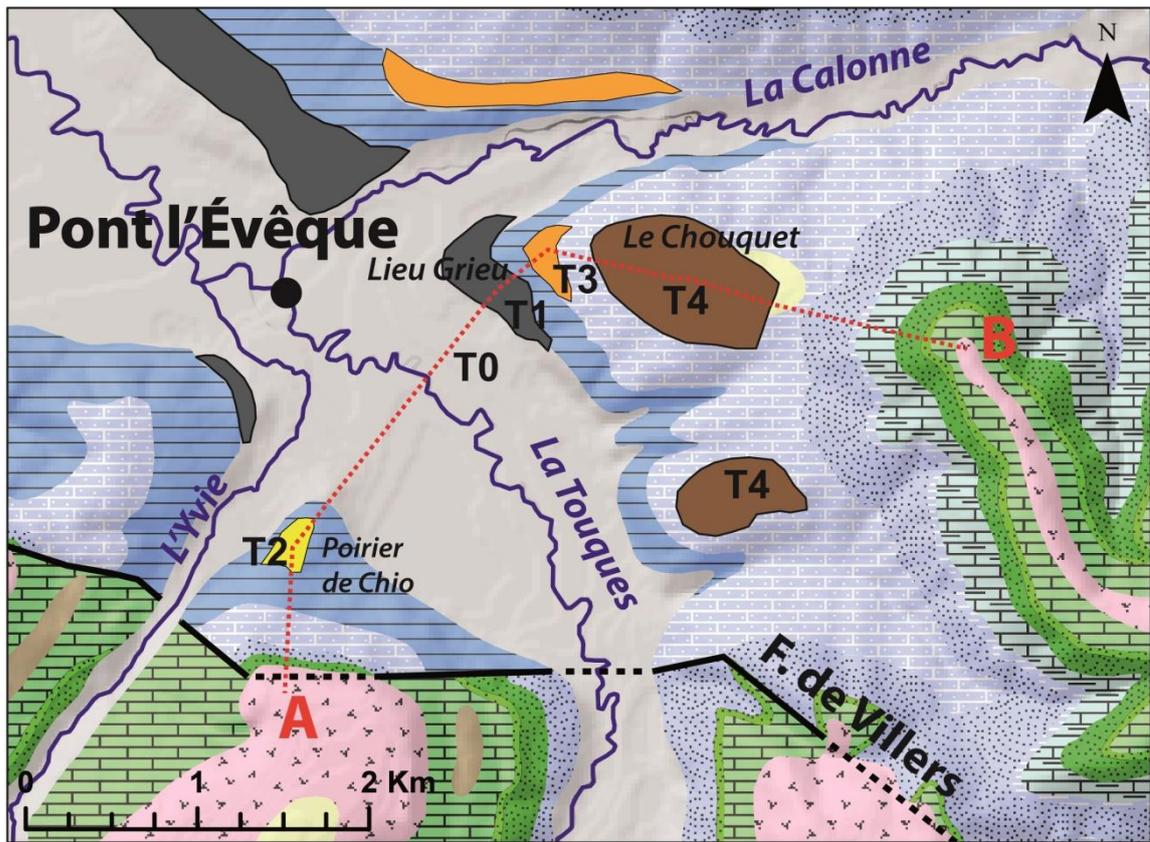


Figure III.61 Cartographie des terrasses fluviales étagées (T0 à T4) dans le secteur de Pont-l'Évêque et profil transversal (A-B) de la vallée de la Touques en relation avec la géologie du substratum (légende cf. Figure III.54)

3.3.3.1. Terrasses fluviales T4 (entre 60 – 80 m depuis la dernière incision du Weichsélien)

Les terrasses correspondent aux plus anciens témoins fluviaux de la Touques. Les nappes alluviales sont toutes résiduelles et sont présentes sur des replats identifiés entre 40 et 60 m NGF.

- nappe de Saint-Julien-sur-Calonne

La nappe alluviale dite de « Saint-Julien-sur-Calonne » est reconnue au lieu dit « Le Chouquet », à proximité du Four à chaux (forages (SJC1 et SJC2 ; Figure III.62), en rive droite de la Touques (Figure III.60). Sur les bords des routes (Le Chouquet, Four à chaux), de nombreux galets de silex crétacés,

très émoussés et de couleur miel à jaspé affleurent en grand nombre, à la surface. Néanmoins, les deux sondages effectués (SJC1 et SJC2) ont traversé un dépôt fluviatile peu épais (0,15 m), reposant sur des argiles décarbonatées de probables calcaires oxfordiens sous-jacents (Pareyn *et al.*, 1970). Au-dessus de la nappe de graviers, l'unité supérieure (0,55 m d'épaisseur) est composée de silts quartzeux associés à des grains de glauconie. Elle est interprétée comme des apports de coulées de solifluxion remaniant des sables glauconieux crétacés et des loëss. Si les sondages traversant la nappe alluviale de « Saint-Julien-sur-Calonne apportent peu d'informations sur la nature du dépôt fluviatile, en revanche, ils donnent une estimation de l'épaisseur et de l'altitude au contact avec le substratum (62,3 m NGF).

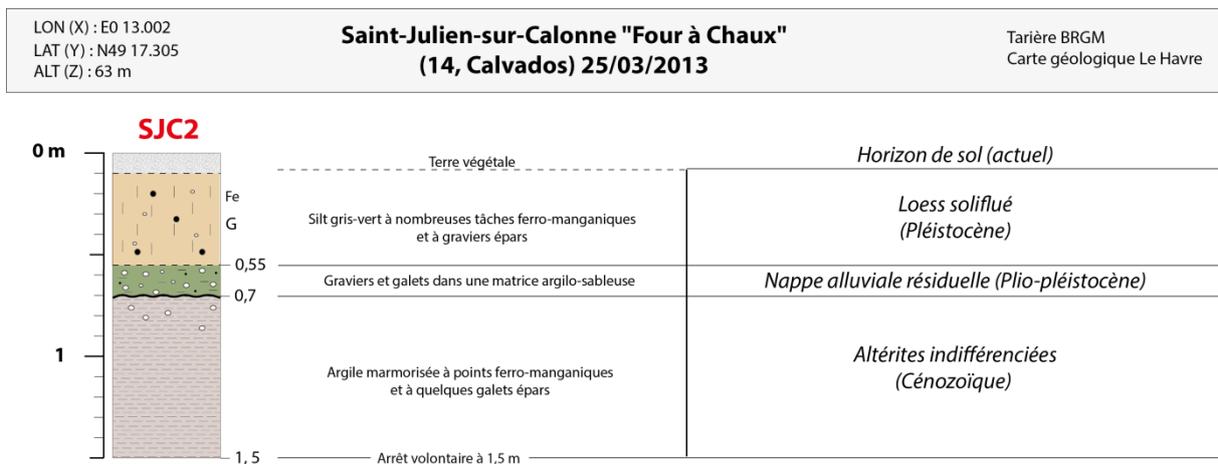


Figure III.62 Coupe stratigraphique du forage de la nappe de Saint-Julien-Calonne (SJC2)

Dans le prolongement aval de la Touques et en rive gauche, six lambeaux de terrasses fluviatiles sont représentés sur les cartes géologiques de Lisieux et du Havre (Figure III.60). Ils se rattachent aux replats entre 40-60 m d'altitude, légèrement orientés vers le NE, en direction de la vallée de la Touques. Il semble logique d'attribuer ces replats à la génération de terrasses T4, sur des critères géométriques.

- nappe de Saint-Étienne-la-Thillaye (SET3)

L'étude des six forages (Beaumont-en-Auge : BEA 1, Saint-Étienne-la-Thillaye : STE2 à STE3, Figure III.63, Blonville-sur-Mer : BSM 1 à BSM 3, Figure III.64) réalisés permet de différencier les dépôts alluviaux des dépôts de versant, à partir du degré d'éroulé des éléments détritiques et de la quantité de matrice argileuse.

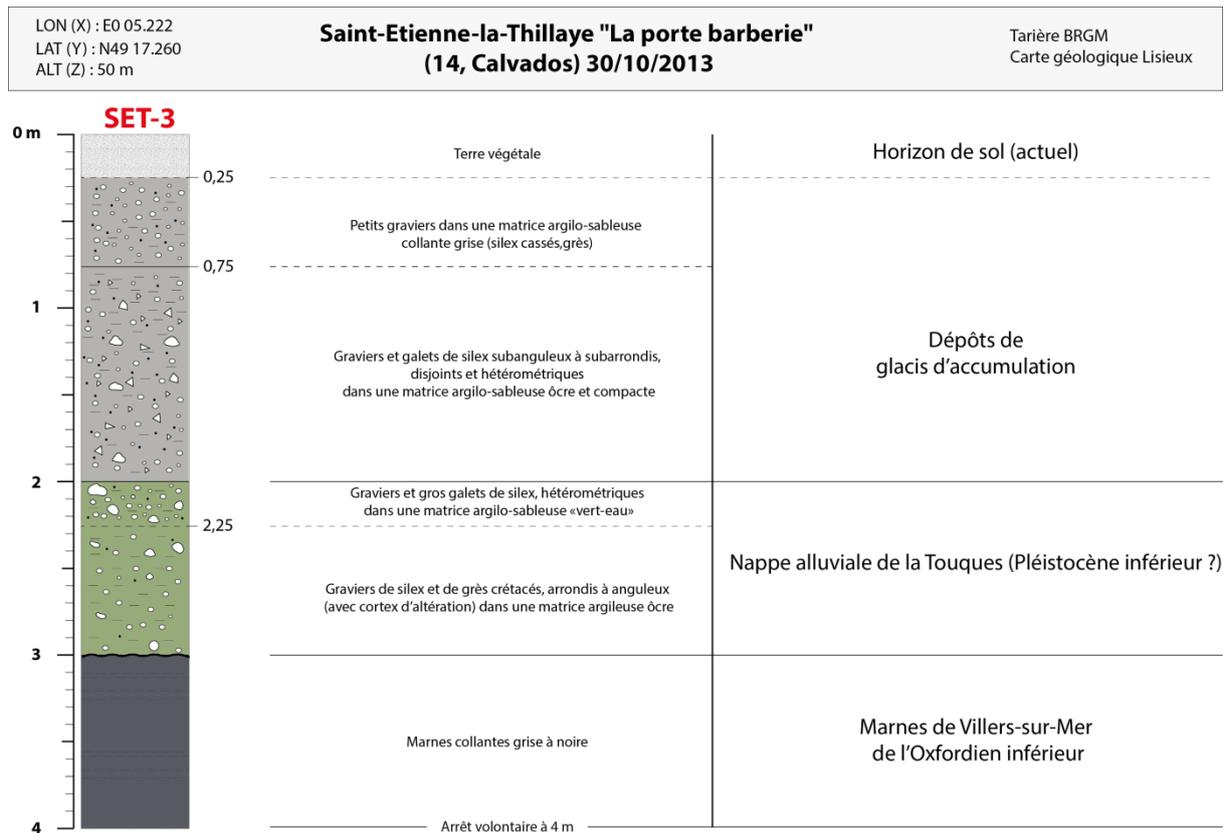


Figure III.63 Coupe stratigraphique du forage de la nappe de Saint-Etienne-la-Thillaye (SET-3)

- nappe de « Lieu Pieugé » (BSM2)

Le forage du Lieu Pieugé (commune de Blonville-sur-mer) a traversé 1,8 m de dépôts fluviatiles avec des silex crétacés et de plus rares grès tertiaires, dans une matrice argilo-sableuse (Figure III.64). Les grains de glauconie sont surtout abondants à la base de la nappe.

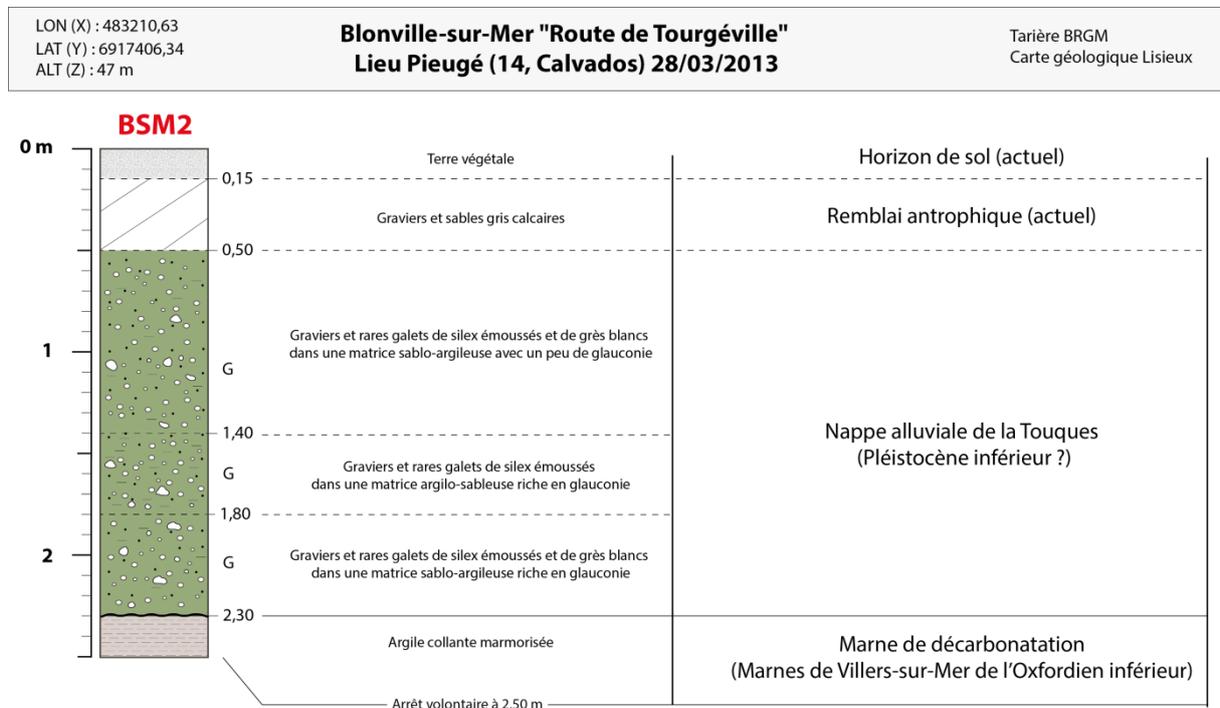


Figure III.64 Coupe stratigraphique du forage de la nappe de Blonville-sur-Mer (BSM2)

Ces deux forages SET3 et BSM2 distants d'environ 6 km décrivent des dépôts fluviatiles d'épaisseur métrique composés surtout de silex crétacés rougeâtres et de sables glauconieux.

3.3.3.2. Terrasses fluviatiles T3 (entre 20 – 30 m depuis la dernière incision du Weichsélien)

Ces terrasses affleurent en rive droite de la Touques. Une terrasse T3 a été traversée par le sondage SJC4 (Saint-Julien-sur-Calonne, Figure III.65) qui a atteint le substratum des Marnes de Villers (Oxfordien inférieur). La nappe alluviale est épaisse d'environ 2,3 m, composée de graviers et galets de silex noirâtres et rougeâtres, certains ayant conservé leur cortex, dans une matrice sablo-argileuse, avec grains de glauconie.

LON (X) : E0 12.395
 LAT (Y) : N49 17.378
 ALT (Z) : 34 m

Saint-Julien-sur-Calonne "Le Chouquet"
 (14, Calvados) 25/03/2013

Tarière BRGM
 Carte géologique Le Havre

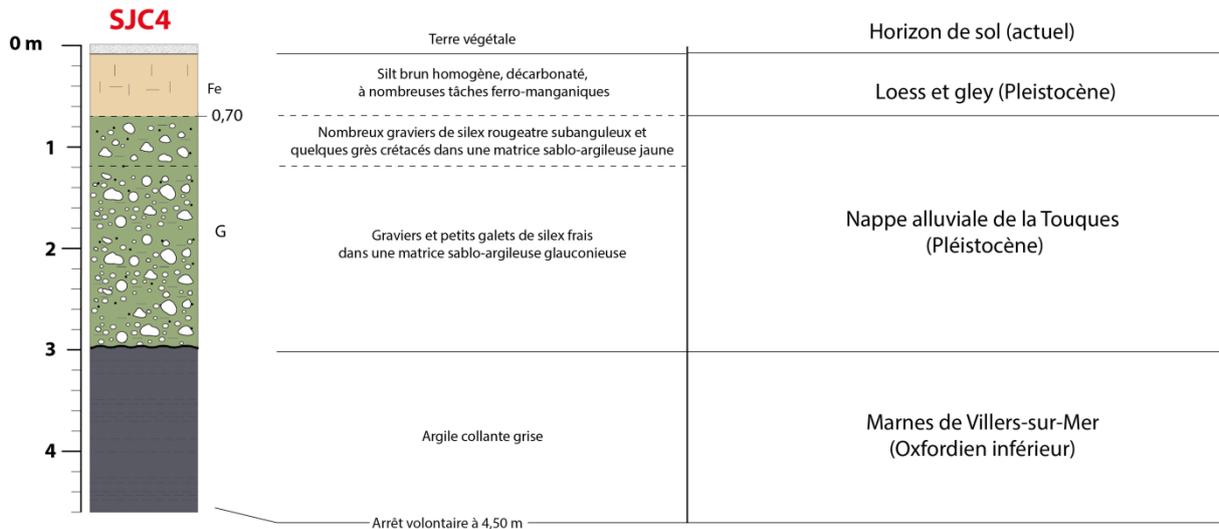


Figure III.65 Coupe stratigraphique du forage de la nappe de Saint-Julien-sur-Calonne (SJC4)

3.3.3.3. Terrasses fluviales T2 (entre 15 et 20 m ? depuis la dernière incision du Weichsélien)

Ces terrasses sont distinguées en rive gauche de la Touques, à la confluence de l'Yvie, au Poirier de Chio, au lieu dit Lesniès (Pareyn *et al.*, 1970). Un sondage (Pont-l'Évêque : PLE3, Figure III.66) a traversé environ 2 m de graviers et galets de silex crétacés subarrondis, dans une matrice argilo-sableuse devenant plus importante vers le sommet. Les Marnes de Villers ont été atteintes à 21,80 m NGF. Il s'agit d'anciens dépôts fluviaux remaniés par une coulée de solifluxion quaternaire.

LON (X) : E0 11.224
 LAT (Y) : N49 16.405
 ALT (Z) : 24 m

Pont-L'Évêque "Lieu Lesniès"
 (14, Calvados) 26/03/2013

Tarière BRGM
 Carte géologique Le Havre

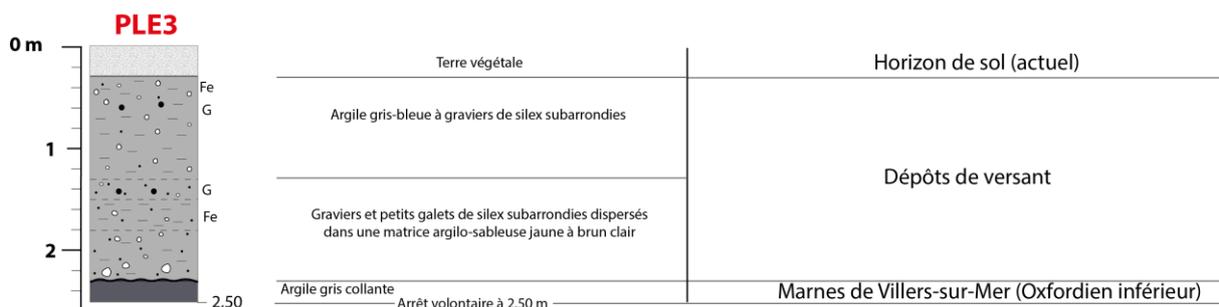


Figure III.66 Coupe stratigraphique du forage de la nappe résiduelle du Lieu Lesniès à Pont-l'Évêque (PLE3)

3.3.3.4. Terrasses fluviales T1 (entre 5 et 10 m depuis la dernière incision du Weichsélien)

Cette terrasse affleure sur les deux rives de la Touques, de Pont-l'Évêque à Tourgéville (8 km). Elle a été traversée par le sondage PLE1 (Pont-l'Évêque) au lieu Grieu et a atteint le substratum des Marnes de Villers (Oxfordien inférieur). La nappe alluviale est épaisse d'environ 2,6 m, composée de graviers et galets de silex crétacés granoclassés, certains ayant conservé leur cortex, dans une matrice sablo-argileuse, avec grains de glauconie. Le sommet de cette unité graveleuse est plus argileuse (0,7 m d'épaisseur) (Figure III.67).

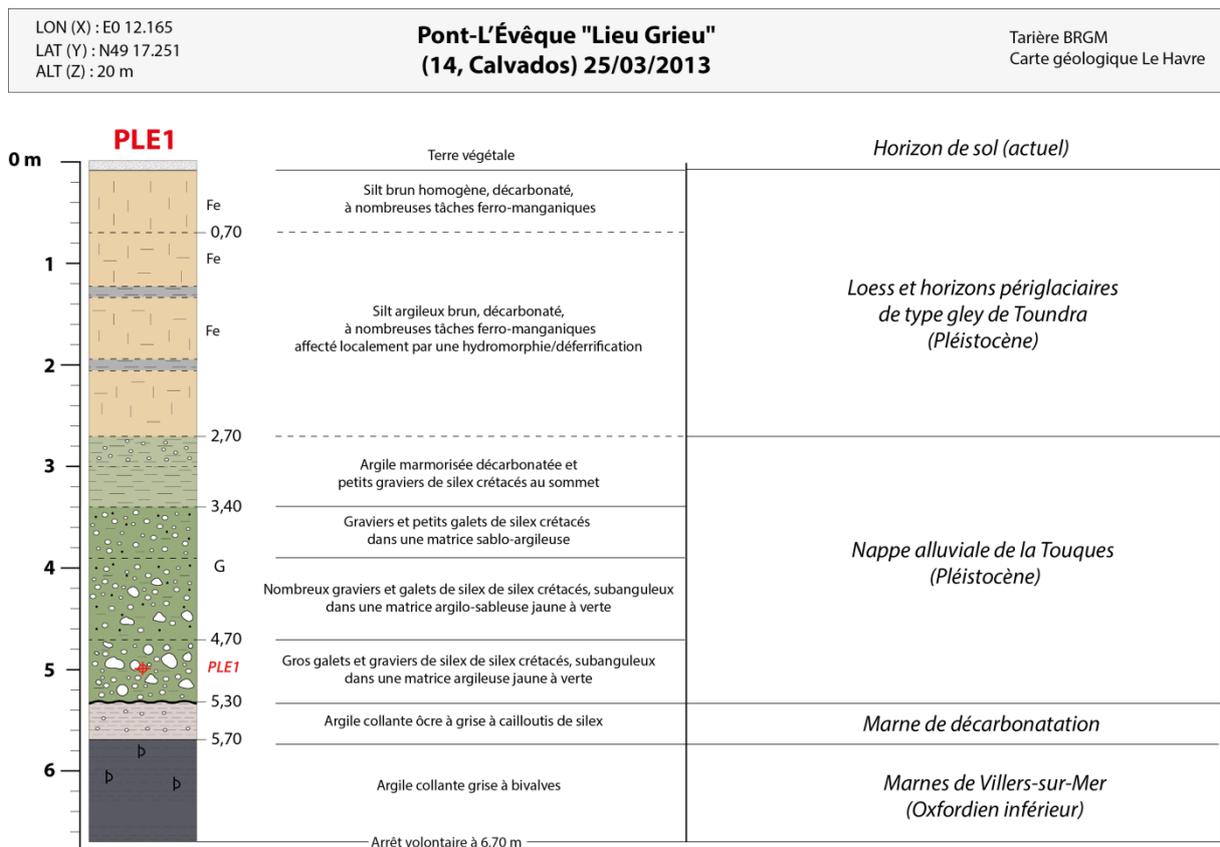


Figure III.67 Coupe stratigraphique du forage de la nappe du Lieu Grieu à Pont-l'Évêque (PLE1)

3.3.3.5. Nappe de fond de vallée de la Touques T0

Entre Lisieux et Trouville-sur-Mer, la nappe alluviale de fond de vallée est la mieux connue. Sa géométrie et la pétrographie de son matériel peuvent être complétées grâce aux nombreux sondages archivés à la B.S.S. et au C.E.T.E. (Annexe C) :

- profil longitudinal de la nappe de fond T0

Le profil longitudinal de la nappe de fond de la Touques (T0) est dessiné à partir de la compilation d'une centaine de forages (annexe C). Entre Lisieux et Pont-l'Évêque, l'épaisseur totale de la nappe

T0 varie entre 4 et 8 m, mais s'épaissit vers l'aval (entre 4 et 18 m vers Trouville-sur-Mer situé à 110 km). La nappe grossière reposant sur un substratum oxfordien varie entre 0 et 17 m d'épaisseur ; elle s'épaissit d'amont (entre 2m et 9 m à Gacé) en aval (entre 1 et 17 m à Trouville-sur-Mer). Les alluvions fines au toit de la nappe grossière ont une épaisseur entre 2 et 4 m, entre Lisieux et Pont-l'Évêque. Plus en aval, elles se mélangent aux argiles et sables estuariens dont l'épaisseur dépasse les 10 mètres.

Le profil longitudinal de la nappe de fond (Figure III.68) montre plusieurs ruptures de pente à Gacé, au passage des Marnes à pernes et du Roussier de Gacé (Oxfordien), en aval de Fervaques, à Saint-Germain-de-Livet, au passage des calcaires oxfordiens (Grouais) aux Marnes de Villers et à proximité de la faille de Courtonne et en amont de Pont-l'Évêque, en relation avec la faille de Villers et les Marnes de Villers.

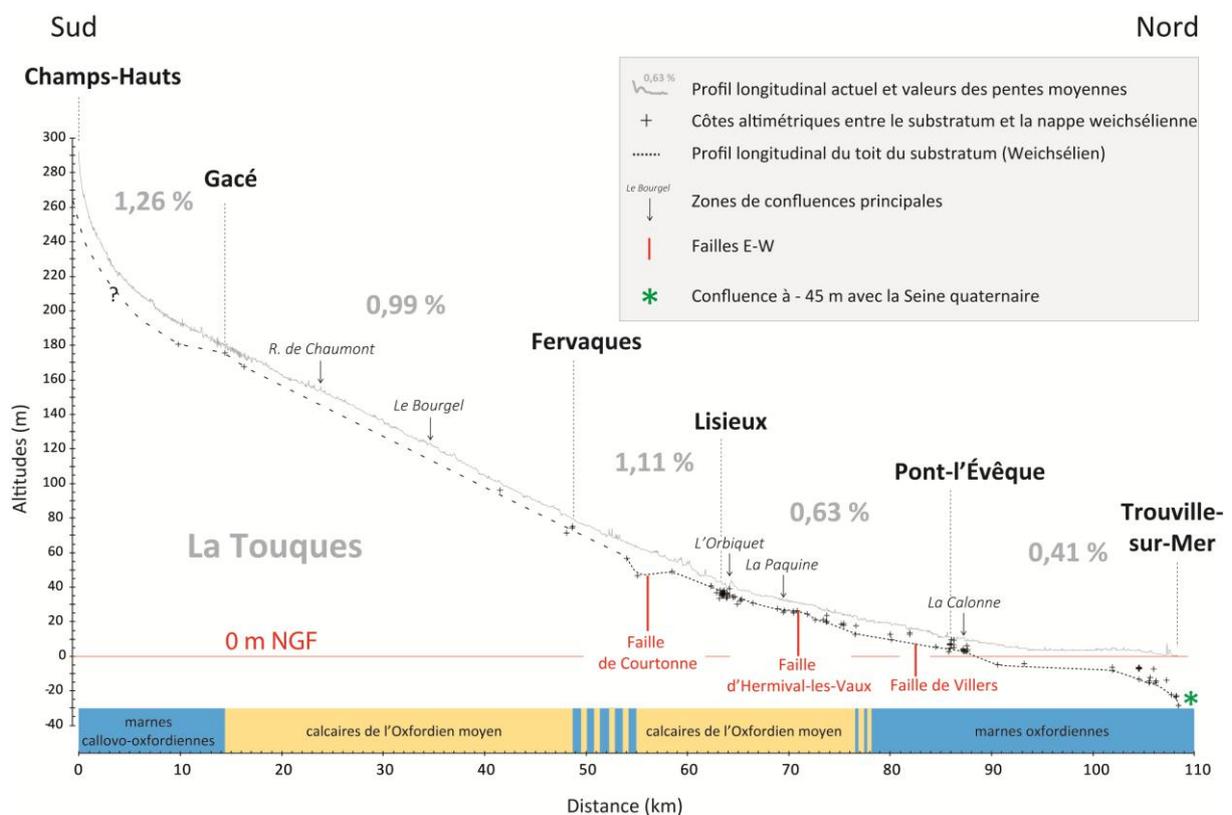


Figure III.68 Profil longitudinal de la nappe de fond de vallée de la Touques weichsélienne (côtes altimétriques de la base de la nappe d'après données BSS (Annexe C))

- profil transversal de la vallée de la Touques à Pont-l'Évêque

Le profil transversal (Figure III.69) de la vallée à Pont-l'Évêque, réalisé sur la base d'une vingtaine de sondages du C.E.T.E., permet de décrire le dernier épisode de creusement quaternaire. Sa morphologie témoigne d'une vallée large de 1,3 km présentant un fond plat légèrement ondulé. Son profil est symétrique, à travers les Marnes de Villers. Il traverse les terrasses T1 (Lieu Grieu sur la rive droite) et T2 (Poirier de Chio sur la rive gauche).

En amont, Mornod (1948) décrit un profil asymétrique W-E, avec un versant ouest plus abrupt que son versant est, dans l'agglomération lexovienne (Lisieux).

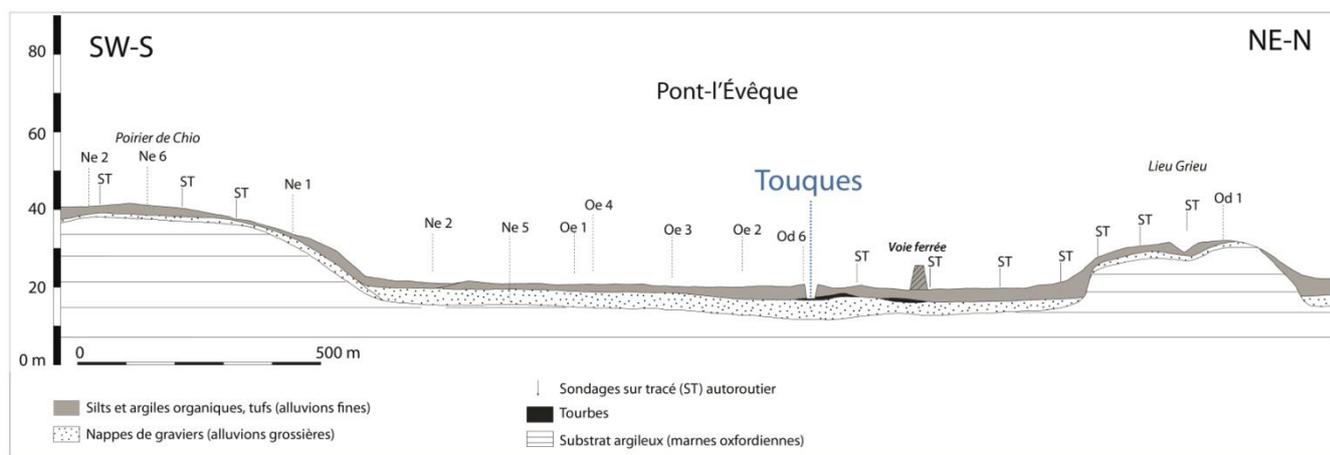


Figure III.69 Profil transversal du fond de vallée de la Touques à Pont-l'Évêque (d'après C.E.T.E, 1963)

Les deux profils transversaux à Lisieux et à Pont-l'Évêque, distants d'environ 15 km, établissent une augmentation de la largeur de la nappe alluviale T0 de la Touques (environ 400 m à Lisieux à 1,3 km à Pont-l'Évêque) et le passage d'une géométrie transversale dissymétrique (Lisieux) à symétrique (Pont-l'Évêque).

Cet élargissement de la nappe alluviale T0 de la Touques d'amont en aval s'opère sans augmentation de son épaisseur (Lisieux : 4-5 m ; Pont-l'Évêque : 3-6 m). Il s'expliquerait par la confluence de la Calonne apportant une charge sédimentaire plus importante et par le rôle indirect de la faille de Villers mettant à l'affleurement dans son compartiment Nord, les Marnes de Villers et les Sables de Glos plus faciles à éroder (Figure III.54).

Le passage d'une géométrie d'une vallée fluviale dissymétrique à un profil symétrique à Pont-l'Évêque pourrait s'expliquer par des changements lithologiques. La Touques incise les calcaires oxfordiens à Lisieux qui sont plus sensibles aux variations de gel/dégel, tandis qu'à Pont-l'Évêque, elle circule sur un substratum marneux. L'orientation de la vallée (méridienne à Lisieux, SSW-NNE à Pont-l'Évêque) peut également avoir induit des insulations différentes.

- nappe de fond (T0) à Pont-l'Évêque

Le forage PLE4 (Pont-L'Évêque, base de loisirs) réalisé au sud-est de Pont-l'Évêque (Figure III.70) a traversé la terminaison occidentale de la nappe de fond de vallée, avec deux unités distinctes, un niveau d'alluvions fines, au sommet (2,2 m d'épaisseur) et un niveau d'alluvions grossières, à la base (3 m). Au contact des Marnes de Villers (Oxfordien inférieur), les dépôts fluviatiles sont constitués de silex noirs subarrondis crétacés ou de l'argile à silex. La matrice sablo-argileuse (60 %) est composée de sables (moyen à grossier) quartzeux et surtout glauconieux. Ces matériaux détritiques sont d'origine régionale.

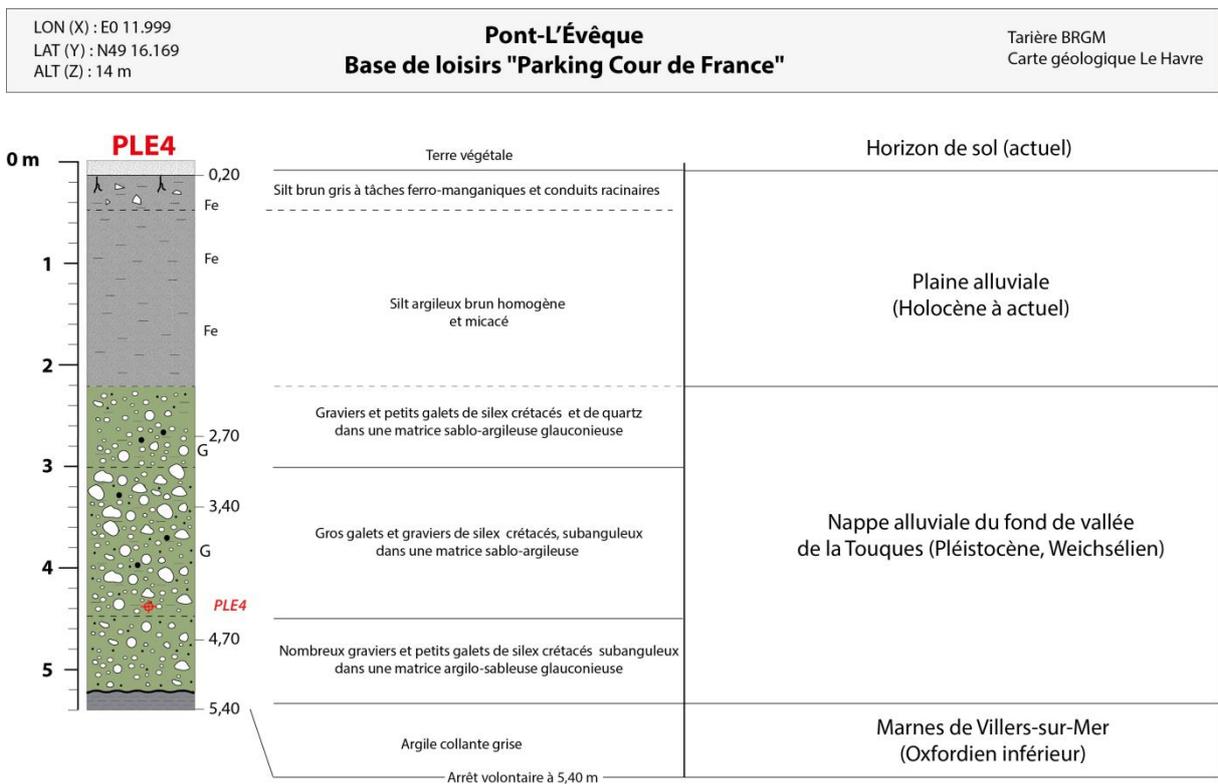


Figure III.70 Coupe stratigraphique du forage de la nappe alluviale de fond de vallée à Pont-l'Évêque (PLE4)

- Relations latérales de la nappe T0 avec la nappe alluviale T1 à Pont-l'Évêque

Le sondage réalisé au lieu Grieu sur la rive droite de la Touques permet d'expliquer les relations géométriques entre la terrasse T1 et la nappe de fond, à Pont-l'Évêque (Figure III.70 et Figure III.71). La terrasse T1 est incisée sur au moins 13 m d'épaisseur (sondages PLE1 et PLE2). Au pied de cette incision, le sondage PLE 2 a traversé 2,1 m de silts et argiles interprétés comme des dépôts de versant, avant d'atteindre le substratum des Marnes de Villers. Les dépôts fluviatiles n'existent pas dans ce sondage, mais ont été trouvés latéralement dans le sondage PLE1 (2,6 m d'épaisseur), situé à environ 120 m, au SW de PLE2.

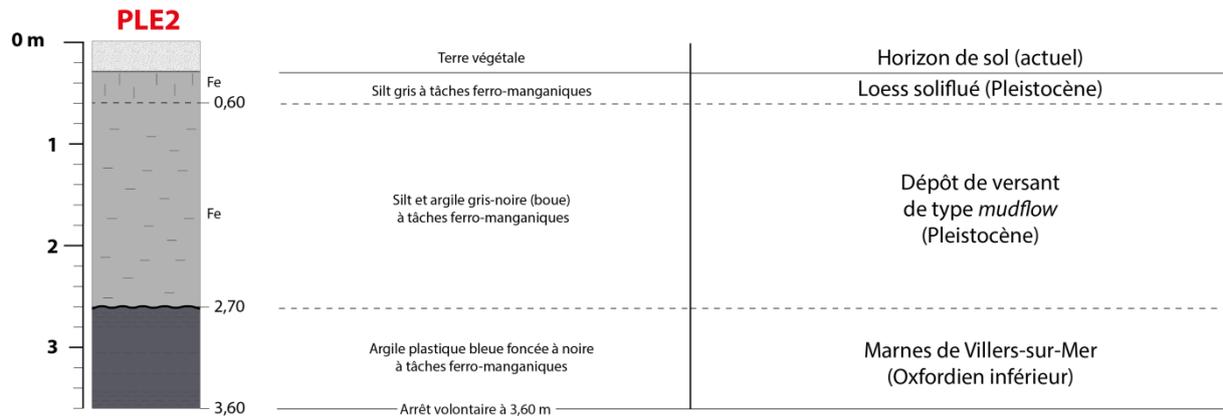


Figure III.71 Coupe stratigraphique du forage au Lieu Grieu, montrant le contact entre la terrasse T1 et T0 à Pont-l'Évêque (PLE2)

3.4. Conclusion : évolution pléistocène du bassin versant de la Touques

3.4.1. Apport de l'étude des terrasses fluviales de la Touques

Le bassin versant de la Touques est caractérisé par un système de quatre terrasses étagées, préservées au nord de Lisieux (Figure III.72 et Tableau III.5). Elles sont absentes dans le secteur amont entre Gacé et Lisieux. L'épaisseur des terrasses étudiées est métrique à plurimétrique.

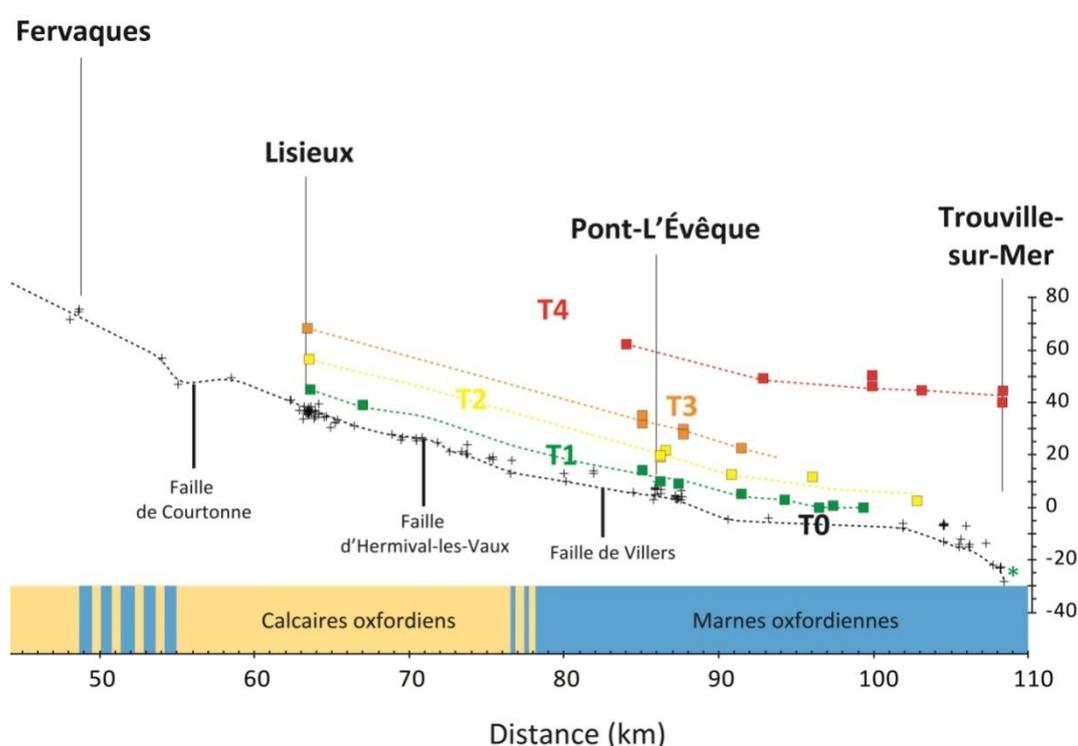


Figure III.72 Profils longitudinaux des terrasses fluviales (T0 à T4) de la Touques, entre Fervaques et Trouville-sur-Mer (environ 60 km)

T0	Nappe de fond	
T1	(5 à 10 m)	de Pont-l'Évêque à Tourgéville
T2	(15 à 20 m ?)	confluence de l'Yvie
T3	(20 - 30 m)	Saint-Julien-sur-Calonne
T4	(60 - 80 m)	nappe de Saint-Julien-sur-Calonne nappe de Saint-Étienne-la-Thillaye nappe de Blonville-sur-Mer

Tableau III.5 Synthèse des altitudes des terrasses fluviales de la Touques

Le matériel sédimentaire graveleux des terrasses de la vallée de la Touques est surtout constitué de silex prédominants, souvent peu usés, de couleur noire, rougeâtre ou ocre, certains ayant conservé leur cortex. Il n'est pas possible d'établir une corrélation entre le degré d'usure et la position dans les terrasses. Dans ce matériel grossier, de plus rares grès blanchâtres issus de faciès d'altération de la craie silteuse cénomaniennes ont été trouvés dans les terrasses. En revanche, les faciès calcaires oxfordiens n'ont pas été retrouvés dans le matériel des terrasses. La matrice argilo-sableuse est composée à la fois de grains de quartz et de grains de glauconie.

Le matériel sédimentaire graveleux des terrasses de la vallée de la Touques provient d'une érosion directe des craies crétacées à silex ou plus certainement d'un remaniement des Argiles à silex. Les rares attributions stratigraphiques disponibles de ces silex trouvés dans les Argiles à silex indiquent des étages crétacés plus récents que ceux aujourd'hui présents à l'affleurement.

Dans le secteur de Pont-l'Évêque, la foration de sondages sériés a démontré le remaniement de la terrasse T1 par des coulées de solifluxion, avant d'être en partie recouvertes par la nappe de fond T0.

3.4.2. Contrôles du réseau de drainage de la Touques

3.4.2.1. Contrôle structural

Des tronçons d'affluents de la rive droite de la Touques (Calonne, Courtonne) mais aussi le cours aval de la Touques ont une direction d'écoulement NW-SE orthoclinale (sens d'écoulement perpendiculaire au pendage des couches géologiques vers le NE). Les cours de la Paquine et de la partie aval de la Courtonne sont influencés par le rôle indirect des failles E-W d'Hermival et de Courtonne. Ils incisent en amont les Argiles à silex, la craie, puis les marnes, sables et calcaires oxfordiens ; leurs versants sont dissymétriques. Les affluents de la rive gauche (Yvie, Pré d'Auge et Cirieux) sont moins développés et cataclinales (sens d'écoulement conforme au pendage des couches géologiques vers le NE). Le cours rectiligne de la Touques amont est oblique par rapport au pendage des couches géologiques. Il est alimenté par de nombreux petits affluents présents sur les deux rives. La structuration monoclinale est indépendante de son écoulement rectiligne et mis en relation avec le bombement du Perche. L'écoulement rectiligne de la Touques a été interprété comme lié à la présence d'une faille méridienne pour le tronçon de Vimoutiers (Lecœur, 1885) ou pour l'ensemble du fleuve (Lagarde *et al.*, 2000). Dans le secteur de Vimoutiers, il n'existe pourtant aucun décalage entre les terrains mésozoïques de part et d'autre de la Touques (Ménillet *et al.*, 1994). En revanche, plus en amont, entre Notre-Dame-de-Courson et Fervaques, la Glauconie de base est décalée d'une vingtaine de mètres (Ménillet *et al.*, 1994).

Il n'existe pas un contrôle direct du réseau de drainage par les failles du bassin versant de la Touques, mais la direction d'écoulement des affluents de la Touques est parallèle à ces failles. Il y a donc une adaptation du réseau de drainage aux structures sur la rive droite de la Touques.

Le contrôle structural de l'écoulement de la Touques pléistocène résulte donc de l'effet conjugué de deux structures proches avec :

1) le bombement du Perche qui limite en amont le bassin versant de la Touques et contrôle l'organisation radiale du drainage de la Risle, le Touques et la Dives vers la baie de Seine. L'écoulement de la Touques sub-méridienne serait étroitement influencé par la pente sud-nord du môle de Gacé ;

2) la structuration monoclinale de la couverture mésozoïque sur la bordure orientale du Bassin parisien favorise la formation d'une cuesta dont le pendage est dirigé vers le Nord-Est. Seule la Touques aval s'écoule en position orthoclinale, tandis que ses petits affluents présents en rive gauche (Cirieux, Le Pré d'auge et l'Yvie) s'écoulent en position cataclinale de revers de cuesta. Ses plus grands affluents présents en rive droite (Orbiquet, Paquine et Calonne), s'écoulent en position orthoclinale en amont.

3.4.2.2. Contrôle climatique de la morphologie des vallées

La dissymétrie des vallées peut être décrite par la carte des pentes moyennes du bassin versant de la Touques, en retenant quatre classes principales [0-1,7°], [1,7-9°], [9-16°] et > 16° (Figure III.73). Des fortes pentes [>16°] sont trouvées tout le long de la Touques et sur tous ses affluents. Pour le cours rectiligne de la Touques amont jusqu'à Fervaques, les fortes pentes s'expliquent par l'incision verticale dans la craie et dans les calcaires oxfordiens. Entre Fervaques et Lisieux, elles sont situées sur la rive gauche au niveau de la convexité et sur la rive droite dans la concavité, ce qui apparaît contraire à la dynamique d'un cours d'eau sinueux présentant un profil concave en érosion. Les fortes pentes sont rencontrées sur des versants nord et nord-est, alors que les versants sud présentent une pente douce. Cette morphologie est trouvée préférentiellement sur les affluents de la rive droite de la Touques, orientés W-E ou NW-SE, et dans les lithologies crayeuses. C'est le cas de Calonne, de la Courtonne, de la Paquine. Un exemple de profil transversal est donné par la Figure 74 avec les contrôles climatiques. En revanche l'Orbiquet d'orientation NNW-SSE parallèle à la Calonne amont ne présente pas une forte pente.

Pour Elhaï (1963), Lautridou, (1985), Pissart (1987) ou French (1976), la dissymétrie des vallées s'explique par des processus périglaciaires, en fonction d'un contraste d'insolation et de l'orientation des versants. Sur le versant exposé au rayonnement solaire, les neiges hivernales fondent rapidement, en revanche, sur le versant exposé au Nord, le gel persiste plus longtemps favorisant une cryoturbation et la fonte des neiges participe aux processus de solifluxion et gelifluxion. Les colluvions s'accumulent en contrebas pour former un bourrelet qui oblige le cours d'eau à migrer vers son versant raide et à saper sa base.

Dans le secteur de Lisieux, Bigot (1936) a décrit de nombreux exemples de solifluxion et les lithologies (marnes, sables, argiles à silex) présentes dans les vallées sont favorables à ces processus. À cette morphologie périglaciaire des vallées, il existe aussi de nombreux contre-exemples de vallée dissymétrique, indiquant la participation d'autres facteurs de contrôle (lithologie, structuration et

mouvement vertical du dôme de Gacé). Klein (1973), sans rejeter l'explication climatique est plus nuancé car l'orientation de vallées est guidée par les structures.

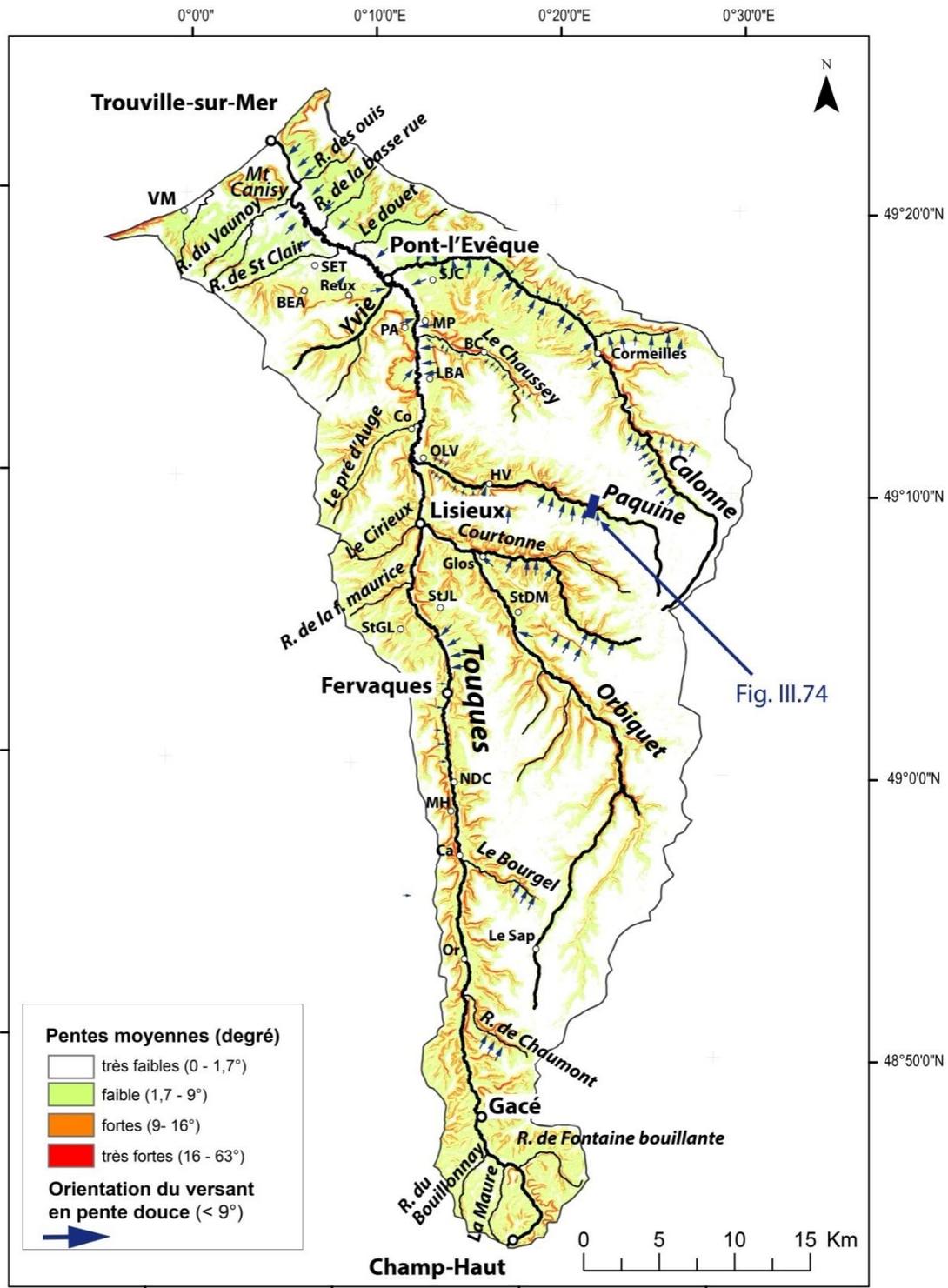


Figure III.73 Carte des pentes moyennes du bassin versant de la Touques avec orientation des versants en pente douce des vallées dissymétriques. Abréviations - Or : Orville, Ca : Canapville, MH : Les Moutiers-Hubert, NDC : Notre-Dame-de-Courson, StGL : Saint-Germain-de-Livet, StJL : Saint-Jean-de-Livet, StDM : Saint-Denis-de-Mailloc, OLV : OUILLY-le-Vicomte, HV : Hermival-les-Vaux, Co : Coquainvilliers, LBA : Le Breuil-en-Auge, BC : Blangy-le-Château, MP : Manneville-la-Pippard, PA : Pierrefitte-en-Auge, SJC : Saint-Julien-sur-Calonne, VM : Villers-sur-Mer, SET : Saint-Etienne-la-Thillaye, BEA : Beaumont-en-Auge.

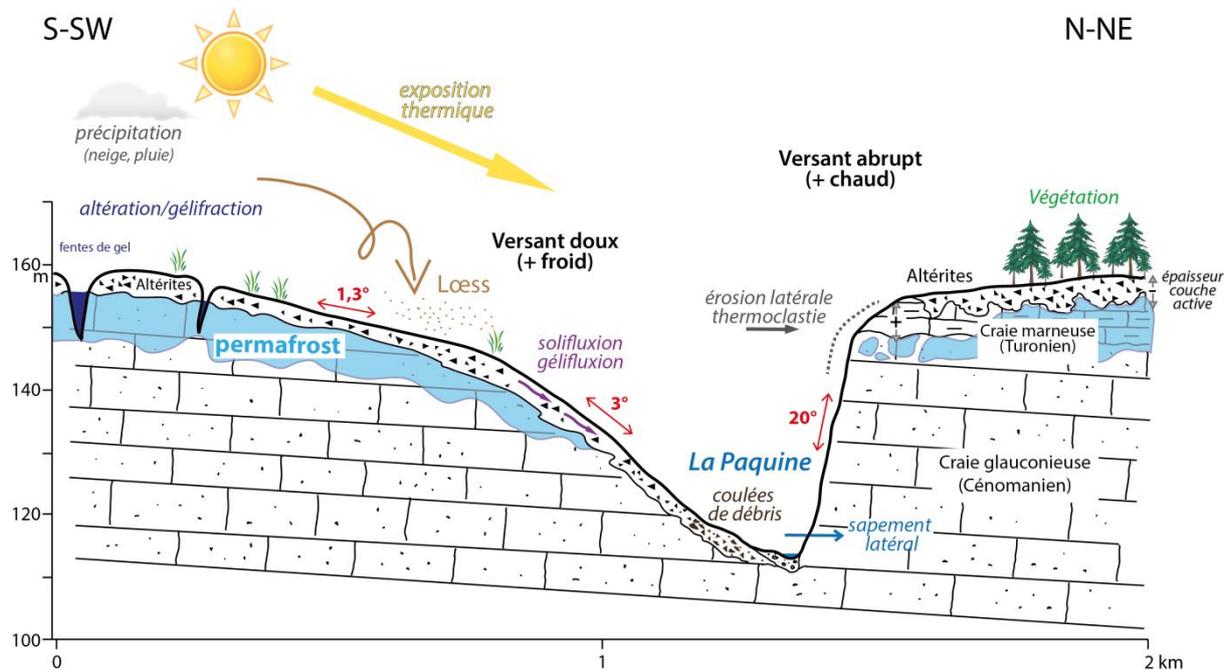


Figure III.74 Exemple de coupe transversale de la vallée dissymétrique de la Paquine avec les processus périglaciaires expliquant la morphogénèse de la vallée.

3.4.2.3. Contrôle eustatique de la vallée de la Touques

La basse vallée de la Touques est élargie à son embouchure entre Blonville-sur-Mer et Trouville-sur-Mer, limitée à l'ouest par les falaises des Vaches noires et à l'est par celles des Roches noires (Figure III.57). Seul le récif corallien oxfordien du Mont Canisy (80-90 m) constitué de calcaires cimentés résistants n'a pas été érodé, à l'embouchure. Cet élargissement se poursuit vers l'amont jusqu'à Pont-l'Évêque, lui donnant une géométrie triangulaire et l'embouchure se raccorde vers l'aval au réseau de la paleoSeine (Benadbellouahed, 2011).

3.4.3. Apports de l'étude du bassin versant de la Touques dans l'évolution des reliefs du bassin versant côtier de la baie de Seine

La morphologie du bassin versant de la Touques est dissymétrique, avec une rive droite plus étendue (150 km²) que la rive gauche (35 km²). Cette dissymétrie est d'origine structurale, liée à l'effet conjugué de la structuration monoclinale de la couverture mésozoïque avec un pendage des couches orienté vers le Nord-Est et au bombement du Perche limitant en amont le bassin versant de la Touques et contrôlant l'organisation radiale du drainage vers la baie de Seine.

Si ce bombement est à l'origine du cours rectiligne de la Touques amont, la structuration monoclinale règle le drainage de la Touques moyenne et aval où s'exerce également sur cette dernière, un contrôle eustatique. La chronologie de ces structurations reste hypothétique faute de marqueurs stratigraphiques certains. La structuration monoclinale est acquise dès la fin du Crétacé ; une surface d'érosion tronque les terrains et favorise le début des altérations à la surface des plateaux. L'âge de la déformation du Perche est fini-Paléocène ou début Néogène, en relation avec les placages de sables et conglomérats préservés à la surface des reliefs armoricains.

Dans les deux structures, un relief est créé avant l'incision pléistocène des fleuves côtiers. Les dépôts d'une paléoTouques ne sont pas reconnus, mais il existe un axe préférentiel d'écoulement vers le nord, selon la pente régionale, puis en direction du NW pour se raccorder au réseau fluvial de la Manche. Ce paléodrainage participe au décapage du plateau des argiles à silex dont les produits d'érosion seront ensuite remaniés pour fournir les dépôts de terrasses lors de l'incision de la Touques pléistocène. L'embouchure de la Touques reste de taille modeste, malgré la confluence de ses plus importants affluents, car les lithologies sont plus résistantes.

Lors des fluctuations climatiques pléistocènes, les affluents de la Touques sont soumis à des processus périglaciaires qui façonnent la dissymétrie de la plupart des versants. Le fonctionnement de ces affluents participe également à la poursuite de l'érosion des argiles à silex et des plateaux crayeux et par conséquent au recul de la cuesta du pays d'Auge vers l'est, en direction de la vallée de la Seine. La Touques périglaciaire n'a laissé que le témoin de la nappe fluviale grossière de fond de vallée. Au cours des épisodes froids du Weichsélien, nous envisageons un système fluvial grossier, rectiligne, développé au sein d'une vallée confinée. Seules des barres latérales ou longitudinales ont pu se développer. L'énergie donnée par la pente a favorisé l'incision rapide des séries calcaires oxfordiennes aux dépens de l'accumulation.

4. Le système fluvial de la Dives

La Dives actuelle prend sa source à 250 m de hauteur dans la partie méridionale du Pays d'Auge, à proximité des collines du Perche ornais, et débouche dans la baie de Seine, à Dives-sur-Mer. Elle s'écoule d'abord selon une direction SE-NW en contre-bas des plateaux du pays d'Auge, à soubassement callovo-oxfordien argileux, puis calcaire entre Chambois et Morteaux-Coulibœuf (plaine de Trun). La Dives caractérise un tracé subséquent d'un relief de cuesta crétacée (côte du Pays d'Auge). Cette position singulière de son cours oppose une rive gauche, traversée par de petits affluents issus de la Zone bocaine (Massif armoricain) et une rive droite caractérisée par des cours d'eau augerons (Viette, Vie) similaires au système fluvial de la Touques (Figure III.75).

À partir de Morteaux-Coulibœuf, la Dives prend une direction SW-NE selon la structuration monoclinale des bas plateaux calcaires jusqu'à Saint-Pierre-sur-Dives et divague ensuite sur les assises argileuses callovo-oxfordiennes d'un revers de cuesta jurassique (côte de l'avant-Pays d'Auge). La Dives traverse les villes de Chambois (61), Trun (61), Morteaux-Coulibœuf (14), Saint-Pierre-sur-Dives (14), Quétiéville (14) et débouche en baie de Seine, entre Cabourg (14) et Dives-sur-Mer (14).

4.1. Géologie du bassin versant de la Dives

Le bassin versant de la Dives appartient à quatre ensembles géologiques : le synclinorium paléozoïque de la Zone bocaine au sud, les plateaux calcaires jurassiques des campagnes de Caen, Falaise et Trun-Argentan à l'ouest, la vallée d'Auge avec les alternances marno-calcaires calloviennes au nord et les plateaux crayeux et argiles à silex du pays d'Auge, à l'est (Figure III.75).

Le réseau hydrographique du bassin versant de la Dives traverse par conséquent diverses lithologies, avec les schistes et grès fins précambriens, les grès et conglomérats plus résistants cambriens et ordoviciens, les cailloutis et argiles meubles du Trias supérieur, les grès calcaires et les calcaires argileux du Lias, les calcaires fins, oolithiques ou bioclastiques bathoniens, plus ou moins cimentés, les marnes callovo-oxfordiennes, les calcaires oolithiques et récifaux de l'Oxfordien moyen, les sables glauconieux du Crétacé inférieur, les craie marneuses et glauconieuses à silex, les argiles à silex avec intercalations sableuses et enfin les poudingues et grès silicifiés tertiaires.

4.1.1. Les séries briovériennes et paléozoïques

Au Sud-Ouest du bassin versant de la Dives, les affluents du Laizon, de l'Ante, du Maillon et de Trainefeuille, sur la rive gauche de la Dives incisent le flanc nord du synclinorium de la zone bocaine d'orientation N110, ainsi que les terrains schisteux et gréseux briovériens (Figure III.75).

Les barres gréseuses ordoviciennes ne sont que partiellement érodés et persistent à la surface de la plaine post-varisque au cours des premiers dépôts de la transgression jurassique.

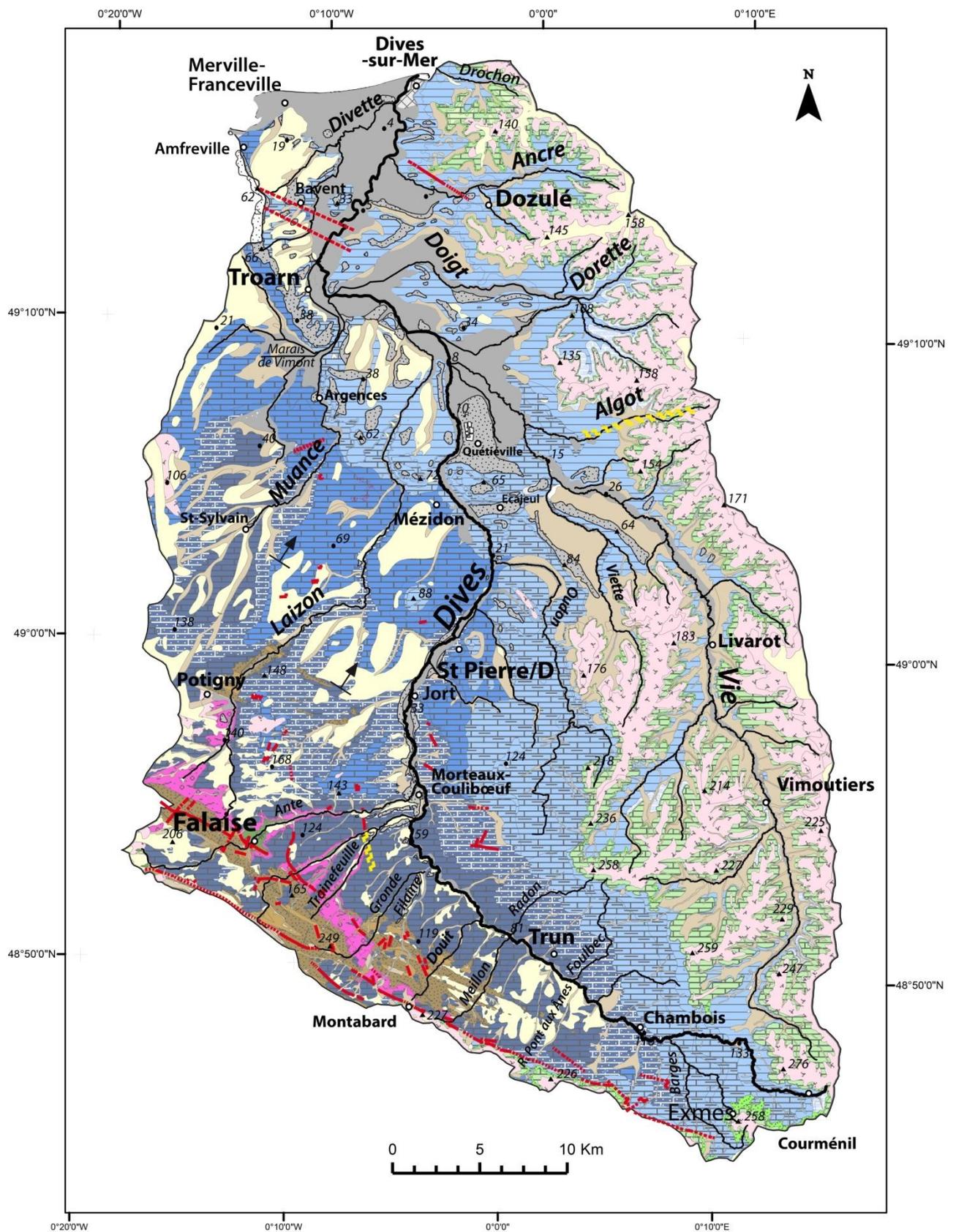


Figure III.75 Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Dives (légende ci-après)

Stratigraphie et lithologie

Cénozoïque

- Alluvions récentes: silts, sables et tourbes de fond de vallée (Holocène)
- Dépôts fluvio-marins
- Loess (Pléistocène sup.)
- Alluvions anciennes: galets, graviers, sables et argiles (Pleistocène inf. à sup.)
- Dépôts de versants, colluvions et coulées de solifluction (Quaternaire à actuel)
- Formations résiduelles meubles (Tertiaire-Pleistocène)
- Sables, argiles, graviers, grès (Eocène-Oligocène)

Mésozoïque

Cénomaniens à Turonien

- Craie glauconieuse (Cénomaniens inf.)
- Craie de Rouen (Cénomaniens moy. à sup.)
- Craie marneuse (Cénomaniens sup.)

Aptien-Albien supérieur

- Sables glauconieux
- Sables et argiles sableuses (Glaucoune de base)

Kimméridgien

- Marnes bleues et calcaires coquilliers

Oxfordien moyen à supérieur

- série carbonatée
 - Calcaire de Blangy*
 - Coral-Rag*
 - Calcaire oolithique de Trouville*
 - Calcaire du Mont Canisy*
 - Calcaire du Grouais*
 - Calcaire du Roussier de Gacé*
- Calcaires durs *Calcaire à astartes*
- Marnes *Marnes de Villerville*
Marnes de Cricquebeuf
- Sables fins et grès calcaires *Sables de Glos*

Callovien inférieur à Oxfordien inférieur

- Marnes *Marnes à Pernes*
Marnes de Villers
Marnes de Dives
Marnes à Belemnopsis latesulcatus
Marnes d'Argences
- Marnes et calcaires *Assise des Carreaux*
Marnes et calcaires de Crèvecoeur
Marnes d'Escoville

Straturation

- Flexure
- Faille aveugle (recouvertes par des altérites)
- Faille

Bathonien supérieur

- Calcaires durs
 - Calcaires de Langrune*
 - Caillasse de Basse-Ecarde*
 - Calcaire de Ranville*
 - Caillasse de Blainville*
 - Calcaire de Fe*
 - Cornbrash*

Bajocien à Bathonien moyen

- Calcaires tendres, oolithiques
 - Calcaire de Bon-Mesnil*
 - Calcaire de Rouvres*
- Calcaires durs
 - Calcaire de Caen*
 - Calcaire de Fresné-la-Mère*
 - Calcaire de Bailleul*
 - Faciès de bordures des Eceuilis*
- Marnes et calcaires *Marnes de Port-en-Bessin*

Pliensbachien à Toarcien

- Calcaires

Trias supérieur

- Conglomérats fluviatiles, sables et argiles

Paléozoïque

- Grès, arkoses et quartzites
 - Grès Armoricains (Ordovicien)*
 - Grès de May (Ordovicien)*
 - Grès de Caumont (Cambrien inf.)*
- Schistes et calcaires
 - Calcaires à Rosanella (Cambrien inf.)*
 - Schistes d'Urville (Ordovicien)*
 - Ampéllites (Silurien)*

Protérozoïque

- Grès, siltites et argillites
 - Formation de la Laize et de Granville (Briovérien)
- Granodiorite cadomienne

Figure III.75 Lithologie et stratigraphie des terrains du bassin versant de la Dives

Elles sont à l'origine des faciès calcaires coquilliers grossiers d'écueil. Ces barres sont mises en valeur sur les crêtes externes des synclinaux WNW-ESE de May-sur-Orne, Potigny et de Falaise. Leurs incision a provoqué la formation de cluses orientées NE-SW (Laizon : la Brèche au Diable à Potigny ou Trainefeuille : Saint-Pierre-du Bû près de Falaise).

4.1.2. La série mésozoïque

Les terrains mésozoïques sont les mieux représentés dans le bassin versant de la Dives, avec les calcaires jurassiques des campagnes de Caen, Falaise et Trun-Argentan et la série callovo-oxfordienne du pays d'Auge (Figure III.75). Les affleurements d'argiles à cailloutis du Trias supérieur sont plus rares, affleurant surtout à proximité des reliefs paléozoïques.

4.1.2.1. Les terrains triasiques et bajo-bathoniens des campagnes de Trun, Falaise et Caen

La série carbonatée bajo-bathonienne épaisse au nord de Caen se biseaute en direction de Falaise, à l'approche des reliefs paléozoïques (Riout, 1968 ; Dugué *et al.*, 1998). Les calcaires pliensbachiens peu épais deviennent plus détritiques, la série toarcienne est lenticulaire, souvent représentée par un cailloutis phosphaté (Gigot *et al.*, 1999). La Formation bathonienne des Marnes de Port-en-Bessin disparaît, les calcaires bathoniens reposant directement au-dessus des calcaires bajociens (Calcaires à *Acanthyris spinosa*).

Tous les calcaires bajo-bathoniens ne présentent pas la même dureté. En fonction de leur degré d'altération, ces calcaires bajo-bathoniens peuvent être subdivisés en trois ensembles lithologiques retrouvés dans la coupe géologique simplifiée de Falaise (Figure III.76) :

- un premier ensemble correspondant aux calcaires micritiques (Calcaire de Fresné-la-Mère, Calcaire de Caen) et aux faciès calcaires coquilliers grossiers de bordure d'écueils gréseux paléozoïques (Bajocien supérieur à Bathonien moyen) (Gigot *et al.*, 1999). Ces formations géologiques recouvrent une partie des paléoreliefs résiduels de la plaine varisque, entre Falaise et Morteaux-Coulibœuf. Ces calcaires peuvent renfermer des accidents siliceux gris translucides ;

- un deuxième ensemble regroupe les formations à sables pelliétoïdaux ou oolithiques (Calcaire de Rouvres équivalents latéraux du Calcaire de Creully et le Calcaire de Bon-Mesnil équivalent latéral du Calcaire de Blainville). Ces formations du Bathonien moyen affleurent surtout en rive droite de la Dives et en rive gauche, au nord de l'Ante ; elles ont été érodées à proximité de la zone Bocaine ;

- un troisième ensemble correspond aux faciès calcaires cimentés durs (Calcaire de Ranville) avec la présence de silex gris à brun, à patine claire et, aux faciès calcaires à bryozoaires cimentés dans la partie sommitale (Calcaire de Langrune).

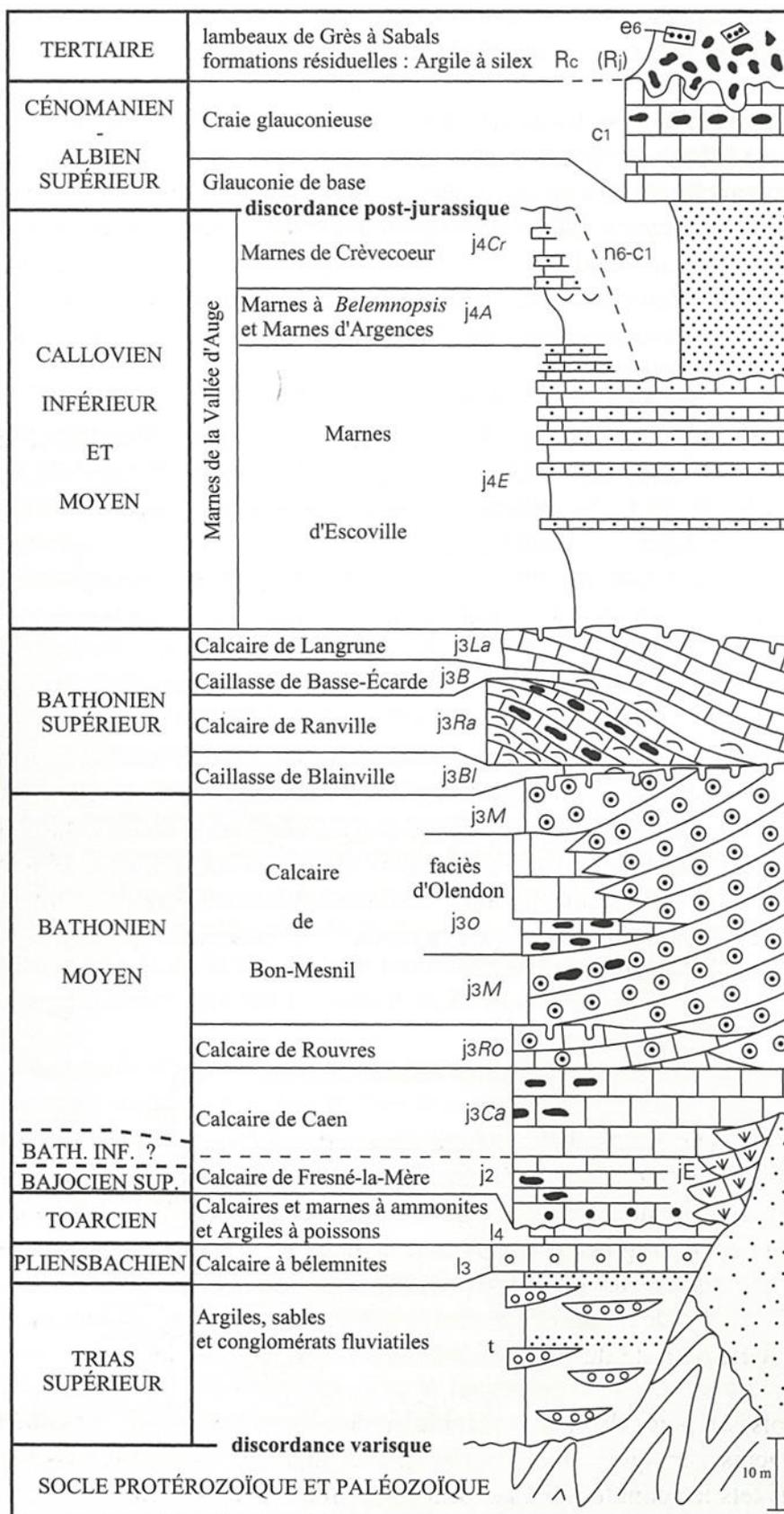


Figure III.76 Coupe géologique simplifiée de la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire sur la feuille Falaise (d'après Gigot et al., 1999)

4.1.2.2. Les terrains callovo-oxfordiens du pays d'Auge

La totalité de la série callovo-oxfordienne du pays d'Auge a été décrite dans le bassin versant de la Touques et une coupe naturelle du pays d'Auge affleure dans les falaises littorales de la baie de Seine, entre l'embouchure de la Dives et Villers-sur-Mer (falaises des Vaches-noires), les terrains argileux de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur n'affleurant pas dans le bassin versant de la Dives.

La coupe callovo-oxfordienne du nord Pays d'Auge décrite par Dugué (1989), Rioult *et al.* (1991) et Dugué *et al.*, (1998) est caractérisée à la base par une épaisse série terrigène (Bathonien terminal à Oxfordien inférieur, 100 m environ) dont les lithologies ne sont pas homogènes. Les premiers dépôts terrigènes surmontant les derniers calcaires bathoniens (Calcaire de Langrune, Bathonien supérieur) sont des alternances marno-calcaires (Argiles de Lion ou Cornbrash, Bathonien terminal). Elles sont recouvertes par les Marnes d'Escoville (Callovien inférieur), avec des marnes à brachiopodes, bioturbées, riches en pyrite et en débris de bois, à la base passant à des alternances marno-calcaires silteuses, puis par les Marnes d'Argences (Callovien inférieur), avec un cordon de nodules carbonatés. Elles sont surmontées par les Marnes à *Belemnopsis latesuscatu*s (Callovien inférieur) plus silteuses, passant vers le haut aux Marnes sableuses et calcaires de Crèvecœur (Callovien moyen) qui affleurent médiocrement à l'entrée de Dives-sur-Mer et autour de Crèvecœur. La série marneuse qui affleure ensuite dans les falaises des Vaches noires devient plus homogène et les décharges détritiques quartzeuses moins abondantes, (Marnes de Dives, Callovien supérieur et Marnes de Villers, Oxfordien inférieur). La série terrigène callovo-oxfordienne se termine par des calcaires marneux à oolithes ferrugineuses (Oolithe ferrugineuse de Villers, Oxfordien inférieur).

