

Dynamique et gestion d'un littoral à falaises l'exemple du Boulonnais

suivi de

Évolution morphotectonique et morphodynamique à long terme dans les domaines de socle (Appalaches, Massif central, Ardenne)

**Habilitation à Diriger des Recherches
(document de synthèse)**

Guillaume PIERRE

Maître de conférences à l'UFR de Géographie et Aménagement de l'USTL
Laboratoire TVES (EA 4019), Environnement et Risques



Soutenue le 15 décembre 2005 devant le jury composé de :

Yvonne BATTIAU-QUENEY, Professeur à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, rapporteur
Brigitte COQUE-DELHUILLE, Professeur à l'Université de Paris-7 Denis-Diderot, examinateur
Arnaud HÉQUETTE, Professeur à l'Université du Littoral-Côte d'Opale (Dunkerque), examinateur
Yannick LAGEAT, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale (Brest), rapporteur
Charles LE CŒUR, Professeur à l'Université de Paris-1 Panthéon-Sorbonne, rapporteur
Jean SOMMÉ, Professeur émérite à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, examinateur

à Claudia et Zacharie

Table des matières

Livre I

<i>Avant-propos</i>	5
<i>Introduction</i>	7
<i>1^{ère} PARTIE – CADRE ET METHODES</i>	10
I. Le littoral du Boulonnais, de la mer du Nord à la Manche	11
1. Topographie littorale.....	11
2. Structure.....	14
2.1 Tectonique.....	14
2.2 Lithologie.....	15
3. Hydrogéologie.....	21
4. Hydrodynamisme et transit sédimentaire marins.....	23
II. Méthodes	25
1. La quantification du recul historique (court et moyen termes).....	26
1.1 Comparaison de plans topographiques obtenus par restitution photogrammétrique.....	26
1.2 Recalage géométrique de photographies aériennes anciennes.....	28
1.3 Comparaison de plans cadastraux.....	28
2. La recherche du rythme et des causes du recul : recensement des mouvements de terrain, dépouillement de statistiques hydroclimatologiques.....	29
3. L'évolution géomorphologique à long et court termes : analyse des formes et des formations.....	30
<i>2^{ème} PARTIE – LE REcul DANS L'ESPACE : VALEURS ET PROCESSUS</i>	32
I. Les valeurs de recul	33
1. Répartition à l'échelle du Boulonnais.....	33
2. Le profil de la plate-forme littorale et le recul des falaises.....	37
3. La variabilité spatiale du recul à l'échelle des ensembles lithostratigraphiques.....	37
3.1 Combinaisons des paramètres lithostratigraphiques et topographiques.....	38
3.2 L'influence des paramètres anthropiques.....	40
3.2.1 Les bombardements aériens.....	40
3.2.2 L'extraction de galets et de rochers sur l'estran.....	40
3.2.3 Le démaigrissement de la plage de la Sirène.....	41
4. Comparaison des vitesses de recul obtenues dans différents sites.....	42
II. Les processus du recul	43
1. La craie du cap Blanc-Nez.....	44
1.1 La résistance de la craie.....	44
1.2 Les processus d'érosion subaériens et marins.....	48
2. L'association argile-craie à Strouanne.....	51
3. Les dépôts de versant à Sangatte.....	55
4. L'association argile-grès, du cap Gris-Nez à Equihen.....	57
4.1 Données structurales et hydrogéologiques.....	57
4.1.1 Le faciès des argiles.....	57
4.1.2 Le faciès des grès.....	58
4.1.3 Le comportement hydrogéologique de la série jurassique.....	60
4.2 Le cap Gris-Nez.....	60
4.3 Audresselles.....	63
4.4 Morphologie et dynamique du platier.....	65
4.4.1 La géométrie de la plate-forme littorale.....	65
4.4.2 La genèse de la rampe.....	66
4.4.3 L'influence directe et indirecte de la rampe sur le recul de la falaise.....	68
4.5 Le cap d'Alprech.....	70
4.6 Equihen (et pointe de la Courte Dune).....	71

3^{ème} PARTIE – LE REcul DANS LE TEMPS : DUREE, RYTHME ET CAUSES.....	75
I. Durée de l'évolution marine des falaises et héritages.....	76
1. L'évolution tardiglaciaire et holocène du trait de côte.....	78
1.1 L'association falaise–cordon littoral atlantique–tourbe subboréale	78
1.2 Le Tardiglaciaire du cran d'Escalles	80
2. Le recul à long terme.....	83
II. Le rythme et les causes du recul à court et moyen termes	88
1. L'analyse du rythme de recul des falaises	89
1.1 Les falaises crayeuses (cap Blanc-Nez s.s.)	89
1.2 Les falaises détritiques et argilo-crayeuses (Sangatte, Strouanne).....	92
1.3 Les falaises argilo-gréseuses (du cap Gris-Nez à Equihen)	93
1.4 La notion de "cycle d'érosion"	94
2. L'analyse des causes du recul des falaises	95
2.1 Les tempêtes	95
2.2 Les précipitations.....	97
2.3 Le comportement hydrogéologique de l'aquifère	99
III. Le temps de la gestion	104
1. La protection des falaises et la protection des biens	104
2. L'accélération anthropique de l'érosion des falaises.....	107
2.1 L'impact des pratiques agricoles.....	107
2.2 L'influence du parking du cran d'Escalles.....	109
3. L'évaluation et la gestion du risque lié au recul des falaises : l'exemple du cap Blanc-Nez	111
Conclusion et perspectives	115
Bibliographie	118
Liste des tableaux	134
Liste des figures	135

Livre II

ÉVOLUTION MORPHOTECTONIQUE ET MORPHODYNAMIQUE A LONG TERME DANS LES DO- MAINES DE SOCLE (APPALACHES, MASSIF CENTRAL, ARDENNE).....	137
Table des matières du livre II.....	138

Avant-propos

Le choix du littoral boulonnais comme terrain de recherche découle initialement de la prise de conscience récente, de la part des collectivités locales et des autorités, des problèmes posés, en terme de responsabilité, par le recul des falaises dans la mesure où celui-ci expose des personnes et des biens. Cette prise de conscience a rapidement fait apparaître l'absence d'études synthétiques sur le secteur (depuis les travaux de A. Briquet publiés en 1930), et a donc poussé les élus locaux et les organismes administratifs à commander une série d'expertises utiles à l'élaboration d'un PPR, parmi lesquelles plusieurs ont été produites par le Laboratoire de Géomorphologie et Gestion des Milieux Naturels EA 3339 (GGMN). Trois rapports ont déjà été déposés (un quatrième est en préparation), donnant matière à une réflexion plus générale dont les résultats ont fait l'objet d'une dizaine de publications dans des revues scientifiques nationales et internationales. Dans ce volume, l'essentiel des résultats publiés ainsi que des données encore inédites sont exposés sous forme de synthèse.

Cette conjoncture, déterminée par le risque naturel, n'aurait pas été aussi favorable sans l'appui et les encouragements de nombreux collègues universitaires et sans l'aide logistique des responsables de la DIREN, du Conservatoire du littoral et des communes d'Escalles, du Portel et d'Equihen.

Le coup d'envoi, en 1999, doit beaucoup à Patrick Locoge, géographe alors en charge du littoral à la DIREN Nord-Pas-de-Calais, qui a tout de suite fait confiance au GGMN, nouvellement fondé autour de, et dirigé par Yvonne Battiau-Queney, pour entamer une étude sur l'instabilité du cap Blanc-Nez. Par la suite, les relations avec la DIREN, par l'intermédiaire de Maurice Launay, Emmanuelle Martin et Marie-Claude Gabillard, n'ont jamais cessé. Le Conservatoire du littoral, en la personne de Etienne Dubaille et Odile Huret, à Wimereux, s'est également associé au programme d'étude sur les falaises du Boulonnais poursuivi par le GGMN, entraînant dans son sillage les communes du Portel et de Equihen, les relations entre l'ensemble de ces partenaires étant coordonnées par Olivier Delbecq, de l'Agence d'urbanisme Boulogne Développement. Dans ce cadre, M. Boutroy, maire d'Escalles, Christian Fourcroy et Bertrand Hodicq, maire et archiviste de Equihen, et Serge Paris, archiviste à la mairie du Portel, ont été la source de bon nombre d'informations détenues par les mairies, de même que Yvon Lequien, instituteur à la retraite et historien de la commune d'Audinghen, rencontré sur les falaises du cap Gris-Nez.

Au sein de l'UFR de Géographie, à l'USTL, Jean Sommé a été à plusieurs reprises un interlocuteur incomparable pour discuter de l'évolution quaternaire du littoral du Boulonnais. Yvonne Battiau-Queney, qui a bien voulu se porter garante de ce travail auprès de l'USTL, est à l'origine de l'implication du GGMN sur le thème du recul des falaises du Boulonnais, et nos nombreuses visites communes sur le terrain, souvent avec des étudiants de 2^e et 3^e cycle de l'UFR de Géographie, ont été l'occasion de discussions concrètes et constructives. Les multiples campagnes de terrain faites en compagnie de Philippe Lahousse, du Nord de la France aux Carpates – en passant par les Vosges, le Jura et les Alpes, avec les étudiants de Licence et d'IUP 3 – témoignent d'une entente que j'apprécie.

Ce travail sur les côtes rocheuses, faisant suite à d'autres travaux menés sur des paysages bien différents et à l'histoire beaucoup plus longue, m'a non seulement fait apparaître l'unité fondamentale de la Géomorphologie, mais aussi que les études portant sur l'évolution actuelle des formes ne donnent pas à elles seules la clé de leur dynamisme. Pour cette raison (entre autres), je garde un très bon souvenir des années passées avec les collègues qui ont partagé un intérêt commun pour les domaines de socle, en France et au Québec : au CNRS–

Meudon, autour de Alain Godard, Yannick Lageat, Brigitte Coque-Delhuille, Charles Le Cœur, Jean-Pierre Peulvast et Yvonne Battiau-Queney, ainsi que Mireille Bouchard (UQÀM) et Serge Jolicoeur (Université de Moncton). Certains d'entre eux se sont tournés, depuis, vers d'autres thèmes – dont le littoral – et c'est donc avec plaisir que je les retrouve aujourd'hui parmi les membres du jury. Y. Battiau-Queney (directrice du Laboratoire de Géomorphologie et Gestion des Milieux Naturels EA 3339, Lille), B. Coque, C. Le Cœur (directeur du Laboratoire de Géographie Physique UMR 8591, Meudon) et Y. Lageat n'ont d'ailleurs pas seulement accepté de participer à cette commission, ils ont également bien voulu porter au texte qui suit, dans sa phase d'élaboration, un regard critique et constructif, tout comme l'ont fait Arnaud Héquette (directeur du Laboratoire de Géomorphologie Dynamique et Aménagement des Littoraux EA 3599, Dunkerque) et Jean Sommé.

Au cours de mes années lilloises, j'ai également été sensible à l'aide généreuse de collègues chercheurs et enseignants-chercheurs, qu'il s'agisse de visites sur le terrain pour Pierre Antoine (CNRS–Meudon), d'analyses d'échantillons pour Nicole Limondin-Lozouet (malacologie, CNRS–Meudon) et Robert Etienne (barylites, Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie) ou de mise en forme de textes dans une langue étrangère pour Alan Trenhaile (Université de Windsor) ; et bien entendu à celle des collègues et du personnel de l'UFR de Géographie et Aménagement, au premier rang desquels Nicole Cunat-Bogé, Ingénieur d'étude et Géomorphologue dont la disponibilité et le caractère chaleureux sont irremplaçables.

Que chacun trouve ici l'expression de ma reconnaissance et de mon amitié.

Introduction

Les valeurs de recul parfois élevées qui caractérisent certains secteurs urbanisés (comme Equihen) ou très fréquentés (comme le cap Blanc-Nez) des falaises du Boulonnais (fig. 1), ainsi d'ailleurs que les méthodes de quantification du recul employées, qui s'appuient sur l'utilisation de plans cadastraux (les premiers datent du XIX^e siècle) et de photographies aériennes (les plus anciennes sont de 1929), ont naturellement orienté l'étude de ces falaises vers la description de leur dynamique récente (*i.e.* à court et moyen termes – quelques dizaines d'années à un peu plus d'une centaine d'années). L'élaboration en cours d'un PPR (Plan de Prévention des Risques naturels), nécessite d'ailleurs que soit connue l'ampleur des changements susceptibles de se produire dans un futur proche (100 ans), or à cette échelle de temps, il paraît raisonnable de supposer que la caractérisation de la tendance actuelle de l'évolution des falaises puisse servir de base à la prévision de leur dynamique à venir. Le premier objectif a donc été de cerner au plus près les modalités de l'évolution à court et moyen termes des falaises du Boulonnais. Cette analyse s'appuie sur la détermination des valeurs, des processus, du rythme et des causes (statiques et/ou dynamiques) du recul, ainsi que sur la différenciation spatiale et temporelle de ces quatre paramètres.

Malgré le manque de témoignages sédimentaires caractéristique des côtes à recul rapide (qui explique d'ailleurs le nombre réduit d'études géomorphologiques sur ce linéaire), l'évolution à long terme a ensuite été abordée, l'essai d'application des taux de recul contemporains à un passé plus lointain amenant de fait à s'interroger sur la situation de "départ" et donc à aborder deux questions dont la portée est plus générale : premièrement, celle de la durée d'évolution marine des falaises (à quel moment la mer a-t-elle à nouveau atteint le pied des falaises à l'Holocène ?), et deuxièmement, celle du caractère hérité ou non des différents éléments constitutifs des secteurs rocheux de ce littoral. S'il est nécessaire, pour répondre à ces deux questions, de remonter jusqu'au Pléistocène moyen, les réponses n'en contribuent pas moins à bien cadrer l'objet falaise et à en replacer la dynamique actuelle dans une tendance. De plus, le croisement des résultats obtenus sur le court terme et sur le long terme permet de déterminer d'une part le modèle d'évolution de ces falaises (relèvent-elles d'un modèle d'évolution selon lequel l'abaissement de la plate-forme doit précéder le recul de la falaise, ou au contraire d'un autre modèle selon lequel le recul de la falaise doit précéder l'abaissement de la plate-forme ?), et d'autre part l'échelle temporelle de l'équilibre entre forme et processus (ce qui rejoint la question du rythme d'évolution des falaises, et de fait de leur degré de stabilité).

La première partie replace les falaises du Boulonnais dans leur cadre naturel et définit les méthodes d'analyse utilisées. Dans la deuxième partie, l'analyse et la cartographie à grande échelle des valeurs et des processus du recul conduisent à isoler une série de paramètres statiques – combinaisons diverses entre la structure et la topographie de l'ensemble falaise–plate-forme littorale, parfois perturbées par des facteurs anthropiques – induisant une variabilité spatiale de l'évolution des falaises. Enfin, après avoir établi le cadre chronologique de l'évolution à long terme des falaises du Boulonnais, la troisième partie aborde la question du rythme et des causes du recul. À ce propos, le suivi en temps réel d'un épisode de recul généralisé du secteur crayeux, en novembre 2000, dans un contexte de forte pluviométrie et à la suite d'une grande marée accompagnée de vents forts, a soulevé d'emblée deux questions : 1) Cet épisode termine-t-il un cycle dont la durée moyenne peut être établie ? 2) Quelle est la nature des rapports entre facteurs climatiques et/ou météo-marins et instabilité des falaises ? Pour finir, la pertinence de l'approche géomorphologique et son utilité dans le domaine de la gestion du risque lié au recul des falaises ont été évaluées à partir de cas concrets.

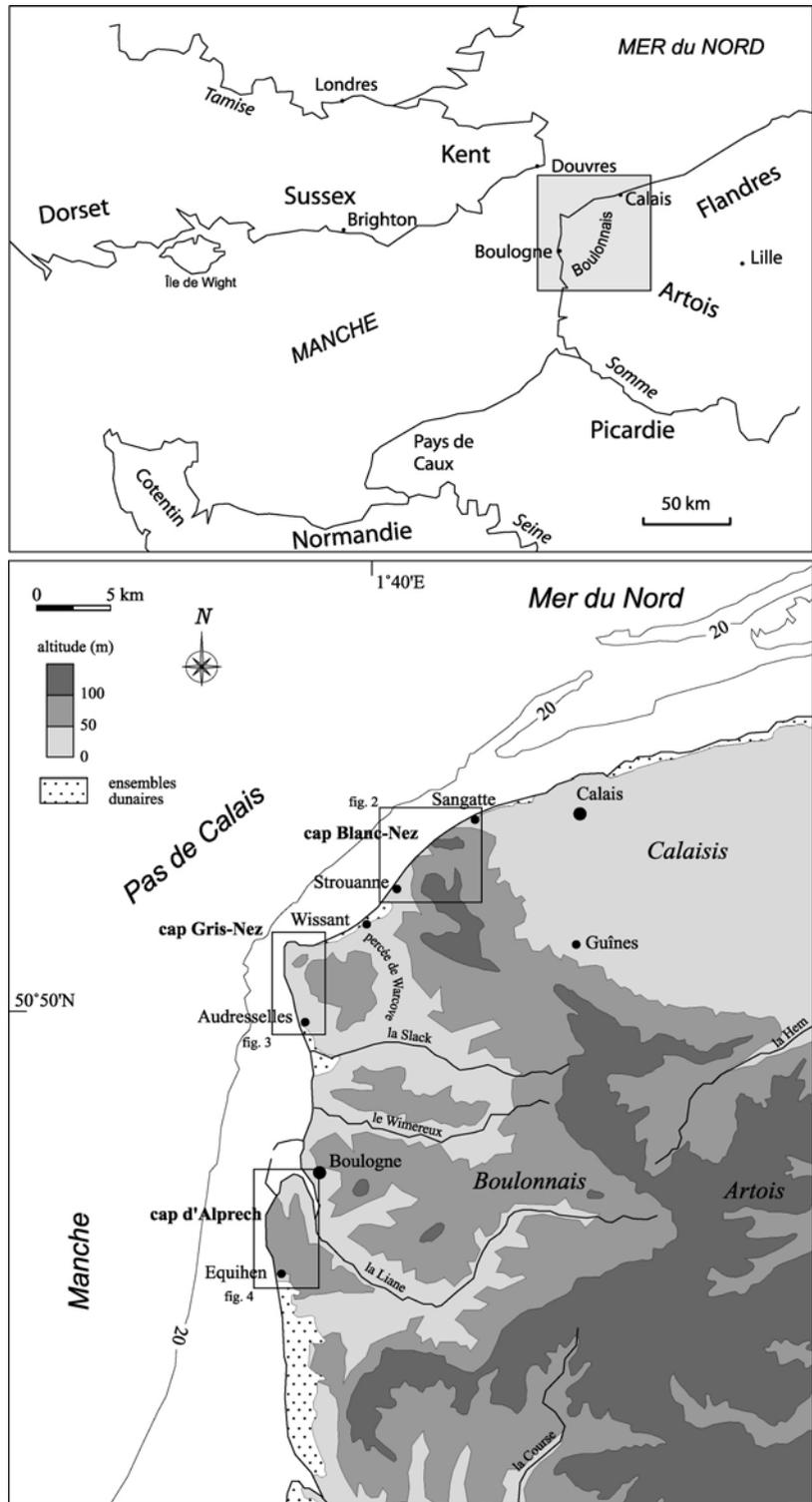


Figure 1 – Localisation générale et topographie du Boulonnais.

L'approche naturaliste choisie pour décrire la dynamique des falaises du Boulonnais tient certainement à l'extrême diversité des modalités d'évolution rencontrées sur cette portion de côte, incitant à aller trouver sur le terrain le (ou les) paramètre(s) responsable(s) d'une différenciation spatiale de cette évolution. Ce choix tient aussi à la volonté de partir d'une donnée tangible, la valeur du recul, et de l'expliquer, plutôt que de partir d'un modèle théorique qui ne trouve pas nécessairement de traduction concrète sur le terrain. Il n'était pas pour autant question de se priver des apports des modèles mathématiques d'évolution développés par A.S. Trenhaile ou, dans la mouvance de T. Sunamura, de l'approche expérimentale, les deux contribuant également à bâtir un cadre conceptuel utile à l'étude des côtes rocheuses.

La conclusion sera l'occasion de faire le point sur les différentes approches utilisées dans le domaine de la géomorphologie des côtes rocheuses, et, à la lumière des résultats obtenus sur les falaises du Boulonnais, de dégager quelques perspectives de recherches, tant sur le plan thématique que méthodologique.

1^{ère} PARTIE – CADRE ET METHODES

I. Le littoral du Boulonnais, de la mer du Nord à la Manche

Cette partie expose les aspects naturels fondamentaux du littoral boulonnais. Certains points seront détaillés au moment opportun dans la suite du texte s'ils font l'objet de nouveaux développements (l'origine des Grès de la Crèche), ou si leur étude détaillée est nécessaire à la compréhension de mécanismes d'évolution particuliers (le comportement hydrogéologique de la nappe de la craie).

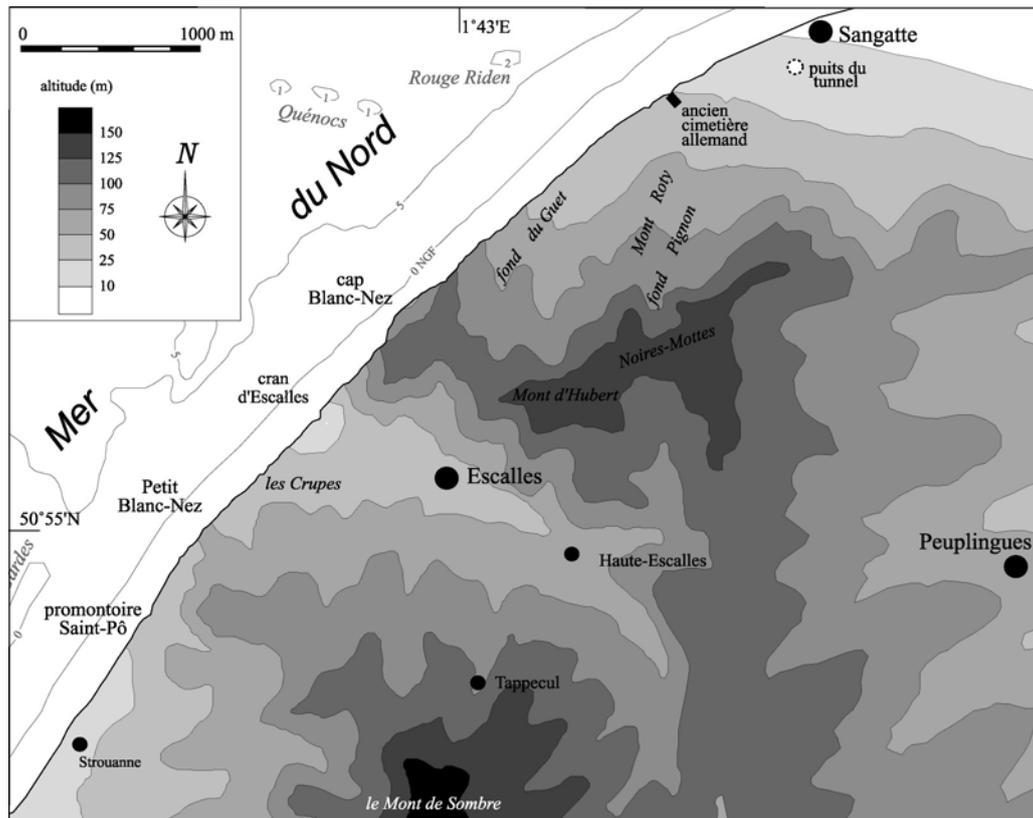


Figure 2 – Le site du cap Blanc-Nez.

1. Topographie littorale

Dominant la mer du Nord, les falaises du cap Blanc-Nez recourent un relief de collines élevées (150 m au Mont d'Hubert) essentiellement développé dans les craies du flanc nord du Boulonnais (fig. 2). Sur 7 km, entre Strouanne et Sangatte, se succèdent des falaises argilo-crayeuses, crayeuses puis détritiques (taillées dans des dépôts de versants). Leur altitude s'élève d'une quinzaine de mètres à Strouanne à une centaine de mètres au cap Blanc-Nez, puis s'abaisse jusqu'à Sangatte où se fait le raccord avec la plaine maritime du Calais. Une série de vallons secs suspendus, appelés crans, jalonne ce linéaire. À l'ouest du Petit Blanc-Nez, le cran Saint-Pô domine la mer de 23 m. Entre le cap Blanc-Nez (100 m) et le Petit Blanc-Nez (54 m), le cran d'Escalles, plus vaste, est perché à 25 m. À l'est du cap Blanc-Nez, le fond du Guet, recoupé à angle aigu par la falaise, ne forme plus d'échancrure en rebord de falaise. Son débouché culmine à 28 m au sud-ouest de l'ancien cimetière. Enfin, le versant

maritime du cap Blanc-Nez présente la partie amont d'un "fond" (terme local désignant un vallon sec) recoupé par la falaise vers 76 m d'altitude. En avant de ces falaises se développe une large plate-forme littorale horizontale (l'isobathe de 20 m est en moyenne à 2,5 km de la côte) délimitée vers le large par un abrupt, surtout sensible sur la bordure nord des écueils des Quénocs et du Rouge Riden.

Au sud-ouest du site du cap Blanc-Nez, la percée de Warcove aboutit en baie de Wissant à laquelle elle se raccorde par une petite falaise morte et fossilisée par endroits (fig. 1). Longue de 6 km, cette falaise s'élève de quelques mètres à Tardinghen et de plus de 30 m à la Motte du Bourg, au sud-ouest de Wissant. Elle est protégée par une étroite plaine maritime fermée par un cordon dunaire, les Dunes d'Aval et la Dune du Châtelet.

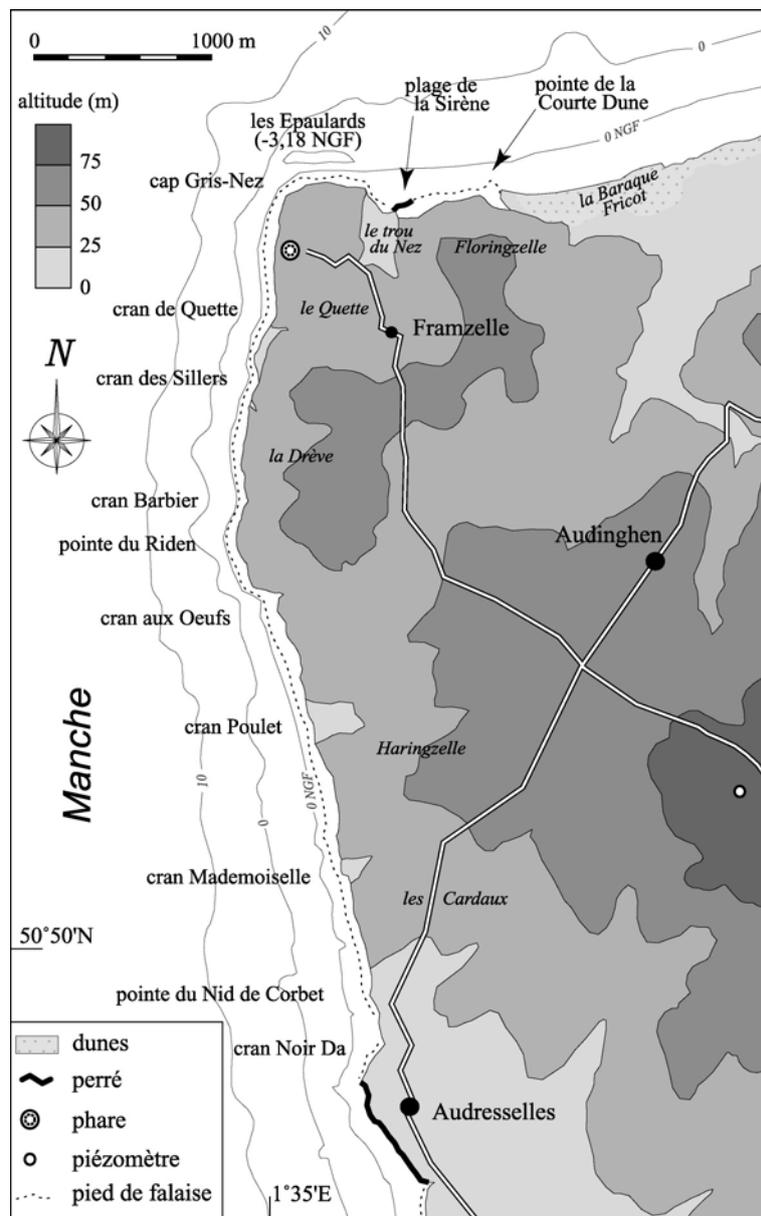


Figure 3 – Le site du cap Gris-Nez.

Les falaises argilo-gréseuses du Bas Boulonnais s'étirent sur 26 km, de la pointe de la Courte Dune au nord à Equihen au sud (fig. 3 et 4). Seul le segment compris entre la pointe de la Courte Dune et le cap Gris-Nez est tourné vers la mer du Nord. Entre le cap Gris-Nez et Equihen, le plateau gréseux du Bas Boulonnais domine la Manche de quelques dizaines de mètres (50 m au cap d'Alprech, à la pointe de la Crèche, et au cap Gris-Nez), et ne cède la place à un massif dunaire large de 2 km qu'à la hauteur de l'estuaire de la Slack. Les vallées encaissées du Wimereux et de la Liane n'interrompent la continuité de la paroi rocheuse que sur de courtes distances. Les crans, au débouché de vallons plus courts et moins profonds que dans le secteur crayeux, sont particulièrement nombreux entre Audresselles et la plage de la Sirène au nord, et entre le cap d'Alprech et Equihen au sud. Les falaises du Bas Boulonnais présentent parfois un profil à replat, comme entre Audresselles et le cran aux Œufs, ou à ressaut comme au sud du cap d'Alprech.

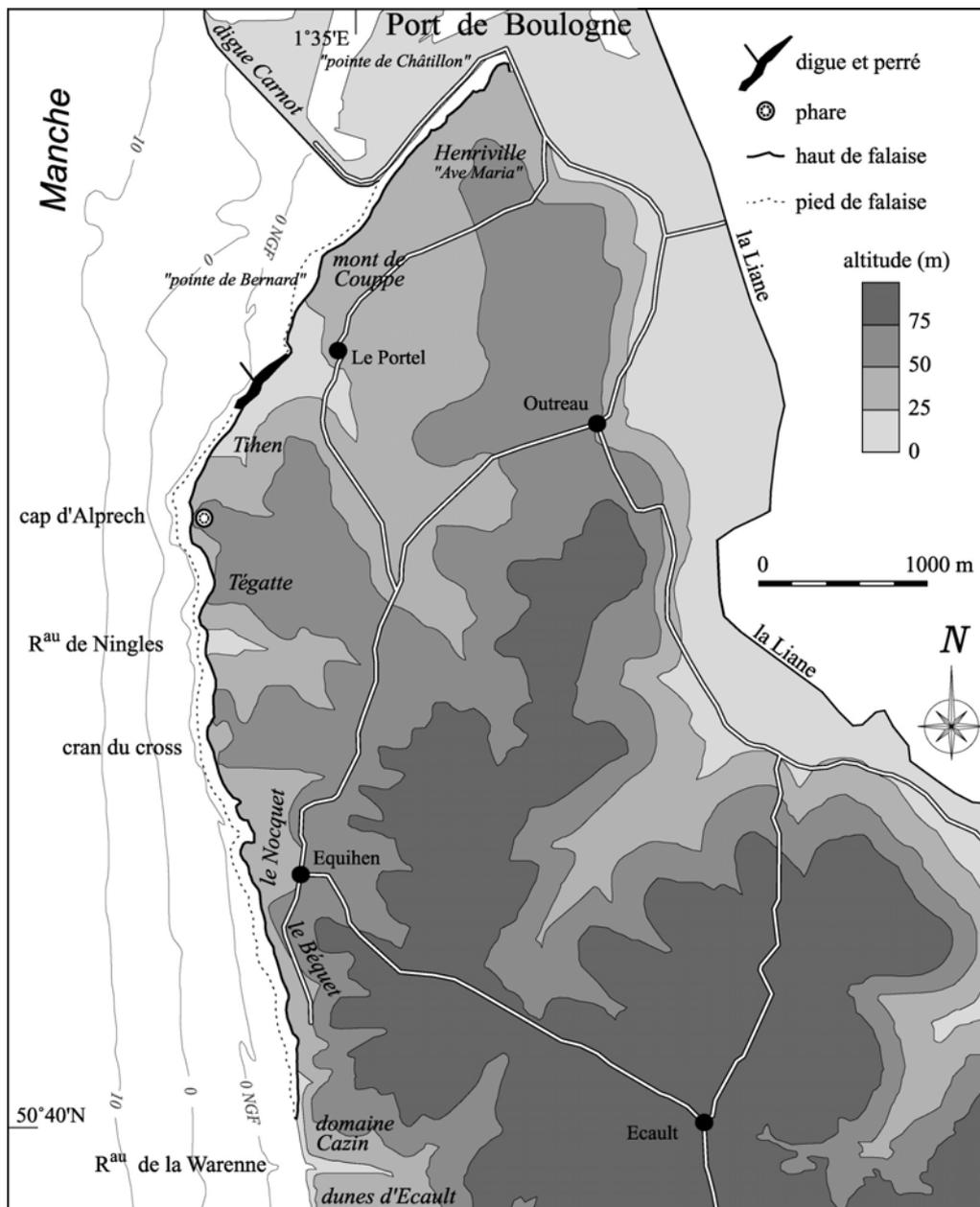


Figure 4 – Le site du cap d'Alprech.