4.1.2.2. Les terrains crétacés du pays d'Auge

La coupe des terrains crétacés est celle décrite dans le bassin versant de la Touques. La géologie des terrains crétacés du sous-bassin de la Vie se rattache en tout point à celle du bassin versant de la Touques. Dans le nord pays d'Auge, les sables quartzeux argileux et glauconieux, meubles, de la Glauconie de base (5-15 m, Albien supérieur à Cénomaniens inférieur) représentent la base de la série crétacée. Ils sont discordants sur la série callovo-oxfordienne et sont recouverts par une épaisse série crayeuse (Juignet, 1974) constituée à la base par la Craie glauconieuse à silex gris et passées plus sableuses (environ 30 m ; Cénomaniens inférieur), surmontée par la Craie de Rouen (environ 10 m, Cénomaniens moyen p.p), craie à silex et nodules phosphatés. La craie du Cénomaniens supérieur n'est pas connue à l'affleurement dans le nord Pays d'auge.

4.1.3. Les dépôts cénozoïques

Le sommet des plateaux crayeux du pays d'Auge est recouvert par les argiles à silex (0,5 à 6 m épaisseur), et par de plus rares épandages de grès et conglomérats silicifiés cénozoïques (ex : Grès du Cinglais, Conglomérat de Saint Marguerite de Viette) et par les loëss quaternaires (4 à 7 m épaisseur).

Comme dans l'exemple du bassin versant de la Touques, les argiles à silex présentes au sommet de tous les plateaux du pays d'Auge sont caractérisées par la grande abondance de silex, dans une matrice argileuse kaolinitique à argilo-sableuse rougeâtre. Cette formation résiduelle provient de l'altération de la craie sous-jacente, ce qui explique que sa limite inférieure avec la craie est irrégulière, avec de fréquentes poches de dissolution et les épaisseurs d'altération très variables (métrique à décimétrique) (Quesnel, 1997).

Les argiles à silex se forment durant tout le Tertiaire et certaines durant les phases tempérées du Quaternaire (Quesnel, 1997). D'autres formations résiduelles sont issues de la décalcification des calcaires liasiques à bathoniens de la campagne de Falaise et du plateau du Cinglais, donnant également des argiles à silex (Gigot *et al.*, 1999).

Enfin, des sables quartzeux à Nummulites remaniées ont été trouvés au sein des argiles à silex sur le plateau d'Auberville, près de Houlgate. Ils ont été rapportés à l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur (Bignot, 1987).

4.2. Géomorphologie du système fluvial de la Dives et de son bassin versant

4.2.1. Le réseau de drainage actuel

4.2.1.1. Organisation générale

La Dives s'écoule sur environ 105 km, depuis sa source à Courménénil (Orne) jusqu'à son embouchure dans la baie de Seine, à Dives-sur-Mer (Calvados). Son bassin versant est symétrique (AF = 4,7), avec une aire d'environ 1 800 km² (Figure III.77).

La Dives présente une orientation générale du sud vers le nord, les inflexions de son tracé permettant de distinguer trois principaux tronçons (Figure III.78) :

- un cours amont, de Courménénil à Morteaux-Coulibœuf (43 km) presque rectiligne et d'orientation SE-NW, installé sur les marnes et calcaires jurassiques ;
- un cours moyen, de Morteaux-Coulibœuf à Quétiéville (27 km), avec un tracé N-S légèrement infléchi vers le NE. Il présente une morphologie en « S » à la traversée de la « cuesta » ou « pseudo cuesta » marno-calcaire calloviennne, au nord de Mézidon-Canon ;
- un cours aval, de Quétiéville à Dives-sur-Mer (35 km) prenant une direction SE-NW, puis s'infléchissant vers le NE, à partir d'un méandre à travers les marnes calloviennes, entre Cléville et Troarn.

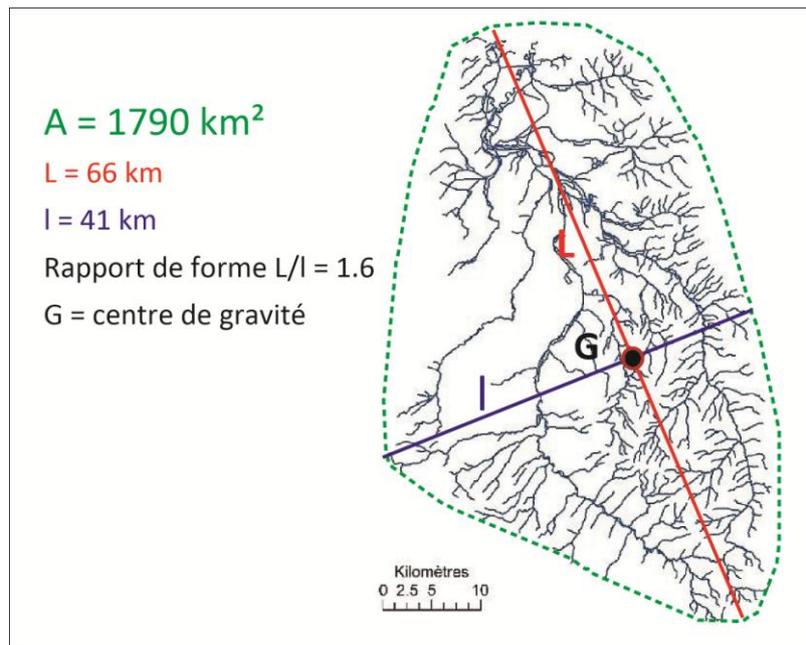


Figure III.77 Calcul de l'asymétrie du bassin versant de la Dives (Hodel, 2014)

Le bassin versant de la Dives peut se diviser en plusieurs unités morphologiques homogènes (Figure III.78) définies à partir de critères géologiques et hydrologiques (sous-bassins versants) dont les caractères physiques sont résumés dans le

Tableau III.6. De manière générale, les valeurs d'intégrale hypsométrique des sous-bassins de la Dives indiquent un relief très mature marqué par l'érosion périglaciaire des séries bajo-bathonniennes.

unités morphologiques	correspondance avec un sous-bassins versants	superficie (km ²)	ordre (Strahler, 1952)	hypsométrie	relation du tracé principal avec la structure monoclinale des terrains mésozoïques
I	Dives amont et Dives moyenne	663,3	6	0,3	orthoclinale (amont) catalinale (moyenne)
II	Vie	436,3	6	0,3	orthoclinale
	Dorette	80	6	0,5	anaclinale
	Ancre	66,6	5	0,5	anaclinale
	Dorette	80	6	0,5	anaclinale
	Doigt	52,7	5	0,2	anaclinale
III	Laizon	166,9	5	0,3	cataclinale
	Muance	196	7	0,2	cataclinale
IV	Divette	60,7	6	0,2	catalinale
	Dives aval	71,6	n.s.	-	orthoclinale (Biéville-Troarn) catalinale (Troarn-Dives/Mer)

Tableau III.6 Paramètres et caractères physiques des sous-bassins versants de la Dives

Une disparité amont-aval est observée (Tableau III.7). À proximité des reliefs de la zone bocaine et du talus du pays d'Auge, dans son cours amont, la Dives reçoit des affluents plus nombreux, mais de

plus faible dimension. En revanche, dans son cours aval, les affluents sont moins nombreux et plus longs.

	Rive gauche		Rive droite	
	nombre	linéaire moyen des affluents	nombre	linéaire moyen des affluents
Dives amont	9	6-20 km	9	4-8 km
Dives moyenne	1	6 km	3	6-26 km
Dives aval	6	4-39 km	5	6-66 km

Tableau III.7 Comparaison du nombre d'affluents et du linéaire moyen entre la rive gauche et droite de la Dives

4.2.1.2. Profils longitudinaux et ruptures de pentes

Les profils longitudinaux de la Dives et de ses affluents (Figure III.79) présentent une forte concavité générale avec peu de convexités. Toutes les ruptures de pentes naturelles sont à mettre en relation avec des variations lithologiques.

Les affluents de la rive gauche de la Dives amont et moyenne présentent les ruptures de pente (*knickzone*) les plus marquées visibles sur les profils du Meillon, de la Filaine ou du Laizon. Celles-ci sont expliquées par la transition entre des bancs gréseux durs des synclinaux varisques (flanc nord) à des bancs plus tendres calcaires ou schisteux. Ces ruptures se matérialisent par de profondes cluses dont l'une des plus marquées se situe sur le cours du Laizon (cluse de la Brèche au Diable profonde de près de 40 m) au nord de Falaise, pour laquelle la pente passe de 0.2 % à 20 % sur 22 m de dénivelé (Hodel, 2014).

À l'approche des buttes argileuses calloviennes de Mézidon et d'Argences, les cours du Laizon et de la Muance présentent une légère rupture de pente expliquée par la transition entre les calcaires du Bathonien supérieur et les marnes calloviennes. Cette rupture s'accompagne d'une inflexion des cours d'eau et d'une réorientation vers l'ouest le long de la cuesta callovo-oxfordienne. Hodel (2014) a montré à ce contact que les profils prenaient une forme convexe avec des *knickzones* étendus sur plusieurs kilomètres (Figure III.79). Les ruptures de pentes concernant les cours d'eau des unités marneuses augeronnes (Odon, Foulbec, Radon, affluents de la Vie, etc.) sont interprétées comme des transitions lithologiques marno-calcaires. Les petits cours d'eau anaclinaux (Odon, Foulbec, Radon, affluents de la Vie, etc.) montrent en particulier des ruptures de pentes au niveau du passage des séries marno-calcaires d'Escoville aux calcaires durs du Bathonien supérieur (Calcaire de Langrune). D'autres ruptures plus petites (environ 3 m) sont identifiées dans les calcaires bajo-bathoniens, correspondant à des variations locales de duretés des calcaires.

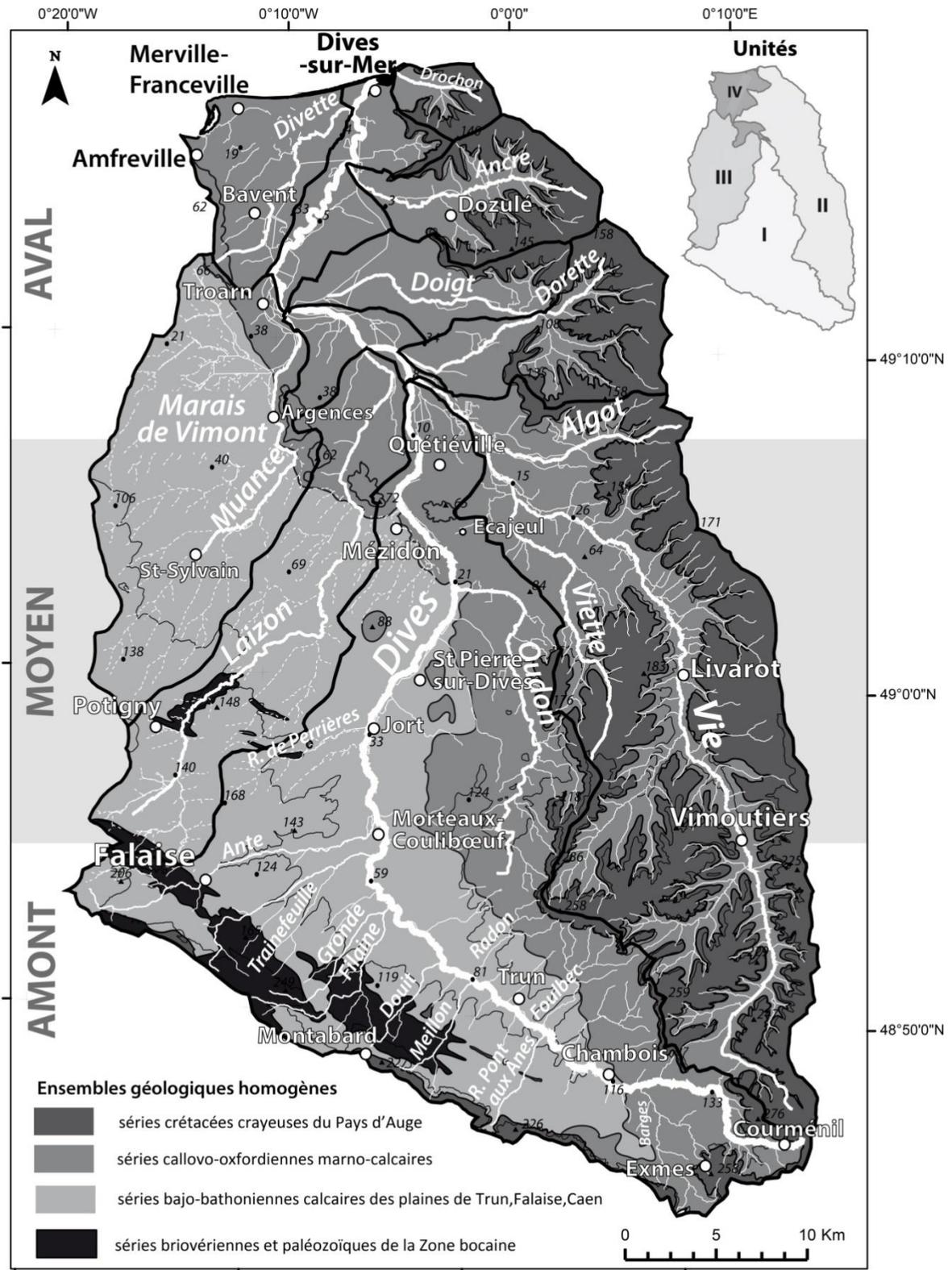


Figure III.78 Le bassin versant de la Dives avec le réseau de drainage (tracés blancs), les vallons secs (tracés pointillés blancs), les sous-bassins versants (tracés noirs), les unités géologiques et morphologiques homogènes.

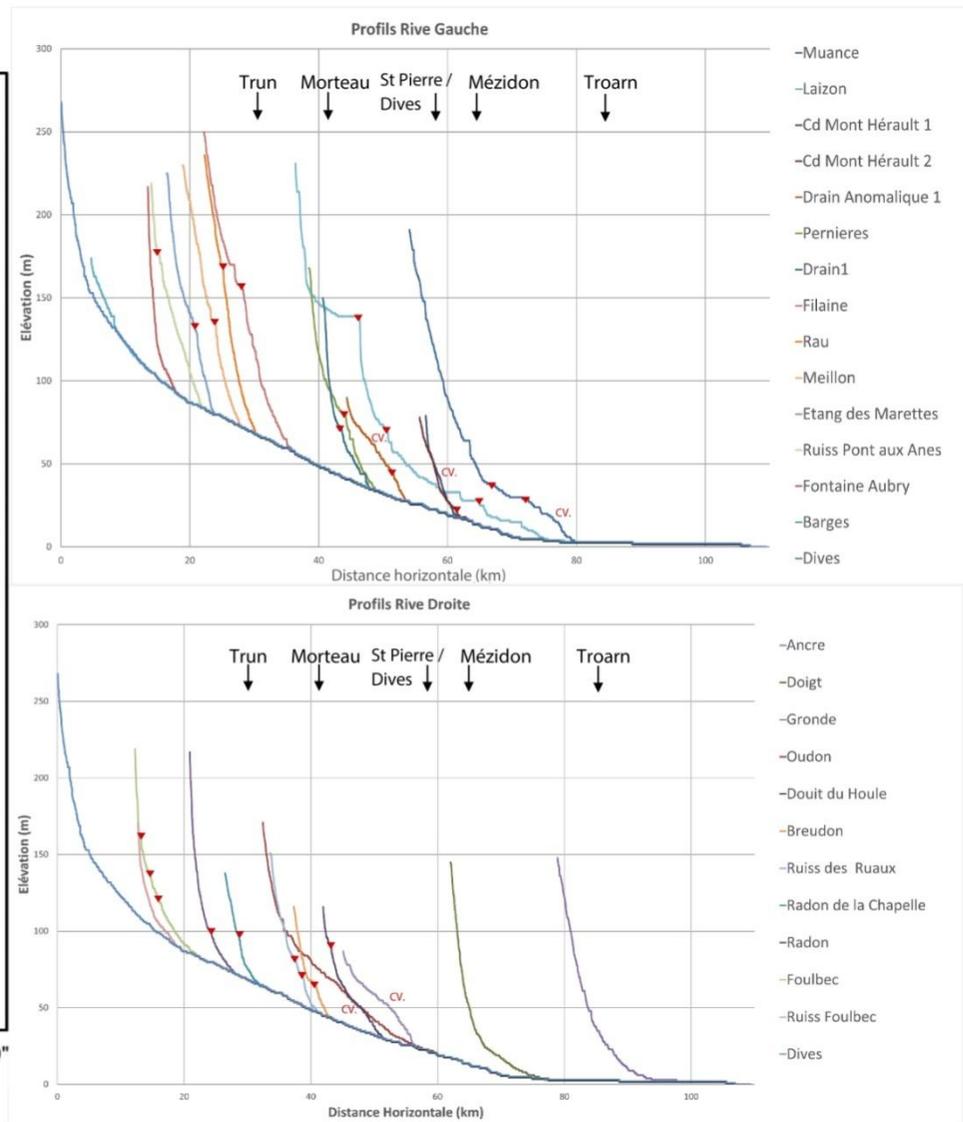
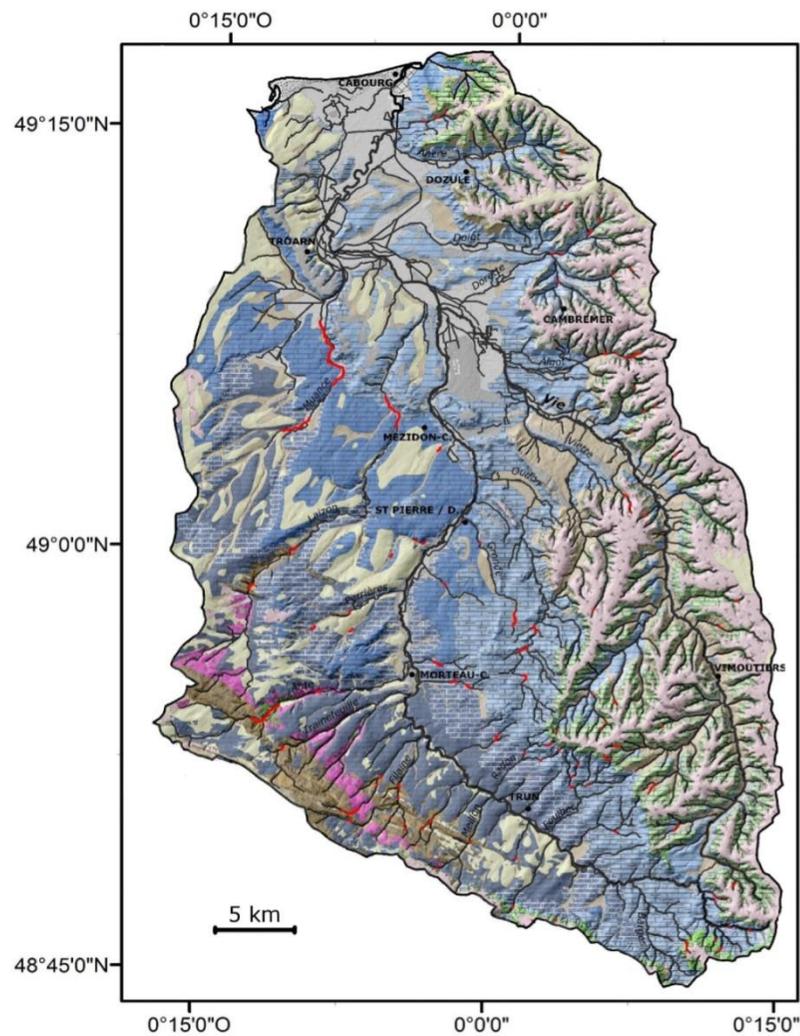


Figure III.79 Profils longitudinaux et cartographie des ruptures de pente de la Dives et de ses affluents (Hodel, 2014), avec comparaison des données lithologiques du substratum (légende : cf. Figure III.75)

4.2.2 Les cours amont et moyen de la Dives (unité morphologique I)

4.2.2.1. La Dives amont

La Dives prend sa source à l'extrémité occidentale des collines du Perche, à Courmenil (carte géologique de Sées, Ménillet *et al.*, 1997), dans les calcaires oxfordiens du Perche (Grouais de l'Oxfordien moyen et Roussier de Gacé). Ce sont les seuls affleurements oxfordiens que la Dives rencontre sur son parcours. Plusieurs petits affluents d'orientation Sud-Nord sont alimentés par des résurgences dans les sables glauconieux crétacés. La Dives amont s'écoule ensuite sur les marnes et calcaires du Callovien moyen (J₃bT). À proximité des sources de la Dives et de la Vie, dans le secteur de Saint-Pierre-la-Rivière, le cours de la Dives s'infléchit vers l'ouest et reçoit des petits drains dendritiques (la Barges). Ces ramifications dendritiques sont contrôlées à la fois par la lithologie marno-calcaire (imperméable) et par la pente du talus crayeux du Hiesmoi.

À partir de Chambois, la Dives s'écoule sur les calcaires du Bathonien supérieur et du Bajo-Bathonien de la campagne de Trun, selon un tracé méandrique du SSE vers le NNW. L'écoulement de la Dives amont à travers la campagne de Trun (carte géologique de Vimoutiers, Ménillet *et al.*, 1994) (80-100m d'altitude) est guidé par les reliefs de la zone bocaine s'ennoyant progressivement sous la couverture mésozoïque à partir de Tournai-sur-Dives, de la forêt de Gouffern au Sud et du talus orienté NNW-SSE du pays d'Auge (250-260 m). La campagne de Trun, de forme triangulaire, est dominée par les hauteurs de la zone bocaine et du pays d'Auge ; elle est drainée par une multitude de petits affluents convergeant vers la Dives (rives gauche et droite).

À l'ouest, les reliefs du synclinorium de la zone bocaine deviennent de plus en plus vigoureux, marqués par une série de barres gréseuses paléozoïques parallèles, correspondant aux formations les plus résistantes du Cambrien inférieur et de l'Ordovicien. Dans la campagne de Falaise, la Dives amont incise des terrains calcaires bathoniens de plus en plus anciens (Calcaire de Caen) et bajociens (J2). Elle est surtout alimentée sur sa rive gauche, par des affluents prenant leur source dans le synclinorium de la zone bocaine. Vers le NW, la plaine calcaire de Trun-Chambois-Falaise s'abaisse régulièrement vers le NE, son altitude passant de 200 m à 78 m, entre Bailleul et Trun. Elle s'appuie sur deux lignes distinctes de plus hauts reliefs d'orientation SE-NW, avec le plateau de Gouffern (altitude maximale : 248 m) et la zone bocaine (altitude maximale : 246 m).

Cette plaine calcaire est incisée par des drains courts, entre 6 et 20 km de longueur (Pont-aux-Ânes, Meillon, Douit, Filaine, Gronde, Trainefeuille et Ante) (Figure III.80). L'éloignement des reliefs du synclinorium de la zone bocaine explique que le cours de ses affluents de la rive gauche s'allonge, mais gardant toujours une direction générale SW-NE. Parmi les affluents les plus importants de la rive gauche, l'Ante traverse la ville de Falaise qui ont la particularité d'inciser à travers les grès ordoviciens les plus résistants comme le Grès armoricain et la totalité des séries triasiques et liasiques. Leurs terrasses sont préservées sur leurs rives droites et convexes, à leur confluence avec la Dives. Dans le détail, les dépôts fluviaux plio-quadernaires (T3 ou Fw) sont présents sur la rive gauche de la Filaine et sur les rives droites de Trainefeuille et de l'Ante (Figure III.80).

Le réseau de drainage des affluents de la rive gauche de la Dives amont montre deux organisations :

- un drainage parallèle, orienté SW-NE, sous le contrôle monoclinale des terrains jurassiques (valeur de pendage de 3° vers le NE) ; il franchit le synclinorium de la Zone bocaine par des cluses étroites et profondes (Villedieu-lès-Bailleul, Guéprei, Bière, Vignat-Nécly, Falaise). Ce réseau parallèle draine les schistes et grès du Briovérien supérieur, les grès et quartzites paléozoïques et les sables et galets triasiques ;

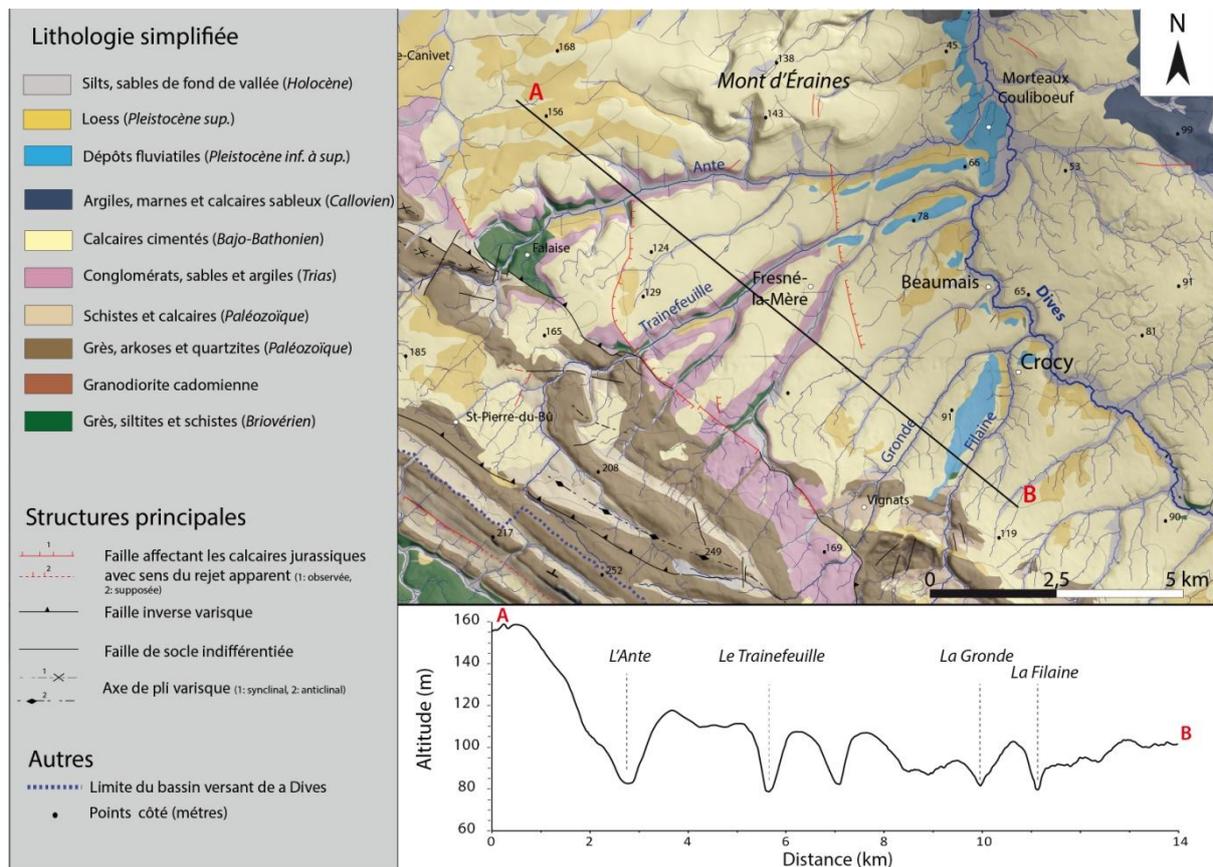


Figure III.80 Carte géologique simplifiée (d'après Gigot *et al.*, 1999 modifié) au contact de la zone bocaine et de la plaine calcaire de Trun-Falaise, représentant le réseau des talwegs, entre Falaise et Morteaux-Couliboëuf. Coupe AB : profil topographique transversal NW-SE des affluents de la rive gauche de la Dives moyenne.

- un drainage rectangulaire de direction N110°E (Figure III.81), s'expliquant par les lithologies moins résistantes affleurant dans le synclinorium de la zone bocaine (ex. Schistes et calcaires du Cambrien inférieur, Schistes d'Urville de l'Ordovicien inférieur). Par exemple, dans le secteur de Saint-Pierre-du-Bû, les drains s'écoulent préférentiellement sur les Schistes d'Urville intercalés entre les bancs quartzitiques du Grès armoricain sous-jacents et les bancs gréseux du Grès de May sus-jacent. L'encaissement des rivières de la rive gauche de la Dives avec le Meillon, Douit, Filaine, Gronde, Trainefeuille et de l'Ante est d'une vingtaine de mètres de profondeur, formant des vallons symétriques avec une morphologie en V (Figure III.80).

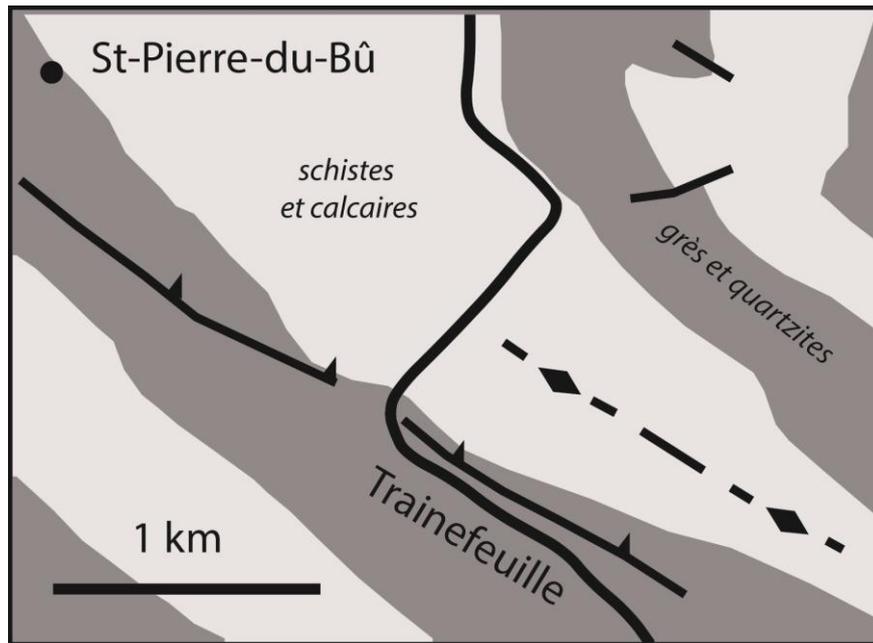


Figure III.81 Exemple d'organisation rectangulaire du Trainefeuille (affluent de la Dives). gris foncé : bancs durs de grès, arkoses et quartzites ordoviciens ; gris clair : bancs tendres de schistes et calcaires.

À la confluence du Trainefeuille et de l'Ante, la vallée de la Dives amont devient dissymétrique, présentant un versant exposé au NE peu penté (5-9°) et un versant exposé au SW, plus accusé (Figure III.82). Le cours amont de la Dives s'écoule par de petits méandres, dans des calcaires bathoniens, les premières terrasses de la Dives apparaissant (nappe de Morteaux-Coulibœuf, Fxa et Fxb), attribuées au Pléistocène moyen (Saalien probable) selon Gigot *et al.* (1999).

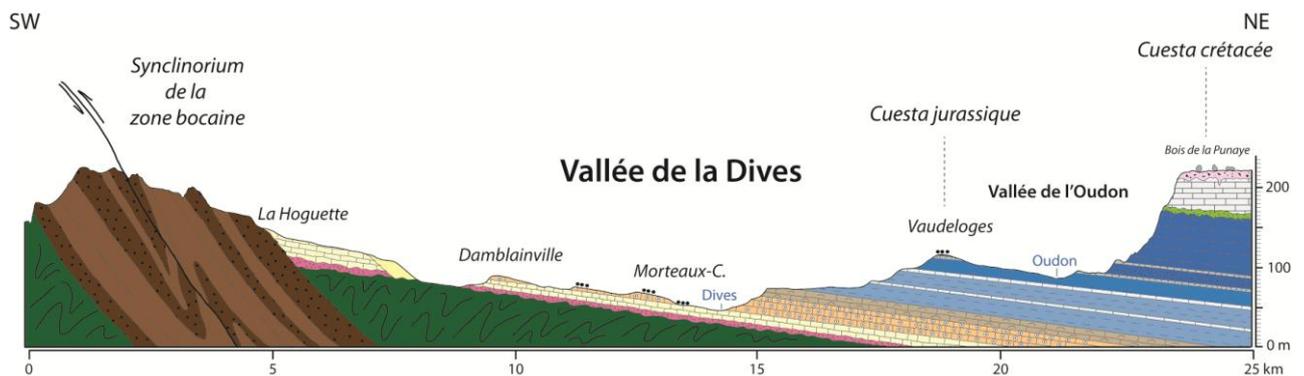


Figure III.82 Coupe transversale SW-NE de la vallée de la Dives, à Morteaux-Coulibœuf

4.2.2.2. La Dives moyenne

À partir de Morteaux-Couliboëuf, la Dives change d'orientation et s'éloigne des reliefs du synclinorium de la zone bocaine, tout en continuant à longer le talus du pays d'Auge (Figure III.82). La Dives est cataclinale, c'est-à-dire orientée dans le sens du pendage, vers le NE, de la structure monoclinale des assises mésozoïques. Outre le ruisseau de Perrière (Figure III.78), la Dives moyenne ne reçoit plus d'affluents de sa rive gauche contribuant à augmenter le débit du fleuve et à apporter une charge sédimentaire importante.

De Morteaux-Couliboëuf à Quétiéville, le cours sinueux de la Dives moyenne s'écoule du sud vers le nord, incisant les sables calcaires oolithiques du Bathonien moyen (Calcaire de Bon Mesnil) et les calcaires plus cimentés du Bathonien supérieur (Calcaire de Ranville et Calcaire de Langrune) (carte géologique de Falaise ; Gigot *et al.*, 1999). Son cours préserve sur sa rive gauche, la butte résiduelle des monts d'Eraines (point haut : 156 m) entablée par des calcaires cimentés (Calcaire de Blainville et Calcaire de Ranville). Les terrasses fluviales de la Dives deviennent plus nombreuses (Bernière d'Ailly, Vendevre), surtout présentes en rive gauche et associées aux grèzes et loëss dans leur partie sommitale.

Elle recoupe ensuite la « cuesta » calloviennne à partir d'Ouille-la-Bien-Tournée, à 3 km au nord de Saint-Pierre-sur-Dives. Des buttes résiduelles de marnes calloviennes sont préservées dans la campagne de Caen, en rive droite (Lieury, Mont Jacob) et en rive gauche (Escures-sur-Favière) (Figure III.75). Sur sa rive droite, la Dives moyenne de direction SSE-NNW reçoit les affluents du Douit du Houleme, la Gronde mais surtout l'Oudon. Cet affluent d'abord orthoclinal, suit l'orientation du talus du pays d'Auge (carte géologique de Livarot : Ménillet *et al.*, 1999), s'écoule sur les marnes calloviennes (J₄), puis bifurque vers l'ouest en devenant anaclinal. Ses terrasses sont absentes, au profit de glacis alimentés par des sables glauconieux de la cuesta cénomaniennne (Houari, 1994). Le profil transversal typique de la vallée de l'Oudon est dissymétrique, avec un versant doux regardant vers le NE et versant plus accusé vers le SW. Les terrasses apparaissent néanmoins à partir de la confluence avec la Dives moyenne.

4.2.3. Les sous-bassins versants de la Vie, Dorette, Doigt, Ancre et Drochon, dans le pays d'Auge : (unité morphologique II)

À l'est de l'unité morphologique I (Figure III.78), dans le sous-bassin de la Vie, les vallées s'élargissent vers le nord (par exemple entre Vimoutiers : 2-3 km et Livarot : 4 km distants de 10 km), présentent une morphologie en U (Monne, Viette et Vie) et s'incisent sur une centaine de mètres en moyenne de profondeur. Les données d'hypsométrie ($f > 0,5$), d'asymétrie des sous-bassins versants et des pentes moyennes traduisent un relief jeune par rapport à l'unité I. Ces sous-bassins n'ont pas encore atteint leur état d'équilibre dynamique puisqu'ils subissent le démantèlement de la cuesta cénommanienne. La Vie, affluent le plus important de la Dives, conflue avec le cours aval de la Dives, à Méry-Corbon au nord de Quétiéville. Son parcours orthoclinal est très différent de la Dives et presque parallèle par rapport à celui de la Touques amont mais situé en contrebas (-20 m). Il traverse les calcaires oxfordiens, la série crétacée et les argiles à silex. Les autres sous-bassins versants à parcours anaclinal (Algot, Dorette et Ancre) se caractérisent par une très faible épaisseur de la couverture crétacée en aval qui entretient un déséquilibre morphologique, avec une érosion de la couverture crayeuse par des glissements de versants.

4.2.4. Les sous-bassins versants du Laizon et Muance, dans la campagne de Caen-Falaise (unité morphologique III)

Sur la rive gauche de la Dives, le Laizon et la Muance s'écoulent selon une direction SSW-NNE, conforme au pendage général (1-3°) des terrains bathoniens. À partir de Potigny, le Laizon traverse les barres gréseuses ordoviciennes du synclinal d'Urville sans infléchir son parcours, par un phénomène de surimposition puis incise de nouveau les calcaires bathoniens. La Muance qui a pris sa source dans les calcaires bathoniens de la campagne de Caen présente une orientation parallèle au Laizon. La comparaison entre le réseau de drainage actuel et l'extraction du réseau de talwegs à partir du MNT (Figure III.78) met en évidence de nombreux vallons secs creusés dans les calcaires bathoniens. Le Laizon et la Muance présentent peu d'affluents alors que leur réseau de talwegs est au contraire plus dense. En amont de Saint-Sylvain (Figure III.78), les drains sont comblés par des dépôts de versant periglaciaires (grèzes, colluvions, lœss) (Coutard, 2006). Ces talwegs sont également en adaptation avec la structuration monoclinale du relief, et suivent le pendage général du substratum calcaire vers le Nord-Est.

Le Laizon et la Muance s'écoulent en direction de la « cuesta » calloviennne où leurs cours s'infléchissent vers l'ouest. Ils traversent les buttes calloviennes pour le Laizon ou en continuent à longer sur quelques kilomètres, pour la Muance, avant de les traverser plus au nord, à Jamont. Vers le Nord des buttes calloviennes, le Laizon et la Muance rejoignent la Dives aval, respectivement près de Cléville et de Saint-Samson.

En résumé, les écoulements du Laizon et de la Muance semblent guidés par :

- 1) la structuration monoclinale des calcaires bathoniens orienté vers le NE ;
- 2) la présence de buttes marneuses calloviennes ou « pseudo-cuesta callovienne » qui guident les drains orthoclinaux. Les inflexions au droit de Mézidon, Ouézy, Airan, Moulton et Argences suggèrent un ancien réseau continu au pied de ces buttes de la cuesta cénomanienne. De plus, la nappe alluviale d'Ecajeul dont les contours cartographiques indiquent un large dépôt fluvial (largeur : 700 m, longueur : 2,6 km) présente une direction sécante par rapport aux basses terrasses de la Dives qui évoquerait un ancien tracé E-W, à partir de la Vie. Son remplissage sédimentaire sera étudié et discuté dans le paragraphe : 4.3.3.3. Les nappes alluviales d'Ecajeul T1-T2 (+5 m au dessus de la dernière incision) ;
- 3) l'influence des synclinaux paléozoïques d'Urville et de May-sur-Orne pas encore exhumés qui expliqueraient l'inflexion locale du Laizon, au droit de Ernes.

4.2.5. Sous-bassin versant de la Divette et le cours aval de la Dives aval (unité morphologique IV)

Depuis Quétiéville jusqu'à son embouchure, à Dives-sur-Mer, le tracé de la Dives est difficile à suivre après les nombreux aménagements anthropiques des marais de la Dives (Figure III.78). La Dives prend une orientation générale SE-NW jusqu'à Troarn où elle s'installe dans un large méandre, puis retrouve un écoulement conforme à la structure monoclinale. La vallée de la Dives aval (cartes géologiques de Mézidon et de Caen), s'élargit jusqu'à son embouchure, creusant à travers les marnes sableuses et calcaires du Callovien moyen (J₃). Ce cours est coincé entre les buttes calloviennes à l'ouest dessinant une courbure convexe vers la vallée de l'Orne et le talus du pays d'Auge d'orientation NNW-SSE mais présentant des buttes à Robehomme, Basseneville et Hôtot-en-Auge. Sur sa rive droite, le cours aval de la Dives reçoit la Vie et l'Ancre. Sur sa rive gauche, elle reçoit la Muance qui traverse la butte marneuse callovienne, à Jamont.

La caractéristique principale de la Dives aval est la préservation de terrasses fluviales étagées sur les buttes calloviennes à des hauteurs comprises entre 5 et 67 m NGF. Elles sont identifiées depuis Cléville jusqu'à Merville-Franceville. Ce système évoque un étagement progressif et une migration du système fluvial de la Dives vers l'est. D'autres terrasses sont préservées sur les buttes résiduelles en rive droite (Hôtot-en-Auge, Basseneville et Robehomme).

4.3. Étude morpho-sédimentaire des terrasses fluviales du bassin versant de la Dives

4.3.1. Historique des travaux sur la Dives quaternaire

La Dives actuelle circule sur plusieurs unités de relief et l'étude de son réseau hydrographique ancien a donné lieu à de nombreuses hypothèses qui ont participé à la discussion sur l'origine des reliefs normands (Musset, 1961 ; Elhaï, 1963).

4.3.1.1. Origine augeronne du cours amont de la Dives

Dans sa synthèse sur l'origine des reliefs normands, Musset (1961) envisage le cours amont d'une Dives ancienne très différent de son tracé actuel. Elle s'écoule depuis le plateau des Argiles à silex (pays d'Auge et plaine de l'Eure) en direction du SW, vers l'Orne supérieure, traversant la forêt de Gouffern. La surface éocène des argiles à silex s'abaisse régulièrement du sud vers le nord jusqu'aux abords de la Seine.

Au cours d'une première déformation, la Dives présente un cours du SE vers le NW, s'installant dans un gouttière abaissée entre la Touques et l'Orne et permettant la mise en place d'un réseau de drainage. Des déformations plus importantes créent une dépression à la périphérie du Massif armoricain et qui est à l'origine des plaines de Caen, Falaise, Argentan, Alençon et du marais de la Dives. L'âge de cette déformation serait oligocène. En même temps ou juste après, la pénéplaine éocène de l'Argile à silex est soulevée (altitude de 300 m) donnant les sources de la Dives, Touques et Risle tandis qu'au plus à l'ouest, un autre axe de hauts reliefs d'orientation SE-NW se forme et correspondant aujourd'hui au secteur des cluses. Ce soulèvement interrompt les anciens cours d'eau et les rejette vers la gouttière affaissée de l'Orne d'une part et de la Dives d'autre part. La Dives et la Vie présentent ensuite une série de captures vers l'amont.

4.3.1.2. Pétrographie des nappes alluviales du cours moyen et aval de la Dives

Les révisions des cartes géologiques de Caen et Falaise à 1/80 000 permettent à Bigot (1946, 1962) de comparer la pétrographie du matériel alluvial du cours aval de la Dives et reconnu au sommet des buttes argileuses entre les vallées de l'Orne et de la Dives avec celle du secteur de Quiétiéville. Le plus ancien niveau alluvial est décrit entre l'Orne et la Dives, sur les buttes calloviennes de Touffréville et d'Amfréville (80 m d'altitude). Les alluvions sont des galets et graviers de silex créacés associés à quelque grès tertiaires qui permettent à Bigot (1942) d'envisager le prolongement de la couverture créacée, vers l'ouest, sur laquelle s'écoulent la Dives et ses affluents (Laizon, Muance, Vie). Un niveau alluvial plus récent, proche du cours actuel de la Dives est décrit entre Morteaux-Coulibœuf et Quétiéville ; il est composé de galets calcaires, silex jurassiques, grès paléozoïques et quartzites ordoviciens, dans une matrice sableuse calcaire riche en grains de glauconie. Pour Bigot

(1942), ces deux stocks pétrographiques différents et présents à deux niveaux différents altimétriques ne permettent pas une relation entre les cours amont et aval de la Dives.

La composition pétrographique du matériel alluvial et la recherche des sources régionales du matériel sont prises en compte depuis 1942.

4.3.1.3. Géomorphologie des cours aval et moyen de la Dives

Les travaux géomorphologiques de Dubois (1953) décrit l'écoulement de la Dives, depuis la bordure de la zone bocaine. La prédominance de silex crétacés dans les alluvions de la basse vallée de la Dives indique un écoulement sans contact avec le substratum paléozoïque. La Dives et la Vie présentent des réseaux hydrographiques disjoints au Quaternaire. La Dives longe le pied du talus callovien de Troarn et de Barent et se jette dans l'Orne ; la Vie au contraire s'écoule dans l'actuelle vallée inférieure de la Dives, décrivant de larges méandres. Ce n'est qu'à la fin du Quaternaire que l'affaissement de la zone aval favorise plusieurs captures au profit de la Vie (Dives, Muance, Laizon).

Dionnet (1960) reprend cette étude d'évolution géomorphologique pour le cours moyen de la Dives, autour de Saint-Pierre-sur-Dives, gardant le scénario développé par Musset (1961) sur l'origine des reliefs. Dans les nappes de la moyenne et basse Dives, elle distingue deux stocks pétrographiques, avec les galets à silex crétacés présents sur les buttes marneuses de Troarn-Barent et dans la nappe de la Vie et un second stock à galets calcaires jurassiques et grès paléozoïques pour la vallée de la Dives et du Laizon.

Au cours d'un premier stade, le réseau se développe à partir de la surface miocène inclinée vers le nord. L'écoulement de la Dives se fait vers le nord, mais le réseau est ensuite affecté de mouvements tectoniques qui sont à l'origine de l'effondrement des plaines de Caen, Falaise, etc. La Dives s'écoule en position subséquente.

Lors d'un deuxième stade, les alluvions de silex crétacés des buttes argileuses de Troarn s'expliquent par des apports fluviaux provenant du plateau des Argiles à silex du pays d'Auge. La Dives et ses affluents présentent un réseau peu enfoncé dans le plateau augeron et n'ont aucun contact avec le substratum paléozoïque ou la couverture jurassique. Ce n'est qu'ensuite, peut-être en relation avec les changements climatiques quaternaires que les vallées fluviales incisent à travers les terrains jurassiques ou paléozoïques. Les vallées de la Vie, de la Viette et de l'Oudon s'enfoncent et leurs cours se déplacent latéralement vers le nord-est. À un stade final, la partie amont de la Dives et de la Vie sont remblayées en réaction à une montée du niveau de base de la Dives aval (phase de déglaciation ?) ; la Vie finit par capturer la Viette.

Barbey (1967) analyse la géomorphologie de la forêt de Gouffern et décrit les nappes à galets calcaires jurassiques du cours amont de la Dives (5-15 m d'altitude) à Trun et à Exmes.

Elhaï (1963) reprend et confirme les arguments pétrographiques de Bigot (1942) décrivant l'opposition entre les différences pétrographiques entre les cailloutis préservés sur les buttes argileuses de Troarn et ceux de Quétiéville ou plus en amont, dans les basses terrasses de la Dives (Fresné-la-Mère, Morteaux-Coulibœuf). Elhaï passant en revue les précédentes hypothèses sur les cours anciens de la Dives envisage quant à lui un cours amont de la Dives sur un substratum crétacé

n'ayant pas atteint le socle ou la couverture jurassique, hypothèse qui ne fait pas intervenir de changement de cours. À la question de savoir pourquoi les reliefs paléozoïques de la zone bocaine au Sud de Falaise ou les terrains bathoniens n'ont pas fourni de matériel aux nappes, Elhaï estime que les pentes demeurent trop faibles pour permettre leur transport. Pour les alluvions sur les buttes argileuses de Troarn qui présentent un passage progressif vers les alluvions actuelles du fond de la vallée, Elhaï (1963) les place avant le déblaiement de toute la vallée de la Dives et le creusement de cette dépression entre les buttes calloviennes et la vallée de la Dives.

Une synthèse géomorphologique des cours moyen et aval de la Dives est publiée sous la forme des cartes géomorphologiques de Mézidon et de Caen à 1/50 000 (Coutard *et al.*, 1969), et d'un article s'intéressant aux nappes alluviales du Laizon (Coutard *et al.*, 1995), donnant l'extension des galets et la nature du substratum. L'interprétation des terrasses et des niveaux fluviatiles reliques reste en revanche prudente, recensant les hypothèses proposées. Une synthèse des dénominations des terrasses est donnée dans le Tableau III.8.

4.3.1.4. *Modèle périglaciaire du bassin de la Dives*

- *Vallons secs du cours moyen de la Dives*

La campagne de Caen-Falaise présente de nombreux exemples de vallons fossiles secs qui ont fait l'objet d'une synthèse récente par Coutard (2006). Leur présence suppose un creusement et un écoulement fluviatile sous conditions périglaciaires, apportant des jalons stratigraphiques complémentaires à l'histoire pléistocène du réseau hydrographique de la Dives. Leur formation participe à l'encaissement progressif des vallées majeures.

Ils sont fréquents dans les bassins versants du Laizon et de la Muance et sur la rive gauche du cours moyen de la Dives (versant du Bois des Tourelles). Sous climat interglaciaire, les eaux s'infiltrent directement dans un substratum calcaire cryoturbé et les vallons ne sont plus drainés. Ces vallons sont creusés au début d'un climat froid périglaciaire lorsque les processus de cryoclastie et de ruissellement demeurent actifs, favorisant ainsi des dépôts de pente stratifiés (grèzes) sur les versants et un écoulement fluviatile dans les vallons. La présence d'un gélisol saisonnier imperméabilise le substrat calcaire fissuré et favorise un écoulement fluviatile. Au maximum du froid, les processus d'érosion des versants cessent et les apports éoliens de lœss comblent les vallons. Ces vallons secs sont fréquents pour le dernier cycle froid weichsélien, mais ont été aussi mis en évidence pour l'avant dernier cycle saalien.

- *Séquence de dépôt d'une terrasse fluviatile de la Dives moyenne*

Une séquence de dépôt d'une terrasse fluviatile est proposée par Legras (1966) qui étudie les grèzes litées dans trois carrières (Villy-lès-Falaise, Morteaux-Coulibœuf et Macé) dans le cours moyen de la Dives. Il décrit les dépôts périglaciaires associés aux dépôts fluviatiles du cours moyen de la Dives et donne la succession suivante, dans le cas d'un versant dissymétrique, avec de bas en haut :

- (1) incision des vallons et vallée de la Dives ;
- (2) dépôt de graviers et galets de grès provenant de l'érosion des terrains paléozoïques ;
- (2) dépôts de grèzes alluviales issues de l'érosion des calcaires bathoniens et présentant localement de fentes de glace (Macé) ;
- (3) surface d'érosion ;
- (4) dépôts de versant anguleux et remaniement des terrasses anciennes ;
- (5) dépôts lœssiques soliflués.

- *Étapes du creusement de la Dives quaternaire*

La thèse d'Houari (1994) décrit le modelé périglaciaire du bassin de la Dives et de ses affluents principaux de la rive droite (Vie, Viette et Oudon), en aval de Livarot. Ils s'écoulent sur un substrat marneux et marno-calcaire callovien. Les terrasses de la Dives sont distinguées à partir du degré d'altération du cortex des silex et de leur degré d'argilisation et de rubéfaction de leur matrice. Les nappes sont cartographiées en fonction de leur altitude relative sur le profil longitudinal du cours moyen de la Dives et regroupées en trois séquences (S.I, S.II et S.III) marquant, autant d'étapes de l'incision des vallées, dans un substratum marneux ou marno-calcaire (Figure III.83) :

- séquence supérieure (1-1,5 m d'épaisseur) de galets de silex crétacés et de plus rares graviers de quartzite et de quartz issu du démantèlement d'argiles à silex et des matériaux silicifiés tertiaires ;

- séquence moyenne dont les caractères sont proches de la séquence supérieure avec en plus des éclats de silex provenant d'un remaniement des galets à silex des nappes par un apport latéral et colluvionnements ;

- séquence inférieure avec des galets de silex peu altérés, avec des limons et sables dans un matériel récent peu altéré.

Houari (1998) décrit un système complet de terrasses, dans un bassin versant façonné par des glacis sur marnes. Dans l'exemple du bassin versant de la Dives moyenne, sept phases d'incision sont reconnues, regroupées en trois étapes (S.I, S.II et S.III) (Figure III.83).

La phase de creusement récent (S.III) est préservée entre Morteaux-Coulibœuf et Quétiéville. Deux terrasses étagées (5-10 m et 13-15 m) sont décrites au-dessus du substratum de fond de vallée et leurs nappes sont caractérisées par des galets calcaires et silex jurassiques subanguleux, des grès et quartzites paléozoïques, mais sont dépourvues de silex crétacés. Deux phases d'incision plus anciennes (S.I et S.II) regroupent au moins quatre anciennes terrasses décrites sur des buttes calloviennes, entre Saint-Pierre-sur-Dives et Cabourg (20-40 m et 45-55 m au-dessus du substratum de fond de vallée). Les nappes alluviales, peu épaisses et parfois réduites à des glacis, sont composées d'éléments très altérés (cortex d'altération des galets de silex) et rubéfiés avec exclusivement des galets de silex crétacés et de grès tertiaires.

La discussion sur l'origine de l'encaissement de la Dives reprend l'hypothèse d'Elhaï (1963) envisageant une histoire récente durant le Pliocène (aujourd'hui Pléistocène inférieur) et un contrôle climato-eustatique avec des alternances glaciaires et interglaciaires. Aucune nouvelle datation est proposée pour le système des terrasses étudiées. Le remplissage du fond de vallée de la Dives est une séquence basale graveleuse attribuée au Weichsélien et surmontée par un comblement silto-argileux avec intercalations tourbeuses holocènes.

4.3.1.5. Conclusion : rappel des objectifs de recherche sur la Dives quaternaire

Les dépôts fluviatiles et les terrasses quaternaires sont trouvés dans le bassin versant de la Dives à partir de son cours amont et de sa confluence avec l'Ante, drainant les reliefs de la zone bocaine. Nous disposons d'une couverture cartographique détaillée des terrasses et de cartes géomorphologiques précises pour une partie des cours moyen et aval de la Dives, sans pour autant bénéficier d'une connaissance stratigraphique et sédimentaire détaillée des nappes alluviales.

Les recherches ont privilégié la foration de certaines nappes alluviales, afin d'atteindre lorsque cela était possible le substratum et de reprendre la discussion sur le cortège pétrographique du matériel transporté et déposé. Des fouilles moins profondes, réalisées à la pelle mécanique, ont complété les observations sédimentaires et permis de prélever des échantillons pour des datations ESR sur quartz (Tissoux, BRGM).

(Bigot, 1942)	(Houari, 1994)	Cartes géologiques de Falaise, Mézidon et Caen à 1/50 000	Altitudes relatives depuis le fond de vallée	Altitudes relatives depuis la dernière incision	Attribution stratigraphique
Fond de vallée		Fz : limons, tourbes de fond de vallée	0 m	-	Holocène
a ^{II} : alluvions modernes		NDf Fy : nappes de fond de vallée	-	0 m	Weichsélien
Basses terrasses	S.III	Fx : Morteaux-Coulibœuf : Fx-b : Grisy-Vendeuvre, Bernière-d'Ailly, Jort, Ecajeul, Hernetot Fx-a : Biéville-Quétiéville, Méry-Corbon, Merville)	+ 3-4 m	+ 5 m + 10 m	Weichsélien Saalien
a ^{Ia} : alluvions anciennes (Coulibœuf, Quétiéville)		ND6 Fw : Crocy-Beaumais, Magny-le-Freule, Campigny, Troarn, Saint-Pair	+ 25 - 30 m	+ 25 m	Saalien ou Elstérien
Hautes terrasses	S.II	ND5 Fv-c : Ouville-la-Bien-Tournée		+ 40 m	?
		ND4 Fv-b : Bissière, Les Pédouzes, Canteloup			
		ND3 Fv-a : Hiéville, Mont Bottray			
	S.I	ND2 Fu-b : Vigne de Bagues, Soquence, Amfréville	35-40 m	+ 60 m	début Pléistocène moyen
		ND1 Fu-a : Bois de Canon, Buttes d'Argences, Touffréville, Amfreville	+ 50-60 m T7	+ 70 m	

Tableau III.8 Synthèse bibliographique des dénominations des dépôts fluviatiles avec altitudes et attributions stratigraphiques

4.3.2. Les dépôts fluviatiles quaternaires du cours amont de la Dives, entre Courménéil et Morteaux-Coulibœuf

4.3.2.1. Cartographie des dépôts fluviatiles

Les dépôts fluviatiles entre Courménéil et Morteaux-Coulibœuf appartiennent au cours amont de la Dives. Les études de terrain concernent deux formes d'accumulation fluviatile (terrasses fluviatiles et épandages fluviatiles) qui ont fait l'objet de sondages et de forages (Figure III.84). La cartographie des terrasses est celle reprise de la carte géologique de Falaise à 1/50 000 (Gigot *et al.*, 1999), les observations de terrain confirmant l'extension de ces dépôts fluviatiles.

Les formes fluviatiles les plus anciennes et les plus hautes correspondent à une morphologie de glaciaire, sur versant long (8 km) incliné vers le NE. Ces dépôts fluviatiles notés Fw sur la carte géologique de Falaise (Gigot *et al.*, 1999) sont irrégulièrement présents sur les interfluviaux (entre 60 et 100 m d'altitude) des affluents de l'Ante et de Trainefeuille, sur la rive gauche de la Dives, entre Frésné-la-Mère et Cantepie. Ils sont notés Qf (épandages alluviaux) sur la Figure III.84.

Les formes les plus récentes (Fxa et Fxb de la carte géologique de Falaise ; Gigot *et al.*, 1999), affleurent en rive gauche de la vallée dissymétrique de la Dives, entre Trun et Morteaux-Coulibœuf. À Morteaux-Coulibœuf, deux systèmes de terrasses surmontent la nappe de fond de vallée (T0) et notées respectivement T2 à 45 m NGF (équivalent de Fxa) et T1 à 40 m NGF (équivalent de Fxb).

4.3.1.2. Profil transversal des dépôts fluviatiles à Morteaux-Coulibœuf

Le profil transversal WSW-ENE des terrasses de la Dives réalisé à Morteaux-Coulibœuf (Figure III.85) présente la géométrie de ces dépôts fluviatiles, à partir des observations de terrain et des forages réalisés à la tarière (campagne BRGM-université de novembre 2014).

À Morteaux-Coulibœuf, la base de la nappe de fond de vallée (T0) est estimée à + 40 m NGF (MNT 10 m, DREAL), c'est-à-dire au même niveau que la base de T1. Toutefois, un léger talus d'environ 50 cm s'observe entre les terrasses T1 et T0, suggérant une morphologie de terrasses semi-emboîtées. La comparaison de la rive gauche de la Dives où sont préservés les dépôts de fond de vallée et de la rive droite où affleurent les calcaires du Bathonien moyen indique la nappe de fond (T0) s'est déposée dans une vallée dissymétrique sinueuse.

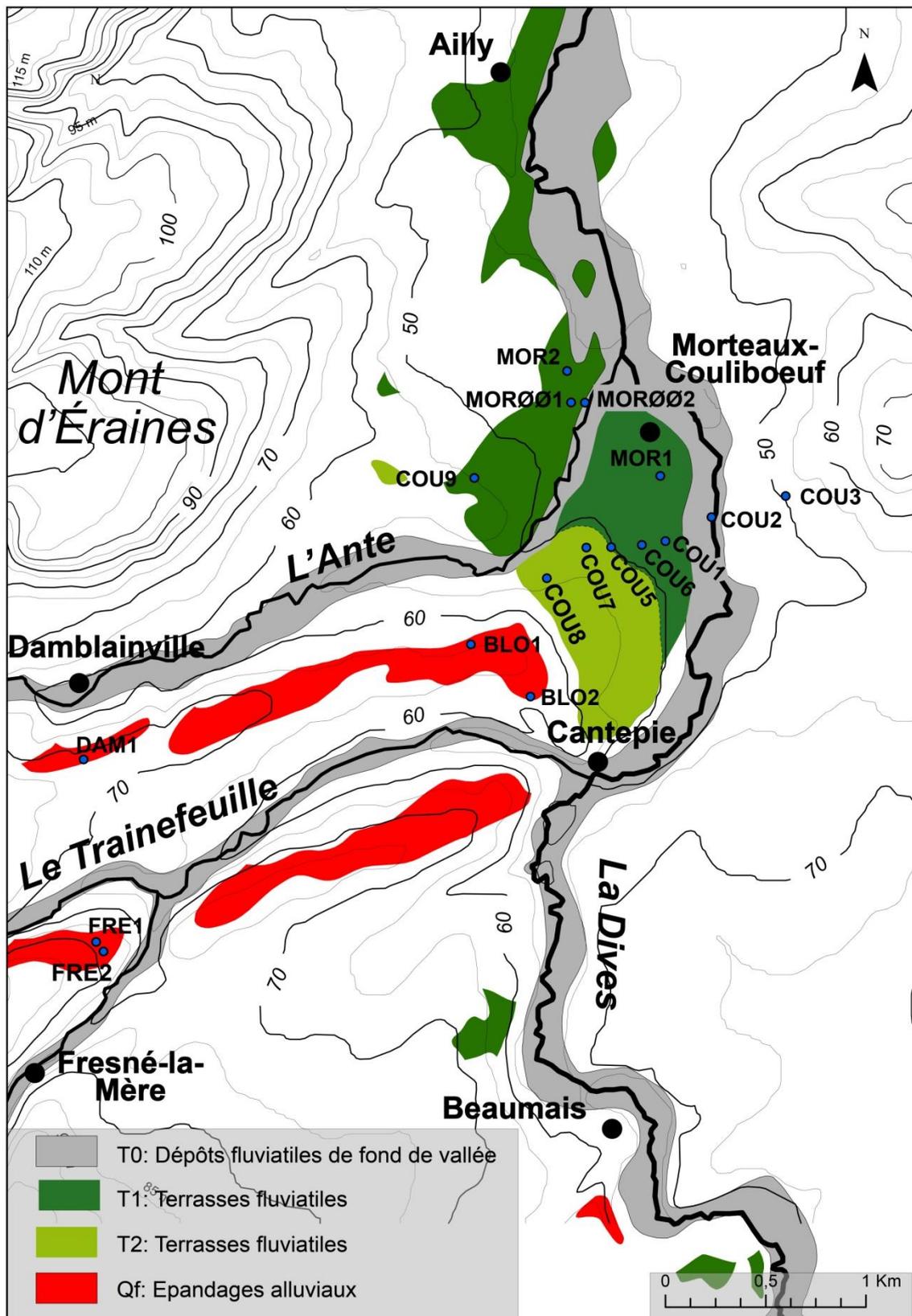


Figure III.84 Cartographie des dépôts fluviatiles du cours amont de la Dives, entre Courménéil et Morteaux-Couliboëuf

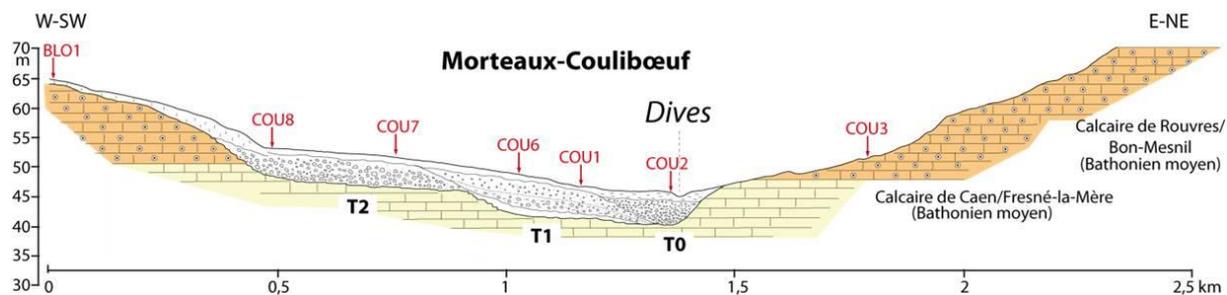


Figure III.85 Coupe transversale WSW-ESE des terrasses du cours amont de la Dives à Morteaux-Coulibœuf

4.3.1.3. Les épandages alluviaux (Qf, 20-30 m au-dessus de la dernière incision)

Deux forages réalisés à Fresné-la-Mère (FRE1) et à Bolqueville (BLO1) ont traversé des dépôts fluviatiles anciens (notés Qf sur la carte, Figure III.84). Ce sont des galets (\varnothing : 10-50 cm), associés à quelques blocs de plus de 50 centimètres. Les dépôts en place sont peu épais (0,5 à 1 m), composés surtout de graviers et galets gréseux et quartzitiques paléozoïques, associés à quelques grès et poudingues silicifiés tertiaires (Grès du Cinglais). L'aspect des galets est très émoussé et patiné. La matrice de ces dépôts grossiers alluviaux est un sable calcaire du Bathonien moyen.

Ces dépôts reposent sur deux substrats calcaires différents du Bathonien moyen : faciès calcaire oolithique (Calcaire de Rouvre et Calcaire de Bon-Mesnil) et faciès calcaire fin (Calcaire de Caen et Calcaire de Fresné-la-Mère).

4.3.1.4 Les terrasses fluviatiles T1 à T2 (entre 0 et 10 m au-dessus de la dernière incision)

Les terrasses T1 et T2 correspondent à des dépôts fluviatiles grossiers, presque toujours recouverts par des silts (1 m d'épaisseur) attribués aux lœss weichséliens. Ces nappes alluviales, épaisses de 4 à 5 m, reposent sur le Calcaire de Caen (Bathonien moyen), le contact étant diffus et matérialisé par un faciès calcaire très altéré (poudre calcaire blanchâtre).

Le cortège pétrographique de ces nappes alluviales, analysés dans le forage (COU8) pour la terrasse supérieure T2 et les forages (COU1, COU6 et MOR2) pour la terrasse inférieure T1 est identique (Figure III.86 et Tableau III.9). Les nappes alluviales sont composées d'éléments grossiers mal classés, dans une matrice sableuse calcaire et quartzreuse.

Terrasses	Références du forages	Côte altimétrique
Qf	BLO1	63-64 m
T2	COU8	50 m
T1	COU1/ MORØØ1/2	42,5 m
T0	COU2/ MORØØ2/4	42 m/40, 5 m

Tableau III.9 Récapitulatif des échantillons analysés par forage

Pour la terrasse inférieure T1, le cortège pétrographique de l'échantillon analysé dans le forage (COU1) est le suivant :

- 49 % de grès et quartzites paléozoïques subarrondis et patinés (\varnothing : 5-30 cm) (Grès de May, arkoses, Grès armoricain et grès micacés indifférenciés) ;
- 42 % de calcaires durs du Bathonien moyen (\varnothing : 1-5 cm) (faciès calcaires d'écueils et des faciès calcaires gréseux indifférenciés) ;
- 7 % de grès et poudingues siliceux tertiaires subarrondis et patinés (\varnothing : 5-10 cm) (grès à grains bimodaux et poudingues rougeâtres) ;
- 2 % de grauweekes briovériennes (\varnothing : 1-5 cm).

Le matériel grossier de ces nappes, s'organise selon une granulométrie décroissante, passant au sommet, à des matériaux plus fins, avec de nombreux grains de glauconie, provenant des sables albiens ou des craies cénomaniens. Dans les environs de Trun, Barbey (1964) a décrit deux terrasses étagées au dessus du fond de vallée qui peuvent être rattachées au dispositif étudié à Morteaux-Coulibœuf, sur les plans topographique et pétrographique. Les grains de quartz représentent 20 % de la matrice sableuse des nappes reconnues autour de Trun, la morphoscopie subémoussée et rongée des grains de quartz était comme proche de celle décrites au Tertiaire.

Une tranchée de reconnaissance réalisée à la pelle mécanique (mission SRA-université, 2013) et profonde d'environ 4 m a été ouverte à Morteaux-Coulibœuf, dans les dépôts alluviaux de la terrasse T1. La coupe (MORØØ1, Figure III.87) a atteint le substrat calcaire bathonien et les dépôts alluviaux présentent la répétition de deux principaux faciès sédimentaires :

- un faciès très grossier sans stratification visible (équivalent du faciès Gm de Miall, 1996) de graviers et galets céphalaires de grès paléozoïques et tertiaires, de grauweekes briovériennes et de calcaires jurassiques, mal classés, dans une matrice sableuse oolithique (probable érosion du Calcaire de Rouvre ou du Calcaire de Bon-Mesnil). Ce faciès Gm correspond à un écoulement gravitaire de type flot de débris ;
- un faciès de sables grossiers et graviers, bien trié, organisé en litage oblique plan (faciès Gp de Miall, 1996), selon des lits d'épaisseur centimétrique de graviers et de sables grossiers calcaires. Ce faciès est interprété comme des « grèzes litées », dépôts de pente mal stratifiés avec une alternance de couches hétérométriques et de lits de sables (Coutard *et al.*, 1970).

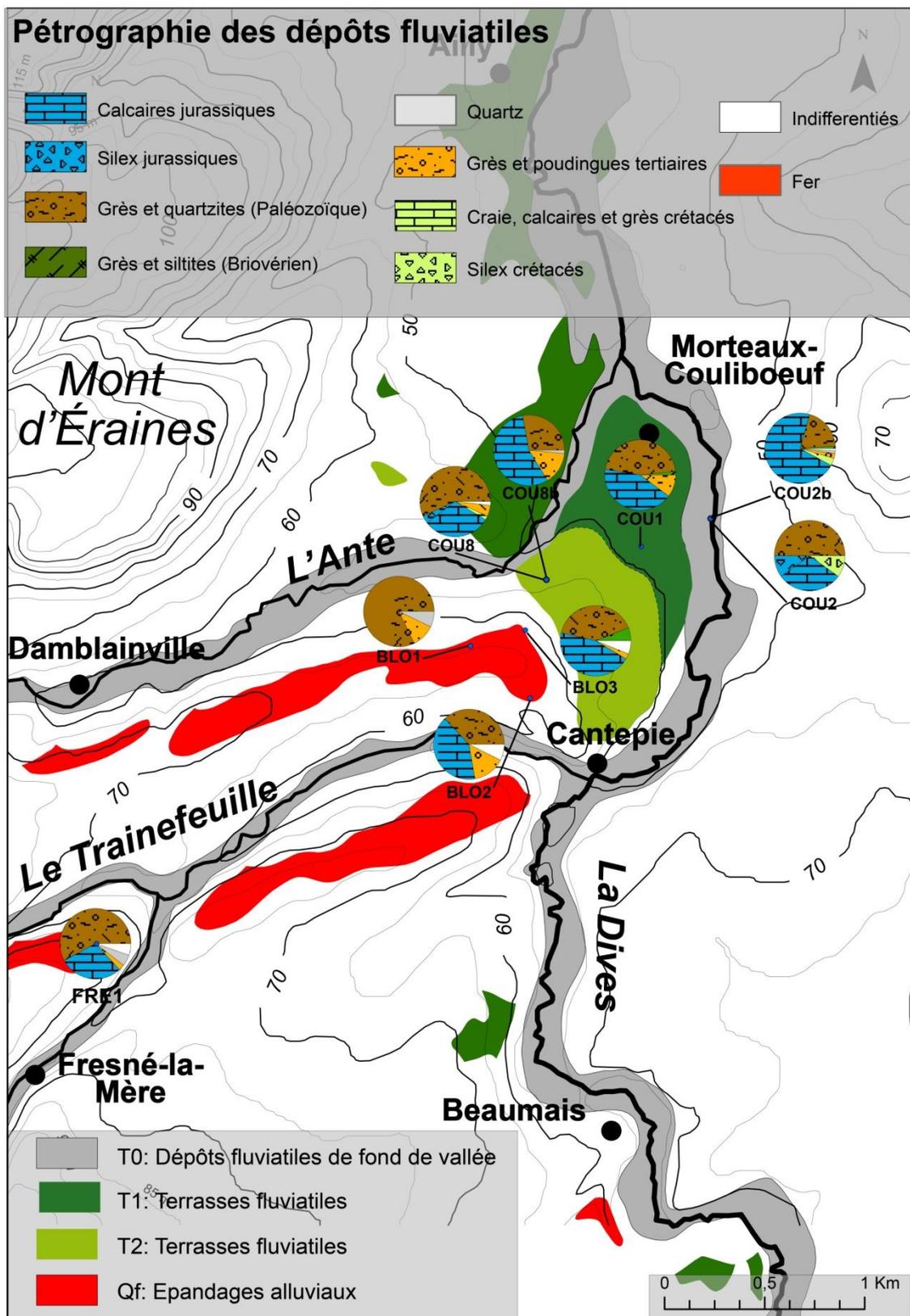


Figure III.86 Cartographie et pétrographie des dépôts fluviatiles du cours amont à Mortaux-Couliboëuf

Dans cette fosse, une datation ESR sur quartz a été réalisée sur un échantillon prélevé à 1,5 m de profondeur, dans les dépôts graveleux (prélèvement et datation BRGM, H. Tissoux. Elle fournit un âge saalien (300 Ka B.P.) attendu pour la terrasse T1 (MIS 9 : Tissoux, *comm. pers.*).

Morteaux-Couliboef (MOR ØØ1 - terrasse T1)

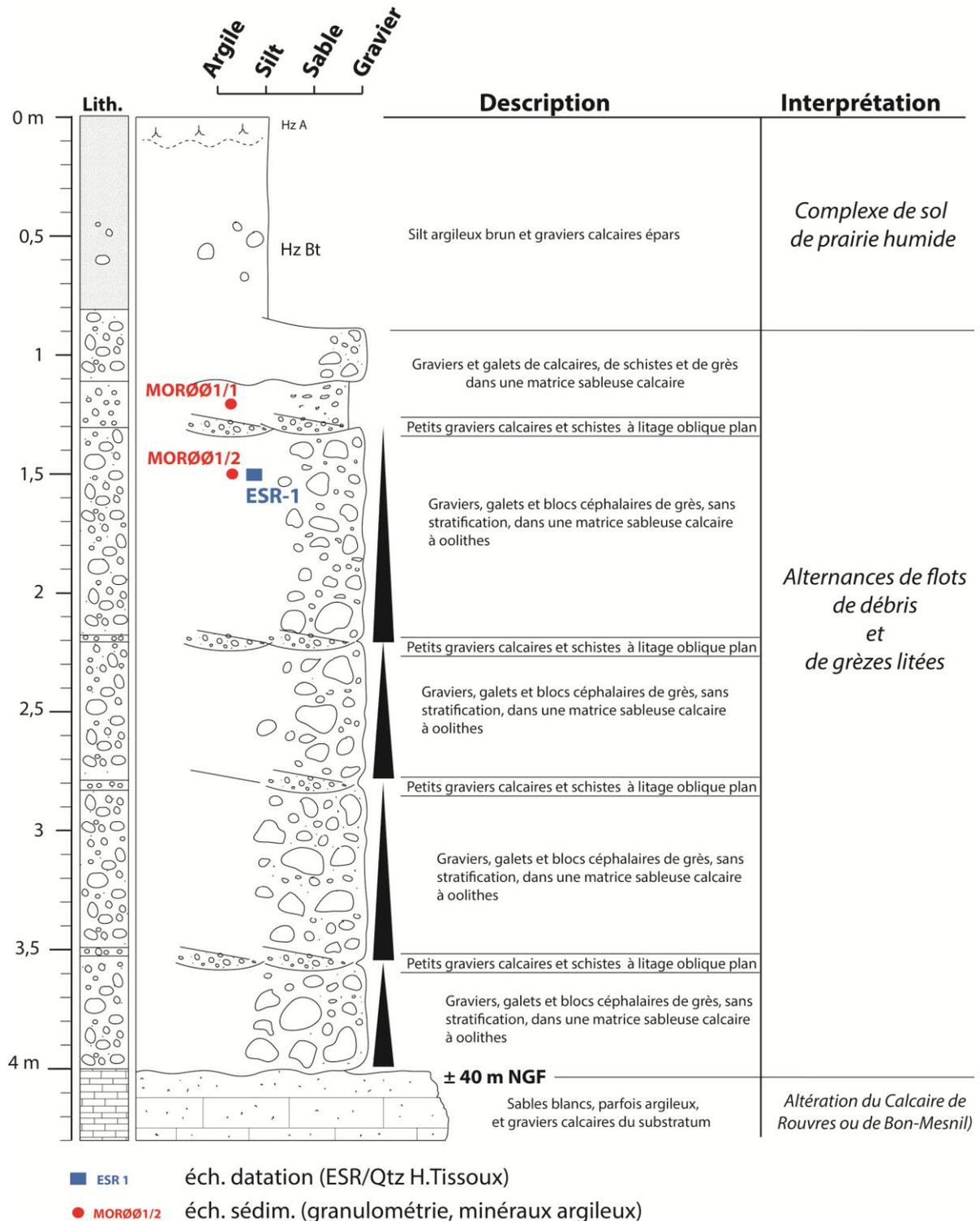


Figure III.87 Coupe sédimentologique de la terrasse T1 à Morteaux-Couliboef

4.3.1.5. La nappe de fond de vallée T0 (0 m, dernière incision)

Une tranchée à la pelle mécanique au lieu dit « le petit couliboeuf » (MORØØ2, Figure III.88) et un forage réalisé au lieu-dit le « Lavoire » à Morteaux-Couliboeuf (COU2, Figure III.89) ont traversé la nappe de fond de vallée, au contact du Calcaire de Caen. Le forage COU2 décrit la nappe alluviale dans l'axe de la Dives, tandis que la coupe MORØØ2 est levée au droit de la confluence avec l'Ante (Figure III.86). L'épaisseur moyenne de la nappe alluviale de fond de vallée est estimée à 4,50 mètres.

Les faciès observés dans la coupe de la fouille MORØØ2 précisent la succession sédimentaire de la nappe alluviale de fond. La coupe sédimentaire présente trois bancs graveleux granodécroissants d'épaisseur décimétrique, composés de grès paléozoïques (probables grès paléozoïques remaniés durant le Trias) et de calcaires du Bathonien moyen, avec des intervalles de sables calcaires fins et d'argiles collantes. Les lentilles de sables calcaires peuvent être interprétées comme des dépôts de barres fluviales tandis que les niveaux argileux oxydés sont interprétés comme des dépôts de plaine d'inondation. Le dernier niveau argileux situé à 1,5 m de profondeur, a livré du matériel anthropique (os brûlés, tessons de céramique) qui peut être rattaché aux occupations humaines holocènes (Néolithique ?).

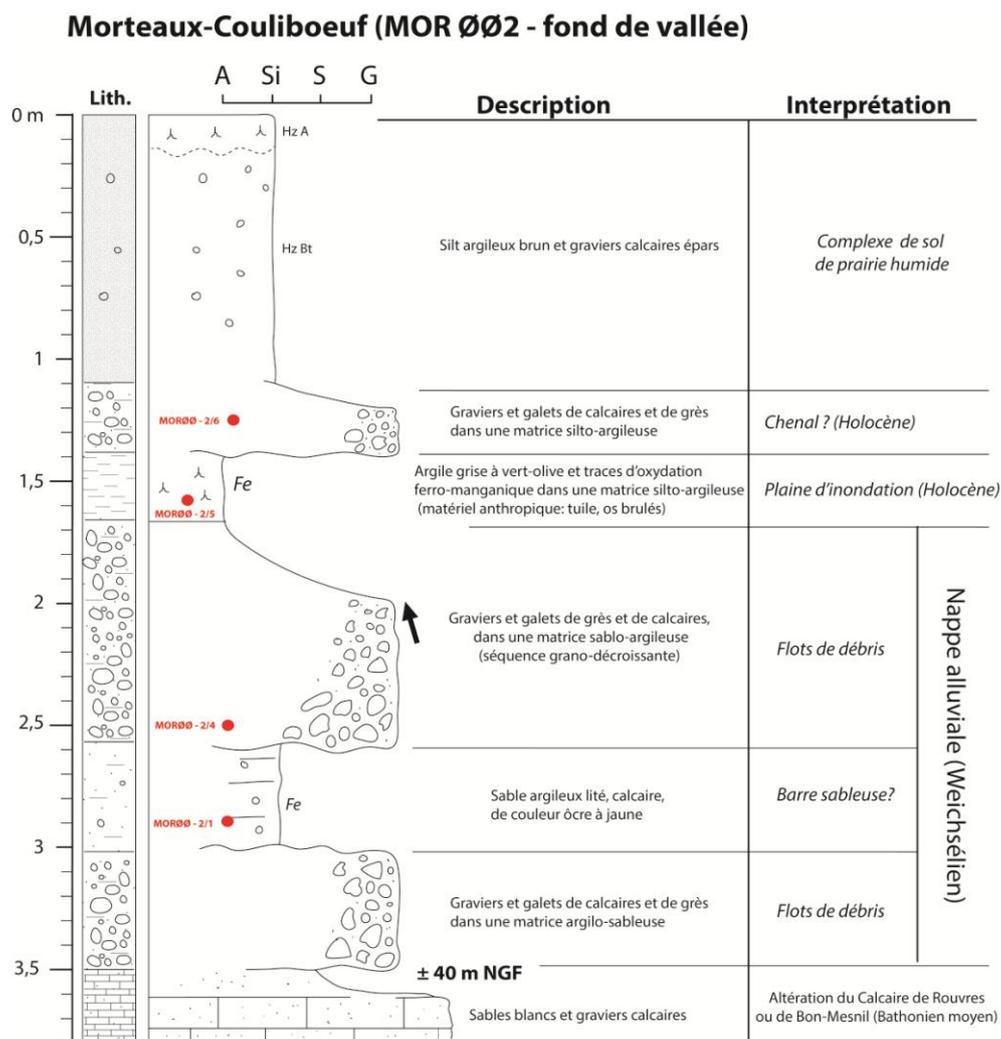


Figure III.88 Coupe sédimentologique de la nappe de fond de vallée (T0) à la confluence de l'Ante et de la Dives

X: 475 155
Y: 6 873 584
Z: 45 m NGF

Morteaux-Coulibœuf (14, Calvados)
«Lavoire - fond de vallée» /11/2013

Tarière BRGM
Carte géologique Falaise

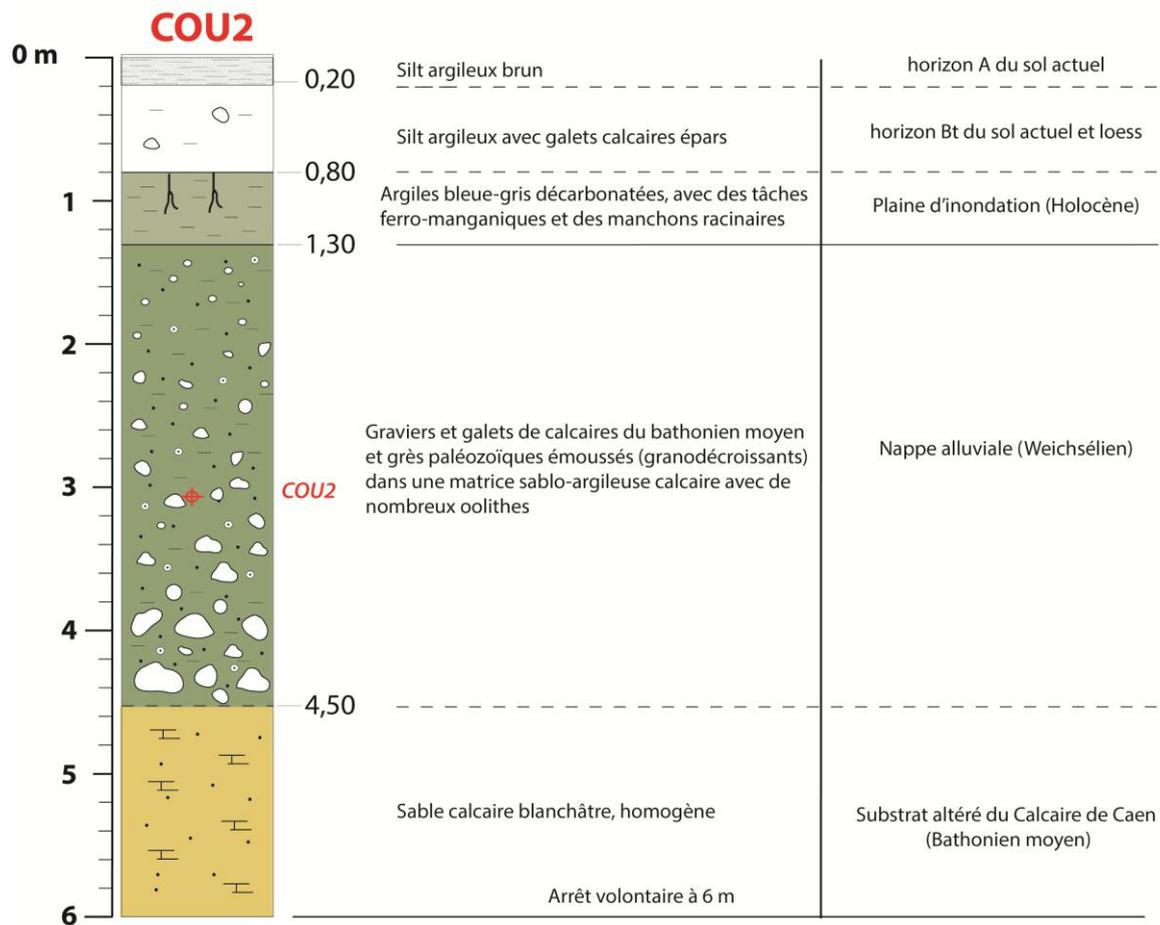


Figure III.89 Coupe stratigraphique du forage COU2 dans la nappe alluviale de fond de vallée à Morteaux-Coulibœuf

Le forage COU2 présente à la base des graviers et galets calcaires (Bathonien moyen), de grès paléozoïques, dans une matrice sablo-argileuse oolithique. Ces dépôts alluviaux sont granoclassés et se terminent par des faciès plus fins, argileux de plaine d'inondation (0,5 m d'épaisseur).

Enfin, dans les coupes COU2 et MORØØ2, les niveaux glauconieux qui ont été décrits dans les dépôts des terrasses T1 et T2 n'ont pas été observés.

4.3.1.6. Conclusion : évolution pléistocène du cours amont de la Dives

Quelle interprétation morphodynamique proposer pour le cours amont de la Dives, depuis sa source, à Courménéil jusqu'à Morteaux-Coulibœuf ?

Deux originalités caractérisent les dépôts alluviaux du cours amont de la Dives, avec des accumulations grossières et résiduelles (Qf) conservées sur les rives droites de l'Ante et de

Trainefeuille, entre 100 et 60 m NGF et la présence en contrebas de deux terrasses fluviales (T2 à T1) étagées à semi-emboîtées, entre 45 et 40 m NGF (Figure III.85).

Entre Falaise et Bloqueville, les dépôts alluviaux résiduels (Qf) sont interprétés comme des épandages gravitaires de blocs de type cônes alluviaux (rive gauche de la Dives). Le transport des matériaux s'est effectué sur un plan incliné vers le NE, sur un substratum calcaire du Bathonien moyen. Les apports sont transportés par des affluents drainés par la zone bocaine et le plateau de Gouffern, étant donné la morphologie sub-arrondie des galets et la grosseur des blocs pouvant aller jusqu'à 80 cm de diamètre, la forte pente des affluents (Ante, Trainefeuille, Filaine : Figure III.79) et la faible distance de transport parcouru par les dépôts depuis la Zone bocaine. Ce matériel fluvial ancien remanie des altérites sur des grès paléozoïques et quelques grès tertiaires. La mise à affleurement des crêtes gréseuses paléozoïques, suivie de processus périglaciaires par gélifraction (pérgélisol) n'explique pas pour autant l'abondance de galets et graviers patinés. Ils proviennent d'un stock préalable, meuble et en grande quantité, comme par exemple les cailloutis, sables et argiles du Trias supérieur qui affleurent dans le secteur de la Hoguette-Falaise. Ils sont ensuite redistribués sous forme de cônes alluviaux sur les pentes du flanc nord de la Zone bocaine. L'écoulement gravitaire de ces épandages a par ailleurs raboté les calcaires bathoniens gélifractés.

L'incision des affluents de la rive gauche de la Dives, (Ante, Trainefeuille, Filaine, Meillon) et le déblaiement de la surface alluviale (Qf) avec le remaniement de son matériel grossier sont intervenus plus tardivement durant le Pléistocène, avec la mise en place des terrasses T2 et T1 de ces dépôts alluviaux, la terrasse T1 de Morteaux-Coulibœuf étant datée du Saalien (300 ka BP). Les terrasses de Morteaux-Coulibœuf (Pléistocène moyen) présentent le même contenu pétrographique que celui des épandages Qf. Ces derniers ont fourni le matériel alluvial des terrasses, au Pléistocène moyen et la mise en place de ces épandages s'effectue avant.

L'évolution sédimentaire décrite dans les dépôts des terrasses T2 à T1 présente une répétition de plusieurs épisodes sédimentaires, sous le contrôle de processus climatiques périglaciaires. L'incision du substratum calcaire bathonien et la mise en place d'écoulements gravitaires de matériaux grossiers remaniant les anciens épandages alluviaux (Qf) s'est probablement réalisé sous un climat froid, mais encore humide si l'on se réfère aux travaux de Coutard (2006) témoignant du paroxysme des processus gravitaires en début de Glaciaire (transition climatique Interglaciaire-Glaciaire).

En revanche, les faciès de graviers calcaires Gp recouvrant les faciès grossiers Gm sont interprétés comme une reprise du matériel de versant (type grèzes litées) dans le système fluvial. De plus, ils expriment une décroissance du matériel alluvial provoqué par la baisse du régime hydrodynamique lors des gels. Ils correspondent à des épisodes climatiques où le contraste saisonnier devient plus important, intervenant sur un sol gelé (permafrost) comme l'a observé Coutard, (2006). L'incision du substratum calcaire bathonien et le ruissellement se réalisent sur un long versant incliné (8 km). Si l'origine des grèzes est ancienne (saaliennne), les indices des conditions climatiques favorables à cette dynamique correspondraient au Pléniglaciaire moyen du Weichsélien où les alternances gel/dégel sont importantes. Par ailleurs, le sommet des grèzes litées saaliennes identifiées à Macé (Legras, 1966 ; Coutard, 2006), est affecté par des fentes de gel (type *ice-wedges* de Black, 1976) et remplis par des loëss équivalents à des conditions climatiques arides du Pléniglaciaire supérieur.

4.3.3. Les terrasses fluviatiles du cours moyen de la Dives, entre Morteaux-Couliboëuf et Quétiéville

4.3.3.1. Cartographie et géométrie des terrasses

Les dépôts fluviatiles préservés entre Morteaux-Couliboëuf et Quétiéville décrivent le cours moyen de la Dives. Ils sont cartographiés sur la carte géomorphologique de Mézidon (Coutard *et al.* 1969), et les cartes géologiques de Falaise (Gigot *et al.*, 1999) et de Mézidon (Deroin *et al.*, 1999), les contours étant repris par Houari (1994), puis par Deroin *et al.* (1999) pour la carte géologique de Mézidon. Le dispositif du cours moyen se caractérise d'abord par des nappes alluviales déposées sur un substratum calcaire du Bathonien moyen à Grisy, Bernière, d'Ailly, Jort et Morières. Ces nappes présentent le même contenu pétrographique que celles étudiées précédemment à Morteaux-Couliboëuf. Seule la dissymétrie du dispositif des terrasses décrites à Morteaux-Couliboëuf disparaît vers l'aval. À partir de Saint-Pierre-sur-Dives, le dispositif fluviatile du cours moyen étudié ici (Figure III.90) est installé sur le substratum calcaire du Bathonien supérieur, puis marno-calcaire callovien (Figure III.91).

Les terrasses fluviatiles (T6 à T4) les plus élevées, entre 40 et 80 m, et par conséquent les plus anciennes, seront détaillées dans le cours aval de la Dives. Dans ce secteur, les terrasses T6 à T4 sont présentes sur les buttes marneuses du bois de Cernay (50 m) au Sud, Canon et Soquence au Nord (60 m), c'est-à-dire à 40 à 50 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle. Des replats plus récents et peu développés ont été cartographiés (Fw) par Coutard *et al.* (1969), au lieu dit « les Campigny » (forage CAM1, Figure III.92). Ils correspondent à la terrasse fluviatile T3 située à 25-30 m au-dessus du substrat de fond de vallée. Dans le cours moyen de la Dives, les études ont concerné les dépôts fluviatiles présents sur le substratum marno-calcaire callovien, entre Ecajeul (T2) et Quétiéville (T1).

En contrebas de ces buttes, ce sont des étendues planes (2-4 km) recouvertes par des sables argileux carbonatés et des graviers de silex roulés ou anguleux du Crétacé se raccordant aux nappes alluviales d'Ecajeul (T0 à T2) et de Quétiéville (T0 à T1).

Les nappes alluviales d'Ecajeul (T1 et T2) sont situées dans un vallon symétrique (300 m de largeur) d'orientation E-W, incisé à travers les Marnes sableuses et calcaires de Crévecoeur du Callovien moyen. La nappe alluviale T2 correspondrait logiquement aux plus basses terrasses, en connexion avec la nappe de fond de la Dives, mais son extension cartographique qui est transversale par rapport à l'axe de la Dives reste inexplicée. La base de la nappe alluviale T2 d'Ecajeul est située à 5 m au-dessus du substratum de fond de vallée. Elle se raccorde vers l'ouest à la nappe d'Ecajeul T1 et la nappe weichsélienne T0 appartenant à la Dives. Cette nappe T0 est installée dans une gouttière dissymétrique d'environ 400 m de largeur, qui est incisée dans le Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur). Le profil transversal synthétique (Figure III.91) présente une morphologie dissymétrique, avec un bord occidental abrupt et un bord oriental en pente plus douce, indiquant une érosion latérale fluviatile plus importante sur le bord ouest.

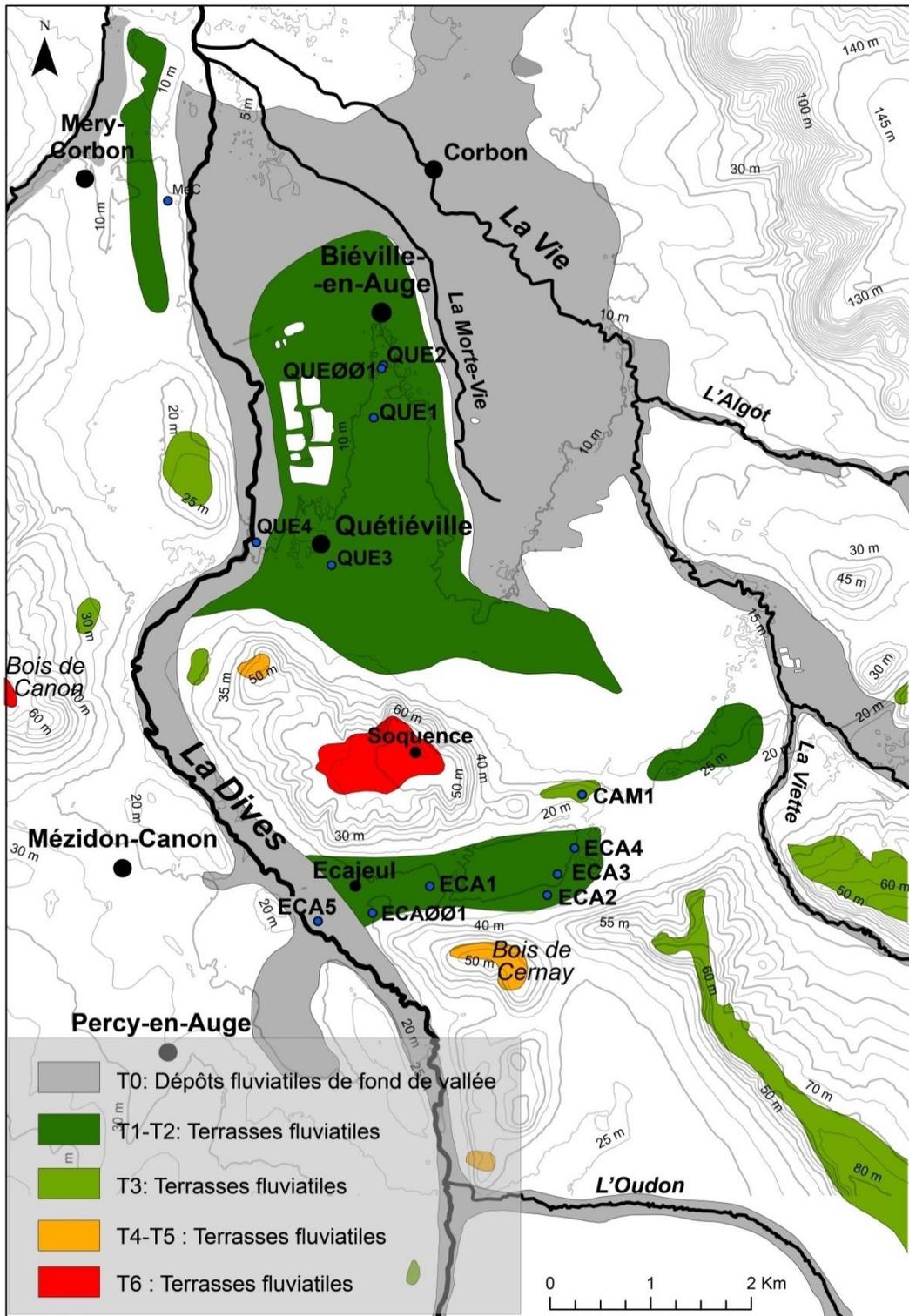


Figure III.90 Cartographie des dépôts fluviaux entre Ecajeul et Quétiéville

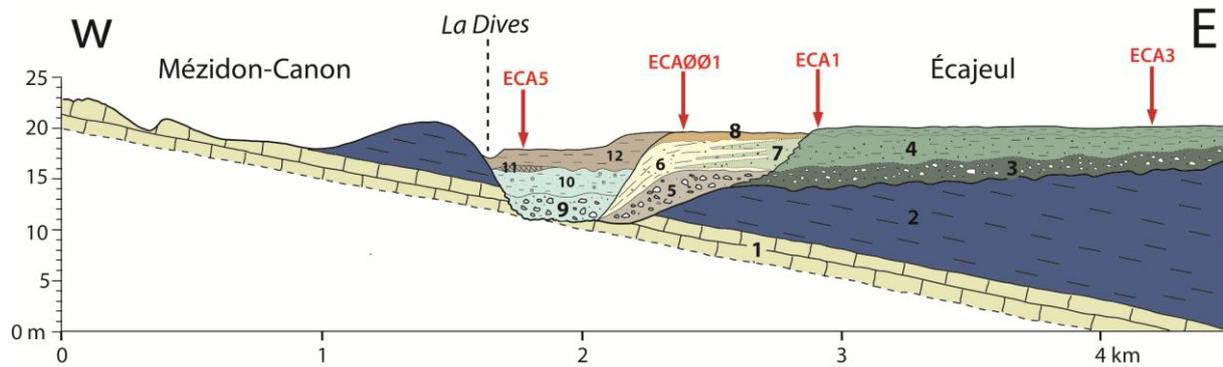


Figure III.91 Transect W-E présentant la géométrie et le substratum de la vallée de la Dives au droit d'Écajeul. (1) : Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur) ; (2) : Marnes sableuses et calcaires de Crévecoeur (Callovien moyen) ; (3) : nappe alluviale graveleuse d'Écajeul (T2) ; (4) : silts et argiles à sables glauconieux (T2) ; (5) : nappe alluviale graveleuse d'Écajeul (T1) ; (6) : grèzes litées ; (7) : sables argileux glauconieux (glacis ?) ; (8) : loess brun ; (9) : nappe graveleuse de fond de vallée de la Dives (T0) ; (10) : silts et sables oolithiques (T0) ; (11) : tourbes et (12) : silts et argiles de la plaine d'inondation actuelle de la Dives.

4.3.3.2. La terrasse T3 (+ 10 m au dessus de la dernière incision)

Le forage (CAM1), réalisé au lieu dit « Les Campigny », a traversé sur 1,5 m, la nappe alluviale composée de graviers de silex crétacés et de craie silicifiée, dans une matrice sablo-argileuse composée de grains de quartz et de glauconie (Figure III.92). La source du matériel est augeronne. Comme toutes les nappes alluviales déposées sur un substratum marneux callovien, le contact présente une limite franche, avec des marnes marmorisées et décarbonatées. Cette nappe appartient au sous-bassin versant de la Vie (Viette, Vie).

X: 480 295
Y: 6 891 117
Z: 28 m NGF

Le Mesnil-Mauger (14, Calvados)
« Les Campigny » /11/2013

Tarière BRGM
Carte géologique Mézidon

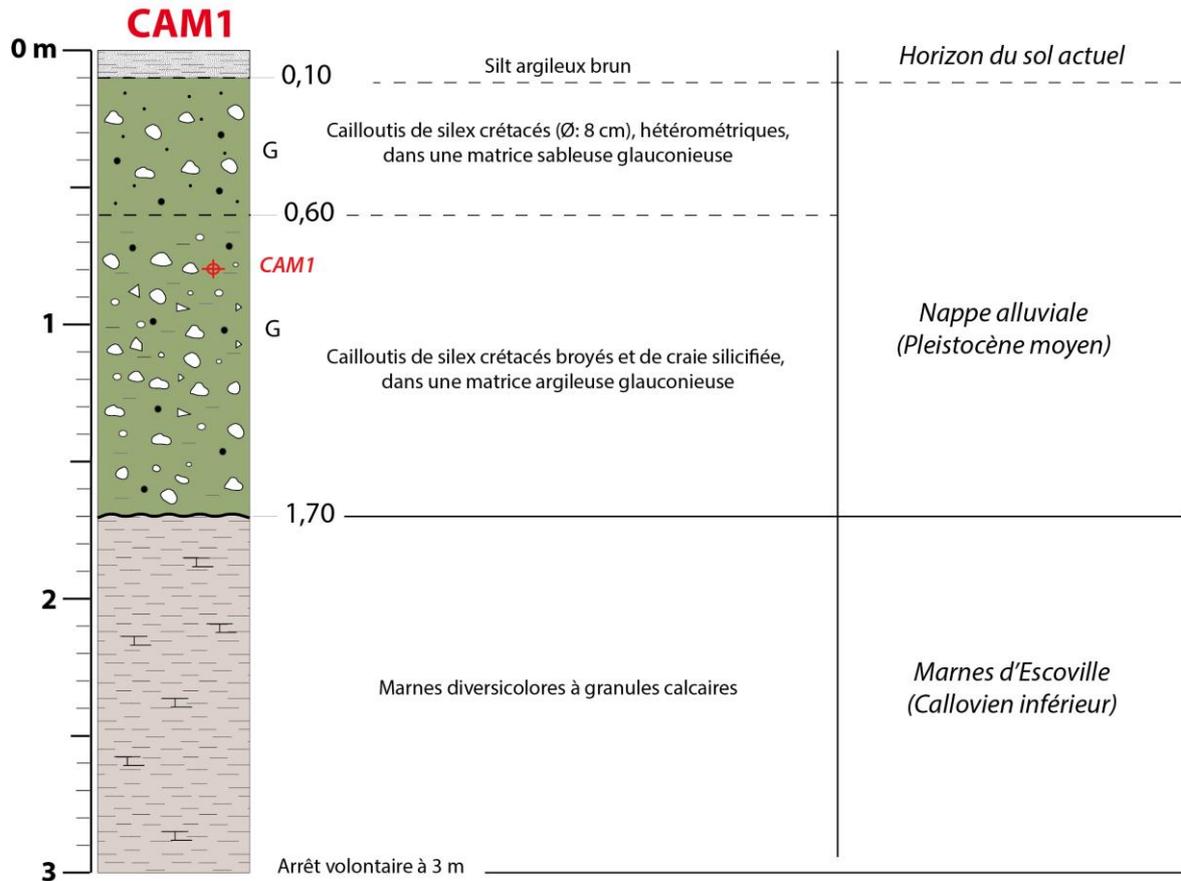


Figure III.92 Coupe stratigraphique du forage CAM1 dans la nappe alluviale T3 au lieu dit «les Campigny »

4.3.3.3. Les nappes alluviales d'Ecajeul T1-T2 (+ 5 m au dessus de la dernière incision)

Pour comprendre la géométrie des nappes alluviales d'Ecajeul, qui présentent des contours cartographiques atypiques par rapport aux autres terrasses de la Dives et de la Vie, quatre forages (ECA1 à 4) à la tarière ont été réalisés (Figure III.90, mission BRGM-université, 2013), complétés par une fouille à la pelle mécanique au point ECA001 (Figure III.90, mission SRA-université, 2013).

• forages traversant la nappe d'Ecajeul T2

Le forage (ECA1) réalisé dans la partie centrale de la nappe, décrit un remplissage alluvial épais de 2 mètres. À l'Est de ce dernier forage (ECA1), l'extension latérale de la nappe est donnée par trois autres forages (ECA2, ECA3 et ECA4) qui présentent un remplissage alluvial de même type tant dans son épaisseur que dans sa composition pétrographique, avec une inclinaison du substratum marneux callovien vers l'ouest. Le profil de corrélation des forages (Figure III.91) confirme cette inclinaison.

Deux unités sédimentaires décrivent le remplissage alluvial de la nappe T2 d'Ecajeul (Figure III.93) :

- une unité alluviale basale (épaisseur : 1, 80 m) constituée de galets et graviers (\emptyset : 1-5 cm) de silex crétacés avec leur cortex et de craie silicifiée, dans une matrice argilo-sableuse glauconieuse. La morphologie des galets est souvent arrondie, mais reste anguleuse lorsque les silex sont broyés (origine périglaciaire). La source qui peut être envisagé correspond soit aux biefs à silex soit aux nappes alluviales plus anciennes sur les buttes argileuses (Bois de Cernay, Soquences). Quelques graviers (\emptyset : 1 cm) anguleux de grès paléozoïques (indifférenciés) sont aussi présents :

- une unité alluviale argilo-sableuse sommitale (épaisseur : 2,40 m), présentant quelques graviers de silex crétacés épars.

L'unité basale de la nappe alluviale correspondrait à un dépôt fluviatile grossier dirigé vers l'ouest, dans le sens de la pente locale (Figure III.91), tandis que l'unité sommitale correspondrait plutôt à un dépôt de plaine d'inondation.

X: 478782,66
 Y: 6890199,66
 Z: 18 m NGF

ECAJEUL (14, Calvados)
 « Le Jonquet » 19/03/2013

Tarière BRGM
 Carte géologique Mézidon

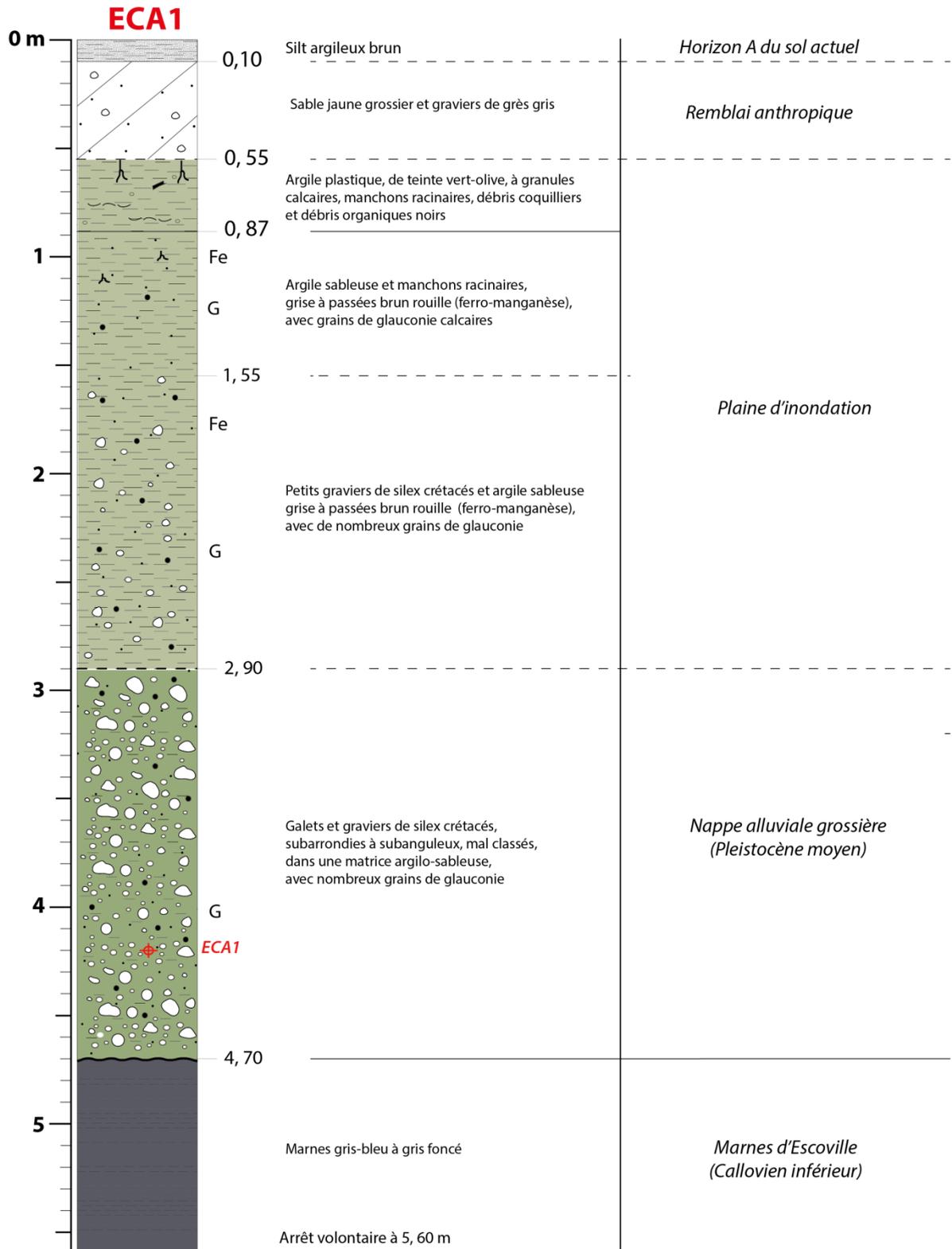


Figure III.93 Coupe stratigraphique du forage ECA1 dans la nappe alluviale d'Ecajeul

- *tranchée dans la nappe d'Ecajeul T1*

Une tranchée réalisée à la pelle mécanique (ECAØØ1, Figure III.94) a été ouverte au lieu dit « La Grotte », à 500 m à l'ouest du forage (ECA1), sur une profondeur d'environ 2,3 mètres. Le substratum n'a pas pu être atteint, il est estimé à environ 4-5 m de profondeur, par rapport à la surface du sol.

La coupe verticale levée détaille la nappe alluviale occidentale qui comprend deux grandes unités :

- une unité alluviale (visible sur au moins 1,1 m) grossière de graviers et de galets épars, dans une matrice sableuse calcaire. Les galets sont des calcaires et silex jurassiques, des grès et quartzite paléozoïque et de la craie silicifiée ;

- une unité sommitale épaisse d'environ 0,9 m, présentant une alternance de deux dépôts :

- un premier correspond à des lits de sables grossiers calcaires et quartzeux, avec petits graviers calcaires et quelques silex jurassiques à patine bleue. Ce dépôt à lits subhorizontaux à obliques est interprété comme une « grèze litée » ou un dépôt fluvial hérité de grèze litée ;

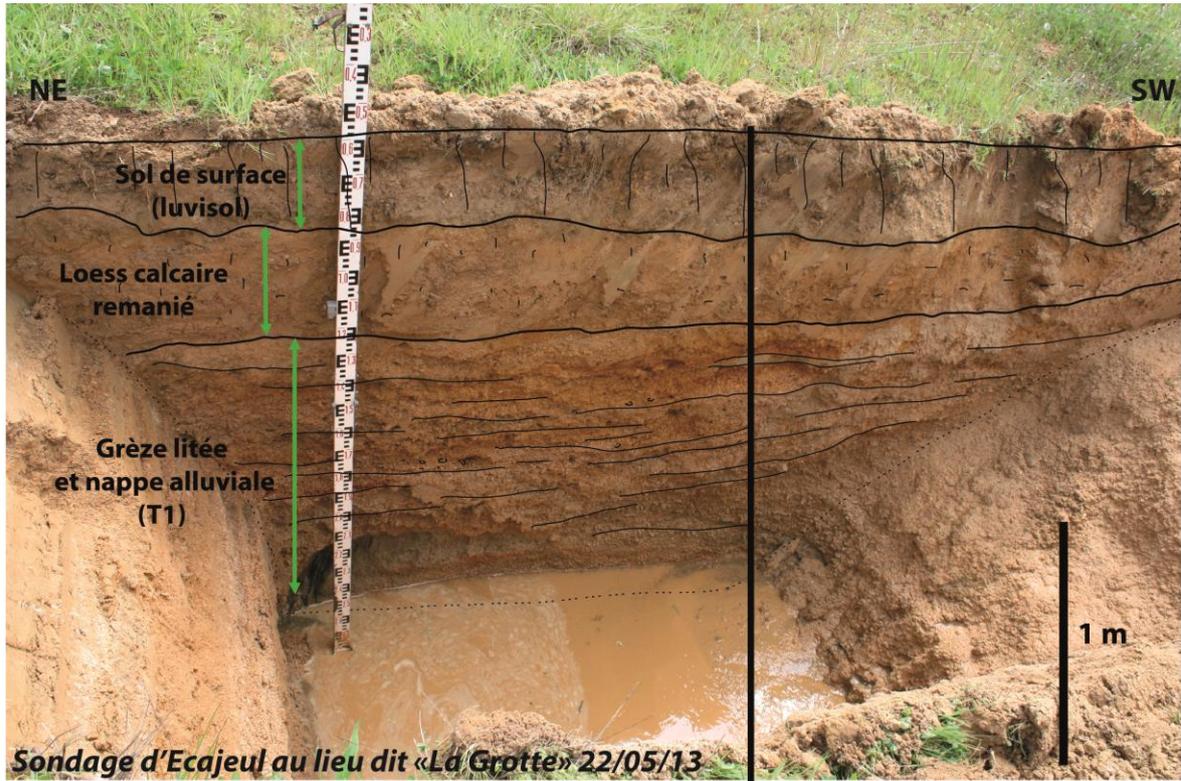
- un second est constitué par des intercalations centimétriques plus fines de sables glauconieux, surtout visibles à la partie supérieure de la coupe. Cette unité est interprétée comme un dépôt de glaci-terrasse (*sensu* Dumas, 1976) sur la base de l'interférence de deux sources distinctes. En effet les sables glauconieux proviennent des buttes argileuses calloviennes, tandis que les graviers calcaires du Bathonien moyen sont déposés par la Dives.

Les dépôts attribués à des grèzes ont été prélevés à 1,1 m de profondeur pour une datation par ESR sur quartz (prélèvement et datation BRGM, H. Tissoux, 2013). L'âge mesuré est d'environ 500 ka B.P., équivalent des stades isotopiques MIS 12-13 (Tissoux, *comm. pers.*). Cette datation ancienne est peu compatible avec un niveau alluvial proche de la Dives actuelle et fait donc intervenir un remaniement de matériel plus ancien (lambeaux alluviaux T3 à T6 ?).

La coupe de la nappe alluviale d'Ecajeul confirme deux sources distinctes d'alimentation des terrasses pour le cours moyen de la Dives :

- une source septentrionale à orientale, d'origine augeronne, transportant les silex crétacés et des grains de glauconie ;

- une source locale provenant d'apports carbonatés gélifractés des campagnes calcaires bathoniennes de Caen-Falaise-Trun.



Coupe

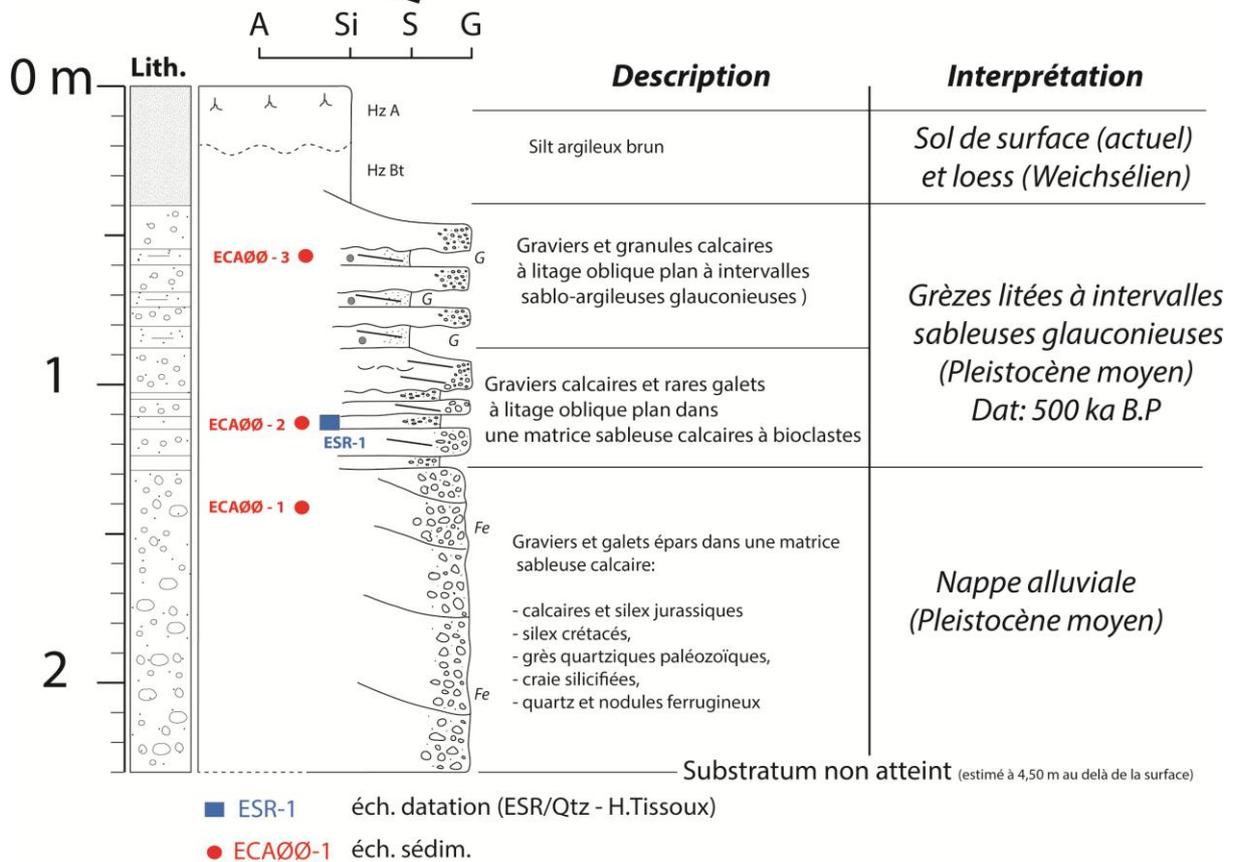


Figure III.94 Photographie (Jamet) et coupe sédimentologique de la terrasse d'Ecajeul au liedit « La Grotte »

4.3.3.4. La terrasse T1 (+ 3 m au dessus de la dernière incision)

Trois forages (QUE 3, QUE1 et QUE2) ont traversé la nappe alluviale de Quétiéville, depuis le piémont de la butte de Soquence au sud, jusqu'à l'extrémité nord de la nappe de Quétiéville (Figure III.95). Le contact entre le substrat marneux callovien et la nappe alluviale de Quétiéville est estimé entre 7 et 9 m NGF, soit environ +3 m au-dessus du substratum de fond de vallée d'après le forage QUE4.

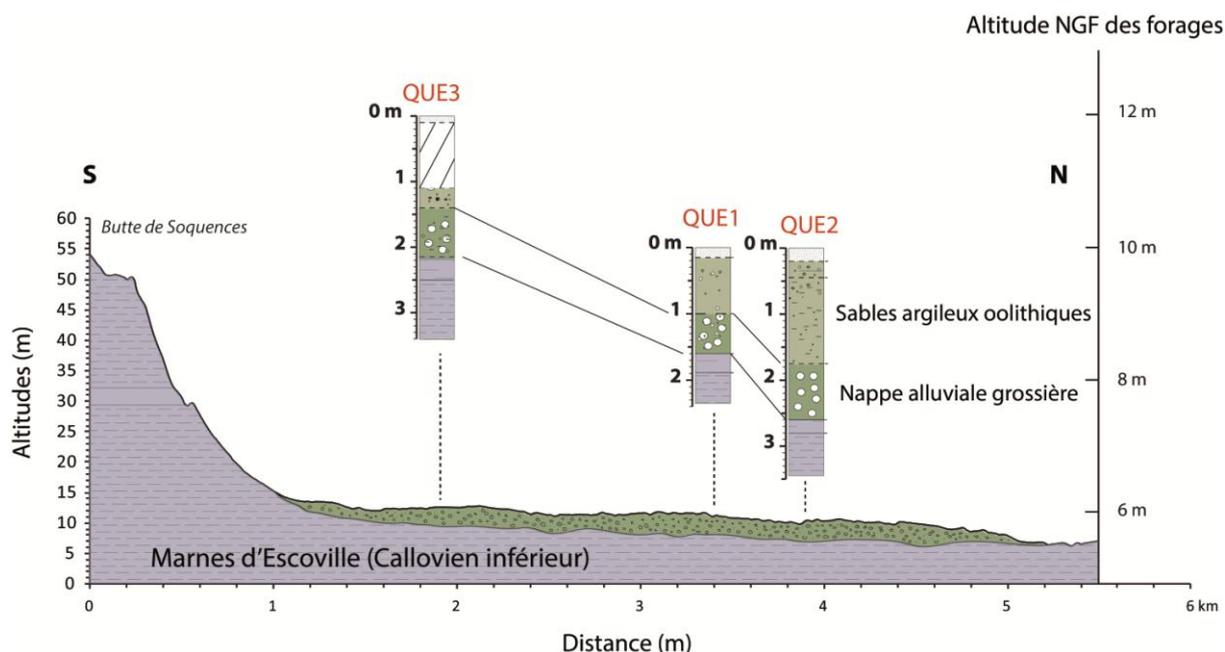


Figure III.95 Profil S-N de la nappe alluviale de Quétiéville avec localisation des forages QUE3, QUE2 et QUE1

Les dépôts de la nappe alluviale de Quétiéville traversée par ces forages sont des graviers et galets émoussés de silex crétacés et de calcaires jurassiques, mal classés, dans une matrice argilo-sableuse avec de nombreux grains de glauconie. Le forage (QUE2, Figure III.96) situé le plus au nord présente au-dessus de la nappe grossière, un niveau plus fin, épais de 1 m, avec des dépôts sablo-argileux homogènes à oolithes calcaires, associés à des grains de glauconie. Ils sont interprétés comme des dépôts de faibles écoulements hydrodynamiques (chenaux ?), provenant de calcaires bathoniens (Calcaire de Rouvres et Calcaire de Bon-Mesnil).

Deux sources pétrographiques sont donc présentes dans le matériel alluvial de la terrasse T1, avec un stock grossier à fin de matériaux crétacés (province pétrographique augeronne) et un stock fin provenant de la campagne de Caen-Falaise-Trun. Mais, les nappes alluviales plus anciennes, à silex crétacés et cortex et situées à proximité des reliefs de la zone bocaine ont pu également fournir une part importante du matériel alluvial de la Dives périglaciaire.

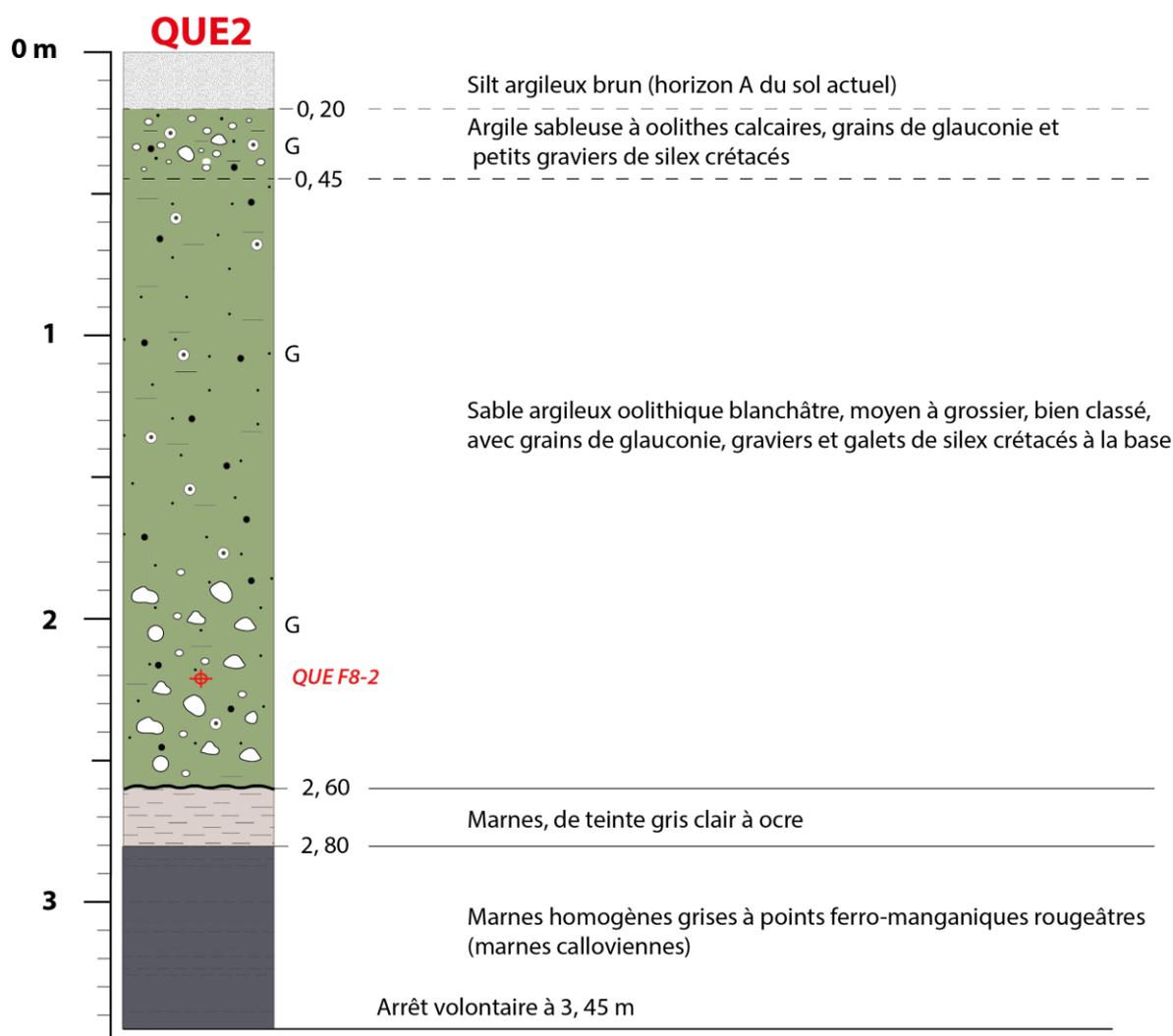


Figure III.96 Coupe stratigraphique du forage QUE2 dans la nappe alluviale de Quétiéville

Une tranchée ouverte au lieu dit « Les Flabels » à Biéville-Quétiéville (QUEØØ1, Figure III.97) a permis de préciser l'évolution sédimentaire verticale de cette nappe. Le substrat marneux est atteint à 2,6 m de profondeur. Au cortège pétrographique augeron identifié en forages, il est observé des galets et graviers de grès et quartzites paléozoïques ainsi que des silex jurassiques. Les grès tertiaires et les calcaires coralliens oxfordiens sont présents en moindre quantité et confirmeraient une origine latérale augeronne. Les graviers et galets présentent un discret litage oblique plan.

Les dépôts alluviaux ont été prélevés pour une datation par ESR sur quartz (prélèvement et datation BRGM, H. Tissoux, 2013, Figure III.97 et Figure III.98). La mesure sur l'échantillon prélevé à 1,2m de profondeur par rapport au sol actuel a fourni un âge d'environ 150 ka B.P. (Tissoux, *comm. pers.*) correspondant à la fin du Complexe saalien (équivalent du stade isotopique MIS 6). L'écoulement fluvial de la Dives serait donc d'âge saalien.

X: 478319,47
 Y: 6895422,69
 Z: 10 m NGF

Sondages de Biéville-Quétiéville au lieu dit « Les Labels » 05/2013

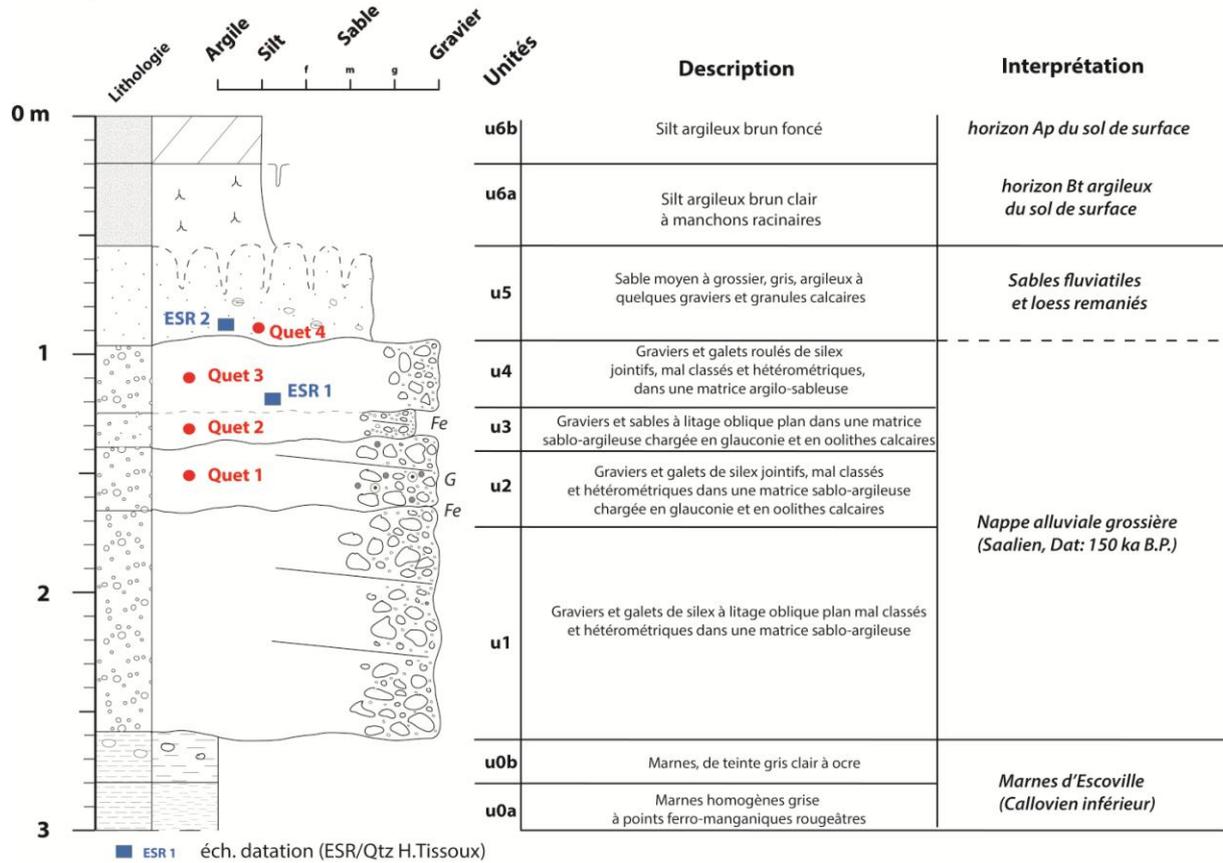


Figure III.97 coupe sédimentologique de la nappe de Quétiéville au lieu dit « Les Labels »

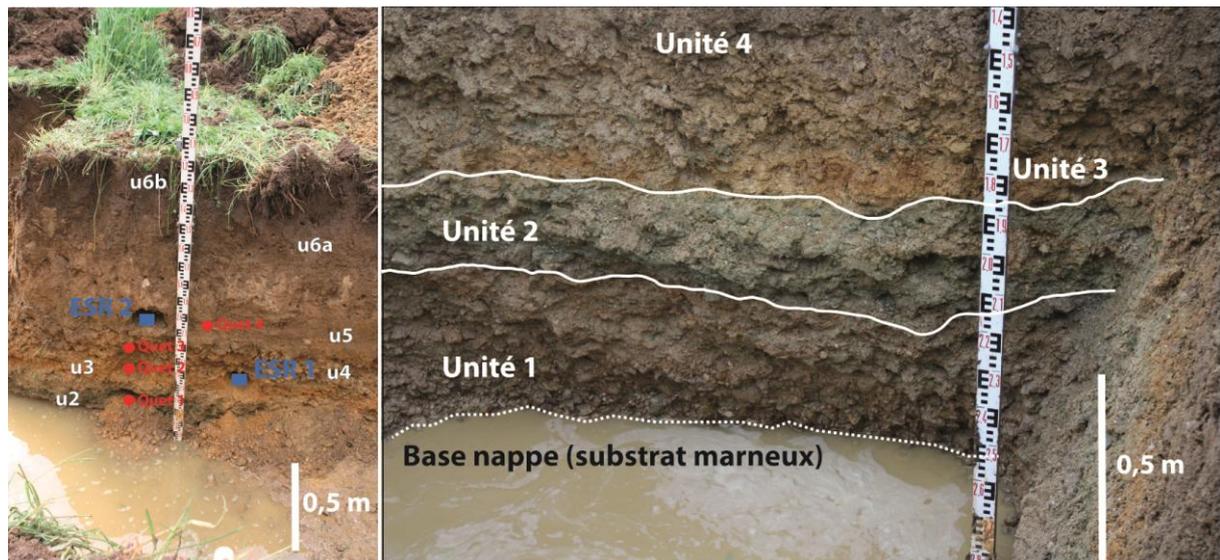


Figure III.98 Photographies la nappe alluviale de Quétiéville avec positionnement des prélèvements pour datations (photographies : Jamet)

4.3.3.5. La nappe de fond de vallée T0 (0 m, dernière incision)

Deux forages (Ecajeul : ECA5 et Quétiéville « le Moulin » QUE4 ,Figure III.99) distants de 4,5 km recouperent la nappe de fond de vallée, dans le cours moyen de la Dives.

Le forage (ECA5) traverse environ 5 m de la nappe alluviale jusqu'au substratum calcaire bathonien (Calcaire de Langrune, Bathonien supérieur). À la base du forage, ce sont des galets anguleux de silex noirs à bleu clair jurassiques, des graviers calcaires du Bathonien moyen et supérieur, des grès paléozoïques, des grès tertiaires et quelques silex crétacés. Les éléments sont dispersés dans une matrice argilo-sableuse avec de nombreux oolithes calcaires et bioclastes du Bathonien moyen. Le matériel présente une évolution verticale granodécroissante discrète qui se termine par des faciès de plus en plus fins, argileux avec des petits graviers de calcaires. La partie sommitale est une alternance d'argiles homogènes et marmorisées et de tourbes brunes à noires à débris ligneux.

Le forage (QUE4) réalisé au lieu dit « Le Moulin » (Figure III.99) atteint le substratum marneux callovien, à 3,70 m de profondeur par rapport au niveau du sol. La nappe alluviale présente des caractères sédimentaires et pétrographiques similaires à ceux décrits dans le forage (ECA5). Toutefois, l'épaisseur de la nappe est ici moins puissante (1,2 m), au profit de niveaux tourbeux et argileux plus développés (2,5 m), dans cette zone de marais.

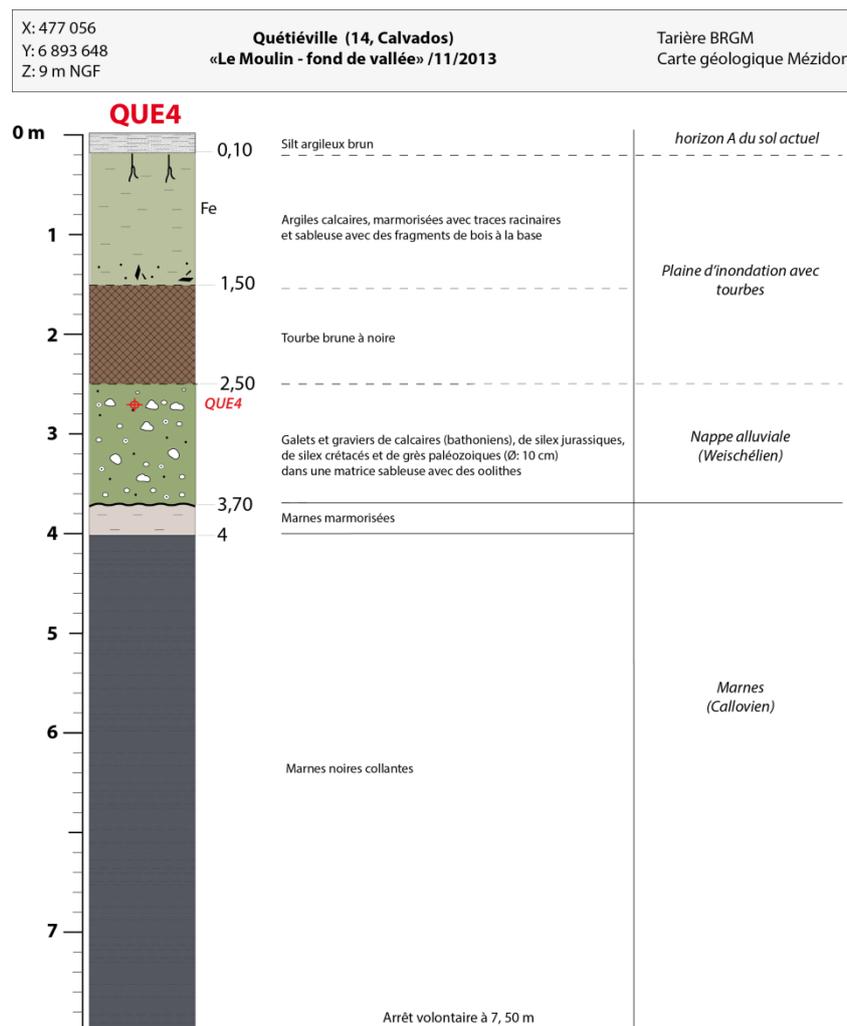


Figure III.99 Coupe stratigraphique du forage QUE4 dans la nappe alluviale de fond de vallée à Quétiéville

4.3.3.7. Conclusion : évolution pléistocène du cours moyen de la Dives

L'étude sédimentaire des terrasses du cours moyen de la Dives démontre que ce fleuve reçoit des matériaux grossiers provenant d'au moins deux provinces pétrographiques distinctes (Figure III.100):

- une province augeronne apportant des matériaux surtout d'origine crétacée provenant de l'érosion directe des terrains crayeux à silex ou plus sûrement d'un démantèlement de sa couverture d'argiles à silex, associés à quelques apports de grès tertiaires ;

- une province bocaine caractérisé par des matériaux polygéniques, avec les grès paléozoïques, calcaires et silex jurassiques, silex crétacés et grès tertiaires.

Le vallon sec d'Ecajeul est une nappe alluviale épaisse de 2 m qui présente en surface, des contours sécants par rapport aux cours de la Dives et de la Viette. Les matériaux grossiers de cette nappe sont caractéristiques de la province pétrographique augeronne (galets crétacés prédominants et quelques grès tertiaires) et s'opposent à la composition pétrographique des terrasses des cours amont et moyen de la Dives. Mais à proximité du cours moyen actuel de la Dives (tranchée ECAØØ1), la signature pétrographique augeronne disparaît au profit d'un enrichissement en galets jurassiques et paléozoïques dans un stock alluvial proche du bruit de fond pétrographique des terrasses des cours amont et moyen de la Dives. Par ailleurs, la pente du substratum marneux callovien de cette nappe est dirigée vers l'ouest, c'est-à-dire en direction de la Dives actuelle.

De toutes ces conclusions, la nappe d'Ecajeul correspondrait à un ancien dépôt alluvial de la Viette drainant le pays d'Auge et affluent de la rive droite de la Dives. Après la capture de la Viette par la Vie, cet affluent de la Dives devient inopérant. La nappe d'Ecajeul est ensuite incisée et en partie remaniée par l'écoulement de la Dives dans sa partie occidentale et ses matériaux mélangés à ceux des apports bocains. L'âge de la nappe d'Ecajeul et donc de la Viette comme affluent de la Dives est indirect. Cette nappe ne présente pas une géométrie de terrasses, ce qui indiquerait un âge Pléistocène moyen ancien.

L'évolution du drainage du cours moyen de la Dives serait donc la suivante. Au début du Pléistocène moyen, les plateaux du pays d'Auge se prolongent plus à l'ouest et la Viette drainant ces plateaux représente un affluent de la Dives. La nappe alluviale de la Viette affluent de la Dives est conservée au droit d'Ecajeul. À la suite au recul vers l'est des plateaux détachés du pays d'Auge, par érosion régressive des affluents et sous les conditions périglaciaires du Pléistocène moyen (fin Saalien ?), la Viette est capturée par la Vie, la fixation des chenaux étant moindre sur les substrats argileux que sur les substrats calcaires. Enfin, la partie occidentale de la nappe d'Ecajeul est incisée par une migration vers l'est du cours moyen de la Dives.

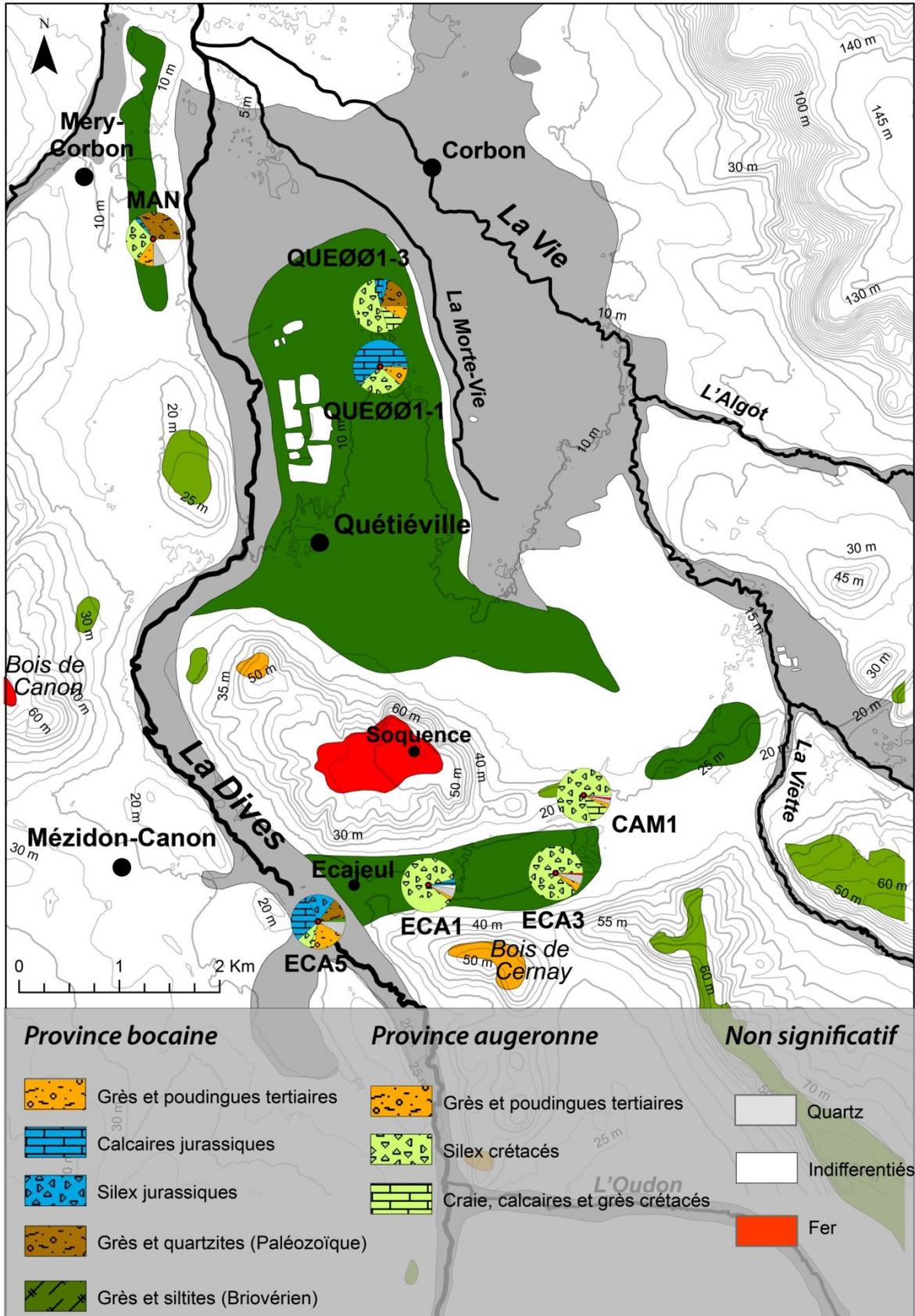


Figure III.100 Cartographie et pétrographie des dépôts fluviaux du cours moyen de la Dives, entre Ecajeul et Quétieville

4.3.4. Les terrasses fluviatiles du cours aval de la Dives, entre Quétiéville et son embouchure

4.3.4.1. Cartographie et géométrie des terrasses

Les dépôts fluviatiles préservés entre Quétiéville et son embouchure, à Dives-sur-mer, décrivent le cours aval de la Dives.

Les travaux concernent :

- (1) les terrasses fluviatiles anciennes décrites au sommet des buttes calloviennes et sur les versants incisés dominant la dépression de l'embouchure de la Dives (Bigot, 1942 ; Rioult *et al.*, 1968 ; Coutard *et al.*, 1969). Ces terrasses sont réduites à des lambeaux discontinus se présentant sous la forme de replats, avec des alluvions peu épaisses. Six générations de replats (T1 à T6, Figure III.101) identifiés avec l'outil cartographique TerEx (Stout & Belmont, 2013) ont fait l'objet de forages à la tarière (BRGM-université), en mai et novembre 2013. La cartographie des différentes générations de terrasses alluviales permet d'observer un étagement des dépôts fluviatiles d'ouest en est, avec les terrasses les plus hautes (Touffréville, Amfréville) correspondant aux niveaux fluviatiles plus anciens, et les terrasses les plus basses (Gonneville-en-Auge, Merville-Franceville).

- (2) la nappe alluviale weichsélienne T0 (Pléistocène supérieur) présente dans la dépression du cours aval de la Dives. La cartographie de cette nappe alluviale plus récente n'est pas réalisée puisqu'elle est recouverte par les séries estuariennes holocènes (minimum 15 m en aval). En complément des forages référencés dans la Banque du sous-sol (Annexe D), un forage réalisé à Cabourg (CAB1) permet de mieux positionner le tracé de la Dives weichsélienne et de compléter le profil de la dernière incision de la Dives.

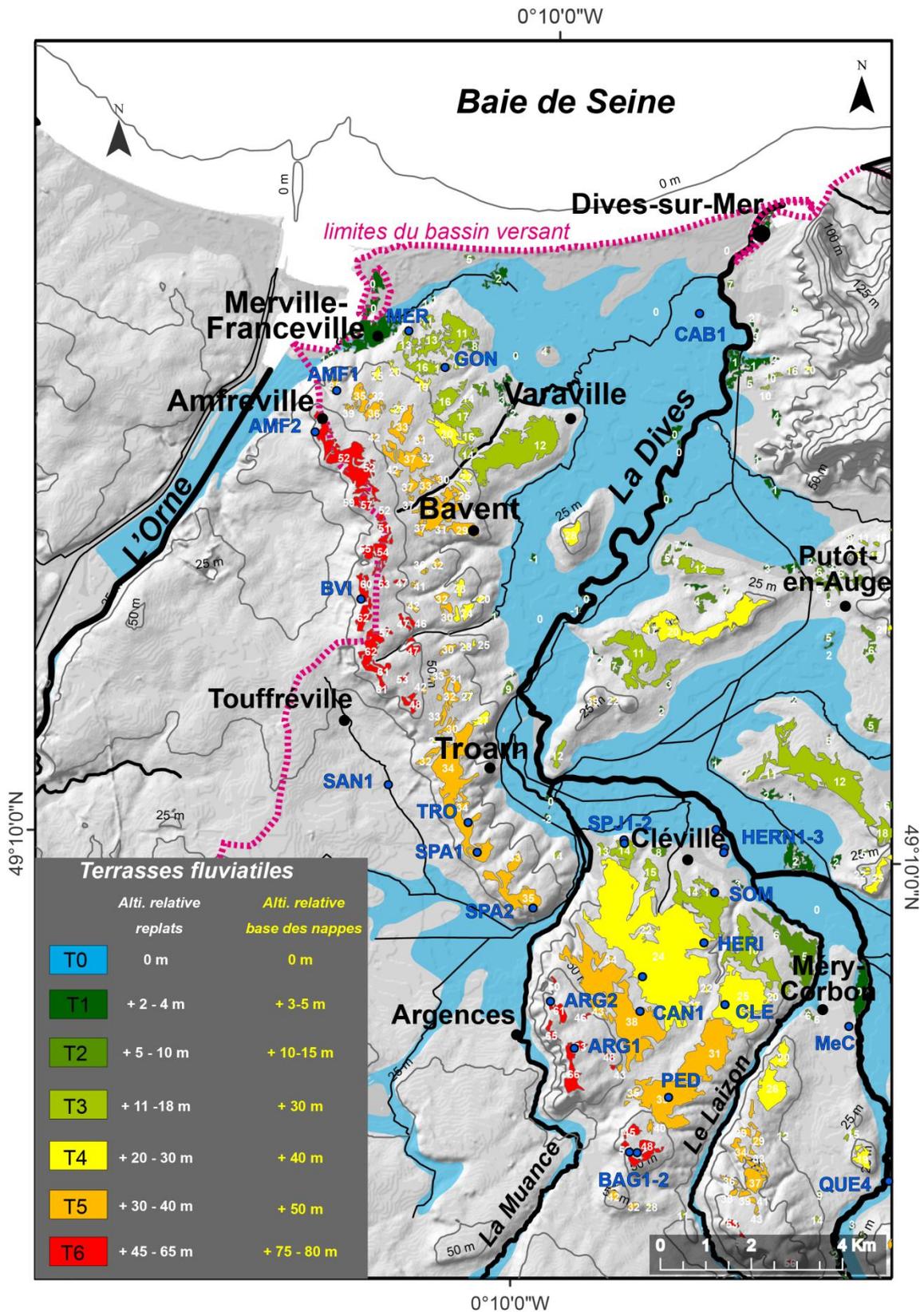


Figure III.101 Cartographie des terrasses fluviales entre Quétierville et Dives-sur-Mer. Points bleus : position des forages BRGM avec référence des coupes

4.3.4.2. Les terrasses T6 (+ 75 - 80 m au-dessus de la dernière incision)

Des lambeaux de nappes alluviales sont identifiés au Bois de Canon (hors carte), aux Vignes de Bagues (BAG1-2), au sommet des buttes calloviennes d'Argences (ARG1 et 2), de Touffréville (Bois des Vignes, BVI) et d'Amfréville (AMF). L'altitude des replats est estimée entre 45 et 65 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle. Un affleurement trouvé au Bois des Vignes (BVI, Figure III.102), complété par des forages réalisés à Argences (ARG2, Figure III.103) et à Amfréville (AMF2, Figure III.104) a permis de préciser l'altitude de la base des nappes située à 75-80 m depuis la dernière incision weichsélienne et l'épaisseur de la nappe alluviale préservée (0,50 à 1,30 m).

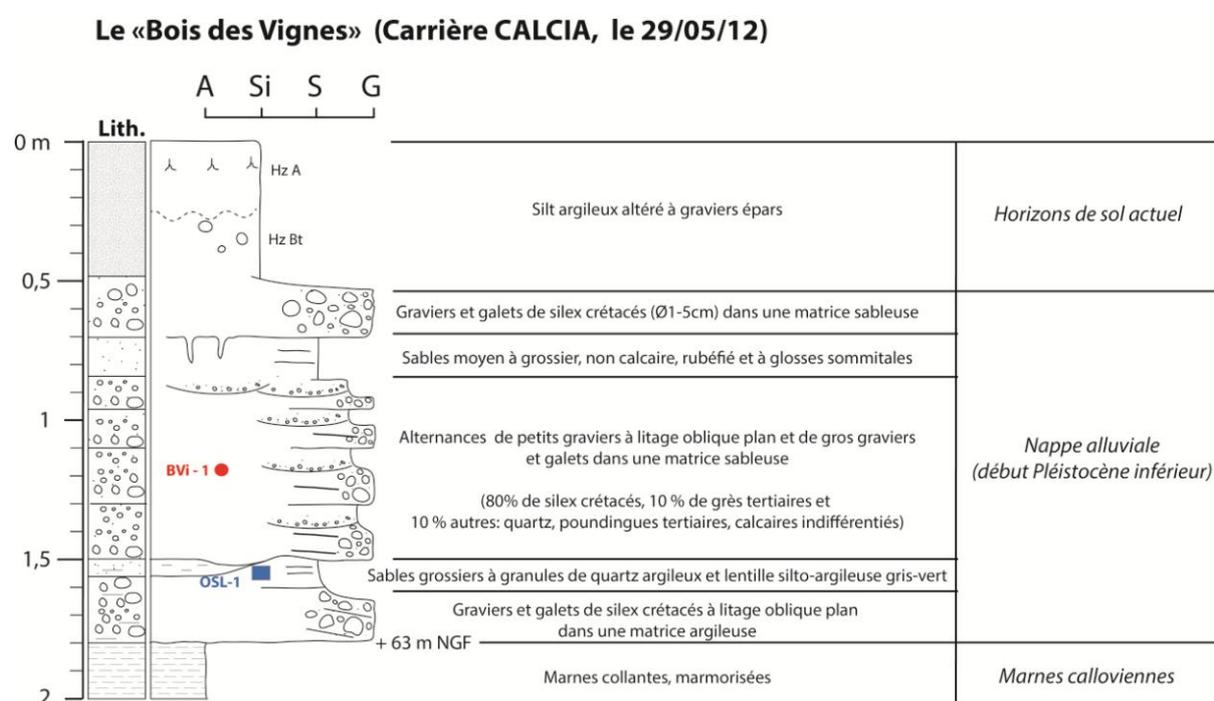


Figure III.102 Coupe sédimentologique de la nappe du Bois des Vignes (BVI – Terrasse T6) à proximité de Touffréville

Dans la coupe sédimentaire verticale du Bois des Vignes (BVI - carrière CALCIA), la nappe alluviale est une succession de bancs d'épaisseur décimétrique, composés de graviers et galets de silex crétacés, passant à petits graviers et granules calcaires à litage oblique plan. Quelques lentilles sablo-argileuses sont parfois préservées au sommet des bancs.

L'analyse de la composition pétrographique indique que les éléments grossiers (1-12 cm) sont surtout d'origine augeronne. Les éléments d'origine non crétacée sont de plus rares grès et poudingues siliceux tertiaires, des quartz et des nodules ferrugineux. Les silex du Crétacé supérieur, très émoussés et de couleur miel à rougeâtre, associés à quelques granules de craie silicifiée sont omniprésents dans les nappes alluviales du bois des Vignes.