Entre le cap Gris-Nez et la pointe de la Courte Dune, la plate-forme littorale, hérissée de crêtes gréseuses et calcaires près du rivage, est large et horizontale, comme celle du cap Blanc-Nez à laquelle elle se raccorde. Du cap Gris-Nez au cap d'Alprech, la plate-forme, moins large qu'en mer du Nord, a un profil incliné et se raccorde au pied de falaise par une rampe dont l'inclinaison oscille autour de 10°. Dans le secteur d'Equihen, la plate-forme s'élargit et sa pente diminue. Son extrémité marine correspond aux bancs sableux de la Basure de Baas.

2. Structure

2.1 Tectonique

La réinterprétation récente de la structure du Boulonnais (Mansy *et al.*, carte géologique à 1/50 000 de Marquise, sous presse) permet de préciser les relations entre relief et structure le long du littoral (fig. 5).

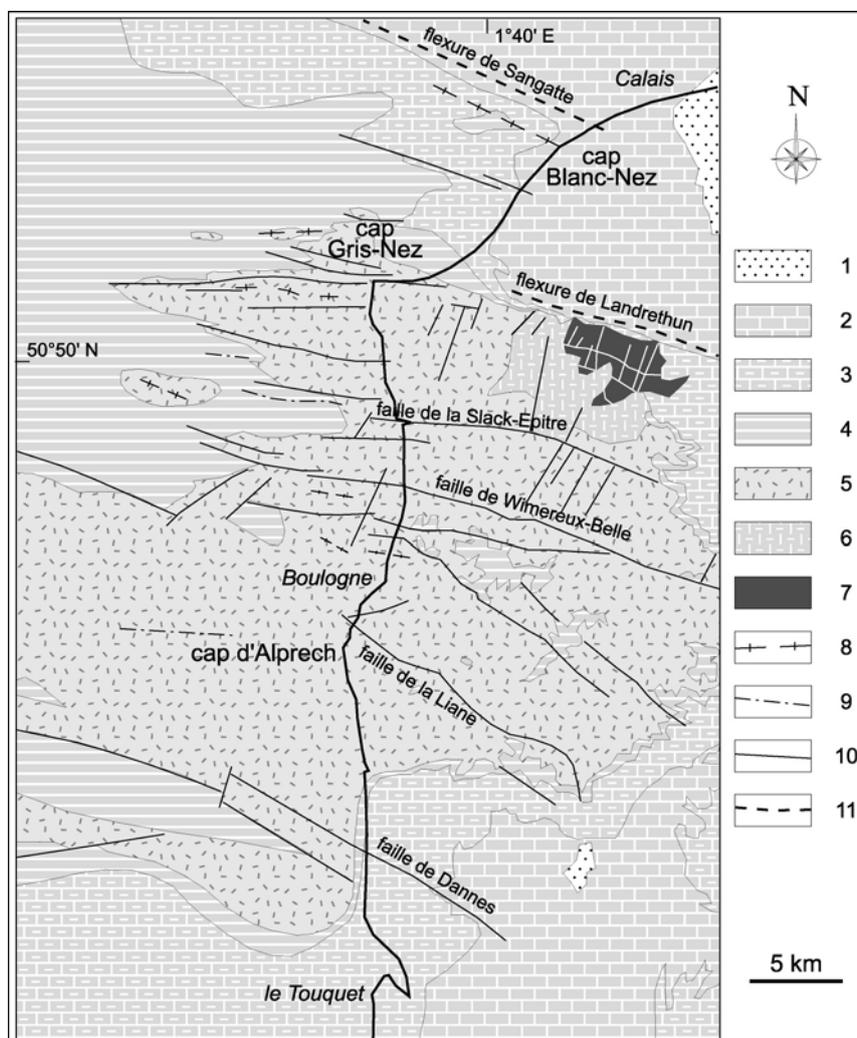


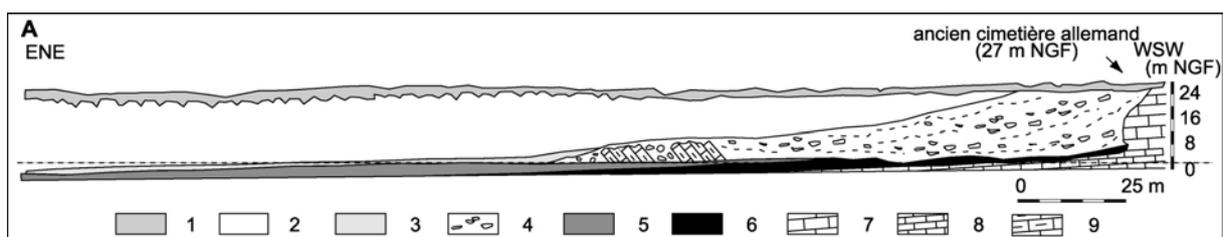
Figure 5 – Structure du Boulonnais et de ses approches marines.

1 : Tertiaire ; 2 : Crétacé supérieur ; 3 : Aptien et Albien ; 4 : Wealdien ; 5 : Jurassique supérieur ; 6 : Jurassique moyen ; 7 : Primaire ; 8 : anticlinal ; 9 : synclinal ; 10 : faille ; 11 : flexure (d'après Everaerts et Mansy, 2001, simplifié).

Le segment de côte compris entre le cap Gris-Nez et Sangatte présente une géométrie de détail qui coïncide globalement avec les trois directions tectoniques principales qui affectent la couverture sédimentaire : les directions N020–N040 et N100–N110 reconnues à grande échelle par l'analyse du système de joints dans la craie (Vandycke et Bergerat, 1992), et la direction N090 caractérisée par de courtes failles et des plis surtout visibles dans le Jurassique (Lamarche *et al.*, 1996, 1998). La géométrie d'ensemble du secteur un peu plus court, compris entre la baie de Wissant et Sangatte, coïncide par ailleurs avec celle d'une zone de transfert, orientée N030, située entre les failles de socle de Sangatte au nord et de Landrethun au sud (Mansy *et al.*, 2003), mais les caractéristiques structurales de cette zone susceptibles d'imprimer leur marque dans le relief ne sont pas précisément définies. La carte gravimétrique ne signale aucun décalage altitudinal dans le socle paléozoïque (Everaerts et Mansy, 2001), et la coupe NW–SE passant par le cap Blanc-Nez ne recoupe aucune faille de couverture. Ainsi, le toit du Wealdien en mer et sur le continent est à une altitude semblable, la série crayeuse n'étant complète au Blanc-Nez qu'à la faveur de 150 m de relief. Cette zone de transfert ne déterminerait de toute façon pas à elle seule la position de la ligne de falaise, puisqu'au droit du cap Blanc-Nez, la limite d'affleurement entre le Crétacé inférieur (Aptien et Albien) et le Crétacé supérieur (Cénomaniens et Turonien) est essentiellement une limite d'érosion liée au recul de la falaise. D'autre part, comme le schéma structural de failles de socle en relais se répète à travers le Pas de Calais en direction des North Downs (Mansy, orallement), l'emplacement du détroit ne correspond pas à une zone effondrée (le "sous-bloc de Varne" de J.-P. Colbeaux *et al.*, 1980), mais plutôt à un secteur dans lequel les mouvements verticaux sont de type épirogénique (Lagarde *et al.*, 2003). Quant à la limite entre Boulonnais et Calaisis, elle est essentiellement liée à la flexure de Landrethun (Robazsynski et Amédéo, 2001), au nord de laquelle le Crétacé plonge vers le NE sous les sables éocènes du Calaisis. La retombée nord-est du Boulonnais dans le secteur de Sangatte, où le pendage NE des couches n'excède pas quelques degrés, s'explique cependant moins bien. Enfin, le segment de côte orienté N–S, qui va du cap Gris-Nez à Equihen, est perpendiculaire à l'axe des plis et des failles affectant le Jurassique.

2.2 Lithologie

Au sud-ouest de Sangatte, la falaise détritique recoupe des dépôts de versant d'âge pléistocène sur 1 200 m environ (fig. 6A et B). Il s'agit d'un ensemble dont la base est composée de dépôts marins (cordon de galets et plage sableuse), recouverts au pied de la falaise fossile par des éboulis crayeux, et, en s'éloignant, par des formations de versant stratifiées argileuses, limoneuses ou sableuses. Les sables de plage sont rapportés à l'Holsteinien (stade isotopique 9), et l'ensemble de la coupe représente l'enregistrement de trois cycles interglaciaire-glaciaire (Sommé *et al.*, 1999).



(Légende page suivante)

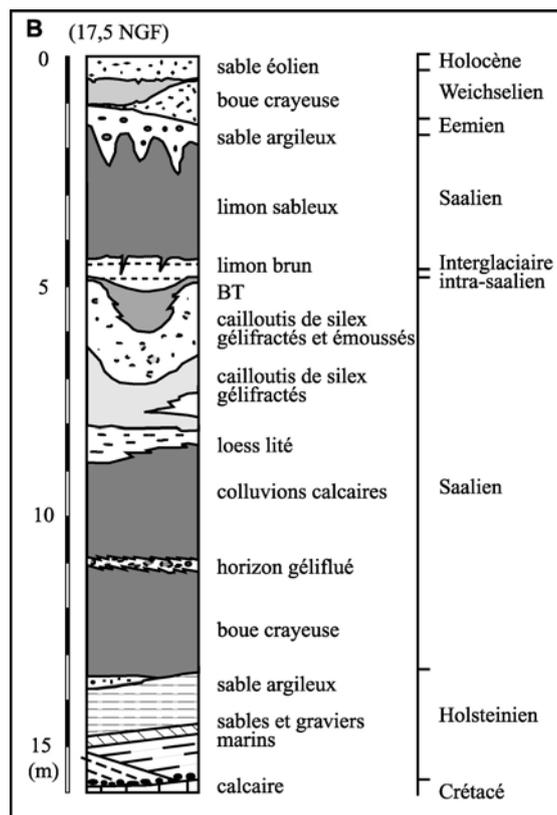


Figure 6 – Le Pléistocène de Sangatte.

A : profil des dépôts de versant de la falaise fossile. 1 : dépôts de versant non calcaires ; 2 : dépôts de versant calcaires ; 3 : marnes ; 4 : éboulis crayeux ; 5 : sables marins ; 6 : galets marins ; 7 : craie turonienne ; 8 : craie cénomaniennne ; 9 : blocs de craie turonniennne. B : lithostratigraphie des dépôts dans le puits du tunnel (d'après Sommé et al., 1999, simplifié).

Les falaises crayeuses du cap Blanc-Nez sont taillées dans la série albo-cénomano-turonienne qui affleure sur 5 km entre l'ancien cimetière allemand au nord-est et le hameau de Strouanne au sud-ouest. Reposant sur les Argiles du Gault, les différents faciès de la craie affleurent selon des combinaisons variées (Robaszynski et Amédéo, 1993), en fonction de la hauteur de la falaise et du faible pendage de 1° à 3° vers le nord-est de la série. On observe, du bas vers le haut (fig. 7 et 8) :

- la craie blanche du Cénomanienn supérieur et la craie turonienne entre l'ancien cimetière allemand et l'amont du fond du Guet ;
- la craie grise du Cénomanienn moyen, la craie blanche du Cénomanienn supérieur et l'ensemble de la craie turonienne au cap Blanc-Nez s.s. ;
- la craie grise du Cénomanienn moyen, la craie blanche du Cénomanienn supérieur et la craie noduleuse du Turonien inférieur au sud du cap Blanc-Nez ;
- le sommet de la craie bleue du Cénomanienn inférieur et la base de la craie grise du Cénomanienn moyen aux Crupes ;
- la totalité de la craie bleue du Cénomanienn inférieur et la craie grise du Cénomanienn moyen au Petit Blanc-Nez ;
- tout ou partie des Argiles du Gault (Albien) et de la craie bleue du Cénomanienn inférieur entre le Petit Blanc-Nez et Strouanne.

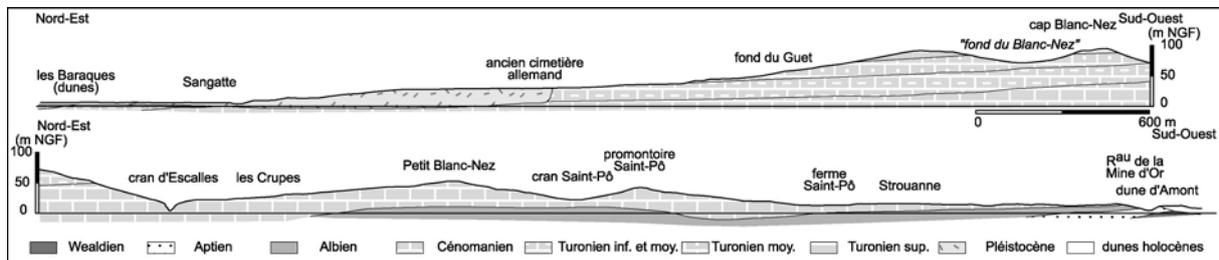


Figure 7 – Structure de la falaise entre Sangatte et Strouanne.

(En partie d'après Bonte et al., 1971, modifié).

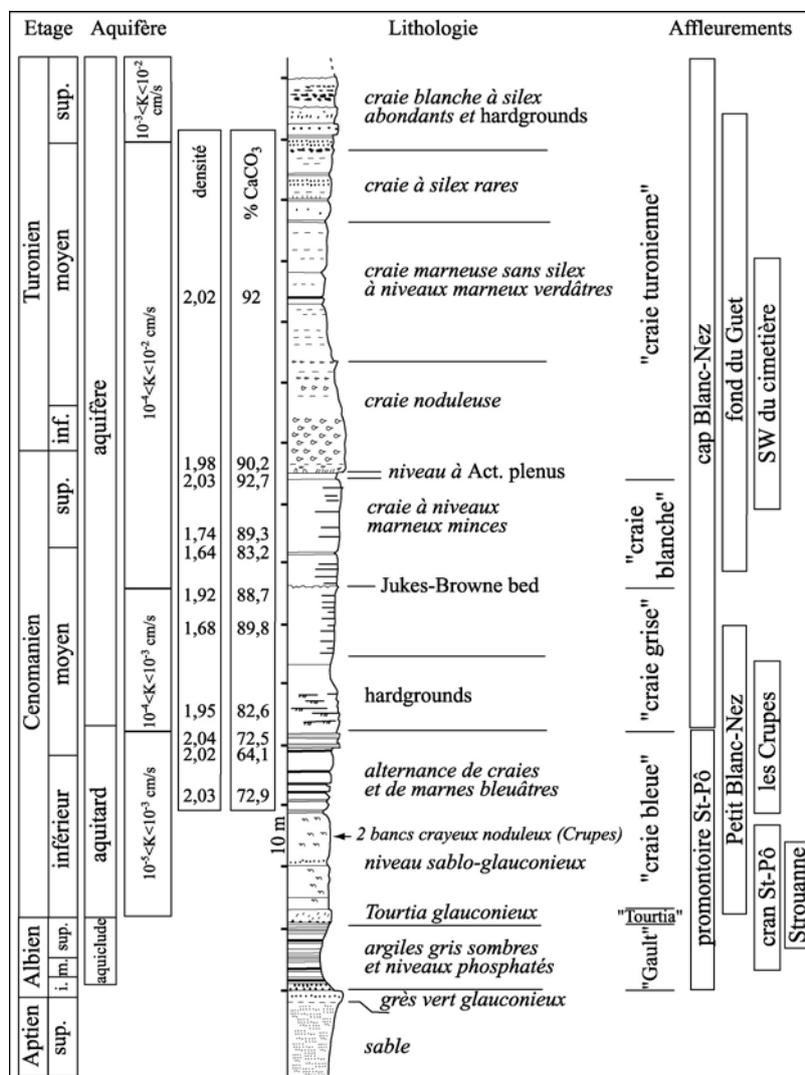


Figure 8 – Lithostratigraphie du Crétacé des falaises du cap Blanc-Nez.

(D'après Robaszinski et Amédéo, 1993, modifié).

De la pointe de la Courte Dune à Equihen, les falaises argilo-gréseuses sont taillées dans un ensemble lithostructural du Kimméridgien et du Tithonien constitué de sédiments de milieu de rampe carbonatée homoclinale (Geysant *et al.*, 1993). La série comprend de dépôts argileux et marneux à intercalations de bancs calcaires bioclastiques peu épais (lumachelles), interrompus par des ensembles sablo-gréseux. Tous les niveaux présentent d'importantes variations latérales de faciès.

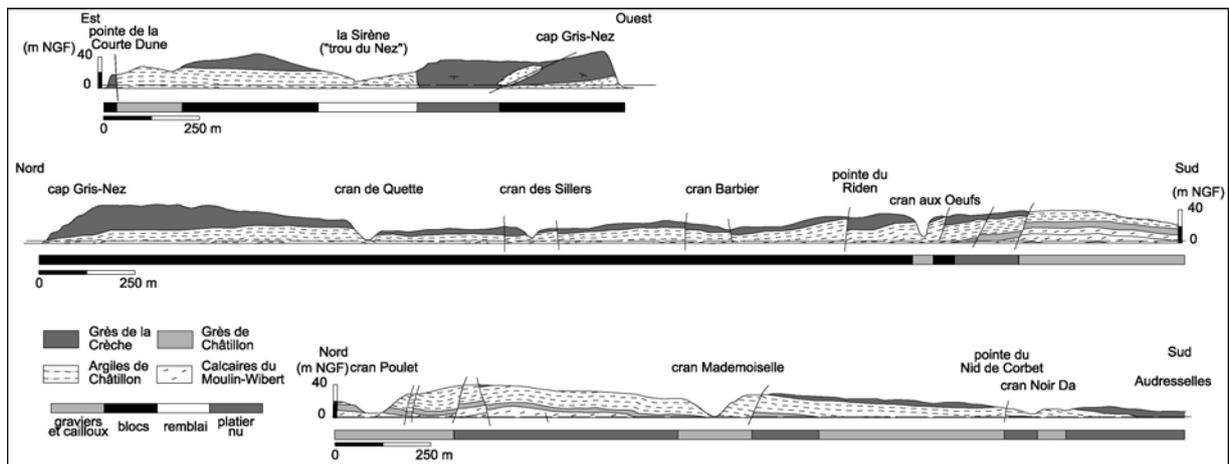


Figure 9 – Structure de la falaise et nature de l'estran entre la pointe de la Courte Dune et Audresselles.

(En partie d'après Bonte *et al.*, 1971, modifié).

Entre la pointe de la Courte Dune et la pointe du Riden se succèdent de bas en haut (fig. 9 et 10) :

- les Argiles de Châtillon (18 à 25 m), dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires plus ou moins lumachelliques décimétriques à pluri décimétriques (la limite entre le Kimméridgien et le Tithonien se situe au sein de cette formation) ;
- les Grès de la Crèche inférieur (10 m), sables coquilliers et bancs de grès carbonatés décimétriques ou grès en boules.

Du cap Gris-Nez à la pointe du Riden, l'épaisseur des affleurements varie en fonction de la hauteur de la falaise, comprise entre 25 et 50 m, et des déformations souples et cassantes perpendiculaires à la côte qui affectent la série jurassique (fig. 9). La paroi nord du cap Gris-Nez est calée sur le flanc nord d'un anticlinal dissymétrique d'axe parallèle au trait de côte et à vergence nord (Lamarche *et al.*, 1998). Les Grès de la Crèche affleurent donc sur toute sa hauteur. Vers l'est, sur le pourtour de la plage de la Sirène, les Argiles de Châtillon affleurent à nouveau, recouvert de Grès de la Crèche. Les mêmes grès, abaissés par faille, constituent la pointe de la Courte Dune.

Du cran aux Œufs à Audresselles, les Argiles de Châtillon affleurent plus largement, et un banc calcaro-gréseux épais de 80 cm apparaît dans leur partie médiane. Entre la pointe du Nid de Corbet et le cran Mademoiselle, ainsi qu'au cran aux Œufs (fig. 9), les Grès de la Crèche affleurent en haut de falaise sur 2 et 5 m respectivement. Entre le cran Mademoiselle et le cran aux Œufs, la série jurassique est complétée par deux formations affleurant en pied de falaise :

- les Grès de Châtillon (environ 5 m), sables et grès bioclastiques à stratification entrecroisée ;

- les Calcaires du Moulin-Wibert (14 m), alternance de bancs calcaires décimétriques et de marnes noires.

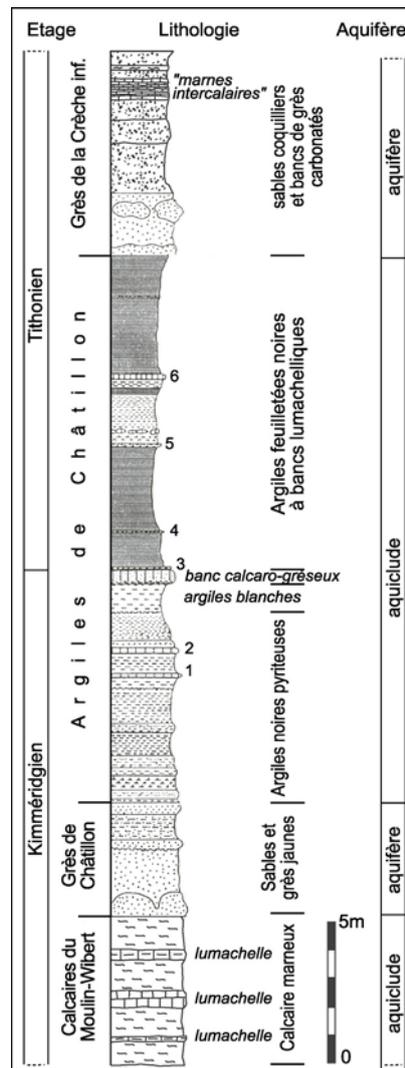


Figure 10 – Lithostratigraphie du Jurassique des falaises du cap Gris-Nez.

1 à 6 : bancs calcaires. Le banc calcaro-gréseux n'est présent qu'entre la pointe du Riden et la pointe du Nid de Corbet (d'après Geysant et al., 1993, modifié).

Les falaises du sud de Boulogne-sur-Mer sont taillées dans le même ensemble litho-structural Kimméridgien et Tithonien (fig. 11). Du fait d'un jeu de blocs faillés, deux profils de falaises (mortes) se succèdent entre le port de Boulogne-sur-Mer et le Portel : celui de la falaise de Châtillon et celui du mont de Coupe. Puis, entre le Portel et Equihen, le relèvement des couches détermine l'occurrence de trois combinaisons structurales (fig. 12).

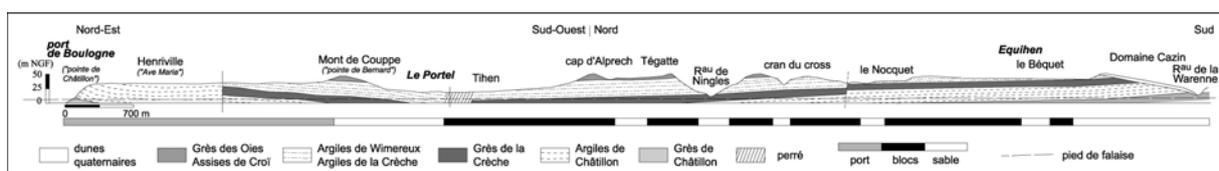


Figure 11 – Structure de la falaise et nature de l'estran entre le port de Boulogne et Equihen.

(En partie d'après Bonte et al., 1985, modifié). La paroi de la falaise est en retrait au sud du terrain de cross, d'où le décalage apparent des couches dont le pendage se fait vers le NW.

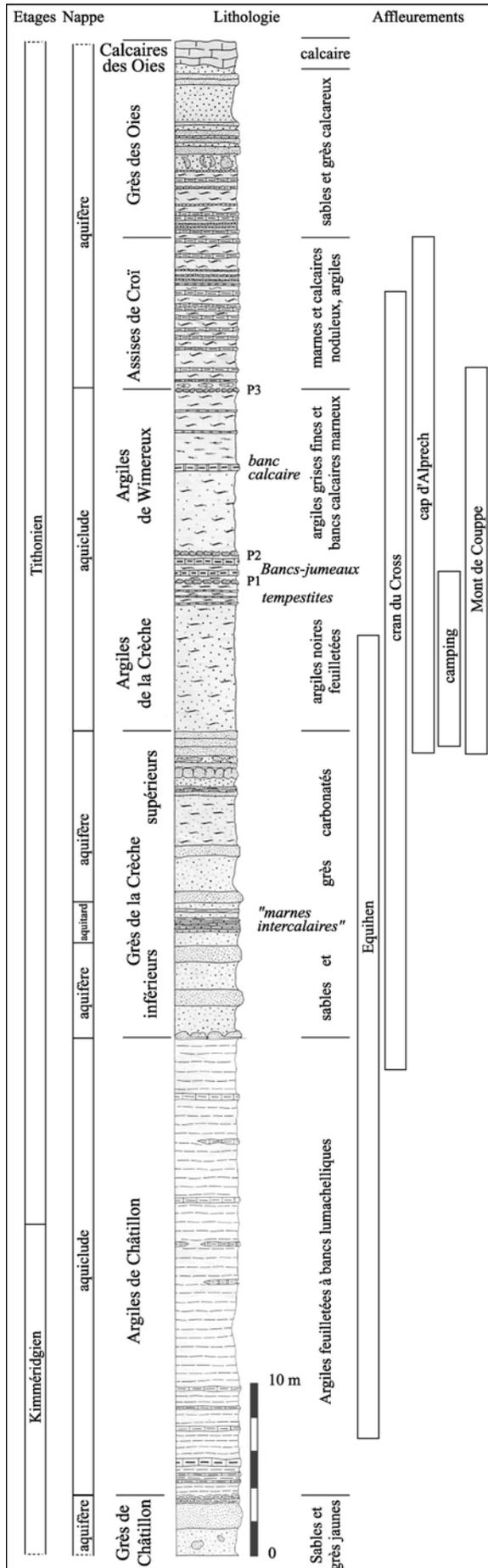


Figure 12 – Lithostratigraphie du Jurassique des falaises du cap d'Alprech.

(D'après Bonte et al., 1985 et Geyssant et al., 1993, modifié).

Au camping du Phare, sur la commune du Portel (lieu-dit Tihen) :

- le sommet des Grès de la Crèche et la base des Argiles de la Crèche, riches en bancs calcaires (tempestites).

Du cap d'Alprech au sud du ruisseau de Ningles :

- le sommet des Grès de la Crèche ;
- la totalité des Argiles de la Crèche et des Argiles de Wimereux (21 m), argiles à intercalations de bancs calcaires décimétriques. Les Bancs-jumeaux (1 m) sont deux bancs calcaires séparant les argiles noires de la Crèche des argiles grises de Wimereux ;
- les Assises de Croï (10 m), intercalation de marnes, de calcaires noduleux et d'argiles.

Du cran du cross à Equihen :

- tout ou partie des Argiles de Châtillon, argiles feuilletées à bancs calcaires décimétriques (le banc calcaro-gréseux de la limite Kimméridgien/Tithonien est absent) ;
- la totalité des Grès de la Crèche (18 m) ;
- les Argiles de la Crèche (et de Wimereux), sur une épaisseur décroissante vers le sud.

En avant des falaises du cap Blanc-Nez, du large vers la côte, les couches sableuses du Wealdien et de l'Aptien, argileuses de l'Albien et celles crayeuses du Cénomaniens inférieur et moyen, peu déformées, affleurent en biseau sur la plate-forme littorale (fig. 13). Le substrat de la baie de Wissant se cale sur le Wealdien, qui recouvre en discordance le Jurassique (Argiles de la Crèche et Argiles de Wimereux) plissé et intensément faillé affleurant sur la plate-forme au nord du cap Gris-Nez. En Manche, les affleurements rocheux sur la plate-forme littorale sont conditionnés par la succession, du nord au sud, d'ondulations anticlinales et synclinales d'axe E-O plongeant vers l'ouest. Le long des axes anticlinaux, les couches sont biseautées et les terrains les plus récents affleurent au large,

comme au nord d'Audresselles. Le long des axes synclinaux, la plate-forme littorale ne recoupe le plus souvent qu'un seul terrain : celui qui affleure au pied de la falaise, comme au sud de Boulogne-sur-Mer.

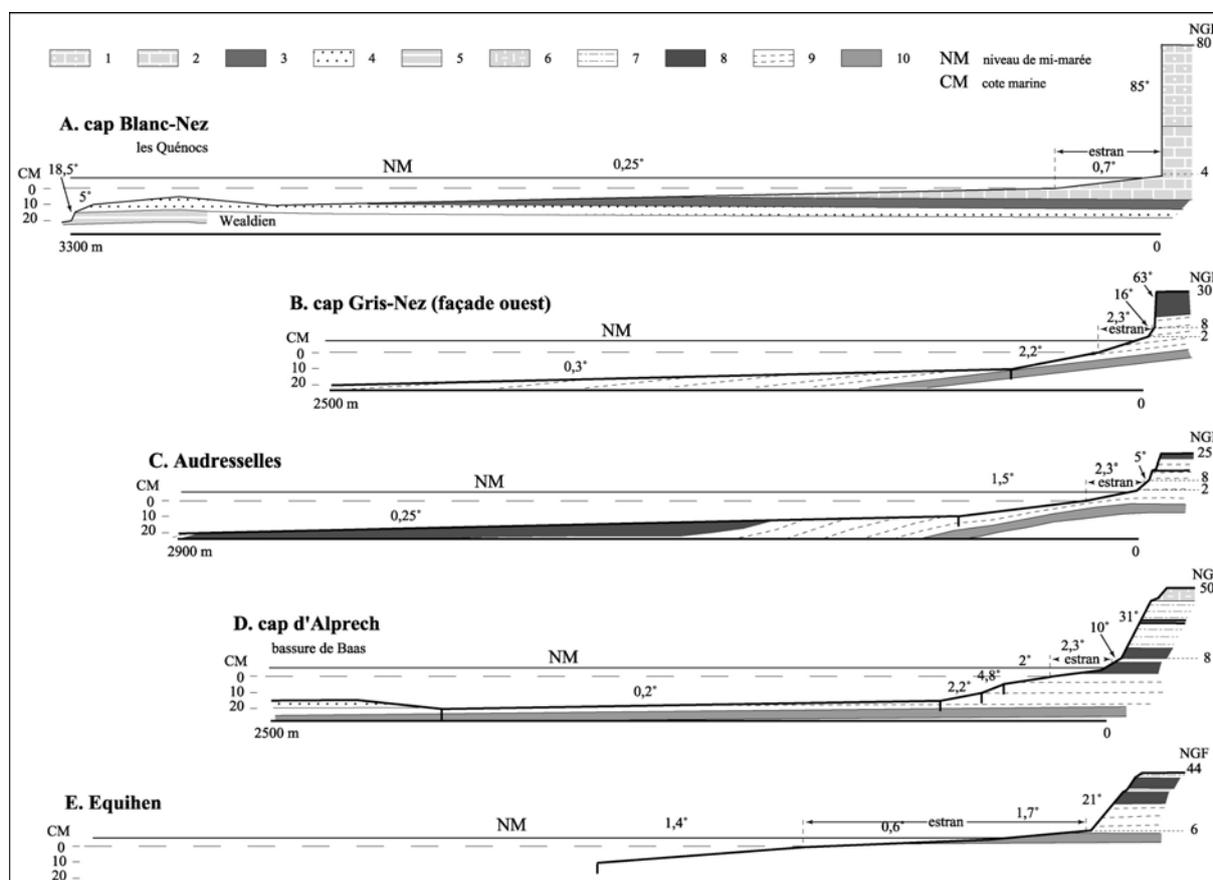


Figure 13 – Profil et structure de la plate-forme littorale.

1 : craie (Turonien) ; 2 : craie (Cénomaniens) ; 3 : Argiles du Gault (Albien) ; 4 : Sables verts (Aptien) ; 5 : sables (Wealdien) ; 6 : Assises de Croÿ (Tithonien) ; 7 : Argiles de la Crèche et de Wimereux (Tithonien) ; 8 : Grès de la Crèche (Tithonien) ; 9 : Argiles de Châtillon (Kimméridgien/Tithonien) ; 10 : Grès de Châtillon (Kimméridgien). (Topographie : SHOM et plan inédit, géologie : Mansy et al., sous presse).

3. Hydrogéologie

Dans l'aquifère de la craie, qui peut être considéré comme monocouche (Mania, 1978 ; Bracq et Brunin, 1999), les variations annuelles du niveau piézométrique se calent sur la courbe des précipitations (fig. 14B), mais avec un temps de réponse variable, comme nous aurons l'occasion de le décrire et de le commenter plus loin.