X: 469622,24
Y: 6897630,32
Z: 62 m

Argences (14, Calvados)
«Route de Dozulé» 21/03/2013

Tarière BRGM
Carte géologique de Mézidon

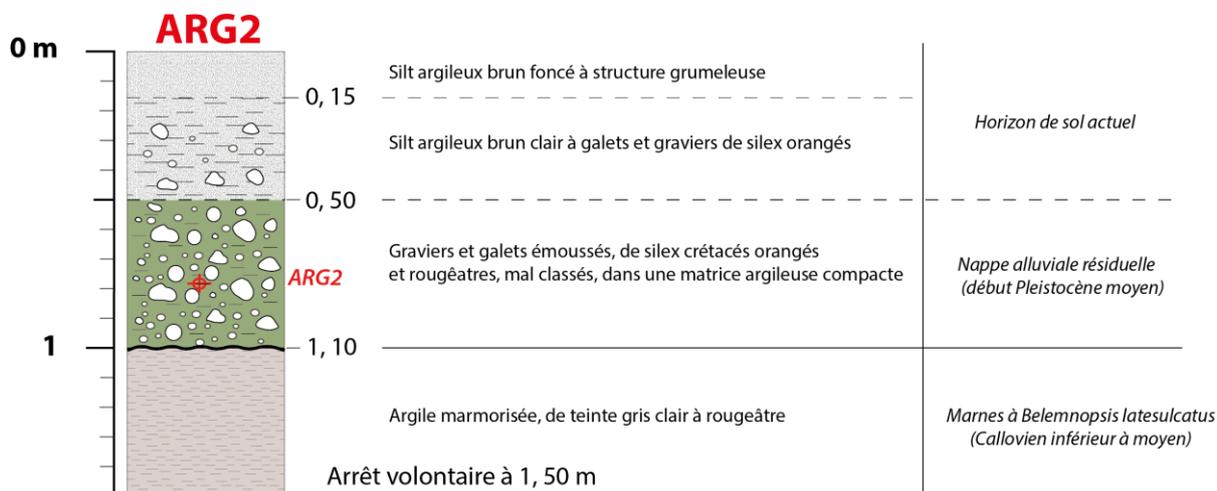


Figure III.103 Coupe stratigraphique du forage ARG2 dans la nappe alluviale des buttes argileuses d'Argences

X : 464450,34
Y : 6910233,64
Z : 53 m NGF

Amfreville (14, Calvados)
« Le Plain - Mairie » 22/03/2013

Tarière BRGM
Carte géologique de Caen

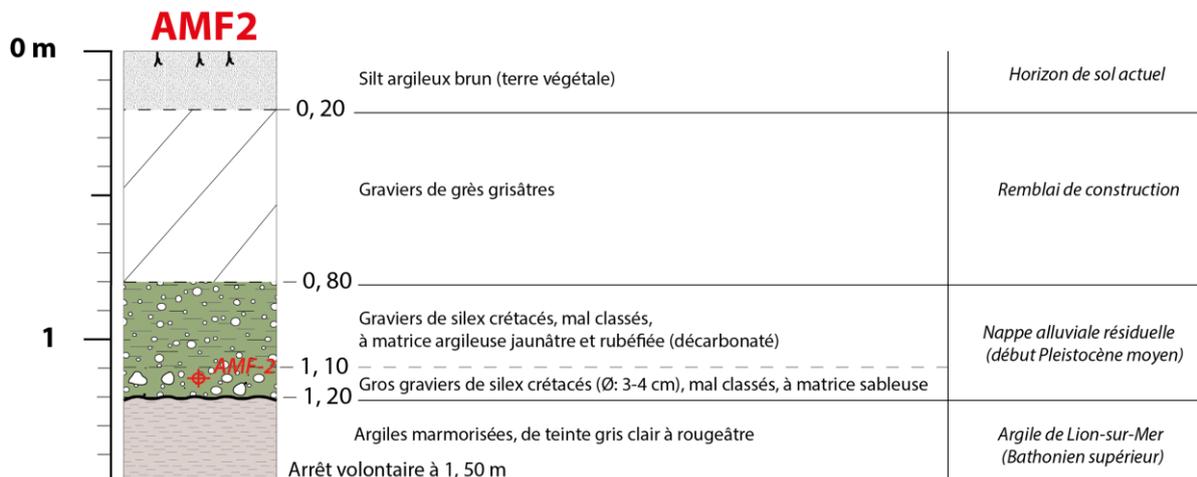


Figure III.104 Coupe stratigraphique du forage AMF2 dans la nappe alluviale des buttes argileuses d'Amfreville

Les forages ARG2 et AMF2 témoignent du caractère résiduel des nappes alluviales de génération T6 avec le même cortège pétrographique (source augeronne) que la nappe du Bois des Vignes.

4.3 .4.4. Les terrasses T4-T3 (+ 30 - 40 m au-dessus de la dernière incision)

Les deux générations de replats T4 et T3 sont observées respectivement à +18-29 m et à +10-18 m depuis le fond de vallée. Ces replats se suivent dans deux secteurs géographiques : à Cléville (CLE), Hérivot (HER), Saint-Pierre-du-Jonquet (SPJ) et Saint-Ouen-du Mesnil-Oger (SOM) au sud et ; Petitville, Gonneville-en-Auge et Merville-Franceville au nord. Elles correspondent au moins à deux générations de nappes alluviales à 30 – 40 m, depuis la dernière incision de la Dives weichsélienne. Toutefois, les forages (CLE, HERI, SOM et SPJ1-2) indiquent qu’il s’agit le plus souvent d’un matériel alluvial résiduel (0,70 m maximum), affecté de dépôts de versant (lœss et dépôts soliflués).

Les deux forages traversant la nappe T3 dans les secteurs de Merville-Franceville (MER, Figure III.106) et de Gonneville-en-Auge (GON), correspondent à du matériel d’origine fluviatile recouvert par un dépôt de versant soliflué d’environ un mètre (type glacis couvert). Le contenu pétrographique de la nappe contient en majeure partie des silex crétacés (82 %) et quelques galets de grès et quartzites paléozoïques (6 %) associés à des calcaires bathoniens à bryozoaires (3%).

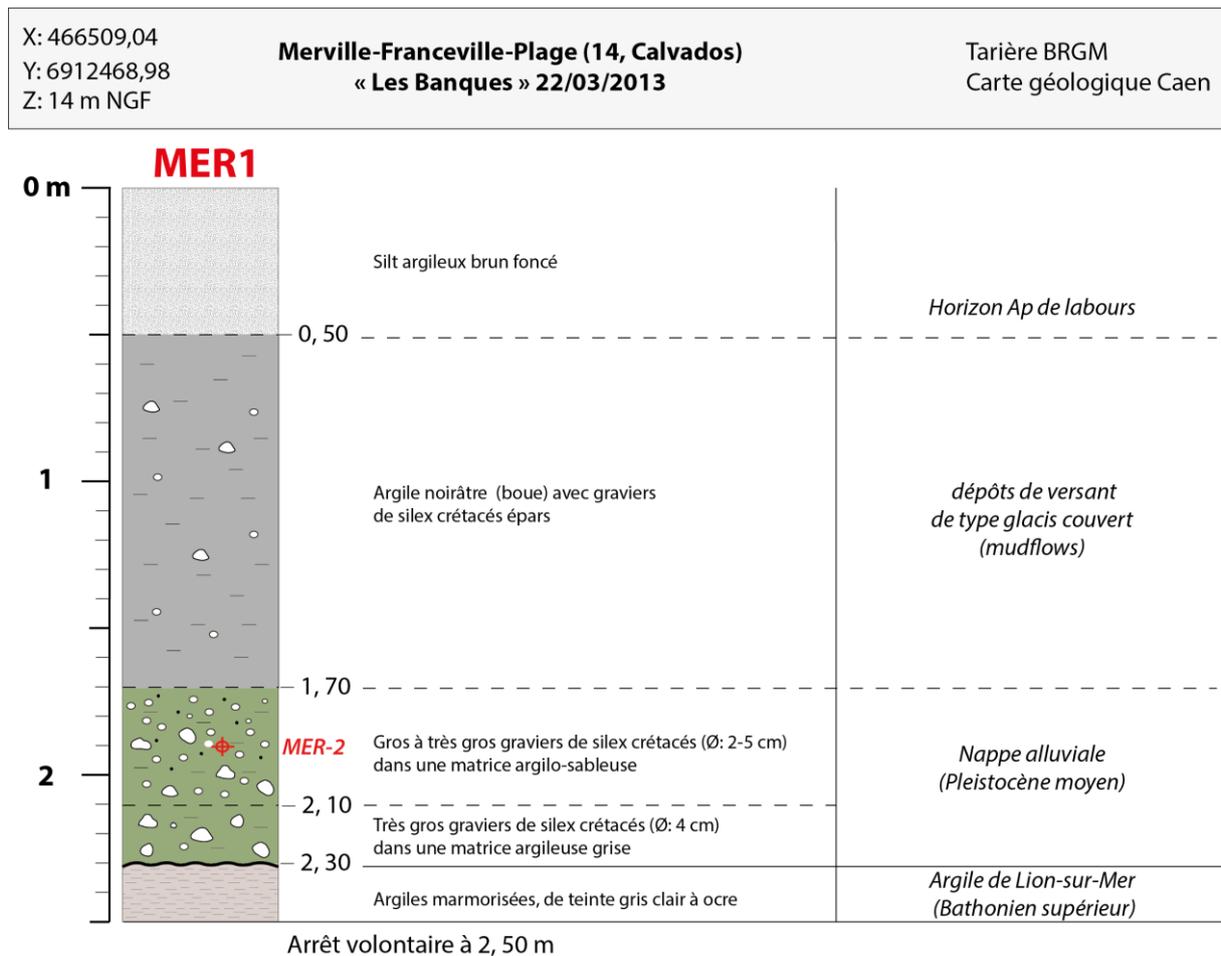


Figure III.106 Coupe stratigraphique du forage MER dans la nappe alluviale de Merville-Franceville

4.3.4.5. Les terrasses T2 (+ 10-15 m au-dessus de la dernière incision)

En aval de Troarn, les replats T2, situés entre 4 et 10 m depuis le fond de vallée, sont mal identifiés par le logiciel TerEx étant donné la résolution du MNT (10 m). Toutefois, deux forages ont traversé le matériel de la nappe alluviale T2 à Méry-Corbon (MeC) et à Hernetot (HERN2, Figure III.107). La base des nappes est estimée respectivement à +10 et 15 m au-dessus de la dernière incision de la Dives weichsélienne. Ces nappes reposant sur un substrat marneux callovien sont épaisses d'environ un mètre et constituées de graviers de silex crétacés, de calcaires du Bathonien moyen et silex jurassiques indifférentiés, dans une matrice sablo-argileuse et glauconieuse. En surface des labours, le cortège pétrographique est surtout représenté par de très nombreux grès et quartzites paléozoïques émoussés, des silex crétacés émoussés, des grès tertiaires émoussés et des calcaires bathoniens (Bathonien moyen à supérieur).

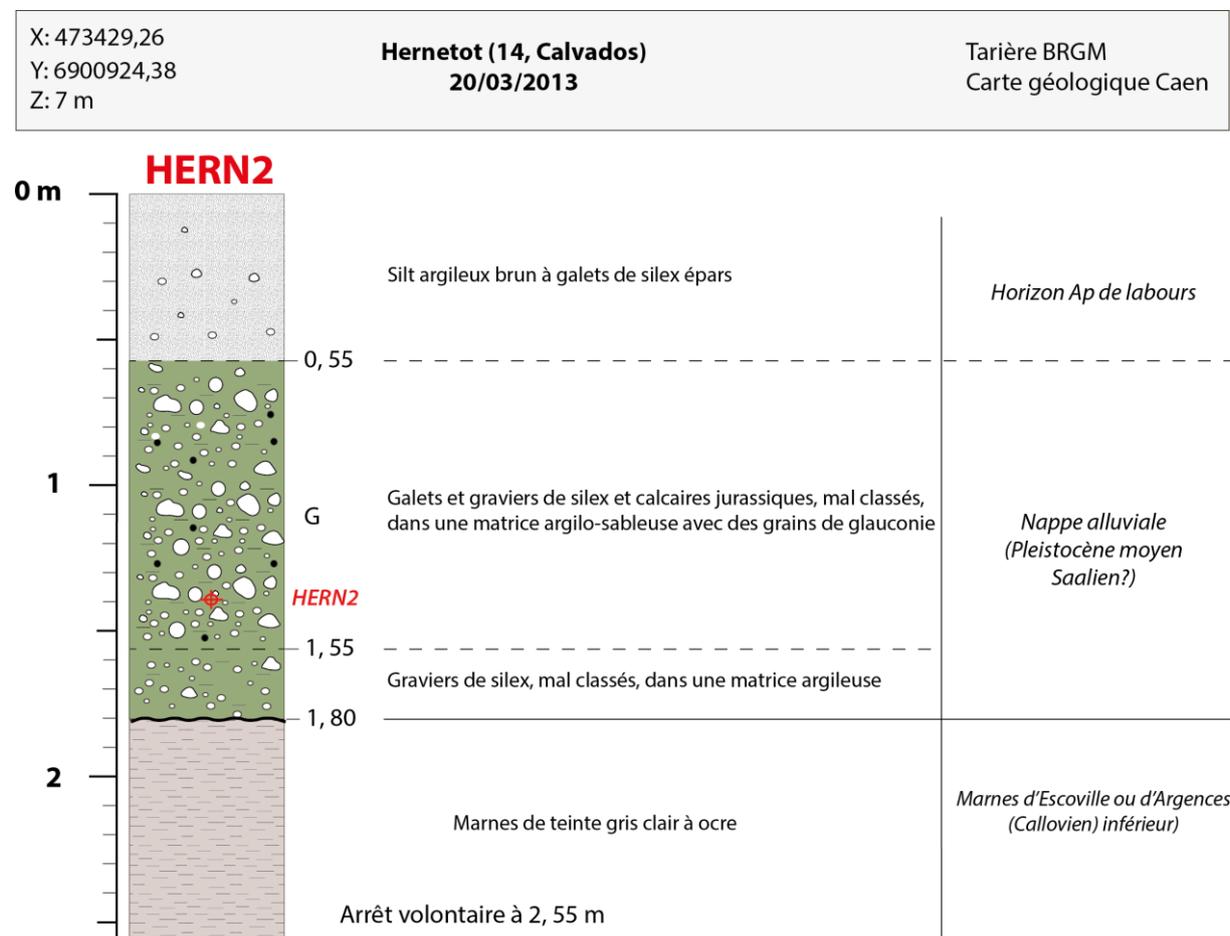


Figure III.107 Coupe stratigraphique du forage HERN2 dans la nappe alluviale de Hernetôt à proximité de Cléville

4.3.4.6. Les terrasses T1 (+ 3-5 m au-dessus de la dernière incision)

Depuis Quétiéville, les replats de la génération T1 sont difficiles à mettre en évidence, sur le plan cartographique, étant recouverts par la plaine d'inondation (Figure III.101). À l'est de Gonneville-en-Auge (GON sur la Figure III.101), aux lieux dits « Les Hommets » et « La cours Maison », quelques formes résiduelles d'accumulation sont identifiées entre -2 et 4m, par rapport au niveau de fond de vallée. Des silex crétacés, des grès paléozoïques et des calcaires bathoniens à bryozoaires à façonnement fluvial affleurent dans les labours. Aucun forage n'a traversé ces terrasses T1 et il n'est pas possible de préciser si ces graviers sont issus d'un démantèlement de la terrasse T2 ou de lambeaux initiaux de T1.

4.3.4.7. La nappe alluviale de fond de vallée (0 m, dernière incision)

L'altitude, le tracé, l'épaisseur de la nappe de fond du cours aval de la Dives ainsi que sa composition pétrographique n'ont été jamais décrits auparavant. Une dizaine de forages archivés dans la Banque du Sous-sol décrivent les matériaux alluviaux sous le niveau actuel de la Dives aval. Toutefois, certains points semblent peu cohérents avec l'inclinaison du profil longitudinal weichsélien observée entre Quétiéville (0 m NGF) et Troarn (- 15 m NGF). En effet, les altitudes données par la BSS présentent de trop fortes variations pour dresser un profil longitudinal concave. Nous suggérons que certains niveaux grossiers, en particulier ceux entre 0 et 10 m, ont été interprétés à tort comme une nappe alluviale du Weichsélien. Les données que nous retenons résident dans les côtes les plus profondes, où les forages décrivent le contact entre une nappe alluviale et le substratum marneux.

À Cabourg, le forage à la tarière CAB1 (Figure III.108) a atteint la base de la nappe alluviale à -20 m NGF, sous le remblaiement estuarien holocène. La nappe alluviale de fond de vallée, épaisse de 2,5 m, comporte des graviers de calcaires bathoniens cimentés et émoussés (Bathonien moyen à supérieur), des silex crétacés émoussés, quelques graviers émoussés de grès paléozoïques, des silex jurassiques anguleux, bleu à noirs. L'ensemble du matériel est intégré dans une matrice argilo-sableuse associée à des oolithes calcaires.

Le forage de Cabourg permet de démontrer d'une part, que le paléotracé de la Dives weichsélienne est situé à proximité de son embouchure actuelle et, d'autre part, que le profil weichsélien possède la même inclinaison que les profils weichséliens de l'Orne (travaux de Pellerin, 1977) et la Touques (Figure III.72).

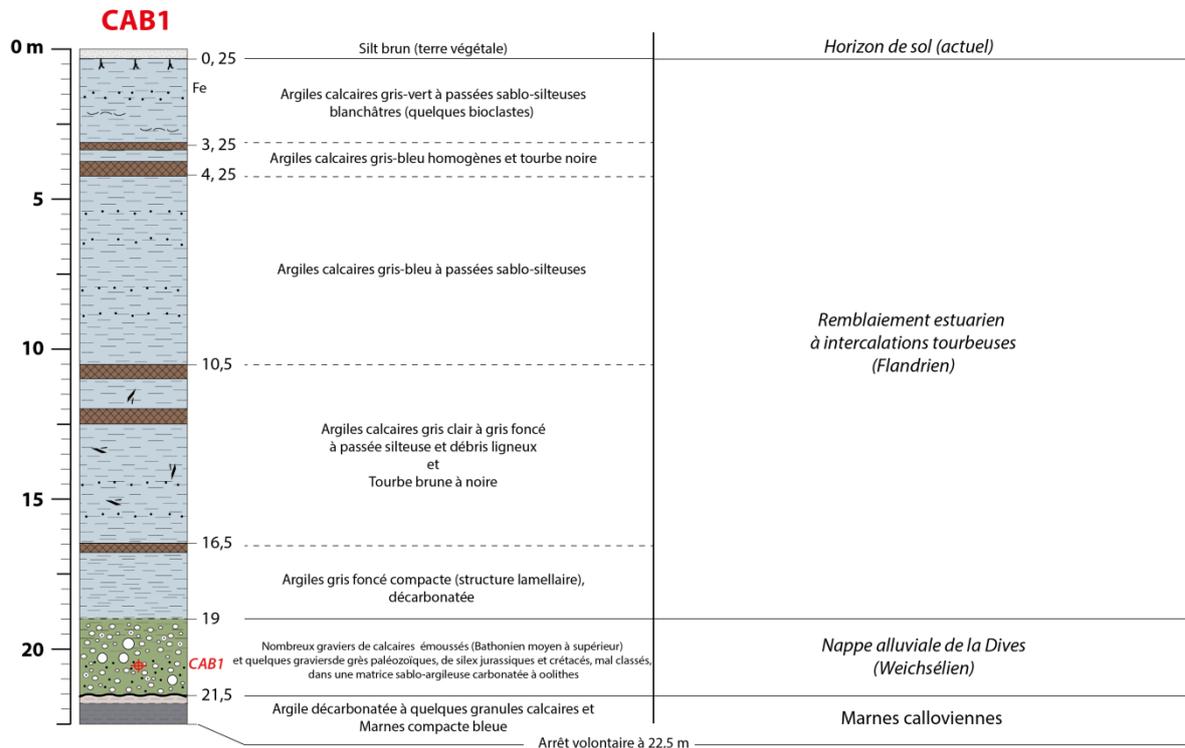


Figure III.108 Coupe stratigraphique du forage CAB1 dans la nappe alluviale de fond de vallée de Cabourg

4.3.4.8. Conclusion : évolution pléistocène du cours aval de la Dives

Le cours de la Dives aval présente une meilleure préservation, par rapport au cours moyen et amont, de ses dépôts fluviatiles quaternaires ou, en tout cas de ces replats. Le dispositif montre au moins six terrasses fluviatiles (T1 à T6, Figure III.101 et Figure III.109) préservées et une nappe de fond de vallée (T0), répondant au modèle d'évolution classique d'un fleuve côtier.

La cartographie des systèmes de terrasses conservées sur les buttes marneuses (Bigot, 1942 ; Rioult *et al.*, 1968) complétée par la réalisation de forages à la tarière et l'étude d'une coupe verticale dans la nappe du Bois des Vignes démontre un déplacement latéral de la Dives pléistocène, de 8 km en direction du Nord-Est, depuis les premiers témoins fluviatiles (T6) trouvés sur les buttes calloviennes jusqu'à la Dives weichsélienne (T0) dans le marais de Cabourg. Cette migration latérale vers le NE correspond à l'adaptation de la Dives à la structure monoclinale des terrains mésozoïques.

Les terrasses les plus anciennes sont dégradées. Elles correspondent à des épandages alluviaux conservés sur les hauteurs de buttes calloviennes qui présentent un talus abrupt vers l'actuelle basse vallée de l'Orne et un revers en pente douce dirigée vers le nord-est. L'altitude des lambeaux de nappes alluviales est estimée entre 43 et 66 m, au-dessus de la plaine alluviale actuelle et l'épaisseur de cette nappe préservée est métrique (0,50 à 1,30 m au Bois des Vignes). En contrebas de ces buttes, il existe un dispositif de cinq terrasses étagées.

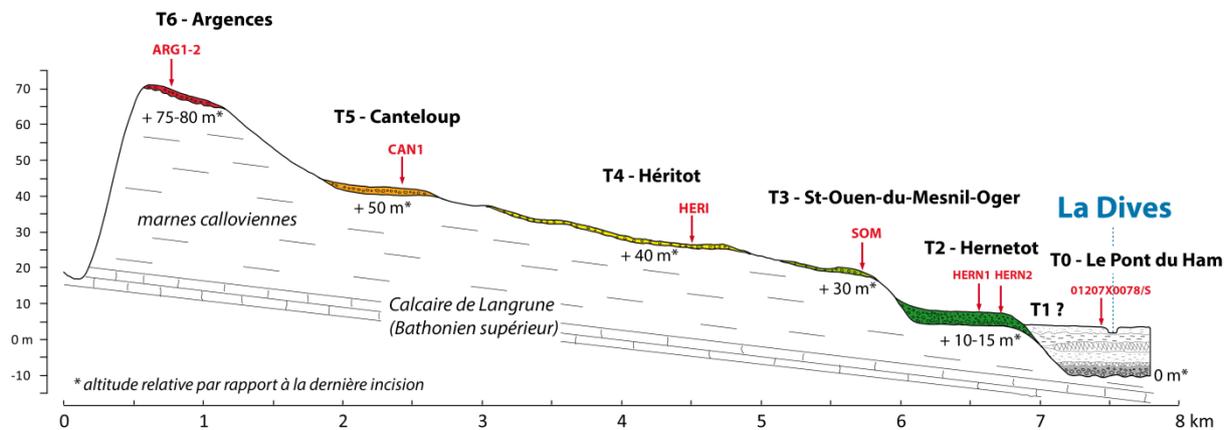


Figure III.109 Profil transversal synthétique du système de terrasses étagées du cours aval de la Dives

L'étude pétrographique des terrasses du cours aval de la Dives confirme les observations anciennes de Bigot (1942) ou de Rioult *et al.* (1968), avec la prédominance de galets et graviers d'origine crétacée (Figure III.110). Cette composition s'oppose à celle trouvée plus en amont, dans la nappe de Quétiéville avec des calcaires jurassiques et des grès paléozoïques. Le remaniement d'une partie des galets et graviers des plus hautes terrasses participe à la formation des plus basses terrasses et les apports venant de l'amont ne sont pas modifiés dans leur composition pétrographique. Il est donc logique d'y retrouver une même composition pétrographique dans les plus basses terrasses du cours aval de la Dives. À ce dispositif de drainage, seule la nappe de Merville-Franceville présente des galets calcaires bathoniens à bryozoaires dont les terrains du Bathonien supérieur affleurent à proximité, dans la l'actuelle basse vallée de l'Orne, indiquant un apport latéral occidental.

- *Buttes marneuses calloviennes*

Le cours aval de la Dives s'écoule sur un alignement de buttes calloviennes qui suppose un décapage préalable de leur couverture entre le Callovien moyen et le Néogène. La Dives aval transporte et dépose des galets et graviers d'origine crétacée (érosion directe de la craie à silex ou remaniement des argiles à silex ou remaniement de nappes alluviale du cours moyen de la Dives). Le façonnement de la cuesta du pays d'Auge est donc déjà en partie réalisé. En revanche, dans ce cours aval, les buttes marneuses calloviennes sont continues et non disséquées et cette pseudo-côte calloviennne gêne l'écoulement vers le nord-est des affluents de la rive gauche de la Dives comme le Laizon et la Muance. À l'approche de ce relief, ils infléchissent leurs cours et surcreusent leur substratum (Figure III.75).

À quel moment intervient la dissection (ou la percée cataclinale) de ces buttes calloviennes d'Argences, Troarn, Touffreville,...? Des éléments de réponse sont apportés de nouveau par les relations entre le Laizon et la Muance et par ces buttes. Ces buttes ont un profil dissymétrique avec

un talus accusé regardant vers l'ouest, la basse vallée de l'Orne et une pente plus douce en direction du nord pays d'Auge. Cette pente favorise la migration latérale du cours aval de la Dives et l'étagement de ses terrasses. Le talus plus abrupt est probablement incisé par un réseau de nombreux petits cours d'eau qui ruissellent sur un substrat marneux imperméable. Par érosion régressive, ces ruisseaux finissent par éroder tout le talus et favoriser la capture du Laizon et de la Muance par la Dives qui s'écoule dorénavant sur le revers de ces buttes. Le Laizon et la Muance incisent les terrasses T6 T5 et T4, la capture intervenant avant la terrasse T3.

- *paléoestuaire de la Dives*

L'incision quaternaire du cours aval de la Dives est estimée à 80 m, depuis les premiers témoins fluviatiles conservés au sommet des buttes marneuses calloviennes.

Quelle est l'origine de l'incision à l'embouchure de la Dives ?

La Dives se déplace progressivement d'ouest en est, à travers les terrains marneux et marno-sableux calloviens. La Dives weichsélienne est retrouvée dans le marais de Cabourg distante de moins de 2 km de son embouchure actuelle. Cette incision est comblée en baie de Seine (Benabdellouahed, 2011). Il est difficile d'envisager l'érosion de la totalité de la série callovo-oxfordienne (environ 100 m d'épaisseur sur 2 km de large), jusqu'à l'actuel talus de la cuesta du pays d'Auge, entre le Weichsélien et l'Actuel, c'est-à-dire par la Dives. Il est plus cohérent d'envisager le creusement d'une embouchure durant les chutes eustatiques néogènes et sans doute miocènes, sans pour autant disposer de témoins stratigraphiques préservés. Dans l'embouchure actuelle de la Dives, confluent l'Ancre et la Vie qui drainent les plateaux du pays d'Auge. Dans l'hypothèse d'une embouchure néogène à Dives-sur-Mer, la Vie et l'Ancre constituent les systèmes fluviatiles anciens. La Dives capture ensuite la Vie et l'Ancre.

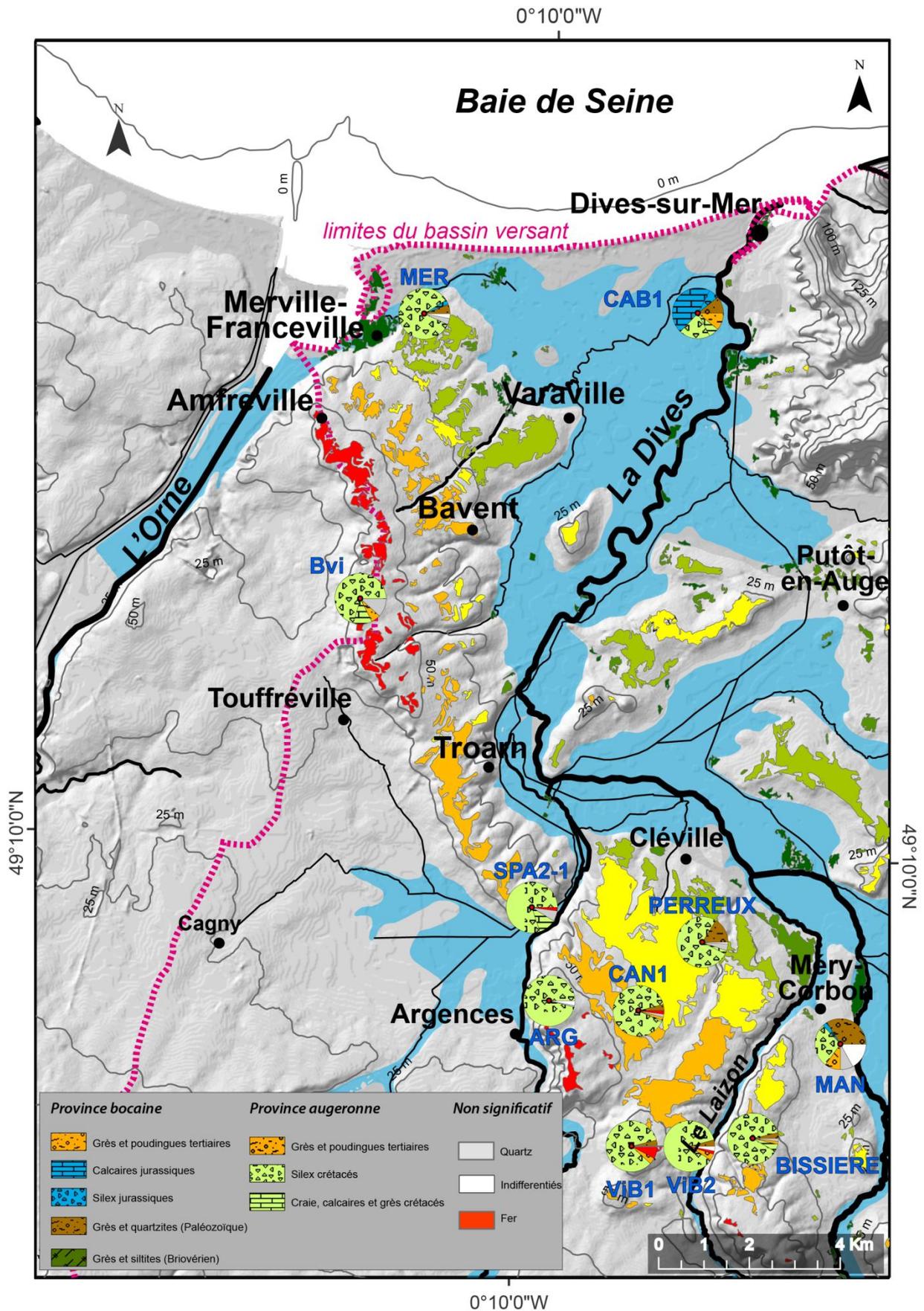


Figure III.110 Cartographie et pétrographie des dépôts fluviaux quaternaires du cours de la Dives, entre Quétiéville et Dives-sur-Mer

4.4. Conclusion : évolution pléistocène du bassin-versant de la Dives

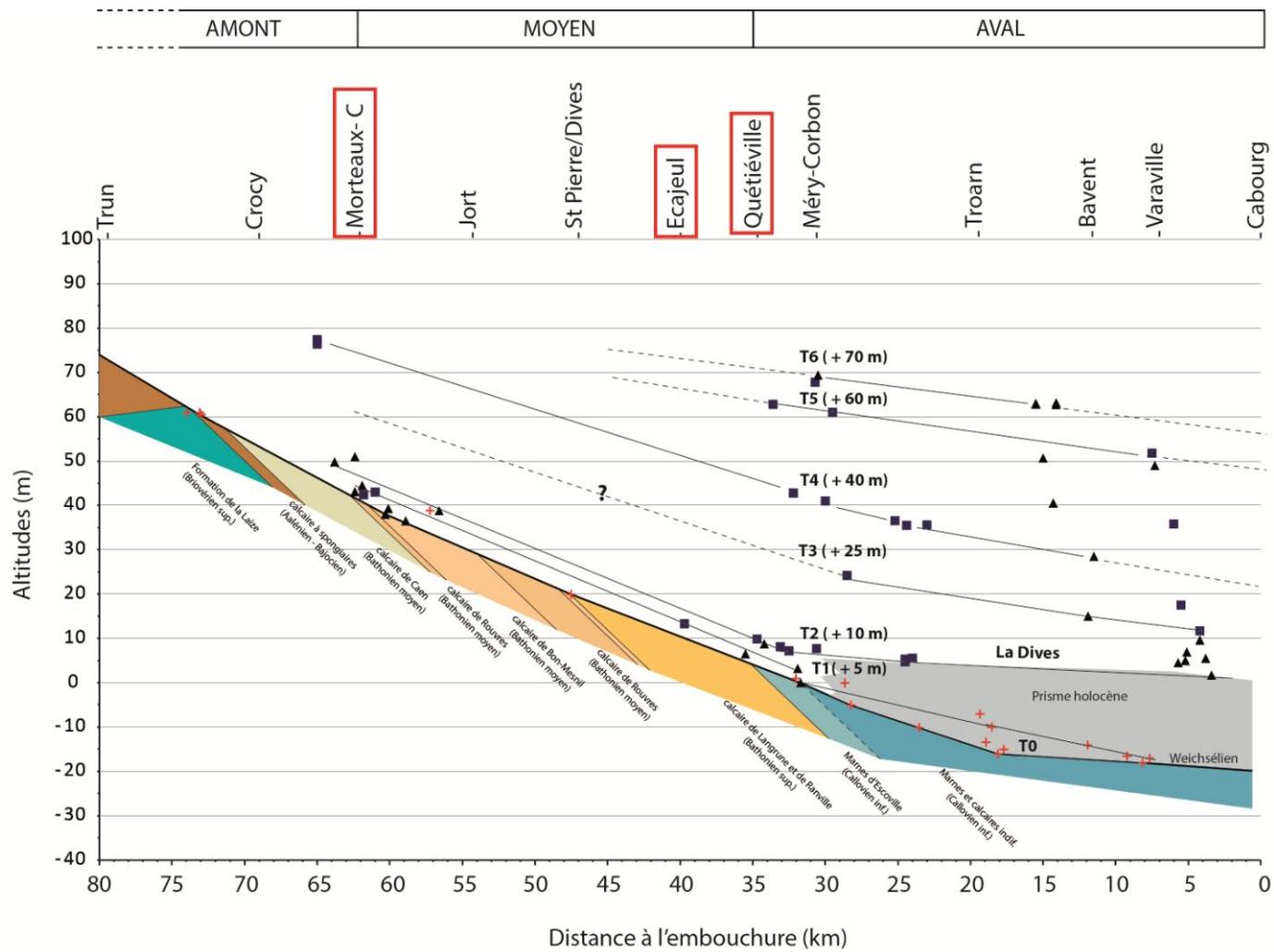
4.4.1. Apports de l'étude des dépôts fluviatiles quaternaires

La Dives est située aujourd'hui à la frontière de plusieurs unités morphologiques et géologiques où tous les terrains n'ont pas la même résistance à l'érosion et les roches la même gélivité. S'il est vrai que l'érosion différentielle quaternaire du relief a contribué au façonnement des paysages du bassin versant tels que les paysages appalachiens de la zone bocaine ou encore les glacis sur marnes du pays d'Auge il n'en demeure pas moins que les grandes lignes du relief sont dessinées très tôt au Cénozoïque.

À partir des plus anciens témoins fluviatiles quaternaires de la Dives, le façonnement du paysage montre une continuité relative (ou stabilité) du système fluviatile. Par conséquent, restituer l'évolution quaternaire de la Dives revient à s'intéresser à la fixation des tracés fluviatiles et à leur encaissement progressif sur un relief hérité. L'évolution pléistocène du bassin versant est complexe et a fait l'objet de nombreuses hypothèses, tant les nappes alluviales et les rivières sont nombreuses dans ce bassin versant, les anciens auteurs n'ayant pas non plus à leur disposition de sondages traversant ces nappes alluviales. La comparaison des cortèges pétrographiques décrite par Bigot (1913, 1942), loin de répondre définitivement à la question du drainage de la Dives pléistocène et de ses affluents a donné lieu à de nouvelles hypothèses privilégiant tantôt une Dives alimentée par des apports venant du pays d'Auge (Musset, 1961), tantôt une Dives figée dans son cours actuel, mais s'écoulant sur un substratum très différent et plus récent.

En tenant compte de ces observations anciennes et des nouvelles descriptions morpho-sédimentaires, l'évolution fluviatile pléistocène de la Dives peut être synthétisée par des profils longitudinaux (Figure III.111) et le tableau III.10 intégrant l'ensemble des dépôts sédimentaires attribués aux nappes alluviales de la Dives.

Les profils sont construits sur les côtes altimétriques de la base des nappes alluviales et de leur report horizontal sur l'axe de la Dives actuelle. Les corrélations entre les différentes nappes sont fondées sur des critères altimétriques et pétrographiques. Le profil T0, correspondant à la base du dernier remblaiement fluviatile weichsélien, est analogue à ceux des profils des nappes weichséliennes des fleuves voisins (Touques, Orne : Pellerin, 1977). Un autre point à soulever est l'observation d'une rupture de pente des paléo-profil T0 à T4, à une trentaine de kilomètres de l'embouchure actuelle de la Dives, tandis que T5 et T6 montrent plutôt un profil sub-parallèle. Une réorganisation du bassin versant entre T4 et T5, est probablement intervenue entre ces deux périodes de formations de terrasses fluviatiles (phase d'incision majeure de l'Elstérien ?).



données stratigraphiques (coupes de terrains - sondages SRA)

Figure III.111 Profils longitudinaux des terrasses fluviales quaternaires de la Dives

(Bigot, 1942)	(Houari, 1994)	Cartes géologiques de Falaise, Mézidon et Caen à 1/50 000	Terrasses	Altitudes relatives depuis le fond de vallée	Altitudes relatives depuis la dernière incision	épaisseur	Attribution stratigraphique
Fond de vallée		NDf	T0	0 m	-	2,5 -4,5 m	Holocène
a ^{II} : alluvions modernes				-	0 m		Weichsélien
Basses terrasses	S.III	ND7	T1	+ 2-4 m	+ 3 - 5 m	2-3 m	Saalien (300 ka BP)
				T2	+ 5-10 m		+ 10-15 m
(Coulibœuf, Quétiéville)	S.II	ND6	T3	+ 10-18 m	+ 25-30 m	0,7 – 1 m	Saalien ou Elstérien
Hautes terrasses		ND5	T4	+18-30 m	+ 40 m		0,5 -2 m
	ND4	T5	+30-40 m				
	a ^{la} : alluvions anciennes	ND3	T6	+ 45-65 m	+ 75-80 m	0,5 – 1,5 m	
(Touffréville, Bois de Canon)	S.I	ND2	T6	+ 45-65 m	+ 75-80 m	0,5 – 1,5 m	
	ND1	Fu-a : Bois de Canon, Buttes d'Argences, Touffréville, Amfreville					

Tableau III.10 Synthèse lithostratigraphique et nouveaux éléments de datation

4.4.2. Hypothèse de reconstitution du réseau de drainage de la Dives

4.4.2.1. Le décor du bassin versant de la Dives : les reliefs

Les hauts reliefs de la zone bocaine et du dôme du Perche marquent la limite amont du bassin versant de la Dives. L'hypothèse proposée est l'exhumation des reliefs de la zone bocaine avant l'incision plio-quaternaire de la Dives. Cette exhumation, facilitée par le soulèvement du Perche, s'est caractérisée par des épisodes répétés d'altérations et d'érosions durant tout le Néogène. Cet héritage subsiste encore sur le relief avec des accumulations d'argiles à silex jurassiques, des affleurements de cailloutis et argiles triasiques ou de grès et conglomérats tertiaires. L'érosion néogène de tous ces terrains a probablement constitué de futures sources d'apports pour les terrasses fluviales du bassin versant de la Dives.

Un autre trait du relief est la présence du talus de la cuesta cénomaniennne déjà existante avant l'écoulement de la Dives, mais avancé de quelques kilomètres vers l'ouest. Le façonnement de la structuration monoclinale des terrains mésozoïques en cuesta est déjà avéré avant l'écoulement de la Dives. Une autre ligne de reliefs moins hauts, parallèle au talus augeron, existe plus à l'ouest, dominant de quelques mètres, la campagne de Caen et la basse vallée de l'Orne. Elle est à l'origine des futures buttes marneuses entre Argences, Troarn, Bavent et Touffreville.

Enfin l'extrémité du bassin versant de la Dives est son embouchure. La complexité des relations entre la Dives et la Vie et la profondeur du marais de Varaville (Lespez, 2010) montrent que cette échancrure littorale a probablement une origine plus ancienne à rechercher lors de bas niveaux eustatiques néogènes et sans doute miocènes. Les témoins conservés manquent toutefois pour vérifier cette hypothèse, qui serait comparable à celle décrite pour la Seine.

4.4.2.2. Le réseau de drainage plio-quaternaire dans le bassin versant de la Dives

Le cours amont de la Dives est presque rectiligne, guidé par les hauteurs du Perche, en soulèvement, et de la zone bocaine (Figure III.112). Il s'écoule sur une campagne de Trun presque entièrement décapée de sa couverture oxfordienne et crétacée. Le talus de la cuesta cénomaniennne est proche pourvoyant les alluvions en matériaux crétacés d'origine augeronne (sables glauconieux). Mais les hauteurs de la zone bocaine sont plus vigoureuses et en partie réactivées durant le Tertiaire. Des cônes alluviaux sont édifiés sur le contrefort nord de ces reliefs bocains, à partir d'un remaniement de ses altérites ou d'affleurements triasiques. Les apports graveleux sont diversifiés, avec un mélange de matériaux d'origines paléozoïque, jurassique ou tertiaire. Ces épandages sont dirigés en direction du cours moyen de la Dives (Figure III.112).

Avec le cours moyen de la Dives, se déposent les premières terrasses importantes du fleuve côtier, à partir de Morteaux-Coulibœuf. Le matériel de ces terrasses provient de l'érosion fluviale des épandages alluviaux bocains, par des affluents s'écoulant du SSW vers le NNE. Ces derniers expliquent la relative abondance des galets et graviers paléozoïques, jurassiques et tertiaires dans les terrasses.

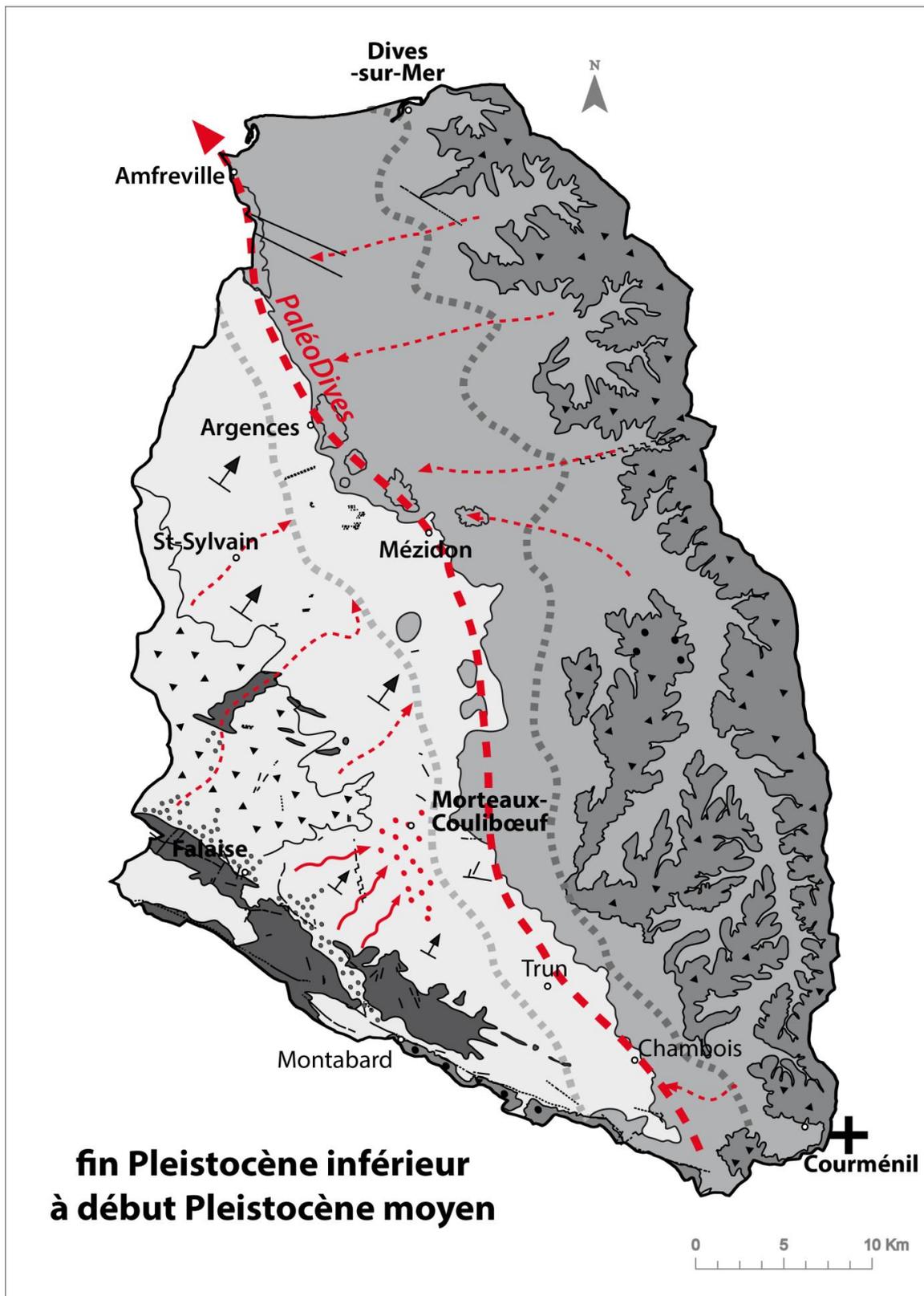


Figure III.112 Évolution hypothétique du bassin versant de la Dives entre la fin du Pléistocène inférieur et le début du Pléistocène moyen (légende cf. Figure III.115)

Dans la partie aval du cours moyen de la Dives, le fleuve change de direction et infléchit son cours vers le NNW, sans doute orienté par une ligne de reliefs continus de buttes calloviennes jusqu'à la mer. La Dives entre plus récemment en compétition avec la Vie qui a suivi un cours presque parallèle à celui de la Touques, à travers les plateaux du pays d'Auge. Dans le secteur de Mézidon, la Dives reçoit des apports augerons (galets et graviers d'origine crétacée) issus de paléo-cours anaclinaux dirigés vers l'ouest (paléo-Viette). Une partie de ces apports est stockée dans la nappe alluviale d'Ecajeul présentant des contours cartographiques sécants. Mais le plus grand stock est évacué vers l'aval alimentant les terrasses du cours aval de la Dives. L'extrémité occidentale de la nappe d'Ecajeul est ensuite incisée par la Dives et ses matériaux augerons mélangés aux apports bocains de la Dives moyenne et amont. La capture de la Viète par la Vie et l'incision de la Dives sont fixées au Pléistocène moyen ancien (Figure III.113).

Le cours aval de la Dives présente les changements les plus nombreux, à la fois dans le temps et dans l'espace. La Dives s'écoule à la surface d'un alignement de direction NNE de buttes marneuses calloviennes qui ne sont pas encore disséquées. La proximité du niveau de base favorise par ailleurs le stockage des produits alluviaux. Ces derniers proviennent d'abord des volumineux apports alimentés par l'érosion périglaciaire du plateau du pays d'Auge qui représente désormais le relief le plus proche de la Dives. Les apports prédominants sont des matériaux d'origine crétacée, transportés par les nombreux affluents anaclinaux présents en rive droite (Ancre, Doigt, Dorette,...). Toutefois, la reconstitution du drainage détaillé le long du talus du pays d'Auge et l'écoulement de la Vie sont difficiles à reconstituer. Les nappes fluviatiles sont nombreuses mais souvent reprises par des solifluxions sur des versants marneux.

De plus, au fur et à mesure du déplacement latéral du cours aval de la Dives vers l'est, les hautes nappes sont érodées et leur matériel redistribué à partir du Pleistocène moyen récent et poursuivi au Pleistocène supérieur (Figure III.114). Les apports d'origine bocaine sont par conséquent dilués et les matériaux grossiers paléozoïques et jurassiques ne sont plus représentés. La dissection des reliefs marneux calloviens par érosion régressive favorise l'écoulement des affluents du Laizon et de la Muance (percée cataclinale) en direction d'une Dives qui migre en parallèle vers l'est, à proximité d'un paléostuaire.

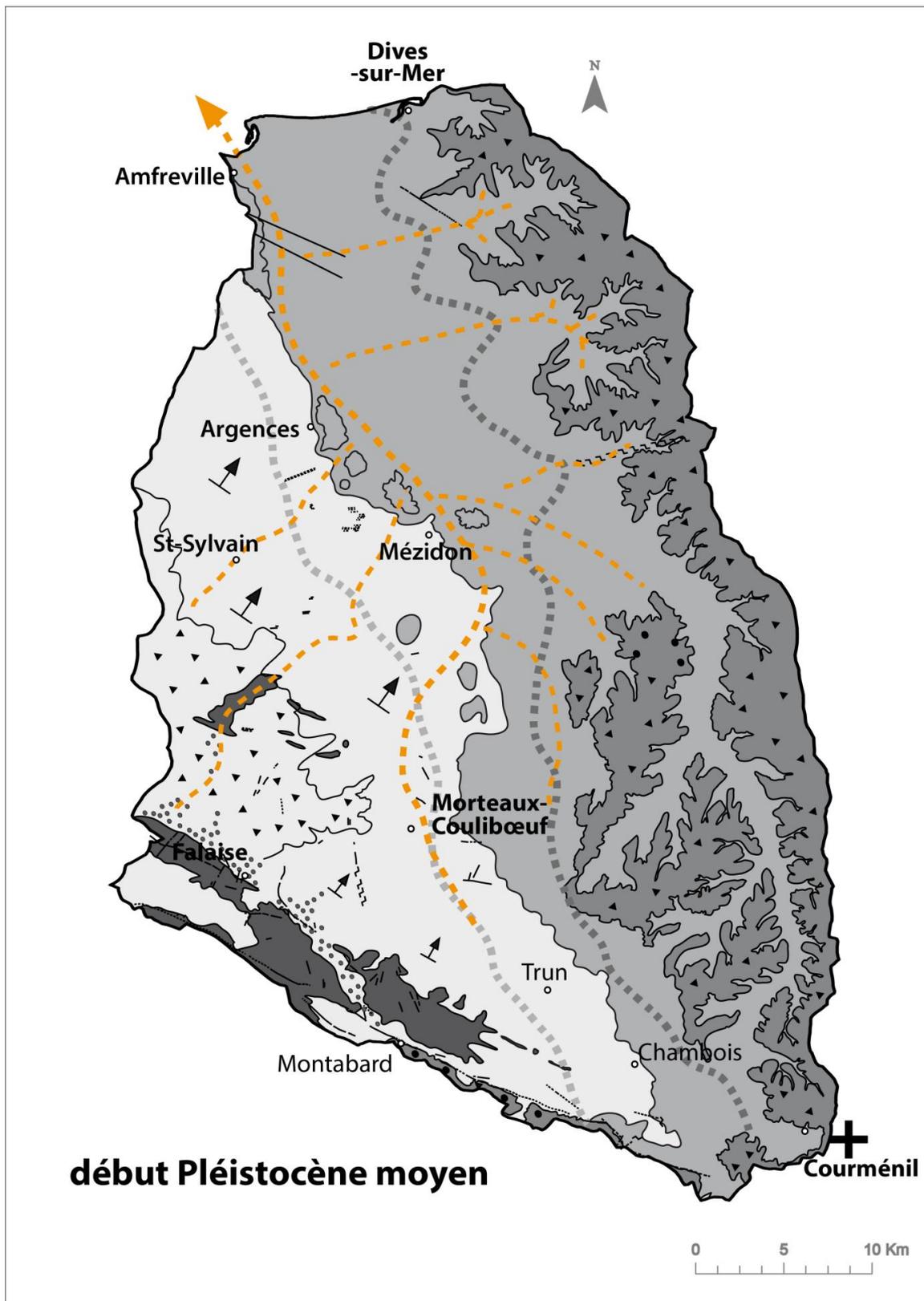


Figure III.113 Évolution hypothétique du bassin versant de la Dives au début du Pléistocène moyen.
 (légende cf. Figure III.115)

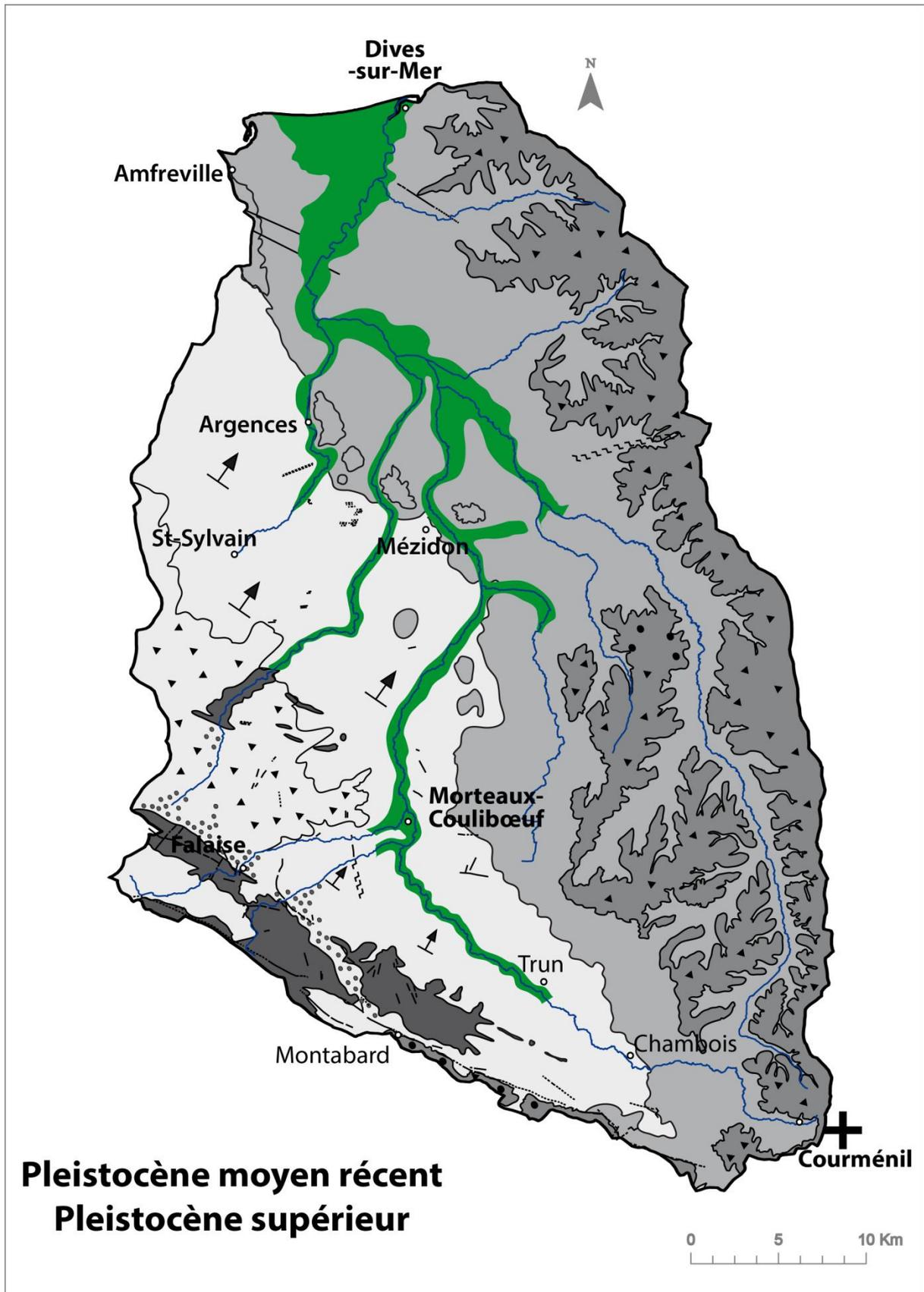


Figure III.114 Évolution hypothétique du bassin versant de la Dives du Pléistocène moyen récent au Pléistocène supérieur. (légende cf. Figure III.115)

Évolutions fluviales quaternaires

-  Tracé de la Dives weichsélienne
-  Emprise de la Dives saalienne
-  Captures par érosion régressive
-  Tracé de la Dives (Pléistocène moyen)
-  Tracé de la Dives (début Pléistocène moyen)
-  Épandages alluviaux (début Pléistocène)

Héritage néogène

-  Front hypothétique de la «cuesta» callovienne
-  Front hypothétique de la «cuesta» cénomanienne
-  Soulèvement du Perche
-  Pendage des couches
-  Failles
-  Flexures
-  Grès et poudingues tertiaires
-  Altérites (sur substratums jurassique et crétacé)
-  Craies crétaçées et sables glauconieux
-  Marnes et calcaires callovo-oxfordiens
-  Calcaires bajo-bathoniens
-  Grès triasiques
-  Grès, calcaires et schistes paléozoïques

Figure III.115 Légende des figures III.112, III.113 et III.114.

5. Étude minéralogique de la matrice argileuse des dépôts fluviatiles quaternaires

La minéralogie de la fraction argileuse (< 2 µm) des dépôts fluviatiles quaternaires a donc été étudiée pour caractériser la signature minéralogique des bassins versants étudiés et pour retrouver les sources d'apports de fines.

La première difficulté est la rareté des analyses diffractométriques disponibles dans la bibliographie concernant les dépôts fluviatiles quaternaires de la Normandie, mais également de la totalité de la colonne lithostratigraphique de chaque bassin versant. Elles sont connues pour les séries callovo-oxfordiennes (Dugué, 1989, 1991), la craie (Louail, 1984), les argiles à silex du pays d'Ouche et de la Haute Normandie, les sables tertiaires de haute Normandie (Laignel *et al.*, 1998) et les loëss quaternaires de la campagne de Caen-Falaise (Camuzard, 2000) et de la vallée de la Seine (Lautridou, 1985).

Dans le contexte de terrasses fluviatiles périglaciaires, les argiles ne sont pas transformées lors d'un enfouissement ou par des phénomènes de pédogenèse ; elles sont d'origine détritique et héritées soit directement du substratum par érosion fluviatile, soit des bassins versants, à la suite de ruissellements de coulées de boueuses,...

5.1. Description des cortèges de minéraux argileux

Les principaux minéraux argileux trouvés dans les bassins versants de la Dives (Figure III.116) et de la Touques sont les smectites (Sm) et interstratifiés irréguliers associés (10-14Sm), la kaolinite (K), l'illite (I) et plus rarement un interstratifié de type (10-14C). Il n'existe pas de minéraux argileux particuliers à un bassin versant. Les changements constatés dans les cortèges des minéraux argileux sont d'ordre quantitatif et qualitatif dans le degré de cristallinité des smectites.

Le Tableau III.11 résume les cortèges trouvés pour chaque bassin versant et leur semi-quantification (à 5 % près). Dans les forages réalisés dans les terrasses, les échantillons ont été prélevés à proximité du substratum.

- bassin versant de la Dives moyenne (6 échantillons, Figure III.116)

Le cortège des minéraux argileux a été étudié pour les dépôts fluviatiles quaternaires des nappes de Quetiéville et de Morteaux-Coulibœuf (forages QUE4 et COU2). Il y a prédominance des smectites le plus souvent dégradées (25 à 65 %) associées à de la kaolinite (25 à 40 %) et à de l'illite (15 à 55 %). En revanche, la nappe d'Ecajeul présente un cortège différent avec l'absence de smectites et la présence d'un interstratifié irrégulier de type (14 Sm-14C).

	commune	n° échant.	cortège argiles	%
BV Dives moyenne	Campigny (Ecajeul)	6001 CAM1	(14C-14Sm) I K	15 55 30
	Hernetot (Quetiéville)	6009 HERN2	14Sm- (10-14 Sm) I K	65 10 25
	Méry-Corbon	6010 MeC	14Sm- (10-14 Sm) I (10-14C) : ++ K	25 40 35
	(Quetiéville)	6013 QUE-4	14Sm-(14Sm-14C) I K	50 20 30
	Méry-Corbon	6014 MER2	14Sm I K	55 15 30
	Coulibeuf	6018 COU2	14Sm-(14Sm-14C) I K	35 25 40

BV Dives aval	Saint-Pair (Troarn)	6003 SPA1-2	14Sm-(10-14 Sm) I K	40 20 40	
	Argences	6007 ARG2	14Sm- (10-14 Sm) I K	15 30 55	
	Amfreville	6008 AMF-2	14Sm I (14C-14Sm) K	35 10 5 50	
	Cabourg	6012 CAB1	14Sm- (10-14 Sm) (14Sm-14C) I K	5 10 40 45	
	BV Touques moyenne	Pont-L'Evêque	6035 PLE1	14Sm- (10-14 Sm) (10-14C) I K	55 5 20 20
		Pont-L'Evêque	6026 PLE4	14Sm- (10-14 C) I K	15 40 45

	St-Julien/Calonne	6041	SJC4	14Sm-(14Sm-14C)	55	
				I	20	
				K	20	
BV Touques aval	Blonville	6040	BSM2	14Sm	65	
				I	20	
				K	15	
BV Seine	St-Pierre-les-Elbeuf	6004	SPE1	14Sm	65	
				I	15	
				(10-14C)	++	
				K	20	
		St-Pierre-les-Elbeuf	5026	SPE1-3	14Sm- (10-14 Sm)	50
					I	15
					(10-14C)	++
					K	35
		Cricquebeuf	6005	CRI-6	14Sm	60
					I	10
					K	30
		Cricquebeuf	6006	CRI-2	14Sm	55
				I	20	
				K	25	

Tableau III.11 Synthèse des cortèges de minéraux argileux et semi-quantification, dans les terrasses fluviales de la Dives, Touques et Seine.

- *bassin versant de la Dives aval (5 échantillons)*

Pour les nappes d'Argences, Troarn, Merville, Amfreville et Cabourg, il y a prédominance de la kaolinite (40 à 55 %) aux dépens des smectites dégradées (15 à 55 %), à l'exception d'Amfreville et de Merville où les smectites apparaissent bien cristallisées. Les smectites dégradées sont associées à des interstratifiés de type (10-14 Sm) ou (14Sm-14C). La nappe alluviale de Cabourg est caractérisée par une faible quantité de smectites (5 %) associées à un interstratifié de type (14Sm-14C).

- *bassin versant de la Touques moyenne (3 échantillons)*

Les échantillons sont prélevés dans les forages réalisés à Pont-L'Evêque et à Saint-Julien-de-Calonne et ne présentent pas de tendance minéralogique nette, avec des smectites dégradées (15 à 55 %) associées à de la kaolinite (20 à 45 %).

- *bassin versant de la Touques aval (1 échantillon)*

L'échantillon prélevé à Blonville est caractérisé par la relative abondance des smectites bien cristallisées.

Les cortèges de minéraux argileux trouvés dans les dépôts alluviaux quaternaires des bassins versants de la Dives et de la Touques sont caractérisés par un cortège à smectites, kaolinite et illite en proportion variable et avec des cristallinités différentes. En revanche, la vermiculite décrite dans les lœss saaliens n'a pas été trouvée, ainsi que la chlorite abondante dans les schistes et grès précambriens à paléozoïques.

5.2. Origines des argiles dans les dépôts fluviatiles quaternaires

- *Participation du substratum aux dépôts fluviatiles quaternaires*

Dans les deux bassins versants de la Dives et de la Touques, beaucoup des nappes alluviales reposent sur un substratum marneux callovo-oxfordien qui présente un cortège de minéraux argileux à illite et kaolinite associées à la chlorite en moindre quantité. Les smectites n'apparaissent à partir de l'Oxfordien moyen pour devenir prédominantes à l'Oxfordien supérieur, dans le nord pays d'Auge (Dugué, 1989, 1991). La participation du substratum jurassique à la matrice des dépôts alluviaux quaternaires des deux bassins versants est donc absente pour les smectites.

- *Participation des lœss aux dépôts fluviatiles quaternaires*

Les lœss du pays de Caux et de l'Eure sont caractérisés par des smectites prédominantes sur l'illite et la kaolinite, les chlorites et la vermiculite pouvant être présentes (Lautridou, 1985). Dans la campagne de Caen-Falaise, Camuzard (2000) détaille les variations minéralogiques dans la coupe verticale des lœss de Sassy. Les lœss les plus anciens d'âge saalien sont composés de smectites et interstratifiés associés (50 %), vermiculite (20 %), illite (20 %) et kaolinite (10%), tandis que les lœss plus grossiers weischéliens (Pléniglaciaire inférieur) sont à smectites et interstratifiés (50 %), illite (30 %), kaolinite (15 %) et chlorite (5 %). Le niveau repère Nagelbeek (22 500 BP) correspondant à des dépôts fins gravitaires de pente est marqué par une relative abondance en kaolinite (25 %) aux dépens des smectites [Sm-(10-14 Sm)] (45%), illite (20 %) et chlorite (10 %). Les apports de kaolinite sont interprétés comme d'origine allochtone.

- *Participation des altérites à silex aux dépôts fluviatiles quaternaires*

La minéralogie des altérites à silex les plus proches des deux bassins versants n'est connue que le pays d'Ouche et la plaine de l'Eure avec des cortèges à kaolinite prédominantes sur les smectites (Laignel *et al.*, 1998). Les argiles à silex du Perche, tout comme celles au Nord de l'Eure et Loir présentent un cortège à kaolinite exclusive. (95 à 100 %). En revanche, le cortège de la craie est caractérisé par des smectites prédominantes (Louail, 1984).

En conclusion, pour les deux bassins versant de la Dives et de la Touques, la participation directe des substratums marneux callovo-oxfordiens est négligeable. L'origine de la matrice argileuse des dépôts fluviatiles quaternaires provient des formations superficielles (lœss, altérites à silex ou craie géoliffractée).

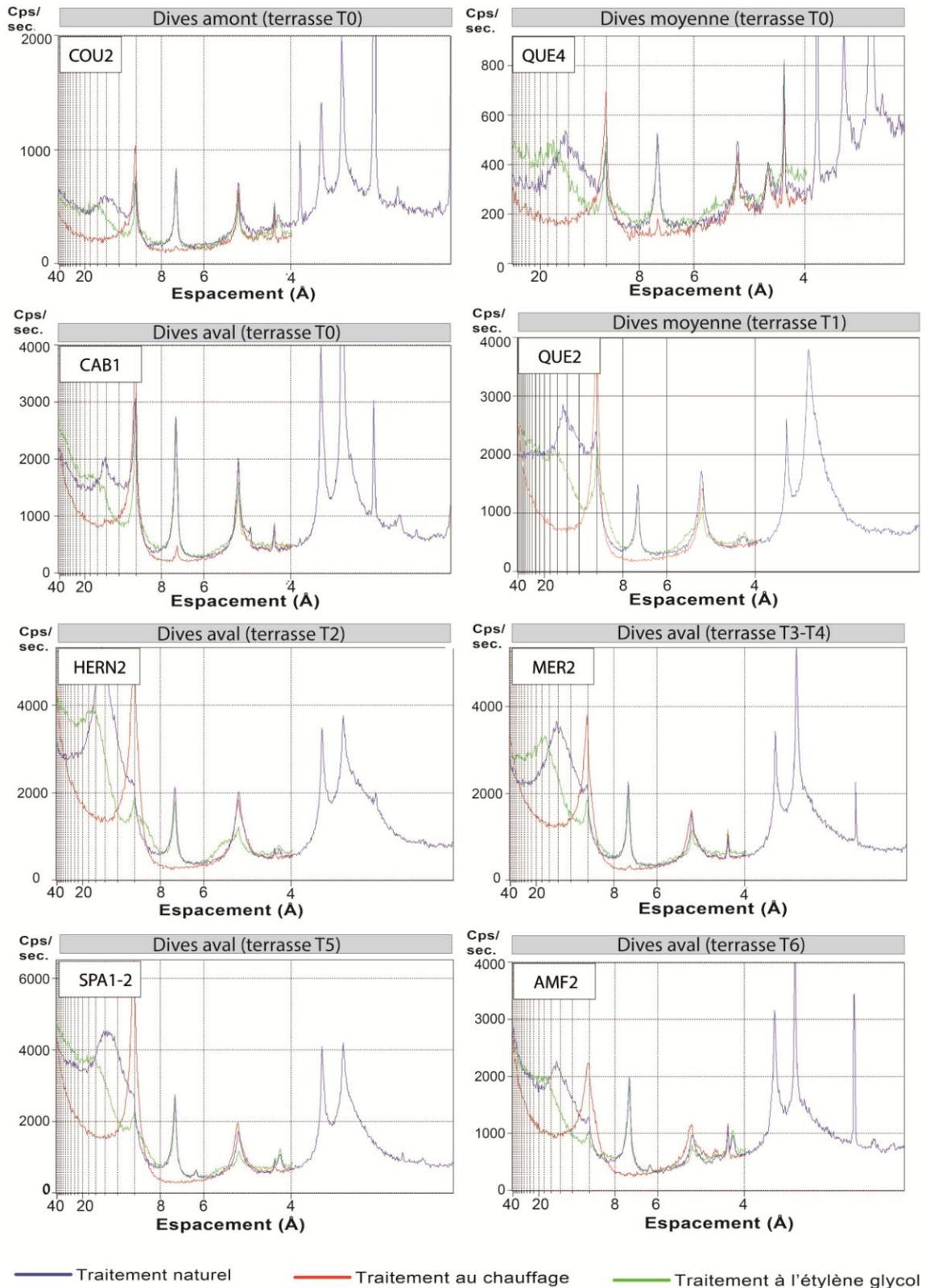


Figure III.116 Diffractogrammes de quelques échantillons des dépôts fluviatiles de la Dives quaternaire

Partie IV : Evolution du bassin versant côtier de la baie de Seine

1. Bâti structural du bassin versant côtier de la baie de Seine

Le bâti structural du bassin versant côtier de la baie de Seine est d'âge cadomo-varisque, représenté par de très épaisses séries de schistes et de grès du Briovérien et du Paléozoïque, traversées localement par des intrusions granitiques. Les séries précambriennes sont déformées par l'orogénèse cadomienne, à la fin du Précambrien, puis reprises avec les terrains paléozoïques, par l'orogénèse varisque, au Carbonifère inférieur. Ces déformations ont donné l'unité structurale au Massif armoricain. Après chaque orogénèse, il s'ensuit une fragmentation et un démantèlement des reliefs montagneux et l'aplanissement des reliefs, à l'origine d'un important volume de matériaux détritiques. Ces reliefs ont été ensuite recouverts en discordance par les couches sédimentaires moins épaisses, argileuses et calcaires, mésozoïques et cénozoïques du Bassin parisien.

La déformation compressive varisque a été de faible intensité, s'accompagnant de plis d'amplitude plurikilométrique orientés N110 et déversés vers le sud et de failles inverses parallèles aux axes des plis. Dès le Carbonifère supérieur, la chaîne varisque est soumise à l'érosion, fournissant les matériaux détritiques du Permien et du Trias. Les terrains cambriens, ordoviciens et siluriens sont conservés dans les synclinaux, mais leur érosion différentielle explique la présence de paléoreliefs à la surface de la pénéplaine armoricaine post-varisque qui influenceront plus tard les modalités de la transgression jurassique. Dans le bassin versant côtier de la baie de Seine, ces synclinaux paléozoïques sont représentés du nord au sud, par le synclinal de Ranville au NE de Caen, caché sous une couverture jurassique, le synclinal de May dissymétrique avec un flanc nord déversé et tronqué par une faille inverse dont le flanc sud affleure sur les rives droites de la Laize et de l'Orne, le synclinal d'Urville et le synclinorium de la zone bocaine retrouvé de Falaise (Calvados) jusqu'à Granville (Manche).

2. Couverture sédimentaire mésozoïque du bassin versant côtier de la baie de Seine

À la fin du Paléozoïque, seules les barres conglomératiques ou gréseuses les plus résistantes du Cambrien inférieur ou de l'Ordovicien des synclinaux demeurent en relief, sur la pénéplaine armoricaine (Rioult, 1985 ; Rioult *et al.*, 1991).

Les mers du Trias germanique venant du nord-est n'atteignent pas le Massif armoricain ; les formations détritiques du Trias supérieur de Basse Normandie sont des dépôts fluviatiles argileux à conglomératiques, remaniant les altérites de la pénéplaine hercynienne et comblant localement les dépressions.

- *Transgression jurassique*

Les transgressions du Lias inférieur épargnent également le Massif armoricain, si ce n'est l'actuelle façade littorale orientale du Cotentin et peu à peu, le Bessin remaniant de nouveau des altérites au fur et à mesure de la montée globale progressive des eaux. Au Jurassique moyen, une plate-forme carbonatée se développe ancrée sur toute la bordure orientale du Massif armoricain : sa limite occidentale n'est pas connue car en partie érodée lors de la régression fini-jurassique. Elle est ensuite ensevelie sous les marnes et calcaires argileux dès la fin du Bathonien terminal et jusqu'à l'Oxfordien inférieur. Là encore, les limites occidentales des rivages ne sont pas connues avec précision, mais la présence de bois flottés, les apports détritiques ou les vertébrés continentaux trouvés dans ces dépôts terrigènes indiquent la proximité des rivages. Si durant tout le Jurassique, les faciès et les épaisseurs de ces dépôts marins apparaissent assez homogènes dans le bassin versant côtier de la baie de Seine, en revanche, plus au sud, le Perche demeure un secteur plus instable où les tendances à l'émersion sont plus fréquentes et les épisodes de condensation de la sédimentation récurrents. Cette région représente une barrière aux transits des faunes d'ammonites boréales vers le sud et téthysiennes vers le nord, le long de bordure Est-armoricaine (Riout, 1980). L'importante régression fini-jurassique qui débute au Tithonien entraîne l'émersion de la Normandie durant une trentaine de millions d'années.

- *Déformations crétacées*

La régression fini-jurassique est couplée aux déformations initiées au début de Crétacé inférieur, avec l'ouverture du golfe de Gascogne et le soulèvement concomitant de la bordure armoricaine. Les hauts reliefs passant par la Cornouailles britannique et la sud du Massif armoricain avec des altitudes comprises entre 1 000 et 2 000 m (Wyns, 2000). Durant cette longue période d'émersion et avant le retour de la mer crétacée, les terrains jurassiques déformés sont érodés à leur partie supérieure et recouverts par des sables quartzeux continentaux à deltaïques (faciès wealdiens). Ces déformations sont à l'origine de la structuration monoclinale des terrains triasiques et jurassiques, en direction du NE.

- *Transgression crétacée*

Dans un contexte de montée globale du niveau marin, la transgression crétacée s'avance loin sur le Massif armoricain ; des témoins crétacés sont préservés sur le granite de Flamanville ou sur les grès ordoviciens du Mont Pinçon. Le Massif armoricain est séparé de l'Ibérie par le golfe de Gascogne, mais aussi de l'Amérique du Nord par l'océan Atlantique. La transgression crétacée s'avance à travers la Vendée en direction du Maine et également à partir du bassin du Sud-Est pour remonter vers le Nord et recouvrir progressivement la Normandie. Autour d'un Massif armoricain peu à peu cerné par les eaux, une sédimentation crayeuse prédominante se poursuit au moins jusqu'au Santonien, voire au Maastrichtien, comme en témoignent les silex conservés recueillis dans les formations résiduelles qui surmontent les craies crétacées (Quesnel, 1997). Seule la singularité du Perche persiste, avec le dépôt des Sables du Perche (Juignet, 1974).

3. Régression tertiaire et continentalisation du bassin versant côtier de la baie de Seine

L'histoire tertiaire du Massif armoricain diffère de celle enregistrée au Mésozoïque, par son évolution géodynamique et les déformations compressives d'origine alpine, par la baisse globale du niveau marin, avec pour conséquences, une réduction très importante des domaines marins aux profits d'altérations continentales.

Dès le début du Tertiaire, les déformations compressives pyrénéennes atteignent le NW de l'Europe et le Massif armoricain. Les transgressions provenant de la mer du Nord ou de l'océan Atlantique abordent avec parcimonie le Massif armoricain ou ses anciennes bordures mésozoïques dorénavant émergées. La sédimentation marine tertiaire est à rechercher dans le bassin du centre Cotentin, dans le bassin de la mer de la Manche et dans la gouttière de la Seine (Bignot, 1987 ; Dugué *et al.*, 2005 ; Dugué, 2007). Sur le reste du Massif armoricain émergé et de ses bordures, débute une longue phase d'altération géo- et biochimique, sous un climat chaud et humide qui dissout les calcaires et craies à silex mésozoïques donnant les argiles à silex. Cette formation d'altérites est toutefois polyphasée et se poursuit sous des modalités différentes jusqu'au Quaternaire (Quesnel, 1997 ; Quesnel *et al.*, 2003).

Cette longue période d'émersion qui dure 65 millions d'années pour certains secteurs armoricains se surimpose à partir de l'Oligocène, à une lente dégradation climatique qui aboutit aux alternances glaciaires et interglaciaires du Quaternaire (Tableau IV.1). Il s'ensuit des modifications dans la nature des altérites et dans les processus d'érosion. Sur le vaste domaine armoricain émergé, des réseaux hydrographiques érodent et transportent ces altérites, mais il ne reste que peu de témoins conservés à la surface pour reconstituer ces réseaux. Les témoins fluviatiles les mieux préservés sont les terrasses pléistocènes.