Dans la zone non saturée de l'aquifère, bien que la porosité de drainage de la matrice de la craie soit faible (Price, 1997), la conductivité hydraulique peut être améliorée par les aléas post-sédimentaires : la fracturation favorise un drainage fissural lent de l'ordre de 1,7 m/h (Bracq et Brunin, 1999), auquel se superpose un écoulement plus rapide (53 m/h) d'origine karstique qui ne rejoint pas nécessairement la nappe. Une partie des eaux qui ressortent de la falaise aux sources du cran d'Escalles relève de cet écoulement (Bracq *et al.*, 1992). La nappe se développe dans la craie grise, la craie bleue constituant l'aquitard. Les vitesses de circula-

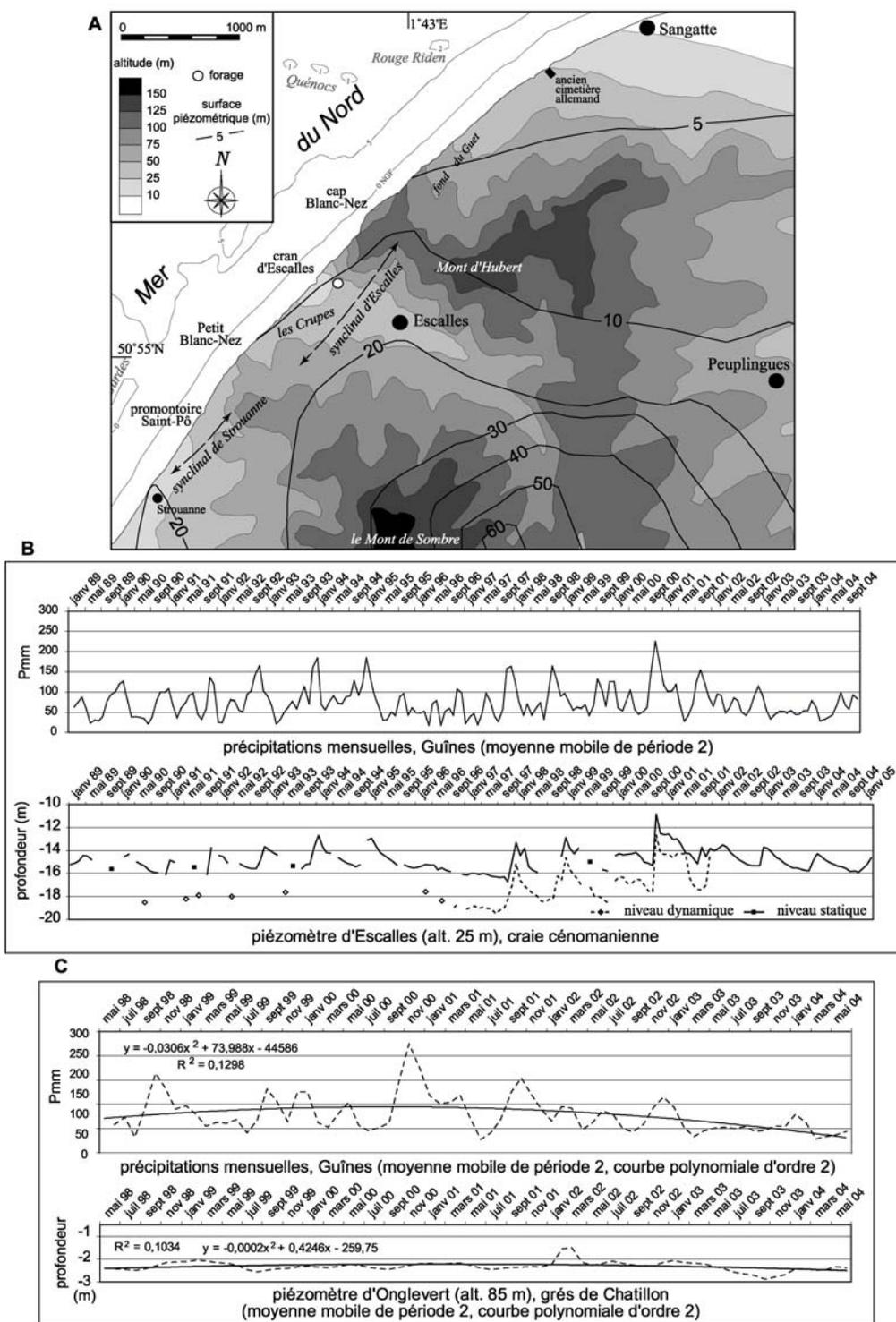


Figure 14 – L'aquifère de la craie à Escalles et celui des Grès de Châtillon à Onglevert.

A : carte piézométrique du secteur d'Escalles (d'après Bracq et Brunin, 1999, modifié). B : précipitations et piézométrie mensuelles 1989–2004 (en partie d'après Pierre et Lahousse, 2006 ; station de Guînes et forage d'Escalles, source : Eaux de Calais). C : précipitations et piézométrie mensuelles 1998–2004 (station de Guînes et puits d'Onglevert, sources : Eaux de Calais et Banque du sous-sol, BRGM). Localisation du piézomètre sur la figure 3.

tion dans la zone saturée sont de l'ordre de 20 m/h et l'écoulement se fait de façon centrifuge à partir d'un dôme piézométrique dont le grand axe est orienté NNW–SSE (fig. 14A). Dans le secteur qui nous intéresse, la nappe s'écoule donc vers le NNE. L'aquifère multicouche peu développé et à circulation rapide de la série jurassique n'enregistre pas les variations saisonnières des précipitations, comme l'illustre la comparaison des courbes piézométrique de la station d'Onglevert et pluviométrique de la station de Boulogne-sur-Mer (fig. 14C). Seules les tendances pluriannuelles – données par les courbes polynomiales d'ordre 2 – sont comparables.

4. Hydrodynamisme et transit sédimentaire marins

Sur les côtes françaises de la Manche et de la mer du Nord, l'onde principale de marée se propage du sud-ouest vers le nord-est. Les courants de marée sont alternatifs et longent la côte, le flot portant vers le nord, puis vers le nord-est au-delà du cap Gris-Nez (fig. 15A et B). Leurs vitesses en marée de vive-eau sont comprises entre 1,4 et 1,7 m/s, les valeurs les plus fortes correspondant au flot. La résultante des courants de marée est donc dirigée vers le nord, ainsi que le transit sédimentaire côtier qui lui est associé (Dewez *et al.*, 1989; Beck *et al.*, 1991; Grochowski *et al.*, 1993). Ce transit sédimentaire est en outre renforcé par les vents dominants de secteur WSW et par les houles et courants qui en découlent. La vitesse maximale de la dérive littorale est de l'ordre de 1 m/s (Cliques et Lepetit, 1986). Les vents dominants engendrent des hauteurs de houle annuelle inférieures à 5 m (4,2 m à Boulogne-sur-Mer, 4,3 m à Calais) de période moyenne de 6 secondes (Augris *et al.*, 1990). Une houle centennale d'une hauteur de 8 m a été observée au large du cap Gris-Nez le 25 janvier 1990 lors d'une très forte tempête de secteur SW (N220) accompagnée de rafales supérieures à 28 m/s (maximum instantané : 43 m/s à Dunkerque ; Wissocq, 1992). Les tempêtes¹ de secteur SW (N220 à N260) représentent 58 % des cas. Les tempêtes de secteur N (N020), avec 2,8 % des cas, sont sensiblement moins fréquentes.

La cartographie à moyenne échelle des sédiments qui couvrent le haut de l'estran (fig. 15A), fait apparaître quatre types de "plage de plate-forme", nom donné par A.S. Trenhaile (2004) aux accumulations plus ou moins épaisses qui couvrent par endroits la partie haute des plates-formes littorales, et dont la dynamique influence l'évolution du couple plate-forme–falaise. Les sédiments sableux, dont la médiane est comprise entre 250 et 300 μm (Cliques et Lepetit, 1986), dominant de l'est de la Courte Dune à Sangatte, puis au sud de l'embouchure de la Slack et enfin à Equihen. Leur épaisseur est généralement réduite (quelques dizaines de centimètres en été). Les sédiments graveleux et caillouteux, formant des accumulations souvent plus épaisses (quelques mètres) quand elles sont piégées dans des irrégularités de la plate-forme littorale, se rencontrent entre la pointe du Riden et Ambleteuse, et de la pointe au Oies au port de Boulogne-sur-Mer. Enfin, entre le cap Gris-Nez à la pointe du Riden, à la pointe aux Oies, et entre le cap d'Alprech et Equihen, le haut estran est parsemé de blocs gréseux métriques. Là où le substrat affleure en permanence, apparaissent les "tables à ridens", nom local du platier (partie de la plate-forme littorale située dans la zone intertidale).

¹ Jours avec rafales >28 m/s, entre 1960 et 2004.

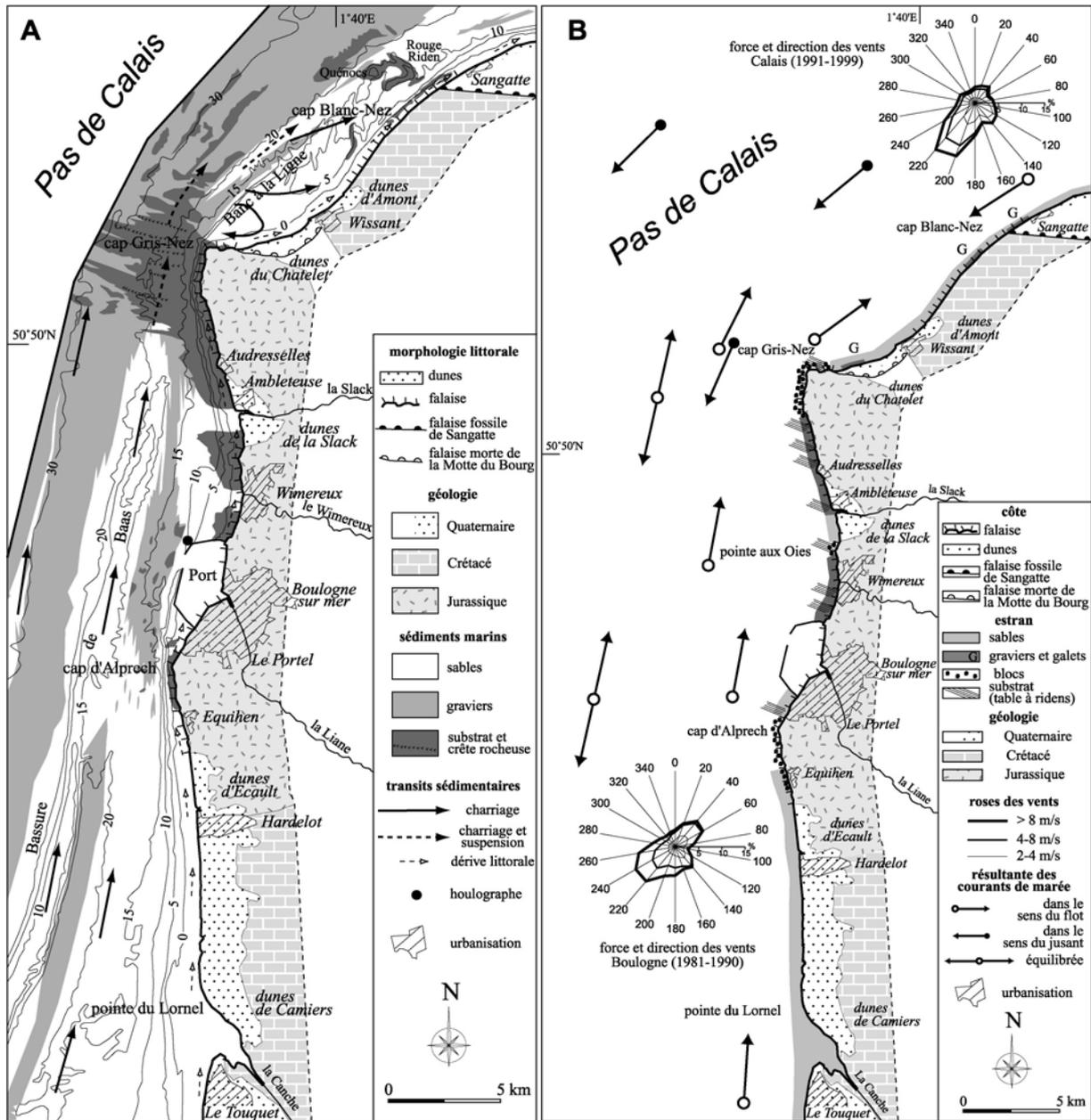


Figure 15 – Facteurs hydrodynamiques et transits sédimentaires le long du littoral boulonnais.

A : courants, vents et nature de l'estran. B : nature et dynamique des fonds marins (d'après sources multiples).

L'origine des blocs métriques est purement locale : ils proviennent des bancs gréseux (Grès de la Crèche essentiellement) affleurant en paroi de falaise. Les éléments de la taille des graviers et des cailloux (galets de grès et de silex) et ceux de granulométrie sableuse dérivent des sédiments fluviatiles pré-holocènes (Larsonneur *et al.*, 1982) apportés par les cours d'eau drainant les reliefs crayeux et gréseux² de l'arrière pays, et ramenés à la côte lors de la transgression flandrienne, ou encore des dépôts de versant fossilisant les falaises en période froide, sur lesquels nous reviendrons. Les principales sources locales correspondent aux embouchures du Wimereux, de la Slack, au débouché de la percée de Warcove, ainsi qu'à ceux des crans du secteur crayeux, pour ce qui est du cordon de galets d'Escalles et de celui qui borde la falaise détritique de Sangatte, constituée de dépôts de versant ayant transité, pour une part, dans les anciens crans du fond du Guet et du fond Pignon (fig. 2). Vers les petits fonds, les plages sableuses passent à des nappages minces et discontinus de graviers et de cailloutis, sur lesquels reposent, plus au large, des bancs sableux imposants (Bassure de Baas et Banc à la Ligne ; Augris *et al.*, 1995). En baie de Wissant, la zone des petits fonds, entre le rivage et le Banc à la Ligne, est plus sableuse (Aernouts et Héquette, sous presse). Au large du cap Gris-Nez, la plate-forme littorale est nue (fig. 15B).

Dans un environnement macrotidal (le marnage atteint 7,8 m à Boulogne-sur-Mer et 6,3 m à Calais pour une marée de vive-eau moyenne) la largeur de l'estran est conditionnée par le profil de la plate-forme littorale. Ainsi, côté Manche, pour une marée de vive-eau exceptionnelle, la mer se retire sur 80 m entre le cap Gris-Nez et la pointe du Riden, puis graduellement sur 150 à 325 m du cran aux Œufs à Audresselles en même temps que la pente de la plate-forme diminue. Dans les mêmes conditions hydrodynamiques, au sud de Boulogne-sur-Mer, l'estran se découvre sur 150 à 300 m entre le cap d'Alprech et le Nocquet, puis s'élargit jusqu'à 550 m au droit d'Equihen, où la pente de la plate-forme est plus faible. Le long du littoral de la mer du Nord, où la plate-forme est horizontale, les variations spatiales sont moins marquées : la largeur de l'estran est en moyenne de 500 m, avec un minimum de 350 m au droit du cap Blanc-Nez et un maximum de 1 250 m en baie de Wissant. Sur ce littoral, une pleine mer de vive-eau exceptionnelle ne dépasse pas la cote 4,09 m NGF³ (4,20 m pour la plus haute mer astronomique, valeurs calculées à Calais). Le pied de falaise n'est donc atteint, par temps calme, que sur une courte section au nord du Petit Blanc-Nez et au droit du cap Blanc-Nez. À Boulogne-sur-Mer, les mêmes paramètres donnent 4,87 m et 5,10 m. Le pied des falaises argilo-gréseuses, dont l'altitude est comprise entre 6 et 8 m NGF, reste donc aussi hors de portée des flots si la mer est calme.

II. Méthodes

«L'existence de falaises dénonce, sans plus, un recul du rivage» (Briquet, 1930)
«Cette carte ne prétend pas donner l'évolution exacte du littoral du nord de la France, mais plutôt un ordre de grandeur de son évolution» (Clique et Lepetit, 1986)

La quantification précise du recul et sa traduction cartographique constituent sans aucun doute la donnée de base de toute analyse de la dynamique d'une falaise. Or, les falaises du Boulonnais, jusqu'à une date récente, n'avaient fait l'objet que d'évaluations partielles et imprécises du recul, fondées sur une documentation le plus souvent subjective (plans anciens et chroniques diverses) qui ne permettait pas de traiter de la répartition, du rythme et des causes du recul sur une base solide. La mesure du recul à très grande échelle (une valeur tous les 5 m linéaire, parfois tous les 10 m), permet au contraire de faire la part entre les différents paramè-

² Y compris leur couverture sableuse landénienne, qui est à l'origine d'une bonne part des sables "marins" du large (Sommé, 1975 ; Anthony, 2002).

³ Nivellement Général de la France.

tres ou les différentes combinaisons de paramètres (structuraux, topographiques, hydrologiques *s.l.*, anthropiques) expliquant les taux de recul (valeur de recul rapportée à la durée) et la variabilité spatiale du recul. Le rythme du retrait a été établi par comptage des écroulements sur documents photographiques (couvrant plus d'un demi siècle) et *de visu* depuis 1999, ainsi que par la comparaison des valeurs de recul calculées sur deux pas de temps différents (60 et 150 ans). L'analyse du rythme permet d'aborder la question de la variabilité temporelle du recul et, partant, celle des causes du recul (dans lequel interviennent les paramètres climatiques et météo-marins, superposés aux quatre précédents). Enfin, les processus du recul, qui dépendent essentiellement de la structure et secondairement de la topographie du revers de la falaise, et qui parfois reflètent aussi l'influence des paramètres hydroclimatiques, ont fait l'objet d'une cartographie à grande échelle qui éclaire également la notion de rythme.

1. La quantification du recul historique (court et moyen termes)

Les techniques d'analyse photogrammétrique appliquées à la quantification de l'érosion côtière ont été décrites et éprouvées à plusieurs reprises (Overton *et al.*, 1996 ; Moore, 2000 ; Costa *et al.*, 2004). Pour le Boulonnais, deux procédés ont été utilisés (Lahousse *et al.*, 2000 ; Pierre et Lahousse, 2003) : 1) la comparaison de plans topographiques à 1/2 000 établis par procédés photogrammétriques à partir de couvertures photographiques à grande échelle ; 2) le recalage géométrique de photographies anciennes sur un plan topographique récent, quant le taux de recouvrement de ces photographies aériennes ne permet pas d'obtenir une vision stéréoscopique. Cette deuxième méthode donne aussi des résultats de qualité si l'échelle des clichés est suffisamment grande, et si la quantité d'amers est suffisante et leur répartition appropriée. C'est le cas pour les photographies de 1944, sur lesquelles se repèrent une grande quantité de blockhaus dont la plupart existent encore de nos jours. Les restitutions photogrammétriques ont été réalisées par un géomètre expert (Michel Dickburt), et les recalages géométriques par nous-mêmes, en utilisant un logiciel de traitement d'image (TERAVUE v.1.7, ou ER Mapper 6.4).

1.1 Comparaison de plans topographiques obtenus par restitution photogrammétrique

Quatre couvertures stéréoscopiques spécifiques (NAI) ont été réalisées à basse altitude (échelle des clichés : 1/7 500) après implantation sur le terrain de points fixes rattachés aux systèmes Lambert 1 et au Nivellement Général de la France. Le site du cap Blanc-Nez a fait l'objet de deux missions, la première (19 octobre 1999) couvrant le secteur compris entre le Petit Blanc-Nez et le fond du Guet, et la seconde (28 mars 2002) couvrant l'ensemble du linéaire entre Strouanne et Sangatte. Les missions effectuées sur le site du Gris-Nez (de la pointe de la Courte Dune à Audresselles) et au cap d'Alprech (secteur compris entre le port de Boulogne-sur-Mer et Equihen) datent du 11 juin 2003. L'exploitation géométrique de ces couvertures stéréoscopiques a permis de réaliser des plans topographiques à 1/2 000, dont la précision est conforme aux prescriptions de l'instruction ministérielle du 28 janvier 1980 relative aux tolérances applicables aux levés cartographiques à grande échelle, à savoir un écart type de 14 cm en planimétrie et de 16 cm en altimétrie. Sur ces plans, l'équidistance des courbes de niveau est de 2 m. Des courbes intercalaires équidistantes de 1 m précisent les caractéristiques topographiques dans les secteurs de faible déclivité (fig. 16A). Ces documents recensent également l'ensemble des aménagements observables sur les clichés (chemins, parkings, parcellaire, clôtures, remblais, vestiges militaires allemands...). Ils constituent donc la référence, servant aussi bien au recalage géométrique de photographies aériennes anciennes qu'à

la comparaison, par superposition, de restitutions photogrammétriques à partir de couvertures photographiques d'années différentes, par exemple 1999 et 2002 pour le cap Blanc-Nez.

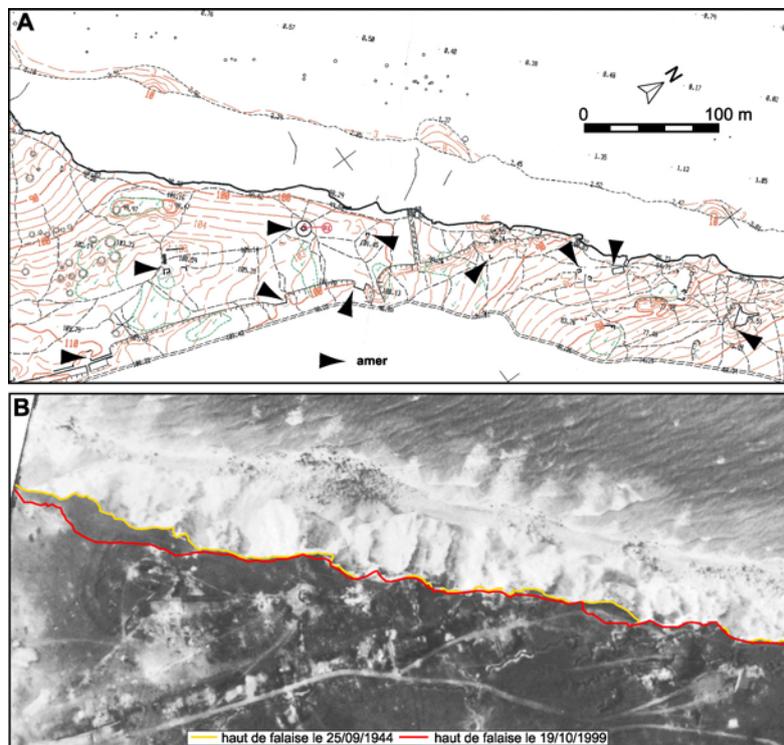


Figure 16 – Exemple de recalage géométrique d'une photographie aérienne, secteur du fond du Guet (cap Blanc-Nez).

A : extrait de la carte topographique à 1/2 000 du 10 octobre 1999, et position des amers utilisés. B : extrait de la photographie à 1/7 000 de 1944 rectifiée et position des hauts de falaise de 1944 et 1999 (d'après Lahousse et al., 2000, modifié).

Il est possible, à condition d'avoir une couverture stéréoscopique, d'établir des plans topographiques à partir de missions aériennes anciennes. Il faut pour cela connaître l'altitude de vol, la focale utilisée, et avoir des repères pérennes au sol. La restitution photogrammétrique à partir de missions anciennes nécessite en effet une orthorectification des clichés et, sur le terrain, le repérage et la mesure GPS (précision comprise entre 0 et 3 cm) de points identifiables sur les photographies (4 points au minimum par cliché). Le haut de falaise de 1929 ou de 1939 (clichés de l'Armée de l'Air, archivés à l'IGN) et celui de 1944 (clichés de la *Royal Air Force*, archivés à l'Université de Keele, UK) ont ainsi été repositionnés sur les plans récents de 2002 ou 2003. Le recul du haut de falaise a ensuite été mesuré tous les 5 m, perpendiculairement à l'orientation générale du trait de côte. Le tracé du haut de falaise, dans la craie, correspond systématiquement à une limite d'arrachement. Dans la série argilo-gréseuse, il est possible de distinguer une rupture de pente sommitale convexe et une limite supérieure d'arrachement.

L'échelle (1/11 000) et la qualité parfois moyenne et inégale des clichés du 19 avril 1929 utilisés au cap d'Alprech, et de ceux du mois de mai 1939 (couvrant les secteurs d'Audresselles et de la pointe de la Courte Dune) n'ont pas permis d'atteindre une marge d'erreur aussi faible que celle obtenue à partir des clichés de 1999, 2002 et 2003 (*i.e.* 0,14 m). Cette marge est de ± 3 m au nord d'Audresselles et au sud de Boulogne-sur-Mer, ce qui,

compte tenu du pas de temps considéré (64 ans et 74 ans, respectivement), reste tolérable. La mission du 20 avril 1939 utilisée au cap Blanc-Nez *s.l.*, de meilleure qualité, donne une marge d'erreur inférieure à 1 m, ce qui est acceptable pour une falaise à recul rapide. En raison de lacunes dans la couverture photographique du 20 avril 1939, les clichés de la *Royal Air Force* (RAF) du 20 septembre 1944 (échelle 1/7 000) ont été utilisés pour le secteur de Sangatte, donnant la position du haut de falaise il y a 61 ans avec une marge d'erreur inférieure à 1 m.

En septembre 2003, le haut de falaise entre Strouanne et Sangatte a été levé au tachéomètre, et le tracé obtenu (référéncé en X, Y et Z) positionné sur le plan topographique de 2002, révélant l'évolution annuelle (minime) de la falaise. Cette méthode, plus contraignante mais moins coûteuse, n'est praticable que si le haut de falaise est défini sans ambiguïté, ce qui est le cas au cap Blanc-Nez, et bien sûr s'il existe un plan de référence pour caler le nouveau tracé. La marge d'erreur est de quelques décimètres.

1.2 Recalage géométrique de photographies aériennes anciennes

Le secteur compris entre la pointe du Riden et le cap Gris-Nez a été traité par recalage géométrique de photographies aériennes de la RAF prises le 4 juin 1944 (échelle des clichés : 1/7 000) sur le plan topographique établi par procédés photogrammétriques (marge d'erreur ± 14 cm) à partir de la mission aérienne spécifique effectuée le 11 juin 2003 (échelle des clichés : 1/7 500). Une série d'amers, bien distribués et identifiés sur les clichés de la RAF (blockhaus) et sur le plan topographique géoréféréncé de 2003, a été utilisée pour la rectification des photographies de 1944 (méthode polynomiale linéaire) et pour leur calage automatique sur le plan de 2003 à l'aide du logiciel ER Mapper 6.4. Chaque amer a été localisé à 3 pixels près sur les photographies de la RAF. Compte tenu de la résolution retenue lors de la numérisation des clichés (600 dpi : 1 pixel représente 30 cm sur le terrain), la marge d'erreur le long de la falaise après calage est de ± 1 m. Deux tracés ont été retenus pour décrire le haut de falaise sur les photographies de 2003 : la rupture de pente sommitale convexe et la limite supérieure d'arrachement, sachant que la première ne se rencontre jamais sans la seconde. Le haut de falaise repéré sur les photographies de 1944 correspond à la limite d'arrachement, la seule qui soit clairement identifiable en l'absence de couples stéréoscopiques. La valeur du recul, mesurée tous les 5 m, correspond donc au déplacement de ce trait.

Cette méthode a aussi été utilisée au cap Blanc-Nez pour la période 1944–1999 (fig. 16B), et la fiabilité des résultats a ensuite été confirmée par la comparaison des restitutions photogrammétriques de 1939 et 2002 aux mêmes endroits : les secteurs qui n'ont pas (ou à peine) reculé entre 1944 et 1999, entre 1939 et 2002 et entre 1999 et 2002 se superposent.

1.3 Comparaison de plans cadastraux

De nombreux auteurs ont eu recours à la comparaison des cadastres napoléoniens avec ceux d'éditions plus récentes pour estimer la vitesse de recul du trait de côte (Prêcheur, 1960 ; Maquaire *et al.*, 1984 ; Clique et Lepetit, 1986 ; Maquaire, 1990 ; Wissocq, 1992 ; Albinet, 2003 ; Hénaff *et al.*, 2002a). Cette méthode reste cependant imprécise (marge d'erreur probablement ≥ 10 m et très variable) car, sur les cadastres, le haut de falaise (ou le trait de côte ?) n'est pas consigné avec autant de précision que le parcellaire, si bien que la méthode cadastrale montre parfois une progression des falaises sur l'estran (Hénaff *et al.*, 2002a). Cette méthode est néanmoins la seule qui permette d'évaluer le recul des falaises sur une période de l'ordre de 150 ans, et elle fait même parfois apparaître des tendances invisibles sur une période plus courte. Elle a été utilisée au cap Blanc-Nez (cadastres des communes de Wissant, Escalles et Sangatte), où le tracé net du haut de falaise, et donc des parcelles riveraines, dimi-

nue l'imprécision relative à la nature de la limite choisie entre terre et mer. Les cadastres utilisés (1833 et 1987 à Wissant, 1834 et 1991 à Escalles, 1834, 1935 et 1987 à Sangatte) ont fait l'objet d'une numérisation, puis d'une vectorisation pour faciliter la superposition des calques informatiques. La validité des résultats obtenus a en outre été attestée par la bonne concordance entre les répartitions spatiales des valeurs de recul établies sur 60 (méthode photogrammétrique) et sur 150 ans (méthode cadastrale). L'utilisation du cadastre dans les secteurs où la paroi est en pente douce est impossible. Sur la dernière édition du cadastre d'Equihen, par exemple, certaines parcelles débordent du haut de la falaise, et la parcelle (propriété de l'État depuis 1971) qui couvre l'essentiel de la paroi empiète elle-même sur l'estran (fig. 17).

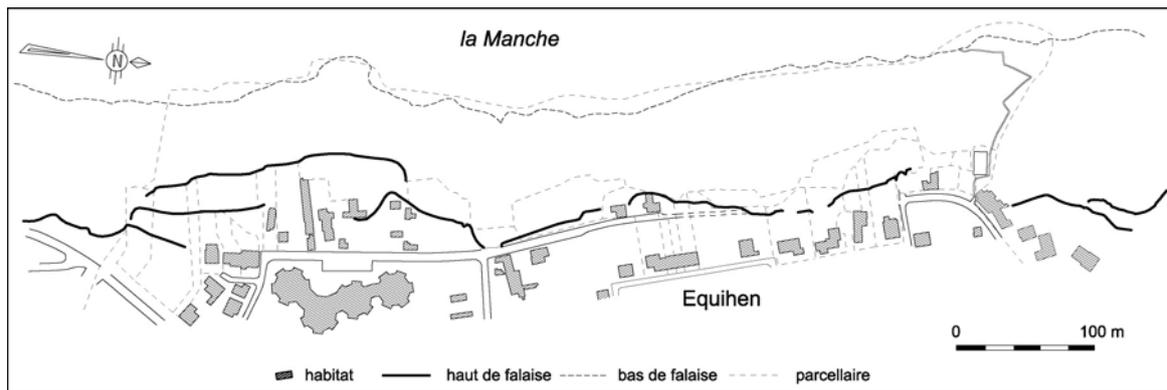


Figure 17 – Parcellaire en rebord de falaise à Equihen.

(Cadastre de 1990, haut et bas de falaise de 2003).

2. La recherche du rythme et des causes du recul : recensement des mouvements de terrain, dépouillement de statistiques hydroclimatologiques

Au cap Blanc-Nez, le rythme de recul pour la période 1939–2003 a été déterminé à partir de l'analyse de trois types de documents permettant de dénombrer et de localiser les écroulements (essentiellement dans la craie) et de suivre l'évolution des coulées du secteur argilo-craieux. Ont ainsi été utilisés :

- vingt huit couvertures photographiques aériennes verticales (24 missions IGN d'échelle comprise entre 1/11 500 et 1/30 000, 1 mission RAF à 1/7 000, et 3 missions spécifiques à 1/7 500 ; tab. 1) ;
- les archives du journal *La Voix du Nord* (depuis 1960) et de la Direction Régionale de l'Environnement du Nord-Pas-de-Calais (relations écrites et photographies aériennes obliques) ;
- sept panoramas photographiques pris depuis l'estran (Colbeaux, 1981, inédit ; Wissocq, 1990 ; 1999, 2000, 2001, 2002 et 2003).

Les falaises argilo-gréseuses du Bas Boulonnais reculent de façon plus discrète, et les mouvements de terrain sont rarement identifiables sur les missions aériennes. Ces dernières ne sont donc pas d'un grand secours dans l'analyse du rythme.

Les séries climatiques utilisées (précipitations et températures, force et direction du vent, évapotranspiration potentielle) sont celles des stations de Boulogne-sur-Mer et de Dunkerque (Météo-France, périodes 1950–2001 ou 1960–2004) et de la station de Guînes (Eaux de Calais, période 1970–2004). Les données hydrogéologiques proviennent du forage d'Escalles (Eaux de Calais, niveau piézométrique de la nappe de la craie, données mensuelles,

période 1989–1999 ; données journalières, période 2000–2004, une mesure toutes les vingt minutes en enregistrement automatique), et de celui d’Onglevert (BRGM, niveau piézométrique de la nappe des Grès de Châtillon, données mensuelles 1997–2004).

CAP BLANC-NEZ			CAP GRIS-NEZ			CAP D’ALPRECH		
Date	Échelle	Source	Date	Échelle	Source	Date	Échelle	Source
-	-	-	-	-	-	19 avril 1929	1/11 000	IGN
20 avril 1939	1/11 000	IGN	mai 1939	1/11 000	IGN	-	-	-
20/25 septembre 1944	1/7000	RAF	4 juin 1944	1/7000	RAF	-	-	-
-	-	-	-	-	-	5 octobre 1947	1/30 000	IGN
12 juin 1949	1/25 000	IGN	12 juin 1949	1/25 000	IGN	-	-	-
-	-	-	-	-	-	25 avril 1955	1/25 000	IGN
26 mai 1957	1/25 000	IGN	-	-	-	-	-	-
2 juin 1963	1/25 000	IGN	-	-	-	31 mai 1963	1/25 000	IGN
1969	1/20 000	IGN	-	-	-	-	-	-
1970	1/20 000	IGN	-	-	-	-	-	-
25 août 1971	1/25 000	IGN	-	-	-	25 août 1971	1/25 000	IGN
13 juin 1975	1/14 500	IGN	-	-	-	-	-	-
6 juin 1976	1/14 500	IGN	6 juin 1976	1/14 500	IGN	-	-	-
27 mai 1977	1/20 000	IGN	-	-	-	27 mai 1977	1/20 000	IGN
27 juillet 1979	1/30 000	IGN	-	-	-	-	-	-
30 juillet 1981	1/12 500	IGN	-	-	-	-	-	-
18 juillet 1982	1/20 000	IGN	-	-	-	-	-	-
14 juillet 1983	1/20 000	IGN	14 juillet 1983	1/20 000	IGN	14 juillet 1983	1/20 000	IGN
30 mai 1985	1/30 000	IGN	-	-	-	-	-	-
1 mai 1986	1/20 000	IGN	-	-	-	-	-	-
8 septembre 1988	1/20 000	IGN	-	-	-	-	-	-
21 septembre 1989	1/30 000	IGN	21 septembre 1989	1/30 000	IGN	-	-	-
2 mai 1990	1/30 000	IGN	2 mai 1990	1/30 000	IGN	-	-	-
15 mai 1992	1/30 000	IGN	15 mai 1992	1/30 000	IGN	-	-	-
29 juin 1993	1/30 000	IGN	29 juin 1993	1/30 000	IGN	-	-	-
29 juin 1995	1/20 000	IGN	29 juin 1995	1/20 000	IGN	29 juin 1995	1/20 000	IGN
2 mai 1997	1/30 000	IGN	2 mai 1997	1/30 000	IGN	-	-	-
19 octobre 1999	1/7500	NAI	-	-	-	-	-	-
19 juin 2000	1/25 000	IGN	18 juin 2000	1/25 000	IGN	17 juin 2000	1/25 000	IGN
28 mars 2002	1/7500	NAI	-	-	-	28 mars 2002	1/7500	NAI
30 septembre 2002	1/7500	NAI	-	-	-	-	-	-
11 juin 2003	1/7500	NAI	11 juin 2003	1/7500	NAI	11 juin 2003	1/7500	NAI

Tableau 1 – Missions aériennes utilisées.

3. L’évolution géomorphologique à long et court termes : analyse des formes et des formations

L’évolution à long terme des falaises retracée à partir du témoignage des formes et des formations superficielles. Recentrée sur la problématique du recul des falaises, la synthèse des données stratigraphiques régionales du Pléistocène et de l’Holocène couplée aux enseignements apportés par l’étude des modalités de l’évolution de l’ensemble plate-forme littorale–falaise et par l’analyse chronolithostratigraphique des formations superficielles du cran d’Escalles permet d’aborder les grandes lignes de l’évolution à long terme de la côte du Boulonnais et de replacer l’évolution historique dans une tendance.

Le plan topographique à 1/2 000, avec une équidistance des courbes de niveau de 2 m, et des courbes intercalaires de 1 m, a servi de support pour la cartographie géomorphologique des mouvements de terrain tels qu’observés entre juin 2003 et septembre 2004. À Strouanne, deux secteurs ont fait l’objet de levés topographiques au tachéomètre à visée infrarouge (précision d’ordre millimétrique) à deux ans d’intervalle. Les données numériques ont été transférées vers un logiciel de traitement (SURFER v.7.0) permettant d’obtenir une traduction cartographique sous forme de Modèle Numérique de Terrain. Les fonds topographiques obtenus

(équidistance des courbes de niveau : 0,2 m) ont servi à l'établissement de croquis géomorphologiques interprétatifs illustrant l'évolution biannuelle de la falaise.

**2^{ème} PARTIE – LE REcul DANS L’ESPACE :
VALEURS ET PROCESSUS**

I. Les valeurs de recul

1. Répartition à l'échelle du Boulonnais

À l'échelle du Boulonnais, la répartition spatiale du taux de recul annuel moyen, calculé sur 58 à 74 ans selon les secteurs, est corrélée de façon assez satisfaisante aux paramètres lithostratigraphiques, comme le montrent les valeurs croissantes de recul reportées sur le tableau 2.

	grès Gris-Nez (N)	grès et calcaires Tihen	grès/argile Gris-Nez (W)	argile/grès Alprech	craie Blanc- Nez	craie/argile Strouanne	dépôts de versant Sangatte	argile/grès/argile Equihen
Recul annuel moyen	0,01 m/an	< 0,04 m/an	0,07 m/an	0,17 m/an	0,17 m/an	0,20 m/an	0,29 m/an	0,38 m/an
Marge d'erreur	± 1 m	± 3 m	± 1 m/± 3 m	± 3 m	± 1 m	± 1 m	± 1 m	± 3 m
Pas de temps	59 ans	74 ans	59 ans/ 64 ans	74 ans	63 ans	63 ans	58 ans	74 ans

Tableau 2 – Valeurs croissantes de recul annuel moyen par ensembles lithostratigraphiques.

Ainsi, le versant nord du cap Gris-Nez, entièrement gréseux, paraît immunisé contre le recul. Le segment correspondant au lieu-dit Tihen, où est installé le camping du Portel, recule en moyenne de moins de 0,04 m/an, c'est-à-dire moins de 3 m en 74 ans (1929–2003), ce qui implique, pour une marge d'erreur de ± 3 m, que le recul est à peu près nul par endroits (fig. 18). Cette valeur s'explique par l'affleurement au pied de la falaise des bancs gréseux continus et résistants du sommet des Grès de la Crèche supérieur, et par la présence sur la paroi d'un grand nombre de bancs gréseux décimétriques (tempestites, Deconinck *et al.*, 1996) inclus dans les Argiles de la Crèche. Sur 74 ans, cette association a assuré une grande stabilité à la falaise. Le long du secteur argilo-gréseux compris entre Audresselles et la pointe de la Courte Dune (fig. 19 et 20), malgré l'épaisseur variable voire même l'absence localisée des Grès de la Crèche au sommet de la falaise, le recul moyen n'est que de 0,07 m/an. Cela correspond à moins de 5 m en moyenne sur 64 ans (1939–2003) au sud de la pointe du Riden et à l'est du trou du Nez (marge d'erreur ± 3 m), ou sur 59 ans (1944–2003) entre la pointe du Riden et le trou du Nez (marge d'erreur ± 1 m). Les falaises du cap d'Alprech *s.s.*, gréseuses à la base puis argileuses vers le sommet, de même que les falaises entièrement crayeuses du cap Blanc-Nez, reculent de 0,17 m/an, soit une douzaine de mètre sur 74 ans (1929–2003, cap d'Alprech) et une dizaine de mètres sur 63 ans (1939–2002, cap Blanc-Nez, fig. 21). L'affleurement des Argiles du Gault en pied de falaise à Strouanne (fig. 22) augmente la valeur du recul annuel moyen (0,20 m/an), et la distance moyenne de retrait (12 m sur 63 ans). À Sangatte, la falaise détritique a reculé de près de 17 m en moyenne sur 58 ans (1944–2002), soit 0,29 m/an (fig. 23). Enfin, bien que présentant une certaine parenté lithostratigraphique avec les falaises du cap Gris-Nez (mais les Grès de la Crèche affleurent ici *in extenso* et ils sont recouverts par les Argiles de la Crèche), la falaise d'Equihen recule de 0,38 m/an, soit 28 m en moyenne (marge d'erreur ± 3 m) sur 74 ans (1929–2003, fig. 18).

Cette corrélation à moyenne échelle entre recul moyen et lithostratigraphie met toutefois en avant le comportement différencié, voire antagonique, des argiles (kimméridgiennes, tithoniennes et albiennes) et particulièrement des Argiles de Châtillon, qui affleurent à la base des falaises du cap Gris-Nez *s.l.* (à quelques exceptions près ; fig. 9) et de celles d'Equihen. Les

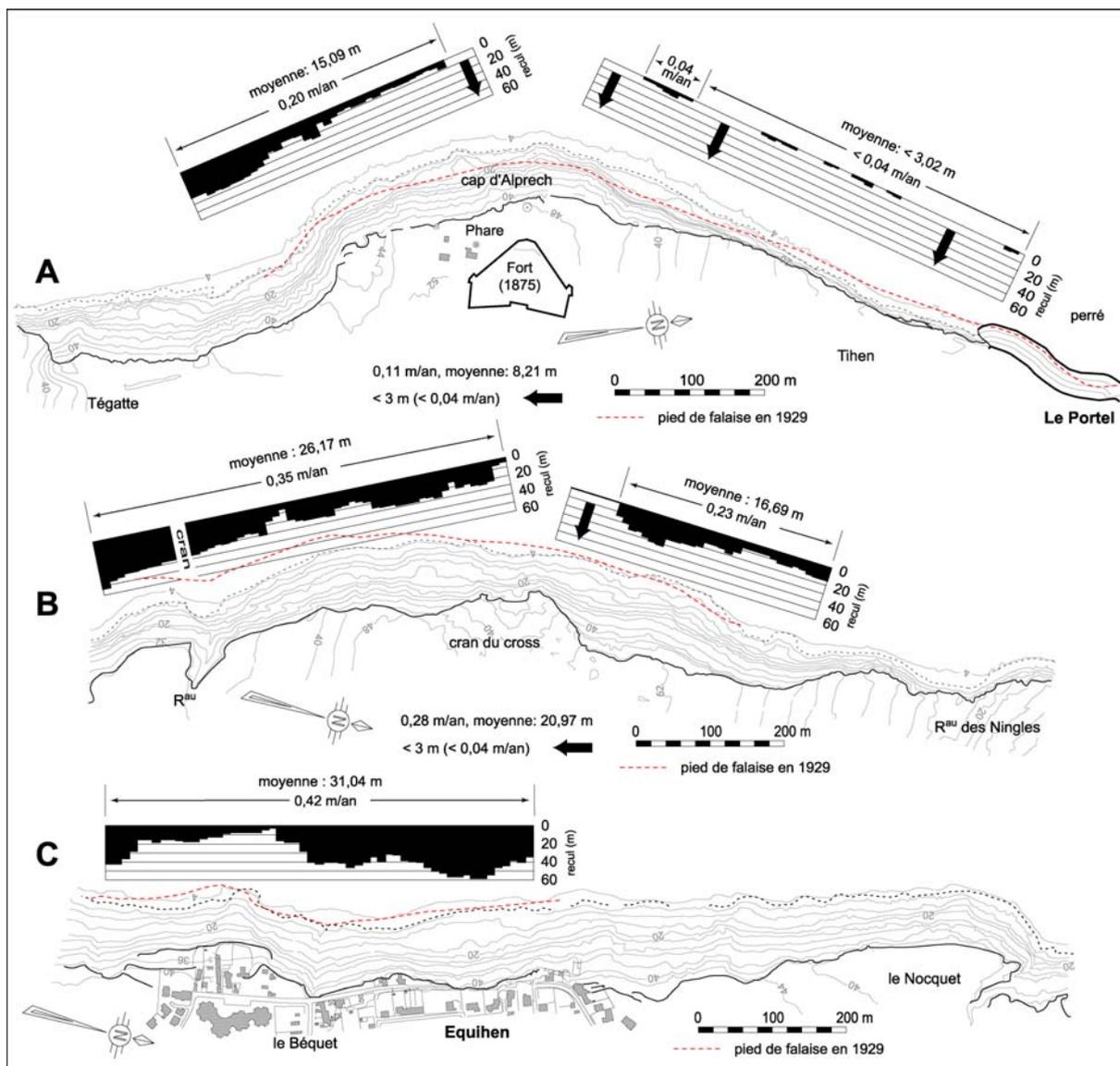


Figure 18 – Valeurs et taux de recul des falaises argilo-gréseuses entre le Portel et Equihen, période 1929–2003.

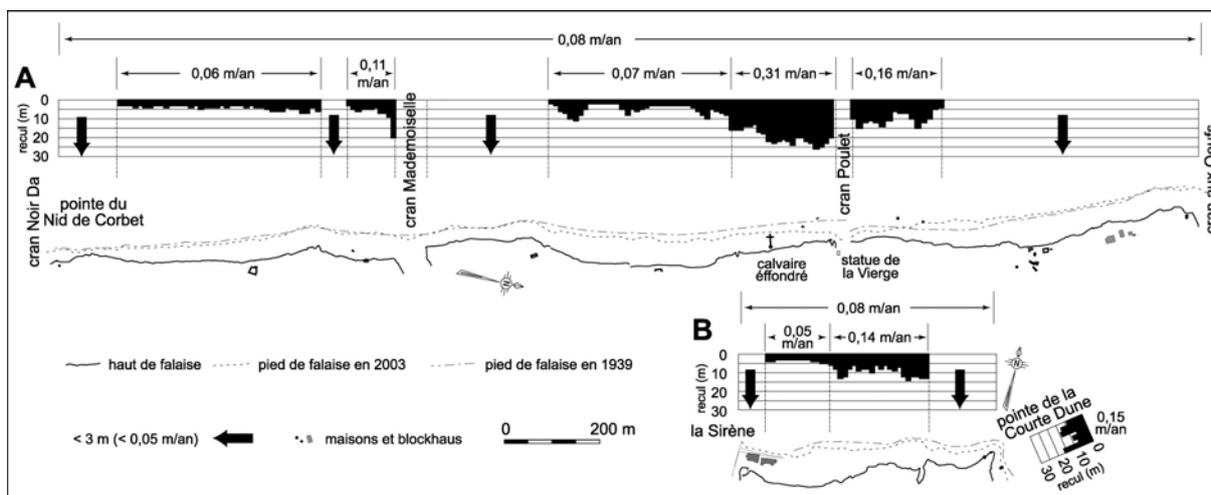


Figure 19 – Valeurs et taux de recul des falaises argilo-gréseuses entre Audresselles et le cran aux Œufs, et à la pointe de la courte Dune, période 1939–2003.

(D'après Pierre, 2006, modifié).

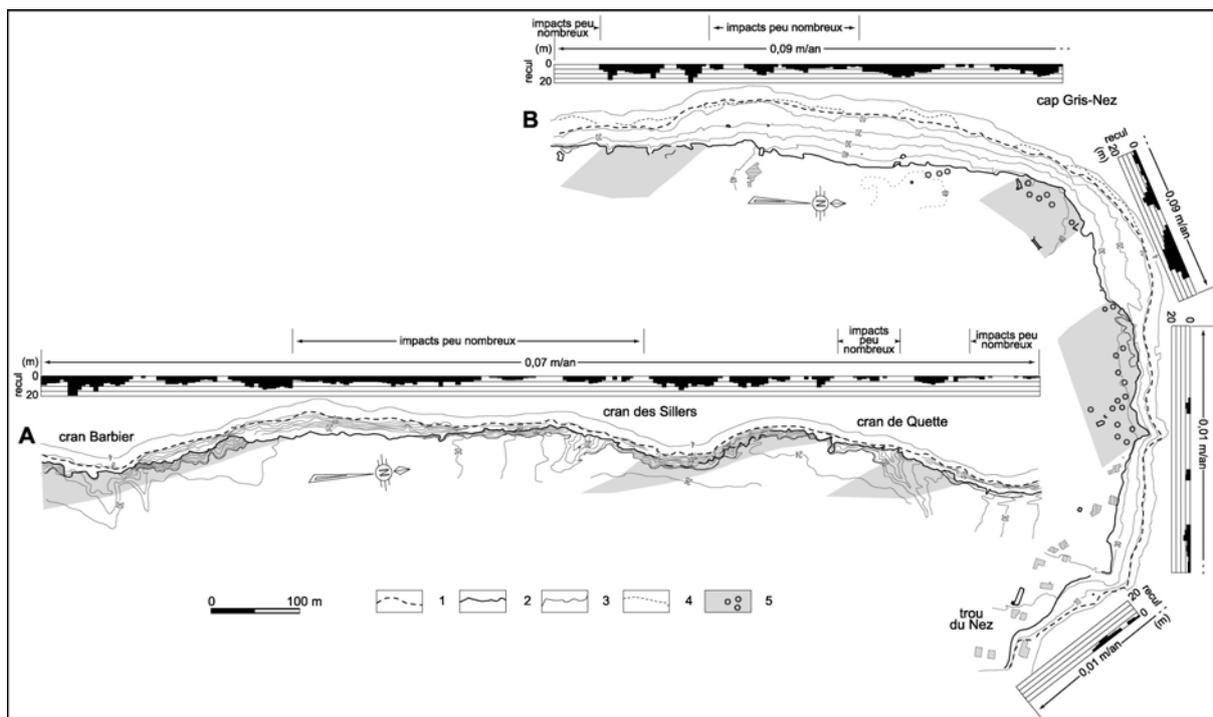


Figure 20 – Valeurs et taux de recul des falaises argilo-gréseuses entre la pointe du Riden et le trou du Nez, période 1944–2003.

1 : pied de falaise ; 2 : haut de falaise vif (arrachement) ; 3 : haut de falaise végétalisé, rupture de pente convexe ; 4 : pied de falaise en 1944 ; 5 : secteurs intensément bombardés sur le haut de falaise et trous d'obus (d'après Pierre, 2005b).

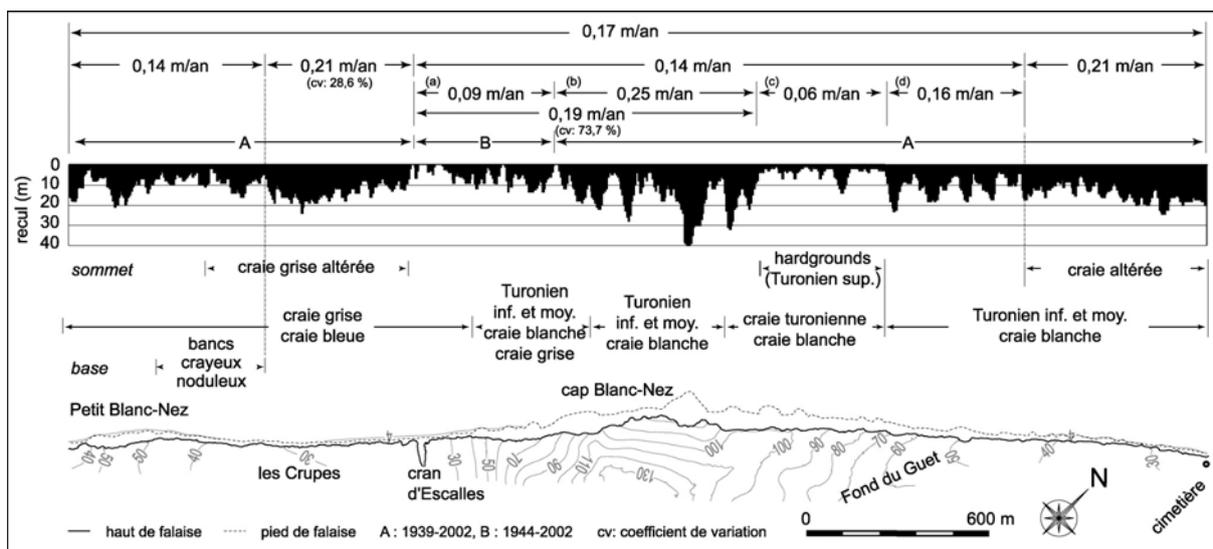


Figure 21 – Valeurs et taux de recul des falaises crayeuses entre le Petit Blanc-Nez et l'ancien cimetière allemand, période 1939–2002 (A) ou 1944–2002 (B).

importantes variations latérales de faciès, et notamment la quantité et l'épaisseur variable des bancs de lumachelles contenus dans cet étage, contribuent sans doute localement à la plus ou moins grande stabilité des argiles, mais ce paramètre ne résout pas à lui seul la question. En effet, la présence de l'épais banc calcaro-gréseux ($\pm 0,80$ m) de la limite Kimméridgien/Tithonien conditionne plus le profil de la paroi (falaise à replat d'Audresselles) que la résistance globale à l'érosion des Argiles de Châtillon, puisque son absence se solde par une grande stabilité au sud du cap Gris-Nez (falaises de la Drève) et une instabilité certaine à Equihen (falaise du Béquet). Il faut donc chercher ailleurs les causes de la stabilité des falaises du cap Gris-Nez (ou celles de l'instabilité des falaises d'Equihen).

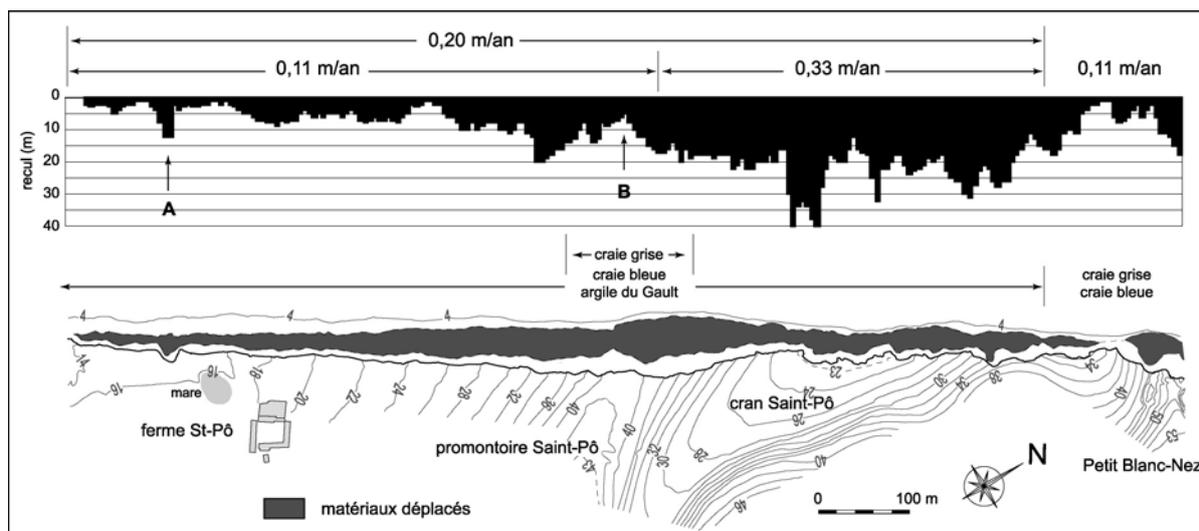


Figure 22 – Valeurs et taux de recul de la falaise argilo-crayeuse de Strouanne, période 1939–2002.

(D'après Pierre et Lahousse, 2004, modifié).

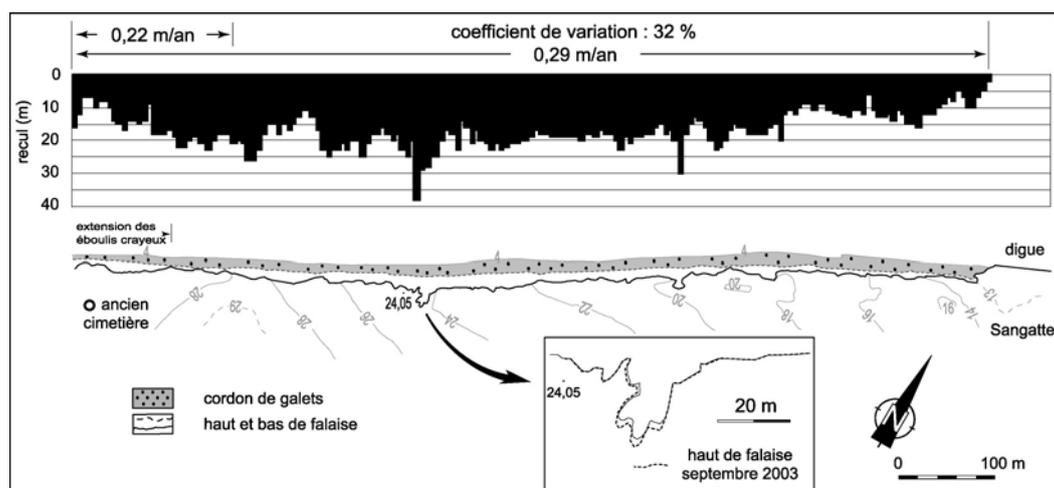


Figure 23 – Valeurs et taux de recul de la falaise limoneuse de Sangatte, période 1944–2002.

(D'après Pierre et Lahousse, 2004, modifié).

2. Le profil de la plate-forme littorale et le recul des falaises

Observée à échelle régionale, l'analyse des relations entre les caractéristiques de la plate-forme littorale et les valeurs de recul des falaises montre que les caractéristiques structurales de la falaise peuvent parfois être reléguées au second plan. Différents profils de la plate-forme littorale ont été établis à partir des levés topographiques à 1/10 000 du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) et du plan topographique à 1/2 000, pour le haut estran.

La plate-forme est de type horizontal en mer du Nord où sa pente n'excède jamais 1° ($0,7^\circ$ sur l'estran et $0,25^\circ$ pour les petits fonds, délimités par l'isobathe de 10 m ; fig. 13) et le raccord avec le pied de falaise se tient à une altitude comprise entre 2 et 4 m NGF en moyenne. Son uniformité, entre le cap Gris-Nez et Sangatte, conduit à l'extraire des paramètres induisant une variabilité spatiale du recul. Côté Manche, le profil de la plate-forme littorale est plus changeant. Il est de type incliné entre le cap Gris-Nez et Audresselles et du cap d'Alprech au Nocquet (fig. 13). L'estran a une pente supérieure à 2° , prolongée vers les petits fonds par une pente à peine moins marquée ($1,5^\circ$ à 2°). Entre le cap Gris-Nez et Audresselles, le raccord au pied de falaise se fait par une rampe très inclinée, dont la pente est de l'ordre de 11° entre la pointe du Riden et le cap Gris-Nez, et de 5° entre Audresselles et le cran aux Œufs. Dans le secteur du cap d'Alprech, le raccord entre la plate-forme et le pied de falaise se fait par une série de bancs résistants plus ou moins émoussés formant une "rampe en gradins" dont la pente moyenne est comprise entre 10° au cap d'Alprech et moins de 4° au Nocquet. Le pied de toutes ces falaises argilo-gréseuses à rampe *s.l.* se trouve à une altitude comprise entre 6 et 8 m, c'est-à-dire au dessus des plus hautes mers de vive-eau. La rampe est cependant régulièrement recouverte par la mer par temps houleux, et fait donc partie de l'estran. Au droit d'Equihen, la plate-forme littorale retrouve un profil horizontal : la pente de l'estran est encore de $1,7^\circ$ mais le pied de falaise n'est pas précédé d'une rampe, ce qui se traduit d'ailleurs par une diminution de son altitude (comprise entre 4 et 6 m NGF).

La forte corrélation entre plate-forme littorale inclinée et faible taux de recul des falaises indique que la largeur de la plate-forme littorale importe moins que son profil, et particulièrement que son profil à la jonction avec le pied de falaise. Autrement dit, la largeur de la zone de transformation, où l'énergie des vagues se dissipe importe moins que la présence d'une pente forte en haut de l'estran, qui élève l'altitude du pied de falaise. Le contraste entre les faibles valeurs de recul obtenues entre Audresselles et le cap Gris-Nez et celles, en moyenne plus fortes et allant croissant vers le sud, obtenues entre le cap d'Alprech et Equihen trouve, à cette échelle, une première explication, de même que le comportement antagonique des Argiles de Châtillon, instables à Equihen (où l'altitude du pied de la falaise s'abaisse) et stables au nord d'Audresselles (où l'altitude du pied de la falaise s'élève).

3. La variabilité spatiale du recul à l'échelle des ensembles lithostratigraphiques

Une analyse à plus grande échelle des valeurs de recul permet d'évaluer le rôle de la résistance des roches et l'influence de la tectonique sur la variabilité spatiale du recul (Jones et Williams, 1991 ; Davies *et al.*, 1998 ; Budetta *et al.*, 2000 ; Duperret *et al.*, 2002b ; Costa *et al.*, 2003 ; Williams, 2004). Ce changement d'échelle permet en outre d'identifier trois autres paramètres déterminants qui sont la hauteur de la falaise, la topographie du revers de la falaise, et la morphologie du haut estran. Par endroits, deux paramètres non naturels s'ajoutent aux précédents : les effets des bombardements de la Seconde Guerre mondiale et l'extraction de roches et de galets sur l'estran ou celle de graviers au large.

3.1 Combinaisons des paramètres lithostratigraphiques et topographiques

La falaise détritique de Sangatte recule de façon homogène, abstraction faite de deux valeurs extrêmes (30 m et 38 m en 58 ans) mesurées à l'emplacement de deux profondes ravines. La valeur de recul moyen est proche de 17 m (± 1 m), soit 0,29 m/an. La diminution des valeurs de recul à l'approche du village de Sangatte est liée à la présence d'un perré qui constitue un point d'ancrage pour la falaise.

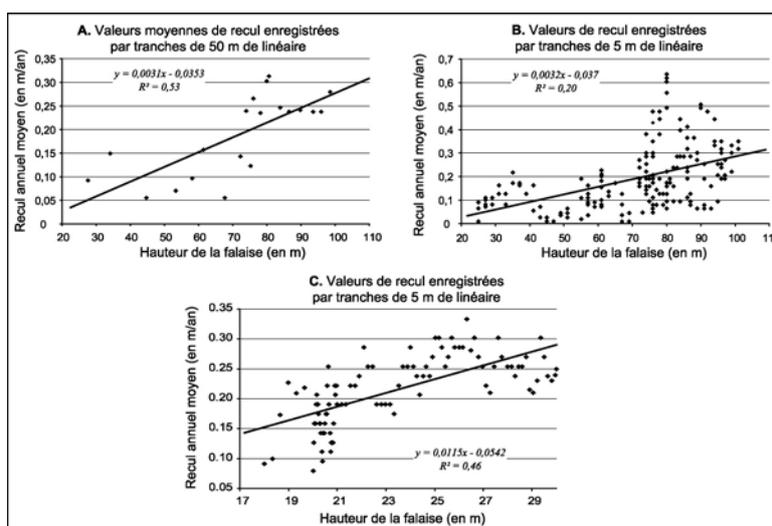


Figure 24 – Relations entre hauteur et recul des falaises.

A et B : Entre le cran d'Escalles et le cap Blanc-Nez s.s.. C : Secteur septentrional des Crupes (d'après Pierre et Lahousse, 2003, modifié).

Les falaises crayeuses, entre le Petit Blanc-Nez et l'ancien cimetière allemand, présentent une gamme de valeurs de recul allant, selon les sections, de 0,06 m/an à 0,25 m/an (fig. 21). Ces deux valeurs extrêmes se côtoient le long du secteur le plus élevé de la falaise, où l'altitude est comprise entre 80 et 100 m, et posent d'emblée la question des relations entre hauteur de la falaise et valeur du recul. Selon T. Sunamura (1992), si les conditions structurales et hydrodynamiques sont homogènes, la corrélation sur le "long" terme (une centaine d'année) entre hauteur d'une falaise et taux de recul est mauvaise. En effet, la récurrence et l'addition de reculs ponctuels éparpillés finissent par uniformiser le taux de recul, ce sur quoi nous reviendrons à propos du rythme du recul. Cependant, sur un pas de temps plus court (29 ans) et dans une structure homogène, la relation inversement proportionnelle entre distance de recul et hauteur de la falaise peut se vérifier, comme par exemple le long des falaises crayeuses de Picardie (Costa *et al.*, 2003). Au cap Blanc-Nez, sur un pas de temps intermédiaire (63 ans), l'analyse à très grande échelle des valeurs de recul met en avant les interférences entre lithologie et hauteur de la falaise (Pierre et Lahousse, 2003). Ainsi, entre le cran d'Escalles et le cap Blanc-Nez, les taux de recul calculés par tranches de 50 m de linéaire augmentent avec l'altitude (fig. 24A), mais cette relation devient moins évidente si l'on calcule les taux de recul par tranches de 5 m (fig. 24B), car, à cette échelle, l'influence de la lithologie devient sensible. À l'amont du fond du Guet, par exemple, l'affleurement en corniche de *hardgrounds* du Turonien supérieur diminue considérablement la distance de recul, malgré l'altitude élevée de la falaise (80 à 100 m). Aux Crupes, en direction du Petit Blanc-Nez, c'est l'apparition d'un banc crayeux noduleux résistant en pied de falaise qui réduit brutalement la distance de recul, malgré des altitudes croissantes et l'altération toujours sensible

de la craie grise du sommet de la falaise. Enfin, entre l'amont du fond du Guet (70 m) et l'ancien cimetière allemand (28 m), dans la craie relativement homogène du Turonien inférieur et moyen, les valeurs de recul s'accroissent (passant de 0,16 m/an à 0,21 m/an), en même temps que la falaise s'abaisse. L'altération de la craie dans l'axe d'écoulement du fond du Guet en est la cause, et explique en outre la diminution de la variabilité spatiale du recul vers le cimetière.

Cependant, si l'on raisonne par ensembles lithologiquement homogènes en considérant, par exemple, la craie saine sans niveaux significativement résistants telle qu'elle affleure entre le cran d'Escalles et le cap Blanc-Nez *s.s.*, ou encore la craie altérée aux Crupes, la distance de recul croît toujours avec l'altitude, et ce de façon proportionnelle (fig. 21). Cela n'empêche pas que le recul moyen des deux secteurs d'altitude sensiblement différente soit comparable sur 60 ans (0,21 m/an aux Crupes pour une altitude moyenne de 22 m, et 0,19 m/an entre le cran d'Escalles et le cap Blanc-Nez *s.s.* pour une altitude moyenne de 72 m), ce qui conforte les conclusions de T. Sunamura (1992) sur l'uniformisation progressive du taux de recul. L'altitude *a*, par contre, a une influence sur le caractère plus ou moins uniforme du recul : le long des secteurs les plus hauts la répartition spatiale du recul est plus segmentée (entre le cran d'Escalles et le cap Blanc-Nez, pour un taux de recul moyen de 0,19 m/an, l'écart type est égal à 0,14 m/an, ce qui donne un coefficient de variation⁴ de 73,7 %) ; elle est au contraire plus homogène le long des secteurs les plus bas (aux Crupes, le coefficient de variation n'est plus que de 28,6 %, pour un taux de recul moyen de 0,21 m/an et un écart type de 0,06 m/an). La plus ou moins grande dispersion des valeurs de recul est étroitement corrélée avec l'état de la craie, altérée dans les fonds et saine sur les pentes fortes des secteurs plus élevés.