3.1. Déformations tertiaires du Massif armoricain et soulèvements

Les profils sismiques réalisés sur la bordure armoricaine atlantique ou en mer de la Manche attestent des déformations tertiaires (Ziegler, 1990 ; Evans, 1990 ; Wyns, 2000) , mais les datations stratigraphiques restent parcellaires. À terre, les preuves d'un rejeu tertiaire des structures du Massif armoricain sont indirectes. L'une des approches est de comparer l'enregistrement sédimentaire marin le plus complet, comme celui du bassin du centre Cotentin avec la courbe des variations eustatiques pour le Tertiaire, qui a été pour l'essentiel construite en Europe. Les hauts niveaux marins qui n'ont pas recouvert le Massif armoricain indiquent un soulèvement de ce dernier (Dugué, 2007).

3.1.1. Paléocène : émersion de l'Armorique

Le soulèvement thanétien de l'Armorique a été précédé par les déformations de la fin du Crétacé supérieur (Turonien à Maastrichtien), avec l'inversion des failles du Bray et de la Somme, dans le Bassin parisien. Les dépôts daniens sont conservés dans les Entrées de la Manche et dans le Bassin anglo-hollandais, mais le

Paléocène inférieur est absent dans le SE de l'Angleterre, les séries du Paléocène supérieur recouvrant la surface érodée de la craie. Le Paléocène n'est pas connu dans le nord du Massif armoricain (Cotentin), surelevé et émergé, à cette époque. Des faciès continentaux sont décrits en Manche centrale tandis que des faciès marins se déposent en Manche occidentale, dans la continuité de ceux du Crétacé supérieur.

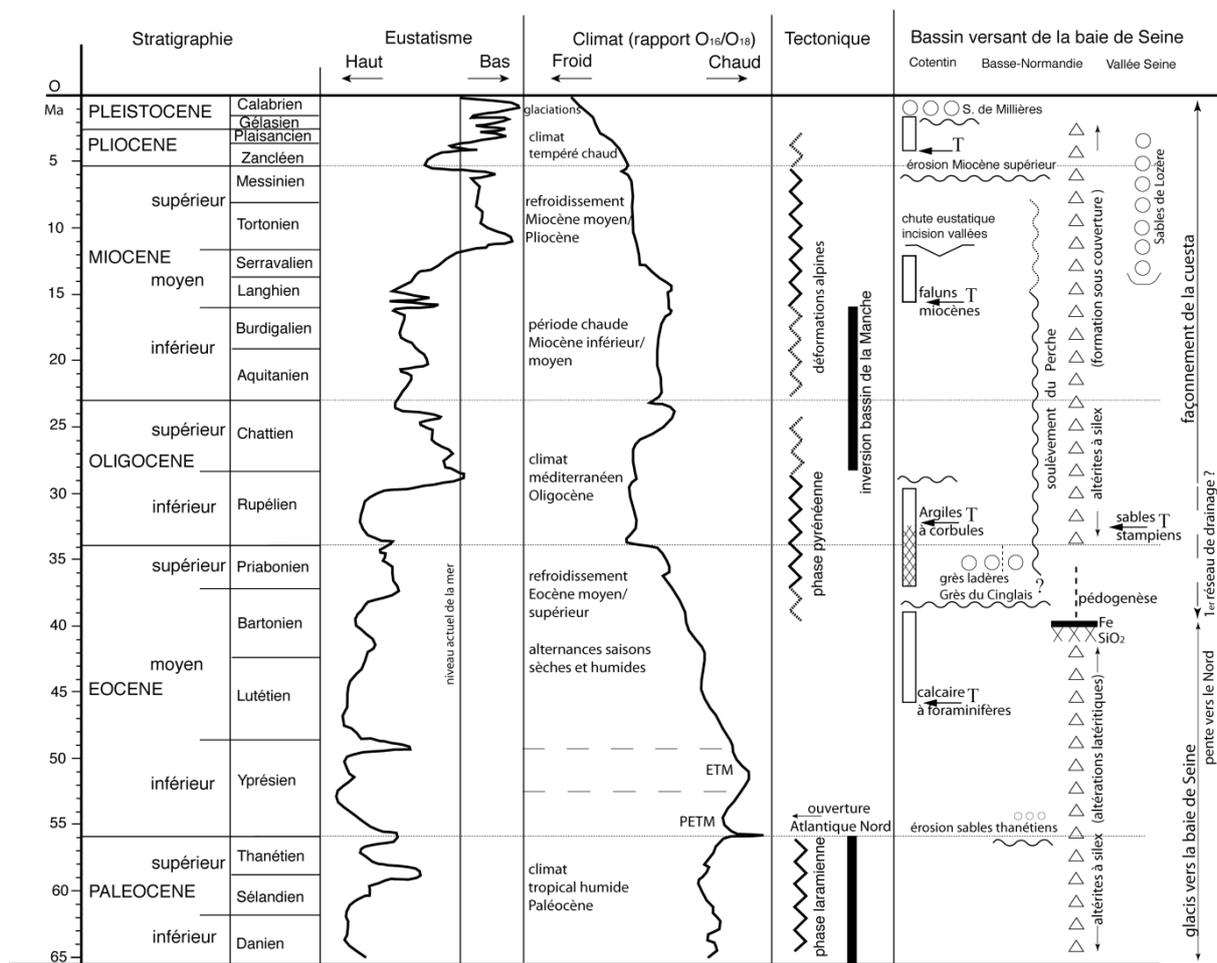


Tableau IV.1 Synthèse de l'évolution cénozoïque du bassin versant côtier de la baie de Seine dans le cadre de l'Europe du NW. Eustatisme d'après Haq et al. (1987, 1988) ; Climat d'après Knox et al., 2010 ; Bignot (1987) ; Quesnel (2007) ; ETM Eocene thermal maximum PETM Paleocene-Eocene thermal maximum ; Tectonique : Ziegler (1982, 1987) ; Knox et al. (2010) ; Evans (1990) ; bassin versant côtier de la baie de Seine : Cotentin : Dugué (2007) ; Dugué et al. (2005) ; Basse-Normandie : Thiry (1980) ; Lautridou (1985) ; Quesnel, (1997) ; Dugué et al., (2012) ; 0 : sables quartzeux fluviatiles ; T : transgression ; Triangle altérites à silice, Fe : ferricrète ; SiO2 : silcrète..

3.1.2. Éocène : déformations du Sud de l'Angleterre et émergence de l'Armorique

Un autre soulèvement intervient à l'Éocène, dans le Sud de l'Angleterre et intéresse le Massif armoricain toujours émergé (Yprésien à Lutétien p.p.). Les hauts niveaux eustatiques de l'Yprésien et du début du Lutétien dont l'amplitude est estimée à + 200 m par rapport à l'actuel (Haq et al., 1987, 1988) ne recouvrent pas le Massif armoricain, tandis qu'à la fin du Lutétien et au Bartonien caractérisés par des amplitudes moindres, le Massif armoricain est largement ennoyé.

- *Éocène supérieur-Oligocène inférieur : inversion des accidents armoricains et régime laguno-lacustre sur l'Armorique*

Le soulèvement le plus important qui intéresse tout le bassin de la mer de la Manche débute dès l'Éocène supérieur, pour s'achever au plus tôt à l'Oligocène inférieur, sur la marge atlantique. Elle intéresse les Entrées de la Manche, la mer de la Manche (Evans, 1990), la façade sud de la Cornouailles et l'Armorique et déformation s'estompe vers le sud, en direction du golfe de Gascogne. Cette déformation correspond à l'inversion structurale positive des failles et structures de la Manche, à l'arrêt de la transgression bartonienne dans le Cotentin et à la mise en place d'environnements lacustres ou saumâtres sur la presque totalité d'une mer de la Manche émergée et de l'Armorique.

Dans le centre-Cotentin, les lagunes continentales ou laguno-marines sont progressivement envahies par la mer (Oligocène inférieur), mais le régime terrigène fin demeure prépondérant.

Bien que les affleurements armoricains, au passage Éocène/Oligocène soient médiocres et très dispersés à travers le Massif armoricain, tous présentent une évolution sédimentaire comparable, avec un épisode basal lacustre à palustre, suivi d'une inondation marine à rapporter au haut-niveau eustatique rupélien dont l'amplitude (+ 200 m) est comparable à celle des hauts niveaux eustatiques yprésien et lutétien. Les bassins armoricains (Estéoule-Choux, 1967 ; Durand, 1960 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1988) de Céaucé (Orne), Laval (Mayenne), Landéan (Bretagne), Thévalles (Mayenne), Saffré... se répartissent préférentiellement le long d'accidents de direction N 130. Une telle répartition pose la question d'une tectonique syn-sédimentaire ou au contraire d'un effondrement postérieur aux dépôts.

3.1.3. Miocène supérieur : émergence et déformations de l'Armorique

À la limite Serravalien/Tortonien, une baisse importante du niveau marin est ressentie dans toute l'Europe, son amplitude étant estimée à environ - 50 m (Haq *et al.*, 1987, 1988). Les conséquences de cette chute eustatique en sont la vidange des bassins armoricains, puis l'érosion des plates-formes proximales armoricaines.

S'accompagne t-elle de la mise en place d'un réseau fluvial de drainage sur l'Armorique ?

Sans doute, Klein (1973) en est persuadé bien que les arguments armoricains rentent ténus et nulle trace n'a été conservée, dans la sédimentation, si ce n'est l'érosion d'une partie des sables calcaires à bryozoaires. Dans le Cotentin, la chute eustatique serravalo-tortonienne expliquerait l'arrêt des épandages de sables coquilliers sur la plate-forme et son émergence. L'absence de traces d'altération continentale au sommet des faluns serait due à leurs érosions lors de la transgression pliocène. La morphologie du bassin demeure toutefois proche de celle du Miocène moyen.

En Bretagne, la limite Miocène moyen/supérieur se caractérise aussi par une incision du substratum, avec la formation de vallées incisées (Guillocheau *et al.*, 2003).

Un soulèvement intervient au Miocène supérieur et érode la quasi-totalité des dépôts miocènes, aujourd'hui conservés uniquement sur la façade côtière du Cotentin, en Manche occidentale et dans le synclinal des Entrées de la Manche.

- *Histoire marine paléogène*

Au début du Tertiaire, une sédimentation de plate-forme marine carbonatée se dépose dans la continuité de celle de la fin du Crétacé, sur les actuels fonds de la mer de la Manche ouverts sur l'océan Atlantique et se prolongeant par la gouttière de la Seine et du centre Cotentin pour les plus hauts niveaux marins, comme au Lutétien moyen et supérieur (Evans, 1990). À la fin de l'Éocène et jusqu'à l'Oligocène, cette sédimentation carbonatée est remplacée par un régime terrigène fin marin peu profond ou palustre. À terre, il y a une reprise de l'érosion des reliefs et des altérites, donnant des accumulations de cailloutis et de sables quartzeux secondairement silicifiés, en bas de pente.

La transgression stampienne est la dernière incursion marine dans la cuvette parisienne, recouvrant les calcaires lagunaires ou les marnes laguno-marines par les Sables de Fontainebleau (Cavelier *et al.*, 1980). Au retrait de la mer, fait place un vaste domaine calcaire palustre (Calcaire de la Beauce) qui se poursuit jusqu'à l'Aquitaniens (Miocène basal). Ces calcaires, qui après dissolution et silicification sont à l'origine des meulière témoignent de la surface d'aplanissement dite « post aquitaniens » ou oligo-miocène, surface d'érosion reconnue à l'échelle de toutes les bordures du Bassin parisien (Ardenne, Massif armoricain, Morvan). Dans le pays d'Auge, les brèches et conglomérats à silex de Sainte-Marguerite-de-Viette représenteraient la limite occidentale d'une transgression yprésienne ou stampienne (Dewolf, 1982).

- *Altérites paléogènes*

Les altérites à silex les plus anciennes et les plus épaisses se forment aux dépens des craies maastrichtiennes et pour partie campaniennes, sous un climat chaud et humide, du pays d'Auge au pays d'Ouche et Perche (faciès Thimerais ; Quesnel, 1997), mais les profils d'altération ont pu être localement érodés et remaniés sous forme de cailloutis, lors de la transgression du Thanétien supérieur (nord du Bassin parisien). Durant tout le Cénozoïque, ces régions ne sont pas atteintes par les transgressions tertiaires, les craies subissent une altération de type latéritique avec formation de kaolinite en amont (Perche, ouest du pays d'Ouche et pays d'Auge), kaolinite et ferruginisation plus au centre (Thimerais, est du pays d'Ouche), sous un couvert végétal dense et un climat tropical humide, au début du Paléogène (Thiry, 1981 ; Quesnel, 1997).

À l'Éocène inférieur, la surface continentale est un vaste glacis ancré sur les reliefs d'Ecouves et de Perseigne, avec des ruissellements argileux et des écoulements temporaires de sables vers le nord. Le sommet de ces profils d'altérites présente un silcrète scellé par les dépôts de l'Éocène supérieur (Quesnel, 1997) attestant un assèchement du climat avec une alternance de saisons sèches et humides à l'Éocène moyen et des conditions de drainage devenues moins favorables. La surface continentale est silicifiée tout comme sur les autres bordures du Bassin parisien (Thiry, 1981 ; Thiry & Simon-Coinçon, 1996). Les silicifications présentes au sommet des altérites à silex les préservent de l'érosion différentielle.

- *Évolution néogène du Massif armoricain*

Les déformations compressives alpines néogènes provoquent le soulèvement du Massif central dont l'érosion fournit les importants volumes de sables quartzeux et d'arènes granitiques qui recouvrent au Miocène inférieur (Burdigalien), les Calcaires de la Beauce, en Sologne et en Orléanais. Une partie de ces

sables (Sables de Lozère) est également transportée vers le nord, via la gouttière de la Seine puis déposés au large du pays de Caux.

La transgression du Miocène moyen (Helvétien) recouvre le Massif armoricain, sur sa façade atlantique, envahissant le centre Cotentin, s'avancant en mer de la Manche et remontant la basse Loire pour recouvrir les Sables de Sologne. Elle y dépose des sables calcaires à bryozoaires (faluns).

- *Déformation et émergence du Miocène supérieur*

La transgression par la mer des faluns d'une partie du Massif armoricain et de ses bordures est suivie d'une longue période d'émergence, après un probable soulèvement au Miocène supérieur érodant la quasi-totalité des dépôts miocènes. En Bretagne, il y a formation de vallées incisées qui seront comblées lors d'une transgression au Miocène supérieur, par des sables quartzeux fluviaux, puis estuariens (Sables rouges, Tortonien à Messinien). Elle est suivie d'une déformation à l'origine de la lacune zancléenne (Pliocène inférieur) (Guillocheau *et al.*, 2003).

Toutefois, les sables coquilliers datés du Messinien-base du Zancléen inférieur découverts à Fécamp, attestent l'existence d'un domaine marin en mer de la Manche orientale qui n'a pas recouvert le Cotentin et la Bretagne (Dugué *et al.*, 2012). Le haut-niveau eustatique zancléen, plus important que celui du Pliocène supérieur, aurait dû atteindre le Massif armoricain. La lacune zancléenne armoricaine (Bretagne et Centre Cotentin) serait d'origine structurale, le soulèvement du rivage atlantique du centre-Cotentin différant la transgression pliocène.

- *Façonnement des cuervas du Bassin parisien*

Pour Peulvast *et al.*, (2013), le socle hercynien et sa couverture sédimentaire sur les bordures Est et NE du Bassin parisien sont soulevés au Pliocène, sous l'effet des déformations alpines. Les terrains sont gauchis de l'est vers l'ouest et du sud vers le nord, donnant l'image actuelle de la cuvette parisienne, mais accentuant également la structuration monoclinale. Le soulèvement des bordures favorise la reprise de l'érosion fluviale sur une structuration monoclinale faiblement inclinée vers l'ouest et le nord-ouest. Elle met en relief la succession des cuervas de Lorraine, de Champagne, de Bourgogne du Nord qui est une série de dépressions dans les assises marneuses ou calcaires (Woëvre, Champagne humide) et de fronts de cuesta tournés vers l'est (côtes de Moselle, Meuse, des Bars, Argonne, Champagne, Ile de France).

Cette rythmicité morphologique et lithologique n'apparaît pas aussi régulière, sur la bordure ouest, en Normandie. Les deux cuervas du Bessin et du pays d'Auge présentes dans le bassin versant côtier de la baie de Seine résultent de la structuration monoclinale de la bordure mésozoïque du Massif armoricain d'une part et de l'alternance de terrains géologiques résistants et tendres triasiques et jurassiques recouverts par la craie crétacée discordante affleurant du nord pays d'Auge jusqu'au pays d'Ouche d'autre part. La cuesta crétacée se prolonge en baie de Seine, mais les terrains discordants crétacés affleurent plus à l'Est, au large du pays de Caux. L'initiation des reliefs de cuesta intervient probablement vers la fin du Paléogène (Éocène supérieur ?) et son façonnement devient efficace au Néogène, avec l'apparition des premiers indices d'un réseau hydrographique. Ce réseau s'accuse lors des chutes eustatiques du Miocène supérieur et s'affirme durant l'incision du réseau fluviale périglaciaire pléistocène (Klein, 1973 ; Waelbroeck *et al.*, 2002).

3.2. Évolution pliocène à pléistocène inférieur du bassin versant côtier de la baie de Seine

- *Argiles à silex plio-quatérnaires*

Les altérites à silex les plus récentes et les moins épaisses se développent sous un climat tempéré à chaud et sous une couverture perméable de type terrasses alluviales (faciès Lozère, gouttière normande-Talou et terrasses ; Quesnel, 1997). Les altérites à silex de la gouttière normande se sont développées après le décapage des argiles imperméables yprésiennes et sous la couverture perméable des sables thanétiens. Les profils d'altération sont minces, peu évolués et développés dans des poches karstiques de la craie ; ces altérites sont mélangés à des apports allochtones (Quesnel, 1997). Ces altérites plio-quatérnaires se développent dans un paysage aux reliefs plus marqués et des conditions de drainage différentes de celles trouvées au Paléogène.

- *Évolution plio-pléistocène du Massif armoricain*

Une transgression aborde au Pliocène supérieur, la Bretagne (Argiles reuvériennes de Redon, Plaisancien) et comble les vallées incisées, puis au Plio-Pléistocène, dans le Cotentin et dans une moindre mesure, dans la cuvette de la Londe, près de Rouen. Sur la bordure atlantique du Cotentin, la transgression du Pliocène supérieur (Reuvérien a) (Clet-Pellerin *et al.*, 1999) dépose des sables quartzeux et bioclastiques marins (Grès coquilliers de Marchésieux) (Baize, 1998). Vers la fin du Pliocène supérieur, les environnements évoluent vers des estuaires où se construisent des cordons tidaux de sables coquilliers et quartzeux (Falun de Bohon) jusqu'au Pléistocène inférieur (Tiglien b). Les bordures armoricaines restent toutefois aplanies, car ni cailloutis fluviaux, ni cônes alluviaux ne sont retrouvés dans les séries plio-pléistocènes. Le refroidissement climatique décrit dans toute l'Europe du NW, au début du Pléistocène inférieur (Prétiglien) ne s'accompagne pas d'une émergence, mais d'un renouvellement des microfaunes, dans le Cotentin.

Dans le même temps, la mer de la Manche occidentale est un golfe ouvert sur l'Atlantique recevant les apports des fleuves côtiers orientaux, au Pliocène supérieur (Jenkins *et al.*, 1986 ; Lericolais, 1997 ; Gibbard, 1988).

Une nouvelle et dernière transgression recouvre le Centre-Cotentin au Pléistocène inférieur (Tiglien), déposant des marnes coquillières (sommet des Marnes de Saint-Nicolas-de-Pierrepoint), puis des sables quartzeux tidaux (Sables de Saint-Vigor, Tiglien b et c) transgressifs sur toutes les séries géologiques précédentes. Cette transgression déborde le golfe du Centre Cotentin (Baize, 1998), décape tout ou partie de la couverture d'altérites des paléoreliefs, atteint le Bessin (Elhaï, 1963 ; Pareyn, 1980) et remonte la basse vallée de la Seine (Sables de Saint-Eustache). La plate-forme marine subtidale du Cotentin évolue vers un système estuarien sableux interne où la présence de blocs glaciels atteste un refroidissement climatique ressenti dans toute l'Europe (Baize, 1998). Dans le Centre-Cotentin, les séries tertiaires sont finalement érodées par des sables et conglomérats fluviaux (Sables de la Lande de Millières) datés du Pléistocène inférieur (Éburonien à Waalien, Clet-Pellerin *et al.*, 1997) et qui s'écoulent vers le NNE, en direction d'une paléovallée des Veys pour se raccorder au fleuve de la Manche. À partir de la fin du Pléistocène inférieur ou

du début du Pléistocène moyen, plus aucun dépôt marin n'aborde le Centre-Cotentin ou la Bretagne. Les seuls témoins marins sont dorénavant limités à la périphérie du Massif armoricain, sur son littoral actuel, formant les "plages perchées".

3.3. Les systèmes fluviaux pléistocènes du bassin versant côtier de la baie de Seine

3.3.1. Drainage fluvial du Pléistocène inférieur

Le réseau de drainage fluvial du Pléistocène inférieur est difficile à reconstituer à l'échelle de tout le Massif armoricain. Il est conservé exceptionnellement dans le bassin subsident du centre Cotentin (Baize, 1998) et dans une moindre mesure dans le Bessin (picqueroit), c'est-à-dire là où les terrasses fluviales récentes du Pléistocène moyen et supérieur n'ont pas pu remanier et redistribuer la totalité des sables et cailloutis du Pléistocène inférieur.

Dès le début du Quaternaire, les grands traits des reliefs normands sont acquis. La structuration du bassin versant côtier de la baie de Seine est ancienne, façonnée par les déformations du Paléogène et du Néogène supérieur. L'émersion d'une grande partie du bassin versant côtier de la baie de Seine durant plus de 60 millions d'années a favorisé le décapage de la couverture crétacée, callovo-oxfordienne, voire d'une partie de la couverture bathonienne des campagnes de Caen-Falaise-Argentan, préservant quelques buttes résiduelles armées par des calcaires cimentés ou silicifiés. La cuesta cénomaniennne existe déjà, mais présente plus à l'ouest. Les estuaires des futurs fleuves côtiers sont déjà inscrits dans la morphologie littorale, en relation avec les phases de surcreusement, lors des baisses eustatiques du Miocène supérieur. Le point d'ancrage chronologique du façonnement du bassin versant côtier de la baie de Seine est le début du soulèvement des reliefs du Perche et de la zone bocaine, car ils seront à l'origine de la dispersion du réseau de drainage du bassin versant côtier de la baie de Seine (Figure IV.1).

Le Perche a toujours présenté un comportement positif depuis le Mésozoïque (Riout, 1968a et b ; Juignet, 1974 ; Riout *et al.*, 1991 ; Dugué, 2007) et a été réactivé au cours du Tertiaire (Dangeard, 1943 ; Klein, 1973, Quesnel, 1997). Les altérites à silex avec le faciès du Thimerais (Quesnel, 1997) restent comparables de part et d'autre du Perche, remaniant probablement les Sables du Perche. Pour Quesnel (1997), le Perche n'existait donc pas au moment de leur formation, la paléosurface paléogène formant un glaciaire ancré sur les massifs d'Écouves et de Perseigne et s'inclinant en direction de la mer de la Manche. Ces deux massifs sont toutefois impliqués dans le bombement du Perche et il faut probablement envisager une différenciation plus marquée des reliefs du Perche, postérieurement à l'Éocène.

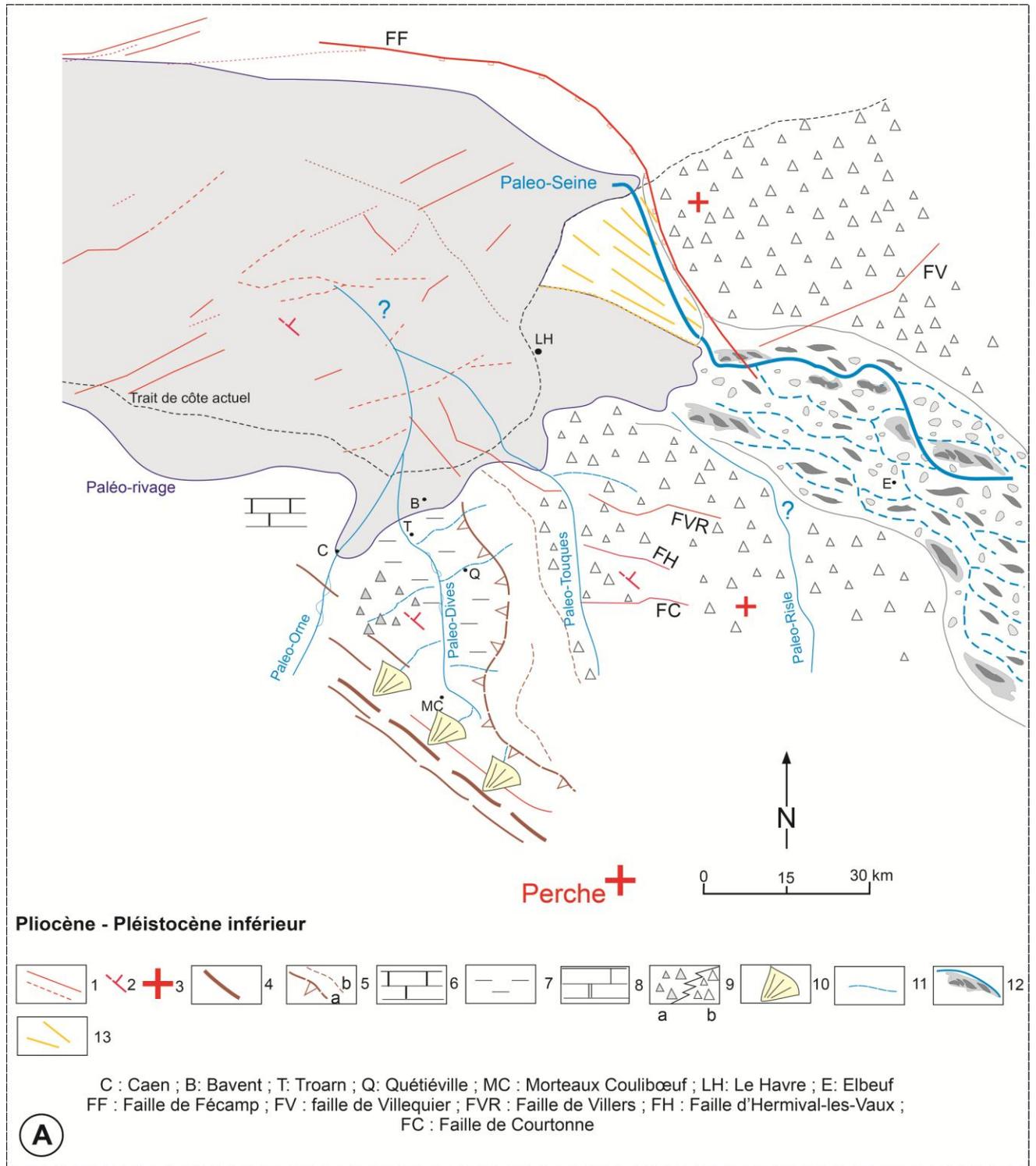


Figure IV.1 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine au Pliocène-Pléistocène inférieur. (1) : failles ; (2) : pendage des terrains mésozoïques, pente régionale ; (3) : Soulèvement à grand rayon de courbure et ; (4) : flanc nord du synclinorium paléozoïque de la zone bocaine ; (5) : front de « cuesta » céno manienne a - Pliocène à Pléistocène inférieur et b - actuel ; (6) : calcaires et marnes bajo-bathoniens ; (7) marnes et calcaires callovo-oxfordiens ; (8) : craies du Crétacé supérieur ; (9) : altérites sur substratums a - jurassique et b - crétacé ; (10) : cônes alluviaux actifs ; (11) : paléo-tracés fluviaux ; (12) : système fluvial en tresses drainant les Sables de Lozère normands (Miocène inf. ? à Pléistocène inférieur) ; (13) : Sables de Saint-Eustache au Pléistocène inférieur.

3.3.2. Incision du réseau de drainage au Pléistocène moyen et supérieur

Au Pléistocène moyen et supérieur, débutent l'encaissement d'un réseau fluvial armoricain déjà initié à la fin du Pléistocène inférieur et la formation des terrasses fluviales. Le degré d'incision est d'abord fonction de la nature meuble du matériel : marnes callovo-oxfordiennes, calcaires et craies gélifracés ou argiles à silex. Toutefois, la participation directe du substratum marneux à la matrice des terrasses fluviales reste faible, ce sont plus les fines des altérites à silex ou des sables tertiaires qui sont à l'origine de cette matrice. Le drainage de la Touques et de la Vie est régulier à travers le plateau d'argiles à silex, puis la craie.

Leurs affluents sont nombreux, mais modestes, participant à l'érosion latérale des versants, alimentant les rivières périglaciaires en argiles et sables et surtout en silex crétacés. À la confluence d'affluents plus importants comme la Calonne pour la Touques, la charge sédimentaire transportée plus importante participe à l'élargissement de la vallée. Le drainage de la Dives est contrôlé par les reliefs de la zone bocaine au sud et par le talus du pays d'Auge au sud. En contrebas des barres gréseuses paléozoïques, les altérites tertiaires et les dépôts détritiques triasiques ou liasiques sont érodés, alimentant des cônes alluviaux (Figure IV.1).

Pour la Seine, la situation est différente, alimentée par un plus vaste bassin versant et par un héritage structural et sédimentaire. Ce fleuve présente une architecture fluviale sinueuse transportant une charge sableuse à graveleuse fluviale importante, s'écoulant à travers le plateau des argiles à silex et de placages de sables tertiaires et édifiant un édifice deltaïque sur le pays de Caux.

3.3.3. Mise en place du réseau de drainage au Pléistocène moyen

La carte de la Figure IV.2 schématise le réseau de drainage au Saalien, correspondant à un très bas niveau marin, avec l'émersion de la totalité de la baie de Seine. Dans le bassin versant de la Dives, les cônes alluviaux édifiés en contrebas des reliefs des barres gréseuses paléozoïques sont érodés (Figure IV.2) et leurs matériaux d'érosion participent à la construction des terrasses des affluents, sur la rive gauche de la Dives (Trainefeuille, Ante, Filaine, Meillon), dans le secteur de Morteaux-Coulibœuf. Plus éloignées des reliefs de la zone bocaine, les rivières du Laizon et de la Muance s'écoulent dans le sens du pendage des couches, sur une surface jurassique et érodent les argiles à silex jurassiques. Leur écoulement vers le nord-est est gêné par les reliefs des buttes marneuses calloviennes entre Argences et Amfréville ; ces affluents de la rive gauche de la Dives surcreusent le substratum.

Dans le même temps, le recul vers l'est de la cuesta cénomaniennne se poursuit, par érosion régressive (Figure IV.2 et Figure IV.3). De nombreux petits affluents dissèquent le plateau d'Auge et érodent les argiles à silex, la craie et les sables glauconieux. Par exemple, la nappe alluviale d'Ecajeul représente d'anciens dépôts de la Viette qui draine le pays d'Auge sur la rive droite de la Dives. Après la capture de la Viette par la Vie, cet affluent de la Dives devient inopérant. La nappe alluviale d'Ecajeul est ensuite en partie remaniée par la Dives et ses matériaux intégrés et mélangés à ceux provenant des reliefs bocains.

Les cours amont de la Vie et de la Touques incisent à travers les calcaires oxfordiens. Le fleuve Seine incise à travers la craie et son écoulement est dorénavant guidé par cet encaissement. Son style fluvial est toujours de haute énergie, avec un écoulement sinueux divagant. L'érosion latérale des falaises (silex, craie

silicifiée, sables tertiaires,...) participe à la charge transportée. Son cours se poursuit en baie de Seine et reçoit les apports des autres fleuves côtiers (Orne, Dives et Touques).

Lors d'interstades saaliens, le niveau marin remonte les précédents chenaux fluviaux et des influences estuariennes sont décrites à Tancarville et jusqu'à Elbeuf (Figure IV.3). Cette paléogéographie de haut niveau marin se répète durant l'Eémien, plus haut niveau marin pléistocène, les rivages étant situés à environ + 2 m par rapport aux rivages actuels (Lautridou, 1985). Toutefois, ces dépôts interglaciaires éémiens sont médiocrement préservés en raison de l'érosion du cycle glaciaire suivant weichsélien.

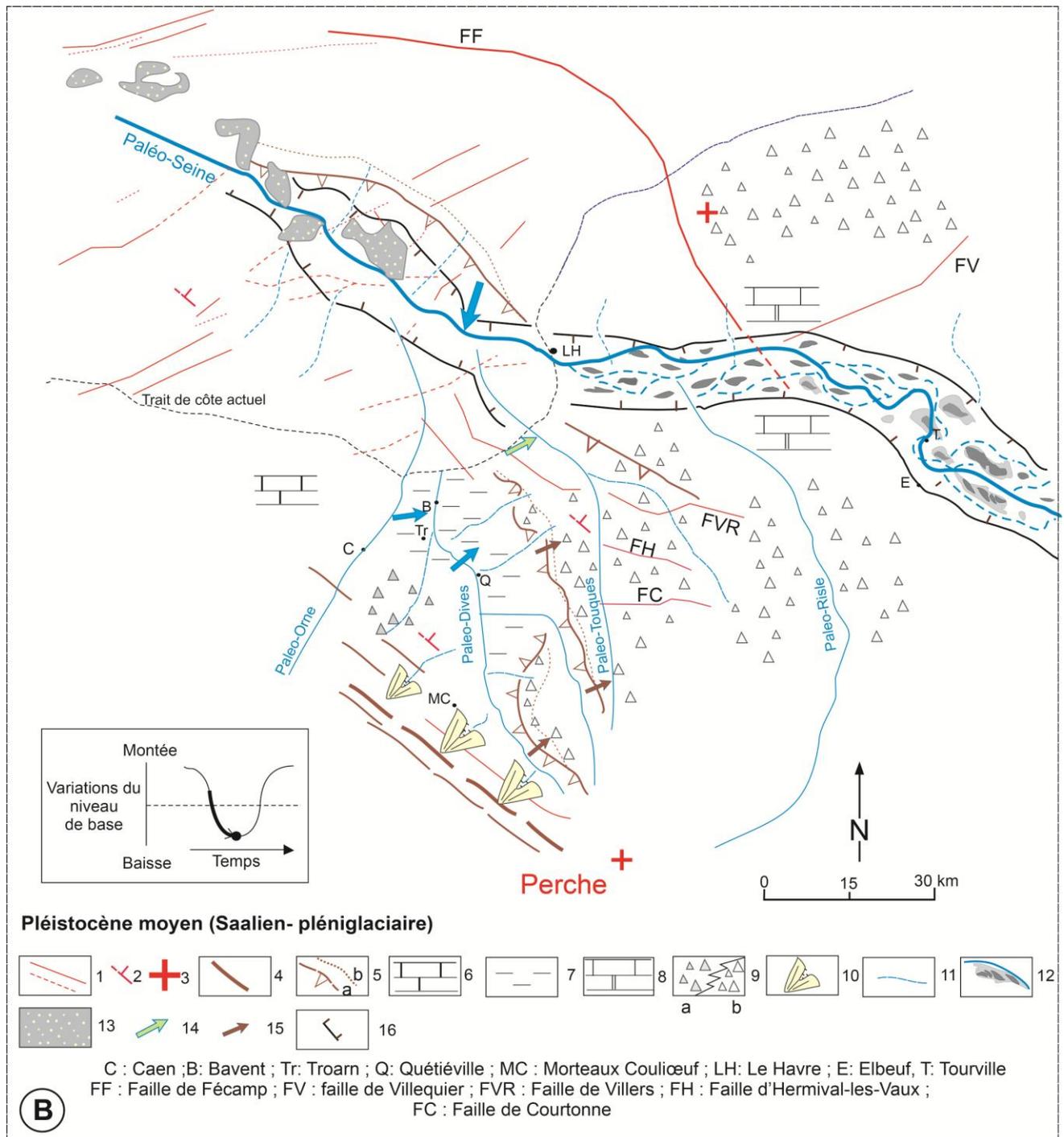


Figure IV.2 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine au Pléistocène moyen (Saalien). (1) : failles ; (2) : pendage des terrains mésozoïques, pente régionale ; (3) : Soulèvement à grand rayon de courbure et ; (4) : flanc nord du synclinorium paléozoïque de la zone bocaine ; (5) : front de « cuesta » céno manienne a - Pliocène à Pléistocène inférieur et b - actuel ; (6) : calcaires et marnes bajo-bathoniens ; (7) marnes et calcaires callovo-oxfordiens ; (8) : craies du Crétacé supérieur ; (9) : altérites sur substratums a - jurassique et b - crétacé ; (10) : cônes alluviaux incisés ; (11) : paléo-tracés fluviatiles ; (12) : système fluviatile en tresses ; (13) : nappes alluviales en baie de Seine ; (14) : migration vers l'est de la Touques ante-saalien ; (15) : érosion différentielle du front de « cuesta » céno manienne et (16) : vallée incisée.

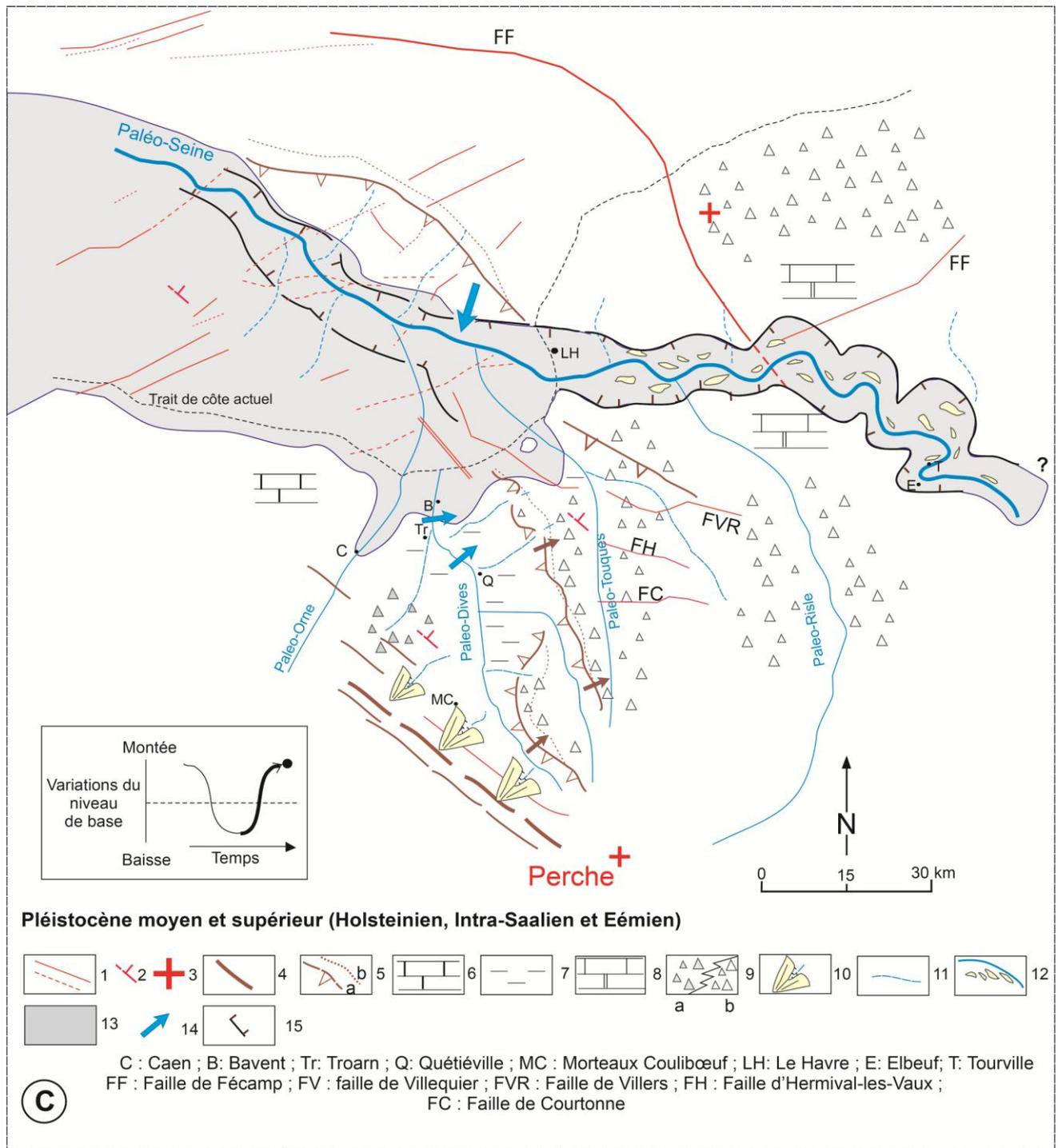


Figure IV.3 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine au Pléistocène supérieur (Eémien). (1) : failles ; (2) : pendage des terrains mésozoïques, pente régionale ; (3) : Soulèvement à grand rayon de courbure et ; (4) : flanc nord du synclinorium paléozoïque de la zone bocaine ; (5) : front de « cuesta » céno manienne a - Pliocène à Pléistocène inférieur et b - actuel ; (6) : calcaires et marnes bajo-bathoniens ; (7) marnes et calcaires callovo-oxfordiens ; (8) : craies du Crétacé supérieur ; (9) : altérites sur substratum a - jurassique et b - crétacé ; (10) : cônes alluviaux incisés ; (11) : paléo-tracés fluviaux ; (12) : système fluvio-estuarien avec barres sableuses ; (13) : extension des influences marines et estuariennes ; (14) : migration des paléo-fleuves ; (15) : méandres encaissés.

Durant la dernière phase glaciaire weichsélienne, la Dives et la Touques poursuivent leur migration d'ouest en est, dans le sens du pendage des couches géologiques, par des phénomènes de capture, tandis que le cours de la Seine migre d'est en ouest (Figure IV.4).

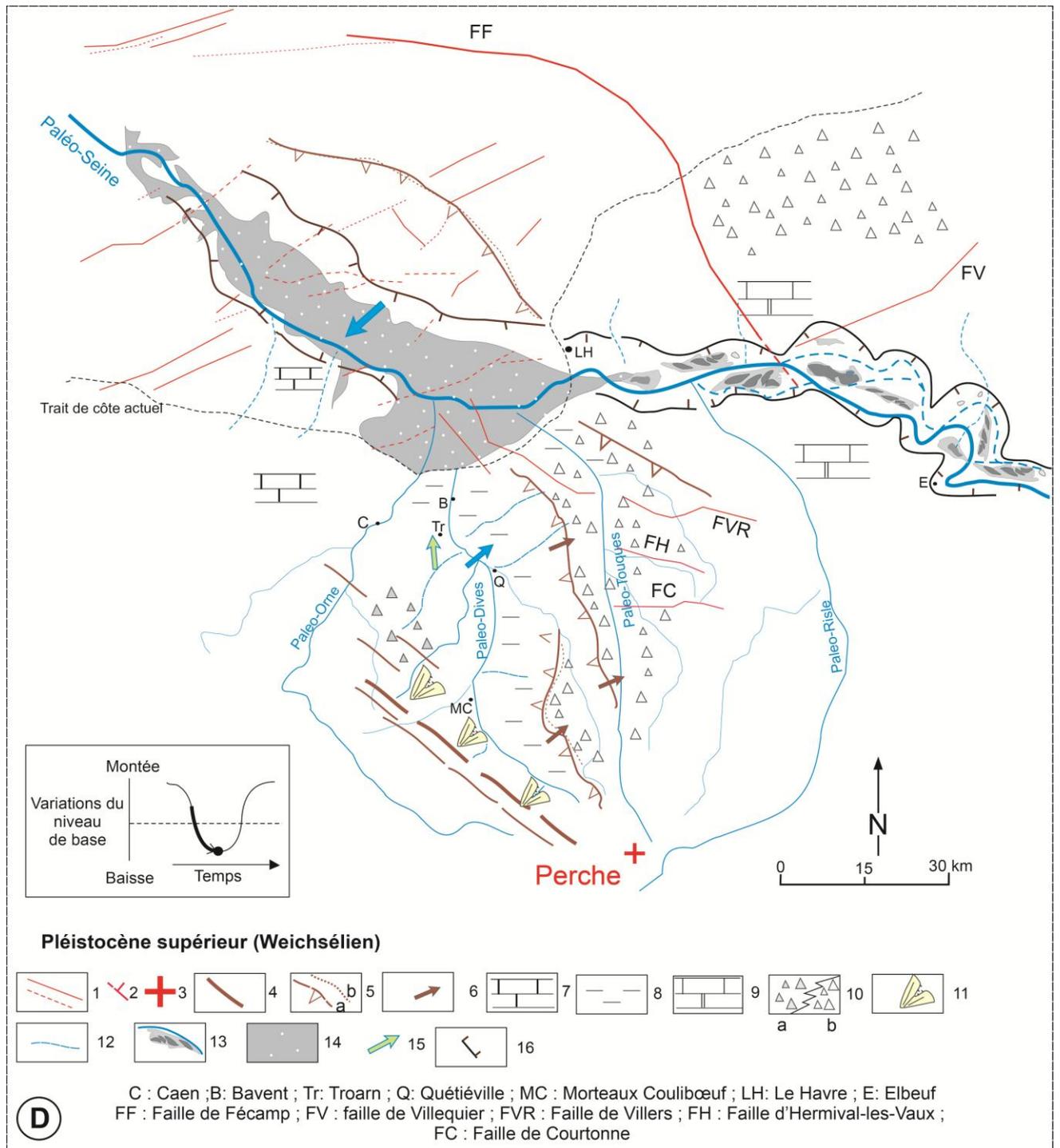


Figure IV.4 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine au Pléistocène supérieur (Weichsélien). (1) : failles ; (2) : pendage des terrains mésozoïques, pente régionale ; (3) : Soulèvement à grand rayon de courbure et ; (4) : flanc nord du synclinerium paléozoïque de la zone bocaine ; (5) : front de « cuesta » cénomaniense a - Pliocène à Pléistocène inférieur et b - actuel ; (6) : érosion différentielle – recul oriental de la « cuesta cénomaniense ; (7) : calcaires et marnes bajo-bathoniens ; (8) marnes et calcaires callovo-oxfordiens ; (9) : craies du Crétacé supérieur ; (10) : altérites sur substratums a - jurassique et b - crétacé ; (11) : cônes alluviaux incisés ; (12) : paléo-tracés fluviaux ; (13) et (14) Paléo-Seine en tresses orientée vers le synclinal de la baie de Seine ; (15) : sens de l'écoulement en adaptation à la structure monoclinale ; (16) : méandre encaissé .

L'écoulement vers le nord-est du Laizon et de la Muance finit par éroder les terrasses anciennes de la Dives et disséquer les buttes marneuses calloviennes . Au cours du haut niveau marin du Weichsélien supérieur (Figure IV.5), se répète la paléogéographie déjà décrite pour l'Éémien

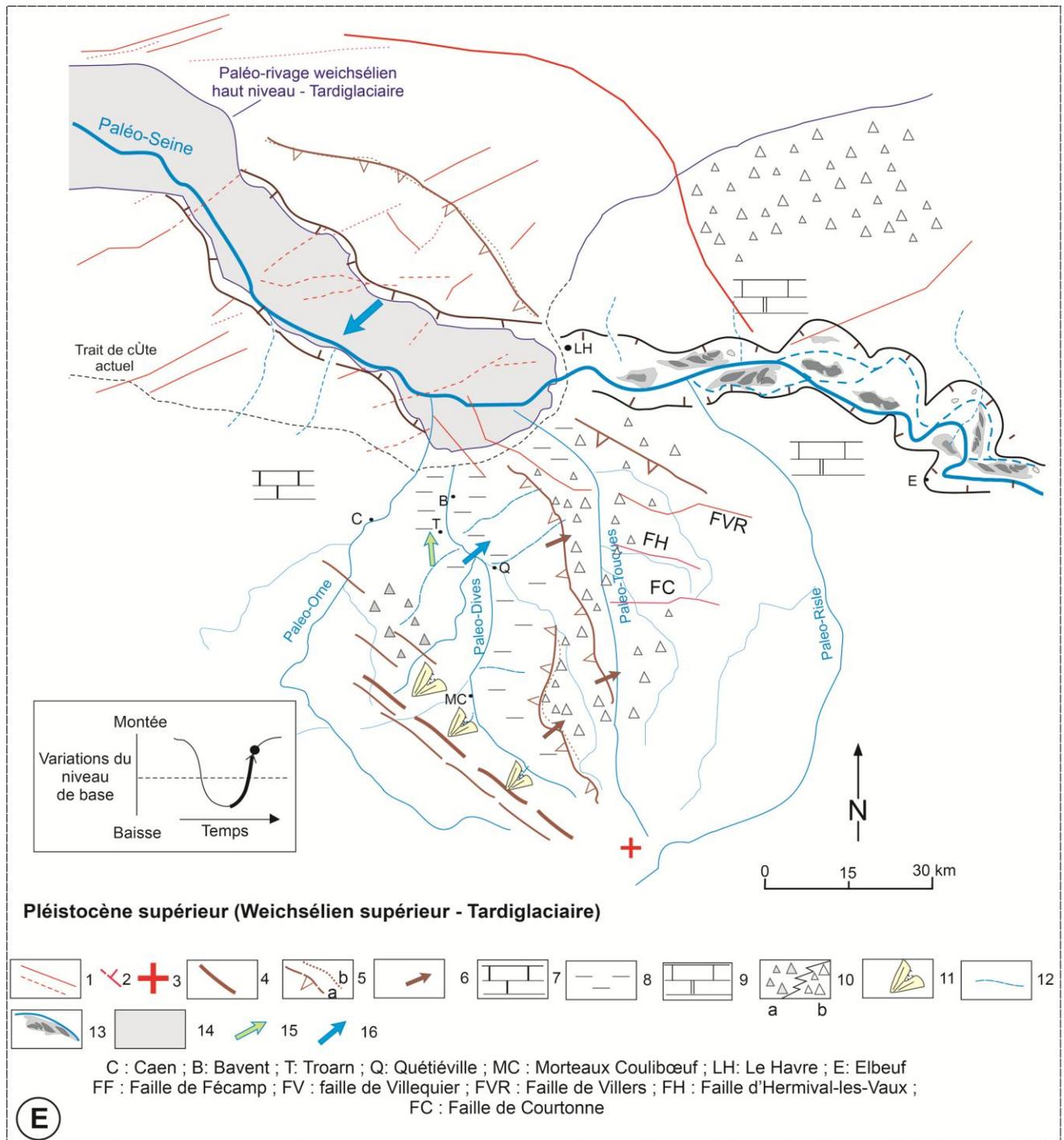


Figure IV.5 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine à la fin du Pléistocène supérieur. (1) : failles ; (2) : pendage des terrains mésozoïques, pente régionale ; (3) : Soulèvement à grand rayon de courbure et ; (4) : flanc nord du synclinorium paléozoïque de la zone bocaine ; (5) : front de « cuesta » céno manienne a - Pliocène à Pléistocène inférieur et b - actuel ; (6) : érosion différentielle – recul oriental de la « cuesta céno manienne ; (7) : calcaires et marnes bajo-bathoniens ; (8) marnes et calcaires callovo-oxfordiens ; (9) : craies du Crétacé supérieur ; (10) : altérites sur substratums a - jurassique et b - crétacé ; (11) : cônes alluviaux incisés ; (12) : paléo-tracés fluviatiles ; (13) : système fluviatile en tresses ; (14) : lente remontée du niveau marin (Tardiglaciaire) ; (15) : sens de l'écoulement en adaptation à la structure monoclinale ; (16) : percée cataclinale.

4. Conclusion

Quels contrôles interviennent finalement dans le façonnement d'un bassin versant côtier tel que celui étudié de la baie de Seine ?

Le **contrôle structural** participe au façonnement du bassin versant côtier ; il est à l'origine de l'étendue et de la topographie du bassin versant côtier et s'exerce à plusieurs échelles.

- Massif armoricain - Le Massif armoricain appartient au domaine intraplaque du NW de l'Europe qui a été soulevé à plusieurs reprises, durant tout le Tertiaire. Les déformations compressives alpines sont initiées au Paléogène, mais surtout à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur, avec l'inversion structurale des accidents de la Manche, puis ont rejoué au Miocène supérieur et sans doute au Pliocène inférieur (Pliocène, Bonnet, 1997 ; Plio-Quaternaire, Betard, 2010),

Ce soulèvement polyphasé tertiaire façonne le bassin versant côtier de la baie de Seine en créant les hauteurs des collines du Perche et leur prolongement occidental dans la zone bocaine, et en lui donnant une pente naturelle aux écoulements des eaux de surface en direction de la mer de la Manche. Les hauts reliefs du Perche qui s'élèvent aujourd'hui à environ 250 m représentent la ligne de séparation des eaux entre celles d'écoulant vers la mer de la Manche et celles se dirigeant vers la Loire. Le bombement du Perche limite en amont le bassin versant côtier de la baie de Seine et contrôle l'organisation radiale du drainage de la Risle, la Touques, la Dives et l'Orne vers la baie de Seine, selon la pente régionale. Ce drainage radial participe au décapage des terrains mésozoïques discordants sur le socle précambrien et paléozoïque.

- Bordure occidentale du Bassin parisien

Le contrôle structural s'exerce également à travers la structuration monoclinale des terrains mésozoïques de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien. Elle est initiée par l'ouverture du golfe de Gascogne, entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé inférieur qui soulève la marge Sud-armoricaine et crée un pendage des couches vers le NE. Les terrains du Crétacé supérieur sont discordants sur les séries triasiques et jurassiques. La structuration monoclinale de la bordure occidentale du Bassin parisien est ensuite découpée par le rejeu tertiaire de failles de direction N110 ou "armoricaine" dans la couverture mésozoïque du pays d'Auge (faille de Villers-sur-Mer, faille de Beaumont-en-Auge), de la plaine de l'Eure (failles de Senonches et de l'Eure), du nord de la campagne de Caen (faille de Périers-sur-le-Dan/Revières) et dans le Bessin (faille de Longues-sur-mer). Ces failles ont la même direction structurale que celle des axes synclinaux paléozoïques de Ranville, May-sur-Orne et Urville.

Cette structure monoclinale se prolonge en baie de Seine (Benabdellouhed, 2011) et découpée par des failles de direction SW-NE, à regard vers le NW, dans les calcaires du Bathonien moyen et supérieur. Ce découpage génère une pente générale des fonds de la baie de Seine, vers le NW, en direction de la mer de la Manche centrale.

Le **contrôle climatique** s'exerce à plusieurs échelles dans l'évolution morphologique du bassin versant côtier de la baie de Seine et de son réseau de drainage fluvial pléistocène.

- Cycles glaciaires/interglaciaires

À partir du Pléistocène moyen, les cycles glaciaires/interglaciaires ont une durée moyenne 100 000 ans, la durée de la phase interglaciaire étant plus courte (environ 20 000 ans) que celle de la phase glaciaire (environ 80 000 ans). Cette échelle de temps est celle qui modèle le bassin versant et son réseau de drainage.

Les incisions fluviales de courte durée interviennent théoriquement aux changements climatiques froid/chaud ou chaud/froid, mais dans le détail, le nombre des phases d'incision fluviale enregistrées est souvent moins nombreux que celui des transitions climatiques (Vanderberghe, 2008). La sédimentation fluviale est moins bien préservée à la transition froid/chaud qu'au passage chaud/froid, en raison de modalités différentes dans les incisions. La phase d'érosion verticale est prédominante dans les systèmes fluviaux méandriformes, avec un chenal unique, sinueux, de faible énergie, stabilisé par la végétation développée dans une plaine alluviale. À la transition tempéré/froid, la rivière évolue ensuite vers un système de plus forte énergie, avec des chenaux en tresses. Les processus de migration latérale deviennent prédominants sur l'incision fluviale verticale, remaniant les dépôts fluviaux méandriformes précédents et expliquant leur mauvaise préservation.

- Cycles de réchauffement/refroidissement

Ils ont une durée d'environ 10 000 ans. L'évolution du système fluvial est déterminée par des paramètres physiques (précipitations neigeuses, ruissellement des eaux, cycles gel/dégel) et biologiques (couvert végétal) sous la dépendance indirecte de facteurs climatiques. Lors de transition climatique, de courte phase d'instabilité occasionne des changements dans le développement de la végétation, le volume des eaux de ruissellement ou la cohésion des sols, modifiant le système fluvial. Dans un contexte périglaciaire, ces instabilités ont principalement des conséquences sur la morphologie de la vallée. Par exemple, la dissymétrie des vallées est expliquée par des processus périglaciaires, en fonction d'un contraste d'insolation et de l'orientation des versants (Elhaï, 1963 ; Lautridou, 1985 ; Pissart, 1987). Mais, dans un même bassin versant, comme celui de la rive droite de la Touques, des vallées symétriques et dissymétriques coexistent, marquant le rôle tout aussi efficace des lithologies.

Sous un même climat, les fleuves périglaciaires pléistocènes ne se résument pas à deux styles fluviaux en tresses et méandriformes qui peuvent coexister dans un même bassin versant (Mol *et al.*, 2000). D'autres facteurs climatiques indirects interviennent, comme l'existence d'un permafrost continu ou discontinu, la nature des précipitations, la présence d'une couverture neigeuse isolante, d'une couverture végétale, etc. Beaucoup d'exemples d'un tel contrôle climatique de la dynamique fluviale pléistocène sont décrits pour le dernier cycle glaciaire/interglaciaire du Pléistocène supérieur tandis que le passage à l'interglaciaire est illustré par le début de l'Holocène (Vandenbergh, 2002).

Le **contrôle eustatique** est le troisième paramètre intervenant dans la morphologie d'un bassin versant côtier. En domaine côtier, les fleuves débouchent en mer de la Manche qui a été exondée à plusieurs reprises au cours du Tertiaire et en particulier durant le Quaternaire. Lors de ces bas niveaux marins, les fleuves incisent leurs cours aval pour confluer avec le fleuve Manche (Lautridou *et al.*, 1999). Mais ces incisions répétées n'ont pas été préservées dans le substratum, d'autant que les terrains miocènes n'affleurent pas en baie de Seine. Seule la paléovallée quaternaire, partiellement comblée par des dépôts

alluviaux de la Seine reste encore préservée. Le bassin versant côtier de la baie de Seine présente plusieurs estuaires pléistocènes de taille variable, étroite (Orne), très large (Dives), moyenne (Touques) ou très importante (Seine) dont la géométrie et l'étendue sont fonction des lithologies affleurant à terre. L'influence eustatique est remontée en amont des cours d'eau, lors des phases interglaciaires quaternaires, jouant un rôle dans la salinité des eaux, dans la présence de microfaunes carbonatées, mais ces dernières sont rarement préservées sous un climat périglaciaire, et dans les dépôts argilo-sableux à sableux sous influences tidales, comme dans le méandre de la Seine, à Elbeuf. Dans ce cas, il faut disposer d'enregistrements sédimentaires verticaux les plus complets possibles pour les distinguer des dépôts fluviatiles fins.

Évolution antagoniste des réseaux de drainage bas-normands et de la Seine

Les cours aval de la Dives et de la Touques migrent latéralement d'ouest en est, entre le Pléistocène moyen et supérieur, en envisageant la répartition de leurs terrasses respectives. Cette migration apparaît conforme à la structuration monoclinale et au pendage des terrains mésozoïques vers l'est, expliquant également le recul progressif de la cuesta cénomaniennne, en direction de la vallée de la Seine. Il y a eu donc une interférence entre la structuration monoclinale et un soulèvement tertiaire qui sont à l'origine de la création de deux pentes régionales SW-NE et S-N qui initient à la fois la migration du drainage sur une longue durée et l'érosion régressive des reliefs.

En revanche, le débouché de la Seine en mer de la Manche migre du NE vers le SW, entre le Pliocène inférieur et le Pléistocène supérieur (Lautridou *et al.*, 1999 ; Dugué *et al.*, 2012). La Seine qui draine le Massif central soulevé a transporté et déposé les Sables de Lozère entre Fécamp et le Havre (Dugué *et al.*, 2012). Cette migration latérale est aussi observée dans les terrasses préservées en baie de Seine. Ce comportement différent de l'évolution plio-pléistocène du drainage bas normand (Dives, Touques) et de la Seine appartenant au même bassin versant côtier de la baie de Seine, évoluant sous un même climat, suggère un contrôle structural de l'écoulement de la Seine plio-quaternaire en relation sans doute avec un soulèvement de l'anticlinal du Bray.

• Contrôle climatique des terrasses alluviales de la Seine moyenne et aval

Dans la vallée de la Seine, la première phase d'encaissement est datée par la présence de l'augite, dans les très hautes terrasses de la Seine. Ce pyroxène provient d'émissions volcaniques du Massif central datées de 1 million d'années (Tourenq & Pomerol, 1995) ; ce minéral est absent dans les sables fluviatiles plio-pléistocènes. Il est apporté par l'Allier puis par la Loire confluant avec la Seine vers Montereau (Seine et Marne) et est ensuite remanié dans les terrasses plus récentes (Lautridou *et al.*, 1999).

La vallée de la Seine comporte un système de 8 terrasses alluviales étagées (Lautridou *et al.*, 1999). Les cailloutis et sables des terrasses étagées décrivent des cônes alluviaux remaniant des altérites à silex, puis des systèmes fluviatiles sinueux divagants qui s'encaissent progressivement dans la craie pour donner finalement des systèmes méandriques contraints dont la migration latérale est bloquée latéralement par les falaises crétacées. Ce dispositif fluviatile grossier périglaciaire s'encaisse dans les sables fluviatiles et fluvio-marins plio-pléistocènes de la gouttière de la Seine et qui recouvrent les plateaux de la vallée de la Seine. Le style fluviatile sinueux de la Seine pléistocène explique aussi l'exceptionnelle préservation des séries fluviatiles et estuariennes dans les rives concaves du fleuve, comme dans l'exemple de celui d'Elbeuf). Dans la basse terrasse de Tourville, cet enregistrement sédimentaire couvre une durée d'environ 400 000 ans,

avec trois périodes froides anté-émiennes et deux interglaciaires estuariens préémiens conservées (Lautridou *et al.*, 1999). Les éléments de datation biostratigraphiques concernent les interglaciaires estuariens. En aval, un estuaire se développe à Tancarville dont les dépôts inférieurs (Formation de Tancarville) sont retrouvés dans l'estuaire de Tourville (Lautridou, 1985).

Si la basse terrasse de la Seine représente une exceptionnelle série sédimentaire, les autres terrasses sont moins bien conservées et les plus hautes sont réduites à des lambeaux. La basse vallée de la Seine, entre Elbeuf et Le Havre présente un nombre limité de terrasses, avec un système de 8 terrasses alluviales étagées, c'est à-dire beaucoup moins que les 14 préservées dans la Somme (Antoine, 1993 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999). La Somme présente une vallée moins importante, avec peu de méandres et une pente plus importante que la Seine (Antoine *et al.*, 2003b). Les 14 terrasses alluviales étagées de la Somme signifient qu'il y a préservation d'une terrasse par période froide. Cette différence d'évolution des deux fleuves situés dans un même contexte climatique et structural est expliquée par la variation d'intensité des froids lors des périodes glaciaires et du niveau marin, la Seine étant plus proche du rivage marin que la Somme. Dans cette hypothèse, l'étagement des terrasses alluviales de la Seine est contrôlé par le glacio-eustatisme. En revanche, d'autres auteurs ont privilégié un soulèvement d'âge plio-quadernaire pour expliquer l'étagement des terrasses en relation avec un soulèvement des reliefs, de l'ordre de 0,1 mm/a (Baize, 1997 ; Lagarde *et al.*, 2000 ; Jouve, 2007)

Plus en amont, dans le secteur de Mantes, la préservation et la morphologie des terrasses de la Seine diffèrent également (Lécolle, 1989) où 16 terrasses semi emboîtées, mais médiocrement datées, sont reconnues couvrant une période d'environ 600 000 ans, soit 2 à 3 séquences par période froide. L'enregistrement fluvial de période froide est donc plus complet que celui décrit en aval. La pente varie peu entre Mantes et Elbeuf, en revanche, l'augmentation des méandres s'expliquerait par le tronçon rectiligne et étroit de Vernon (Lécolle, 1989 ; Lautridou *et al.*, 1999) . Le contrôle des terrasses alluviales mantaises serait climatique

Plus en aval, les terrasses du cours aval de la Seine se retrouvent dans le remplissage alluvial de la baie de Seine (Larsonneur *et al.*, 1974 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980 ; Benabdellouahed , 2011). Il n'est pas possible d'y reconnaître les intercalations marines du Pléistocène moyen, en revanche, une bonne corrélation existe sur le plan géométrique entre les systèmes de terrasses décrites dans le cours de la Seine aval, entre Elbeuf et Le Havre et celles distinguées en sismique, dans la baie de Seine. Les fonds de la baie de Seine sont incisés par le paléoréseau fluvial de la Seine, dans le prolongement de son embouchure actuelle au Havre. Le remplissage alluvial de la Seine pléistocène est décrit par deux morphologies de nappes (Benabdellouahed, 2011).

En baie de Seine monoclinale où affleurent les terrains du Jurassique moyen et supérieur, il s'agit d'un système de trois nappes alluviales étagées préservées en rive droite de la paléovallée de la Seine. Plus au nord, et à proximité des fosses au nord du Cotentin, la paléovallée incise l'axe du synclinal des terrains crétacés à tertiaires et a préservé trois nappes emboîtées probablement de même âge que les nappes étagées en baie de Seine.

La paléoSeine dans le substratum de la baie de Seine (Auffret *et al.*, 1980 ; Benabdellouahed, 2011), présente un profil transversal régulier et symétrique. Son incision atteint - 20 m à quelques kilomètres des côtes, au large du Havre et de Ouistreham, - 40 m, à 20 km des côtes, puis s'approfondit au nord de Barfleur, dans la fosse du Cotentin (-100 m) (Benabdellouahed, 2011). Il existe également des hauts fonds où le substratum est peu ou pas incisé, au nord de la baie de Seine qui traduisent une résistance inégale des lithologies du

substratum, à l'érosion. La pente moyenne longitudinale de l'incision est estimée entre 0,02 % et 0,04 %, proche de celle calculée à terre ; elle devient plus faible dans la zone des hauts fonds du nord et augmente au large du Cotentin, dans la fosse (0,5 %).

Le remplissage alluvial de la paléoSeine (Benabdellouahed, 2011) correspond à deux zones de dépôt important (zones A1 et A2) et une zone de dépôt réduit (zone E). Les dépôts les plus épais (zone A1, épaisseur supérieure à 40 m) sont trouvés au nord du Cotentin, dans le synclinal de la baie de Seine, tandis qu'une seconde zone (zone A2, épaisseur moyenne d'environ 15 m) est située entre l'embouchure actuelle de la Seine et le parallèle de Barfleur/Cap-Antifer. Entre ces deux zones d'accumulation A1 et A2, de nombreux hauts fonds crétacés et lutétiens existent dans la paléovallée, préservant une très faible épaisseur de dépôts.

Références bibliographiques

- Adhémar J. A. (1842). Révolution des mers, Déluges périodiques. Carilian-Goeury & Dalmont Ed., 184 p, Paris.
- Aguirre E. & Pasini G. (1985). The Plio-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8, 2, pp. 116-120.
- Alduc D. (1979). La Manche orientale, étude géomorphologique du réseau des paleovallées. Thèse doct. 3e cycle, univ. de Caen, 140 p.
- Alduc D., Auffret J.-P., Carpentier G., Lautridou J.-P., Lefèbvre D., Porcher M. (1979). Nouvelles données sur le Pléistocène de la basse vallée de la Seine et son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 16, (2), pp. 27-34.
- Allen J. R. L. (1963). The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, pp. 93-114.
- Allen J. R. L. (1983). Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33, pp. 237-293
- Ambonguilat (1964). Etude géologique de la région de Cambremer. Diplôme d'Etudes supérieures, univ. de Caen, 80 p.
- Andreieff P., Boillot G., Buge E. & Genesseeux M. (1969). La couverture sédimentaire tertiaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du Massif Armoricaire. *Bull. BRGM* (2e série) IV-4, pp. 23-37.
- Andrews J. T., Gilbertson D. D. & Hawkins A. B. (1984). The Pleistocene succession of the Severn Estuary: a revised model based upon amino acid racemization studies. *Journal of the Geological Society of London*, 141, pp. 967-974.
- Antoine P. (1990). Chronostratigraphie et Environnement du Paléolithique du bassin de la Somme. Publication du Centre d'Etudes et de Recherches Préhistoriques (C.E.R.P.), Université de Lille, 2, 231 p.
- Antoine P. (1993). Le système de terrasses du Bassin de la Somme: modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le Paléolithique. *Quaternaire*, 4, (1), pp. 3-16.
- Antoine P. (1994). The Somme Valley terrace system (Northern France) ; a model of river response to Quaternary climatic variations since 800,000 BP. *Terra-Nova*, 6, (5), pp. 453-464.
- Antoine P. (1997a). Évolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. *CRAS Paris, Earth & Planetary Sciences*, 325, pp. 35-42.
- Antoine P. (1997b). Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléiglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France), *Géographie Physique et Quaternaire*, 51, (1), pp. 93-106.
- Antoine P. (2002). Les loëss en France et dans le Nord-Ouest européen. *Revue française de géotechnique*, 99, pp. 3-21.
- Antoine P., Lautridou J.-P., Sommé J., Auguste P., Auffret J.-P., Baize S., Clet-Pellerin M., Coutard J.-P., Dewolf Y., Dugué O., Joly F., Laignel B., Laurent M., Lavollé M., Lebreton P., Lécalle F., Lefèbvre D., Limondin-Lozouet N., Munaut A.-V., Ozouf J.-C., Quesnel F. & Rousseau D.-D. (1998). Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest : limites et corrélations. *Quaternaire*, 9, (3), pp. 227-241.
- Antoine P., Rousseau D. D., Lautridou J.-P. & Hatté C. (1999). Pedostratigraphy of the upper Pleistocene in western Europe. After Last interglacial-glacial climatic cycle in loess-paleosol successions of north-western France. *Boreas*, 28, pp. 551-563.
- Antoine P., Lautridou J.-P. & Laurent M. (2000). Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, 33, (3-4), pp. 183-207.
- Antoine P., Catt J., Lautridou J.P., & Sommé J. (2003a). The loess and coversands of Northern France and Southern England. *Journal of Quaternary Sciences*, 18 (3-4), pp. 309-318.
- Antoine P., Coutard J.-P., Gibbard P., Hallegouet B., Lautridou J.-P. & Ozouf J.-C. (2003b). The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science*, 18, (3-4), pp. 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 Review*, 26, pp. 2701-2723.
- Arche A. (1983). Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. In : Collinson JD, Lewin J. (eds.) Modern and ancient fluvial systems. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 6, pp. 313-321.
- Arnaud-Fassetta G. (2008). Les terrasses fluviales. In : Dewolf Y. & Bourrié G. (Coord.) Les formations superficielles - Genèse - Typologie - Classification - Paysages et environnements - Ressources et risques, Ellipses Ed. pp.236-243.

- Ashmore P.E. (1991). How do gravel bed rivers braid ? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, pp. 326-341.
- Auffret J.-P. & Alduc D. (1977). Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 14, pp. 71-75.
- Auffret J.-P. & Larssonneur C. (1977). Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la Seine et le Nord du Cotentin. *Bulletin de la Société géologique de Normandie*, 64, pp. 21-34.
- Auffret J.-P., Alduc C. Larssonneur C. & Smith A. (1980). Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Annales de l'Institut Océanographique*, 56, pp. 21-35.
- Auffret J.-P., Alduc D. & Larssonneur C. (1982). La Manche orientale, carte des paléovallées et des bancs sableux à 1/500 000. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.
- Auguste P., Carpentier G., Lautridou J. -P. (2003). La faune mammalienne de la basse terrasse de la Seine à Cléon (Seine-Maritime, France) : interprétations taphonomiques et biostratigraphiques. *Quaternaire*, 14, (1), pp. 5-14.
- B**ahain J.-J., Falguères C., Laurent M., Voinchet P., Dolo J.-M., Antoine P.n & Tuffreau, A. (2007). ESR chronology of the Somme River terrace system and first human settlements in Northern France. *Quaternary Geochronology*, 2, pp. 356-362.
- Baize S. (1998). *Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Plio-Pléistocène. Exemple du Cotentin (Normandie)*. Université de Caen, Géologie. Thèse doct. univ. Caen. 333 p.
- Balescu S., Lamothe M., Lautridou J.-P., (1997). Luminescence evidence of two Middle Pleistocene Interglacial events at Tourville (Northern France). *Boreas*, 26, p. 61-72.
- Banham P.H. (1971). The Pleistocene Beds of Corton, Suffolk. *Geological Magazine*, 108, pp.281-285.
- Barbey C. (1967). La région de la forêt de Gouffern. Étude morphologique. Thèse doct. 3e cycle, univ. de Caen, 208 p.
- Bassinot F. C., Labeyrie L. D., Vincent E., Quidelleur X., Shakleton N. J. & Lancelot Y. (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, pp. 91-108.
- Bassompierre P. et Mautord J. (1967). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Les Andelys n°124, Orléans, BRGM. Notice explicative par Bassompierre P. et Mautort J., 16 p.
- Bassompierre P. (1971). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Elbeuf n°123, Orléans, BRGM. Notice explicative par Bassompierre P. et Montciardini C., 14 p.
- Bassompierre P., Brébion P., Buge E., Lauriat A., Le Calvez Y. & Martin P. (1972). Le gisement redonien de Fécamp (Seine-Maritime). *Bulletin BRGM*. (2e série), pp. 29-48.
- Bates M., (1993). Quaternary aminostratigraphy in Northwestern France. *Quaternary Science Reviews*, 12, pp. 793-809.
- Belgrand E. (1869). Le Bassin parisien aux âges ante-historiques. Histoire générale de Paris, 3 vol. in-4°, Imprimerie impériale.
- Benabdellouahed M. (2011). La Seine fluviatile plio-quaternaire en baie de Seine : évolution morphologique et sédimentaire (rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques). Thèse doct. univ. de Caen Basse-Normandie, 299 p.
- Benabdellouahed M., Dugué O., Tessier B., Thion I. & Guennoc P. (2013) Évolution pléistocène de la Seine fluviatile préservée en Baie de Seine. *Quaternaire*, 24 (3), pp. 267-277.
- Benn D. I. & Evans D. J. A. (2005). *Glaciers and Glaciation*. London, Arnold, 734 p.
- Berendsen H. J. A. & Stouthamer E. (2001). *Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands (1st printing)*. Assen, Van Gorcum, 268 p.
- Bertrand M. (1892). Sur la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin Parisien. *Bulletin de la Société géologique de France*, (3), 20, pp. 118-165.
- 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 Geosciences*, 342, pp. 215-222.
- Bignot G. (1987). La Haute-Normandie *In*: Aspects et évolution géologiques du Bassin Parisien. *In* : Cavellier C. & Lorenz (coord.), *Bulletin d'information de l'Association des Géologues du Bassin de Paris*, mém. hors sér., 6, pp. 203-224.
- Bigot A. (1885). Esquisse géologique de la Basse-Normandie. Laboratoire de Géologie de la Faculté des sciences de l'univ. de Caen, 2e année, 2, pp. 65-92.
- Bigot A. (1913). La Basse Normandie - Avant-Pays d'Auge, Calvados & Cotentin. *Revue de géographie*, VII, 4, 84 p.

- Bigot A. (1936). Les formations de solifluxion de l'ouest de la feuille de Lisieux. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 8,9, pp. 10-13.
- Bigot A. (1942). La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Le Tendre Ed., Caen, 125 p.
- Bigot A. (1946). Carte géologique détaillée de la France à 1/80.000 45, feuille Falaise n° 45, 3ème édition, Service de la carte géologique de France.
- Bigot A. (1962). Carte géologique détaillée de la France 1/80 000, feuille Caen n° 29, 4ème édition, Service de la carte géologique de France.
- Bijlsma S. (1981). Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. *Geologie en Mijnbouw*, 60, pp. 337-345
- Biscaye P. E. (1964). Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. *Am. Mineral.*, 49, pp. 1281-1289.
- Biscaye, P. E. (1965). Mineralogy and sedimentation of Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, p. 803-831.
- Black R.F. (1976). Periglacial Features Indicative of Permafrost: Ice and Soils Wedges. *Quaternary Research*, 6, pp. 3-26.
- Blair T.C. & Mc Pherson J. G. (2009). Processes and Forms of Alluvial Fans. In : Parsons A. J., & Abrahams A. D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*, Springer Ed., New York, pp. 413-467.
- Bluck B.J. (1971). Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scottish Journal of Geology*, 7, pp. 93-138.
- Blüm M. D. (1990). Climatic and eustatic controls on Gulf Coastal Plain fluvial sedimentation: an example from the Late Quaternary of the Colorado River, Texas. In Armentrout J. M. (Ed.) *Sequence Stratigraphy as an Exploration Tool: Concepts and Practices in the Gulf Coast*. Proceedings of the 1990 Research Conference, Gulf Coast Section, *Society for Sedimentary Geology (GCSSEPM)*, pp. 71-83.
- Blüm M. D. (1993). Genesis and architecture of incised valley fill sequences ; a late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. In : Weimer P. & Posamentier H. W. (eds.) *Siliciclastic sequence stratigraphy ; recent developments and Applications*. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 58, pp. 259-283.
- Blüm M. D. & Törnqvist T. E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change : a review and look forward. *Sedimentology*, 47, pp. 2-48.
- Blüm M., Martin J., Milliken K. & Garvin M. (2013). Paleovalley systems: Insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Science Reviews*, 116, pp. 128-169.
- Boenigk W., 2002. The Pleistocene drainage pattern in the Lower Rhine Basin. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 81, pp. 201-209.
- Boltenhagen C., Menillet F. & Ternet Y. (1969). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Montivilliers-Etretat n° 74, Orléans, BRGM. Notice explicative par Boltenhagen C., Menillet F. & Ternet Y. (1969), 14 p.
- Bond G.C., Broecker W.S., Johnsen S.J., Mc Manus J., Labeyrie L.D., Jouzel J. & Bonani G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, pp. 143-147.
- Bonnet S. (1997). Tectonique et dynamique du relief : Le socle armoricain au Pléistocène. Thèse doct., univ. Rennes, 352 p.
- Boothroyd J.C. & Ashley G.M. (1975). Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern gulf of Alaska. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, 23, pp. 193-222.
- Bourdier F. (1969). Excursion dans le bassin de Paris de l'Association Internationale pour l'Etude du Quaternaire du 18 au 28 août 1969: étude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 21, pp. 169-220.
- Bourdier F. & Lautridou J.-P. (1974). Les grands traits morphologiques et structuraux des régions de la Somme et de la Basse- Seine. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 11, (3), pp. 109-111.
- Bowen D. Q. (1999). Only four major 100 ka glaciations during the Brunhes Chron ? *International Journal of Earth Sciences*, 88, pp. 276-284.
- Bravard J.-P. (2008). Un système dynamique universel. In : Dewolf Y. & Bourrié G. (Coords.) *Les formations superficielles – Genèse - Typologie - Classification - Paysages et environnements - Ressources et risques*, Ellipses Ed. pp.221-226.
- Brice J. C. (1960). Index for description of channel braiding, *Bulletin of the Geological Society of America*, 71, pp. 1833.
- Brice J. C. (1964). Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska. *United States Geological Survey*, Professional Paper, 422-D, pp. 1-41.
- Brice J. C. (1984). Planform properties of meandering rivers. In Elliott C.M. (Ed.), *River meandering: New York*, *American Society of Civil Engineers*, *Proceedings of Conference Rivers*, 83, pp. 1-15.
- Bridge J. S. (2003). *Rivers and floodplains. Forms, processes and sedimentary record*. Blackwell Science, Oxford, 491 p.