Le long des falaises argilo-crayeuses de Strouanne (fig. 22), les valeurs de recul tiennent plus à la topographie sommitale de la falaise qu'à sa hauteur (Pierre et Lahousse, 2004). Ainsi, entre Strouanne et le promontoire Saint-Pô où le recul annuel moyen est de 0,11 m/an, les valeurs de recul brut comprises entre 0 et 20 m (± 1 m) s'accroissent globalement avec la hauteur de la falaise. Mais au sud-ouest de la mare (artificielle) de la ferme Saint-Pô, la falaise a reculé d'une douzaine de mètres depuis 1939, pour une hauteur d'à peine 15 m (en A fig. 22). Cette valeur inattendue s'explique par la topographie du revers : à cet endroit, la pente devient nulle et, par conséquent, l'eau stagne, imbibe l'argile et réduit sa cohésion. À l'inverse, un court secteur du promontoire Saint-Pô (40 m), où la craie bien drainée est restée saine, n'a reculé que de 5 m en 64 ans (en B fig. 22). Entre le promontoire Saint-Pô et le Petit Blanc-Nez, par contre, le secteur correspondant au débouché du cran Saint-Pô recule le plus (0,33 m/an), bien que la falaise s'y abaisse jusqu'à 23 m, la valeur la plus forte (40 m ± 1 m, soit 0,63 m/an) se trouvant à l'exutoire même du cran. C'est en effet là que les eaux d'une grande partie du revers se concentrent, altérant la craie et détrempant les argiles affleurant sur la paroi, diminuant ainsi la cohésion de l'ensemble.

Entre Audresselles et le cap Gris-Nez (façade ouest), ainsi qu'au sud de Boulogne-sur-Mer, sur une soixantaine d'années, la corrélation entre hauteur de la falaise et valeur du recul est encore moins bonne. Par exemple au sud du cap d'Alprech (fig. 18A), la falaise se maintient à une altitude de 50 m, et les valeurs de recul brut oscillent entre moins de 3 m (c'est-à-dire éventuellement rien) et près de 35 m (± 3 m). Au sud du cap Gris-Nez (fig. 20), la falaise, haute d'une trentaine de mètres et interrompue par une série de crans (cran de Quette, cran des Sillers et cran Barbier, du nord au sud), recule indépendamment de la hauteur et de la topographie du revers (le débouché des crans n'est pas spécialement instable, comme c'est le cas

⁴ Le coefficient de variation permet de mesurer la dispersion des séries statistiques en supprimant les effets de grandeur. Il est égal au rapport entre l'écart type et la moyenne. Plus ce rapport est élevé, plus les valeurs de la série sont dispersées.

au cran Saint-Pô). Les paramètres structuraux, tels que la présence de failles ou l'épaisseur relative des niveaux réputés fragiles, n'expliquent pas mieux la distribution du recul. Ainsi, entre Audresselles et le cap Gris-Nez, où le recul est globalement faible (si l'on fait abstraction du secteur du cran Poulet), mais aussi sur le pourtour de la plage de la Sirène, la variation des valeurs de recul, comprises entre à peu près rien et 19 m (± 3 m ou ± 1 m selon les secteurs) ne suit pas celle de l'épaisseur à l'affleurement des Argiles de Châtillon (fig. 9). L'altitude du pied de falaise joue au contraire un rôle déterminant. Conditionnée par la présence d'une rampe ou par celle de portions de platier tectoniquement surélevées entre Audresselles et le cap Gris-Nez, une altitude élevée diminue toujours les valeurs de recul. Entre le cap d'Alprech et le Nocquet, ce sont les bancs gréseux des Grès de la Crèche inférieur ou supérieur qui forment en pied de falaise une série de gradins dont le plus élevé atteint des cotes altitudinales comprises entre 6 à 8 m NGF. L'effet inhibiteur sur le recul est le même.

3.2 L'influence des paramètres anthropiques

3.2.1 Les bombardements aériens

Le long des falaises du cap Gris-Nez, entre la pointe du Riden et le cran de Quette, la répartition des trous d'obus laissés par les bombardements de la Seconde Guerre mondiale, visibles sur les photographies de 1944, explique largement la disparité spatiale des valeurs de recul (Pierre, 2005b). Ainsi, sur près de 300 m au sud du cran des Sillers et de part et d'autre du cran de Quette, la falaise, peu bombardée, a faiblement reculé (fig. 20). À l'inverse, le retrait est plus élevé le long des secteurs où la densité d'impacts est forte. Si ces impacts ont probablement ameubli la roche, leur influence est néanmoins d'un autre ordre : dans la mesure où ils se situent à proximité du rebord de la falaise, ils amplifient le processus de suffosion naturellement déclenché par le comportement de l'eau dans les Grès de la Crèche (cf. 2^{ème} partie, II, 4.2). Quand le profil de la paroi se cale sur le toit des grès, le soutirage du sable n'est plus possible. C'est pourquoi la présence de trous d'obus n'accélère pas l'érosion sur le flanc nord du cap Gris-Nez où le taux de recul est infime (0,01 m/an), et où il est donc normal de retrouver en grand nombre des cicatrices de bombardement (fig. 20). Ailleurs, ces cicatrices ont été gommées par le recul et, vers l'intérieur des terres, par les labours. À Alprech, les lacunes dans la restitution de 1929 ne permettent pas d'attribuer avec certitude un rôle déterminant aux bombardements.

3.2.2 L'extraction de galets et de rochers sur l'estran

La forte valeur de recul au cran Poulet (jusqu'à 26 m ± 1 m en 64 ans, soit 0,41 m/an, fig. 19) a une cause purement anthropique (Pierre, 2006). Elle est due à l'extraction continue de galets dans le cordon qui borde la falaise, entre 1885 et la Seconde Guerre mondiale (Lequien, 2004). Le volume extrait n'est pas connu, mais le niveau actuel de cette plage de plateforme est en moyenne 2 m en dessous de celui de ses voisines du cran Noir Da, du cran Mademoiselle et du cran aux Œufs, soit 4 m au lieu de 6 m NGF. L'abaissement du niveau du cordon de galets a eu plusieurs effets dont le cumul explique le recul accéléré de la falaise. La jonction entre plage et pied de falaise, abaissée de 2 m, est plus régulièrement exposée à l'érosion marine, laquelle est d'autant plus marquée que la plage a en partie perdu son caractère réfléchissant (cf. 2^{ème} partie, II, 4.4). Au total, l'attaque directe par les vagues ainsi que le débâlement par la mer des débris fournis par l'érosion subaérienne s'en trouvent améliorés. Bien que l'extraction ait débuté à la fin du XIX^e siècle, le retrait de la falaise semble ne débiter que vers le milieu du XX^e siècle. En effet, A. Briquet (1930) considère que dans les années 1920, la falaise, couverte de végétation jusqu'à sa base et bordée par un épais cordon de galet,

est une falaise abandonnée. Une série de cartes postales anciennes (Lequien, 2004) montrant deux habitations construites au cran Poulet au tout début du XX^e siècle (et détruites pendant la Seconde Guerre mondiale) et surtout une statue de la Vierge érigée au pied de la falaise (végétalisée) en 1904, vont dans le même sens. La falaise est cependant réactivée dès la deuxième moitié des années 1940, puisque la statue doit être déplacée : elle est d'abord transférée sur le replat à mi-hauteur de la paroi de la falaise en 1949, puis à son emplacement actuel, c'est-à-dire à l'intérieur du cran Poulet, en 1952. Les quatre blockhaus de la Seconde Guerre mondiale basculés sur l'estran n'ont pas été l'objet de la même sollicitude (fig. 19).

Au cap d'Alprech *s.s.*, l'apparente avancée du pied de falaise (plus de 20 m entre 1929 et 2003), alors que celui-ci est taillé dans des bancs gréseux des Grès de la Crèche en place, est probablement liée à l'exploitation non réglementée des dalles de lumachelles comprises dans les Argiles de la Crèche, exploitation déjà déplorée par le Conseil municipal du Portel en 1868⁵ (fig. 18A). L'essentiel de l'extraction est à mettre sur le compte des travaux du port de Boulogne dans la deuxième moitié du XIX^e siècle, lesquels ont d'ailleurs aussi entraîné la disparition de la "pointe de Bernard", en avant du mont de Coupe (fig. 4). Mais «*l'extraction par des personnes n'y ayant aucun droit de propriété ni de location*»⁶ a sans doute continué au-delà de cette date, y compris dans les matériaux glissés. En somme, le pied de falaise sur la photographie de 1929 est artificiel et correspond à la base du front de taille dans les Argiles de la Crèche, tandis que le pied de falaise repéré sur les photographies de 2003 correspond à nouveau aux bancs gréseux des Grès de la Crèche supérieur, l'ancien front de coupe étant masqué par des glissements postérieurs à l'arrêt de l'extraction (fig. 25). Cette activité n'a cependant pas eu d'effet sur le recul du haut de la falaise.

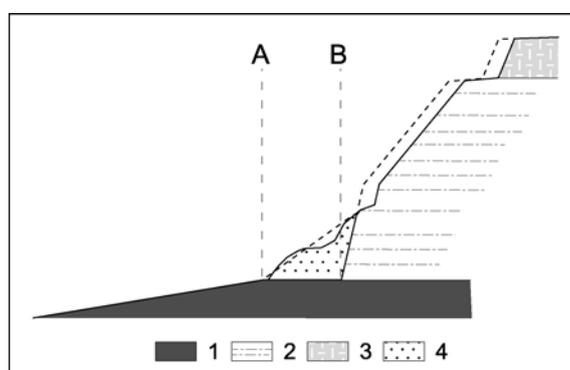


Figure 25 – Coupe schématique interprétative du changement de position du pied de falaise lié à l'extraction (cap d'Alprech).

1 : Grès de la Crèche supérieur ; 2 : Argiles de la Crèche et Argiles de Wimereux ; 3 : Assises de Croï ; 4 : débris ; A : pied de falaise avant extraction et tel qu'identifié sur les photographies de 2003 ; B : pied de falaise après extraction, tel qu'identifié sur les photographies de 1929.

3.2.3 Le démaigrissement de la plage de la Sirène

Les valeurs de recul obtenues de part et d'autre de la pointe de la Courte Dune, soit 0,15 m/an, avec des maxima bruts atteignant 16 m (± 3 m), sont elles aussi supérieures à la valeur moyenne du recul des falaises du cap Gris-Nez *s.l.* qui est de 0,07 m/an. La cause en est ici encore l'abaissement du niveau de la plage, probablement déclenché par la modifica-

⁵ Compte-rendu de la séance du Conseil municipal du 30 novembre 1868, archives de la mairie du Portel.

⁶ *Ibidem.*

tion du transit sédimentaire entre la plage de la Sirène et la baie de Wissant. Les photographies aériennes de 1939 montrent, en avant des dunes de la Baraque Fricot, un cordon sableux peu végétalisé se raccordant à la pointe de la Courte Dune. La disparition de ce cordon, tout comme le recul toujours sensible des dunes au sud-ouest de la baie de Wissant, semblent liés au démaigrissement du Banc à la Ligne qui ferme la baie vers le large (Clabaut et Chamley, 1986 ; Auffret *et al.*, 1988) et des petits fonds entre le banc et le rivage (Aernouts et Héquette, sous presse). Le démaigrissement expose la côte à l'attaque par les vagues (Anthony et Doli-que, 2001) et entraîne probablement une accélération du transit sédimentaire (la dérive littorale porte vers l'est) entre la petite cellule sédimentaire de la plage de la Sirène et la baie de Wissant (fig. 15). La modification du budget sédimentaire en baie de Wissant est sans doute liée à la diminution naturelle de stock sédimentaire marin, mais il n'est pas exclu que les extractions de graviers en avant du Banc à la Ligne – 1 200 000 m³ entre 1973 et 1975 (Clique et Lepetit, 1986) et 130 000 m³ entre 1978 et 1981 (Augris *et al.*, 1990) – aient accentué le phénomène. En tout état de cause, la perte de sédiments sur la plage de la Sirène se traduit par un déchaussement chronique de la descente à la mer, deux fois rallongée et rabaissée depuis 1945 (Lequien, 2004), et par un recul accéléré de la falaise en l'absence d'une plage protectrice. Cependant, les abords immédiats de la descente à la mer, protégés par des perrés ou des enrochements tout au long du XX^e siècle, n'ont que très peu reculé (fig. 19 et 20).

4. Comparaison des vitesses de recul obtenues dans différents sites

Il est tentant, et même justifié, de vouloir comparer ces vitesses de recul avec celles obtenues sur d'autres falaises du pourtour de la Manche ou d'ailleurs. Une telle comparaison a pourtant des limites qu'il convient de rappeler. Tout d'abord, les contextes environnementaux dans lesquels évoluent les falaises sont variés : il est rare de retrouver, d'un site à l'autre, à la fois les mêmes structures et les mêmes ambiances hydrodynamiques. Ensuite, les périodes d'observation sont d'inégales durées et ne se chevauchent pas nécessairement, ce qui, même pour des sites rapprochés, peut rendre toute comparaison trompeuse. À cet égard, l'utilisation des taux de recul ne doit pas faire illusion : une série courte risque de donner des valeurs moyennes trop fortes ou trop faibles, selon qu'elle intègre ou non des événements majeurs à période de retour longue. Il faut aussi tenir compte des méthodes utilisées pour quantifier le retrait (comparaisons de cadastres, de plans anciens, de cartes topographiques à grande échelle, analyses photogrammétriques...), méthodes dont la fiabilité est inégale (elle dépend largement de l'échelle des clichés pour la photogrammétrie), et parfois incertaine (utilisations des cadastres). Enfin, l'échelle d'analyse du recul est souvent inversement proportionnelle à la longueur de côte étudiée. Dans le cas des falaises du Boulonnais, il est par ailleurs manifeste que l'origine des valeurs retenues jusqu'à tout récemment est floue. Les premières estimations sont dues à A. Briquet (1930) qui mentionne la disparition progressive d'un fort au cap Gris-Nez et donne quelques valeurs de recul ponctuelles comprises entre 20 m et 60 m en 40 ans aux abords immédiats de Boulogne-sur-Mer. Plus tard, P.-M. Clique et J.-P. Lepetit (1986), citant A. Briquet (*ibidem*) évaluent le recul à "moins de 5 m" pour la période 1947–1977 (pour laquelle quelques missions aériennes standard de l'IGN ont été consultées) et appliquent cette valeur à l'ensemble du linéaire compris entre Audresselles et le trou du Nez, valeur finalement transformée en "5 m" dans les documents de gestion relatifs à cette portion du littoral.

En dépit de ces limites, constatons que le recul annuel moyen de la falaise crayeuse du cap Blanc-Nez (0,17 m/an entre 1939 et 2002 ; Pierre et Lahousse, 2006) est du même ordre que celui obtenu sur les falaises de craie du Cénomaniens et du Turonien de Picardie (0,14 m/an à 0,17 m/an entre 1966 et 1995 ; Costa *et al.*, 2003). Cependant, les valeurs de recul des falaises crayeuses des rives anglaises de la Manche, obtenues sur des pas de temps divers et le plus souvent par comparaison de cartes topographiques à 1/2 500 (May et Heeps,

1985), sont comprises entre 0,10 m/an et 0,50 m/an. Les falaises taillées dans des sédiments clastiques meubles reculent de 0,07 m/an à 0,26 m/an (Pays de Galles, Jones et Williams, 1991; Israël, Zviely et Klein, 2004), voire de 0,40 m/an (Irlande du Nord, McGreal, 1979a) ou 0,50 m/an (Italie, Budetta *et al.*, 2000). La falaise de Sangatte, également taillée dans des sédiments clastiques, recule quant à elle de 0,29 m/an (Pierre et Lahousse, 2004). Le retrait des falaises argilo-crayeuses de Strouanne est du même ordre que celui des falaises de même structure de Folkestone Warren (Kent), compris entre 0,10 m/an et 0,30 m/an (May et Heeps, 1985), mais apparemment plus lent que celui des falaises argileuses de Barton (Éocène, Hampshire) qui reculent de 0,2 m/an et 2 m/an (période 1976–1982 ; Barton et Coles, 1984) ou de Beltinge (Argile de Londres, Kent) dont le recul moyen est de 0,58 m/an (période 1961–1966 ; Hutchinson, 1973). Les données concernant les valeurs de recul des falaises argilo-gréseuses sont plus rares. Avec une valeur modale de 0,14 m/an et des valeurs extrêmes de 0,02 m/an et 0,18 m/an (Moon et Healy, 1994), le recul et la variabilité spatiale du recul des falaises silteuses et gréseuses de la baie d'Auckland (Nouvelle-Zélande) présentent moins de contraste que ceux des falaises du cap Gris-Nez (dont le recul annuel moyen est de 0,07 m/an avec des valeurs extrêmes de 0,00 et 0,26 m/an ; Pierre, 2005b et 2006). Il ressort de ces quelques exemples que les falaises réputées à recul rapide (taillées dans des matériaux relativement meubles ou en partie meubles) présentent en fait une variabilité spatiale et temporelle des valeurs de recul, et c'est précisément cette disparité qui en fait tout l'intérêt.

II. Les processus du recul

Il a fréquemment été souligné que les processus marins jouent un rôle de moindre importance dans le recul des falaises (Nott, 1990 ; Wissocq, 1992 ; Hénaff *et al.*, 2002a), sauf conditions hydrodynamiques particulières, telles que celles qui prévalent sur les côtes de l'est de l'océan Pacifique, où la conjonction de tempêtes et d'épisodes El Niño donne au contraire à la mer un rôle déterminant (Griggs et Johnson, 1979, 1983 ; Storlazzi et Griggs, 2000 ; Storlazzi *et al.*, 2000 ; Sallenger *et al.*, 2002 ; Hapke et Richmond, 2002), ou encore sur les rives des Grands Lacs où les dépôts meubles sont sensibles à l'érosion par les vagues, qui elle-même est influencée par les fluctuations pluriannuelles du niveau de l'eau (Quigley *et al.*, 1977 ; Quigley et Di Nardo, 1980 ; Carter et Guy, 1988 ; Vallejo et Degroot, 1988). Si, sur le court terme, le rôle principal de la mer semble donc être d'entretenir la fraîcheur de l'escarpement en exportant les matériaux livrés par le recul de la falaise, il est nécessaire, sur un pas de temps plus long, d'envisager son action indirecte sur le recul, à savoir l'abaissement de la plate-forme littorale. Pour cette raison, les interactions entre dynamique de la falaise et dynamique de la plate-forme seront envisagées. Des précisions seront par ailleurs apportées sur les faciès et certains paramètres mécaniques des roches à l'affleurement, afin de déterminer leur résistance et leur comportement vis-à-vis des processus subaériens et marins.

L'identification des processus d'érosion subaériens, dans le meilleur des cas, repose sur la description des mouvements de terrain et sur celle des accumulations qui en résultent. Cette tâche est cependant compliquée pour deux raisons. Premièrement, les mouvements de terrain (surtout ceux de type écroulement) ont un caractère souvent instantané, ce qui diminue la probabilité de pouvoir les observer en action. Toutefois, la présence de fissures ouvertes sur le haut de la falaise (dont l'ouverture peut précéder ou suivre les mouvements de masse) ou celle de cicatrices d'arrachement sur la paroi (les plans de glissement conservent un certain temps des stries et peuvent être distingués de simples plans de détachement) apportent des indices sur la nature des mécanismes en cause. Deuxièmement, la durée de vie des débris accumulés en pied de falaise est très variable, et seules des visites fréquentes sur le terrain permettent d'en évaluer la forme et le volume, avant que le déblaiement par la mer n'ait altéré ces caractéristiques.

Une gamme variée de mouvements de terrain concourt à la destruction des falaises du Boulonnais. Leur occurrence dépend de la structure (ici essentiellement de la lithologie et secondairement de la fracturation), et leur ampleur de l'épaisseur à l'affleurement des différents faciès et de la hauteur de la falaise. L'ouverture de fissures de détente étant *in fine* un effet du recul, le phénomène constitue éventuellement une cause supplémentaire, mais indirecte, d'instabilité. Les essais de classification, synthétisés par J.N. Hutchinson (1988), M.J. Selby (1993) et P. Bertran (2004) ainsi que les commentaires sur les termes utilisés ne manquent pas (Duperret *et al.*, 2002b ; Hénaff *et al.*, 2002a ; Mortimore *et al.*, 2004a entre autres). La terminologie utilisée pour les falaises du Boulonnais est présentée dans le tableau 3, où les mécanismes de destruction sont classés en fonction de leur ampleur, la distinction entre les différents types de mouvement reposant sur le mode de détachement qui dépend lui-même de la nature des matériaux.

Mécanisme de destruction	Définition	Magnitude (évaluée à partir de l'accumulation de débris)
Écroulement	Détachement, le long de plans de rupture (fissures de détente, fractures et microfractures), d'un volume variable de terrains cohérents qui se déstructurent au cours du déplacement, l'accumulation de débris prend généralement une forme conique	100 à 150 000 m ³
Glissement	Détachement de pans le long d'un plan de cisaillement, sans déstructuration, mouvement translationnel (glissement plan) ou rotationnel (glissement circulaire)	50 à 50 000 m ³
Éboulement	Détachement par paquets de terrain meuble ayant perdu leur cohésion	10 à 5 000 m ³
Coulée	Fluage plus ou moins rapide de matériaux ayant perdu leur cohésion (coulée de débris, coulée boueuse)	difficilement calculable (et moyenne)
Éboulisation	Chute individuelle de blocs (ou de débris plus fins)	non calculée (et faible)

Tableau 3 – Terminologie et définition des mouvements de terrain.

Les écroulements résultent le plus souvent d'un détachement, traduisant une perte de cohésion dans la masse (y compris le long de discontinuités microscopiques). Le passage de glissement à écroulement est possible dans le cas des falaises crayeuses, quand le plan de cisaillement n'affecte que le haut de la paroi. Au pied de la falaise, les débris écroulés ont une forme conique (remontante sur la paroi) et présentent un spectre granulométrique grossièrement croissant vers la mer, si la hauteur de chute est grande et si la paroi fournit des éléments hétérométriques, ou parfois aplatie (seul le pied de falaise est couvert). Les dépôts de coulée forment des lobes aplatis, et les éboulements produisent des cônes d'autant plus nets que le volume déplacé est important. Dans les deux cas, les accumulations présentent une structure en vrac. Le long des secteurs argilo-gréseux, les pans glissés finissent par se déstructurer et évoluent généralement en coulées.

L'identification des processus marins se fait aussi de façon indirecte. Elle s'appuie sur la caractérisation des sédiments qui couvrent la plate-forme littorale (leur granulométrie et leur épaisseur contrôlent le processus d'abrasion), ainsi que sur le repérage des cicatrices de délogement, sur le platier et sur la paroi de la falaise, traduisant l'attaque directe par les vagues.

1. La craie du cap Blanc-Nez

1.1 La résistance de la craie

Selon A. Bonte (1959), les falaises crayeuses du cap Blanc-Nez s'effondrent sous leur propre poids. En effet, d'après les analyses de cet auteur, la résistance à l'écrasement du Cénomanien supérieur (craie blanche) est de 4 300 à 4 700 kN/m², et le poids des 130 m de terrain du cap Blanc-Nez représente 2 750 kN/m². Cependant, la craie est fissurée, et surtout sa

résistance à l'écrasement est affectée par les efforts de longue durée, de sorte que la rupture est susceptible de se produire pour une charge valant 60 % de la charge limite, soit 2 800 kN/m², c'est-à-dire presque exactement la charge supportée par la base de la falaise. Ce raisonnement ne saurait pourtant expliquer à lui seul l'instabilité des falaises, puisque les mouvements de terrain affectent tout le linéaire, indépendamment de l'altitude. Il met cependant en avant le caractère intrinsèquement instable de ces falaises, et incite en outre à prendre en compte l'ensemble des paramètres structuraux de la craie.

Les processus d'érosion affectant la craie sont variés, et dépendent largement des caractéristiques mécaniques de la roche. La cohésion de la craie est conditionnée par la météorisation chimique, dont l'avancement dépend avant tout de la topographie du sommet de la falaise. En effet, en position de fond de vallon, et donc au débouché des crans, la craie est altérée sur plusieurs mètres. Elle est aussi parfois recouverte de formations limoneuses meubles, alluviales ou colluviales, qui favorisent l'ambiance humide et participent au mouvement de masse de type éboulement comme au Crupes, ou de type coulée comme au cran Saint-Pô. Au contraire, sur les versants en pente forte et bien drainés, la craie reste saine et ne donne le plus souvent lieu qu'à des écroulements. De fait, des faciès identiques et même des niveaux identiques peuvent avoir des comportements opposés. Par exemple, les *hardgrounds* de la base de la craie grise forment un saillant en pied de falaise au nord du cran d'Escalles mais, ameublis par l'altération, ils s'éboulent du haut de la falaise des Crupes. Outre une météorisation chimique (qui aboutit pour les craies à un comportement plastique), l'eau de percolation entraîne, le long des discontinuités de toutes tailles, une diminution de la résistance au cisaillement (ou à la compression) conduisant à des glissements ou à des écroulements. La résistance de la craie est donc directement affectée par sa teneur en eau (qui abaisse le seuil de rupture quelles qu'en soient les modalités) et, sur la durée, par l'affaiblissement de la roche lié aux successions d'humectation et de dessiccation. Cet affaiblissement physique est d'autant plus marqué que l'eau est salée, si toutefois les conditions sont propices à la cristallisation du sel dans les interstices de la roche (Cardell *et al.*, 2003 ; Duperret *et al.*, 2005).

La fracturation ne constitue pas nécessairement un facteur de faiblesse vis-à-vis de la météorisation chimique par les eaux douces, puisqu'aussi bien elle améliore le drainage (Bracq et Brunin, 1999). Par ailleurs, il ne faut pas confondre fracturation d'origine tectonique et fissuration de détente. L'ouverture de fissures de détente dépend essentiellement de l'appel au vide, et leur répartition est donc contrôlée par la géométrie de l'escarpement plus que par les paramètres structuraux (système de joints). Si l'apparition de fissures est parfois un signe avant-coureur d'instabilité, elle est d'autres fois consécutive à un mouvement de masse, auquel cas l'ouverture de fissures constitue, dans un premier temps, un gain de stabilité. Certaines fissures plurimétriques et béantes, apparues au cap Blanc-Nez *s.s.* après les écroulements de novembre 2000, ne semblent pas affecter la stabilité de la falaise et améliorent sans doute aussi le drainage. Dire que les falaises reculent par détente ne résout donc rien en terme de processus.

Par contre, l'examen des paramètres structuraux des craies du cap Blanc-Nez fait ressortir la diversité de leurs caractéristiques mécaniques, et partant de leur comportement différentiel vis-à-vis de l'érosion. Ces paramètres expliquent en outre la nature et le déroulement des mouvements de terrain. Ainsi, la craie blanche livre les plus faibles valeurs de poids spécifique apparent sec (γ_d), soit 16,4 à 19,2 kN/m³ contre 19,5 à 20,4 kN/m³ pour les autres faciès du Cénomaniens et du Turonien (Doremus, 1978). Cette faible densité traduit une porosité totale (η_T) élevée. Les écarts très faibles, voire nuls, entre les valeurs de η_T et de celles de η indiquent que cette porosité est ouverte (tab. 4). À saturation, la densité (γ) de la craie blanche atteint donc 43 à 48 kN/m³, ce qui représente un gain de poids de 60 %, contre seulement 30 % pour la craie turonienne et la craie bleue, et 38 % pour la craie grise. Ce gain de poids

est un premier facteur d'instabilité potentielle pour la falaise, l'augmentation de la masse de la craie sur un plan de rupture (quel qu'il soit) pouvant provoquer un cisaillement. À cela s'ajoute le fait qu'à saturation, la résistance à la compression, la cohésion (c') et l'angle de frottement interne (φ') de la craie diminuent (Doremus, 1978). Une étude récente indique par ailleurs que la diminution de la résistance à la compression de la craie commence pour des teneurs en eau très faibles, inférieures à 20 % de la teneur à saturation (Duperret *et al.*, 2005) ; or les craies dont la densité sèche (γ_d) est $\leq 17 \text{ kN/m}^3$ enregistrent les variations de teneur en eau les plus rapides (Mortimore *et al.*, 2004b) : leurs paramètres physiques changent donc fréquemment, ce qui induit une fatigue des matériaux d'autant plus rapide (tab. 5). Cette propriété accentue encore le rôle déstabilisateur de la craie blanche, peu dense.

faciès	Poids spécifique des grains γ_s (kN/m ³)	Porosité totale η_T et porosité ouverte (η)	Teneur en eau à saturation w (%)	Poids à saturation γ (kN/m ³)	Déformation de gonflement G_f	Poids spécifique apparent sec γ_a (kN/m ³)
Craie turonienne	27,1	0,25 (0,224)	13	30,34 (+30%)	$180 \cdot 10^{-6}$	20,2
Craie blanche	27,1	0,36 à 0,39 (0,36 à 0,389)	21 à 24	43,84 à 48,74 (+61%)	$260 \cdot 10^{-6}$	16,4 à 19,2
Craie grise	27,1	0,28 (0,28)	14	31,76 (+38%)	3000 à $5000 \cdot 10^{-6}$	19,5
Craie bleue	27,1	0,25 (0,237)	12 à 13	28,18 à 30,35 (+31%)	20 000 à $40\,000 \cdot 10^{-6}$	20,2 à 20,4

* poids légèrement inférieur si l'on prend la porosité ouverte pour la craie

Tableau 4 – Paramètres d'identification géotechnique des craies du cap Blanc-Nez.
(En partie d'après Doremus, 1978).

Faciès	γ_d (kN/m ³)
Hardgrounds et lits crayeux noduleux	>19,5
Craie dure	18–19,5 16,4–20,4*
Craie moyennement dure à très tendre	15–18

Tableau 5 – Classification de la craie en fonction de son poids spécifique apparent sec.
(D'après Mortimore *et al.*, 2004b ; * valeurs extrêmes obtenues dans la série céno-mano-turonienne, voir tab. 4).

La nature des minéraux argileux ne peut avoir d'influence déstabilisante que sur la craie grise, à la fois perméable et moyennement riche en argiles gonflantes (tab. 6). La craie blanche, pauvre en smectite, ne subit au contraire qu'un faible gonflement à l'humidité (G_f , tab. 4). Très riche en smectite, la craie bleue est susceptible de subir de fortes variations de volume. Cependant, compte tenu de sa qualité d'aquitard, et en l'absence de phénomène de météorisation de surface là où elle affleure, son expansion reste théorique en conditions naturelles.

faciès	smectite	kaolinite	illite
Craie turonienne		++	++
Craie blanche	+	++	++
Craie grise	+(++)	++(+)	++
Craie bleue	++(+++)	+	++

Tableau 6 – Minéralogie des argiles, série albo-céno-mano-turonienne.
(D'après Doremus, 1978).

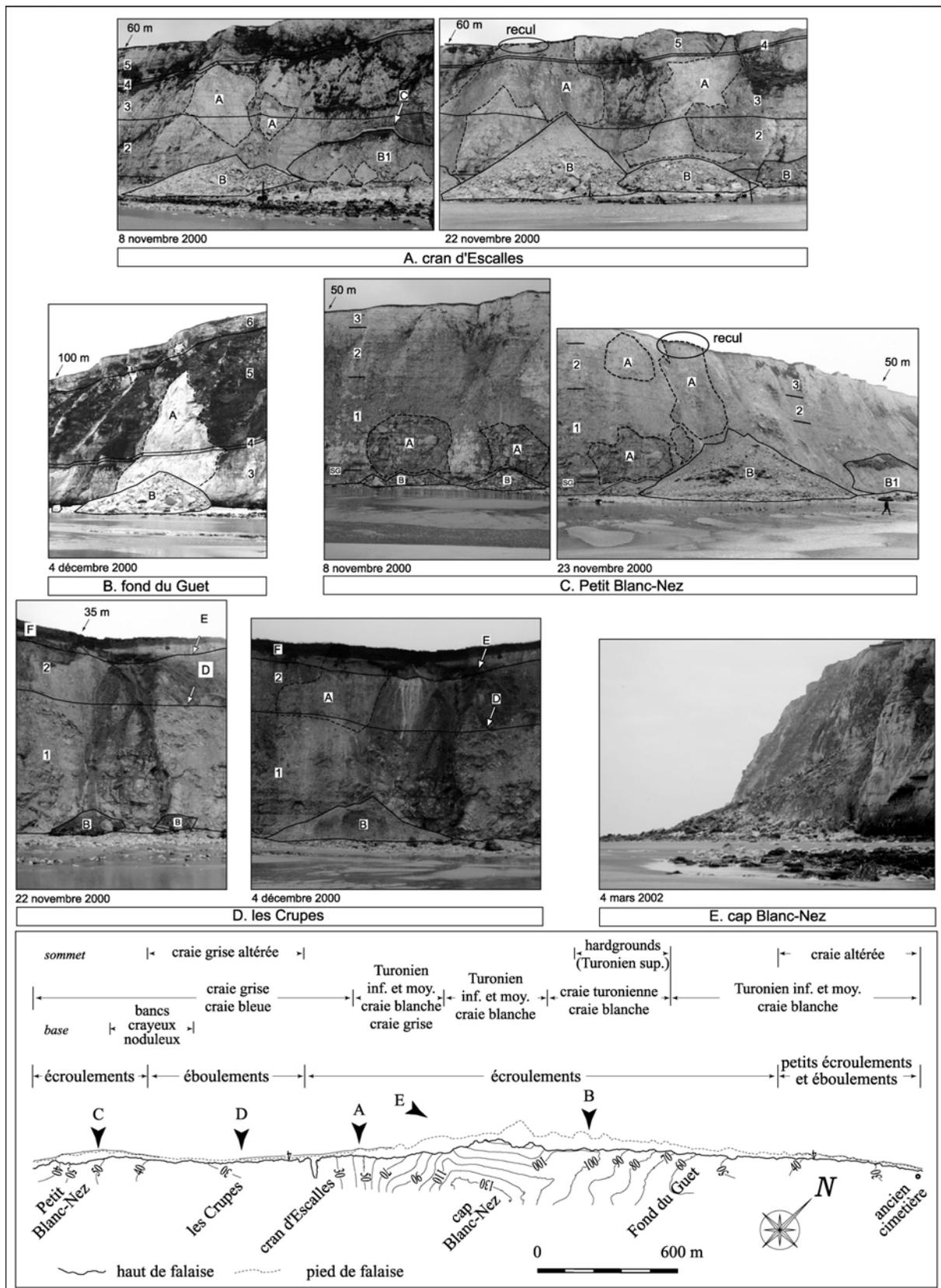


Figure 26 – Les types de mouvements de terrain observés le long du secteur crayeux.

1 : craie bleue ; 2 : craie grise ; 3 : craie blanche ; 4 : niveau à Actinocamax pleus ; 5 : craie noduleuse et craie marneuse ; 6 : craie blanche à silex (hardgrounds) ; A : surface d'arrachement ; B : débris ; B1 : débris anciens ; C : plan de glissement ; D : niveau de débordement de la nappe ; E : suintements de l'eau du sol ; F : formations superficielles et sol (en partie d'après Lahousse et Pierre, 2003a).

1.2 Les processus d'érosion subaériens et marins

Dans le secteur crayeux du cap Blanc-Nez, plusieurs mouvements de terrain ont pu être observés sur le terrain depuis 1999, ce qui a permis d'en identifier les mécanismes de déclenchement (Lahousse et Pierre, 2003a). La craie blanche, plus sujette aux variations d'humidité que les craies plus denses qui l'entourent, est susceptible de rompre en premier. C'est ce qui a été observé en novembre 2000, au terme de plusieurs mois beaucoup plus humides que la moyenne (à Boulogne-sur-Mer, l'année 2000 a totalisé 1190,2 mm contre 741,3 mm pour la période 1971–2000). Immédiatement au nord du cran d'Escalles, les premiers signes de faiblesse sont apparus dans la craie blanche dont les débris (très hétérométriques) ont formé une première accumulation en pied de falaise (fig. 26A). Bien qu'elle soit située dans la zone non saturée de l'aquifère crayeux (fig. 14A), sa teneur en eau en novembre 2000 devait être très élevée et elle a littéralement éclaté (elle n'était d'ailleurs pas en porte-à-faux et n'a donc pas pu libérer de pans par glissement le long d'un plan de rupture). Quinze jours plus tard par contre, dans une ambiance toujours pluvieuse, les terrains sus-jacents du Turonien inférieur et moyen, mis en léger porte-à-faux, se sont détachés selon un mécanisme complexe associant glissement et écroulement, et ont livré des éléments de plus grande taille.

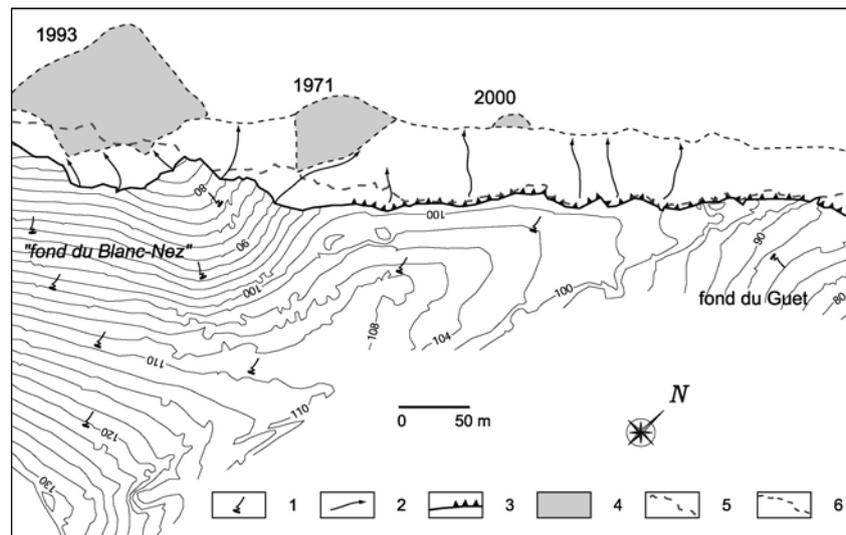


Figure 27 – Croquis géomorphologique aux confins du "fond du Blanc-Nez" et du fond du Guet.

1 : ruissellement ; 2 : ravinement ; 3 : haut de falaise et corniche dans le Turonien supérieur, 4 : débris ; 5 : sommet de la falaise en 1944 ; 6 : bas de falaise (d'après Lahousse et Pierre, 2003b, modifié).

Il n'est pas certain que la fatigue de la craie blanche ait provoqué à elle seule les écroulements survenus au nord du cap Blanc-Nez *s.s.* (fig. 26B). En effet, bien que non mesurées, les variations de la teneur en eau de la craie blanche, qui affleure ici en pied de falaise et qui constitue la base de près de cent mètres de terrains dans lesquels se développe la zone non saturée de l'aquifère crayeux, sont sans doute moins grandes qu'au cran d'Escalles. Il faut toutefois envisager la possibilité que l'humectation par la mer et par les embruns ait fragilisé la craie blanche. Les tests de laboratoire montrent d'ailleurs que la résistance de la craie à la compression diminue plus vite pour une hydratation à l'eau de mer que pour une hydratation à l'eau douce (Cardell *et al.*, 2003 ; Duperret *et al.*, 2005). En tout état de cause, un autre processus a agi indirectement : le ravinement. Les eaux de surface du sommet de la falaise, dirigées vers la mer par les versants du sommet du cap Blanc-Nez (système de pentes que nous

avons identifié comme la partie amont d'un "fond" tourné vers la mer), dévalent la paroi et y creusent des ravines isolant à terme des éperons instables. Que la craie blanche cède en vertu des mécanismes décrits plus haut, et/ou sous l'assaut des vagues (le pied de falaise est ici à 2,5 m NGF et la plate-forme littorale est nue), les écroulements n'affectent que les saillants de la falaise (fig. 27).

Au Petit Blanc-Nez, au même moment, les processus marins ont joué un rôle indiscutable. La mer a d'abord libéré, en pied de falaise (3,6 m NGF), des blocs pluridécimétriques de craie bleue, juste au dessus du niveau sablo-glaucconieux (fig. 26C), lors d'une violente tempête du sud-ouest (rafales atteignant 38 m/s à Boulogne-sur-Mer) survenue les 29 et 30 octobre 2000 pendant une grande marée. Puis les terrains sus-jacents (craie grise et base de la craie blanche) se sont écroulés, après l'orage du 20 novembre (41,6 mm de précipitations à Boulogne-sur-Mer, probablement plus à Escalles, au vu des dégâts causés par le ruissellement), donc en partie sous l'effet des eaux continentales infiltrées. La falaise a de ce fait reculé sous l'action successive des processus marins et des processus subaériens. Bien que les deux épisodes soient disjoints, il est probable que le premier ait favorisé le second.

L'érosion marine reste cependant un phénomène secondaire, conditionné par la fracturation de la craie plus que par la force des vagues. Au cap Blanc-Nez, les données de hauteur des vagues à la côte nécessaires au calcul de leur puissance manquent, mais les ordres de grandeur calculés expérimentalement ($1\ 100\ \text{kN/m}^2$; Brossard et Duperret, 2004) ou sur le terrain ($0,124$ à $0,233\ \text{kN/m}^2$ après la traversée d'une large plate-forme littorale; Stephenson et Kirk, 2000a) sont toujours bien en dessous de la résistance à l'écrasement de la craie saine qui est de l'ordre de $4\ 000$ à $15\ 000\ \text{kN/m}^2$ selon les faciès pour les craies du cap Blanc-Nez (Doremus, 1978) et de $3\ 460$ à $4\ 000\ \text{kN/m}^2$ pour des craies tendres ($\gamma_d \leq 17\ \text{kN/m}^3$; Brossard et Duperret, 2004). Au cap Blanc-Nez, les nombreuses fractures et failles à faible rejet qui décalent de quelques centimètres les niveaux-repères (Amédro et Robazsynski, 2001a; Robazsynski et Amédro, 2001) favorisent donc, principalement dans la craie bleue, le délogement. Les blocs métriques qui parsèment l'estran, aux endroits où le pied de falaise est régulièrement atteint par la mer, n'en proviennent cependant pas tous. Ils peuvent aussi s'être détachés de la paroi, tels les blocs de Turonien supérieur tombés de la corniche en surplomb au nord du cap Blanc-Nez (fig. 26B).

Tous ces mouvements de terrain se sont donc faits par étapes successives et, en fonction de la stratigraphie et des processus d'érosion impliqués (marins ou subaériens), ont d'abord affecté le pied de falaise ou le milieu de la paroi. Par ailleurs, les déstabilisations en chaîne sur la paroi ne se sont pas systématiquement soldées par un recul du haut de falaise, qui ne se produit généralement que si le haut de la falaise est affecté par un plan de cisaillement. Tous les points de la paroi ne sont donc pas instables au même moment, ce qui n'a rien de surprenant compte tenu de la variété des faciès de la craie.

Aux Crupes, en situation de fond de vallon, la météorisation chimique a diminué la perméabilité de la craie grise, argilisée et couverte de formations superficielles limoneuses et argileuses. L'infiltration des eaux de surface et l'augmentation progressive de la teneur en eau de ces matériaux réduisent leur cohésion, de sorte que l'ensemble se déforme et s'éboule du haut de la falaise (fig. 26D). Deux des plus volumineux éboulements (environ $1\ 000\ \text{m}^3$, en janvier 1999 et en mai 2000) se sont d'ailleurs produits après des pluies intenses. La craie bleue en pied de falaise, plus saine et résistante, reste en saillie et forme une ébauche de piédestal. En direction du Petit Blanc-Nez, le profil de la falaise se raidit pour deux raisons. Tout d'abord, sur les pentes du Petit Blanc-Nez, l'épaisseur de craie grise altérée diminue au sommet de la falaise, et les écroulements, moins nombreux, commencent à se substituer aux éboulements. Le lieu du changement de profil correspond en outre à la position moyenne de l'extrémité sud-ouest du cordon de galets du cran d'Escalles, or l'interruption de ce cordon

expose à l'attaque des vagues la craie bleue de la base de falaise (dont l'altitude est inférieure à 4 m NGF), qui recule ainsi par délogement si la fracturation le permet (fig. 28). Le même type d'évolution, lié aux mêmes causes, se rencontre au sud-ouest de l'ancien cimetière, dans la craie turonienne altérée de la partie aval du fond du Guet, avec cependant des mouvements fréquemment initiés par des glissements dièdres (rupture plane associée à un système de joints particulièrement bien développé).



Figure 28 – Platier et pied de falaise en avant des Crupes (entre le cran d'Escalles et le Petit Blanc-Nez).

A : Le platier est couvert d'une mince plage sableuse, et un cordon de galets borde le pied de falaise jusqu'à l'endroit indiqué par la flèche. B : À l'extrémité du cordon de galets, délogement dans les hardgrounds fracturés de la craie bleue.

Quelle que soit leur nature – écroulements (avec ou sans glissements) ou éboulements – les mouvements de terrain observés depuis 1999 relèvent donc essentiellement de processus d'érosion continentaux, commandés par les variations de la teneur en eau de craies dont les propriétés mécaniques n'ont pas nécessairement été modifiées par la météorisation chimique. Par conséquent, le degré de fracturation de la série crayeuse apparaît moins déterminant que les paramètres texturaux de la craie (la porosité principalement). La fracturation aurait même tendance, au contraire, à favoriser le drainage et à limiter les phénomènes liés aux variations de la teneur en eau des matériaux. À certaines occasions, l'attaque par les vagues au pied de la falaise et le délogement de blocs contribuent à la déstabilisation de la paroi et, dans ce cas, la fracturation devient un paramètre influençant directement la stabilité de la falaise.

S'il apparaît à travers ces exemples qu'une teneur excessive en eau favorise l'instabilité de la craie, certains événements rappellent que l'effet cumulé des changements d'état de la roche, liés aux alternances d'humectation et de dessiccation, aboutit inéluctablement à une fatigue des matériaux et, quand le seuil de rupture est atteint, à leur effondrement. C'est ce qui a dû se produire pour deux écroulements majeurs qui ont eu lieu au cap Blanc-Nez, le premier entre 1957 et 1963, le second entre mai 1992 et juin 1993. Ils ont affecté au moins les deux tiers supérieurs de la paroi (la base est toujours enfouie sous les débris), à un endroit où la falaise culmine à 90 m et 80 m respectivement, et il est difficile de savoir si ces mouvements se sont produits en une seule ou en plusieurs étapes (même rapprochées dans le temps). Le

volume initial des accumulations de débris (de forme conique⁷) est évalué à 120 000 m³ dans le premier cas et à 150 000 m³ dans le second. Les "cônes" remontent encore largement sur la paroi et leur partie distale avançait vers la mer sur une distance égale à la hauteur de la falaise. La mer a réduit au tiers et à la moitié de leur longueur initiale ces deux amoncellements hétéroclites, et seuls quelques blocs éparpillés sur l'estran ont résisté à la dissolution (fig. 26E). Ces paramètres indiquent que ces écroulements ont la même géométrie que ceux, moins volumineux, survenus en novembre 2000 au nord du cran d'Escalles. Ils ne peuvent donc être assimilés à des "coulées crayeuses" (*chalk flow* ; Hutchinson, 1988) qui doivent conserver grossièrement la stratigraphie d'origine des matériaux et dont le rapport L/H doit être supérieur à 1,3 ce qui leur confère un profil aplati⁸ (Mortimore *et al.*, 2004a). Ces deux écroulements procèdent donc des mêmes mécanismes fondamentaux que les écroulements plus modestes contrôlés par l'affaiblissement des matériaux lié à leur teneur changeante en eau. Mais leur occurrence est plus aléatoire (et pas nécessairement liée à des épisodes pluvieux) car leur volume, augmenté par la hauteur de la falaise et par l'ampleur du recul, rétablit un équilibre durable.

2. L'association argile-craie à Strouanne

Entre le Petit Blanc-Nez et Strouanne, malgré la présence d'une ondulation synclinale parallèle à la côte, la nappe de la craie disparaît en même temps que la craie grise du Cénomaniens moyen, qui n'affleure plus qu'au sommet du promontoire Saint-Pô. En arrière de la falaise, l'affleurement de la craie bleue, faiblement perméable, induit un ruissellement de surface, canalisé vers la mer par le cran Saint-Pô. À Strouanne où l'épaisseur de la craie bleue est minimale, l'infiltration, très réduite, détermine la présence de sources au contact de l'argile et de la craie.

faciès	limon (%)	argile (%)	kaolinite	illite	montmorillonite Ca	calcite (%)
Gault supérieur (7 m)	40	60	trace	+++	+	18
Gault inférieur (4 m)	50	50	+++	+++	trace	10

Tableau 7 – Granulométrie et minéralogie des Argiles du Gault.
(D'après Hutchinson, 1969).

faciès	w (%)	w _p (%)	w _l (%)	poids moyen (kN/m ³)
Gault supérieur (7 m)	21	26	57	21,3
Gault inférieur (4 m)	30	27	82	

Tableau 8 – Teneur en eau et limites d'Atterberg des Argiles du Gault.
(D'après Hutchinson, 1969).

Les Argiles du Gault (11 m), bien que beaucoup moins épaisses qu'à Folkestone Warren où elles totalisent 45 m, présentent les mêmes faciès (Destombes et Destombes, 1937 ; Hutchinson, 1969 ; Bonte *et al.*, 1971). La part des argiles gonflantes y est minime, et la capacité à fluer de cette formation est essentiellement liée à sa granulométrie fine (tab. 7) et à sa limite de plasticité (w_p) très basse (tab. 8). Leur présence en pied de falaise provoque des mouvements de terrain dont l'ampleur et la nature dépendent de leur épaisseur à l'affleurement et de la topographie sommitale de la falaise (fig. 29). Ainsi, en partant du Petit

⁷ Le volume V d'un (demi) cône est égal à $\frac{\pi R^2 H}{3}$, soit la surface du demi cercle de base multipliée par la hauteur et divisée par 3. Le volume initial de matériau en place est égal à $V \cdot \gamma_d / \gamma_r$, soit supérieur de 20 % environ (Duperret *et al.*, 2002).

⁸ L : longueur de l'accumulation, H : hauteur de la falaise.

la topographie sommitale de la falaise (fig. 29). Ainsi, en partant du Petit Blanc-Nez, tant que les Argiles du Gault n'affleurent que sur 2 à 3 mètres maximum, et pour des hauteurs de paroi supérieures à 25 m, les écroulements dominent. À partir du cran Saint-Pô, où les argiles albiennes affleurent presque intégralement (soit sur 11 m), trois combinaisons de mouvements se succèdent en direction de Strouanne (Pierre et Lahousse, 2004) :

- au débouché du cran Saint-Pô (altitude 23 m), où les Argiles du Gault s'étirent sur une vingtaine de mètres en avant de la craie bleue altérée et des formations superficielles qui la recouvrent, les coulées l'emportent sur les écroulements. En effet, les eaux de surface drainées vers la mer modifient régulièrement les caractéristiques géotechniques des argiles du pied de la falaise ;
- au promontoire Saint-Pô (40 m), la craie bleue affleure dans son intégralité (30 m) et la craie grise sur quelques mètres. Actuellement en retrait d'une quarantaine de mètres du pied de la falaise, l'ensemble livre des écroulements volumineux mais peu fréquents, qui s'accumulent sur, et même en avant des Argiles du Gault pour une durée plus ou moins longue selon leur taille ;
- vers la ferme Saint-Pô, enfin, à des altitudes inférieures à 30 m, le *ratio* argile/craie bleue commence à s'inverser et les écroulements disparaissent complètement, laissant la place à des tassements de pans de craie.

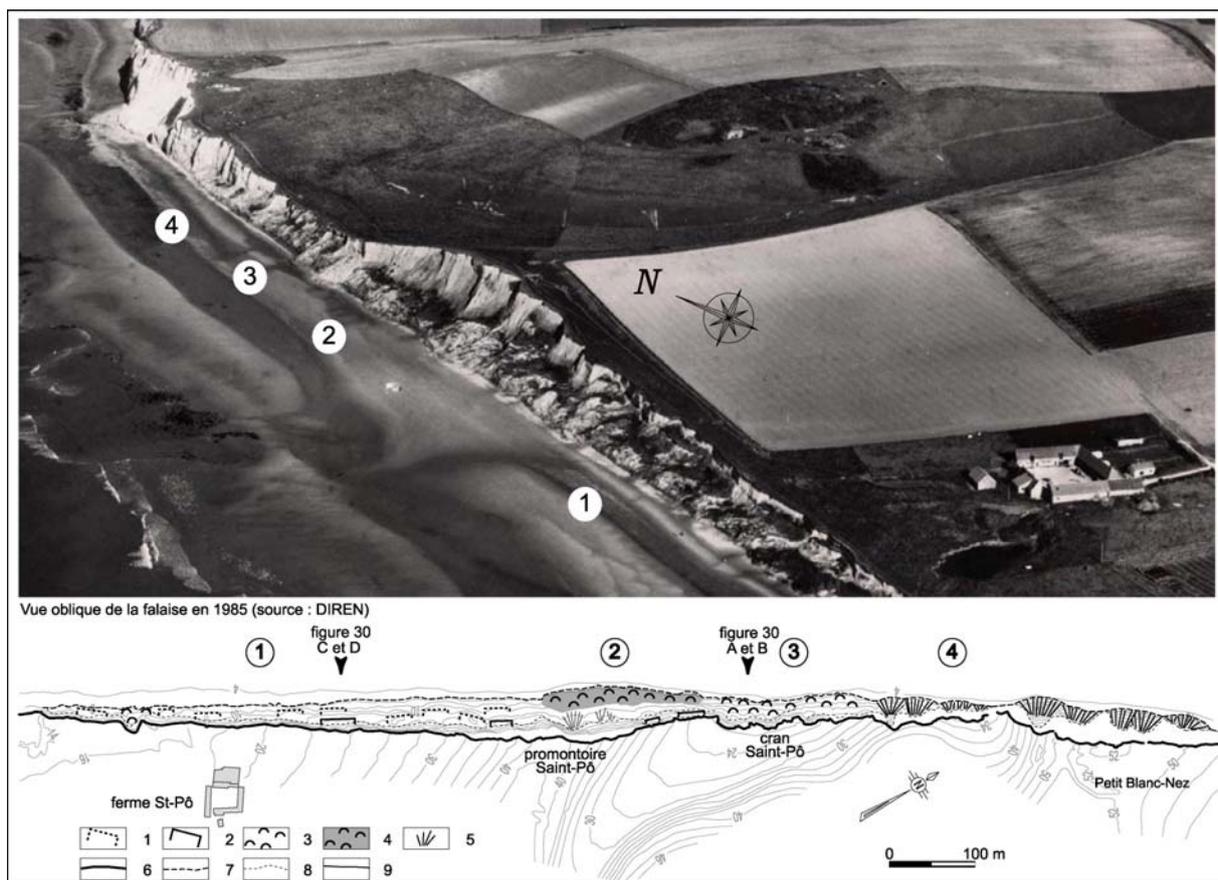


Figure 29 – Types de mouvements de terrain observés le long de la falaise argilo-crayeuse de Strouanne.

1 : pan glissé déstructuré ; 2 : pan glissé ; 3 : coulée ; 4 : masse écroulée à fluage lent ; 5 : écroulement ; 6 : haut de falaise ; 7 : bas de falaise ; 8 : limite supérieure des matériaux déplacés ; 9 : microfalaise.

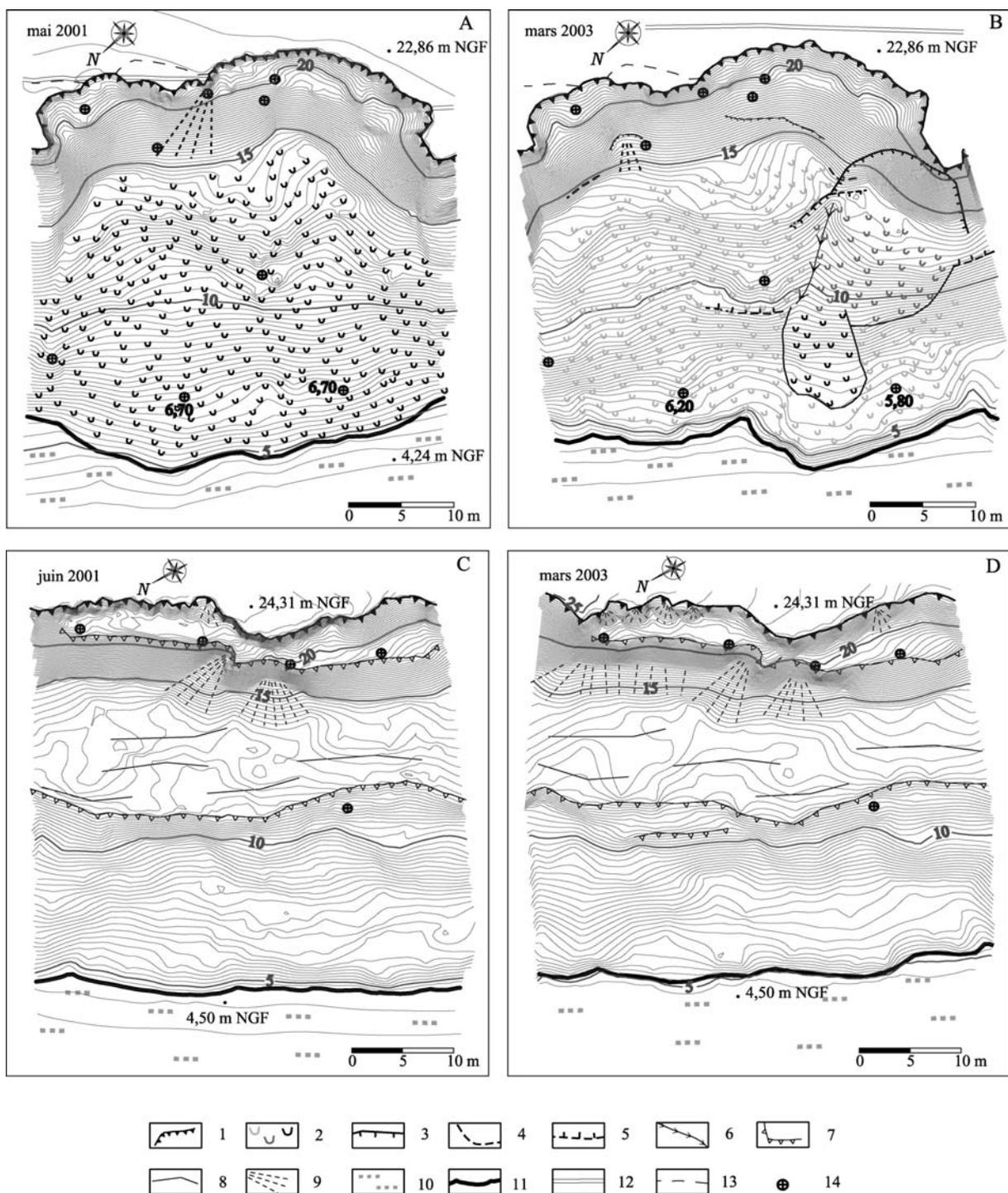


Figure 30 – Cartes géomorphologiques des coulées du cran Saint-Pô et des glissements de pans de la ferme Saint-Pô.

A et B : coulée. C et D : glissement. 1 : haut de falaise ; 2 : coulées successives ; 3 : niche d'arrachement ; 4 : toit des Argiles du Gault in situ ; 5 : Argiles du Gault déplacées ; 6 : ravinement ; 7 : pan glissé ; 8 : fissure ; 9 : éboulis ; 10 : estran ; 11 : front de coulée ; 12 : sentier ; 13 : fissures de détente ; 14 : piquets. Équidistance des courbes de niveau : 20 cm (d'après Pierre et Lahousse, 2004).

Les modalités du fluage des Argiles du Gault ont été décrites à partir de la cartographie, à deux ans d'intervalle (2001–2003), de deux secteurs de la falaise de Strouanne (fig. 30). Les deux secteurs ont été choisis car ils illustrent le mieux le rôle de cette formation dans la déstabilisation de la falaise. Dans des conditions pluviométriques normales, les Argiles du Gault, là où elles affleurent (c'est-à-dire sur la paroi) s'humectent par infiltration des eaux de surface et fluent, ce qui déclenche finalement des tassements de pans si la craie bleue est suffisamment cohérente (ferme Saint-Pô), ou encore des éboulements ou des petits écroulements dans la craie bleue sus-jacente quand celle-ci est ameublie (cran Saint-Pô).

Au sud du promontoire Saint-Pô (40 m), la falaise s'abaisse en direction de Strouanne (15 m), la craie grise disparaît et l'épaisseur de craie bleue diminue à l'affleurement. La craie bleue, cohérente, se détache par pans et se tasse sous l'effet du fluage lent de l'argile : sur les photographies aériennes, cette portion du trait de côte ne présente que rarement des lobes de coulée qui indiqueraient au contraire une avancée plus rapide. La situation de juin 2001 (fig. 30C) montre deux pans de craie (à 20 m et 14 m), à structure conservée, sauf pour le plus bas des deux, tandis que sous 10 m, le mouvement prend l'allure d'une coulée à blocs de craie. La craie déstructurée et l'argile présentent alors une topographie chaotique. En mars 2003 le haut de falaise n'a quasiment pas bougé, comme l'indique la position de piquets implantés au printemps 2001, pas plus que la topographie du versant (fig. 30D). La coulée a essentiellement évolué par recul de son front, ce qui indique que le sapement par la mer est plus actif que le fluage des Argiles du Gault entre ces deux dates. Le palier intermédiaire s'est fragmenté en un point, mais, quelques mètres plus au sud, un piquet conserve sa position en X, Y et Z (Z = 11,20 m). Le palier supérieur, globalement stable, s'est tassé d'une vingtaine de centimètres à ses deux extrémités et s'est segmenté par éboulisation dans sa partie médiane. Les pentes fortes de l'arrachement sommital sont couvertes d'éboulis crayeux, produits par la gélifraction et la dessiccation de la craie, selon la saison.

Un excès de précipitations accélère partout le fluage des argiles en paroi, mais entraîne aussi, à l'exutoire du cran Saint-Pô où se rassemblent les eaux ruisselées, la déformation plastique de la craie bleue altérée et des formations superficielles qui la couvrent. La comparaison des deux cartes topogéomorphologiques levées en mai 2001 (après un épisode morphogénique majeur) et mars 2003 au débouché du cran (fig. 30A et B) permet de suivre la dynamique des coulées boueuses qui affectent ici la falaise. En décembre 2000, en pleine activité, la coulée s'est allongée et sa pente s'est accentuée, entraînant vers le bas des volumes considérables de craie bleue déstructurée et de formations superficielles limoneuses. Le recul du haut de la falaise a alors atteint 5 mètres (fig. 30A), coupant le sentier du littoral, et une fissure de détente est rapidement apparue sur le revers. Le front de la coulée s'est avancé, décrivant un large lobe qui se raccordait en pente douce à l'estran. La carte géomorphologique de mai 2001 illustre le résultat de cette dynamique et signale la position de neuf des vingt-deux piquets de fer implantés avant le levé de la carte topographique et encore visibles en mars 2003. Deux ans plus tard, le haut de la falaise et du versant n'a quasiment pas bougé, comme l'indique la position des piquets implantés au printemps 2001, mais la coulée a pris un profil concave (l'aplatissement de sa partie aval est compris entre 50 et 90 cm) et le lobe frontal s'est évasé de quelques mètres. Le front de la coulée a été sapé par la mer, car le contact avec l'estran est maintenant marqué par une microfalaise. Les processus d'érosion continentaux ont donc marqué le pas, mais le site ne s'est pas pour autant stabilisé, car durant l'hiver 2003, sous l'effet du fluage des Argiles du Gault, une partie des matériaux ameublés (formations superficielles et craie bleue altérée) qui affleurent sur les pentes fortes de la niche d'arrachement se sont détachés formant une coulée atteignant la cote 8,40 m. Un deuxième arrachement s'est ensuite produit dans les Argiles du Gault (vers 13 m), entraînant la formation d'une nouvelle coulée remaniant en partie la précédente et atteignant la cote 6 m. Au droit de ces mouvements, le

front de la coulée initiale qui avait été régularisé par la mer s'est avancé à nouveau de quelques mètres, tout en conservant une pente forte (fig. 30A et B). Compte tenu de l'efficacité et de la fréquence élevée du processus associant coulée et éboulement, il est logique que le secteur du cran Saint-Pô recule le plus (0,63 m/an à l'exutoire). En arrière de la falaise, les Argiles du Gault, protégées par la craie bleue imperméable, restent sèches et stables.

Au promontoire Saint-Pô et vers le Petit Blanc-Nez, la falaise culmine à 40 m et la craie grise qui affleure sur quelques mètres en haut de paroi produit des écroulements. Récemment, le sapement par les vagues des débris formant un large replat au pied du promontoire Saint-Pô a permis d'identifier la nature des matériaux qui constituent cette accumulation (fig. 29). Ce sont des blocs de craie grise de taille pluridécimétrique à métrique, pris dans une matrice hétérométrique exclusivement crayeuse. L'ensemble correspond donc à un volumineux écroulement de craie qui recouvre largement les Argiles du Gault et s'avance d'une quarantaine de mètres sur l'estran. Son évacuation par la mer est lente, puisque l'écroulement, recensé sur les photographies aériennes de 1995, s'est produit en 1994.

Pas plus qu'au cap Blanc-Nez l'hypothèse de A. Bonte (1959), selon laquelle ces falaises s'effondrent sous leur propre poids, n'explique la répartition du recul. Alors que, selon cet auteur, l'argile humide ne devrait pas être chargée à plus de 290 à 490 kN/m² pour rester stable, cette charge atteint 820 kN/m² au promontoire Saint-Pô pour une hauteur de falaise de 40 m et 480 kN/m² au cran Saint-Pô pour une hauteur de 23 m. Les valeurs maximales de recul depuis 1939 (15 m et 40 m respectivement) y sont pourtant inversement proportionnelles aux charges (fig. 22) et la falaise dans son ensemble n'a que très peu évolué entre l'hiver 2001 et l'automne 2003, si ce n'est justement au cran Saint-Pô, ce qui là encore met en avant le rôle des précipitations. Ces chiffres, comparés aux valeurs de 3 300–3 800 kN/m² correspondant à la pression de surconsolidation estimée à Folkestone Warren (Hutchinson, 1969), donnent par contre une idée de l'importance du phénomène de détente qui affecte les argiles à l'affleurement, phénomène qui joue certainement un rôle important dans leur comportement.

3. Les dépôts de versant à Sangatte

La Formation de Sangatte est intégralement comprise dans la zone non saturée surplombant l'aquifère crayeux, et les percolations s'y font vers le NNE en vertu de la stratification et du pendage des dépôts. La lithostratigraphie des dépôts pléistocènes de Sangatte, telle qu'elle a été levée dans le puits du tunnel sous la Manche (Sommé *et al.*, 1999) est synthétisée sur la figure 6B. Cette succession se retrouve sans grand changement le long de la falaise, sauf à l'aplomb de l'ancien cimetière allemand, où une masse d'éboulis crayeux s'intercale entre les sables et graviers marins et les formations litées périglaciaires (fig. 6A).