- Bridgland D. R. (2000). River terrace systems in north-west Europe : an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 1293-1303.
- Bridgland D.R. & Allen P. (1996). A revised model for terrace formation and its significance for the lower Middle Pleistocene Thames terrace aggradations of south-east Essex. In : Turner C. (ed.) *The Early Middle Pleistocene in Europe*. Balkema, Rotterdam, pp. 123-134.
- Bridgland D. R. & Gibbard P. L. (1997). Quaternary River Diversions in the London Basin and the Eastern English Channel. *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 3, pp. 337-346.
- Bridgland D.R., Westaway R. & Cordier S. (2009). Les causes de l'étagement des terrasses alluviales à travers le monde : causes of river terrace formation worldwide. *Quaternaire*, 20, pp. 5-23.
- Brierley G.J. & Hickin E.J. (1991). Channel planform as a non-controlling factor in fluvial sedimentology : the case of the Squamish River floodplain, British Columbia. *Sedimentary Geology*, 75, pp. 67-83.
- Brown L. F. & Fisher J. W. L. (1977). Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: Payton C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, pp. 213-248.
- Bull W. B. (1991). *Geomorphic responses to climate change*. Oxford University Press, Oxford, 326 p.
- Burbank D.W. & Anderson R. S. (2012). *Tectonic geomorphology* (2nd ed.). Wiley-Blackwell, Chichester, 454 p.
- Burn C.R. (2007). Permafrost In : Elias, S.A. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, pp. 2191-2199.
- C**aillieux A. & Tricart J. (1959). *Initiation à l'étude des sables et des galets*, Centre de documentation universitaire, Paris, 369 p.
- Callot G. & Pedro G. (1977). Relations entre la présence de couvertures d'argile à silex et la nature du substratum carbonaté. Rôle et origine des silex. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences de Paris*, 285, pp. 1295-1297.
- Campbell, J. E. & Hendry H. E. (1987). Anatomy of a Gravelly Meander Lobe in the Saskatchewan River, Near Nipawin, Canada. In Ethridge F. G., Flores R. M. & Harvey M. D. (Eds.), *Recent Developments in fluvial sedimentology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39, pp. 179-189.
- Campy M. & Macaire J.-P. (2003). *Géologie de la surface*, Dunod Ed., 440 p.
- Camuzard J.-P. (2000). *Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux*. Thèse doct. univ. de Caen, 600 p.
- Cant D. J. (1978). Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. In : Miall A. D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, pp. 627-640.
- Cant D. J. & Walker R. G. (1978). Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, pp. 625-648.
- Carpentier G. (1981). Le gisement paléontologique de Tourville-la-Rivière. Premières approches. *Bull. Soc. Et. Nat. Musée*. Elbeuf, pp. 77-86.
- Carpentier G., Guilbaud M. & Descombes J.-C. (1992). « Un cimetière de mammoth en Normandie ». *Archeologia*, 277, pp. 60-66.
- Carpentier G. & Huault M.-F. (1984). Analyse pollinique d'un coprolithe de hyènes trouvé dans les formations alluviales saaliennes de Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime). *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 29, pp. 49-55.
- Cavelier C. & Küntz G. (1974). Découverte du Pliocène marin (Redonien) à Valmont (Seine-Maritime) dans le Pays de Caux. Conséquences sur l'âge post-Redonien des Argiles rouges à silex de Haute-Normandie. *Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France*, XVI-6, pp. 160-162.
- Cavelier C. & Pomerol C. (1979). Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7) t. XXI, 1, pp. 33-48.
- Cavelier C. & Medioni R. (1980). Notice explicative de la Carte géologique de Rouen à 1/250000, BRGM, Orléans, 45 p.
- Cavelier C., Kuntz G., Lautridou J.-P., Manivit J., Pareyn C., Rasplus L., & Tourenq J. (1980). Miocène et Pliocène in : C. Mégnien C. (Ed.), *Synthèse géologique du bassin de Paris. I : Stratigraphie et paléogéographie*, *Mém. BRGM*, 101, pp. 415-436.
- Chanceler A., (1985). *Le val de Seine d'Elbeuf à Caudebec-en-Caux. Évolution morphologique*. Thèse de 3ème cycle, Université de Paris VII, 326 p.
- Chanceler A. (1986). Le système de nappes alluviales de la Seine en aval de Rouen. *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 31, pp. 73-82.
- Chantraine J., Autran A., Cavelier C., Alabouvette B., Barféty J.C., Cecca F., Clozier L., Debrand-Passard S., Dubreuilh J., Feybesse J.L., Guennoc P., Ledru P., Rossi P. & Ternet Y. (1996). *Carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6^{ème} édition*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.

- Chappell J. & Shackleton, N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, pp. 137-140.
- Chaput E. (1924). Recherches sur les terrasses alluviales de la Seine entre la Manche et Montereau. *Bulletin des Services de la carte géologique de la France*, n° 153, t. XXVII, pp. 281- 422.
- Chaput E. (1927). Les principales phases de l'évolution de la vallée de la Seine. *Annales de Géographie*, 36, (200), pp. 125-135.
- Chardonnet J. (1955). Traité de Morphologie. *Institut Géographique National édit.*, Paris, Publications techniques, 340 p.
- Chaussé C., (2003). Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approches géométrique et chronostratigraphique et l'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy. Thèse doct. univ. Lille 1, U.F.R. de géographie, pp. 149-151.
- Cholley A. (1943). Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la région parisienne. *Annales de Géographie*, LII, pp. 1-19, pp. 81-97, pp. 161-189.
- Cholley A. (1956). Carte morphologique du bassin de Paris et notice explicative. *Mémoires et documents CNRS*, 5, pp. 7-114.
- Cholley A. & Firmin L. (1945a). Conditions tectoniques du tracé de la Basse-Seine. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 220, pp. 921-923.
- Cholley A. & Firmin L. (1945b). La vallée et les méandres de la Basse-Seine. *Bulletin de l'Association de Géographie Française*, 171-172, pp. 70-75.
- Church M. (1983). Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. In Collinson J.D. & Lewis J. (eds.), *Modern and ancient fluvial systems. International Association of Sedimentologists Special Publication*, 6, pp. 169-180.
- Church M. & Slaymaker O. (1989). Holocene disequilibrium of sediment yield in British Columbia. *Nature*, 327, pp. 452-454.
- Church K.D. & Coe A. L. (2003). Processes controlling relative sea-level change and sediment supply. In : Coe A.L. (Ed.) *The Sedimentary Record of Sea-Level Change. Cambridge University Press*, pp. 99-117.
- Clark C. D., Gibbard P. L. & Rose J. (2004). Pleistocene glacial limits in England, Scotland and Wales. In: Ehlers J. & Gibbard P. L. (Eds.) *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part I. Europe. Developments in Quaternary Science*, Elsevier, Amsterdam, pp. 47-82.
- Clet-Pellerin M. (1983). Le Plio-Pléistocène en Normandie : apports de la palynologie. Thèse 3e cycle. univ. Caen, 135 p.
- Clet-Pellerin M. & Huault M. (1987). Les dépôts lagunaires du Reuvérien dans les argiles de la Londe (Normandie, France). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 24, 4, pp. 195-202.
- Clet-Pellerin M., Baize S., Walter A.V., Dugué O. & Coutard J.P. (1997). Mise en évidence d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans une formation fluviale du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 3, pp. 363-378.
- Clet-Pellerin M., Lautridou J.-P., Morzadec-Kerfourn M., Farjanel G. & Huault M.-F. (1999). Stratigraphy and palynology of the Late Pliocene and early Pleistocene : sequences in marine and lagunal sediments in Normandy (France). In : Wrenn J. H., Suc J. P. & Leroy S. A. G. (Eds.). *The Pliocene : Time of changes. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, pp. 131-143.
- Cliquet D., Lautridou J.-P., Coutard S., Bemilli C., Bahain J.-J., Mercier N., Limondin Lozouet N., Gauthier A. (2010a). Tourville-la-Rivière, Seine-Maritime. Carrières et ballastières de Normandie : La Fosse-Marmitaine. Rapport final d'opération, Fouille archéologique, Inrap grand-Ouest, 106 p.
- Cliquet D., Lautridou J.-P., Antoine P., Lamothe M., Leroyer M., Limondin-Lozouet N. & Mercier N. (2010b). La séquence loessique de Saint-Pierre-lès-Elbeuf. Nouvelles données archéologiques, géochronologiques et paléontologiques (Seine-Maritime), Journées archéologiques de Haute Normandie, Rouen 3-5 avril 2009, Public. des universités de Rouen et du Havre, pp. 23-44.
- Clozier L. & Küntz G. (1972). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Yvetôt n° 76, Orléans, BRGM. Notice explicative par Küntz G., de la Quèrrière P. & Verron G. (1974), 28 p.
- Cohen K.M., Gibbard P.L. & Busschers F.S. (2005). Stratigraphical implications of an elsterian pro-glacial 'north sea' lake. In: Dehnert A. & Preusser F. (eds) : *INQUA-SEQS Meeting Volume of Abstracts*. INQUA-SEQS (Bern).
- Cohen K.M. & Gibbard, P. (2011) Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy)*, Cambridge, England.
- Cohen K.M., Gibbard P.L. & Weerts H.J.T. (2014). North Sea palaeogeographical reconstructions for the last 1 Ma. *Netherlands Journal of Geosciences*, 93, pp 7-29.
- Cojan I. & Renard M. (1997). *Sédimentologie*. Masson Ed., Paris, 418 p.
- Cojan I., Voinchet P., Bahain J.-J., Beucher H., Brulhet J., Mehl C., Stab O. & Tessier B. (2011). Influence des niveaux de base dans l'étagement des nappes alluviales. Exemple du réseau de la Seine au Pléistocène. 13ème Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, *Publ. ASF, Paris*, n°68, pp. 88.
- Connell S.D., Love D.W. & Dunbar N.W. (2007). Geomorphology and stratigraphy of inset fluvial deposits along the Rio Grande valley in the central Albuquerque basin, New Mexico. *New Mexico Geology*, 29, 1, pp. 13-31.

- Cordier S. (2004). Les veaux alluviaux quaternaires de la Meurthe et de la Moselle entre Baccarat et Coblenze : étude morphosédimentaire et chronostratigraphique, incidences climatiques et tectoniques. Thèse doct. univ. Paris 12, Géographie, 277p.
- Cordier S., Frechen M. & Harmand D. (2009). The Pleistocene fluvial deposits of the Moselle and Middle Rhine valleys : new correlations and compared evolutions. *Quaternaire*, 20, 1, pp. 35-47.
- Cordy J.M., Carpentier G., Lautridou J.-P. (2003). Le paléo-estuaire du Stade isotopique 7 à Tourville-la-Rivière et à Tancarville (Seine): faunes de rongeurs et cadre stratigraphique. *Quaternaire*, 14, (1), pp. 15–23.
- Costard F., Dupeyrat L., Gautier E. & Carey-Gailhardis E. (2003). Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: Application to the Lena River (central Yakutia). *Earth Surface Processes Landforms*, 28, pp. 1349-1359.
- Costard F., Gautier E., Brunstein D., Hammadi J., Fedorov A., Yang D. & Dupeyrat L. (2007). Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena river in Central Siberia. *Geophysical Research Letters*, 34, pp. 1-4
- Coutard J.-P. (2006). Les vallons secs du Bessin et de la Campagne Caen-Falaise : remplissages et conditions du creusement. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 119, pp. 25-39.
- Coutard J.-P. (2008). Thermoclastie. In : Dewolf Y. & Bourrié G. (Coords.) Les formations superficielles – Genèse – Typologie - Classification - Paysages et environnements - Ressources et risques, Ellipses. pp. 13-16.
- Coutard J.P., Helluin M., Ozouf J.C., Pellerin J. (1969) - Cartes des formations superficielles et cartes géomorphologiques de Basse-Normandie à 1/50 000. Feuille Mézidon. *Bulletin du Centre Géomorphologie*, Caen, n° 4.
- Coutard J.P., Helluin M., Pellerin J., Quinejure E. (1971) - Cartes des formations superficielles et cartes géomorphologiques de Basse-Normandie à 1/50 000. Feuille de Caen. *Bulletin du Centre Géomorphologie*, Caen, n° 11.
- Coutard J.P. Helluin M., Ozouf J.C., Pellerin J. (1973) - Cartes des formations superficielles et cartes géomorphologiques de Basse-Normandie à 1/50 000. Feuille de Bayeux-Courseulles. *Bulletin du Centre Géomorphologie*, Caen, n° 17.
- Coutard J.-P., Clet M. & Mourdon R. (1995). Géomorphologie, dépôts quaternaires et préhistoire de la vallée du Laizon (Calvados). *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, vol. 116, p. 11-24.
- Coutard S. (2003). Formations quaternaires en bordure d'une mer épicontinentale, la Manche. Tectonique, eustatisme, climat et occupations humaines. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). Thèse doct. univ. de Caen, 446 p.
- Cowan E. J. (1991). The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Upper Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. In : Miall A.D. & Tyler N. (eds.), The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 3, pp. 80-93.
- Coward M. P. (1994). Inversion tectonics In : Hancock P. (Ed.), Continental deformations. *Pergamon*, London, pp. 289-304.
- Croll J. (1875). Climate and Time in their Geological Relations. Appleton, New York, London. 577 p.
- Cross T. A. (1988). Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In: Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall C. G. St. C., Posamentier H.W., Ross C. A. & Van Wagoner J. C. (Eds.) Sea-Level Changes: An Integrated Approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 42, pp. 47-70.
- Cross T. A., Baker M. A., Chapin M. S., Clark M. S., Gardner M. H., Hanson M. S., Lessenger M. A., Little L. D., Mc Donough K. J., Sonnenfeld M. D., Valasek D. W., Williams M. R. & Witter D. N. (1993). Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In : Eschard R. & Doligez B. (Eds.) Subsurface reservoir characterization from outcrop observations, pp. 11-33.
- Curry D. (1965). The Paleogene beds of South-East England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 76, 2, pp. 151-173.
- D**angeard L. (1943). Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Bassin de Paris et, en particulier, sur ceux du Perche et du Haut-Maine. *Bulletin de la Société géologique de France*, (5), 13, 56, pp. 73-79.
- Dangeard L. (1951). La Normandie. Hermann et Cie éd., Paris, 241 p.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahi-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J. & Bond G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, pp. 218-220.
- Davis W. M. (1899). The geographical cycle. The *Geographical Journal*, 14, pp. 481-504.
- Davis W.M. (1909). Geographical Essays. Ginn and Co, 777 p.
- Debrand-Passard S. (1995). Histoire géologique résumée du Sud du Bassin parisien. *Bulletin d'Information des Géologues du bassin de Paris*, 32, 3, pp. 15-25.

- Debrand-Passard S., Macaire J.-J., Clozier L. & Fleury R. (1998). Particularités de l'évolution du système fluvial solognot dans le bassin de la Loire au Quaternaire. Corrélations possibles. *Géologie de la France*, 2, pp. 55-68.
- Deffontaines B. (1990). Développement d'une méthodologie morpho-tectonique et morpho-structurale, analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des MNT. Thèse univers. Paris 6, 229 p.
- Deffontaines B. (2008). Modèle Numérique de Terrain et formations superficielles. In : Dewolf Y. & Bourrié G. (Coords.) Les formations superficielles - Genèse - Typologie - Classification - Paysages et environnements - Ressources et risques, Ellipses Ed.. pp. 441-452.
- Delcaillau B. (2011). Géomorphologie. Interaction tectonique-érosion-sédimentation, Vuibert Ed., Paris, 289 p.
- Delcaillau B., Ozouf J.-C., Masiée D., Laville E. & Coutard J.-P. (1998). Évolution géomorphologique d'un bassin versant côtier : l'exemple de la Touques (Basse-Normandie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, Sciences de la terre et des planètes, 326, pp. 609-615.
- Demoulin A., Bovy B., Rixhon G. & Cornet Y. (2007). An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: the Vesdre valley, a case study in eastern Belgium. *Geomorphology*, 91, 1-2, pp. 51-64.
- Deroin J.-P., Lerouge G., Barbier G., Vernhet Y., Coutard J.-P., Ozouf J.-C. & Langevin C. (1999). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Mézidon n°146, Orléans, BRGM. Notice explicative par Deroin J.-P., Lerouge G., Barbier G., Vernhet Y., Coutard J.-P., Ozouf J.-C. & Langevin C (1999), 150 p.
- Descombes J.-C. (1980). La première faune rissienne de la basse vallée de la Seine. Implications biostratigraphiques et paléocéologiques. Thèse univ. Poitiers, 789, 206 p.
- Descombes J.-C. (1983). Etude paléontologique du gisement pléistocène moyen de Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime, France). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 20, (4), pp. 161-169.
- Desloges J.R. & Church M. (1987). Channel and floodplain facies in a wandering gravel-bed river. In Ethridge F.G., Flores R.M. & Harvey M.D. (eds.), Recent Developments in Fluvial Sedimentology. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Special Publication 39*, pp. 99-109.
- Dewolf Y. (1982). Le contact Île-de-France - Basse-Normandie ; évolution géodynamique. Thèse doct. État géographie, Imp. Bière, Bordeaux, 253 p.
- Dionnet M.-C. (1960). La région de Saint-Pierre-sur-Dives. Étude morphologique. Mémoire D.E.S. Géographie, Univ. Caen, 86 p.
- Dissler E., Doré F., Dupret L., Gresselin F. & Le Gall J. (1988). L'évolution géodynamique cadomienne du Nord- Est du Massif armoricain. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8-IV, pp. 801-814.
- Dollfus G.-F. (1890-1891). Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le Bassin de Paris. *Bulletin des Services de la Carte Géologique*, 2, 14, 116 p.
- Dollfus G.-F. (1900). Relations entre la structure géologique du Bassin de Paris et son hydrographie. *Annales de Géographie*, IX, 46. pp. 313-339.
- Doré F. (1969). Les formations cambriennes de Normandie. Thèse doct. État, univ. de Caen, 790 p.
- Doré F., Dupret L., Dumesnil F., Pellerin J., avec la collaboration de Berubé F., Dissler E., Enouf C., Gérard J., Langé M., Laouenan J.-P., Garlan T. (1993). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Condé-sur-Noireau n°175, Orléans, BRGM. Notice explicative par F. Doré, L. Dupret, Pellerin J., Rioult M., Lecointe A. & Verron G., 74 p.
- Dowsett H.-J. & Cronin T.-M. (1990). High eustatic sea level during the middle Pliocene : evidence from southeastern U.S. Atlantic coastal plain. *Geology*, 18, pp. 435-438.
- Dowsett H.-J. & Loubere P. (1992). High resolution Late Pliocene sea-surface temperature record from the northeast Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 20, pp. 91-105.
- Dubois P. (1953). La côte limite du Pays d'Auge. Mémoire D.E.S. Géographie, Univ. Caen, 78 p.
- 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 doct. univ. de Caen, 593 p.
- Dugué O. (1991). Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81, pp. 323-346.
- 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 des recherches, Univ. de Caen, *Mémoires Géosciences Rennes*, h.s., 309 p.
- Dugué O., Clet-Pellerin M., Walter A.V., Baize S., Coutard J.P. (1997) - Enregistrement d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans des tourbes du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, France*, Paris, 324, IIa, pp. 583-590.

- Dugué O., Fily G. & Rioult M. (1998). Le Jurassique des côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléocologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 85-2, 132 p.
- Dugué O. & Tessier B. (1999). Signaux climatiques et saisonniers en domaine périglaciaire dans un enregistrement sédimentaire fluvio-estuarien (France, Normandie, Pléistocène inférieur). *Publication Association des Sédimentologues Français (7^e Congrès français des Sédimentologues)*, 33, pp. 131-132.
- Dugué O., Poupinet N., Baize S., Auffret J.-P., Coutard J.-P., Ozouf J.-C. & Clet-Pellerin M. (2000). Stratigraphie du Plio-Pléistocène inférieur de Normandie (France). Les séries marines et fluviales des bassins de Carentan. *Géologie de la France*, 3, pp. 99-125.
- 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, pp. 6-68.
- Dugué O., Lautridou J.-P., Quesnel F., Clet M., Poupinet N. & Bourdillon C. (2009). Évolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie. *Quaternaire*, 20, 3, pp. 275-303.
- Dugué O., Bourdillon C., Quesnel F. & Lautridou J.-P. (2012). The Neogene and Lower Pleistocene crags of Upper Normandy: Biostratigraphic revision and paleogeographic implications. *Comptes Rendus Géoscience*, 344, 8, pp. 415-422.
- Dumas B. (1967). Place et signification des glacis dans le Quaternaire. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 4 (3), pp. 223-244
- Dupeuble P.-A., Knudsen K. L. & Lefèbvre D. (1984). Les renseignements fournis par les Foraminifères des terrasses de la Basse-Seine *In* : Nouveaux résultats des recherches sur le Quaternaire de la Vallée de la Seine. *Bulletin du Centre de géomorphologie*, Caen, 29, pp. 85-97.
- Dupeyrat L., Costard F., Randriamazaoro R., Gailhardis E., Gautier E. & Fedorov A. (2011). Effects of ice content on the thermal erosion of permafrost : Implications for coastal and fluvial erosion. *Permafrost and periglacial processes*, 22, pp. 179-187.
- Dupret L., Dissler E., Doré F., Gresselin F. & Le Gall J. (1990). Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *In* : D'Lemos R., Strachan R. & Topley C. (Eds.) The Cadomian orogeny. *Geological Society*, London, Special Publications, 51, pp. 115-131.
- Durand S. (1960). Le Tertiaire de Bretagne : Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique, Thèse doct. état, *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 389 p.
- E**hlers J. (1990). Reconstructing the dynamics of the North-west European Pleistocene ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 9, pp. 71-83
- Ehlers J. (1996). Quaternary and glacial Geology. *John Wiley & Sons*, 578 p.
- Ehlers J., Eismann L., Lippstreu L., Stephan H. J. & Wansa S. (2004). Pleistocene glaciations of North Germany. *In* : Ehlers J., Gibbard P. L. (Ed.) : Quaternary Glaciations : Extent and Chronology, Part I : Europe. *Developments in Quaternary Science*, v. 2a, Amsterdam, Elsevier.
- Ehlers J. & Gibbard P. L. (2007). The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation Quaternary International, from the Swiss Alps to the Crimean Mountains - Alpine Quaternary stratigraphy in a European context, 164-165, pp. 6-20.
- Eberl B. (1928). Zur Gliederung und Zeitrechnung des alpinen Glazials. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Band 80, pp. 107-117.
- El Kadi M. (1981). Etude sédimentologique et diagénétique d'un réservoir gréseux en milieu carbonaté: la formation des "Sables de Glos" du Jurassique supérieur du bassin de Paris, Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, 343 p.
- Elhaï H. (1961). Eléments d'interprétation du relief entre la Dives et la Seine (Normandie). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 300, pp. 143-157.
- Elhaï H. (1963). La Normandie entre la Seine et le Golfe normand-breton. Étude morphologique. Thèse doct. état, univ. de Bordeaux, 624 p.
- Emery D. & Myers K.J. (Eds.) (1996). Sequence stratigraphy. Blackwell, Oxford, 297 p.
- Emiliani C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, pp. 538-578.
- Emiliani C. (1966). Isotopic paleotemperatures. *Science*, 154, pp. 851-857.
- Emiliani C. (1978). The cause of the ice ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 37, pp. 349-352.
- EPICA community members (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, pp. 623-628.
- Estéoule-Choux J. (1967). Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse 3^e cycle, Rennes, 319 p.
- Evans C. D. R. (1990). United Kingdom offshore regional report: the geology of the western English Channel and its western approaches. *British Geological Survey*, 93 p.
- Evans D. J. A. (ed.) (1994). Cold Climate Landforms. John Wiley, Chistester - New York - Toronto, 526 p.

Félice R. de (1907). La Basse Normandie, étude de géographie régionale. Hachette, Paris, 596 p.

Fenn C.R. & Gurnell A.M. (1987). Proglacial channel processes. In : Gurnell A.M. & Clark J.M. (eds.), *Glacio-fluvial sediment transfer: an alpine perspective*, Wiley, pp. 423-472.

Féray G. (1959). Étude du Jurassique supérieur de la région de l'axe du Merlerault (Orne) et comparaison avec d'autres régions. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, (9), 10, pp. 76.

Font M. (2002). Signature morphologique des déformations en domaine intraplaque : applications à la Normandie. Université de Caen, Thèse doct. univ. Caen, 344 p.

Font M., Amorèse D. & Lagarde J.-L. (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France), *Geomorphology*, 119, (3-4), pp. 172-180.

Fosse G. (1982) Position stratigraphique et paléoenvironnement du Paléolithique ancien et moyen de Normandie. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, 19, (2), pp. 83-92.

Frémont A. (1974). Les profondeurs des paysages géographiques (Autour d'Ecouves, dans le Parc régional Normandie-Maine). *Espace géographique*, 3, 2, pp. 127-136.

Frémy P. & Dangeard L. (1938). Observations sur le *Botryococcus Braunii* KÜTZING actuel et fossile. *Annales de Paléontologie*, 27, 3, pp. 115-136.

French H. M. (1976). The Periglacial Environment. Longman Group Limited, London, 308 p.

French H. M. (1996). The Periglacial environment (Second Edition). Addison Wesley Longman, 339 p.

French H. M. (2007). The Periglacial Environment (Third Edition). John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 458 p.

Freytet P., Dewolf Y., Joly F. & Plet A. (1989). L'évolution de la section Loire-Loing-Seine à la fin du Tertiaire. Réinterprétation géomorphologique des relations entre les sables de Sologne et ceux de Lozère. Signification du complexe alluvial de la Montagne de Trin. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 26, 2, pp. 49-57.

Friend P. F. & Sinha R. (1993). Braiding and meandering parameters. In: Best J.L. & Bristow J.L. (Eds.). Braided rivers. *Geological Society Special Publication*, 75, pp. 105-111

Fryirs K. A. & Brierley G.J. (2013). Geomorphic Analysis of River Systems : an approach to reading the landscape. *Wiley-Blackwell*, 360 p.

Galloway W. E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists*, 73, pp. 125-142.

Gaquerel C. (1984a). Les formations alluviales saaliennes de Tourville et Cléon (Seine-Maritime) : sédimentologie et interprétation dans le cadre quaternaire de la basse Seine. Thèse doct. 3^e cycle, univ. de Rouen, 286 p.

Gaquerel C. (1984b). Tourville-Cléon : une formation alluviale saalienne complexe. *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 29, pp. 37-48.

Gautier E. & Costard F. (2000). Les systèmes fluviaux à chenaux anastomosés en milieu périglaciaire: la Léna et ses principaux affluents en Sibérie Centrale. *Géographie Physique et Quaternaire*, 54 (3), pp. 327-342.

Gervais P. (1867-1869). Zoologie et paléontologie générales. Nouvelles recherches sur les animaux vertébrés et fossiles, Paris, 263 p.

Gibbard P. L. (1988). The history of great northwest European rivers during the past three millions years. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 318, p. 559-602.

Gibbard P. L. & Cohen K. M. (2008). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, 31, 2, pp. 243-247.

Gibbard P. L. & Head, M. (2009a). The definition of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch. *Quaternaire*, 20, 2, pp. 125-133.

Gibbard P. L. & Head, M. (2009b). IUGS ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Quaternaire*, 20, 4, p. 411- 412.

Gibbard P. L. & Lewin J. (2002). Climate and related controls on interglacial fluvial sedimentation in lowland Britain, *Sedimentary Geology*, 151, pp. 187-210.

Gibbard P. L. & Lewin J. (2003). The history of the major rivers of southern Britain during the Tertiary. *Journal of the Geological Society*, 160, pp. 829-845

Gibbard P. L. & Lewin J. (2009). River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics*, 474, pp. 41-55.

- Gigot P., Dupret L., Le Gall J., Coutard J.-P., Ozouf J.-C., Pay T., Lecoindre A., Desloges J. & Deroin J.-P. (1999) Notice explicative, Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Falaise n°176, Orléans, BRGM, 154 p. Carte géologique par P. Gigot, L. Dupret & J. Le Gall (1999).
- Gijssels K. Van. (2006). A continent-wide framework for local and regional stratigraphies : application of genetic sequence and event stratigraphy to the Middle Pleistocene terrestrial succession of Northwest and Central Europe. Thesis Rijks Universiteit of Leiden. 119 p.
- Gilvear D.J. (2005). Fluvial geomorphology and river management. In Holden J. (Ed.), An Introduction to Physical Geography and the Environment, Pearson Education, Harlow, pp. 327-355.
- Gliese J. & Hager H. (1978). On browncoal resources in the Lower Rhine Embayment (West Germany). *Geologie en Mijnbouw*, 57, pp. 517-525.
- Goguel J. (1954). Levé gravimétrique détaillé du Bassin parisien. *Publication du Bureau de Recherches géologiques et minières*, 15, 31 p.
- Graindor M.-J. (1948). Les limons quaternaires aux environs de Rouen. *Annales agronomiques*, 6, pp. 2-28.
- Gresselin F. (1990). Évolution varisque du Massif armoricain oriental : insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse univ. de Caen, 335 p.
- Groult J. (1959). Sables séquanais et sables albiens des environs de Lisieux (Calvados). *Mémoire de la Société Nationale des Sciences Naturelles et Mathématiques de Cherbourg*, 5, IX, pp. 69-152
- Groupe Norois (1972). Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 79, pp. 123-170.
- Grousset F. E. (2001). Les changements abrupts du climat depuis 60 000 ans. *Quaternaire*, 12, 4, pp. 203-211.
- Guérin C., Dewolf Y. & Lautridou J.-P. (2003). Revision of a famous site : Saint-Prest. *Geobios*, 36 (1), pp. 55-82.
- Guillocheau F. (1990). Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricain. Thèse doct. état, univ. Strasbourg, 257 p.
- Guillocheau F., Brault N., Thomas E., Barbarand J., Bonnet S., Bourquin S., Estéoule-Choux J., Guennoc P., Ménier D., Néraudeau D., Proust J.-N. & Wyns R. (2003). Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 40, 1, pp. 13-28.
- Gurnell A. M., Edwards P. J., Petts G. E. & Ward J. V. (1999). A conceptual model for alpine proglacial channel evolution under changing climatic conditions. *Catena*, 38, pp. 223-242.
- Guyader J. (1968). Le Jurassique supérieur de la Baie de la Seine. Étude stratigraphique et microplaéontologique. Thèse doct. Ingénieur, univ. de Paris, 200 p.
- Guyader J. (1977). Le Quaternaire de la zone portuaire havraise. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, LXIV (4), pp. 39-63.
- Guyader J., Pareyn C., Viallefond L., 1968 - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Le Havre n° 97, Orléans, BRGM. Notice explicative par Guyader J., Pareyn C., Viallefond L. & Juinet P., 18 p.
- H**aq B.-U., Hardenbol J. & Vail P.-R. (1987). Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156-1167.
- Haq B.-U., Hardenbol J. & Vail P.-R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In : Wilgus C.K. et al. (Ed.) Sea level changes : an integrated approach. Sp. publ. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 42, pp. 71-108.
- Head M. J. & Gibbard P.L. (eds.) (2005). Early-Middle Pleistocene transitions: the land-ocean evidence. *Geological Society of London - Special Publication*, 247, pp. 1-326.
- Hébert E. (1876). Ondulations de la craie dans le Nord de la France, deux systèmes de plis, âge de ces plis. Masson Ed., 48 p.
- Heinrich H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29 (2), pp. 142-152.
- Hodel F. (2014). Paramètres morphométriques et quantification de l'érosion fluviale des bassins versants côtiers de l'Orne, la Dives et la Touques (Basse-Normandie). Mémoire de Master 2, univ. de Caen Basse-Normandie, 58 p.
- Hoek W. Z. (2000). Abiotic landscape and vegetation patterns in the Netherlands during the Weichselian Late Glacial. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 79, pp. 497-509.
- Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. & Cross T. A. (1992). Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production - Elf-Aquitaine*, 16 (2), pp. 357-381.
- Hommeril P., Martin P., Puisségur J.-J. (1974). Les nappes alluviales de la Seine à Cléon (près de Rouen) et leurs intercalations saumâtres. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 11, (3), pp. 202-207.

- Holtzapfel T. (1985). Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Société géologique de France*, 12, 136 p.
- Houari A. (1994). Le modelé marno-calcaire du bassin de la Dives à partir de la région-clé de Livarot, Pays d'Auge, Normandie. Thèse doct. univ. de Caen, 252 p.
- Houtgast R.F. & Van Balen R.T. (2000). Neotectonics of the Roer Valley Rift System, the Netherlands. *Global and Planetary Change*, 27, pp. 131-146.
- Howard A.D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bulletin of The American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, 51, 11, pp. 2246-2259.
- Howard A.D., Keetch M.E & Vincent C.L. (1970). Topological and geometrical properties of braided streams. *Water Resources Research*, 6, pp. 1674-1688.
- Huault M.-F. (1987). Le gisement plio-pléistocène de La Londe : apports des diatomées à la reconstitution des paléoenvironnements. *Bulletin de Géomorphologie C.N.R.S.*, Caen, 32, pp. 117-126.
- Huygues D. (2010). Changements climatiques globaux et forçage tectonique au Paléocène : exemples du bassin de Paris et des Pyrénées. Thèse doct. univ. Pierre et Marie Curie-Paris VI, 358 p.
- Imbrie J., Hays J. D., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Morley J. J., Pisias N. G., Prell W. L. & Shackleton N. J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In : Berger A. L., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. (Eds.), *Milankovitch and Climate*, Part I. D. Reidel, Dordrecht, pp. 269-305.
- Jenkyns D.G. (1977). Lower Miocene planktonic foraminifera from borehole in the English Channel. *Micropaleontology*, 23, pp. 297-318.
- Jenkyns D.G., Whittaker J.E. & Carlton R. (1986). On the age and correlation of St. Erth Beds, SW England, based on planktonic foraminifera. *Journal of Micropaleontology*, 5, pp. 93-105.
- Jervey M. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression, In: Sea level changes: an integrated approach. Wilgus C., Hastings B.S., Kendall C.G., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 42, pp. 47-69.
- Jin D. & Schumm S.A. (1986). A new technique for modelling river morphology. In: Richards K.S. (ed.), *Proceedings of the First International Conference on Geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 680-691.
- Johnsen S. J., Clausen H. B., Dansgaard W., Fuhrer N., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Iverson P., Jouzel J., Stauffer B. & Steffensen J. P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 364, pp. 218-220.
- Johnsen S. J., Clausen H. B., Dansgaard W., Gundestrup N. S., Hammer C. U. H., Andersen U., Andersen K. K., Hvidberg S., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Shoji H., Sveinbjörnsdóttir A. E., White J., Jouzel J. & Fisher D. (1997). The $\delta^{18}O$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice and the problem of possible Eemian climatic instability. In : Greenland summit ice cores. *Journal of Geophysical Research, Special Publication* 102, 26, pp. 397-410.
- Johnsen S.-J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.-P., Clausen H.-B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdóttir A.-E. & White J. (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16, pp. 299-307.
- Jouve A. (2007). Modélisation de la dynamique des paysages: applications aux vallées de la Seine et de la Marne au Quaternaire. Thèse doct. Paristech ENSMP, 362 p.
- Juignet P. (1965). Analyse minéralogique des sédiments arénacés de l'Oxfordien supérieur, de l'Albien et d'une formation intermédiaire dans la région de Lisieux (Calvados). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, VII, pp. 327-333.
- Juignet P. (1971a). Modalités du contrôle de la sédimentation sur la marge armoricaine du Bassin de Paris à l'Aptien-Albien-Cénomaniens. *Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2, (1, 3), pp. 113-126.
- Juignet P. (1971b). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Brionne n°122, Orléans, BRGM, Notice explicative par Juignet P., 8 p.
- Juignet P. (1974). La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain : Aptien, Albien, Cénomaniens. Thèse doct. état univ. de Caen, 806 p.
- Juignet P. (1976). Journées d'étude de l'A.G.B.P. dans le Calvados. *Bulletin d'Information des Géologues du bassin de Paris*, 13, 3, pp. 22-27.
- Juignet P. (1991). Les craies du littoral du pays de Caux. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 28, pp. 10-24.
- Juignet P., Panetier J. & Pareyn C. (1967). Sur la présence du Turonien dans la vallée de la Touques. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 8, pp. 213-224.

Juignet P. & Breton G. (1994). Stratigraphie, rythmes sédimentaires et eustatismes dans les craies turoniennes de la région de Fécamp (Seine-Maritime, France) ; expression et signification des rythmes de la craie. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 81, pp. 55-81.

Keraudren B. (1992). Chronostratigraphie du Quaternaire méditerranéen. *Géochronique*, 44, pp. 19-20.

Klein C. (1973). Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Normandie, Maine, Anjou, Touraine, Poitou septentrional et contrées adjacentes. Fondation Baulig Strasbourg, T XII, 882 p.

Knox R.W.O.B., Bosch A., Rasmussen E.S., Heilmann-Clausen C., Hiss M, De Lugt I.R., Kasinski J., King C., Köthe A., Słodkowska B., Standke G. & Vandenberghe N. (2010). Cenozoic. In Doornenbal J.C. & Stevenson A.G. (editors). *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*, European Association of Geoscientists & Engineers (EAGE) Publications. pp. 211-223.

Kooi H., Hettema M. & Cloetingh S.A.P.L. (1991). Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern north sea basin. *Tectonophysics*, 192, 3-4, pp. 245-259.

Krigström A. (1962). Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geografiska Annaler*, 44, pp. 328-346.

Kübler B. (1969). Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal part of the Alps, Referate der Vortage auf der 47 Jahrestagung des deutsch. *Mineral. Ges.*, pp. 29-40.

Küntz G. & Lautridou J.-P. (1974). Contribution à l'étude du Pliocène et du passage Pliocène Quaternaire dans les dépôts de la forêt de la Londe, près de Rouen. Corrélations possibles avec divers gisements de Haute-Normandie. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 3, 4, 40-41, pp. 27-39.

Küntz G., Lautridou C. & Clet M. (1979). Le Plio-Quaternaire de Haute-Normandie. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 16 (3), pp. 94-125.

Küntz G. & Lautridou J.-P. (1980). Sables de Lozère normands. Synthèse géologique du Bassin de Paris. Atlas des noms de formation. Mégrien F. (Coord). *Mémoires BRGM*, 103, p. 393.

La Noë G. O.de & Margerie E. de (1888). Les Formes du terrain. Paris, Imprimerie Nationale, 2 vol., 205 p.

Laban C. & Van den Meer J. J.M. (2004). Pleistocene glaciations in the Netherlands. In : Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Ed.) : Quaternary Glaciations : Extent and Chronology. Europe. *Developments in Quaternary Science*, Elsevier, 1, pp. 251-260.

Lagarde J.-L., Baize S., Amorese D., Delcaillau B., Font M. & Volant P. (2000). Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science*, 15, 7, pp. 745-758.

Laignel B. (1997). Les altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse univ. Rouen, *Mémoires BRGM*, 264, 219 p.

Laignel B., Quesnel F., Lecoustumer M.-N. & Meyer R. (1998). Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'ouest du Bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, Paris, 326, pp. 467-472.

Larsonneur C. (1971). Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse doct. État univ. de Caen, 394 p.

Larsonneur C., Horn, R., Auffret J.P., Hommeril P. & Moal A. (1974). Géologie de la partie méridionale de la Manche centrale. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, A 279, pp. 145-153.

Larue J.-P. & Etienne R. (2000). Les Sables de Lozère dans le Bassin parisien : nouvelles interprétations. *Géologie de la France*, 2, pp. 81-94.

Lasseur E. (2007). La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D, Thèse doct. univ. Rennes 1, 409 p.

Latrubesse E.M. (2008). Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, 101, pp. 130-145.

Laurent M., Falguères C., Bahain J.J. & Yokoyama Y. (1994). Géochronologie du système de terrasses fluviales quaternaires du bassin de la Somme par datation RPE sur quartz, déséquilibres des familles de l'uranium et magnétostratigraphie. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 318 (série II), pp. 521-526.

Laurent M., Falguères C., Bahain J.J., Rousseau L. & B. Van Vliet Lanoe (1998). ESR dating of quartz extracted from Quaternary and Neogene sediments: method, potential and actual limits. *Quaternary Science Reviews*, 17(11), pp. 1057-1061.

Lautridou J.-P. (1965a). Les formations superficielles et les sols de Saint- Romain (Pays-de-Caux) ; leur contribution à l'étude géomorphologique de la région. Thèse 3ème cycle, univ. de Caen, 262 p.

Lautridou J.-P. (1965b). Quelques aspects morphologiques du rebord Sud-Ouest du pays de Caux. *Bulletin de la Société géologique de Normandie*, 45, pp. 32-36.

- Lautridou J.-P. (1968). Les formations superficielles de Saint-Romain (Pays de Caux). Publication de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université de Caen, 199 p.
- Lautridou J.-P. (1974). La séquence loessique séquanienne du Würm à Saint-Pierre-les-Elbeuf. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 3-4, pp. 242-243.
- Lautridou J.-P. (1977). Essai de synthèse sur le Pléistocène de l'estuaire de la Seine, Bulletin de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre, 64, 4, pp. 205-208.
- Lautridou J.-P. (1982). The Quaternary of Normandy. *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 26, pp. 1-88.
- Lautridou J.-P. (1985). Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse doct. état, univ. de Caen, 2 vol., 908 p.
- Lautridou J.-P. (2003). La datation du Quaternaire normand: tableau des éléments de datation et de la chronostratigraphie. *Quaternaire*, 14, (1), pp. 65-71.
- Lautridou J.-P. & Dupeuble (1967). Les formations würmiennes de la Pointe de Tancarville. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*, 11, pp. 113-130.
- Lautridou J.-P., Martin P. & Puisségur J.-J. (1974). Loess, heads, nappes alluviales et niveaux marins dans la Basse-Seine; essais de corrélation entre les coupes de Saint-Romain, de Tancarville, de Cléon et de Saint-Pierre-les-Elbeuf. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 11, (3), pp. 208-211.
- Lautridou J.-P., Paeppe R., Sommé J. & Tuffreau A. (1981). Problems of correlations and stratigraphical terminology in the Quaternary of Belgium and North-Western France PIC G, Projet 73/1/24, rapport n° 6, Sibrava V. & Shotton F.W. (Eds.) Prague, pp. 186-195.
- Lautridou J.-P., Monnier J.-L., Morzadec-Kerfourn M.-T., Sommé J. & Tuffreau A. (1983). Les subdivisions du Pleistocene de la France septentrionale stratigraphie, paleogeographie et paléolithique PICG, Projet 73/1/24, Billard A., Conchon O. & Shotton F W (Eds.), pp. 148-170.
- Lautridou J.-P., Lefèbvre D., Lécolle F., Carpentier G., Descombes J.-C., Gaquerel C. & Huault M.-F. (1984). Les Terrasses de la Seine dans le méandre d'Elbeuf, corrélations avec celles de la région de Mantes. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 21, pp. 27-32.
- Lautridou J.-P., Auffret J.-P., Baltzer A., Clet M., Lécolle F., Lefèbvre D., Lericolais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Cordy J.-M., Descombes J.-C., Occhietti & S., Rousseau D.-D. (1999). Le fleuve Seine, Le fleuve Manche. *Bulletin de la Société géologique de France*, 170, (4), pp. 545-558.
- 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 de Caen (1/250 000). *Géologie de la France*, 4, pp. 57-68.
- Lautridou J.-P. (2003a). La datation du Quaternaire normand : tableaux des éléments de datation et de la chronostratigraphie. *Quaternaire*, 14 (1), pp. 65-71.
- Lautridou J.-P., Auguste P., Carpentier G., Cordy J.-M., Lebreton P., Lechevalier C., Lefèbvre D. (2003b). L'Eemien et le Pléistocène moyen récent fluvio-marin et continental de la vallée de la Seine de Cléon au Havre (Normandie), *Quaternaire*, 14, (1), pp. 25-30.
- Lauverjat J. (1971) Tectonique profonde de l'Albien dans le centre du Bassin de Paris. *Bulletin du B.R.G.M. France*, 2, pp. 53-62.
- Lebreton P., Dumont J.-L., Gaquerel C. Huault M.-F., Lautridou J.-P., Le Coustumer M.-N., Lefèbvre D., Levant M., Masson B. & Puissegur J.-J. (1984). Tancarville la liaison Pleistocene moyen - Pleistocene supérieur en Basse-Seine. *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 29, pp. 63-84.
- Lechevalier C. (1984). Le Pléistocène de l'estuaire de la Seine : les données de la région du Havre. In : Nouveaux résultats des recherches sur le Quaternaire de la Vallée de la Seine. *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 29, pp.103-120.
- Lecoq M. (1885). Description de l'argile à silex du Boscrenoul pour servir à l'étude de l'argile à silex. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 3, 9, pp. 245-251
- Lécolle F. (1980). Le Pléistocène moyen et supérieur alluvial de la vallée de la Seine en aval de Mantes (Yvelines) : Paliers d'érosion et nappes alluviales. Méthodologie. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 17, (3), pp. 117-128.
- Lécolle F. (1984). Phases érosives et cycles sédimentaires : les alluvions de la Seine au sud du Vexin. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 21, pp. 33-36.
- Lécolle F. (1989). Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur. Géologie et Préhistoire. Thèse doct. état (1987), univ. de Paris VI, groupe Seine, laboratoire Géologie, univ. de Rouen, 549 p.
- Lecornu M. (1888). L'axe du Merlerault. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 4, 2, pp. 291-303.
- Lecuyer C., Grandjean P., Paris F., Robardet M. & Robineau D. (1996). Deciphering "temperature" and "salinity" from biogenic phosphates : the d¹⁸O of coexisting fishes and mammals of the Middle Miocene sea of western France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126, pp. 61-74.

- Lefèbvre D. (1974). Le cailloutis würmien de fond de vallée, en Basse- Seine. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 11, (3), p. 251-252.
- Lefèbvre D. (1988). Les méandres hypertrophiés de la Basse Seine sont une forme dégradée de méandres surimposés. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 75, 2, p.43-57.
- Lefèbvre D. (1991). La terrasse du centre-ville de Rouen. Une autre interprétation des observations de J. L. Battais, H. Halbout et J.-P., Lriverend : recherches sur les nappes alluviales de la Seine à Rouen. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 4, p. 75-80.
- Lefèbvre D., Carpentier G. & Evrard H. (1986). Les terrasses de la Seine de Pont-de-l'Arche à Elbeuf. *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 31, pp. 41–71.
- Lefèbvre D., La Quèrièrè P. de, Leboulanger T. (1993). Nappe captive et sous-écoulements : le rôle des alluvions en Basse-Seine. *Quaternaire*, 4, (2), pp. 103-110.
- Lefèbvre D., Antoine P., Auffret J.-P., Lautridou J.-P., Lécolle F. (1994). Réponses de la Seine et de la Somme aux évènements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : Rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5, (3–4), pp. 165–172.
- Legras J.-P. (1966). Les phénomènes périglaciaires entre Falaise et Saint-Pierre-sur-Dives. DES, Faculté des Lettres de Caen, 75 p.
- Lentacker M. (1938) La vallée de la Seine entre Mantes et Pont-de-l'Arche. *Bulletin de l'Association de Géographes français*, 117, pp. 126-130.
- Leopold L.B. & Wolman M.G. (1957). River channel patterns-braided, meandering and straight. *United States Geological Survey Professional Paper*, 282B, pp. 39-85.
- Leopold L.B., Wolman M.G. & Miller J.P. (1964). Fluvial Process in Geomorphology. *Freeman W.H. & Co*, San Francisco, California, 522 p.
- Lericolais G. (1997). Évolution plio-quaternaire du fleuve Manche : Stratigraphie et Géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. Thèse doct. univ. de Bordeaux, 265 p.
- Lericolais G., Auffret J.-P. & Bourillet J. (2003). The Quaternary Channel River, seismic stratigraphy of its palaeovalleys and deeps. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, pp. 245-260.
- Le Roux J. & Harmand D. (2003). Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs. Hypothesis, Structural, Morphologic and Hydrologic consequences. In : *Géologie de la France*, Special conference on paleoweathering and paleosurfaces in the Ardenne-Eifel region at Preizerdaul (Luxembourg) on 14 to 17 may 2003, Quesnel, coordinator, 1, 4, pp. 105-110.
- Lespez L., Clet-Pellerin M., Davidson R., Hermier G., Carpentier V. & Cadot J.-M. (2010). Middle to Late Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary (NW France). *Quaternary International*, 216, pp. 23-40.
- Lewin J. & Gibbard P. L. (2010). Quaternary river terraces in England: Forms, sediments and processes. *Geomorphology*, 120, pp. 293-311.
- Lewin J. & Ashworth P.J. (2014). Defining large river channel patterns: Alluvial exchange and plurality. *Geomorphology*, 215, pp. 83-98.
- Lisiecki L.E. & Raymo M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records *Paleoceanography*, 20, pp. 1-17.
- Louail J. (1984). La ransgression crétacée au Sud du Massif Armoricain: Cénomanièn de l'Anjou et du Poitou, Crétacé supérieur de Vendée : étude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique. *Mémoire de la Société Géologique et Minéral de Bretagne*, 29, 333 p.
- Lyell C. (1839). Nouveaux éléments de Géologie. Paris, Pitois-Levrault Ed., 648 p.
- M**ackin J.H. (1948). Concept of the graded river. *Geological Society of America* 59, pp. 463-512.
- Mackin J. H. (1956). Cause of braiding by a graded river. *Geological Society of America*, 67, pp. 1717-1718
- Maizels J. K. (1979). Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns during period of glacier advance : an alpine example. *Geografiska Annaler*, 61, pp. 87-101.
- Maizels J. K. (1995). Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. In Menzies J. (Ed.) *Modern Glacial Environments*, Oxford: Butterworth-Heinemann, pp. 365-416.
- Makaske B. (2001). Anastomosing rivers; a review of their classification, origin, and sedimentary products. *Earth Science Reviews*, 53, pp. 149-196.
- Malavoi J. R. & Bravard J. P. (2010). Eléments d'hydromorphologie fluviale. Onema Ed. 224 p.
- Mangerud J. (2004). Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. In: Ehlers J. & Gibbard P.L (eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*. Vol. 1 Europe, Elsevier, Amsterdam, pp. 271-294.

- Mangerud J., Gyllencreutz R., Lohne Ø. & Svendsen J. I. (2011). Glacial History of Norway. In Ehlers J., Gibbard P. L. & Hughes P. D. (eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology : A closer look*, Elsevier, Amsterdam, pp. 279-298.
- Marren P.M. (2002). Glacier margin fluctuations, Skaftafellsjökull, Iceland: implications for sandur evolution. *Boreas*, 31, pp. 75-81.
- Marren P.M. (2005). Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth Science Reviews*, 70, pp. 203-251.
- Martin P. (1969). Étude lithologique et paléontologique des alluvions de la basse terrasse 12-15 m de la Seine en amont de Rouen. Livret-guide de l'excursion C11 Normandie VIII Congrès INQUA, Paris, pp. 31-34.
- Martin P. (1970). Étude des alluvions pléistocènes de la Seine dans un méandre de Cléon. D.E.S. de géologie, Université de Rouen, 78 p.
- Martonne E. de (1929). La morphologie du plateau central de la France et l'hypothèse eustatique. *Annales de Géographie*, 38, 212. pp. 113-132.
- Masson M. & Evrard H. (1979). Synthèse des inventaires de matériaux de la basse vallée de la Seine. *Bull. liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, 104, pp. 77-92.
- Maurizot P., Auffret J.-P., Baize S., Deroin J., Dugué O., Fily G., Le Gall J., Leliépault F., Mazenc B. & Pellerin J. (2000). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000). Feuille Bayeux-Courseulles-sur-Mer (119). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 151 p.
- McKee E. D., Crosby E.J. & Berryhill H. L. J. (1967). Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, pp. 829-851.
- Megnien C. (1980). Tectogénèse du Bassin de Paris: Etapes de l'évolution du bassin. *Bulletin de la Société géologique de France*, XXII, 4, p. 669-680.
- Mégny C. Mégny F. & Debrand-Passard S. (1980). Synthèse géologique du bassin de Paris, stratigraphie et paléogéographie. *Mémoires du BRGM* 101, 466 p.
- Menillet F. (1970). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Bolbec n° 75, Orléans, BRGM. Notice explicative par Menillet F. (1970), 24 p.
- Menillet F., Gerard J., Le Gall J., Doré F., Callier L., Kuntz G., Rioult M., Pellerin J. & Verron G. (1987). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Argentan n° 212, Orléans, BRGM. Notice explicative par Kuntz G., Menillet F., Le Gall J., Rioult M., Callier L., Pellerin J., de la Quèrière P., Vautrelle C. & Verron G. (1987), 99 p.
- Ménillet F. & Monciardini C. (1991). Existence du Sénonien dans le Pays d'Auge méridional (Orne). *Géologie de la France*, 1991, pp. 17-21.
- Menillet F., Kuntz G., Gonzales G., Rioult M., Havlicek P. & Lebret P. (1994). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Vimoutiers n° 177, Orléans, BRGM. Notice explicative par Menillet F., Rioult M., Havlicek P., Lecointre A. & Pascaud P. (1994), 91 p.
- Menillet F. & Rioult M. avec coll. Havlicek P., Lecointre A. & Pascaud P. (1994). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000). Feuille Vimoutiers (177). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 91 p. Carte géologique par F. Ménillet et al. (1994).
- Ménillet F., Gérard J., Kuntz G., Leturcq T., Pellerin J. & Quesnel F. (1997). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Sées n°213, Orléans, BRGM. Notice explicative par Ménillet F., Gérard J. et coll. Hérard B., Langevin C., Lemoine B., Leturcq T., Pellerin J. & Quesnel F. (1997), 103 p.
- Ménillet F., Houari A. & Reynes J.-L. (1999). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Livarot n°147, Orléans, BRGM. Notice explicative par Ménillet F. et coll. Bourdillon C., Fauconnier D., Houari A., Langevin C., Hérard B. & Béguin P. (1999), 98 p.
- Mercier D., Lauriat-Rage A., Turpin L., Margerel J.-P., Cahuzac B., Pouit D. & groupe Géoprospective (1997). Le Miocène supérieur et le Pliocène marins du bassin ligérien : nouvelles datations isotopiques. Colloque *Formations Mio-Pliocènes continentales et littorales*, SGF, GFEN, GFG, Angers, 6-8 Novembre 1997.
- Merritts D. J. (2007). Terrace sequences In : Elias, S.A. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, pp. 694-703.
- Merritts D. J., Vincent K. R. & Wohl E. E. (1994). Long river profiles, tectonism and eustasy : A guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research*, 99, pp. 14031-14050.
- Miall A. D. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13, pp. 1-62.
- Miall A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In : Miall A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists*, pp. 597-604.
- Miall A. D. (1979). Facies models 5 – deltas, in Walker ed., *Facies Models*, Geoscience Canada Reprint serie 5, pp. 43-56.
- Miall A. D. (1981) Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: Miall A.D. (Ed.) *Sedimentation and Tectonics in alluvial basins. Geological Association of Canada*, Special Publication, 23, pp. 1-33.
- Miall A. D. (1985). Architectural-element analysis : a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22, pp. 261-308.
- Miall A. D. (1990). *Principles of Sedimentary Basin Analysis* (2nd ed.), Springer, 668 p.

- Miall A. D. (1996). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer-Verlag Inc.*, Heidelberg, 582 p.
- Miall A. D. & Gibling M. R. (1978). The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 21, pp. 85-127.
- Michel J.-P. (1968). Étude sédimentologie des forages dans l'estuaire de la Seine, port du Havre. *Bulletin de la Société géologique de Normandie*, LVIII, pp. 9-17.
- Michel J.-P. (1972). Etude géomorphologique des terrasses du Bassin de la Seine à l'amont de Rouen. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 34, pp. 43-60.
- Michon L., Van Balen R.T., Merle O. & Pagnier H. (2003). The Cenozoic evolution of the Roer Valley rift system integrated at a European scale. *Tectonophysics*, 367, 1-2, pp. 101-126.
- Middleton G.V. (1973). Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Geological Society of America*, 84, pp. 979-988.
- Milankovitch, M.M. (1920). Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villars Ed. 338 p.
- Milankovitch M. (1930). Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Kilimaschwankungen *In Handbuch der Klimatologie*, Köppen W. & Geiger R. (Eds.), Vol. 1, pp. 1-176.
- Milankovitch M. (1941). Canon of insolation and the ice-age problem (English translation by Israel program for Scientific Translations, Jerusalem 1969). *Special publication of the Royal Serbian Academy*, 132, 33 p.
- Miskovsky J.-C. & Rangin C. (2002). Introduction. Le Cadre de vie de l'homme conditionné par les phénomènes géologiques. *In* : Miskovsky J. C. (éd.), *Géologie de la Préhistoire*, GéoPré Ed., pp. 79-92.
- Mol J. 1997. Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). *Journal of Quaternary Science*, 12, pp. 43-60.
- Mol J., Vandenbergh J. & Kasse C. (2000). River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology*, 33, pp. 131-148.
- Mornod L. (1948). Recherches sur la géologie, la géotechnique et l'hydrogéologie du sol et du sous-sol des villes de Caen et Lisieux (Calvados) : résultats d'une campagne de sondages. *Ministère de la reconstruction et de l'urbanisme. Délégation départementale du Calvados*, 280 p.
- Musset R. (1917). Le Bas-Maine : étude géographique, Paris, A. Colin, 496 p.
- Musset R. (1919-1920). Le Perche, nom de pays et le relief du Perche. *Annales de géographie*, 1919, pp. 99-126 et 1920, pp. 342-359.
- Musset R. (1922). The geographical characteristics of Western France. *The Geographical Review*, XII, pp. 84-99.
- Musset R. (1925). Le Relief des environs de Bagnoles-de-l'Orne. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, Rennes, pp. 291-292.
- Musset R. (1952-1956). Les Plaines d'argile à silex entre la Seine et la Touques. *Annales de Normandie*. 1952 : II, pp. 29-32; 1955: V, pp. 38-42; 1956: VI, pp. 8-11 et 30-34.
- Musset R. (1960). La Normandie. A. Collin Ed. 345, 220 p.
- Musset R. (1961). Un ancien réseau hydrographique entre la Touques et l'Orne. *Norais*, pp. 443-449.
- Musset R. & Journaux A. (1956). La partie occidentale du Bassin de Paris. *In* : Cholley A. (dir.), Carte morphologique du Bassin de Paris, Mémoires et Documents. Centre de documentation cartographique et géographique. C.N.R.S. tome 5.
- N**anson G.C. & Knighton, A.D. (1996). Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, pp. 217-239.
- Neau Y. (1979). Carte géologique à 1/250 000, feuille Rouen n°4, BRGM édité., Orléans.
- Nevins T.H. (1969). River training, the single thread channel. *New Zealand Engineering*, 24, pp. 367-373.
- Nicol A. & Campbell J.K. (2001). The impact of episodic fault-related folding on late Holocene degradation terraces along Waipara River, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 44 (1), pp. 145-156.
- Nisancioglu K. H. (2009). Plio-pleistocene glacial cycles and milankovitch variability. *In* : *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Encyclopedia of Ocean Sciences*, pp. 504-513
- NGRIP Members (2004). High resolution climate record of the northern Hemisphere reaching into the last glacial interglacial period. *Nature*, 431, pp. 147-151.

Obert D., Deffontaines B. & Gely J.-P. (1992). Adaptation du réseau hydrographique aux structures et à l'évolution néotectonique, application au Bassin parisien. *Bulletin d'Information des Géologues du bassin de Paris*, 29, 4, pp. 85-95.

Occhietti S., Pichet P. & Rheault L. (1987). Résultats préliminaires d'aminochronologie moyenne et basse vallée de la Seine in Lautridou J.-P., La Normandie, Guide d'excursion de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire, additif, 19 p.

Ollivier-Pierre M.-F., Riveline J., Lautridou J.-P. & Cavelier C. (1988). Le fossé de Ceaucé (Orne) et les bassins ludiens (Eocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie, intérêt stratigraphique, paléogéographique et tectonique. *Géologie de la France*, pp. 51-60.

Overeem I., Bishop C., Weltje G.J. & Kroonenberg S.B. (2001). The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin : a climate signal in sediment supply ? *Basin Research*, 13, pp. 293-312.

Ozouf J.-C. (2008). La cryoclastie ou désagrégation mécanique des roches par le gel. In : Dewolf Y. & Bourrié G. (Coords.) Les formations superficielles - Genèse - Typologie - Classification - Paysages et environnements - Ressources et risques, Ellipses. Ed. pp. 17-25.

Païenda O. (1987). Les dépôts carbonatés oxfordiens de la bordure occidentale du Bassin parisien : lithostratigraphie, microfaciès, paléogéographie. Thèse 3^e cycle, univ. De Rouen, 250 p.

Panetier J. (1968). Contribution à la révision de la carte géologique dans la région de Pont-l'Évêque (Vallée de la Touques et la Calonne), Feuille de Lisieux 1/50000. DES, Faculté des Sciences de l'Université de Caen, Géologie, 91 p.

Pareyn C. (1980). Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bulletin de la Société géologique de France*, XXII, pp. 695-701.

Pareyn C. & Royant G. (1964). Géologie des rochers littoraux de la côte orientale du Cotentin entre Saint-Vaast-la-Hougue et Quinéville. *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 10, 5, pp. 86-93.

Pareyn C., Ambonguilat A., Perrimon M. & Panetier J. (1970). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Lisieux n°121, Orléans, BRGM. Notice explicative par Pareyn C., 14 p.

Partridge T.C. (1997). Reassessment of the position of the Plio-Pleistocene boundary : is there a case for lowering it to the Gauss-Matuyama palaeomagnetic reversal ? *Quaternary International*, 40, pp. 5-10.

Pastre J.-F. (1987). Les formations plio-quaternaires du bassin de l'Allier et le volcanisme régional (Massif Central, France). Rapports géodynamiques, corrélations téphrochronologiques, implications. Thèse doctorat univ. Paris VI-*Mémoires des Sciences de la Terre Université Curie*, Paris, 733 p.

Peeters J., Busschers F.S. & Stouthamer E. (2014, *in press*). Fluvial evolution of the Rhine during the last interglacial-glacial cycle in the southern North Sea basin : A review and look forward, *Quaternary International*, pp. 1-13

Pellerin J., (1963). Les terrasses de l'Orne et leur relations avec les terrasses eustatiques. Diplôme d'expert-géographe, Caen, 130 p.

Pellerin J. (1968). La Campagne de Caen : plateaux jurassiques et bordure du massif ancien. Étude géomorphologique. Thèse 3^e cycle, univ. de Caen, 343 p.

Pellerin J. (1977). Les nappes alluviales de l'Orne, leurs altérations et leurs relations avec les dépôts marins de la côte du Calvados. *Bull. Soc. Géol. Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, tome LXIV, fasc. 4, pp. 75-80.

Pellerin J., Coutard J.-P., Helluin M. & Ozouf J.-C. (1970). Dépôts pliocènes et quaternaires d'Hérouville-Saint-Clair près de Caen (Calvados). *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 7, 36 p.

Penck A. & Brückner E. (1901-1909). Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bände, Leipzig. 1199 p.

Peulvast J.-P., Bétard F. & Giusti C. (2013). Plaines, plateaux et moyennes montagnes. In : Mercier D. (Ed.) Géomorphologie de la France, Dunod Ed., pp. 19-36.

Pissart A. (1987). Géomorphologie Périglaciaire - *Texte des leçons de la Chaire Franquai belge 1987*. Edition du laboratoire de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire de l'Université de Liège, 135 p.

Pomerol C. (1951). Origine et mode de dépôt des sables granitiques miocènes entre Paris et la Manche. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6, 1, pp. 251-263.

Pomerol C. (1978). Évolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geologie en Mijnbouw*, 57, 4, pp. 533-543.

Posamentier H. W. & Vail P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall C. G. St. C., Posamentier H.W., Ross C. A. & Van Wagoner J. C. (Eds.) Sea Level Changes – An Integrated Approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 42, pp. 125-154.

Posamentier H. W., Jervey M. T. & Vail, P.R. (1988). *Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework*. In: C.K. Wilgus, Hastings B. S., Kendall C.G., Posamentier H. W., Ross C. A. & Van Wagoner J.C. (Eds.), *Sea Level Changes: an Integrated approach*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42, pp. 110-124.

Prell W. L., Imbrie J., Martinson D. G., Morley J. J., Piasis N. G., Shackleton N. J. & Streeter H. F. (1986). Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy : Application to the Late Quaternary. *Paleoceanography*, 1, pp. 137-162.

Puissegur J.-J. (1982). The molluscan faunas of pleistocene deposits of Normandy. Supp. Livret-guide Q.R.A., Mai 1982, 10 p.

Quesnel F. (1997). Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris. Thèse doct. univ. de Rouen. *Mémoires et Documents du BRGM* 263, 268 p.

Quesnel F., Bourdillon C. & Laignel B. (1996). Maastrichtien supérieur au Nord-Ouest du Bassin de Paris (France). Témoins résiduels en Seine-Maritime. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 322, II, pp. 1071-1077.

Quesnel F., Catt J., Laignel B., Bourdillon C. & Meyer R. (2003). Les Altérites à silex au Nord et au Sud de la Mer de la Manche : comparaisons de leurs répartitions, âges, origines et géodynamiques. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, pp. 283-294.

Quesney A. (1983). Manche occidentale et mer Celtique. Étude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles. Thèse 3e cycle univ. de Caen, 162 p.

Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, pp. 207-214.

Rapport laboratoire régional de Rouen (1968). Autoroute A.13 Calvados : vallée de la Touques. Inventaire des matériaux alluvionnaires, pv, n°4249.

Reineck H. E. & Singh I. B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments, with Reference to terrigenous clastics*. Springer, Berlin, 549 p.

Rio D., Sprovieri R., Castradori D. & Di Stefano E. (1998). The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. *Episodes*, 21, 2, pp. 82-87.

Riout M. (1968a). Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin de Paris. 1^{ème} thèse doct. État univ. de Caen, 585 p.

Riout M. (1968b). Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de paléocologie et sédimentologie comparée. 2^{ème} thèse doct. État univ. de Caen, 94 p.

Riout M. (1980). Jurassique moyen et Jurassique supérieur. In : Mégnién C. (éd.) Synthèse géologique du bassin de Paris. Mém. BRGM, 103, p. 118-119, 184-185, 211-212, 227-228, 230-231.

Riout M. (1985). Écueils paléozoïques armoricains dans les mers jurassiques sur la bordure occidentale du Bassin parisien. Sédimentation et peuplements d'écueils. Comité des Travaux historiques et scientifiques Paris. *Bulletin de la section des Sciences*, IX, pp. 177-183.

Riout M. & Juignet P. (1965). Prolongement de l'affleurement du Cénomanien au Nord de Fresville. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 10, VI, pp. 30-37.

Riout M., Coutard J.-P., Helluin M., Pellerin J., Quinejure-Helluin E., Larsonneur C. & Alain Y. (1986). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Caen n°120, Orléans, BRGM. Notice explicative par De la Quèrièrè P., Helluin M., Larsonneur C., Pellerin J. & Provost M., (1989), 104 p.

Riout M., Dugué O., du Chêne R., Fily G., Moron J.-M. & Vail P. R. (1991). Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 15, 1, pp. 101-194.

Rognon P. & Miskovsky J.-C. (2002). Introduction-Changements climatiques et paléoenvironnements. In : Miskovsky J.C. (dir.), *Géologie de la Préhistoire*. GéoPré Ed., pp. 95-104.

Rosgen D.L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena*, 22, pp. 169-199.

Rousseau D.D., Derbyshire E., Antoine P. & Hatté C. (2007). Löss records/Europe. In: Elias, S.A. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, pp. 1440-1456.

Roussel E. (2011). Réponses des glaciers et sandurs sud-islandais au réchauffement climatique post petit âge glaciaire. Modalités et rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial. Thèse univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand 2, 280 p.

Rust B. R. (1978a). A classification of alluvial channel systems. In : Miall A.D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 5, pp. 187-198.

Rust B. R. (1978b). Depositional model for braided alluvium. In : Miall A.D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 5, pp. 605-625.

Salomon J.-N. (2007). Cônes d'éboulis, de déjection, glacis et piémonts : essai de définitions. *Études de Géographie Physique*, 34, pp. 53-67.

- Salter T. (1993). Fluvial scour and incision: Models for their influence on the development of realistic reservoir geometries, in North C. P. & Prosser D. J. (Eds.) Characterization of fluvial and aeolian reservoirs. *Geological Society London, Special Publication, 73*, pp. 33-51.
- Sangnier P. (1967). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Rouen est n°100, Orléans, BRGM. Notice explicative par Sangnier P., 12 p.
- Sangnier P. (1968). Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Rouen ouest n°99, Orléans, BRGM. Notice explicative par Sangnier P., 12 p.
- Schaefer I. (1956). Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne In: Actes IV Congrès INQUA II (1953), Rome/Pise, pp. 910-914.
- Schumm S. A. (1963). Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *Geological Society of America Bulletin, 74*, pp. 1089-1100.
- Schumm S. A. (1968). Speculations concerning paleohydraulic controls on terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin, 79*, pp. 1573-1588.
- Schumm S. A. (1977). The fluvial system, *John Willey & Sons*, New York. 338 p.
- Schumm S. A. (1981). Evolution and response of the fluvial system: Sedimentologic implications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists - Special Publication, 31*, pp. 19-29.
- Schumm S. A. (1985). Explanation and extrapolation in geomorphology: seven reasons for geologic uncertainty. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union, 6*, pp. 1-18.
- Schumm S. A. (1993). River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology, 101*, pp. 279-294.
- Schumm S.A. & Khan H. R. (1971). Experimental study of channel patterns. *Nature, 233*, pp. 407-409.
- Schumm S. A. & Khan H. R. (1972). Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin, 83*, pp. 1755-1770.
- Schumm S. A. & Meyer D. F. (1979). Morphology of Alluvial Rivers of the Great Plains Riparian and Wetlands Habitats of the Great Plains, *Great Plains Agricultural Council Publication, 91*, pp. 9-14.
- Schumm S.A. & Ethridge, F. G. (1994). Origin, evolution and morphology of fluvial valleys, in Dalrymple B., Boyd R. & Zaitlin B., (Eds.) Incised Valley Systems, Origin and Sedimentary Sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 51*, pp.11-27.
- Schumm S. A., Koss J. E. & Ethridge, F. G. (1994). An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain, and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research, B64*, pp. 90-98.
- Shackleton N. J. (1967). Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature, 215*, pp. 15-17.
- Shackleton N. J. & Opdyke N. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. *Quaternary Research, 3*, pp. 39-55.
- Shackleton N. J., Sanchez-Goni M. F., Pailler D. & Lancelot Y. (2003) Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Changes, 36*, pp. 151-155.
- Shanley K. W. & McCabe P. J. (1991). Predicting facies architecture through sequence stratigraphy : An example from the Kaiparowits Plateau, Utah. *Geology, 19*, pp. 742-745.
- Shanley K. W. & McCabe P.J. (1993) Alluvial stratigraphy in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. In : Flint S. S. & Bryant I. D. (Eds.) The geological modelling of hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues. *International Association of Sedimentologists, Special Publication, 15*, pp. 21-56.
- Shur Y. L. & Jorgenson M. T. (2007). Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost Periglacial Process, 18* (1), pp. 7-19.
- Simon-Coinçon R., Médard T. & Quesnel F. (2000). Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes, 330* (10), pp. 693-700.
- Smith D. G. (1983). Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. In: Collinson J., Lewin J. (Eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 6*, Blackwell, Oxford, pp. 155-168.
- Smith C. E. (1998). Modeling high sinuosity meanders in a small flume. *Geomorphology, 25*, pp. 19-30.
- Sommé J., Paepe R. & Lautridou J.-P. (1980). Principes, méthodes et système de la stratigraphie quaternaire Nord-Ouest France et la Belgique. In : Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 1*, pp. 148-162.
- Stainstreet I.G. & McCarthy T.S. (1993). The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology, 8*, pp. 115-133.

- Stout J. & Belmont P. (2013) TerEx Toolbox for semi-automated selection of terrace and floodplain features from lidar. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 39, 5, pp. 569-580.
- Stouthamer E. & Berendsen H. J. A. (2001). Avulsion frequency, avulsion duration, and interavulsion period of Holocene channel belts in the Rhine-Meuse delta, *The Netherlands Journal of Sedimentary Research*, 71, pp. 589-598.
- Strahler A.N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, pp. 1117-1142.
- Stremme H.E. (1985). Altersbestimmung und Palaoboden in der Quatarstratigraphie. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 2-3, pp.159-166.
- Suc J.-P., Bertini A., Leroy S. & Suballyova D. (1997) Towards the Lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal. *Quaternary International*, 40, pp. 37-42.
- T**hiry M. (1981). Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisation, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. Thèse doct. état, univ. de Strasbourg, 173 p.
- Thiry M. & Simon-Coinçon R. (1996). Tertiary paleoweatherings and silcretes in the southern Paris Basin. *Catena*, 26, pp. &-26.
- Tissoux H. (2012). Datation par ESR de quartz issus de formations alluviales. Formations superficielles. *Géochronique*, 121, pp. 32-33.
- Tissoux H., Despriée J., Voinchet P., Bahain J. J., Falguères C. & Duvalard J. (2011). Intérêt de la datation par ESR d'un transect complet pour la compréhension d'un système fluvial : exemple de la vallée du Loir. *Quaternaire*, 22, 4, pp. 343-355.
- Tissoux H., Voinchet P., Lacquement F., Prognon F., Moreno D., Falguères C., Bahain J.-J. & Toyoda S. (2012). Investigation on non-optically bleachable components of ESR aluminium signal in quartz. *Radiation measurement*, 47, 9, pp. 894-899.
- Tedesco A. Ciccio P., Suriano J., Limarino C.O. (2010). Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province) : an example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments. *Geologica Acta*, 8, 4, pp. 463-482.
- Thorne C.R., Russell A.P.G. & Alam M.K. (1993). Planform pattern and channel evolution of the Brahmaputra River, Bangladesh. In Best J.L. & Bristow C.S. (eds.), Braided Rivers. *Geological Society of London, Special pub.* 75, pp. 257-276.
- Toucanne S. (2008). Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques. Thèse doct. univ. de Bordeaux I, 340 p.
- Tourenq J., Küntz, G. & Lautridou J.-P. (1991). Démonstration par l'exoscopie des quartz des conditions marines de mise en place des sédiments pliocènes (Sables de Lozère...) de Haute-Normandie (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, II, pp. 855-862.
- Tourenq J. & Pomerol C. (1995). Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif central, de l'existence d'une pré-Loire-pré-Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 320, pp. 1163-1169.
- Tricart J. (1947). Méthode d'étude des terrasses. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 17 (7-8-9), pp. 559-575.
- V**ail P.R., Colin J.P., Jan du Chene R., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilieff V. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, pp. 1301-1321.
- Vallin L. (1982). Rapport sur la fouille de sauvetage programmé effectué en Juillet 1982 à Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime). Programme 17, 13 p.
- Vallin L., (1991). Un site de boucherie probable dans le Pléistocène moyen de Tourville-la-Rivière (Seine-Maritime) In : Datation et caractérisation des milieux pléistocènes ; actes des symposiums 11 et 17 de la 11^{ème} RST, Clermont-Ferrand, *Cahier du Quaternaire*, 16, Bordeaux, Ed. CNRS, pp. 24-260.
- Van den Berg J.H. (1995). Prediction of alluvial channel patterns of perennial rivers. *Geomorphology*, 12, pp. 259-279.
- Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Posamentier H.W. & Vail P. R. (1987). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Bally A.W. (Ed.) *Atlas of Seismic Stratigraphy*, v. 1. *American Association of Petroleum Geologists*, 27, pp. 11-14.
- Van Wagoner J. C., Mitchum J.R. M., Campion K. M. & Rahmanian V. D. (1990). Siliclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series* 7, 55 p.
- Vandenbergh J. (1993). Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd 88, pp. 17-18.
- Vandenbergh J. (1995). Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, 14, pp. 631-63.
- Vandenbergh J. (2000). A global perspective of the European chronostratigraphy for the past 650 ka. *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 1701-1707.
- Vandenbergh J. (2001). A typology of Pleistocene cold-based rivers. *Quaternary International* 79, pp. 111-121

- Vandenbergh J. (2002). The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International*, 91, pp. 17-23.
- Vandenbergh J. (2008). The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: a refinement of theory. *Geomorphology*, 98, pp. 275-284.
- Vandenbergh J., Beyens L., Paris P., Kasse C. & Gouman M. (1984). Palaeomorphological and -botanical evolution of small lowland valleys (Mark valley). *Catena*, 11, pp. 229-238.
- Vandenbergh J., Bohncke S., Lammers W. & Zilverberg L. (1987). Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands) : Geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene. *Boreas*, 16, pp. 55-67.
- Vandenbergh J. & Woo M.K. (2002). Modern and ancient periglacial river types. *Progress Physical Geography*, 26, pp. 479-506.
- Van Vliet-Lanoë B. (1989). Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in Western Europe (Stages 5e to 1). *Quaternary International*, 3-4, pp. 109 - 113.
- Van Vliet-Lanoë B. (2005). La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire, *Vuibert* Ed. 470 p.
- Van Vliet-Lanoë B., Vandenbergh N., Laurent M., Laignel B., Lauriat-Rage A. & Louwe S. (2002). Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24 (3), pp. 511-541.
- Vérague J. (1996). Altération des granites et géomorphologie : l'exemple des massifs de Basse-Normandie et du Maine. Thèse doct. état, univ. Paris I, 2 tomes, 683 p.
- Vernhet Y., Maurizot P., Le Gall J., Gigot P., Dupret L., Barbier G., Lerouge G., Besombes J. C., & Pellerin J. (2002). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Villers-Bocage n°145, Orléans, BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Maurizot P., Le Gall J., Gigot P., Dupret L., Lerouge G., Besombes J.C., Barbier G., Pay T., Pellerin J., Dugué O. & Fily G. (2002). 229 p.
- Vigarié A. (1954). Observations sur les caractères structuraux et morphologiques de la région de Rouen. *Annales de Géographie*, 63, 335, pp. 22-32.
- Viallefond L. (1967). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Pont-Audemer n°98, Orléans, BRGM. Notice explicative par Viallefond L., 5 p.
- Voiment R., Sylvestre J. & Masson M. (1970). Z.A.D. de Tourville-la-Rivière. Emprunt de matériau. P.V. 4960. Rapp. P. et Ch., Rouen, 13 p.
- Voinchet P., Despriée J., Tissoux H., Falguères C., Bahain J.-J., Gageonnet R., Dépont J., & Dolo J.-M. (2010). ESR chronology of alluvial deposits and first human settlements of the Middle Loire Basin (Region Centre, France). *Quaternary Geochronology*, 5, pp. 381-384.
- W**aebroek C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.-C., Mc Manus J.-F., Lambeck K., Balbon E. & Labracherie M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, pp. 295-305.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S. O., Popp T., Steffensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L. C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D. J., Nakagawa T., Newnham R. & Schwander J. (2008). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24, 1, pp. 3-17.
- Walker R.G. (1975). Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America*, 86, pp. 737-748.
- Walker R.G. (ed.) (1979). Facies Models. *Geological Association of Canada*, 211 p.
- Walker R.G. (ed.) (1984). General introduction: facies, facies sequences and facies models. In Walker R.G. (ed.) Facies Models, Second Edition: *Geological Association of Canada*, Toronto, Geoscience Canada Reprint Series 1, pp. 1-9.
- Washburn A. L. (1979). Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments. London : Edward Arnold, 406 pp.
- Wazi N. (1988). Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le tertiaire-quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine : stratigraphie et tectonique. Thèse doct. univ. de Rouen, 552 p.
- Wegmann K. & Pazzaglia, F. J. (2002). Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics: the Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America*, Bulletin, 114, 6, pp. 731-744.
- Weisrock A. (2002). L'incision des vallées : une question de temps ? *Revue Géographique de l'Est*, 42, pp. 2- 11.
- Weldon R. J. (1986). The late Cenozoic geology of Cajon Pass; implications for tectonics and sedimentation along the San Andreas fault. PhD Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, 400 p.
- Wentworth C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, pp. 377-392.
- Westerhoff W. E., Kemna H. A. & Boenigk W. (2008). The confluence area of Rhine, Meuse, and Belgian rivers: Late Pliocene and early Pleistocene fluvial history of the northern Lower Rhine embayment. *Netherlands journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 87, pp. 107-126.