L'action érosive des eaux de percolation sur des sédiments peu consolidés n'a pas souvent été discutée, sinon par R.M. Norris (1990). Elle est bien illustrée par les processus d'érosion observés le long de la falaise de Sangatte, où les dépôts lités reculent sous l'effet conjugué de l'ouverture de fissures de détente, de l'infiltration des eaux de pluie et du ruissellement (Pierre et Lahousse, 2004). Les eaux du revers de la falaise s'infiltrent à la faveur de fissures de détente parallèles au rebord, et circulent dans les différents lits de la formation (1 et 2 sur la figure 31), plus ou moins rapidement en fonction de leur granulométrie. Sur la paroi de la falaise, l'eau exfiltrée par les niveaux les plus perméables entraîne avec elle des éléments fins. Les alvéoles de soutirage (3) qui en résultent guident le ruissellement, et le ravinement gagne le haut de la paroi, puis entaille le revers par érosion régressive et s'approfondit. Au débouché des ravines les plus profondes se forment des cônes de déjection (4) (sapés par la mer sur la photographie) qui entaillent le cordon de galets et les éboulis accumulés en pied de falaise. En arrière de la falaise, le ravinement, qui peut prendre une forme

digitée, isole parfois des pans de matériaux dont la densité a diminué du fait du soutirage : ils se tassent (suffosion) puis s'éboulent (5), ou éventuellement basculent. Deux processus d'érosion affectant la paroi ont encore été observés : l'éboulement de matériaux liquides et la desquamation, probablement liée à un phénomène d'haloclastie (fig. 31). Cette combinaison de processus d'érosion affecte la falaise de façon continue (s'il pleut), mais relativement discrète, et l'impact des petits éboulements sur le recul du haut de la falaise est difficile à suivre. Au total, la quantité de débris meubles accumulés au pied de la falaise (que protège un cordon de galets) tient à la fois au fait que la mer n'atteint des cotes supérieures à 4 m NGF que par temps houleux et que la recharge en matériaux est quasi-continue. L'évacuation des débris fins (les silex engraisent le cordon) se fait lentement et en partie sous l'action du ruissellement des eaux continentales qui les entraînent vers l'estran. Sur le revers de la falaise, la cartographie de la ravine, levée au tachéomètre en septembre 2003 et superposée au plan de mars 2002, indique une érosion régressive atteignant 3 m (fig. 23).

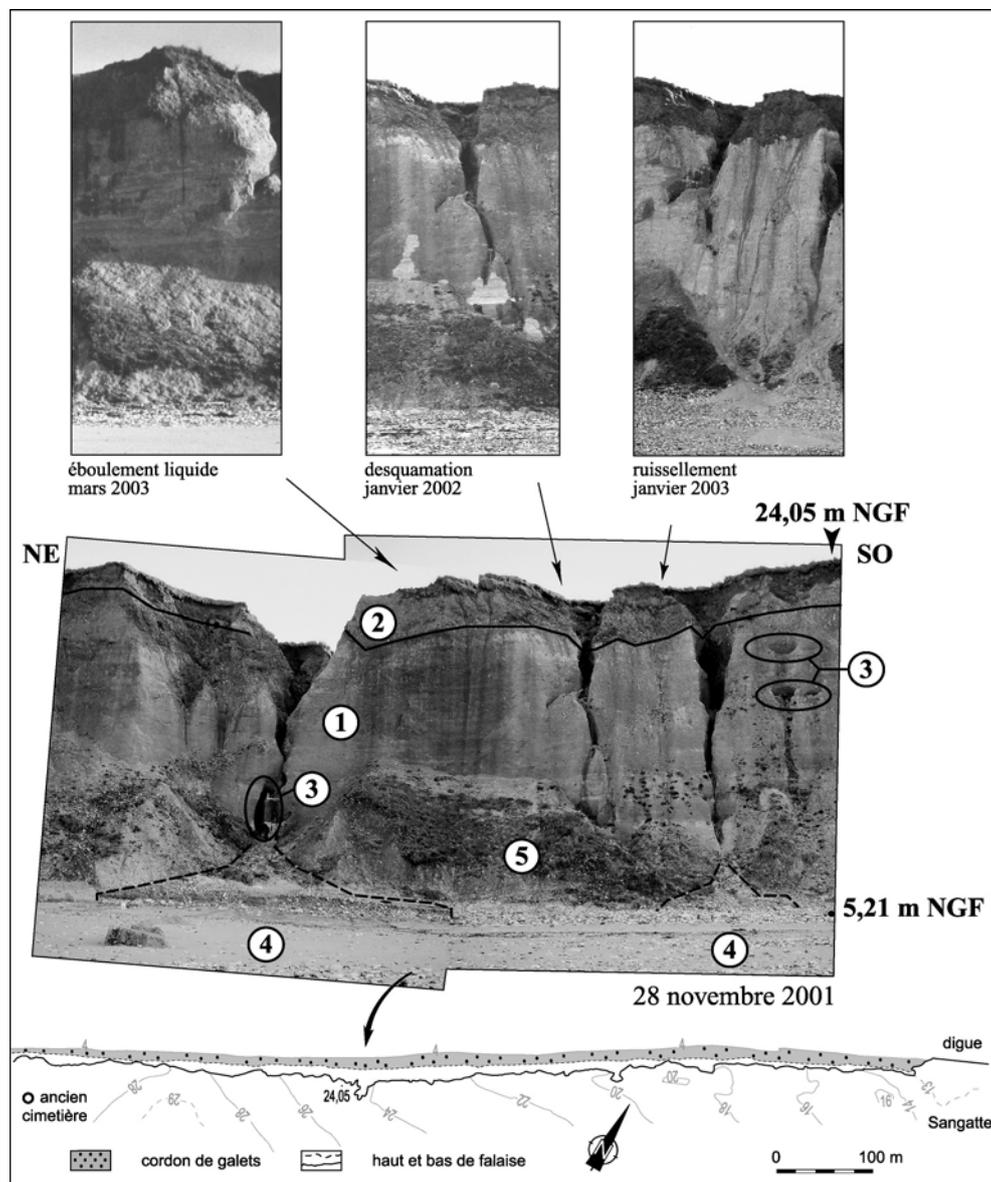


Figure 31 – Processus d'érosion dans les dépôts de versant de la falaise de Sangatte.

1 : formations litées (limons, boue, cailloutis à silex) ; 2 : formations caillouteuses et sableuses ; 3 : exfiltration et soutirage ; 4 : cônes de déjection ; 5 : éboulis (en partie d'après Pierre et Lahousse, 2004).

Ces processus n'agissent plus avec la même efficacité là où les éboulis crayeux pléistocènes affleurent, ce qui explique les modalités de recul hybrides à l'aplomb de l'ancien puits : éboulements dans les formations sablo-limoneuses et petits écroulements dans les éboulis calcaires.

4. L'association argile-grès, du cap Gris-Nez à Equihen

Les faciès changeants des argiles et des grès, leur épaisseur respective à l'affleurement, et les différentes successions lithostratigraphiques exposées en paroi, liées à la hauteur de la falaise et aux déformations tectoniques, conduisent à distinguer quatre comportements morphodynamiques distincts engendrant quatre profils de falaise. Seront ainsi décrites, du nord au sud :

- les falaises à paroi simple et abrupte du cap Gris-Nez *s.s.*, entre la pointe du Riden et le trou du Nez, le long desquelles les processus morphogéniques se succèdent dans le temps ("système simple" pour reprendre la terminologie de E.M. Lee, 1998) ;
- les falaises à replat, dites d'Audresselles, entre le cran Noir Da et la pointe du Riden, qui, selon la même terminologie, présentent un "système complexe". Les matériaux issus des parties hautes de la falaise traversent des sous-systèmes selon des modalités changeantes : les processus se succèdent donc dans le temps et dans l'espace.
- les falaises à ressaut du cap d'Alprech *s.s.*, entre le Portel et le Nocquet, qui présentent des modalités d'évolution intermédiaires ;
- les falaises à paroi simple mais en pente faible d'Equihen, au sud du Nocquet, dont on retrouve l'équivalent vers le nord entre la plage de la Sirène et la pointe de la Courte Dune. La plupart du temps, ces falaises évoluent d'une pièce comme celles du cap Gris-Nez, mais selon des processus différents.

4.1 Données structurales et hydrogéologiques

4.1.1 Le faciès des argiles

Les Argiles de Châtillon, de la Crèche et de Wimereux ont fait l'objet d'investigations sédimentologiques approfondies (El Albani *et al.*, 1993 ; Geysant *et al.*, 1993 ; Proust *et al.*, 1993 ; Debrabant *et al.*, 1994 ; Deconinck *et al.*, 1996). Les matériaux d'origine se sont déposés dans un environnement de plate-forme continentale peu profonde où régnaient des conditions de faible énergie, parfois interrompues par des tempêtes au cours desquelles se sont mises en place des passées bioclastiques discontinues. Il faut souligner que ces formations portent mal leur nom, car d'une part elles contiennent une grande quantité de bancs calcaires bioclastiques, les lumachelles, dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à près d'un mètre ; d'autre part, la granulométrie des niveaux fins feuilletés est généralement limono-sableuse, parfois limono-argileuse, mais jamais argileuse (tab. 9). Les Calcaires du Moulin-Wibert, dans lesquels les bancs lumachelliques sont plus épais, relèvent du même faciès. Les minéraux argileux contenus dans ces formations sont d'origine détritique (Deconinck *et al.*, 1996), et les cortèges minéralogiques sont constitués d'illite, de kaolinite, de smectite et de chlorite (tab. 10). Les Calcaires du Moulin-Wibert, les Argiles de Châtillon et les Argiles de Wimereux sont pauvres en smectite, à l'inverse des Argiles de la Crèche et des "marnes intercalaires" (passée argilo-sableuse comprise entre les Grès de la Crèche inférieur et les Grès de la Crèche supérieur). Cette différence minéralogique, compte tenu des faibles teneurs en argiles granulométriques, n'a cependant pas d'incidence sur le comportement mécanique de ces diverses formations. Ce comportement s'éloigne souvent de celui des argiles au sens pétrogra-

prique (et granulométrique), telles que les Argiles du Gault. Ces formations restent par ailleurs peu perméables, du fait de leur degré de compaction.

faciès	sable	limon	argile
argiles noires sup.	37	55	8
"argiles grises"	6	71	23
argiles noires inf.	19	75	6

Tableau 9 – Granulométrie des Argiles de Châtillon.
(D'après Debrabant *et al.*, 1994)

faciès	illite	chlorite	smectite	kaolinite
Argiles de Wimereux ²	++			++
Argiles de la Crèche ²			+++ (65)	
"marnes intercalaires" ²			+++	
Argiles de Châtillon sup. ¹	53	13	13	21
"argiles grises" ¹	55	12	5	28
Argiles de Châtillon inf. ¹	50	13	22	15

¹ (Debrabant *et al.*, 1994), ² (Deconinck *et al.*, 1996).

Tableau 10 – Minéralogie des argiles kimméridgiennes et tithoniennes.

4.1.2 Le faciès des grès

Les Grès de la Crèche (et de Châtillon qui présentent les mêmes faciès), remarquables par la présence de boules gréseuses enrobées dans une matrice sableuse et de bancs gréseux mamelonnés, sont moins bien connus. Ces formes arrondies ont été attribuées, sur des critères macroscopiques, à un processus de concrétionnement (Ager et Wallace, 1966 ; Battiau-Queney *et al.*, 2003) ou, au contraire, de dissolution (Bonte *et al.*, 1971 ; Bonte *et al.*, 1985). À la lumière des travaux de O. Walderhaug et P.A. Bjørkum (1998), Battiau-Queney *et al.* (2003) ont en outre proposé une origine diagénétique pour expliquer les différents faciès des Grès de la Crèche. Cette piste est confirmée par la description précise des affleurements couplée à l'analyse micromorphologique et géochimique des sables et des grès (Pierre, 2005b). À l'origine, les matériaux constituaient des barres sableuses à laminations obliques et riches en bioclastes carbonatés, soumises à la houle dans des milieux de haute énergie (Geysant *et al.*, 1993). Après diagenèse, les ensembles grésifiés à ciment calcique présentent trois faciès : 1) des concrétions continues en bancs centimétriques à décimétriques ; 2) des concrétions discontinues allongées dans les strates sableuses centimétriques à décimétriques ; 3) des concrétions métriques sphéroïdales éparpillées dans les bancs sableux les plus épais (fig. 32E). Ces trois faciès ont déjà été décrits dans les sables de Bridport (Burton Cliff, Dorset) et la Formation de Valtos (Skye) tous deux d'âge jurassique (Bjørkum et Walderhaug, 1990a et b, 1993), où ils ont été interprétés comme le résultat de la précipitation du CaCO₃ issu de la dissolution des carbonates d'origine biogénique, à faible profondeur (1,5 à 2 km) et à basse température (50 à 70 °C). La répartition des volumes grésifiés dépend de la quantité de carbonate biogénique disponible dans les lits sableux, tandis que la forme arrondie des concrétions est liée à leur mode de croissance par nucléation.

faciès	CaCO ₃ (% total)	Ciment (%)		Granulométrie des quartz (mm)	Minéraux accessoires
		CaCO ₃	SiO ₂		
Sable des bancs à boules	10,10	75,54*	24,46*	0,18	-
Concrétions sphéroïdales	40,69	62,46	37,54	0,18	apatite, FK**
Concrétions allongées	64,46	86,48	13,52	0,3	apatite
Concrétions continues	61,65	78,04	21,96	0,3	apatite, FK, oxyde de fer

*revêtements et remplissages (± 1 % de l'échantillon total), ** feldspath potassique

Tableau 11 – Analyses chimiques, granulométriques et minéralogiques dans différents faciès des Grès de la Crèche.

Les analyses chimiques et micromorphologiques d'échantillons prélevés dans les trois types de concrétion gréseuse et dans les sables donnent des résultats conformes au modèle proposé par P.A. Bjørkum et O. Walderhaug. Ainsi la teneur en CaCO_3 est quatre fois plus élevée dans les boules gréseuses que dans les sables qui les enrobent (tab. 11). Cette distribution est le résultat de la formation de nucléus calciques et de leur croissance centrifuge par diffusion du carbonate de calcium biogénique. Le ciment calcique occupe tout l'espace intergranulaire dans les grès (fig. 32A, B et C), tandis que dans les sables, où il ne reste plus trace de débris coquilliers, la faible quantité de carbonate de calcium (10,1 %) prend la forme de revêtements ou de remplissages modestes (fig. 32D). À l'inverse, il arrive que des débris coquilliers carbonatés subsistent enrobés dans les ciments calciques (fig. 32A et C) à proximité de nucléus à croissance rapide (Walderhaug et Bjørkum, 1998). Il apparaît que les concrétions allongées et continues peu épaisses (décimétriques) ont une teneur plus élevée en CaCO_3 que les concrétions sphériques éparpillées (tab. 11) : cela est probablement dû à une plus grande richesse en carbonate de calcium biogénique des lits les moins épais où elles se forment, lits correspondant à des périodes d'apports détritiques réduits (Kim et Lee, 2004a). La présence de silice en faible quantité dans les ciments calciques est liée à un phénomène de dissolution du quartz, au moment de la diagenèse, donnant aux grains un aspect carié (Pettijohn *et al.*, 1987 ; fig. 32B). Les formes arrondies dans les Grès de la Crèche ne sont donc pas le résultat d'un processus de dissolution des grès, ni le reflet de la structure mamelonnée des sables : elles procèdent d'une redistribution diagénétique des carbonates de calcium biogéniques contenus dans les sables, par nucléation et diffusion de la calcite. La précipitation d'un ciment calcique confère aux volumes grésifiés une résistance mécanique et une imperméabilité qui contrastent avec celles des sables encaissants.

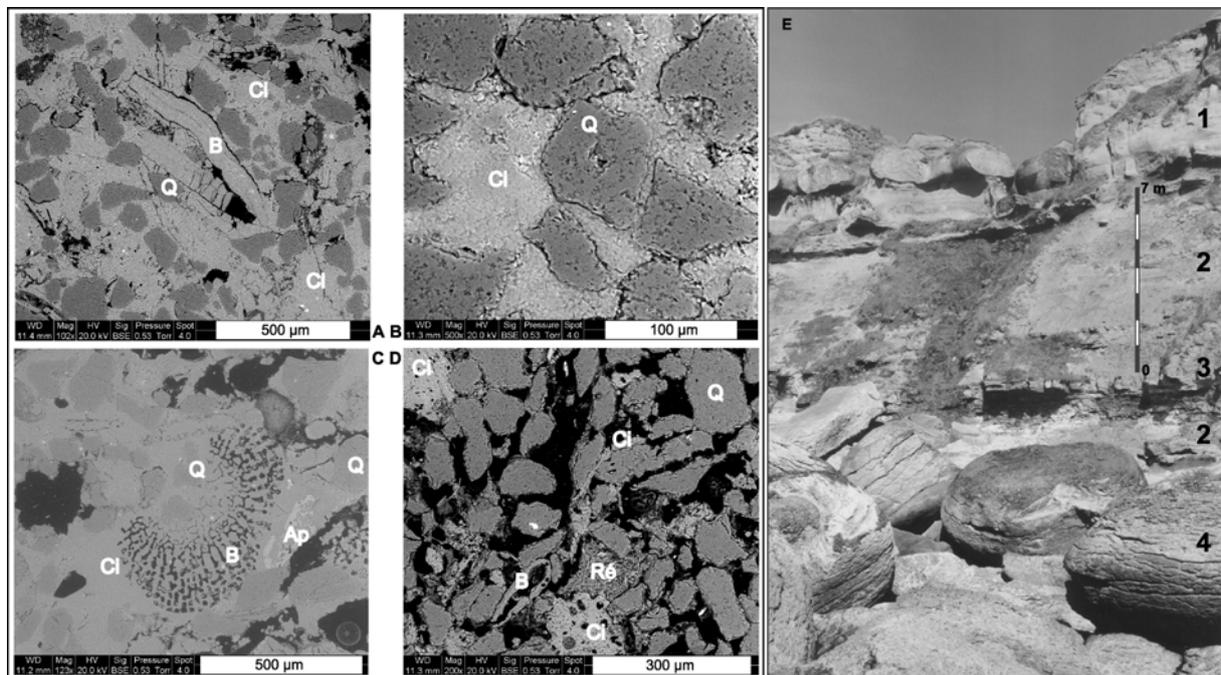


Figure 32 – Les Grès de la Crèche : faciès microscopique (MEB) et macroscopique.

A : concrétions discontinues allongées. B : concrétions sphéroïdales éparpillées. C : concrétions continues. D : sables (Q : quartz ; Ci : ciment ; B : bioclaste ; Ap : apatite ; Re : résine). E : vue du cran Barbier depuis l'estran (photo localisée sur la figure 33 (1)). 1 : Grès de la Crèche (concrétions continues à la base, concrétions sphéroïdales au milieu, concrétions aplaties au sommet) ; 2 : Argiles de Châtillon ; 3 : banc calcaire dans les Argiles de Châtillon ; 4 : moellons de grès sur l'estran (d'après Pierre, 2005b, modifié).

4.1.3 Le comportement hydrogéologique de la série jurassique

Ce contraste se répercute en premier lieu sur la circulation des eaux souterraines. Sur le plateau d'Audinghen, les eaux de pluie s'infiltrent dans les affleurements de grès et sables du Kimméridgien (Grès de Châtillon) et du Tithonien (Grès de la Crèche) qui sont les deux niveaux les plus perméables d'un aquifère multicouche peu développé (fig. 10). Depuis 1997, des relevés piézométriques sont effectués mensuellement dans les Grès de Châtillon, au puits de la station d'Onglevert à 2,5 km dans les terres (altitude : 85 m ; fig. 3). Dans la nappe, sub-affleurante à cet endroit, les variations piézométriques sont de faible amplitude (0,5 m en moyenne entre 1997 et 2003 ; fig. 14C). L'écoulement latéral est en effet rapide et la nappe n'enregistre pas les rythmes pluviométriques. Entre Audresselles et le cap Gris-Nez, les sols sont à dominante sableuse et de types brunisols saturés rédoxiques ou néoluvisols rédoxisols saturés (Sterckeman et Douay, 2002). Leur épaisseur est comprise entre 60 et 150 cm et dépend de la présence et de la profondeur des bancs gréseux. Si les sols se développent sur un niveau gréseux continu et non fissuré, la nappe s'y cantonne et des mares temporaires peuvent alors se former en surface. Dans le cas inverse, l'eau percole dans les niveaux sableux jusqu'aux niveaux imperméables que constituent les Argiles de Châtillon ou les marnes des Calcaires du Moulin-Wibert (fig. 10). Dans les deux cas, les eaux sont dirigées vers la mer en vertu du pendage des couches.

La circulation des eaux infiltrées sur le plateau au sud de Boulogne-sur-Mer, décrite par E. Leroux (1929), subit les mêmes contraintes. Les couches perméables du revers correspondent aux Grès des Oies et aux Assises de Croï, et les suintements sur la paroi de la falaise se font au sommet des Argiles de Wimereux (fig. 11 et 12). Les suintements au toit des autres formations imperméables ("marnes intercalaires", Argiles de Châtillon) sont beaucoup plus rares et leur répartition dépend probablement de la fracturation de la série jurassique.

4.2 Le cap Gris-Nez

Les processus d'érosion affectant la paroi de la falaise sont commandés par l'effritement des Argiles de Châtillon, mettant lentement les grès sus-jacents en porte-à-faux, et par la perte de cohérence des Grès de la Crèche qui favorise les arrachements et le basculement de blocs gréseux. L'usure des Argiles de Châtillon est un phénomène très superficiel. Malgré leur granulométrie relativement grossière, ces matériaux très compactés ont une faible perméabilité. Ils restent donc secs dans la masse et ne se prêtent pas au fluage. Probablement favorisée par les phénomènes de détente et d'haloclastie, la libération de débris fins est le résultat de l'alternance d'humectation et de dessiccation, liée au suintement d'eau continentale à la base des grès (fig. 32E) et aux embruns. Accumulés en pied de la paroi, ces débris fins sont susceptibles de fluer (fig. 33). L'usure des Grès de la Crèche tient au contraire à leur perméabilité. La résurgence en bordure de falaise des eaux infiltrées à la surface du plateau provoque, dans ces matériaux, un soutirage des sables et un déchaussement des grès concrétionnés. Une fois à l'air libre, les grès subissent une desquamation et s'ornent de taffonis. Parfois, ils se fendent dans la masse le long de joints perpendiculaires à la stratification (fig. 32E). L'orientation de ces joints semble moins dépendre des directions tectoniques régionales (N030, N090, N110) que d'un phénomène de détente lié au déchaussement des grès et à leur position en porte-à-faux (Battiau-Queney *et al.*, 2003). Les cassures sont donc le plus souvent parallèles à la paroi de la falaise. Sur le revers de la falaise, aux endroits où les bancs gréseux sont discontinus, le soutirage des sables entraîne la formation d'entonnoirs, qui s'ouvrent sur la paroi dès qu'ils sont recoupés par le haut de falaise (fig. 34C). Qu'ils soient naturels ou associés à des impacts de bombes (voir supra), les entonnoirs de suffosion, situés à proximité de la corniche et recoupés par le recul du haut de falaise, déterminent la présence d'une convexité sommitale

souvent végétalisée du fait de la discrétion du ruissellement de surface sur le revers. Ainsi, le haut de falaise est défini par une rupture de pente convexe qui ne doit pas être assimilée à une fausse falaise (Pierre, 2005b). Ce modelé est en effet directement lié aux processus de soutirage et suffosion qui conditionnent le recul de la corniche sablo-gréseuse, tandis que sa perfection est souvent associée à la densité de trous d'obus sur le haut de falaise (pointe du Riden, nord du cran Barbier, sud du cran de Quette, nord-ouest du cap Gris-Nez ; fig. 33).

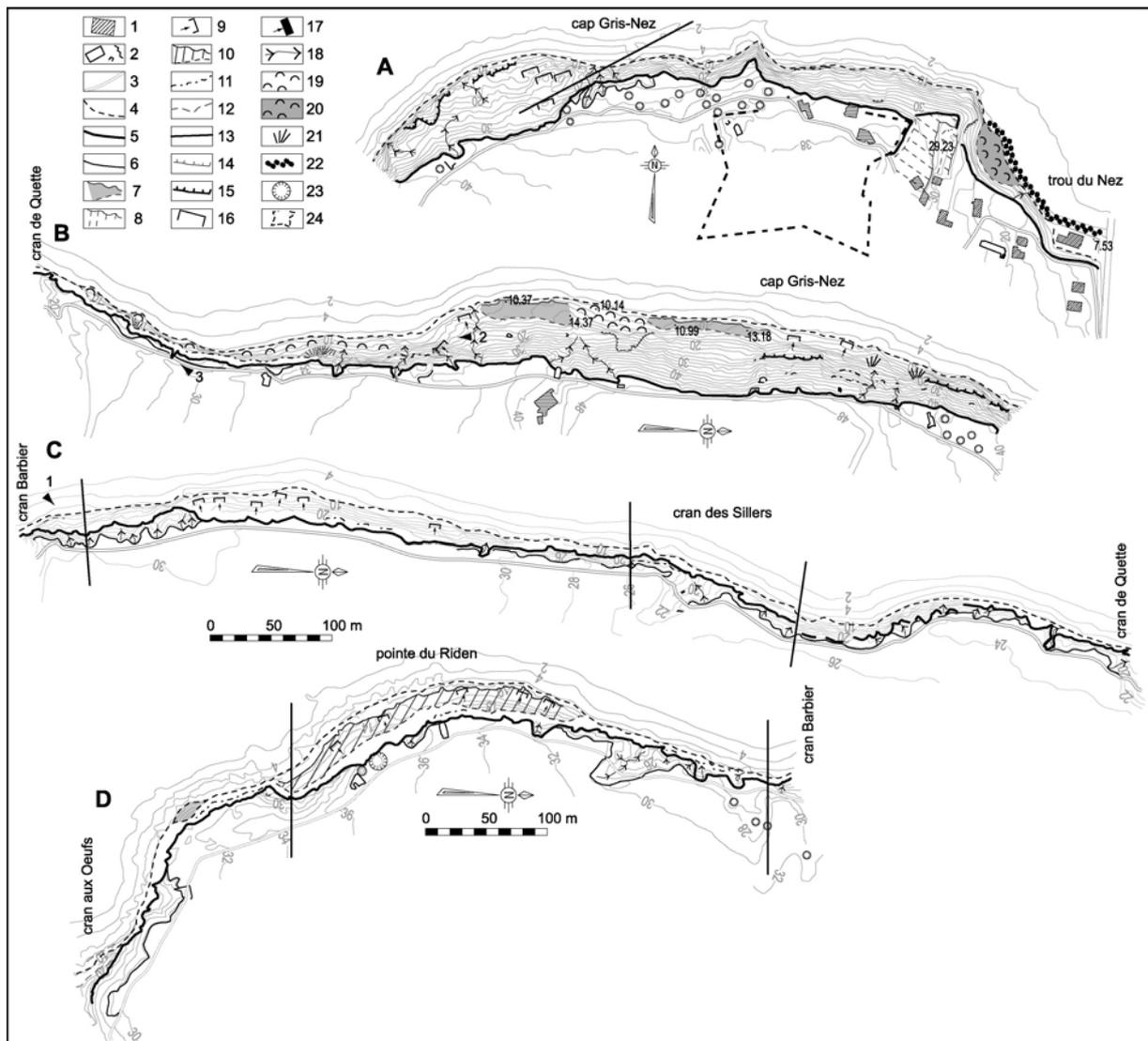


Figure 33 – Processus d'érosion des falaises argilo-gréseuses entre le cran Barbier et le trou du Nez ("type Gris-Nez").

1 : maison ; 2 : blockhaus ; 3 : sentier ; 4 : pied de falaise (limite supérieure du chaos de boules) ; 5 : haut de falaise vif ; 6 : haut de falaise végétalisé ; 7 : masse éboulée stable ; 8 : tassement ; 9 : radeau calcaire ou gréseux ; 10 : replat structural ; 11 : banc gréseux ; 12 : banc calcaire ; 13 : faille ; 14 : arrachement secondaire ; 15 : grès mamelonné en porte-à-faux ; 16 : glissement en planche ; 17 : glissement de pan ; 18 : ravinement ; 19 : coulée superficielle et hétérométrique ; 20 : débris éboulés évoluant en coulée ; 21 : éboulis calcaires ; 22 : enrochement ; 23 : trou d'obus ; 24 : ancien fort (en partie d'après Pierre, 2005b).

Ces deux processus préparatoires, affectant les argiles et les grès, conditionnent l'occurrence de mouvements de terrain un peu plus importants et qui se relaient dans le temps. Il s'agit, dans les Argiles de Châtillon, de l'éboulisation des bancs calcaires mis en saillie par l'usure des lits de granulométrie fine. En présence de débris fins, les éboulis calcaires accumulés en pied de falaise évoluent en coulées à blocs peu épaisses. Dans les Grès de la Crèche se produisent des petits glissements de pans de roche si les bancs gréseux sont discontinus, ou des basculements de blocs gréseux, si ceux-ci sont suffisamment déchaussés. Par endroits, dans l'axe des entonnoirs recoupés par le haut de falaise, le ruissellement entaille la paroi. Le versant nord-ouest du cap Gris-Nez, calé sur un flanc anticlinal faillé, présente des phénomènes de glissement en planche de bancs gréseux sur les argiles sous-jacentes, le long des plans de stratification (fig. 33A).

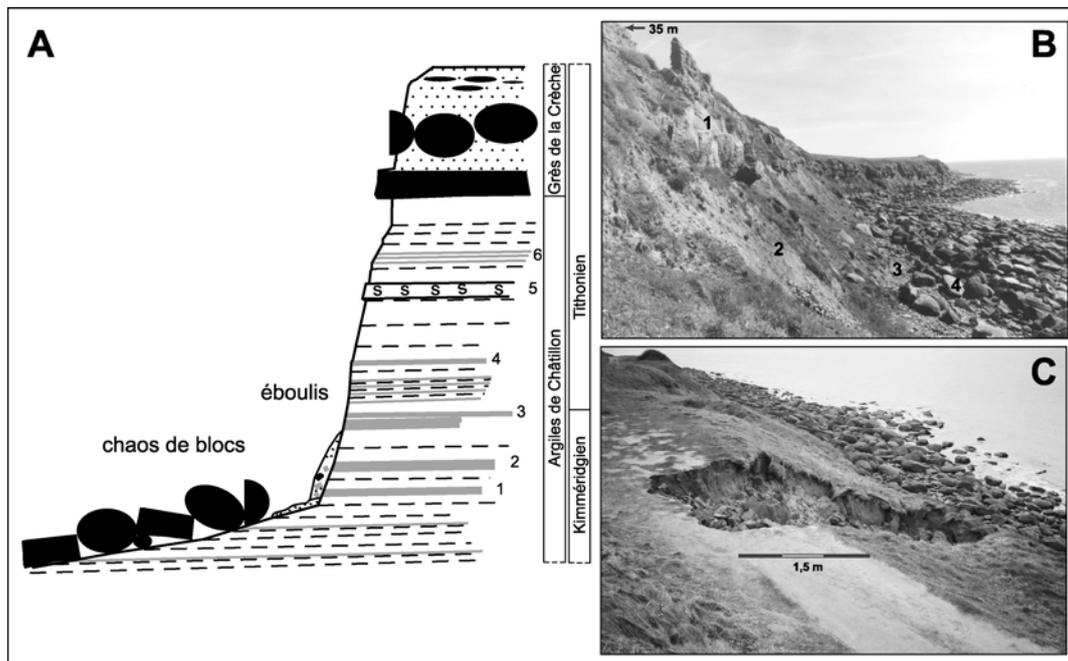


Figure 34 – Haut de falaise, paroi et estran au nord du cran de Quette.

A : coupe schématique, la numérotation des bancs calcaires est la même que sur la fig. 36. B : vue vers le sud. 1 : glissement d'un pan dans les Grès de la Crèche au premier plan ; 2 : Argiles de Châtillon, avec quelques boules gréseuses basculées. L'herbe pousse sur des débris argilo-calcaires peu épais ; 3 : pied de falaise (altitude : 6 m) ; 4 : rampe couverte de blocs gréseux. C : sur le haut de falaise végétalisé, un entonnoir de suffosion est ouvert sur la paroi et recoupe le sentier (photos localisées sur la figure 33 (2 et 3)).

La pointe du Riden marque le début des falaises du "type Audresselles" tout en conservant quelques traits morphologiques relevant du "type Gris-Nez" (fig. 33D). La juxtaposition des deux types est liée à un important rejet de faille : au sommet du compartiment affaissé, l'épaisseur de l'affleurement des Grès de la Crèche exacerbe le phénomène de suffosion et de déchaussement, tandis qu'à la base du compartiment soulevé, la présence d'un banc calcaire suffisamment résistant (banc 2 de la figure 34A) définit un replat structural qui s'élève de 10 à 14 m du nord au sud suivant le pendage des couches. Les trous laissés par les obus conditionnent largement la morphologie du haut de la falaise marqué par une rupture de pente convexe. Les valeurs de recul n'ont pu être établies pour ce court tronçon, faute de couverture par des missions aériennes d'échelle adéquate, mais l'altitude du pied de falaise (près de 8 m) précédé

d'une rampe en pente forte et couverte de blocs (comme c'est le cas plus au nord) vont dans le sens d'un recul lent, nous le verrons.

4.3 Audresselles

Entre le cran Noir Da et le cran aux Œufs, le profil à replat de la falaise est déterminé par l'apparition d'un épais banc calcaro-gréseux (± 80 cm) au sein des Argiles de Châtillon (fig. 10), sauf au nord du cran Poulet où le replat, moins large et plus instable, se cale sur les bancs gréseux des Grès de Châtillon. Le long de ce profil complexe, les processus d'érosion se relaient du haut vers le bas. Sur les pentes fortes du haut de la falaise (72°) se produisent des arrachements dont les débris transitent ensuite sur les pentes plus douces du replat structural (14°), puis franchissent la paroi qui limite ce replat vers la mer (40°), laquelle produit aussi des débris en reculant.