- Williams P. F. & Rust B. R. (1969). The sedimentology of braided river. *Journal of sedimentary petrology*, 39, pp. 649-679.
- Wooldridge C.L. & Hickin E.J. (2005). Radar architecture and evolution of channel bars in wandering gravel-bed rivers: Fraser and Squamish Rivers, British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75, pp. 884-860.
- Wyns R. (1977). Tectonique récente dans l'ouest du bassin de Paris : méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, XIV, 5, pp. 1093-1101.
- Wyns R. (1991). Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, pp. 11-42.
- Wyns R. (2000). Climat, eustatisme, tectonique : Quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altérations cénozoïques en France. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 39, 2, pp. 5-16.
- Y**alin M. S. & Da Silva A. M F. (2001). Fluvial Processes. *The International Association for Hydro-Environment Engineering and Research (IAHR) Monograph*, Delft, The Netherlands, 197 p.
- Z**achos J.-C., Lohmann K.-C., Walker J.-C.-G, Wise S.-W. (1993). Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene : a marine perspective. *Journal of Geology*, 101, pp. 191-213.
- 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, pp. 686-693.
- Zachos J.-C., Dickens G.-R., Zeebe R.-E. (2008). An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, pp. 279-283.
- Zagwijn W.H. (1960). Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in the Netherlands. *Mededelingen van de Geologische Stichting*, CIII-1, 5, 78 p.
- Zagwijn W.H. (1963). Pleistocene stratigraphy in the Netherlands, based on changes in vegetation and climate. *Verhandelingen Van Het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap*, Geologische serie, 21, 2, pp. 173-196.
- Zagwijn W.H. (1973). Pollen-analytic studies of Holsteinian and Saalian beds in the Northern Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 25, pp. 139-156.
- Zagwijn W. H. (1974). The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. *Boreas*, 3, pp. 75-97.
- Zagwijn W.H. (1985). An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 64, pp. 17-24.
- Ziegler P.-A. (1988). Post-hercynian plate reorganisation in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. In : Manspeizer W. Ed., Triassic-Jurassic rifting. *Developments in Geotechnic*, Elsevier 22, p. 711-755.
- Ziegler P.-A. (1990). Geological atlas of Western and Central Europe (2nd edition). *Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. Geological Society of London*, Elsevier, 56 encl, 239 p.
- Ziegler P.-A. (1992). North Sea rift system In: Ziegler P. (Eds) Geodynamics of Rifting, Vol. I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. *Tectonophysics*, 208, pp. 55-75.
- Ziegler P.-A. & Dèzes P. (2007). Neogene uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, 58, pp. 237-269.
- Zijerveld L., Stephenson R., Cloetingh S., Duin E. & Vandenberg M. (1992). Subsidence analysis and modelling of the Roer Valley Graben (SE Netherlands). *Tectonophysics*, 208, 1-3, pp. 159-171.

Tables des matières

SOMMAIRE	7
INTRODUCTION GENERALE.....	13
1. OBJECTIFS DE LA THESE	16
2. METHODES D'ANALYSES EMPLOYEES	17
2.1. <i>Analyses des enregistrements sédimentaires quaternaires.....</i>	<i>17</i>
2.1.1. Les matériaux détritiques alluviaux.....	19
2.1.2. Faciès et géométrie des dépôts fluviatiles	20
2.1.3. Analyse diffractométrique aux rayons X du cortège des minéraux argileux	25
2.1.4. Datations par ESR sur quartz.....	26
2.2. <i>Analyses géomorphologiques des bassins versants</i>	<i>28</i>
2.2.1. Base de données et outils numériques.....	28
2.2.2. Géomorphométrie du relief des bassins versants	29
2.2.3. Analyses des formes fluviatiles quaternaires	33
PARTIE I : L'EUROPE DU NORD-OUEST AU CÉNOZOÏQUE	38
1. CADRE GEODYNAMIQUE DE L'EUROPE DU NORD-OUEST AU CENOZOÏQUE	39
1.1. <i>Les déformations cénozoïques en domaine intraplaque</i>	<i>39</i>
1.2. <i>Variations eustatiques cénozoïques.....</i>	<i>41</i>
1.3. <i>Variations climatiques cénozoïques.....</i>	<i>42</i>
1.3.1. Les prémices d'une détérioration climatique cénozoïque	42
1.3.2. La mise en place des glaciations au Pliocène	43
1.4. <i>Évolution cénozoïque du Massif armoricain et du Bassin anglo-parisien.....</i>	<i>44</i>
1.4.1. Paléogène	44
1.4.2. Néogène	45
2. MISE EN PLACE DES GRANDS RESEAUX DE DRAINAGE CENOZOÏQUES DU NW DE L'EUROPE	46
2.1. <i>Le rôle de l'héritage structural cénozoïque.....</i>	<i>46</i>
2.2. <i>Les fleuves cénozoïques du Bassin parisien (Seine-Loire, Somme).....</i>	<i>49</i>
2.3. <i>Les fleuves cénozoïques du Massif ardenno-rhénan (Rhin-Meuse).....</i>	<i>51</i>
2.4. <i>Les fleuves cénozoïques du Bassin de Londres et du Hampshire (Tamise, Solent)</i>	<i>53</i>
3. CHRONOSTRATIGRAPHIE DU QUATENAIRE EN EUROPE	55
3.1. <i>Limites chronostratigraphiques du Système Quaternaire</i>	<i>55</i>
3.2. <i>Découpage chronostratigraphique du Pléistocène</i>	<i>55</i>
3.2.1. Classification du Pléistocène des Pays-Bas	59
3.2.2. Pléistocène inférieur (entre 2,58 Ma et 0,78 Ma)	59
3.2.3. Pléistocène moyen (entre 780 ka et 120 ka).....	59
3.2.3. Pléistocène supérieur (entre 120 ka et 11,7 ka).....	61
3.3. <i>Subdivisions isotopiques du Quaternaire</i>	<i>63</i>
3.3.1. Significations des stades isotopiques	63
3.3.2. Corrélation des stades isotopiques avec les glaciaires et interglaciaires	63
3.4. <i>Cyclicités climatiques quaternaires.....</i>	<i>66</i>
3.4.1. Les cycles "longs" glaciaires/interglaciaires	66
3.4.2. Les cycles « courts » de Dansgaard/Oeschger.....	68
PARTIE II : LES SYSTEMES FLUVIATILES QUATENAIRE D'EUROPE DU NORD-OUEST.....	72
1. GEOMORPHOLOGIE DES SYSTEMES FLUVIATILES ACTUELS	73
1.1. <i>Dynamique sédimentaire fluviale</i>	<i>73</i>
1.1.1. Réseau hydrographique et bassin versant	73
1.1.2. Débit fluvial et turbulence	75
1.1.3. Charge sédimentaire, compétence et capacité	76

1.2. <i>Érosion et sédimentation fluviales</i>	77
1.2.1 Profil longitudinal des cours d'eau et niveau de base	77
1.3. <i>Styles fluviaux</i>	82
1.3.1. Classification des styles fluviaux.....	82
1.3.2. Formation et dynamique des méandres fluviaux	87
1.3.3. Formation et dynamique des tresses fluviales	89
1.3.4. Changement de tracés et métamorphoses des morphologies fluviales	92
2. LES MODELES DE FACIES FLUVIATILES	95
2.1. <i>Les systèmes fluviales graveleux (Gravel-dominated systems)</i>	97
2.1.1. Modèle de faciès de cônes alluviaux et de rivières graveleuses à écoulements gravitaires.....	97
2.1.2. Modèle de faciès de rivière graveleuse en tresses, à chenaux peu profonds	98
2.1.3. Modèle de faciès de rivière graveleuse en tresses, à chenaux profonds	99
2.1.4. Modèle de faciès de rivières graveleuses divagantes	100
2.1.5. Modèle de faciès de rivière graveleuse méandriforme	101
(<i>gravel-bed meandering river</i>).....	101
2.2. <i>Les systèmes fluviales sableux (Sandy river systems)</i>	101
2.2.1. Modèle de faciès de rivières sablo-graveleuses méandriformes.....	101
2.2.2. Modèle de faciès de rivière sableuse méandriforme.....	102
2.2.3. Modèle de faciès de rivière sableuse à chenaux peu profonds	103
2.2.3. Modèle de faciès de rivière sableuse à chenaux profonds.....	104
2.2.4. Modèles de faciès de rivières sableuses à écoulements évènementiels.....	105
3. LES RIVIERES PLEISTOCENES PROGLACIAIRES ET PERIGLACIAIRES	106
3.1. <i>Caractères généraux des environnements périglaciaires actuels</i>	106
3.1.1. Rôle efficace des alternances de gel/dégel	106
3.1.2. Permafrost.....	107
3.1.3. Rôle protecteur de la couverture neigeuse.....	107
3.1.4. Modelé périglaciaire actuel et limites d'application du modèle pour le Pléistocène.....	107
3.2. <i>Les rivières proglaciaires (sandur)</i>	108
3.3. <i>Les fleuves périglaciaires actuels</i>	109
3.4. <i>Dynamique des fleuves périglaciaires pléistocènes</i>	110
3.4.1. Érosion fluviale périglaciaire	111
3.4.2. Variabilités morphologiques fluviales.....	111
3.4.3. Contrôle climatique de la dynamique fluviale pléistocène	112
4. REPONSES DES SYSTEMES FLUVIATILES AUX CHANGEMENTS EUSTATIQUES, CLIMATIQUES ET TECTONIQUES QUATERNAIRES.....	114
4.1. <i>Variations du profil d'équilibre et réponses des rivières aux variations du niveau de base</i>	114
4.2. <i>Les terrasses fluviales quaternaires</i>	117
4.2.1. Définition.....	117
4.2.2. Disposition des terrasses fluviales.....	119
4.2.4. Modèle d'évolution des terrasses fluviales pléistocènes du NW de l'Europe	120
5. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DES DEPOTS FLUVIATILES	123
5.1. <i>Stratigraphie séquentielle haute-résolution</i>	124
5.2. <i>Application des concepts de la stratigraphie séquentielle aux systèmes fluviales</i>	125
5.2.1. Vallée incisée	126
5.2.2. Enregistrement d'une variation du niveau marin relatif en domaine fluviale	127
5.3. <i>Variations glacio-eustatiques quaternaires</i>	131
PARTIE III : LE BASSIN VERSANT CÔTIER DE LA BAIE DE SEINE	132
1. INTRODUCTION.....	134
1.1. <i>Cadre géologique du bassin versant côtier de la baie de Seine</i>	134
1.1.1. Terrains précambriens à paléozoïques du Massif armoricain	134
1.1.2. Terrains mésozoïques et cénozoïques du Bassin parisien.....	134
1.1.3. Structuration des terrains mésozoïques et cénozoïques de la Normandie	139
1.2. <i>Grandes unités morphologiques du bassin versant côtier de la baie de Seine</i>	144

1.2.1. Les reliefs accidentés du bocage normand	145
1.2.2. Les reliefs tabulaires des campagnes de Caen, Falaise, Argentan, Sées et d'Alençon.....	146
1.2.3. Avant pays d'Auge et la Côte du pays d'Auge	146
1.2.4. Le plateau du pays d'Auge et du pays d'Ouche.....	148
1.2.5. Les collines du Merlerault et du Perche.....	148
1.2.6. Les plateaux du Roumois et du pays de Caux.....	149
1.2.7. La dépression monoclinale de la baie de Seine	149
1.3. Réseau hydrographique du bassin versant de la baie de Seine	150
1.3.1. Orne	150
1.3.2. Dives.....	150
1.3.3. Touques.....	150
1.3.4. Seine.....	151
1.4. Historique succinct des études sur le Quaternaire du bassin versant côtier de la Seine.....	151
1.4.1. Genèse des reliefs de la Normandie.....	152
1.4.2. Mise en place du réseau hydrographique normand	155
1.4.3. Formations superficielles et terrasses alluviales du bassin versant côtier de la baie de la Seine	156
1.4.4. Extension des systèmes fluviaux normands en baie de Seine	157
1.4.5. Chronostratigraphie du Quaternaire de la France du Nord-Ouest	158
2. LE SYSTEME FLUVIATILE QUATENAIRE DE LA SEINE	160
2.1. Cadres géologique et géomorphologique de la vallée de la Seine	160
2.1.1. Formations géologiques crétacées et cénozoïques de la vallée de la Seine.....	160
2.1.2. Structuration du réseau de drainage de la Seine.....	170
2.2. Les terrasses fluviales pléistocènes de la vallée de la Seine	171
2.2.1. Introduction.....	171
2.2.2. Les terrasses fluviales de la Seine, entre Mantes et Elbeuf.....	172
2.2.3. Les terrasses fluviales de la Seine, entre Elbeuf et Le Havre.....	174
2.2.4. Les terrasses fluviales pléistocènes en baie de Seine	178
2.3. Étude sédimentaire du méandre quaternaire d'Elbeuf	184
2.3.1. La coupe de référence de Tourville-la-Rivière (ballastière de la Fosse-Marmitaine) : état des connaissances	184
2.3.2. Description sédimentologique de la sablière de Tourville-la-Rivière.....	193
2.3.3. Évolution des environnements sédimentaires dans la terrasse fluviale de Tourville-la-Rivière	208
2.4. Étude sédimentaire du méandre d'Elbeuf amont	215
2.4.1. Les coupes de référence de la terrasse de Saint-Pierre-les-Elbeuf.....	215
2.4.2. Étude sédimentaire de la sablière des Fiefs Mancels (SPS).....	217
2.4.3. Corrélation et datations des coupes des Fiefs Mancels et de Saint-Pierre-lès-Elbeuf.....	226
2.5. Conclusion : chronologie et corrélation des dépôts alluviaux de la Seine aval	228
2.5.1. Corrélations entre les dépôts de Tourville-la-Rivière et de Cléon	228
2.5.2. Corrélations entre les dépôts de Tancarville et de Tourville-la-Rivière.....	229
3. LE SYSTEME FLUVIATILE QUATENAIRE DE LA TOUQUES	232
3.1. Géologie du bassin versant de la Touques.....	232
3.1.1. La série jurassique.....	232
3.1.2. La série crétacée	237
3.1.3. Les dépôts cénozoïques.....	237
3.1.4. Structuration du bassin versant de la Touques	238
3.2. Géomorphologie du système fluvial de la Touques et de son bassin versant	240
3.2.1. Le réseau de drainage actuel	240
3.2.2. La Touques amont entre Champ-Haut et Fervaques	240
3.2.3. La Touques moyenne entre Fervaques et Pont-l'Évêque.....	242
3.2.4. La Touques aval entre Pont-l'Évêque et Trouville-sur-Mer.....	244
3.3. Étude sédimentaire des terrasses fluviales du bassin versant de la Touques	245
3.3.1. Historique des travaux sur les terrasses fluviales de la Touques.....	245
3.3.2. Les terrasses fluviales entre Champ-Haut et Lisieux.....	246
3.3.3. Les terrasses fluviales entre Lisieux et Trouville-sur-Mer	247
3.4. Conclusion : évolution pléistocène du bassin versant de la Touques	259

3.4.1. Apport de l'étude des terrasses fluviales de la Touques.....	259
3.4.2. Contrôles du réseau de drainage de la Touques	260
3.4.3. Apports de l'étude du bassin versant de la Touques dans l'évolution des reliefs du bassin versant côtier de la baie de Seine.....	264
4. LE SYSTEME FLUVIATILE DE LA DIVES	265
4.1. <i>Géologie du bassin versant de la Dives</i>	265
4.1.1. Les séries briovériennes et paléozoïques.....	265
4.1.2. La série mésozoïque	268
4.1.3. Les dépôts cénozoïques.....	270
4.2. <i>Géomorphologie du système fluvial de la Dives et de son bassin versant</i>	271
4.2.1. Le réseau de drainage actuel	271
4.2.2. Les cours amont et moyen de la Dives	276
4.2.3. Les sous-bassins versants de la Vie, Dorette, Doigt, Ancre et Drochon, dans le pays d'Auge	280
4.2.4. Les sous-bassins versants du Laizon et Muance, dans la campagne de Caen-Falaise	280
4.2.5. Sous-bassin versant de la Divette et le cours aval de la Dives aval.....	281
4.3. <i>Étude morpho-sédimentaire des terrasses fluviales du bassin versant de la Dives</i>	282
4.3.1. Historique des travaux sur la Dives quaternaire.....	282
4.3.2. Les dépôts fluviaux quaternaires du cours amont de la Dives, entre Courménéil et Morteaux-Coulbœuf	289
4.3.3. Les terrasses fluviales du cours moyen de la Dives, entre Morteaux-Coulbœuf et Quétiéville	298
4.3.4. Les terrasses fluviales du cours aval de la Dives, entre Quétiéville et son embouchure.....	312
4.4. <i>Conclusion : évolution pléistocène du bassin-versant de la Dives</i>	324
4.4.1. Apports de l'étude des dépôts fluviaux quaternaires	324
4.4.2. Hypothèse de reconstitution du réseau de drainage de la Dives	327
5. ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DE LA MATRICE ARGILEUSE DES DÉPÔTS FLUVIATILES QUATÉNAIRES	333
5.1. <i>Description des cortèges de minéraux argileux</i>	333
5.2. <i>Origines des argiles dans les dépôts fluviaux quaternaires</i>	336
PARTIE IV : ÉVOLUTION DU BASSIN VERSANT CÔTIER DE LA BAIE DE SEINE	338
1. BATI STRUCTURAL DU BASSIN VERSANT CÔTIER DE LA BAIE DE SEINE	340
2. COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MÉSOZOÏQUE DU BASSIN VERSANT CÔTIER DE LA BAIE DE SEINE.....	340
3. RÉGRESSION TERTIAIRE ET CONTINENTALISATION DU BASSIN VERSANT CÔTIER DE LA BAIE DE SEINE	342
3.1. <i>Déformations tertiaires du Massif armoricain et soulèvements</i>	342
3.1.1. Paléocène : émergence de l'Armorique	342
3.1.2. Éocène : déformations du Sud de l'Angleterre et émergence de l'Armorique.....	343
3.1.3. Miocène supérieur : émergence et déformations de l'Armorique	344
3.2. <i>Évolution pliocène à pléistocène inférieur du bassin versant côtier de la baie de Seine</i>	347
3.3. <i>Les systèmes fluviaux pléistocènes du bassin versant côtier de la baie de Seine</i>	348
4. CONCLUSION	356
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	361
ANNEXES.....	395
<i>Annexe A : carte et tableau synthétique de localisation des études sédimentaires et des points de forages</i>	396
<i>Annexe B : profils longitudinaux et détection automatique des terrasses fluviales</i>	399
<i>Annexe B : profils longitudinaux et détection automatique des terrasses fluviales</i>	399
<i>Annexe C : côtes altimétriques des nappes alluviales de la Touques</i>	404
<i>Annexe D : côtes altimétriques des nappes alluviales de la Dives</i>	408
<i>Annexe E : planches photographiques des faciès sédimentaires de la terrasse de Tourville-la-Rivière</i>	411
<i>Annexe F : tableau des structures sédimentaires et lithofaciès des dépôts fluviaux (Miall, 1978)</i>	417

Liste des figures

Figure 1. Photographie d'un front de taille représentant la géométrie l'accrétion latérale du fleuve Seine au Saalien	17
Figure 2. Forages à la tarière dans le bassin versant de la Dives).....	18
Figure 3 Mesure de l'indice d'émoussé d'un galet (Cailleux & Tricart, 1959)	19
Figure 4. Huit principales macrostructures sédimentaires distinguées par Miall (1985).....	22
Figure 5. Exemple de spectre de diffraction DRX d'un échantillon de la nappe de Quétiéville.	25
Figure 6. Exemples de différents descripteurs géomorphométriques pour l'analyse du relief et du drainage des bassins versants.....	30
Figure 7. Classification descriptive des types de réseaux hydrographiques (in Deffontaines, 1990 ; Howard, 1967)	32
Figure 8. Disposition du réseau hydrographique sur le relief de cuestas (in Chardonnet, 1955)	33
Figure 9. Diagramme bivarié des cellules « Pente vs. Altitude relative » représentant le tronçon N°155 de la rive droite de la Touques (distance : 77,5 km de la source) avec identification des replats (flèches rouges).	34
Figure 10. Profil longitudinal de la Touques actuelle avec le report des points de la base de la nappe alluviale de fond de vallée. Légende : Altitude NGF (m) en axe des ordonnées, distance (km) en axe des abscisses.	35
Figure 11. Exemple de représentation cartographique à l'issue de l'étape 2 de TerEX pour la Dives aval	36
Figure I.1 Cartes paléogéographiques simplifiées de l'Europe du NW, au cours du Cénozoïque (d'après Ziegler & Dèzes, 2007 modifié).....	40
Figure I.2 Évolutions eustatique, climatique et tectonique au cours du Cénozoïque (Knox et al., 2010).....	41
Figure I.3 Évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques au Cénozoïque et représentation des tendances climatiques (Greenhouse/Icehouse) (Zachos et al., 2008 in Huyghe, 2010).....	43
Figure I.4 Paléogéographie simplifiée du NW de l'Europe à l'Éocène supérieur (Knox et al., 2010 modifié)	44
Figure I.5 Paléogéographie simplifiée du NW de l'Europe au Miocène moyen (Knox et al., 2010 modifié).....	45
Figure I.6 Le domaine NW-européen - A : Les grandes unités géologiques du NW de l'Europe (in Gijssel, 2006 modifié) B : Cadre structural cénozoïque du NW de l'Europe (Gibbard, 1988 modifié).	48
Figure I.7 Cartes paléogéographiques révisées entre l'océan Atlantique et la mer du Nord, au Miocène moyen et supérieur (Dugué et al., 2012).	49
Figure I.8 Cartes paléogéographiques révisées entre l'océan Atlantique et la mer du Nord, au Pliocène inférieur et Pléistocène inférieur (Dugué et al., 2012).	50
Figure I.9 Evolution paléogéographique du bassin versant du Rhin au Cénozoïque (Berendsen & Stouthamer, 2001).....	52
Figure I.10 Cartes paléogéographiques représentant l'évolution des fleuves du sud de la Grande-Bretagne (Tamise, Solent) du Paléocène supérieur au Pléistocène inférieur (Gibbard & Lewin, 2003).....	54
Figure I.11 Chronostratigraphie du Système Quaternaire (Cohen & Gibbard, 2011).....	56
Figure I.12. Cadre chronostratigraphique et corrélations régionales (in Miskovsky & Rangin, 2002).....	57
Figure I.13. Extension des glaciations quaternaires en Europe du Nord-Ouest et centrale (in Gijssel, 2006).....	58
Figure I.14 Extension simplifiée des lœss NW-européens au cours du Weichsélien (Antoine, comm. pers.)	61
Figure I.15 Développement de la calotte glaciaire scandinave et des environnements associés en Europe du Nord à partir du dernier interglaciaire (Eémien, MIS 5e) et jusqu'au dernier maximum glaciaire (Weichsélien, MIS 2) (Mangerud, 2004).	62
Figure I.16 Corrélation entre les stades isotopiques de l'oxygène, les taux de grains de sables transportés par radeaux de glace et les fluctuations de la calotte fennoscandienne occidentale depuis la fin du Saalien (in Mangerud et al., 2011) ..	64
Figure I.17. Séquence pédo-sédimentaire synthétique du Pléistocène supérieur pour l'Europe du Nord-Ouest.....	65

Figure I.18 Cycles orbitaux régulant l'insolation de la Terre (Nisancioglu, 2009)	67
Figure I.19 Courbe d'évolution isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ des glaces du Groenland (carotte GRIP, Johnsen et al., 1997) avec succession des cycles de Dansgaard/Oeschger et événements de Heinrich (in Grousset, 2001).	70
Figure I.20 Cycle théorique de Bond pour le dernier Glaciaire : succession de D/O encadrée par des événements de Heinrich (H) (Bond et al, 1993, modifié).	71
Figure II.1 Eléments caractéristiques d'un bassin versant (Fryirs & Brierley, 2013, d'après Schumm, 1977).....	75
Figure II.2 Profil longitudinal théorique présentant l'évolution amont-aval des styles fluviaux et des paramètres morphologiques (in Fryirs & Brierley, 2013)	78
Figure II.3 Caractéristiques morphométriques des cours d'eau à méandres (Malavoi & Bravard, 2010)	80
Figure II.4 Paramètres morphologiques d'un chenal (Gilvear, 2005)..	81
Figure II.5 Représentation des différents styles fluviaux. Légende : A - Classification des types de chenaux d'après Miall (1977).....	83
Figure II.6 Classification des systèmes fluviaux selon Schumm et Meyer (1979) en fonction de la charge.....	84
Figure II.7 Dispositif transversal d'un fond de chenal montrant les alternances de mouilles (riffle) et de creux (pool) (in Gilvear, 2005)..	85
Figure II.8 Evolution de deux types de méandres distincts d'après Van den Berg, 1995 (in Malavoi & Bravard, 2010).....	88
Figure II.9 Caractéristiques morphométriques des rivières en tresses	89
Figure II.10 Genèse de la morphologie fluviale en tresses d'après le modèle expérimental de Leopold & Wolman (1957) 91	
Figure II.11 Les deux grands types d'avulsions locales ou régionales (d'après Stouthamer & Berendsen, 2001).....	92
Figure II.12 Relation entre les morphologies en tresses et méandriiformes, en fonction.....	94
Figure II.13 Modèle de faciès de cônes alluviaux et de rivières graveleuses à écoulements gravitaires (Miall, 1996).....	97
Figure II.14 Modèle de faciès de rivière graveleuse en tresses, à chenaux peu profonds (Miall, 1996).	98
Figure II.15 Modèle de faciès de rivière graveleuse en tresses, à chenaux profonds (Miall, 1996).....	99
Figure II.16 Modèle de faciès de rivières graveleuses divagantes (Miall, 1996).	100
Figure II.17 Modèle de faciès de rivière graveleuse méandriiforme (Miall, 1996).	101
Figure II.18 Modèle de faciès de rivière sablo-graveleuse méandriiforme (Miall, 1996).....	102
Figure II.19 Modèle de faciès de rivière sableuse méandriiforme (Miall, 1996).	103
Figure II.20 Modèle de faciès de rivière sableuse à chenaux peu profonds (Miall, 1996).....	103
Figure II.21 Modèle de faciès de rivière sableuse à chenaux profonds (Miall, 1996).	104
Figure II.22 Modèle de faciès de rivière sableuse à écoulements évènementiels (Miall, 1996).	105
Figure II.23 Représentation schématique du continuum glacio-fluvial et des transferts hydrosédimentaires (Roussel, 2011)	109
Figure II.24 Représentation de l'ajustement à un profil d'équilibre (a) et réponse du profil aux variations du niveau de base (in Jouve, 2007).....	115
Figure II.25 Réponse des systèmes fluviaux aux mouvements tectoniques (Delcaillau, 2011).....	116
Figure II.26 Coupe transversale schématique d'une terrasse alluviale illustrant les éléments descriptifs géomorphologiques et sédimentaires (Connell et al., 2007 modifié).....	117
Figure II.27 Coupe schématique de la haute vallée du Colorado, illustrant la succession des terrasses fluviales (d'après Blum, 1993 in Arnaud-Fassetta, 2008).....	119
Figure II.28 Evolution synthétique de la formation des terrasses fluviales de la Somme (Antoine et al., 2000).....	121
Figure II.29 Modèles de dépôt des systèmes fluviaux en réponse à une baisse relative du niveau marin (in Emery & Myers, 1996).....	128

<i>Figure II.30 Modèles de dépôt des systèmes fluviaux en réponse à une montée relative du niveau marin (in Emery & Myers, 1996).....</i>	<i>129</i>
<i>Figure II.31 Modèles de dépôt des systèmes fluviaux au cours d'un haut niveau marin, caractérisés par une diminution du potentiel d'accommodation (in Emery & Myers, 1996).....</i>	<i>130</i>
<i>Figure III.1 Carte géologique simplifiée de la Normandie (Chantraine et al., 1996 modifié).....</i>	<i>135</i>
<i>Figure III.2 Cartographie ancienne des axes d'ondulations et des failles dans la craie crétacée (Hébert, 1876).</i>	<i>138</i>
<i>Figure III.3 Structuration de la bordure est-armoricaine et de la baie de Seine (in Dugué, 2007).</i>	<i>141</i>
<i>Figure III.4 Carte géologique simplifiée de la baie de Seine avec les principaux ensembles structuraux et lithologiques et les contours de la paléo-Seine (Benabdellouahed, 2011).</i>	<i>142</i>
<i>Figure III.5 MNT terre-mer illustrant le relief, les pays normands et les réseaux de drainage du bassin versant côtier de la baie de Seine (DREAL Basse-Normandie et SHOM).....</i>	<i>147</i>
<i>Figure III.6 Unités morphologiques régionales au sud de la Basse Normandie (Ménillet & Riout, 1994).....</i>	<i>149</i>
<i>Figure III.7 Cartographie de l'ouest de la France (Musset, 1922).....</i>	<i>153</i>
<i>Figure III.8 Cartographie des trois nappes alluviales anté-saaliennes, saaliennes et weichséliennes du remplissage pléistocène de la paléovallée de la Seine (Benabdellouahed, 2011).....</i>	<i>158</i>
<i>Figure III.9 Extraits de la carte géologique à 1/250 000 de Rouen (Neau, 1979) avec tableau d'assemblage des cartes à 1 /50 000 (infoterre.brgm.fr).....</i>	<i>160</i>
<i>Figure III.10 Légende de la carte géologique à 1/250 000 (Neau, 1979).....</i>	<i>161</i>
<i>Figure III.11 Succession lithostratigraphique simplifiée du Mésozoïque de la région de Rouen (Lefèbvre, 1988).....</i>	<i>164</i>
<i>Figure III.12 Chronostratigraphie du Plio-Pléistocène dans le Cotentin et en Haute-Normandie (Dugué et al., 2009).</i>	<i>165</i>
<i>Figure III.13 Coupe stratigraphique de la Londe (partie Ouest) (Kuntz et al., 1979).....</i>	<i>168</i>
<i>Figure III.14 Structuration des reliefs traversés par la Seine (Cavelier & Medioni, 1980).</i>	<i>170</i>
<i>Figure III.15 Localisation des sites archéologiques et paléontologiques normands attribués au</i>	<i>171</i>
<i>Figure III.16 Les nappes alluviales de la Seine moyenne, au sud-ouest du Vexin (Lécolle, 1984).....</i>	<i>172</i>
<i>Figure III.17 Formation théorique d'une terrasse fluviale de la Seine moyenne au cours d'un cycle sédimentaire (Lécolle, 1984).</i>	<i>173</i>
<i>Figure III.18 Cartographie synthétique des terrasses depuis Muïds jusqu'à Caudebec-en-Caux (Masson & Evrard, 1979) 174</i>	
<i>Figure III.19 En haut : Cadre géomorphologique du méandre d'Elbeuf avec distinction des terrasses fluviales (Lefebvre, 1986 révisé) en vert : la couverture crayeuse crétacée, en rose : les altérites cénozoïques, en jaune : la couverture laessique. En bas : Coupe transversale synthétique NNW-SSE des six terrasses (T0 à T5) du méandre d'Elbeuf.....</i>	<i>175</i>
<i>Figure III.20 Système de terrasses étagées de la Basse-Seine numérotées de I à VIII. a. - Profil longitudinal de la Paléo-Seine, d'Elbeuf jusqu'au fosses du Cotentin (Lautridou in Antoine, et al., 2003b, modifié) ; b. - Coupe transversale simplifiée du système de terrasses dans la basse vallée de la Seine : géométrie, stratigraphie, géochronologie et corrélations stratigraphiques (Lautridou et al., 1999, modifié).</i>	<i>177</i>
<i>Figure III.21 Localisation des quatre unités sismiques reconnues en baie de Seine (Benabdellouahed 2011).</i>	<i>179</i>
<i>Figure III.22 Carte des isobathes de la base des paléovallées de la Seine présentant l'érosion latérale (trait vert). Profil transversal WNW-ESE (trait bleu) avec les trois terrasses étagées (1 à 3) de la paléoSeine quaternaire (Benabdellouahed 2011).....</i>	<i>180</i>
<i>Figure III.23 Carte des isopaques des nappes alluviales pléistocènes et des dépôts holocènes en baie de Seine (Benabdellouahed 2011).</i>	<i>181</i>
<i>Figure III.24 Corrélation des terrasses du Pléistocène moyen et supérieur décrites dans le méandre d'Ebeuf (Antoine et al., 2007) avec celles identifiées en sismique, dans la baie de Seine (Benabdellouahed, 2011).....</i>	<i>183</i>

<i>Figure III.25 Localisation du site d'étude. A: Orthophotographie du méandre d'Elbeuf avec localisation en jaune de la carrière CBN (d'après infoterre.brgm.fr), flèches blanches : écoulement actuel de la Seine, étoile jaune: front de taille. B: photographie du front de taille de la carrière étudiée (photo : Jamet, 2012).....</i>	<i>185</i>
<i>Figure III.26 Stratigraphie de la terrasse de Tourville la Rivière (carrière Devaux) et corrélation avec les stades isotopiques marins MIS (Lautridou, 1985, modifié).....</i>	<i>186</i>
<i>Figure III.27 Synthèse des données paléoenvironnementales de Tourville-la-Rivière (carrière Devaux) (Gaquerel, 1984a)</i>	<i>192</i>
<i>Figure III.28 Coupe sédimentaire verticale synthétique de Tourville-la-Rivière (2014). Unités lithologiques d'après Lautridou (1985) et associations de faciès sédimentaires. (légende ci-après).....</i>	<i>194</i>
<i>Figure III.29 Photographie des faciès sablo-graveleux de l'unité A de la coupe de.....</i>	<i>196</i>
<i>Figure III.30 Unité inférieure de la coupe de Tourville-la-Rivière (2012).</i>	<i>197</i>
<i>Figure III.31 Photographie du faciès Sr2 de l'unité D1 : sable quartzeux moyen à litage de rides.....</i>	<i>198</i>
<i>Figure III.32 Photographie des faciès fins silto-argileux des unités D1 à D3 (photo : Jamet, 2012).....</i>	<i>199</i>
<i>Figure III.33 Unité moyenne de la coupe de Tourville-la-Rivière (2013).</i>	<i>200</i>
<i>Figure III.34 Géométrie sédimentaire d'une barre sableuse dans l'association I (photo : Cliquet, 2010).....</i>	<i>201</i>
<i>Figure III.35 Géométries sédimentaires des dépôts à la base de la terrasse de Tourville-la-Rivière. Associations de faciès I : flot de débris et barres fluviales sablo-graveleuses et de faciès II : barre fluviale sablo-graveleuse (photo : Cliquet, 2010)).....</i>	<i>202</i>
<i>Figure III.36 Géométrie des dépôts de l'association II (photo : Jamet, 2012)</i>	<i>203</i>
<i>Figure III.37 Panorama de la coupe NE-SW de la sablière de Tourville-la-Rivière à la transition entre l'association fluviale III et l'association estuarienne IV (photo : Jamet, 2012).....</i>	<i>205</i>
<i>Figure III.38 Unité moyenne de Tourville-la-Rivière (photo: Jamet, 2014). P1 à 4 : paléosols, association V : estran vaseux avec pédogenèse, association VI : barre sableuse tidale et association VII : estran sableux tidal avec apports de versant ; Unités lithologiques d'après Lautridou (1985).....</i>	<i>207</i>
<i>Figure III.39 Coupe synthétique et évolution sédimentaire de la terrasse de Tourville-la-Rivière, au Pléistocène moyen avec synthèse des marqueurs anthropiques, climatiques et environnementaux.....</i>	<i>209</i>
<i>Figure III.40 Blocs diagrammes de l'évolution de la Seine saaliennne à Tourville-la-Rivière (étapes 3 à 6).</i>	<i>211</i>
<i>Figure III.41 Profil théorique de la Seine normande quaternaire sous l'influence du glacio-eustatisme</i>	<i>213</i>
<i>Figure III.42 Carte de localisation des sites étudiés dans le méandre d'Elbeuf, avec cartographie de la terrasse T4 (Lefévre et al., 1986)..</i>	<i>215</i>
<i>Figure III.43 Stratigraphie de la séquence lœssique de Saint-Pierre-lès-Elbeuf et attribution</i>	<i>216</i>
<i>Figure III.44 Coupe transversale synthétique NW-SE de la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf aux Fiefs Mancels (Lefévre et al., 1986)</i>	<i>217</i>
<i>Figure III.45 Photographie du bord externe de la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Fiefs Mancels) avec localisation des points d'observation</i>	<i>218</i>
<i>Figure III.46 Coupe sédimentologique synthétique de la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf aux Fiefs-Mancels (Carrière SPS, 2013).....</i>	<i>219</i>
<i>Figure.III.47 Photographie des faciès de l'association A dans la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Fiefs Mancels)</i>	<i>221</i>
<i>Figure III.48 Photographie du faciès Sr2 retrouvé dans l'association B de la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Fiefs-Mancels).....</i>	<i>222</i>
<i>Figure III.49 Panorama NE-SW de l'association A dans la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf au Fiefs Mancels (photo : Jamet, 2013).....</i>	<i>224</i>
<i>Figure III.50 Panorama NE-SW de l'association B et C dans la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf au Fiefs Mancels (photo : Jamet, 2013).....</i>	<i>225</i>

<i>Figure III.51 Coupe sédimentologique verticale de la nappe de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (propriété Gapenne-Michel, 2013).</i>	227
<i>Figure III.52 Corrélations entre les terrasses de Cléon et Tourville-la-Rivière (Auguste et al., 2003).</i>	228
<i>Figure III.53 Tancarville : carte de localisation des coupes et profil synthétique des formations de la Pointe (site 1) et du bas de versant (site 2) (Cordy et al., 2003).</i>	229
<i>Figure III.54 Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Touques (Légende de la stratigraphie et lithologie des terrains ci-après).</i>	235
<i>Figure III.55 Le bassin versant de la Touques avec le réseau de drainage, les grandes classes d'altitudes et le découpage amont-aval</i>	241
<i>Figure III.56 Profils transversaux de la vallée de la Touques avec leur localisation dans le bassin versant.</i>	243
<i>Figure III.57 Représentation 3D de la basse-vallée de la Touques (données : MNT Dreal)</i>	245
<i>Figure III.58 Profil longitudinal de la Touques quaternaire entre Lisieux et Deauville (Delcaillau et al., 1998)</i>	246
<i>Figure III.59 Coupe transversale de la nappe de fond de vallée de la Touques au Pont de Gacé</i>	247
<i>Figure III.60 Cartographie des terrasses fluviales étagées (T0 à T4) et du substratum géologique (légende figure III.36) entre Lisieux et Pont-l'Évêque (d'après Pareyn et al., 1970)</i>	248
<i>Figure III.61 Cartographie des terrasses fluviales étagées (T0 à T4) dans le secteur de Pont-l'Évêque et profil transversal (A-B) de la vallée de la Touques en relation avec la géologie du substratum (légende cf. Figure III.54)</i>	249
<i>Figure III.62 Coupe stratigraphique du forage de la nappe de Saint-Julien-Calonne (SJC2)</i>	250
<i>Figure III.63 Coupe stratigraphique du forage de la nappe de Saint-Etienne-la-Thillaye (SET-3)</i>	251
<i>Figure III.64 Coupe stratigraphique du forage de la nappe de Blonville-sur-Mer (BSM2)</i>	252
<i>Figure III.65 Coupe stratigraphique du forage de la nappe de Saint-Julien-sur-Calonne (SJC4)</i>	253
<i>Figure III.66 Coupe stratigraphique du forage de la nappe résiduelle du Lieu Lesniès à Pont-l'Évêque (PLE3)</i>	253
<i>Figure III.67 Coupe stratigraphique du forage de la nappe du Lieu Grieu à Pont-l'Évêque (PLE1)</i>	254
<i>Figure III.68 Profil longitudinal de la nappe de fond de vallée de la Touques weichsélienne (côtes altimétriques de la base de la nappe d'après données BSS (Annexe C)</i>	255
<i>Figure III.69 Profil transversal du fond de vallée de la Touques à Pont-l'Évêque (d'après C.E.T.E, 1963)</i>	256
<i>Figure III.70 Coupe stratigraphique du forage de la nappe alluviale de fond de vallée à Pont-l'Évêque (PLE4)</i>	257
<i>Figure III.71 Coupe stratigraphique du forage au Lieu Grieu, montrant le contact entre la terrasse T1 et T0</i>	258
<i>Figure III.72 Profils longitudinaux des terrasses fluviales (T0 à T4) de la Touques, entre Fervaques et Trouville-sur-Mer (environ 60 km)</i>	259
<i>Figure III.73 Carte des pentes moyennes du bassin versant de la Touques avec orientation des versants en pente douce des vallées dissymétriques.</i>	262
<i>Figure III.74 Exemple de coupe transversale de la vallée dissymétrique de la Paquine avec les processus périglaciaires expliquant la morphogenèse de la vallée.</i>	263
<i>Figure III.75 Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Dives (légende ci-après)</i>	266
<i>Figure III.76 Coupe géologique simplifiée de la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire sur la</i>	269
<i>Figure III.77 Calcul de l'asymétrie du bassin versant de la Dives (Hodel, 2014)</i>	272
<i>Figure III.78 Le bassin versant de la Dives avec le réseau de drainage (tracés blancs), les vallons secs (tracés pointillés blancs), les sous-bassins versants (tracés noirs), les unités géologiques et morphologiques homogènes.</i>	274
<i>Figure III.79 Profils longitudinaux et cartographie des ruptures de pente de la Dives et de ses affluents (Hodel, 2014), avec comparaison des données lithologiques du substratum (légende : cf. Figure III.75)</i>	275

<i>Figure III.80 Carte géologique simplifiée (d'après Gigot et al., 1999 modifié) au contact de la zone bocaine et de la plaine calcaire de Trun-Falaise, représentant le réseau des talwegs, entre Falaise et Morteaux-Coulibœuf. Coupe AB : profil topographique transversal NW-SE des affluents de la rive gauche de la Dives moyenne.</i>	277
<i>Figure III.81 Exemple d'organisation rectangulaire du Trainefeulle (affluent de la Dives). gris foncé : bancs durs de grès, arkoses et quartzites ordoviciens ; gris clair : bancs tendres de schistes et calcaires.</i>	278
<i>Figure III.82 Coupe transversale SW-NE de la vallée de la Dives, à Morteaux -Couliboef.</i>	278
<i>Figure III.83 Cartographie des terrasses fluviales à l'échelle du bassin versant de la Dives (Houari, 1994)</i>	286
<i>Figure III.84 Cartographie des dépôts fluviaux du cours amont de la Dives, entre Courménéil et Morteaux-Coulibœuf.</i>	290
<i>Figure III.85 Coupe transversale WSW-ENE des terrasses du cours amont de la Dives à Morteaux-Coulibœuf.</i>	291
<i>Figure III.86 Cartographie et pétrographie des dépôts fluviaux du cours amont à Morteaux-Coulibœuf.</i>	293
<i>Figure III.87 Coupe sédimentologique de la terrasse T1 à Morteaux-Coulibœuf.</i>	294
<i>Figure III.88 Coupe sédimentologique de la nappe de fond de vallée (T0) à la confluence de l'Ante et de la Dives.</i>	295
<i>Figure III.89 Coupe stratigraphique du forage COU2 dans la nappe alluviale de fond de vallée à Morteaux-Couliboef.</i>	296
<i>Figure III.90 Cartographie des dépôts fluviaux entre Ecajeul et Quétiéville.</i>	299
<i>Figure III.91 Transect W-E présentant la géométrie et le substratum de la vallée de la Dives au droit d'Écajeul.</i>	300
<i>Figure III.92 Coupe stratigraphique du forage CAM1 dans la nappe alluviale T3 au lieu dit »les Campigny «.</i>	301
<i>Figure III.93 Coupe stratigraphique du forage ECA1 dans la nappe alluviale d'Ecajeul.</i>	303
<i>Figure III.94 Photographie (Jamet) et coupe sédimentologique de la terrasse d'Ecajeul au lieu dit « La Grotte ».</i>	305
<i>Figure III.95 Profil S-N de la nappe alluviale de Quétiéville avec localisation des forages QUE3, QUE2 et QUE1.</i>	306
<i>Figure III.96 Coupe stratigraphique du forage QUE2 dans la nappe alluviale de Quétiéville.</i>	307
<i>Figure III.97 coupe sédimentologique de la nappe de Quétiéville au lieu dit « Les Flabls ».</i>	308
<i>Figure III.98 Photographies la nappe alluviale de Quétiéville avec positionnement des prélèvements pour datations (photographies : Jamet).</i>	308
<i>Figure III.99 Coupe stratigraphique du forage QUE4 dans la nappe alluviale de fond de vallée à Quétiéville.</i>	309
<i>Figure III.100 Cartographie et pétrographie des dépôts fluviaux du cours moyen de la Dives, entre Ecajeul et Quétiéville.</i>	311
<i>Figure III.101 Cartographie des terrasses fluviales entre Quétiéville et Dives-sur-Mer. Points bleus : position des forages BRGM avec référence des coupes.</i>	313
<i>Figure III.102 Coupe sédimentologique de la nappe du Bois des Vignes (BVI – Terrasse T6) à proximité de Touffréville.</i>	314
<i>Figure III.103 Coupe stratigraphique du forage ARG2 dans la nappe alluviale des buttes argileuses d'Argences.</i>	315
<i>Figure III.104 Coupe stratigraphique du forage AMF2 dans la nappe alluviale des buttes argileuses d'Amfreville.</i>	315
<i>Figure III.105 Coupe stratigraphique du forage CAN1 dans la nappe alluviale de Canteloup.</i>	316
<i>Figure III.106 Coupe stratigraphique du forage MER dans la nappe alluviale de Merville-Franceville.</i>	317
<i>Figure III.107 Coupe stratigraphique du forage HERN2 dans la nappe alluviale de Hernetôt à proximité de Cléville.</i>	318
<i>Figure III.108 Coupe stratigraphique du forage CAB1 dans la nappe alluviale de fond de vallée de Cabourg.</i>	320
<i>Figure III.109 Profil transversal synthétique du système de terrasses étagées du cours aval de la Dives.</i>	321
<i>Figure III.110 Cartographie et pétrographie des dépôts fluviaux quaternaires du cours de la Dives, entre Quétiéville et Dives-sur-Mer.</i>	323
<i>Figure III.111 Profils longitudinaux des terrasses fluviales quaternaires de la Dives.</i>	325
<i>Figure III.112 Évolution hypothétique du bassin versant de la Dives entre la fin du Pléistocène inférieur et le début du Pléistocène moyen (légende cf. Figure III.115).</i>	328

<i>Figure III.113 Évolution hypothétique du bassin versant de la Dives au début du Pléistocène moyen.....</i>	<i>330</i>
<i>Figure III.114 Évolution hypothétique du bassin versant de la Dives du Pléistocène moyen récent au Pléistocène supérieur. (légende cf. Figure III.115).....</i>	<i>331</i>
<i>Figure III.115 Légende des figures III.112, III.113 et III.114.</i>	<i>332</i>
<i>Figure III.116 Diffractogrammes de quelques échantillons des dépôts fluviaux de la Dives quaternaire</i>	<i>337</i>
<i>Figure IV.1 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine au Pliocène-Pléistocène inférieur..</i>	<i>349</i>
<i>Figure IV.2 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine au Pléistocène moyen (Saalien). 352</i>	
<i>Figure IV.3 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine au Pléistocène supérieur (Eémien)..</i>	<i>353</i>
<i>Figure IV.4 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine au Pléistocène supérieur (Weichsélien).....</i>	<i>354</i>
<i>Figure IV.5 Évolution paléogéographique du bassin versant côtier de la baie de Seine à la fin du Pléistocène supérieur.</i>	<i>355</i>

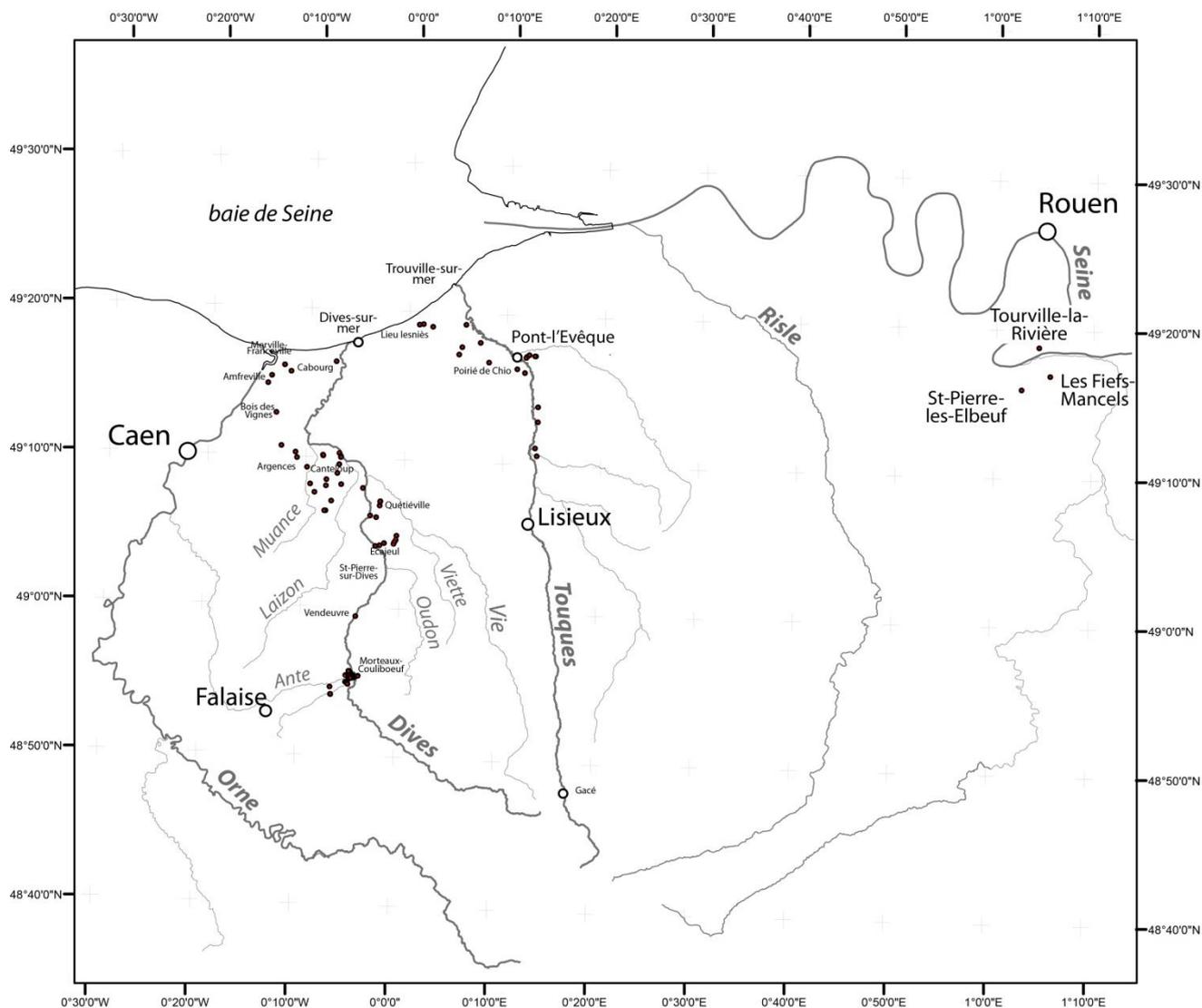
Liste des tableaux

<i>Tableau 1. Modèle de tableau d'inventaire pétrographique pour les galets et graviers des dépôts fluviatiles des bassins versants de la Dives et de la Touques.....</i>	<i>20</i>
<i>Tableau 2. Lithofaciès fluviatiles (d'après Miall, 1977).....</i>	<i>20</i>
<i>Tableau 3. Lithofaciès fluviatiles, suppléments (d'après Miall, 1990).....</i>	<i>21</i>
<i>Tableau 4. Nomenclature des classes granulométriques.....</i>	<i>21</i>
<i>Tableau 5. Hiérarchie des surfaces limites et des unités de dépôts fluviatiles (Miall, 1996 in Tedesco et al., 2010).....</i>	<i>23</i>
<i>Tableau 6. Localisation et nombre d'échantillons sédimentaires pour datation ESR sur Quartz.....</i>	<i>27</i>
<i>Tableau 7. Paramètres utilisés pour la détection des replats des fleuves Dives et Seine avec l'outil TerEx (Stout & Belmont, 2012).....</i>	<i>37</i>
<i>Tableau II.1 Indice de sinuosité des cours d'eau.....</i>	<i>79</i>
<i>Tableau II.2 Caractéristiques des principaux styles fluviatiles et des architectures sédimentaires fluviatiles associées (d'après Miall, 1985, 1990).....</i>	<i>96</i>
<i>Tableau III.1 Chronostratigraphie du Quaternaire normand (Lautridou et al., 2003a).....</i>	<i>159</i>
<i>Tableau III.2 Synthèse des noms et des altitudes des terrasses fluviatiles dans le méandre d'Elbeuf avec proposition de l'âge des incisions, d'après les travaux de Lautridou (1985) ; Lefebvre et al. (1986) et Lautridou et al. (1999).....</i>	<i>176</i>
<i>Tableau III.3 Corrélations et contexte paléoenvironnemental des unités lithologiques observées dans les coupes de Tancarville et de Tourville-la-Rivière (Cordy et al., 2003).....</i>	<i>230</i>
<i>Tableau III.4 Corrélations des unités lithologiques décrites à Tancarville, Cléon et Tourville-la-Rivière, avec les stades isotopiques.....</i>	<i>231</i>
<i>Tableau III.5 Synthèse des altitudes des terrasses fluviatiles de la Touques.....</i>	<i>259</i>
<i>Tableau III.6 Paramètres et caractères physiques des sous-bassins versants de la Dives.....</i>	<i>272</i>
<i>Tableau III.7 Comparaison du nombre d'affluents et du linéaire moyen entre la rive gauche et droite de la Dives.....</i>	<i>273</i>
<i>Tableau III.8 Synthèse bibliographique des dénominations des dépôts fluviatiles avec altitudes et attributions stratigraphiques.....</i>	<i>288</i>
<i>Tableau III.9 Récapitulatif des échantillons analysés par forage.....</i>	<i>292</i>
<i>Tableau III.10 Synthèse lithostratigraphique et nouveaux éléments de datation.....</i>	<i>326</i>
<i>Tableau III.11 Synthèse des cortèges de minéraux argileux et semi-quantification, dans les terrasses fluviatiles de la Dives, Touques et Seine.....</i>	<i>335</i>
<i>Tableau IV.1 Synthèse de l'évolution cénozoïque du bassin versant côtier de la baie de Seine dans le cadre de l'Europe du NW.....</i>	<i>343</i>

ANNEXES

Annexe A : carte et tableau synthétique de localisation des études sédimentaires et des points de forages BRGM (2013)

Carte de localisation



Localisation et références des études sédimentaires et forages BRGM (2013)

LOCALISATION	REFERENCES	Coordonnées (Degrés, minutes, décimales)		
		LATITUDE (Y)	LONGITUDE (X)	ALTITUDE (Z)
DIVES				
Bavent - Carrière CALCIA - Bois des vignes	BVI	N49°12.928 '	W0°13.174 '	65
Fresné-la-Mère « Le Moulinet »	FRE1	N48°54.157 '	W0°06.587 '	80
Fresné-la-Mère « Le Moulinet »	FRE2	N48°54.132 '	W0°06.555 '	79
Morteaux-Coulibœuf « La Pièce - D39B »	MOR1	N48°55.481 '	W0°04.360 '	46
Morteaux-Coulibœuf - Le Petit Coulibœuf»	MOR2	N48°55.737 '	W0°04.769 '	45
Ecajeul « Le Jonquet »	ECA1	N49°04.408 '	W0°01.697 '	18
Biéville-Quétiéville« Route D154» carrefour	QUE1	N49°06.929 '	W0°02.303 '	10
Biéville-Quétiéville« Les Flabels»	QUE2	N49°07.214 '	W0°02.242 '	10
Biéville-Quétiéville « Parc Genvrin»	QUE3	N49°06.123 '	W0°02.601 '	12
Méry-Corbon« La ferme Mathan»	MeC	N49°08.059 '	W0°04.053 '	10
Cléville « Le Bois Roger»	CLE	N49°08.262 '	W0°06.304 '	31
Saint-Ouen-du-Mesnil-Oger« D138 Hernetot»	SOM	N49°09.596 '	W0°06.574 '	19
Hernetot –bis	HERN2	N49°10.130 '	W0°06.422 '	7
Hernetot	HERN1	N49°10.077 '	W0°06.436 '	7
Hernetot «La folie»	HERN3	N49°10.347 '	W0°06.589 '	6
Saint-Pierre-du-Jonquet « le Grand Plain»	SPJ1	N49°10.181 '	W0°08.248 '	17
Saint-Pierre-du-Jonquet « le Grand Plain»	SPJ2	N49°10.140 '	W0°08.238 '	16
Canteloup «rue Saint Jean-Baptiste»	CAN1	N49°08.142 '	W0°07.834 '	42
Argences «La Jaunière»	ARG1	N49°07.672 '	W0°08.993 '	69
Argences«Route de Dozulé»	ARG2	N49°08.220 '	W0°09.457 '	62
Héritot	HERI	N49°08.991 '	W0°06.727 '	26
Canteloup«Le Mesnil»	CAN2	N49°08.558 '	W0°07.815 '	23
Les vignes de Bague « Route de la Bruyère »	BAG1	N49°06.459 '	W0°07.922 '	60
Les vignes de Bague « Route de la Bruyère »	BAG2	N49°06.454 '	W0°07.784 '	63
Le Haut des Pédouzes « La Route de la Bruyère »	PED	N49°07.130 '	W0°07.256 '	60
Saint-Pair « Route d'Argences »	SPA1	N49°09.962 '	W0°10.890 '	38
Saint-Pair –Le Plain« Chemin du Haut Magny »	SPA2	N49°09.326 '	W0°09.841 '	37
Troarn-Saint-Pair « Les Petites Bruyères »	TRO	N49°10.315 '	W0°11.074 '	37
Amfreville« Route de Sallenelles »	AMF1	N49°15.404 '	W0°13.769 '	38
Amfreville« Le Plain - Mairie »	AMF2	N49°14.900 '	W0°14.130 '	53
Merville-Franceville-Plage« Les Banques »	MER	N49°16.150 '	W0°12.510 '	14
Gonneville-en-Auge « Le Calvaire »	GON	N49°15.732 '	W0°11.828 '	19
Cabourg Golf public "Avenue de l'Hippodrome"	CAB1	N49°16.497 '	W0°07.26078 '	3
Ecajeul « Le Haras »	ECA2	N49°04.384 '	W0°00.736 '	21
Ecajeul « Le Haras »	ECA3	N49°04.499 '	W0°00.659 '	19
Ecajeul « Les Quatre Routes»	ECA4	N49°04.644 '	W0°00.528 '	20
Le Mesnil-Mauger "Les Campigny"	CAM1	N49°04.934 '	W0°00.484 '	28
Ecajeul - Le Mont-Hérault (fond de vallée)	ECA5	N49°04.195 '	W0°02.598 '	17
Quétiéville "Le Moulin"	QUE4	N49°06.231 '	W0°03.222 '	9
Sannerville "Ruisseau du Pont Bâle" "Chemin Foltot"	SAN1	N49°10.729 '	W0°12.545 '	8
Vendeuvre "Le Bourg"	VEN1	N48°59.433 '	W0°04.340 '	31
Bloqueville - Cantepie	BLO2	N48°54.869 '	W0°04.854 '	64
Bloqueville - "Château"	BLO1	N48°55.004 '	W0°05.106 '	64
Damblainville	DAM1	N48°54.651 '	W0°06.667 '	72
Morteaux-Coulibœuf "Chemin de Barou"	COU3	N48°55.440 '	W0°03.845 '	51
Morteaux-Coulibœuf - Lavoire - Fond de vallée	COU2	N48°55.375 '	W0°04.144 '	45
Morteaux-Coulibœuf - Croisement "La Pièce"	COU1	N48°55.305 '	W0°04.328 '	46
Morteaux-Coulibœuf - chemin agricole	COU5	N48°55.283 '	W0°04.549 '	50

Morteaux-Couliboeuf - champs	COU6	N48°55.292 '	W0°04.424 '	48
Morteaux-Couliboeuf/Blocqueville - champs	COU7	N48°55.279 '	W0°04.650 '	51
Morteaux-Couliboeuf/Blocqueville-nouvelle maison	COU8	N48°55.192 '	W0°04.806 '	53
Morteaux-Couliboeuf "route Gare"	COU9	N48°55.456 '	W0°05.118 '	54
Le petit couliboeuf	COU10	N48°55.753 '	W0°04.808 '	45
Le petit couliboeuf	COU11	N48°55.756 '	W0°04.757 '	45
Le petit couliboeuf	COU12	N48°55.663 '	W0°04.748 '	45
Le petit couliboeuf	COU13	N48°55.668 '	W0°04.725 '	44
Le petit couliboeuf	COU14	N48°55.672 '	W0°04.701 '	44
Le petit couliboeuf	COU15	N48°55.672 '	W0°04.679 '	44
Le petit couliboeuf	COU16	N48°55.671 '	W0°04.696 '	44
Sondage SRA, Le petit couliboeuf	MORØØ1	N48°55.663 '	W0°04.748 '	45
Sondage SRA, Le petit couliboeuf	MORØØ2	N48°55.672 '	W0°04.679 '	44
Sondage SRA, Biéville-Quétiéville	QUEØØ1	N49°07.196 '	W0°02.255 '	10
Sondage SRA, Ecajeul « La Grotte »	ECAØØ1	N49°04.251 '	W0°02.155 '	19
TOUQUES				
Saint-Julien-sur-Calonne "Four à Chaux"	SJC1	N49°17.307 '	E0°13.068 '	63
Saint-Julien-sur-Calonne "Four à Chaux"	SJC2	N49°17.305 '	E0°13.002 '	63
Saint-Julien-sur-Calonne "Le Chouquet"	SJC3	N49°17.378 '	E0°12.395 '	34
Pont-L'Evêque "Lieu Grieu"	PLE1	N49°17.251 '	E0°12.165 '	20
Pont-L'Evêque "Lieu Grieu"	PLE2	N49°17.198 '	E0°12.102 '	14
Pont-L'Evêque "Lieu Lesniès"	PLE3	N49°16.405 '	E0°11.224 '	24
Pont-L'Evêque Base de loisirs "Parking Cour de France"	PLE4	N49°16.169 '	E0°11.999 '	14
Saint-Etienne-la-Thillaye "Saint-Cloud" Chemin de la Cuve	SET1	N49°18.090 '	E0°07.387 '	15
Tourgéville "Lieu Isabel"	ISA1	N49°19.258 '	E0°05.845 '	10
Le Breuil-en-Auge "39 rue Jules Grun"	LBA1	N49°13.893 '	E0°13.480 '	38
Le Breuil-en-Auge "Le gentil Lieu" carrefour D579	LBA2	N49°12.900 '	E0°13.497 '	45
OUILLY-le-Vicomte "rue des Bégonias"	OLV1	N49°11.126 '	E0°13.314 '	46
OUILLY-le-Vicomte "Chemin du Manoir"	OLV2	N49°10.616 '	E0°13.491 '	45
Blonville-sur-Mer "Le Chemin du Droulet" Lieu Pieugé	BSM1	N49°19.213 '	E0°01.516 '	42
Blonville-sur-Mer "Route de Tourgéville" Lieu Pieugé	BSM2	N49°19.164 '	E0°01.093 '	47
Blonville-sur-Mer "Chemin de la butte de Mautort" Saut du Loup	BSM3	N49°19.054 '	E0°02.466 '	45
Beaumont-en-Auge "Le Bois amiot"	BEA1	N49°16.787 '	E0°08.321 '	50
Saint-Etienne-la-Thillaye "Chemin du Quai au Coq"	SET2	N49°17.758 '	E0°05.530 '	47
Saint-Etienne-la-Thillaye "La porte barberie"	SET3	N49°17.260 '	E0°05.222 '	53
Saint-Julien-sur-Calonne "Le Chouquet"	SJC4	N49°17.381 '	E0°12.398 '	35
ORNE				
Hérouville-Saint-Clair-Lébisey "route de Colombelles"	HSC1	N49°12.930 '	W0°20.211 '	62
Hérouville-Saint-Clair "Château de Beauregard"	HSC2	N49°12.814 '	W0°18.830 '	17
Blainville-sur-Orne "Route de Ouisseham" Décharge	BLA1	N49°13.237 '	W0°18.653 '	4
SEINE				
Carrière SPS-Les Fiefs Mancels à Criquebeuf (Seine)	CRI	N49°16.934 '	E1°05.629 '	48
Carrière CBN-La fosse Marmitaine à Tourville-la-Rivière (Seine)	TOU	N49°18.858 '	E1°04.433 '	25
Sondage SRA à Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Seine)	SPE	N49°15.999 '	E1°02.735 '	40

Annexe B : profils longitudinaux et détection automatique des terrasses fluviales

Elaboration des profils longitudinaux

- Étape 1

Les données spatialisées du tracé du cours actuel (format shp., source DREAL) sont extraites à partir du MNT-10 m, en utilisant le logiciel GlobalMapper pour une meilleure incrémentation. La fonction *Generate Path Profil Along Line* de l'outil de digitalisation (*DigitizerTool*) permet d'enregistrer un fichier de *n* points spatialisés pour l'élaboration d'un profil longitudinal du cours d'eau. Pour simplifier, le tracé linéaire du cours d'eau, en format vectoriel, est converti en une multitude de points intégrant une série de paramètres comme les coordonnées XY, l'altitude Z en mètres ou la distance X en km sur un profil longitudinal depuis la source (0 km). Par exemple, 5338 points altimétriques du fond de vallée sont enregistrés pour le cours de la Touques de 108 km de long.

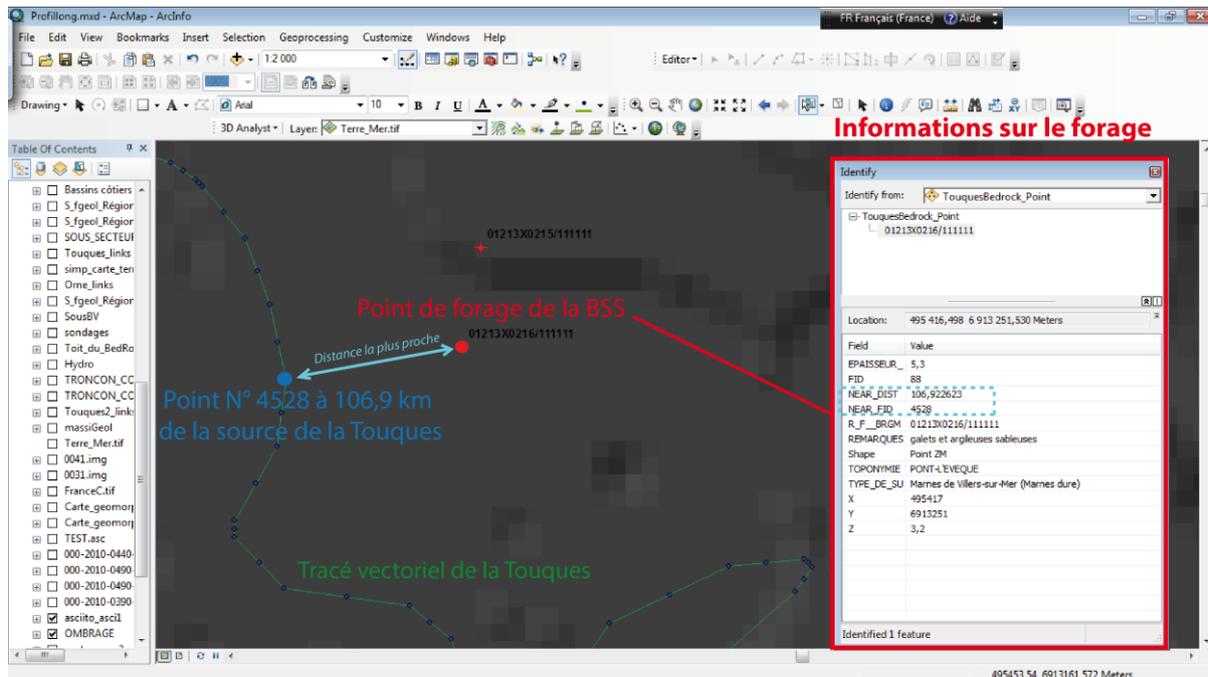
Point (ID)	X (Lambert 93)	Y (Lambert 93)	Altitude (m)	Distance (segment, m)	Distance à la source (km)	Pente (Degrés)	Pente (%)
1	503045,898	6849869,708	292,883	0	0	-	-
2	503068,619	6849892,055	290,474	31,876	0,000031876	4,3	7,60%
3	503091,34	6849914,403	287,749	31,876	0,000063752	4,9	8,50%
4	503116,524	6849944,626	285,842	39,348	0,0001031	2,8	4,80%
5	503141,709	6849974,848	283,191	39,348	0,00014245	3,9	6,70%
6	503177,015	6850014,531	278,466	53,126	0,00019557	5,1	8,90%
7	503212,322	6850054,213	276,592	53,126	0,0002487	2	3,50%
8	503235,075	6850086,505	274,686	39,51	0,00028821	2,8	4,80%
9	503257,828	6850118,796	273,782	39,51	0,00032772	1,3	2,30%
10	503272,962	6850136,16	272,543	23,038	0,00035076	3,1	5,40%
11	503288,097	6850153,523	271,984	23,038	0,0003738	1,4	2,40%
12	503298,131	6850158,437	271,378	11,175	0,00038497	3,1	5,40%
13	503308,166	6850163,351	270,772	11,175	0,00039615	3,1	5,40%
14	503330,547	6850150,673	268,474	25,728	0,00042188	5,1	8,90%
15	503352,928	6850137,996	266,292	25,728	0,0004476	4,8	8,50%
16	503360,423	6850137,934	265,883	7,497	0,0004551	3,1	5,50%
17	503367,918	6850137,872	265,586	7,497	0,0004626	2,3	4,00%
18	503383,031	6850152,737	265,483	21,203	0,0004838	0,3	0,50%
19	503398,145	6850167,603	265,433	21,203	0,000505	0,1	0,20%
20	503420,679	6850167,416	265,047	22,54	0,00052754	1	1,70%
21	503443,214	6850167,229	265,386	22,54	0,00055008	0,9	1,50%
22	503455,779	6850182,116	264,595	19,485	0,00056957	2,3	4,10%
23	503468,345	6850197,003	264,15	19,485	0,00058905	1,3	2,30%
24	503513,644	6850236,602	262,727	60,18	0,00064923	1,4	2,40%
25	503558,944	6850276,202	262,755	60,18	0,00070941	0	0,00%
26	503568,917	6850273,671	262,02	10,291	0,00071971	4,1	7,10%

Exemple de table attributaire du fleuve Touques utilisé pour l'élaboration d'un profil longitudinal.

- Étape 2

Sous ArcGIS 10.0, le principe est d'identifier pour chaque point de nappes alluviales, le point du tracé de référence le plus proche et de lui associer sa distance X sur le profil longitudinal. Le fichier de points du tracé de référence (format .dbf) est projeté sur l'interface ArcMap avec, en parallèle, le fichier de points de l'inventaire des nappes alluviales. Les deux fichiers de points doivent être dans un format *shp.* et projetés dans le même système de coordonnées pour le traitement sous ArcMap.

Chaque point du tracé de référence comporte un numéro de référence FID correspondant à une distance X sur le profil longitudinal. La requête utilisée est la suivante : *ArcToolbox* → *Analysis* → *Tools* → *Proximity* → *Near*). La table attributaire de la base de données des nappes alluviales enregistre alors des valeurs de référence (NEAR_DIST et NEAR_FID) pour chaque point. Ces valeurs correspondent à une distance X sur le profil de référence. Le report des distances X sur le fichier d'inventaire des nappes est effectué manuellement.



Exemple d'interface sous ArcMap représentant le résultat de la requête « du plus proche voisin » (Proximity-> Near).

- Étape 3

L'étape suivante consiste à ouvrir une interface graphique (XZ) en prenant en compte les données du profil de référence et les points de la base des nappes. L'ensemble des points est ensuite importé sous un logiciel de DAO (Adobe Illustrator) où les profils longitudinaux sont tracés. Un contrôle des points de la base de la nappe de fond (Weichsélien) est réalisé dans un premier temps.

Détection automatique des terrasses fluviales (TerEx)

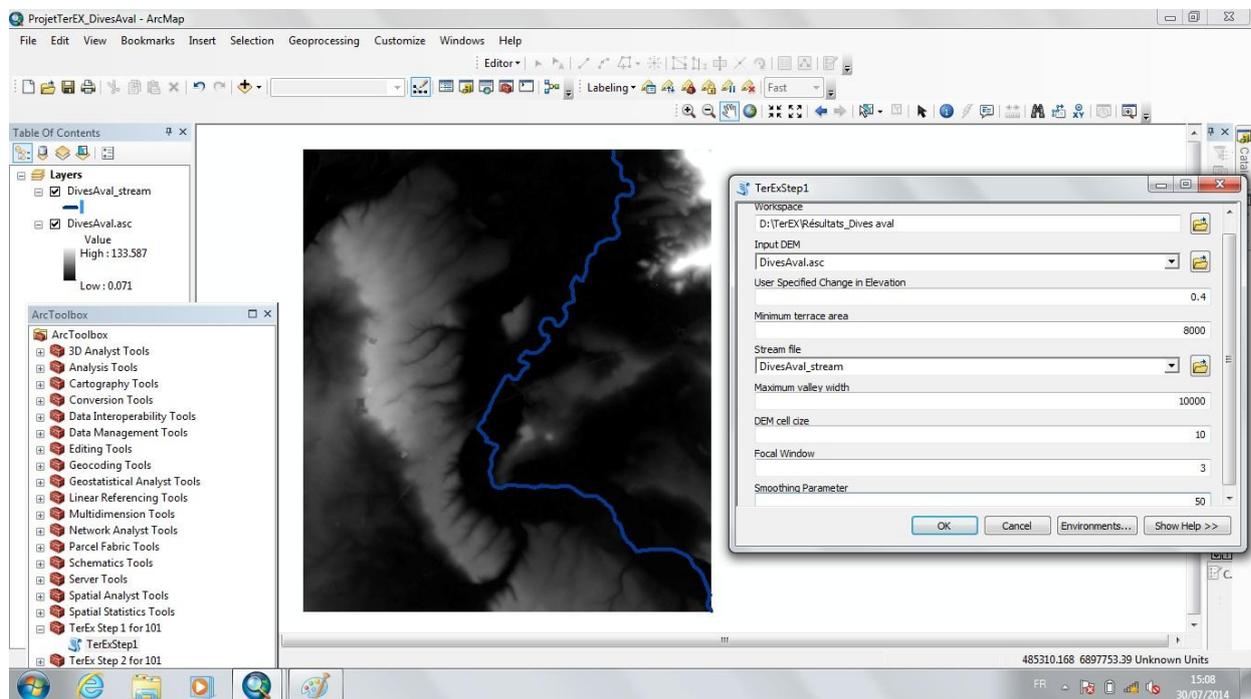
- Étape 1

La première étape correspond à l'identification automatique, à partir d'un MNT, des morphologies de plaine alluviale ou de terrasse fluviale. Cette identification requiert deux types de données : le MNT avec sa résolution (*cell size*) et le tracé vectoriel du cours d'eau principal (*Stream shapefile*). Le calcul nécessite de paramétrer des valeurs en adaptation avec le contexte géomorphologique. Les paramètres sont les suivants :

- Le **relief local de la surface** (*local relief*), c'est-à-dire les intervalles d'altitude du MNT, associé à une **fenêtre focale** (*focal window*) spécifique de 100 m² maximum. Cette dernière correspond à la méthode d'agrégation des cellules du MNT converties ultérieurement en polygones (*shapefile*). Ce paramètre détermine si les surfaces sont agrégées ou séparées en plusieurs caractères (ou polygones). Une fenêtre focale réduite aura tendance à séparer de multiples surfaces et inversement ;

- la **superficie minimum d'une terrasse potentielle** (*Minimum terrace area*). Elle implique que tous les polygones dont la superficie est inférieure à la superficie minimum choisie ne sont pas pris en compte. Ce paramètre doit être suffisamment grand pour intégrer les variations de pente et être en accord avec la largeur de la vallée actuelle ;

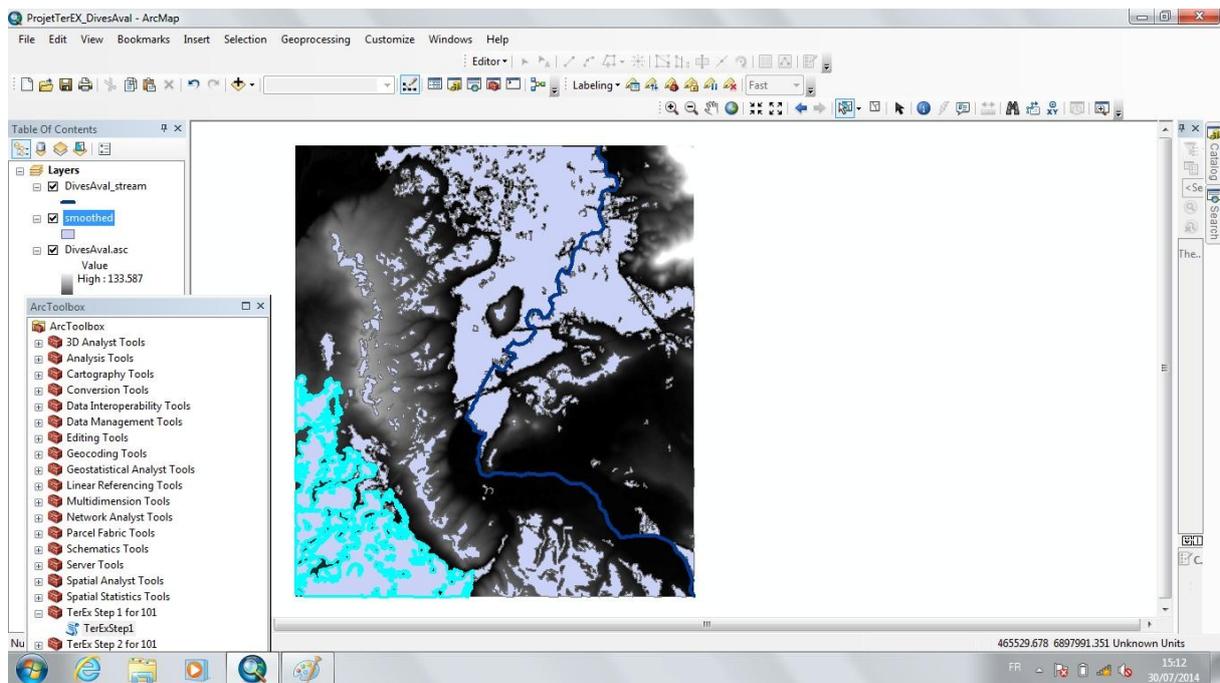
- le **paramètre d'atténuation** (*Smoothing tolerance*). Ce paramètre concerne la morphologie des bords de polygones. Un petit seuil correspond à la forme d'origine des cellules du MNT tandis qu'un grand seuil arrondit les bordures de polygones.



Exemple d'interface ArcMap à l'étape 1 de TerEX pour la Dives aval. *Le fond noir représente le MNT, le tracé bleu représente le tracé fluviale de la Dives aval.*

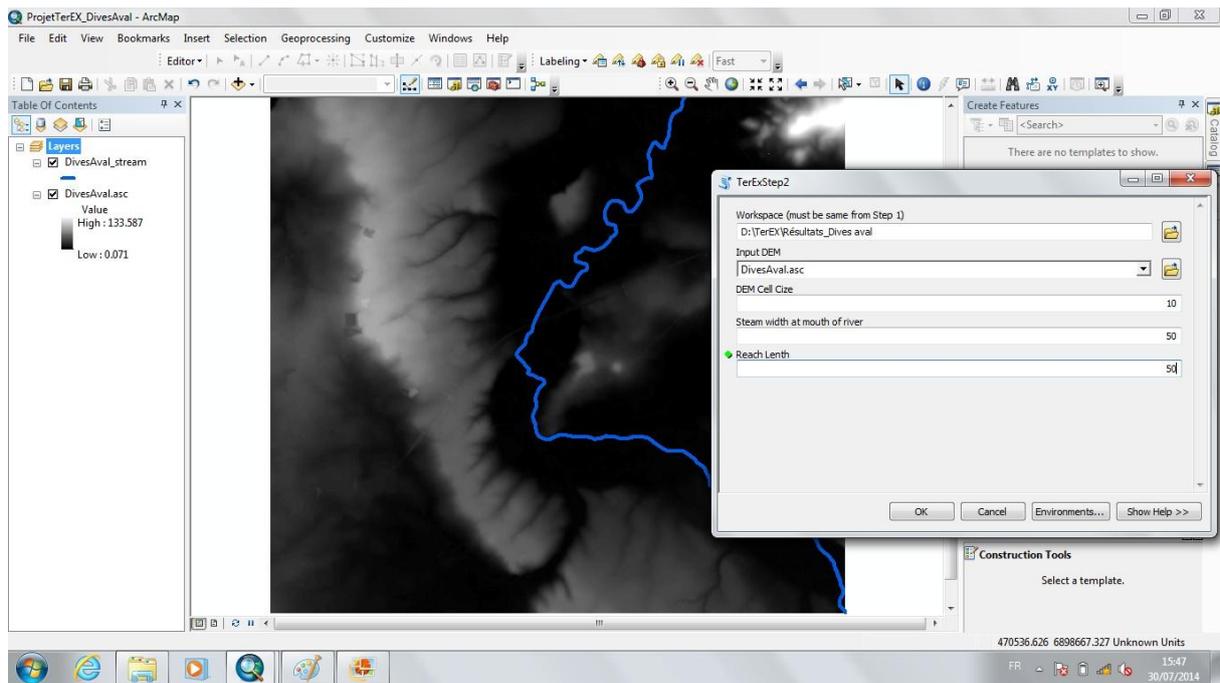
- Étape 2

Un traitement manuel des données est réalisé à partir du fichier obtenu lors de la première étape (fichier *smoothed.shp*). Ce fichier peut être modifié sous ArcMap (*Editor Tool Box*). L'objectif est de supprimer et/ou modifier les formes considérées comme anormales (replats structuraux, structures anthropiques, plan d'eau) par rapport à une terrasse fluviale réellement observé sur le terrain. Une comparaison avec les données cartographiques de terrain est nécessaire pour valider la détection automatique des replats.



Exemple d'interface ArcMap à l'issue de l'étape 1 de TerEX pour la Dives aval (replat structural en surbrillance bleu correspondant à la structure monoclinale des calcaires bajo-bathoniens)

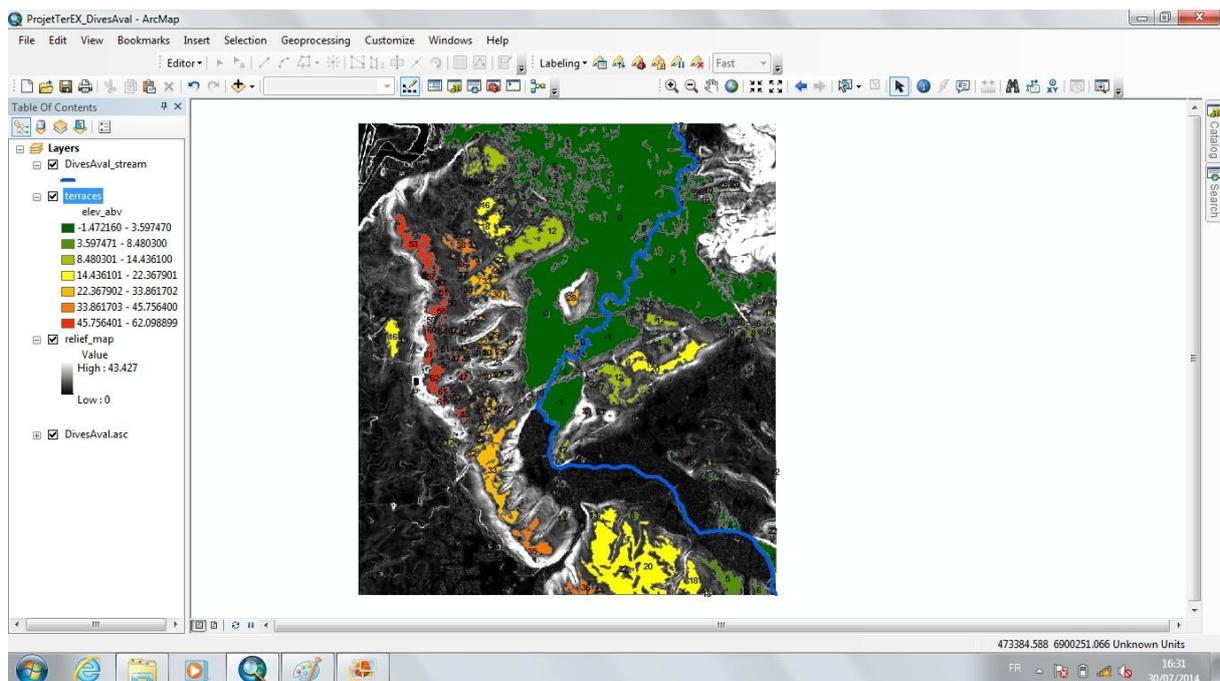
Une fois le fichier *smoothed.shp* édité et sauvegardé, un nouveau calcul est réalisé pour finaliser la détection des replats et attribuer les altitudes relatives à chaque polygone. Ce calcul est fondé sur le tronçonnement, en intervalle défini (exemple : 50 m), du tracé vectoriel du cours d'eau principal. De ce fait, chaque polygone identifié est associé au tronçon de la rivière le plus proche, afin de calculer l'altitude relative par rapport au fond de vallée (l'altitude du cours d'eau est soustraite à l'altitude du replat).



Exemple d'interface ArcMap à l'étape 2 de TerEX pour le cours de la Dives aval

Ces deux étapes de traitement produit quatre fichiers de résultats :

- un nouveau MNT correspondant au relief local ;
- un fichier vectoriel du cours d'eau principal divisé en n tronçons ;
- un fichier vectoriel du cours d'eau principal avec la table attributaire des altitudes des replats les plus proches du cour d'eau ;
- un fichier vectoriel de polygones (cartographie des replats) dont chaque polygone possède les paramètres suivants dans la table attributaire : altitude NGF des replats, superficies des terrasses et altitudes relatives par rapport au fond de vallée le plus proche.



Exemple de représentation cartographique à l'issue de l'étape 2 de TerEX pour le cours de la Dives aval (MNT du relief local, cartographie des replats et leurs altitudes relatives par rapport au fond de vallée)

Annexe C : côtes altimétriques des nappes alluviales de la Touques

Les tableaux présentent les sondages et les données altimétriques (NGF) archivés dans la banque du sous-sol et les données de forages 2013 utilisés pour les nappes alluviales de la Touques.

Synthèse des côtes de la base de la nappe alluviale de fond de vallée de la Touques

LOCALISATION	Distances (km)	Altitudes (m)	Références
LA FAUDINIÈRE	9,7	181,0	02134X0012/F
LAITERIE DES PRAIRIES DE L'ORNE	14,5	187,3	01778X0003/F
PONT SUR LA TOUQUES	14,3	176,0	01778X0017/S1
LA RIVIÈRE	16,2	168,0	01778X0004/S-1
NOTRE-DAME-DE-COURSON TERRAIN DE CAMPING	41,5	96,5	01477X0040/LIV3
FERVAQUESAERIUM SECURITE SOCIALE, F1	48,0	71,7	01477X0005/F1
PONT SUR LA TOUQUES - CD 47	48,6	74,7	01477X0008/S
PONT SUR LA TOUQUES - CD 47	48,6	75,7	01477X0009/S
SAINT-JEAN-DE-LIVET VALLÉE DE LA TOUQUES	55,0	47,0	01473X0120/F
SAINT-GERMAIN-DE-LIVET	54,0	57,0	01473X0119/F
ST MARTIN DE LA LIEUE NO 2	58,4	49,5	01473X0049/F
SAINT-JACQUES-DE-LISIEUX	62,3	41,0	01473X0007/S1
SAINT-JACQUES-DE-LISIEUX	62,3	41,1	01473X0008/S2
PUITS DE LA VALLEE DE LA TOUQUES	62,3	41,0	01473X0006/PC
LISIEUX SONDAGE 28 - RUE FOURNET	62,8	37,1	01473X0027/S28
LISIEUX IMMEUBLE RUE DE LA GARE	63,2	37,0	01217X0016/P
LISIEUX SONDAGE 27 - GARE DE LISIEUX	63,1	33,8	01473X0047/S27
LISIEUX SONDAGE 26 - RUE TESSON	63,2	38,6	01473X0046/S26
LISIEUX PLACE FOURNET	63,3	36,0	01217X0289/S25
LISIEUX RUE D'ALENCON	63,4	35,9	01217X0285/S21
LISIEUX RUE FLEURIOT	63,4	36,5	01217X0283/S19
LISIEUX 7, RUE SAINT-URSIN	63,4	38,0	01217X0007/F
LISIEUX BD SAINTE-ANNE	63,4	37,5	01217X0019/P4
LISIEUX BOULEVARD JEANNE D'ARC	63,4	36,6	01217X0286/S22
LISIEUX RUE HAROU	63,5	35,4	01217X0273/S9
LISIEUX PONT DE LISIEUX	63,4	35,4	01217X0002/S
LISIEUX RUE DE CARMEL	63,4	38,1	01217X0288/S24
LISIEUX RUE DU CARMEL	63,4	36,9	01217X0221/S
LISIEUX BOULEVARD DEMAGNY	63,4	56,5	01217X0293/S32
LISIEUX RUE PONT-MORTAIN	63,4	36,7	01217X0281/S17
LISIEUX PLACE GAMBETTA	63,5	36,5	01217X0282/S18
LISIEUX MONOPRIX ANGLE RUES H. CHERON ET DES MATHURINS	63,6	36,1	01217X0321/P
LISIEUX GRANDE RUE	63,8	34,0	01217X0274/S10
LISIEUX RUE DU GAZ	63,6	38,5	01217X0271/S7
LISIEUX RUE PONT-MORTAIN	63,5	36,6	01217X0280/S16
LISIEUX RUE PONT-MORTAIN	63,5	37,2	01217X0279/S15
LISIEUX PLACE VICTOR HUGO	63,5	44,7	01217X0290/S29
LISIEUX BOULEVARD DEMAGNY	63,5	57,0	01217X0292/S31

LISIEUX RUE PONT MORTAIN	63,9	37,2	01217X0278/S14
LISIEUX RUE DU BOUTEILLIER	63,9	34,8	01217X0276/S12
LISIEUX PLACE THIERS	63,9	36,3	01217X0277/S13
LISIEUX RUE DE LA SOUS PREFECTURE RIVE GAUCHE DE LA TOUQUES	64,1	35,6	01217X0267/S3
LISIEUX ANGLE DE LA RUE DE LA SOUS-PREFECTURE	64,1	39,6	01217X0266/S2
LISIEUX RUE SAINTE-MARIE	64,4	34,5	01217X0006/P7
LISIEUX IMMEUBLE DE LA RUE DESPERRIERS	64,6	34,7	01217X0017/P
HLM CASERNE DE LAUNAY	64,9	30,6	01217X0327/FE1
HLM CASERNE DE LAUNAY	65,3	33,4	01217X0328/FE2
HLM CASERNE DE LAUNAY	65,2	32,4	01217X0329/R1
RUE DE LA TOUQUES	65,2	32,5	01217X0265/S1
STATION D'EPURATION	66,4	31,2	01217X0226/S
CHATEAU DE BOUTTEMONT	68,8	27,9	01217X0343/S22
CHATEAU DE BOUTTEMONT	69,4	25,8	01217X0342/S21
CHATEAU DE BOUTTEMONT	69,5	26,8	01217X0332/SB6
CHATEAU DE BOUTTEMONT	70,4	25,5	01217X0341/S20
CHATEAU DE BOUTTEMONT	70,4	26,4	01217X0340/S19
CHATEAU DE BOUTTEMONT	70,8	26,7	01217X0331/SB5
LA VALLEE	71,8	24,8	01217X0337/S17
MANEVILLE	72,6	21,4	01217X0336/S16
COURS AUX NAMPS	73,3	21,4	01217X0335/S15
LA COUR AUX NAMPS	73,7	24,0	01217X0353/S-4
COUR AUX NAMPS	73,7	20,4	01217X0334/SB4
COUR AUX NAMPS	73,6	20,5	01217X0344/S14
BREUIL-EN-AUGE(LE)	74,6	10,0	01217X0264/S
L'ILE	75,1	18,9	01217X0339/S12
L'ILE	75,3	19,3	01217X0338/S11
L'ILE	75,3	18,3	01217X0333/SB3
DISTILLERIE-CIDRERIE CHATEAU DU BREUIL	76,5	13,0	01217X0111/F2
DISTILLERIE-CIDRERIE CHATEAU DU BREUIL	76,6	18,0	01213X0219/F1
FIERVILLE-LES-PARCS parcelle 75	79,9	13,0	01213X0252/FE3
FIERVILLE-LES-PARCS parcelle 75	79,9	13,0	01213X0253/FP3
FIERVILLE-LES-PARCS passage à niveau	79,9	5,0	01213X0246/F-3
FIERVILLE-LES-PARCS PARCELLE A 211	80,1	10,0	01213X0254/FP2
MANNEVILLE-LA-PIPARD PARCELLE C 188	81,9	14,0	01213X0251/FP5
MANNEVILLE-LA-PIPARD PARCELLE C 188	81,9	13,0	01213X0255/FE5
PIERREFITTE-EN-AUGE PARCELLES B3 ET B4	82,4	16,5	01213X0250/FP1
PONT-L'EVEQUE	84,4	5,8	01213X0217/C
PONT-L'EVEQUE	85,8	7,2	01213X0127/OD11
PONT-L'EVEQUE	85,8	7,6	01213X0128/OD3BIS
PONT-L'EVEQUE	85,8	4,9	01213X0129/OD4
PONT-L'EVEQUE	85,8	6,9	01213X0130/OD5
PONT-L'EVEQUE	85,8	5,0	01213X0131/OD2
PONT-L'EVEQUE	85,7	3,0	01213X0132/OD6
PONT-L'EVEQUE	86,0	6,9	01213X0133/OE2
PONT-L'EVEQUE	86,0	9,9	01213X0134/OE3

PONT-L'EVEQUE	86,2	5,4	01213X0136/OE1
PONT-L'EVEQUE	86,2	6,9	01213X0137/NE5
PONT-L'EVEQUE	86,2	9,7	01213X0138/NE2
PONT-L'EVEQUE	87,3	3,3	01213X0215/111111
PONT-L'EVEQUE	87,2	3,2	01213X0216/111111
PONT-L'EVEQUE	87,1	4,3	01213X0191/S1
PONT-L'EVEQUE	87,1	3,4	01213X0192/S2
PONT-L'EVEQUE	87,1	4,7	01213X0194/S4
PONT-L'EVEQUE	87,1	3,9	01213X0195/S5
PONT-L'EVEQUE	87,5	3,0	01213X0193/S3
PONT-L'EVEQUE	87,5	6,4	01213X0196/S6
PONT-L'EVEQUE	87,6	4,1	01213X0197/S7
REUX	90,5	-4,5	01212X0001/SC10
SAINT-MARTIN-AUX-CHARTRAINS	93,2	-4,0	01212X0165/F1
CANAPVILLE	96,4	0,1	01212X0190/S1.71
BONNEVILLE-SUR-TOUQUES	97,3	0,8	01212X0181/S6
BONNEVILLE-SUR-TOUQUES	99,3	0,0	00976X0158/S2.71
BONNEVILLE-SUR-TOUQUES	101,8	-7,8	00976X0152/T10.71
BONNEVILLE-SUR-TOUQUES	101,8	-6,0	00976X0164/T2
PONT BARRAGE SUR LA TOUQUES	104,5	-13,0	00976X0006/S6
PONT BARRAGE SUR LA TOUQUES	104,5	-6,0	00976X0003/S3
PONT BARRAGE SUR LA TOUQUES	104,5	-6,5	00976X0004/S4
PONT BARRAGE SUR LA TOUQUES	104,5	-7,0	00976X0002/S2
PONT BARRAGE SUR LA TOUQUES	104,5	-6,5	00976X0005/S5
PONT BARRAGE SUR LA TOUQUES	104,4	-6,8	00976X0001/S1
PONT BARRAGE SUR LA TOUQUES	104,5	-6,0	00976X0007/S7
SAINT-ARNOULT	104,5	-6,6	00976X0076/F
DEAUVILLE	105,5	-15,0	00976X0148/P
DEAUVILLE	105,5	-14,0	00976X0147/111111
TOUQUES	105,6	-12,0	00976X0134/111111
DEAUVILLE	105,9	-7,0	00975X0049/F2
DEAUVILLE	106,1	-15,0	00976X0009/2RD
DEAUVILLE	106,1	-14,0	00976X0008/1RG
TROUVILLE-SUR-MER	107,2	-13,6	00976X0131/S1
TROUVILLE-SUR-MER	107,7	-22,0	00975X0032/S
TROUVILLE-SUR-MER	108,2	-22,6	00975X0045/ST1
TROUVILLE-SUR-MER	108,1	-23,0	00975X0046/ST2
TROUVILLE-SUR-MER	108,4	-28,2	00975X0040/S

Synthèse des côtes de la base des nappes alluviales de la Touques (BSS)

LOCALISATION	Distances (km)	Altitudes (m)	Références
SAINT-JULIEN-SUR-CALONNE (14601)	85,0	35,0	01213X0094/P
PONT-L'EVEQUE (14514)	86,2	19,8	01213X0150/NE1
PONT-L'EVEQUE (14514)	86,2	19,0	01213X0256/F
PONT-L'EVEQUE (14514)	86,2	14,6	01213X0143/NF1
PONT-L'EVEQUE (14514)	86,2	26,0	01213X0149/NF2
PONT-L'EVEQUE (14514)	87,7	29,7	01213X0152/OC2
PONT-L'EVEQUE (14514)	87,7	28,2	01213X0151/OC3
PONT-L'EVEQUE (14514)	87,7	27,8	01213X0242/T3
PONT-L'EVEQUE (14514)	87,4	8,9	01213X0006/F
PONT-L'EVEQUE (14514)	87,4	4,4	01213X0004/PI4
COUDRAY-RABUT (14185)	87,4	14,3	01213X0226/T4
COUDRAY-RABUT (14185)	90,8	12,3	01213X0184/P
COUDRAY-RABUT (14185)	91,4	22,5	01212X0178/T5
COUDRAY-RABUT (14185)	91,4	5,0	01212X0164/F2
CANAPVILLE (14131)	94,2	2,8	01212X0180/T8.71
BONNEVILLE-SUR-TOUQUES (14086)	101,8	-6,0	00976X0164/T2
TOUQUES (14699)	104,5	-6,5	00976X0004/S4
OUILLY-LE-VICOMTE (14487)	70,8	16,5	01217X0085/F
LISIEUX (14366)	62,3	44,5	01473X0012/F1
SAINT-GERMAIN-DE-LIVET (14582)	58,4	49,5	01473X0049/F
FERVAQUES (14265)	48,6	75,7	01477X0009/S
FERVAQUES (14265)	48,6	74,7	01477X0008/S

Synthèse des côtes de la base des nappes alluviales de la Touques (d'après forages 2013)

LOCALISATION	Distances (km)	Altitudes (m)	Références
Saint-Julien-sur-Calonne "Four à Chaux"	83,9646	62,5	SJC1
Saint-Julien-sur-Calonne "Four à Chaux"	83,9646	62,3	SJC2
Pont-l'Evêque "Lieu Grieu"	85,0361	14,3	PLE1
Pont-l'Evêque "Lieu Grieu"	85,0361	11,4	PLE2
Pont-l'Evêque "Lieu LesniPs"	86,4441	21,7	PLE3
Pont-l'Evêque Base de loisirs "Parking Cour de France"	84,4173	8,8	PLE4
Saint-Etienne-la-Thillaye "Saint-Cloud" Chemin de la Cuve	95,9297	12	SET1
Tourgéville "Lieu Isabel"	102,7431	2,4	ISA1
Le Breuil-en-Auge "39, rue Jules Grun"	76,753	29,7	LBA1
Le Breuil-en-Auge "Le gentil Lieu" carrefour D579	74,0232	40,2	LBA2
Ouilly-le-Vicomte "Chemin du Manoir"	67,013	39,5	OLV2
Blonville-sur-Mer "Le Chemin du Droulet" Lieu Pieugé	108,2849	39,8	BSM1
Blonville-sur-Mer "Route de Tourgúville" Lieu Pieugé	108,2849	44,7	BSM2
Blonville-sur-Mer "Chemin de la butte de Mautort" Saut du Loup	103,0424	44,5	BSM3
Beaumont-en-Auge "Le bois amiot"	92,8048	49	BEA1
Saint-Etienne-la-Thillaye "Chemin du Quai au Coq"	99,8235	46,7	SET2
Saint-Etienne-la-Thillaye "La porte barberie"	99,8235	50	SET3
Saint-Julien-sur-Calonne "Le Chouquet"	85,0361	32	SJC4

Annexe D : côtes altimétriques des nappes alluviales de la Dives

-Les tableaux présentent les sondages et données altimétriques (NGF) archivés dans la banque du sous-sol et les données de forages 2013 utilisés pour les nappes alluviales de la Dives.

Synthèse des côtes de la base de la nappe alluviale de fond de vallée de la Dives

LOCALISATION	Distances (km)	Altitudes (m)	Références
OMMOY (61316)	31,0	61,0	01768X0017/S
OMMOY (61316)	31,9	61,0	01768X0016/F2
OMMOY (61316)	31,9	60,5	01768X0011/F1
MORTEAUX-COULIBOEUF	44,8	38,0	01764X0011/F2
HAMEAU DE COULIBOEUF	45,2	39,3	01764X0010/F1
BERNIERES-D'AILLY	46,0	36,5	01764X0033/F1
VICQUES	47,8	38,9	01764X0003/S2
BERNIERES-D'AILLY	47,7	35,0	01764X0032/S1
BERNIERES-D'AILLY	47,7	43,7	01764X0001/F1
VICQUES	48,5	38,8	01764X0031/F
SAINT-PIERRE-SUR-DIVES	58,0	19,0	01468X0038/F2
SAINT-PIERRE-SUR-DIVES	58,7	21,5	01468X0054/PZ12
PERCY-EN-AUGE	64,8	5,5	01464X0027/F8-94
PERCY-EN-AUGE	64,8	14,5	01464X0040/FE8
MAGNY-LE-FREULE	69,6	6,5	01464X0038/S-3
BIEVILLE-QUETIEVILLE	70,9	8,8	01464X0014/F1
BIEVILLE-QUETIEVILLE	72,5	3,2	01464X0037/S-2
BIEVILLE-QUETIEVILLE	72,2	0,0	01464X0015/F2
BIEVILLE-QUETIEVILLE	76,4	0,0	01208X0048/S1
HOTOT-EN-AUGE	76,6	-2,0	01208X0049/S-2
MERY-CORBON	76,8	-5,0	01208X0002/S
SAINT-OUEN-DU-MESNIL-OGER	81,5	-10,1	01207X0078/S
HAM(LE)	81,5	-1,8	01207X0081/111111
TROARN	85,7	-7,0	01207X0015/BA1
TROARN	86,0	-13,4	01207X0013/F
TROARN	86,8	-16,0	01207X0089/TR3
TROARN	87,5	-15,0	01207X0088/TR2
TROARN	87,8	-10,0	01207X0021/BC6
BAVENT	90,0	-5,0	01207X0109/P4
BAVENT	90,0	-4,0	01207X0107/P2
ROBEHOMME	95,0	-7,0	01203X0001/F
VARAVILLE	95,9	0,0	01203X0034/S7
VARAVILLE	96,2	-17,0	01203X0035/S6
VARAVILLE	97,3	-14,0	01203X0036/S5
PERIERS-EN-AUGE	98,7	-10,0	01203X0040/S1
CABOURG	103,1	-0,8	01203X0053/SCPI8
DIVES-SUR-MER	103,1	-3,5	01203X0050/SPR5
CABOURG	104,2	-3,3	01203X0010/S1
CABOURG	104,5	-6,5	01203X0011/S2
CABOURG	104,6	-11,9	01203X0012/S3
CABOURG	104,6	-12,7	01204X0037/S
VARAVILLE	96,2	-18,0	01203X0041/FE1

Synthèse des côtes de la base des nappes alluviales de la Dives (BSS)

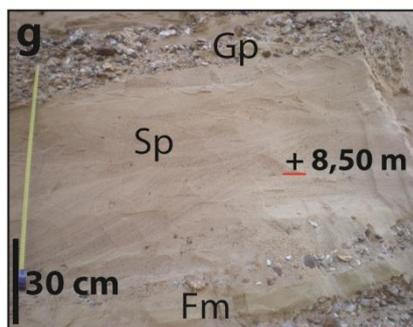
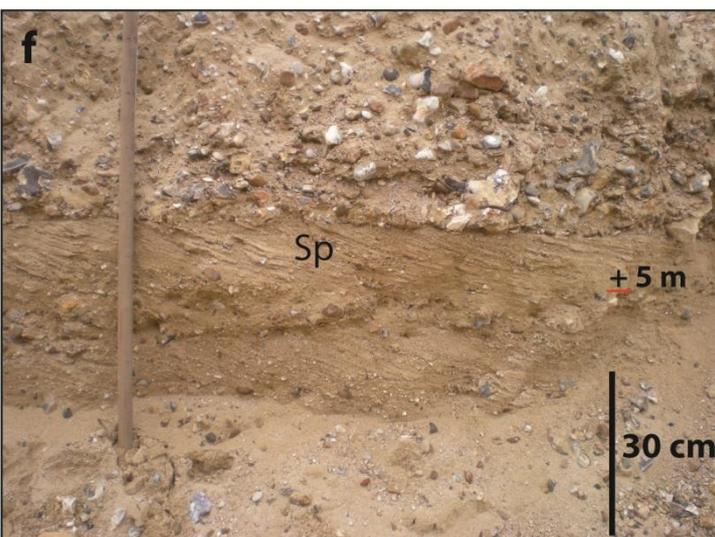
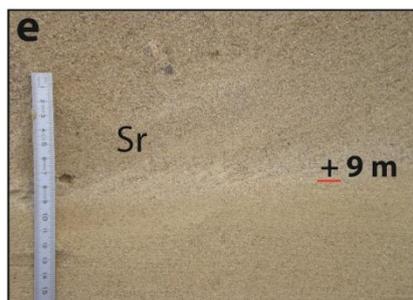
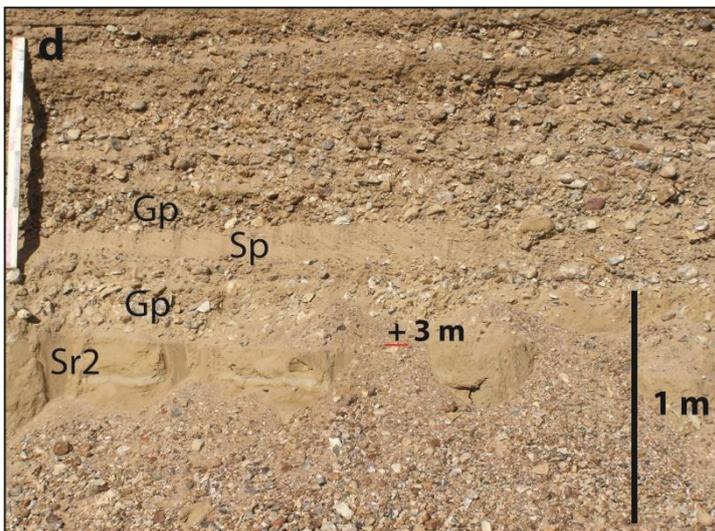
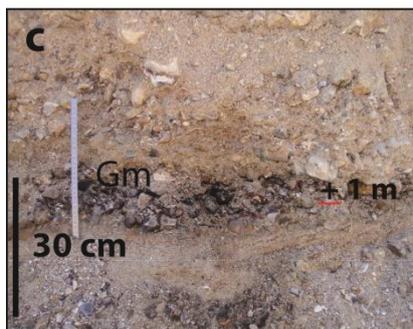
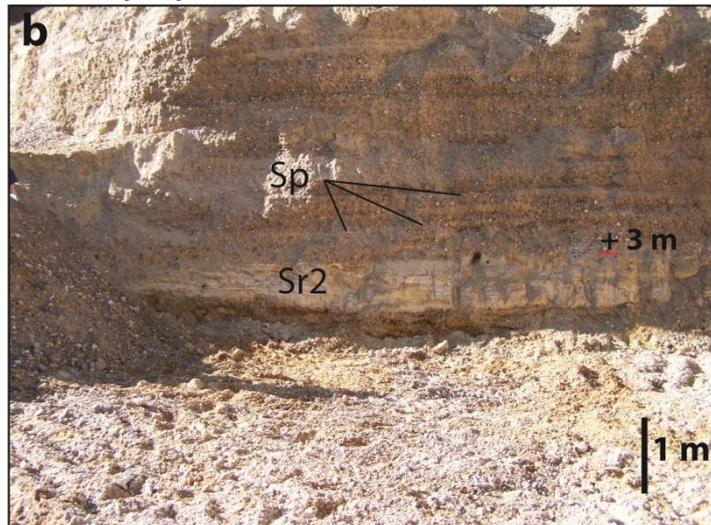
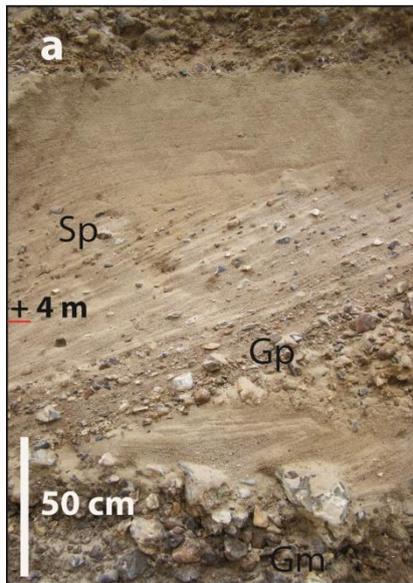
LOCALISATION	Distances (km)	Altitudes (m)	Références
MORTEAUX-COULIBOEUF BLOCQUEVILLE	42,3	51	01764X0035/F1
MORTEAUX-COULIBOEUF	43,1	44,5	01764X0017/F
MORTEAUX-COULIBOEUF	41,0	43,1	01764X0012/F3
MORTEAUX-COULIBOEUF-Cantepie	40,7	49,8	01764X0008/F4
MORTEAUX-COULIBOEUF	45,2	39,3	01764X0010/F1
MORTEAUX-COULIBOEUF	44,8	38	01764X0011/F2
BERNIERES-D'AILLY	46,0	36,5	01764X0033/F1
VICQUES	48,5	38,8	01764X0031/F
MAGNY-LE-FREULE	69,6	6,5	01464X0038/S-3
BIEVILLE-QUETIEVILLE	70,9	8,75	01464X0014/F1
BIEVILLE-QUETIEVILLE	72,5	3,2	01464X0037/S-2
BIEVILLE-QUETIEVILLE	72,2	0	01464X0015/F2
ARGENCES	85,4	69,4	01463X0146/SC1
TOUFFREVILLE	88,1	63	01206X0003/F
TOUFFREVILLE	88,1	62,85	01206X0006/S1
BAVENT	88,6	40,53	01206X0159/S5
BAVENT 2	88,1	50,68	01206X0001/S1
TOUFFREVILLE	88,1	63,15	01206X0005/S
TOUFFREVILLE	88,1	62,74	01206X0139/SA
AMFREVILLE	91,5	49	01202X0038/F
MERVILLE-FRANCEVILLE-PLAGE	96,1	9,6	01202X0075/FO-MF
MERVILLE-FRANCEVILLE-PLAGE	96,2	1,7	01202X0073/F1-MF
MERVILLE-FRANCEVILLE-PLAGE	96,1	6,9	01202X0006/F3
PERIERS-EN-AUGE	99,5	4,5	01203X0023/PV6613
PERIERS-EN-AUGE	100,8	5,5	01203X0027/PV6613
CRICQUEVILLE-EN-AUGE	98,5	15	01208X0032/IF1

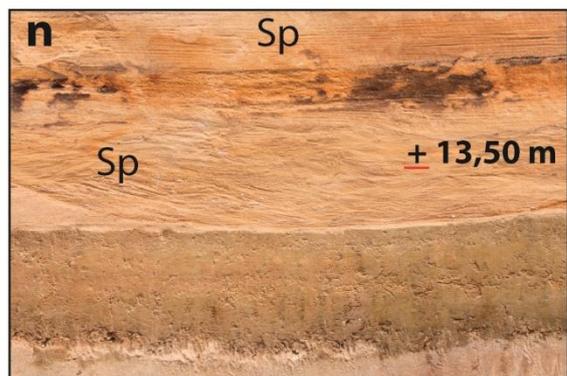
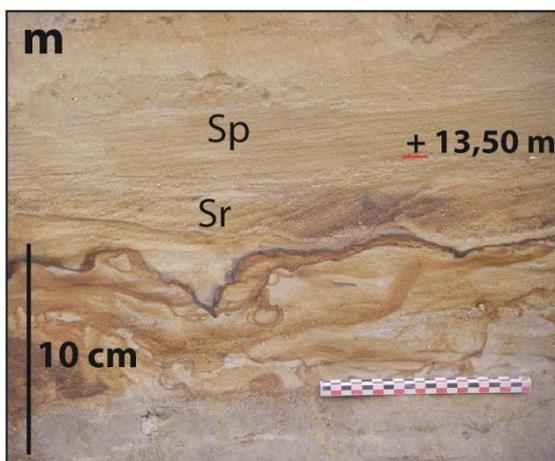
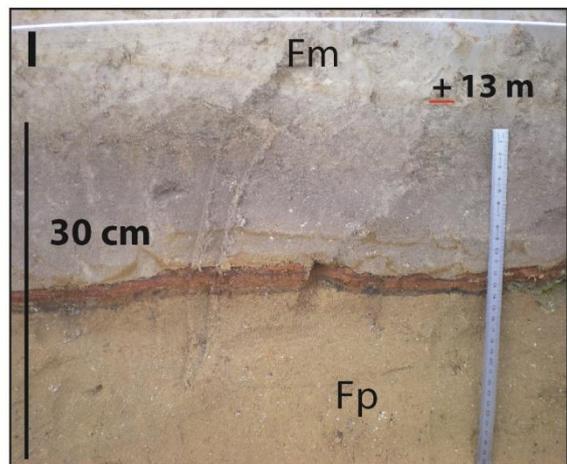
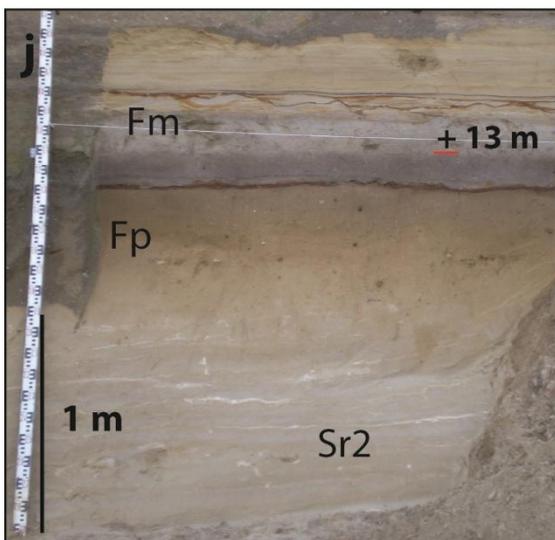
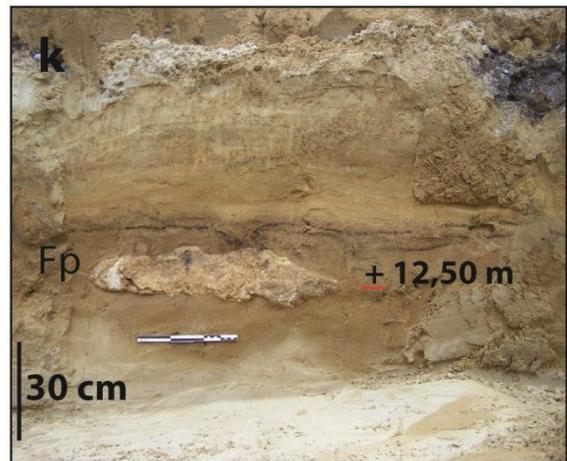
Synthèse des côtes de la base des nappes alluviales de la Dives (d'après forages 2013)

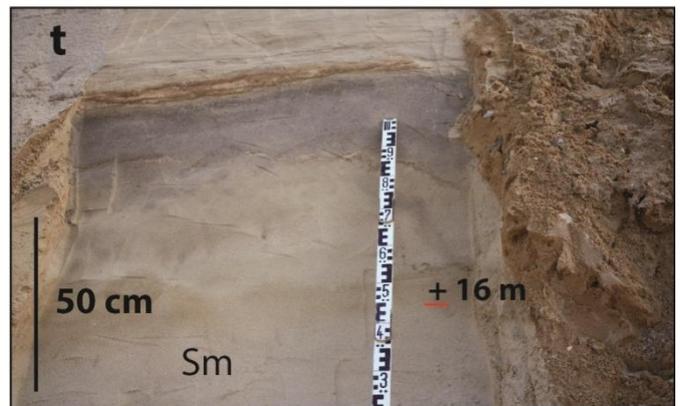
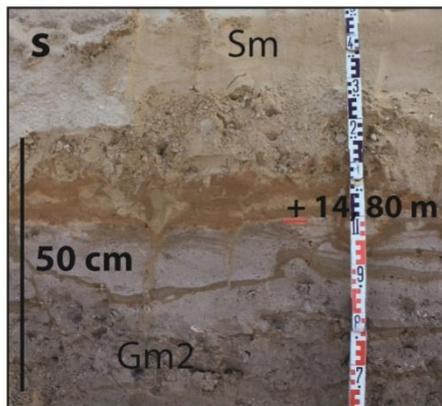
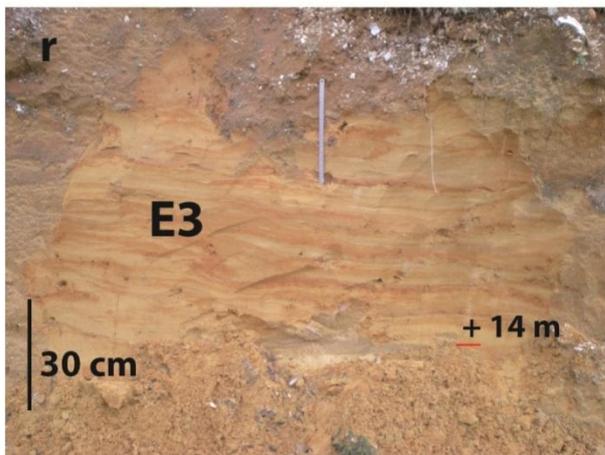
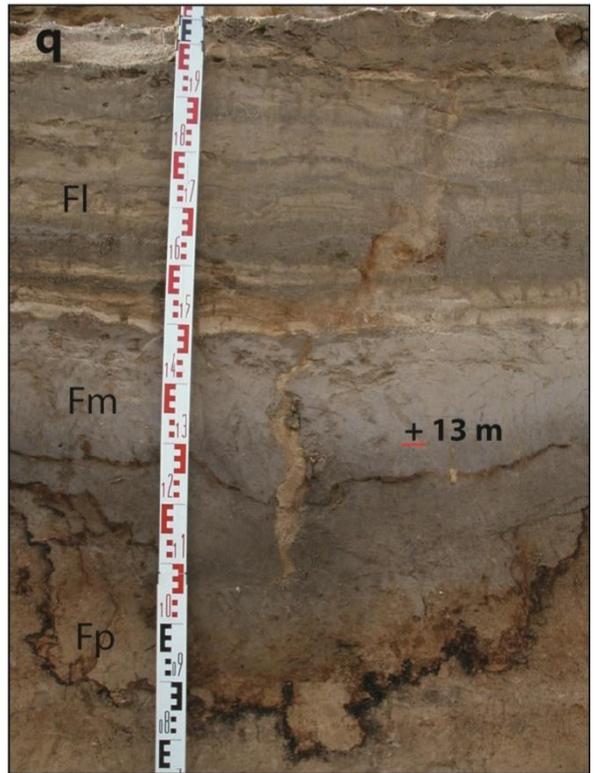
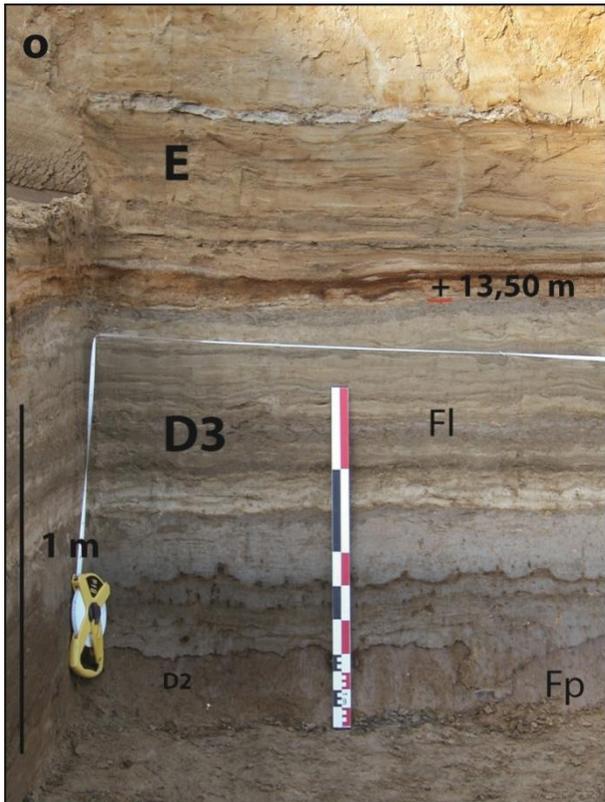
LOCALISATION	Distances (km)	Altitudes (m)	Références
Bavent - Carrière CALCIA - Bois des vignes	88,1	63,3	BVI
Fresné-la-Mère « Le Moulinet »	40,3	79,0	FRE1
Fresné-la-Mère « Le Moulinet »	40,3	78,0	FRE2
Ecajeul « Le Jonquet »	63,7	13,3	ECA / ECA1
Biéville-Quétiéville« Route D154» carrefour	71,7	8,4	QUE1
Biéville-Quétiéville« Les Labels»	72,2	7,4	QUE2
Biéville-Quétiéville « Parc Genvrin»	70,6	9,5	QUE3
Méry-Corbon« La ferme Mathan»	74,5	7,7	MeC
Cléville « Le Bois Roger»	79,8	28,7	CLE
Saint-Ouen-du-Mesnil-Oger« D138 Hernetot»	80,3	18,3	SOM
Hernetot –bis	80,7	5,3	HERN2
Hernetot	80,6	5,2	HERN1
Hernetot «La folie»	81,1	5,3	HERN3
Saint-Pierre-du-Jonquet « le Grand Plain»	83,7	16,5	SPJ1
Saint-Pierre-du-Jonquet « le Grand Plain»	83,7	15,5	SPJ2
Canteloup «rue Saint Jean-Baptiste»	80,3	40,7	CAN1
Argences «La Jaunière»	84,3	67,9	ARG1
Argences«Route de Dozulé»	85,4	60,9	ARG2
Héritot	80,2	25,4	HERI
Les vignes de Bague « Route de la Bruyère »	68,7	59,5	BAG1
Les vignes de Bague « Route de la Bruyère »	68,7	62,2	BAG2
Le Haut des Pédouzes « La Route de la Bruyère »	79,8	43,4	PED

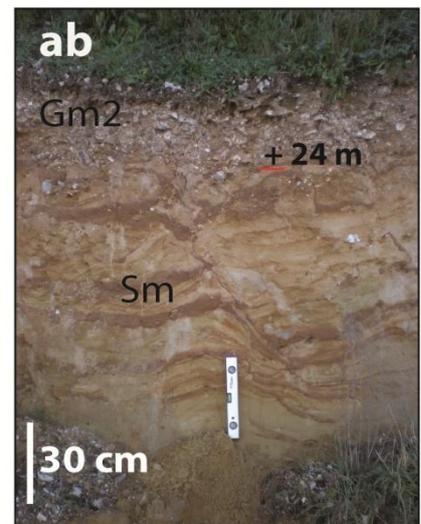
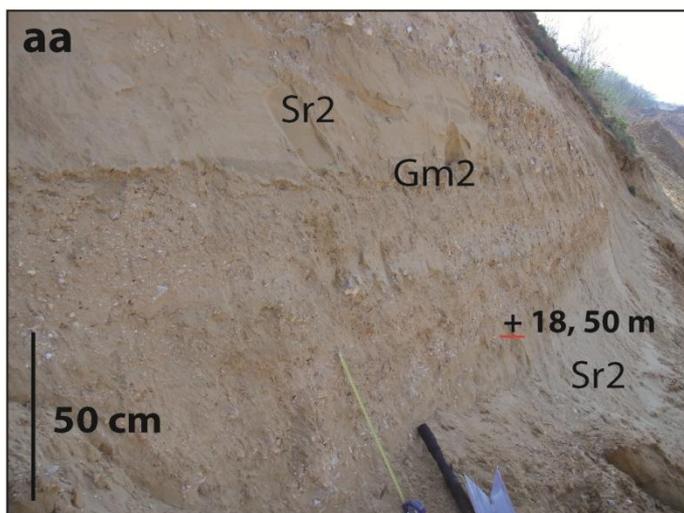
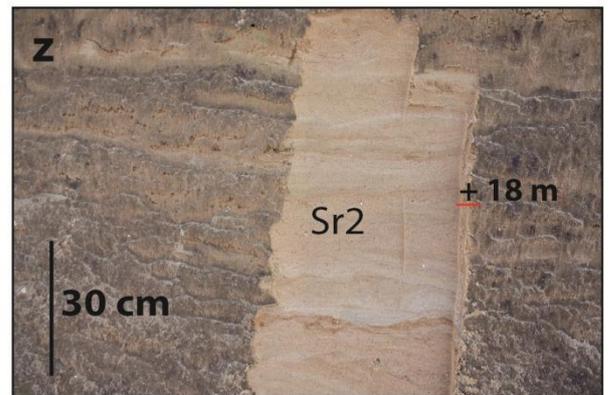
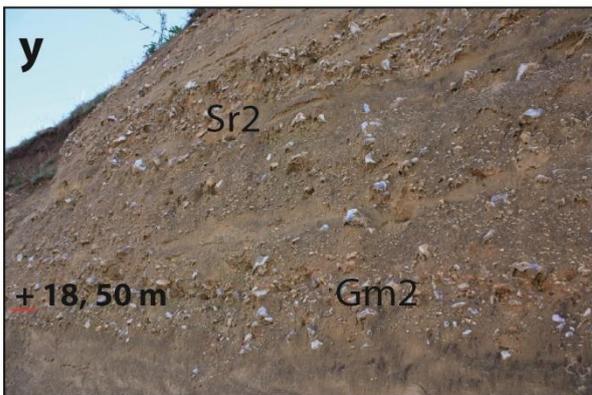
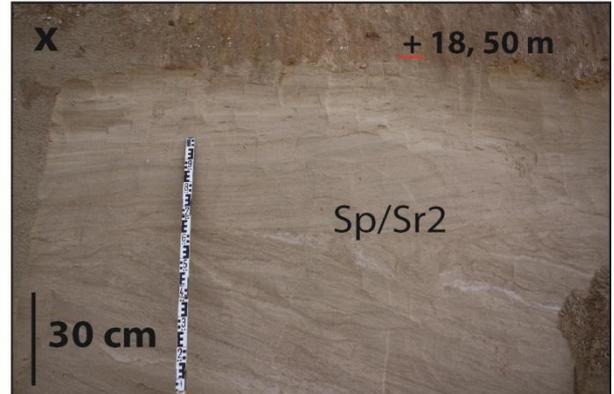
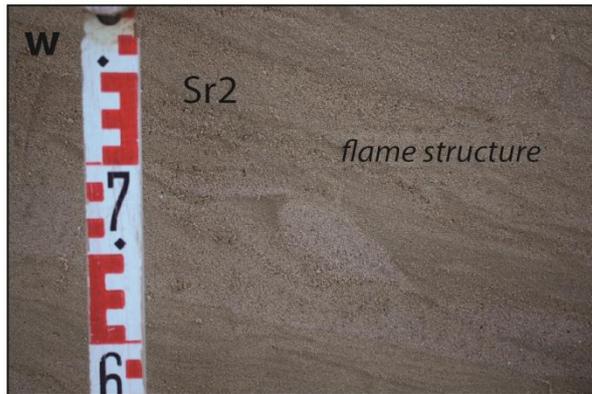
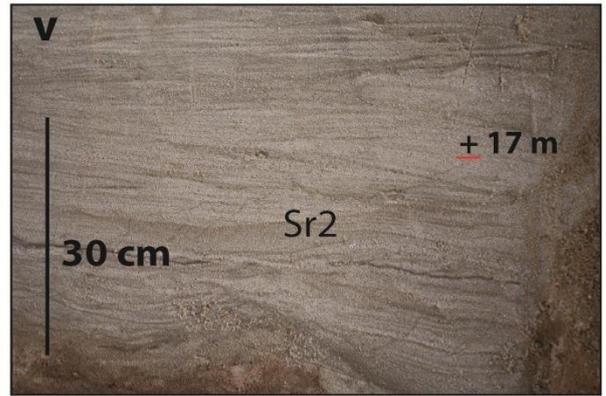
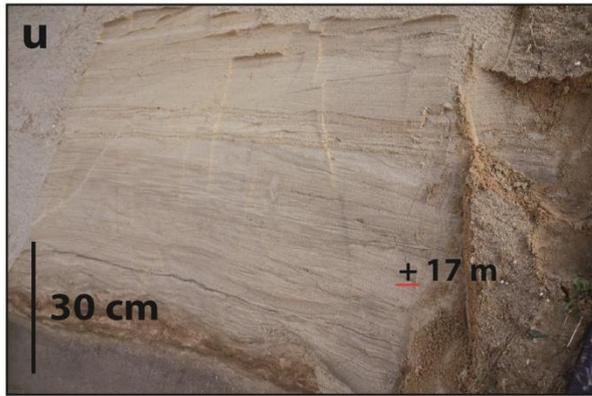
Saint-Pair « Route d'Argences »	85,7	35,5	SPA1
Troarn-Saint-Pair « Les Petites Bruyères »	85,8	35,6	TRO
Amfreville« Route de Sallenelles »	89,2	35,8	AMF1
Amfreville« Le Plain - Mairie »	88,1	51,8	AMF2
Merville-Franceville-Plage« Les Banques »	90,0	11,7	MER
Gonneville-en-Auge « Le Calvaire »	91,5	17,6	GON
Cabourg Golf public "Avenue de l'Hippodrome"	101,9	-18,5	CAB1
Ecajeul « Le Haras »	63,1	18,0	ECA2
Ecajeul « Le Haras »	63,1	16,3	ECA3
Ecajeul « Les Quatre Routes»	63,1	17,0	ECA4
Le Mesnil-Mauger "Les Campigny"	63,1	26,3	CAM1
Ecajeul - Le Mont-Hérault (fond de vallée)	64,7	10,0	ECA5
Quétiéville "Le Moulin"	70,6	5,3	QUE4
Sannerville "Ruisseau du Pont Bâle" "Chemin Foltot"	88,1	5,0	SAN1
Vendeuvre "Le Bourg"	52,8	24,5	VEN1
Bloqueville - Cantepie	40,7	62,5	BLO2
Bloqueville - "Château"	40,7	62,5	BLO1
Damblainville	40,4	71,5	DAM1
Morteaux-Couliboeuf "Chemin de Barou"	43,1	50,5	COU3
Morteaux-Couliboeuf - Lavoire - Fond de vallée	43,0	40,5	COU2
Morteaux-Couliboeuf - Croisement "La Pièce"	42,9	43,0	COU1
Morteaux-Couliboeuf - chemin agricole	42,9	49,5	COU5
Morteaux-Couliboeuf - champs	42,9	42,5	COU6
Morteaux-Couliboeuf/Bloqueville - champs	43,8	47,0	COU7
Morteaux-Couliboeuf/Bloqueville-nouvelle maison	41,0	48,3	COU8
Morteaux-Couliboeuf "route Gare"	44,1	53,0	COU9
Le petit Couliboeuf	44,1	40,3	COU10
Le petit Couliboeuf	44,1	40,0	COU11
Le petit Couliboeuf	44,1	39,5	COU12
Le petit Couliboeuf	44,1	40,0	COU13
Le petit Couliboeuf	44,1	40,0	COU14
Le petit Couliboeuf	44,1	40,0	COU15
Le petit Couliboeuf	44,1	37,5	COU16

Annexe E : planches photographiques des faciès sédimentaires de la terrasse de Tourville-la-Rivière (T2)









Légende

- a.** Base de la nappe C de Tourville-la-Rivière à 4 m NGF au dessus du contact avec le substratum crayeux (cliché D. Cliquet, 2010). Observation des lithofaciès **Gm** (conglomérat massif à éléments non jointifs), **Gp** (conglomérat non jointif et à litage oblique plan) et **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan).
- b.** Unité de B de Tourville-la-Rivière avec niveaux silteux à sableux fluvio-estuariens, à 3 m NGF dessus du substratum crayeux (cliché D. Cliquet, 2010). Observation des lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux) et **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan).
- c.** Unité A de Tourville-la-Rivière avec altération de la nappe alluviale graveleuse (Cliché G. Jamet, 2012). Observation du lithofaciès **Gm** (conglomérat massif à éléments non jointifs).
- d.** Unité B représentant des niveaux silteux à sableux fluvio-estuariens, avec une surface d'érosion sommitale et surmontée par des séquences sablo-graveleuses fluviales (Cliché D. Cliquet, 2010). Observation des lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux), **Gp** (conglomérat non jointif et à litage oblique plan) et **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan).
- e.** Sommet de l'unité C à 9 m NGF (cliché G. Jamet, 2012). Observation du lithofaciès **Sr1** (sable moyen à grossier à litage de rides).
- f.** Unité C représentant des séquences sablo-graveleuses fluviales (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Gp** (conglomérat non jointif et à litage oblique plan) et **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan).
- g.** Partie supérieure de l'unité C représentant des barres sablo-graveleuses avec quelques lits argileux à silteux (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Gp** (conglomérat non jointif et à litage oblique plan), **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique) et **Fm** (argile gris clair à gris foncé massive).
- h.** Transition de l'Unité C à D1 marquant le passage d'influences fluviales à tidales avec stratification ondulée dans D1 (cliché D. Cliquet, 2010). Observation des lithofaciès **Gp** (conglomérat non jointif et à litage oblique plan) et **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux).
- i.** Unité D1 avec observation de détail de la stratification madrée (Clichés D. Cliquet, 2010). Observation du lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux).
- j.** Unité D1 à D2 marquant le développement d'un paléosol au dépend des unités estuariennes (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux), **Fp** (sable fin argileux brun à gris avec traces de pédogenèse) et **Fm** (argile massive gris clair à gris foncé).
- k.** Base de l'unité D2 montrant un bloc glaciaire (cliché G. Jamet, 2012). Observation du lithofaciès **Fp** (sable fin argileux brun à gris avec traces de pédogenèse).
- l.** Zoom sur l'unité D2 avec niveau ferro-manganique induré (plinthite) et traces de pédotubules (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Fp** (sable fin argileux brun à gris avec traces de pédogenèse) et **Fm** (argile gris clair à gris foncé massive).
- m.** Transition de l'unité D2 à E1 avec figures de battements de nappes (cliché S. Coutard, 2010). Observation des lithofaciès **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan) et **Sr1** (sable moyen à grossier à litage de rides).
- n.** Transition D2-3 à E1 avec litages obliques chevauchant et plan. (Cliché S.Coutard, 2010). Observation du lithofaciès **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan).
- o.** Partie supérieure de l'unité D avec influences tidales (cliché D. Cliquet, 2010). Observation des lithofaciès **Fp** (sable fin argileux brun à gris avec traces de pédogenèse) et **FI** (sables fins, silts et argiles laminés et rares rides symétriques).
- p.** Sommet de l'unité D3 avec cryoturbations sommitales (cliché D. Cliquet, 2010). Observation du lithofaciès **FI** (sables fins, silts et argiles laminés et rares rides symétriques).
- q.** Unité D avec fente de gel ouverte au sommet de D3 (cliché D. Cliquet, 2010). Observation du lithofaciès **FI** (sables fins, silts et argiles laminés et rares rides symétriques).

- r. Unité E3 avec sables altérés secondairement (cliché G.Jamet, 2012). Observation du lithofaciès **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan).
- s. Unités F à G avec conglomérats à la base et au sommet d'un petit sol humifère affectés de fines fentes de gel (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Sm** (sable moyen massif) et **Gm2** (conglomérat massif à éléments non jointifs).
- t. Unité H1 avec le développement d'un petit paléosol gris H2 (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Sm** (sable moyen massif) et **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux) au sommet.
- u. Unité I avec stratifications ondulée à madrée à la base (cliché G. Jamet, 2012). Observation du lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux).
- v. Zoom sur l'unité I avec stratifications ondulée à madrée à la base (cliché G. Jamet, 2012). Observation du lithofaciès: **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux).
- w. Zoom sur la partie supérieure de l'unité I avec structure en flamme résultant de l'injection de sédiments fins (argile, silt) dans un corps sableux (cliché G. Jamet, 2012). Observation du lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux).
- x. Sommet de l'unité I (Cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux) et **Sp** (sable moyen à grossier à litage oblique plan).
- y. Contact entre les unités I et J présentant la dégradation par la mise en place de dépôts de versants (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux) et **Gm2** (conglomérat massif à éléments non jointifs).
- z. Sommet de l'unité I avec stratification ondulée (cliché G. Jamet, 2012). Observation du lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux).
- aa. Contact entre les unités I et J présentant la dégradation par la mise en place de dépôts de versants (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Sr2** (sable moyen à litage de rides et à drapages argileux) et **Gm2** (conglomérat massif à éléments non jointifs).
- ab. Sommet de la terrasse de Tourville avec les unités K à fente de gel, L et le complexe de sol tardi-holocène (réduit) (cliché G. Jamet, 2012). Observation des lithofaciès **Sm** (sable moyen massif) et **Gm2** (conglomérat massif à éléments non jointifs).

Annexe F : tableau des structures sédimentaires et lithofaciès des dépôts fluviaux (Miall, 1978)

Code des faciès	Lithofaciès	Structures sédimentaires	Exemples d'interprétation
Gms	Paraconglomérat (<i>massif, matrix supported gravel</i>)	Aucune	Debris flow
Gm	Conglomérat massif ou à Litages frustes (<i>massive or crudely bedded gravel</i>)	Litages tabulaires Imbrication des galets (<i>Horizontal bedding, imbrication</i>)	Barres longitudinales, dépôts de chenaux, dépôt criblés (<i>longitudinal bars, lag deposits, sieve deposits</i>)
Gt	Conglomérat stratifié (<i>gravel, stratified</i>)	Litages courbes entrecroisées (<i>trough crossbeds</i>)	Remplissage de petits chenaux (<i>minor channel fills</i>)
Gp	Conglomérat stratifié (<i>gravel, stratified</i>)	Litages tabulaires entrecroisées (<i>planar crossbeds</i>)	Barres lingoïdes (<i>linguloid bars</i>)
St	Sables moyens à très grossiers (<i>sand, medium to very coarse may be pebbly</i>)	Litages courbes entrecroisées groupées ou isolées (<i>solitary or grouped trough crossbeds</i>)	Dune (<i>dunes</i>)
Sp	Sables moyens à très grossiers parfois à galets (<i>sand, medium to very coarse may be pebbly</i>)	Litages tabulaires entrecroisées (<i>solitary or grouped planar crossbeds</i>)	Barres lingoïdes et transversales (<i>linguloid, transverse bars</i>)
Sr	Sables fins à grossiers (<i>sand, very fine to coarse</i>)	<i>Ripple marks</i>	Rides (<i>ripples</i>)
Sh	Sables fins à grossiers (<i>sand very fine to very coarse</i>)	Laminations horizontales (<i>horizontal laminations</i>)	Ecoulement laminaire (<i>planar bed flow</i>)
Sl	Sables fins (<i>sand, fine</i>)	Litages entrecroisées pentées à moins de 10° (<i>low angle crossbeds</i>)	Remplissage de petits chenaux érosifs, antidunes (<i>Scour fills, crevasse splays, antidunes</i>)
Se	Conglomérat intraformationnel (<i>erosional scours with intraclasts</i>)	Litages entrecroisées frustes (<i>crude crossbedding</i>)	Remplissage de sillons érosifs (<i>scour fills</i>)
Ss	Sables fins à grossiers parfois à galets (<i>sand, fine to coarse may be pebbly</i>)	Litages entrecroisées de type éta-sillons érosifs peu profonds (<i>broad, shallow scours including eta crossbedding</i>)	Remplissage de sillons érosifs (<i>scour fills</i>)
Fl	Sables, limons et boues (<i>sand, silt, mud</i>)	Laminations horizontales fines et petites rides de courant (<i>fine lamination, very small ripples</i>)	Dépôt d'inondation et de débordement (<i>overbank or waning flood deposits</i>)
Fsc	Limons et boues (<i>silt, mud</i>)	Laminées ou massives (<i>laminated or massive</i>)	Dépôt palustre (backswamp deposits)
Fm	Boues et limons (<i>mud, silt</i>)	Massives, fentes de dessiccation (<i>massive, dessication cracks</i>)	Dépôt de débordement (overbank or drape deposits)
Fr	Limons et boues (<i>silt, mud</i>)	Plantes, films de boue (rootlets) Racines (<i>rootlets</i>)	Remplissage de canaux racinaires (<i>seatearth</i>)
C	Charbon, boues carbonatées (<i>coal, carbonaceous mud</i>)	Plantes, films de boue (rootlets) (<i>plants, mud films</i>)	Dépôt de marécage (swamp deposits)
P	Carbonates (<i>carbonate</i>)	Traces de pédogénèse (<i>pedogenic features</i>)	paléosol (<i>soil</i>)

**Sedimentary responses of a coastal fluvial system to tectonic, climatic and glacio-eustatic forcings
during the Plio-Quaternary : the example of the Bay of Seine catchment (Seine, Touques and Dives rivers)**

This geomorphologic and sedimentary study aims at investigating the fluvial systems of the Seine River and its paleo-tributaries that are the Touques, the Dives and the Orne Rivers. These rivers all belong to the same catchment area, so-called Bay of Seine catchment (BSC). The BSC area of those systems is bordered by the Channel to the North, and by hilly land regions (*i.e. zone bocaine* and *Perche*) to the South with exception to the Seine River which extends further in a South Eastern direction. From the end of the Early Pleistocene, the geological background of the catchment area (*i.e. Armorican massif & Parisian basin*) was incised and eroded by the fluvial systems. These sedimentary and geomorphological processes are now recorded in fluvial terraces. In the BSC area, the paleo-Seine followed a different evolution from the other coastal rivers. Due to the different geomorphologic and sedimentary Quaternary records, a plury-disciplinary approach complemented by ESR datations was carried out for assessing the role of structural , climatic and glacio-eustatic forcings on the evolution of the BSC area.

Geological structures partially control the organization of the drainage network. The European geodynamical changes occurring during the Cenozoic associated to the Alpine compressive deformations *s.l.* indirectly shaped the BSC. Such geodynamical phase induced the multi-phase Tertiary uplift of the Armorican massif, and thus build the hilly areas of the *Perche* and the Western extension of the *zone bocaine*. During the Neogene, this slow and continuous uplift gave the BSC its North South orientation, and therefore allowed the inception of a sedimentary transit towards the English Channel. Upstream, the *Perche* bulge induced a radial drainage (*i.e. Risle, Touques, Dives and Orne Rivers*) around its dome-shaped structure. Whereas downstream, the North Eastern-oriented monoclinical structure of the Jurassic units of the Parisian basin forced the drainage on an Eastern direction.

In addition to structural control, the climate is another primary forcing that shapes the BSC from the Middle Pleistocene onward. This control participated in the evolution of the river dynamics and valley forms at different temporal scales from glacial/interglacial cycles (~100 ka) to rapid climate changes (~1 ka). New observations led on terrace deposits show that there is not a single type of periglacial river (*i.e. gravel-bed braided river*). These differences were explained by sub-basin properties: lithologies, sediment supplies or inherited structures.

The Quaternary glacio-eustatic forcing only played a role in the downstream part of fluvial systems. In the meandering reach of the lower Seine valley (Elbeuf-Le Havre), sedimentary records investigated in the stepped terraces allowed the identification of several relative sea-level highstands since the Middle Pleistocene. Cyclic base-level changes, recorded in the succession of fluvial periglacial gravels overlain by silt to sandy tidal deposits, were linked to major cold-to-temperate climate transitions. Despite these sedimentary records, the whole BSC only preserved paleo-geometries of Quaternary estuaries by a widening of the downstream part of fluvial systems (Dives, Touques, and Seine Rivers).

Keywords: Normandy, Plio-Pleistocene, periglacial fluvial systems, climate, glacio-eustatism, tectonic uplift, terrace deposits, Seine River, Dives River, Touques River, Orne River

Réponses sédimentaires d'un bassin versant côtier aux variations glacio-eustatiques et au soulèvement plio-quatérinaires : l'exemple du bassin versant côtier de la baie de Seine (Seine, Touques et Dives)

Le bassin versant côtier étudié de la baie de Seine est limité en aval par la mer de la Manche et en amont par des hauts reliefs (zone bocaine et collines du Perche). Les fleuves principaux sont la Seine, la Touques, la Dives et l'Orne. La proximité du niveau de base en fait un secteur privilégié pour l'érosion fluviale lors des bas niveaux marins ou de comblement alluvial et d'influences estuariennes lors des remontées du niveau marin relatif. L'information disponible sur chacun de ces fleuves n'étant pas identique et de même qualité, il est nécessaire d'utiliser et de coupler des méthodes d'analyses géomorphologiques, sédimentologiques, pétrographiques, ... pour étudier les reliques de dépôts fluviaux quaternaires. De nouvelles datations par ESR de ces terrasses complètent les datations déjà existantes.

Au Pléistocène moyen et supérieur, débutent l'encaissement d'un réseau fluvial armoricain initié à la fin du Pléistocène inférieur et la formation des terrasses fluviales. Le drainage de la Touques et de la Vie est régulier à travers le plateau d'argiles à silex, puis la craie. Le drainage de la Dives est contrôlé par les reliefs de la zone bocaine au sud et par le talus du pays d'Auge au sud. La Seine est alimentée par un plus vaste bassin versant. Elle présente une architecture fluviale sinueuse transportant une charge sableuse à graveleuse fluviale importante, s'écoulant à travers le plateau des argiles à silex et de placages de sables tertiaires. Son cours se poursuit en baie de Seine et reçoit les apports des autres fleuves côtiers (Orne, Dives et Touques). Lors d'interstades saaliens, le niveau marin remonte les précédents chenaux fluviaux ; des influences estuariennes sont décrites à Tancarville et jusqu'à Elbeuf. Cette paléogéographie se répète lors du haut niveau marin de l'Éémien. Durant la dernière phase glaciaire weichsélienne, la Dives et la Touques poursuivent leur migration d'ouest en est, dans le sens du pendage des couches géologiques, par des phénomènes de capture, tandis que le cours de la Seine migre d'est en ouest. Des contrôles structuraux, climatiques et eustatiques s'exercent sur le développement des réseaux de drainage et dont il ne reste le plus souvent que les terrasses comme témoignages.

Le **contrôle structural** participe au façonnement du bassin versant côtier ; il est à l'origine de l'étendue et de la topographie du bassin versant côtier et s'exerce à plusieurs échelles. Le soulèvement polyphasé tertiaire du Massif armoricain a façonné le bassin versant côtier de la baie de Seine, en créant les hauteurs des collines du Perche et leur prolongement occidental dans la zone bocaine, et en lui donnant une pente naturelle aux écoulements des eaux de surface en direction de la mer de la Manche. Le bombement du Perche contrôle l'organisation radiale du drainage de la Risle, la Touques, la Dives et l'Orne vers la baie de Seine, selon la pente régionale. Ce drainage radial participe au décapage des terrains mésozoïques. Le contrôle structural s'exerce également à travers la structuration monoclinale des terrains mésozoïques de la bordure occidentale du Bassin parisien, avec un pendage des couches vers le NE.

Le **contrôle climatique** s'exerce à plusieurs échelles dans l'évolution morphologique de ce bassin versant côtier. À partir du Pléistocène moyen, les cycles glaciaires/interglaciaires (durée moyenne de 100 000 ans) façonnent le bassin versant et son réseau de drainage. Les incisions fluviales de courte durée interviennent aux changements climatiques froid/chaud ou chaud/froid, mais dans le détail, le nombre des phases d'incision fluviale enregistrées est souvent moins nombreux que celui des transitions climatiques. La sédimentation fluviale est moins bien préservée à la transition froid/chaud qu'au passage chaud/froid, en raison de modalités différentes dans les incisions. À la transition tempéré/froid, les processus de migration latérale deviennent prédominants sur l'incision fluviale verticale. Lors des cycles de réchauffement/refroidissement (durée moyenne de 10 000 ans), l'évolution du système fluvial est déterminée par des paramètres physiques (précipitations neigeuses, ruissellement des eaux, cycles gel/dégel) et biologiques (couvert végétal). La dissymétrie des vallées est expliquée par des processus périglaciaires, mais, dans un même bassin versant, des vallées symétriques et dissymétriques coexistent, marquant le rôle tout aussi efficace des lithologies. Enfin, sous un même climat, les fleuves périglaciaires pléistocènes ne se résument pas aux styles fluviaux en tresses et méandriformes.

Le **contrôle eustatique** intervient enfin dans la morphologie d'un bassin versant côtier. En domaine côtier, les fleuves débouchent en mer de la Manche qui a été exondée à plusieurs reprises au Quaternaire. Le bassin versant côtier de la baie de Seine présente plusieurs estuaires pléistocènes de taille variable, étroite (Orne), très large (Dives), moyenne (Touques) ou très importante (Seine) dont la géométrie et l'étendue sont fonction des lithologies affleurant à terre. Lors des phases interglaciaires quaternaires, l'influence eustatique est enregistrée en amont des cours d'eau, dans les dépôts argilo-sableux à sableux sous influences tidales (méandre de la Seine, à Elbeuf).

Les cours aval de la Dives et de la Touques migrent latéralement d'ouest en est, entre le Pléistocène moyen et supérieur, en envisageant la répartition de leurs terrasses respectives. Cette migration apparaît conforme à la structuration monoclinale et au pendage des terrains mésozoïques vers l'est, expliquant également le recul progressif de la cuesta cénomaniennne, en direction de la vallée de la Seine. Il y a eu interférence entre la structuration monoclinale et le soulèvement tertiaire. En revanche, la Seine migre latéralement du NE vers le SW, entre le Pliocène inférieur et le Pléistocène supérieur. Cette migration est aussi observée en baie de Seine. Ce comportement différent de l'évolution plio-pléistocène du drainage bas normand (Dives, Touques) et de la Seine appartenant au même bassin versant côtier de la baie de Seine et évoluant sous un même climat suggère un contrôle structural de l'écoulement de la Seine plio-quatérinaire.

Mots clés: Normandie, Plio-Pléistocène, périglaciaire, système fluvial, climat, glacio-eustatisme, soulèvement tectonique, terrasses, Seine, Dives, Touques, Orne.