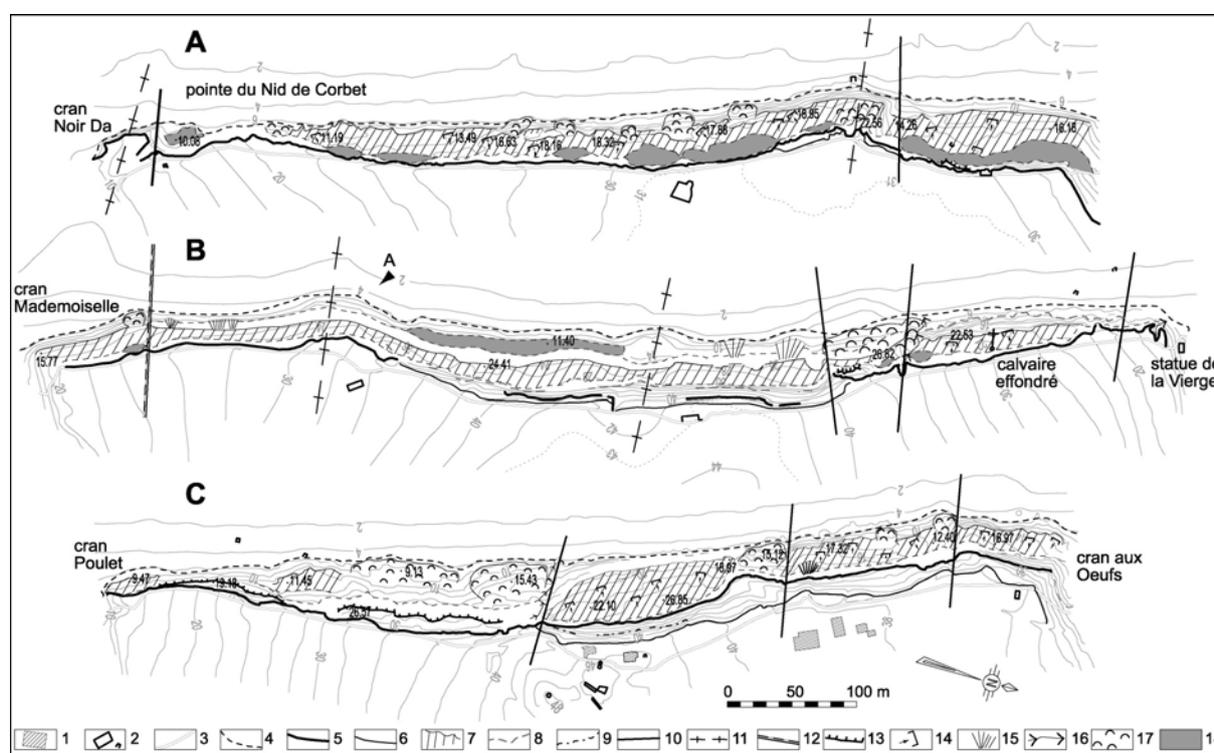


Figure 35 – Processus d'érosion des falaises argilo-gréseuses entre le cran Noir Da et le cran aux Œufs ("type Audresselles").

1 : maison ; 2 : blockhaus ; 3 : sentier ; 4 : pied de falaise ; 5 : haut de falaise ; 6 : haut de falaise végétalisé ; 7 : replat structural ; 8 : banc calcaire ; 9 : banc gréseux ; 10 : faille ; 11 : anticlinal ; 12 : flexure ; 13 : cicatrice d'arrachement secondaire ; 14 : radeau calcaire ou gréseux ; 15 : éboulis ; 16 : ravine ; 17 : coulée ; 18 : débris ; A : photographie de la figure 37 (d'après Pierre, 2006).

Au sud du cran Mademoiselle (fig. 35A), le haut de falaise recule par glissements de pans peu profonds dont les plans de cisaillement n'affectent que la paroi. Parfois les glissements n'emportent que les argiles tithoniennes, auquel cas les bancs gréseux des Grès de la Crèche restent en porte-à-faux (plusieurs mois parfois) avant de s'écrouler. D'autres fois, les glissements emportent d'un coup les argiles et les grès (fig. 36A et B). Les débris accumulés sur la partie haute du replat structural s'aplatissent lentement et nourrissent des coulées boueuses peu épaisses sur lesquelles flottent des bancs de lumachelles et/ou des blocs de grès.

L'ensemble de ces débris franchit le rebord extérieur du replat sous la forme de coulées plus épaisses, aux endroits où le banc calcaro-gréseux, mis en porte-à-faux par la mer, s'est effondré. Les lobes de coulées sont eux-mêmes sapés par la mer, les débris fins exportés vers le large, et les bancs calcaires laissés sur place. Les blocs gréseux altérés se désagrègent et contribuent au rechargement de la plage en sable.

La section comprise entre le cran Mademoiselle et le cran Poulet présente un type d'évolution similaire. En l'absence de grès au sommet de la falaise, seules des dalles de lumachelles, libérées par glissements de pans, transitent sur le replat structural. Au pied de la falaise, les affleurements de Grès de Châtillon et de Calcaires du Moulin-Wibert nourrissent quelques éboulis (fig. 35B) et surtout constituent le corps d'un volumineux écoulement, long de 150 m, qui s'aplatit et forme un replat d'accumulation vers 11 m NGF. Le même type de mouvement de masse s'est produit au nord du cran Poulet, dans les mêmes matériaux, entre juin 2003 et novembre 2004, réduisant à quelques lambeaux le replat structural initialement développé dans les Grès de Châtillon. Les débris hétérogènes accumulés au pied de la falaise évoluent lentement en coulée. Vers le cran aux Œufs, le replat structural associé à la présence du banc calcaro-gréseux marquant la limite supérieure du Kimméridgien reparait (fig. 35C). Au sommet de la falaise, les Grès de la Crèche affleurent sur une plus grande épaisseur et les concrétions gréseuses sont moins altérées, de sorte que les boules de grès transitant le long de la paroi s'accumulent, intactes, à son pied.

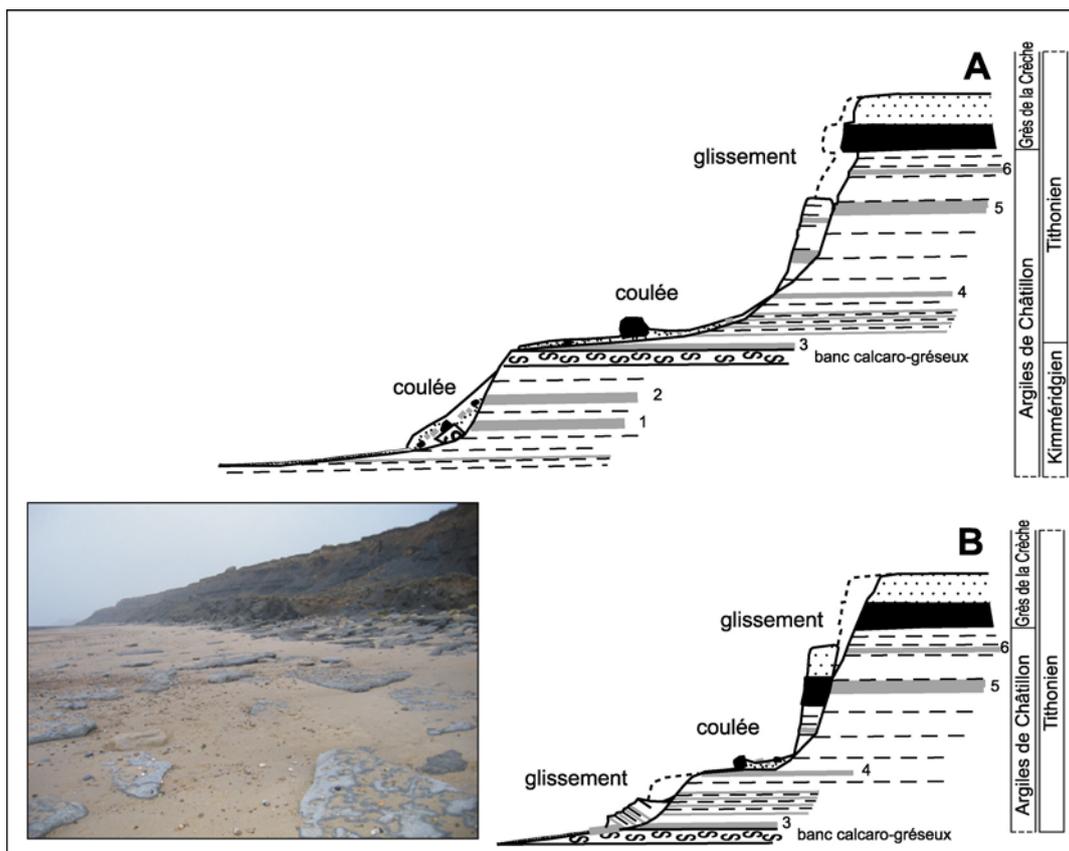


Figure 36 – La paroi de la falaise et l'estran au nord du cran Noir Da.

A : replat calé sur le banc calcaro-gréseux. B : replat calé sur un banc calcaire peu épais (pointe du Nid de Corbet). Numérotation des bancs calcaires identique à celle de la fig. 34.

Entre la Pointe du Nid de Corbet et le cran aux Œufs, quatre sections de la falaise évoluent en "système simple" (Lee, 1998), du moins depuis l'année 2000. Les transferts de matériaux résultent d'événements uniques et rapides de type coulée de débris, qui affectent l'ensemble de la paroi. Au pied de la falaise, ces débris fluent lentement et s'étalent. Ce type d'évolution se rencontre aux endroits où la formation d'un replat structural est impossible, soit parce que les failles ont broyé et homogénéisé le matériel, soit parce que les bancs résistants manquent, comme à la pointe du Nid de Corbet, où le banc calcaro-gréseux de la limite supérieure du Kimméridgien plonge sous le pied de falaise (fig. 35 et fig. 36B).

Le profil à replat des falaises entre Audresselles et le cran aux Œufs a parfois été attribué à des mouvements de masses profonds, de type rotationnel (Leroux, 1959 ; Debrabant *et al.*, 1994 ; Battiau-Queney *et al.*, 2003). La cartographie à grande échelle du replat, couplée au levé lithostratigraphique détaillé de la série jurassique (Geysant *et al.*, 1993) et aux données tectoniques, plaide plutôt en faveur d'une origine structurale : l'altitude des replats suit les déformations tectoniques, et le décalage par faille du banc calcaro-gréseux se traduit toujours par une dénivellation du replat égale au rejet de la faille. Les glissements qui affectent la falaise sont peu profonds, ce qui est dû à la faible épaisseur des couches instables (Argiles de Châtillon : une vingtaine de mètres, Calcaires du Moulin-Wibert : une quinzaine de mètres), épaisseur encore réduite par la présence, dans ces couches, de bancs lumachelliques épais (quelques décimètres). Ces glissements de pans affectent surtout les niveaux dans lesquels l'épaisseur des bancs de lumachelles est de l'ordre de 10 cm, tandis que les niveaux dépourvus de bancs s'éboulent ou s'effritent. À la pointe du Nid de Corbet, cependant, en l'absence de replat structural, les pans glissés de la paroi atteignent directement l'estran sans se déstructurer, mais en se redressant au fur et à mesure que la valeur de la pente sur laquelle ils glissent diminue (fig. 36B).

Par ailleurs, contrairement à l'idée défendue par B. Leroux (1959) puis par P. Debrabant *et al.* (1994), les argiles blanches (fig. 10) sur lesquelles repose le banc calcaro-gréseux ne jouent pas de rôle particulier dans l'instabilité de la falaise, malgré leur teneur un peu plus élevée en argiles granulométriques (23 %, tab. 9). Il faut dire que ces auteurs, dans leurs travaux, ne se sont intéressés qu'au secteur de la pointe du Nid de Corbet. La répartition spatiale et la diversité des processus d'érosion, qu'illustre la cartographie complète et à grande échelle des mouvements de terrain entre Audresselles et le cran aux Œufs, indiquent plutôt que tous les niveaux fins des Argiles de Châtillon ou des Calcaires du Moulin-Wibert sont potentiellement déstabilisants (Pierre, 2006). Les faibles valeurs de recul sur 64 ans montrent en outre que la falaise n'est pas spécialement instable. Cela n'a d'ailleurs rien d'étonnant, compte tenu de la nature limono-sableuse des prétendues argiles, ainsi que de la présence de bancs de lumachelles.

4.4 Morphologie et dynamique du platier

4.4.1 La géométrie de la plate-forme littorale

La plate-forme littorale, prise dans son ensemble inter- et infratidal, correspond à l'estran et aux petits fonds que délimite l'isobathe de 10 m. Sur leur façade ouest, les falaises du cap Gris-Nez *s.l.* sont précédées par une plate-forme littorale étroite au nord (300 à 350 m au droit des falaises de la Drève) et qui s'élargit graduellement vers le sud (550 m au cran aux Œufs et 800 m à la pointe du Nid de Corbet). Son inclinaison entre le 0 NGF (niveau de marée moyenne) et l'isobathe de 10 m est comprise entre 1,5° et 2°, et le niveau des plus basses mers n'est pas marqué par une rupture de pente. Ces deux caractères sont couramment associés aux environnements macrotidaux (Trenhaile, 1980, 1987) et la forme doit sans doute sa

perfection ici au pendage vers l'ouest de la série jurassique. L'estran, dont la largeur passe de 80 m à 150 m puis 350 m du nord au sud, en même temps que la plate-forme littorale s'élargit, se raccorde au pied de falaise par une rampe en pente forte. Au nord de la pointe du Riden, le raccord se fait entre 6 m et 8 m NGF par une rampe dont l'inclinaison est comprise entre 8° et 16°, la valeur modale étant de 11°. Cette pente, bien supérieure au pendage local des couches qui n'excède pas 1°, est entièrement développée dans les Argiles de Châtillon et couverte de blocs gréseux de taille métrique. Au sud de la pointe du Riden, vers Audresselles, s'étire une baie peu profonde constituant une cellule sédimentaire complexe le long de laquelle se succèdent cinq plages de poche délimitées par des affleurements de roches résistantes situés le long d'axes anticlinaux ou à l'aplomb de blocs soulevés. Piégées dans des dépressions du platier, les plages de cailloux (galets) du cran aux Œufs, du cran Mademoiselle et du cran Poulet sont épaisses et leur partie haute est marquée par une berme. Les deux autres plages, au nord du cran Noir Da, sont constituées d'un mélange de cailloux (galets) et de sables grossiers. Peu épaisses, elles nappent une rampe inclinée à 5° qui recoupe les Argiles de Châtillon et raccorde le pied de falaise (situé à 6 m NGF) à la plate-forme vers la cote 0 m NGF. Au nord comme au sud de la pointe du Riden, la rampe est en partie submergée par les pleines mers de vive-eau, et le jet de rive atteint le pied de falaise par vent fort. Elle fait donc partie intégrante de l'estran, et ressortit en partie aux processus marins.

Au sud de Boulogne-sur-Mer, la "rampe en gradins" qui borde la falaise entre Tihen et le Nocquet relève uniquement de la structure, comme, par exemple, sur la côte du Pays de Galles (Trenhaile, 1971) : elle se développe dans les bancs résistants des Grès de la Crèche supérieur au nord, puis inférieur au sud (fig. 13). Sur le flanc nord du cap Gris-Nez, la structure plissée et faillée n'est pas favorable à la formation d'une rampe, mais se prête au contraire aux phénomènes d'érosion différentielle. Sur le platier, les bancs sub-verticaux de calcaire et de grès forment des crêtes (les Épaulards) qui hérissent une large plate-forme horizontale : ces crêtes de roches dures correspondent en tous points aux "*structural ramparts*" décrits par A.S. Trenhaile (1987).

4.4.2 La genèse de la rampe

L'analyse des caractères de la rampe entre Audresselles et le cap Gris-Nez permet de discuter du rôle respectif de la météorisation, de l'action des vagues et de la dynamique de la falaise dans l'origine de cet élément de la plate-forme (Pierre, 2005b et 2006). Bien que sculptées dans les mêmes matériaux (les Argiles de Châtillon), par ailleurs peu sensibles à la bioérosion (Trenhaile, 1987), la genèse des deux rampes, de pente différente, n'est pas la même. De fait, l'une est couverte d'énormes blocs gréseux, l'autre d'une mince plage de sables et de galets avec, par endroits, un dallage lumachelique.

Le rôle de la météorisation dans la formation des plates-formes littorales a récemment été discuté à partir de l'exemple de la péninsule de Kaikoura en Nouvelle-Zélande (Stephenson et Kirk, 1998 ; Stephenson, 2000 ; Stephenson et Kirk, 2000a, 2000b, 2001). Selon ces auteurs, la météorisation, à l'échelle de l'estran, est le résultat de phénomènes d'haloclastie et d'humectation–dessiccation, surtout efficaces en été quand les températures diurnes s'élèvent. L'action de la mer se limiterait à l'évacuation des débris. Ce dernier point est toutefois sujet à controverse car les plates-formes littorales, y compris celle de Kaikoura, présentent fréquemment des traces fraîches de délogement (Trenhaile, 2002). Les études portant spécifiquement sur les rampes, formes associées à l'affleurement de matériaux peu résistants (de type schistes argileux et argiles feuilletées), sont plus rares et plus anciennes (Hills, 1971, 1972, Trenhaile, 1974a, 1974b ; Robinson, 1977a et c ; Trenhaile et Layzell, 1981). Dans le Yorkshire (UK), sur des schistes argileux au comportement proche de celui des Argiles de Châtillon, L.A. Ro-

binson (1977c) attribue à la dessiccation, mais aussi à l'abrasion, l'essentiel du travail de l'érosion sur les "plates-formes à rampe", dont l'inclinaison est de l'ordre de 6°. L'abrasion nécessite que la rampe soit couverte d'une mince couche de débris et ce processus, impliquant l'action des vagues, est naturellement plus efficace en hiver, quand la mer est plus forte. Les taux d'érosion mesurés sur ces rampes sont compris entre 0,02 cm/an et 1,46 cm/an, valeurs jusqu'à dix fois supérieures à celles mesurées sur les parties planes de la plate-forme, généralement nues. L.A. Robinson (1977c) définit donc la "rampe d'abrasion" comme une forme dynamique (c'est-à-dire qui se conserve en évoluant) conditionnée par la présence de sédiments mobilisables. Ce modèle d'évolution s'applique bien à la rampe inclinée à 5° qui précède la falaise à replat d'Audresselles et dont les débris sont hérités du stock sédimentaire pré-holocène (les galets) ou fournis par la destruction de la falaise (le sable). Toutefois, la forme évolue sans doute moins vite à Audresselles que dans le Yorkshire, du fait de la présence de dalles calcaires qui, surtout vers la pointe du Nid de Corbet, recouvrent partiellement la rampe jusqu'à près de 20 m du pied de falaise. L'origine de ces dalles est double. Elles proviennent pour une part de l'accumulation au pied de la falaise de bancs de lumachelles libérés de la paroi par l'érosion subaérienne. Leur limite vers la mer correspond alors probablement à l'extension d'anciennes coulées (fig. 36B). Sur la partie basse de la rampe (qui recoupe en biseau les Argiles de Châtillon), de même que sur les secteurs tectoniquement surélevés du platier où affleurent les Calcaires du Moulin-Wibert, les dalles sont libérées par les vagues, le sous-cavage dans les lits fins entraînant le basculement puis l'individualisation des bancs de lumachelles (fig. 37).



Figure 37 – Sous-cavage et basculement de dalles de lumachelle sur le platier.

Calcaires du Moulin-Wibert, sud du cran Mademoiselle (photo localisée sur la figure 35 (A)).

La formation d'une rampe en pente forte (11°) dans les secteurs où l'estran est couvert de blocs, comme au nord de la pointe du Riden, résulte au contraire d'un déficit d'abrasion. Ce déficit est lié d'une part à une moindre météorisation sur la plate-forme, d'autre part à une faible quantité de matériaux mobilisables fournis par la falaise. En effet, la paroi livre surtout des blocs gréseux métriques et la probabilité que ces blocs soient déplacés par les vagues est quasiment nulle, car la Manche est une mer confinée où les fortes houles, de secteur W à SW, sont rares : au large du cap Gris-Nez, la hauteur moyenne de la houle la plus fréquente est de

0,45 m (Cliques et Lepetit, 1986), or la taille moyenne des blocs déplacés par des vagues dont la hauteur en eau profonde est supérieure à 4 m, est évaluée à 0,25 m seulement (Lorang, 2000). La côte boulonnaise ne subit donc pas des conditions hydrodynamiques suffisamment sévères pour déplacer spectaculairement des blocs de grosse taille, comme cela a été observé dans les Caraïbes (Jones et Hunter, 1992), en Australie (Nott, 2003) ou en Irlande (Williams et Hall, 2004). Ainsi les agencements de blocs gréseux observés sur les photographies de 1944 se retrouvent-ils systématiquement sur celles de 2003.

Sur le platier, les parois intactes des blocs brisés constituent par ailleurs la preuve que les phénomènes de desquamation, liés à l'haloclastie, sont moins efficaces sur l'estran qu'au sommet de falaise où la dessiccation et la cristallisation du sel sont plus probables et où les blocs subissent, nous l'avons vu, une météorisation superficielle. Une fois basculés, les blocs gréseux produisent donc peu de débris. Par ailleurs, l'ombre portée des blocs accumulés sur l'estran limite les phénomènes de dessiccation et d'haloclastie à la surface des Argiles de Châtillon sur lesquelles ils reposent. Ce type d'interaction a déjà été suggéré par E.S. Hills (1971), sur la côte du Victoria en Australie, pour expliquer l'abaissement de la plate-forme autour de blocs abandonnés par le recul de falaise taillées dans des éolianites, ainsi que par L.A. Robinson (1977c), en Angleterre, pour expliquer les taux d'érosion plus faibles de plates-formes schisto-argileuses couvertes de blocs métriques. Au cap Gris-Nez, le déficit de météorisation sur la plate-forme, lié à l'interception du rayonnement solaire par les blocs gréseux, est en outre exacerbé par les conditions climatiques régionales – tempérées humides – et par la largeur réduite de la zone intertidale, l'effet cumulé des trois facteurs contribuant à entretenir, sur l'estran, une ambiance humide. Au total, la part réduite de la météorisation sur le platier réduit aussi la production de débris mobilisables, nécessaires à l'abrasion marine. Quant aux débris argileux et sableux arrachés à la paroi, ils sont évacués sans peine entre les blocs par la nappe de retrait, puis entraînés vers le large en suspension, ou au nord-est du cap Gris-Nez par la dérive littorale (Grochowski *et al.*, 1993). Les débris plus grossiers, fournis en faible quantité par l'érosion des bancs calcaires, subissent une comminution au pied de la paroi (fig. 34). Pour cette raison, l'ensemble de la plate-forme en avant des falaises du cap Gris-Nez est essentiellement rocheux (Augris *et al.*, 1990).

Au nord de la pointe du Riden, la formation d'une rampe très inclinée est donc liée à la présence des blocs gréseux, qui ralentissent les phénomènes de météorisation sur l'estran et entraînent donc, indirectement, un déficit de l'action abrasive des vagues. Il s'agit donc d'une "rampe à blocs", forme proche des "plates-formes-rampes" (*i.e.* la plate-forme, dans l'acception intertidale du terme, est une rampe) telles que définies par L.A. Robinson (1977a), à cela près que les blocs, au cap Gris-Nez, sont trop gros pour être amenés à disparaître, de sorte que le profil, une fois acquis, peut être considéré comme irréversible.

4.4.3 L'influence directe et indirecte de la rampe sur le recul de la falaise

On conçoit aisément qu'une rampe en pente forte (élevant l'altitude du pied de falaise) ou la présence d'une plage de plate-forme épaisse (protégeant le pied de falaise) réduisent l'érosion marine et le recul de la falaise (Sunamura, 1992 ; Sallenger *et al.*, 2002, entre autres). Bien qu'à grande échelle la deuxième relation puisse parfois être nuancée (Costa *et al.*, 2003), le rôle protecteur de la plage de galets du cran Poulet a clairement été démontré par la dynamique érosive induite par l'abaissement artificiel de son niveau (cf. supra). Cependant, S.M. Shih et P.D. Komar (1994) démontrent aussi qu'il existe une corrélation positive entre plages en pente forte et attaque par les vagues se soldant par une érosion accrue des falaises. En effet, les plages bien alimentées qui ont une pente d'autant plus forte que leur granulométrie est grossière, prennent un caractère réfléchif marqué (Wright et Short, 1984) qui se traduit

par un déferlement à gonflement suivi d'un jet de rive puissant et érosif, dans la mesure où il atteint la paroi. Il a également été remarqué que les plates-formes nues en pente forte (présentant éventuellement une topographie en gradins) sont elles aussi susceptibles d'accroître la puissance des vagues incidentes, au point de rendre possible le transport de mégablocs (Williams et Hall, 2004). De quelle façon la rampe intervient-elle dans la dynamique marine au pied des falaises entre Audresselles et le cap Gris-Nez ?

Le long de la Drève (fig. 3), la formation d'une rampe à blocs en pente forte repousse la jonction entre falaise et platier à une altitude comprise entre 6 et 8 m NGF, ce qui diminue considérablement la fréquence de l'attaque par les vagues à la base de la falaise (rappelons qu'une pleine mer de vive-eau exceptionnelle n'atteint pas la cote 5 m NGF). Quand le cas se produit, par forte houle, les blocs immobiles dissipent l'énergie des vagues et réduisent la puissance du jet de rive. Vers Audresselles, par contre, l'altitude du pied de falaise s'abaisse un peu (5 à 6 m NGF). L'attaque par les vagues est donc un peu plus fréquente et la rampe, en pente plus faible mais dénuée de blocs, est susceptible de produire l'effet d'amplification décrit par S.M. Shih et P.D. Komar (1994). Cependant, comme ces vagues ont dû franchir une plate-forme plus large, elles ont perdu plus d'énergie. En conséquence, les valeurs de recul sont du même ordre au nord et au sud de la pointe du Riden, c'est-à-dire faibles.

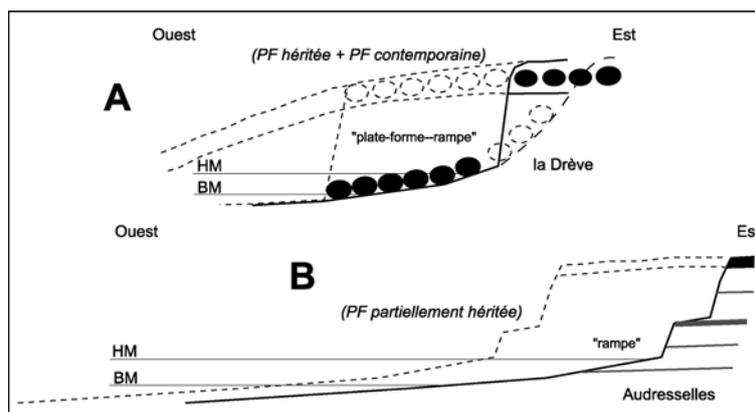


Figure 38 – Modalités d'évolution de la rampe.

A : "type Gris-Nez". B : "type Audresselles". (Coupes schématiques).

La rampe a aussi une influence indirecte sur l'évolution de la falaise. Sa présence traduit en effet un déficit d'érosion verticale qui se solde logiquement par un ralentissement du recul de la falaise, comme l'a montré J.W. Kamphuis (1987) dans son étude sur la plate-forme et les falaises taillées dans le till massif de la rive nord du lac Érié. Les falaises du cap Gris-Nez fournissent donc une illustration convaincante du modèle d'antériorité de l'érosion verticale, selon lequel l'abaissement de la plate-forme doit précéder le recul de la falaise (Sunamura, 1992). À ce titre, il faut faire une distinction entre le nord et le sud de la pointe du Riden. Au nord, la rampe a atteint un état d'équilibre statique. Toutes choses égales par ailleurs, son abaissement est devenu impossible. Dans ces conditions, sa largeur (40 m) ne s'explique que par le recul, pourtant très lent, de la falaise et, éventuellement, par l'abaissement de la plate-forme littorale là où (et si) elle n'est pas couverte de blocs, c'est-à-dire vers le large (fig. 38). Sa pente particulièrement forte s'explique par l'impossibilité pour la mer d'exporter les débris de la taille de mégablocs que livre la falaise. Ces mégablocs s'accumulent directement au pied de celle-ci et entravent aussitôt les processus d'abrasion sur la rampe, qui ne peut s'élargir (lentement) qu'en s'élevant. Le profil complet est donc presque figé, si tant est que le recul

d'une falaise puisse complètement cesser (Trenhaile, 1987). Ce type d'évolution aboutissant à un autoblocage est différent de celui décrit par T. Sunamura (1992), selon lequel l'équilibre statique est conditionné par l'élargissement de la plate-forme qui réduit la force des vagues au pied de la falaise et ralentit donc le recul. Ici, au contraire, la plate-forme reste étroite et l'état d'équilibre statique, qui se traduit par l'indigence du recul (et la conservation de la forme), résulte d'une rétroaction où le recul de la falaise crée les conditions du ralentissement de l'abaissement de la plate-forme, et, partant, l'arrêt du recul.

Au sud, le retrait de la falaise est tout aussi lent, mais s'accompagne malgré tout d'un abaissement de la rampe. Dans ce cas, la rampe ne s'allonge pas, sa pente est conservée, et l'ensemble du profil associant plate-forme littorale et falaise recule (fig. 38). Ce modèle d'évolution traduit donc le maintien d'un équilibre dynamique, tel que décrit et modélisé par A.S. Trenhaile (1974a, 1987, 2000, 2001a). Des mesures de l'érosion sur le platier devraient confirmer cette dynamique, mais la forme parle d'elle-même : si la rampe ne s'abaissait pas, pourquoi aurait-elle une pente plus faible que celle du nord de la pointe du Riden ?

Les rampes au cap Gris-Nez *s.l.* ne sont donc pas des formes temporaires, vouées à disparaître, comme dans certains cas prévus par modélisation (Trenhaile, 2000, 2001a, 2001c). Il s'agit, vers Audresselles, d'une forme dynamique qui se conserve en même temps que le profil associant plate-forme littorale et falaise recule (Robinson, 1977a ; Trenhaile et Layzell, 1981 ; Trenhaile, 2000, 2001a), du moins tant que les conditions structurales à l'affleurement restent inchangées, ce qui est probable sur une durée relativement courte (voir 3^{ème} partie, I), compte tenu du faible taux de recul et malgré le léger pendage ouest de la série. La rampe à blocs bordant les falaises de la Drève constitue, sur le même pas de temps, un élément statique du rivage. L'absence de rampe au pied des falaises tournées vers la mer du Nord est largement compensée par la nature gréseuse de la paroi au nord du cap Gris-Nez, et par la défense artificielle du pied de falaise au trou du Nez, les deux facteurs induisant des taux de recul très bas. Au sud de Boulogne, la "rampe en gradins" renforce le pied de falaise. Son origine est purement structurale, puisqu'elle se cale sur les bancs résistants des Grès de la Crèche supérieur entre Tihen et le ruisseau de Ningles, puis sur ceux des Grès de la Crèche inférieur entre le ruisseau de Ningles et le cran du cross (fig. 11 et 12).

4.5 Le cap d'Alprech

Du lieu-dit Tihen (camping du Phare, au Portel) au Nocquet, le profil de la falaise présente un ressaut structural dont la position sur la paroi est liée au pendage vers le nord-ouest de la série tithonienne (fig. 39). D'abord calé sur un banc calcaire des Argiles de Wimereux entre le cap d'Alprech et le cran du cross (fig. 11), le ressaut est ensuite défini par l'affleurement du toit des Grès de la Crèche inférieur débarrassés des "marnes intercalaires" sus-jacentes, entre le cran du cross et le Nocquet. À la jonction de ces deux segments, au nord du cran du cross, les deux ressauts coexistent. Le long de ce profil complexe, les mouvements de type glissement dominant. Il s'agit, là où les "marnes intercalaires" affleurent, de glissements de pans superficiels entraînant des bancs de Grès de la Crèche supérieur qui, une fois débarrassés de leur liant plastique, forment des chaos de blocs en pied de falaise, lui-même défini par les bancs en place des Grès de la Crèche inférieur (fig. 39B). Dans les Argiles de la Crèche et les Argiles de Wimereux, de volumineuses masses glissent le long de plans de cisaillement plus profonds puis s'accumulent durablement sur les bancs gréseux des Grès de la Crèche supérieur (qui se terminent en corniche vers la mer) où elles évoluent en coulées (fig. 39A). La partie haute de la paroi est taillée dans le sommet des Argiles de Wimereux et dans les Assises de Croï qui forment corniche au nord du ruisseau de Ningles, et dans les Argiles de la Crèche au sud (secteur du cran du cross) où la corniche disparaît (fig. 11). Les pro-

cessus d'érosion y sont plus discrets et consistent essentiellement en coulées superficielles auxquelles s'ajoutent quelques phénomènes de ravinement, et, s'il se crée un porte-à-faux, des petits glissements de pans affectant principalement les Assises de Croï. Dans tous les cas, l'instabilité est donc générée par les niveaux fins dont les mécanismes de déformation sont influencés par la présence de bancs lumachelliques (peu épais) favorisant les glissements plus profonds, et le degré d'humectation. Comme la circulation d'eau souterraine est réduite, cette humectation se fait essentiellement à partir de la surface de la paroi dont la pente généralement forte ($\pm 30^\circ$) ne favorisent pas l'infiltration, ce qui, ajouté au caractère surconsolidé des niveaux meubles, représente un gage de stabilité.

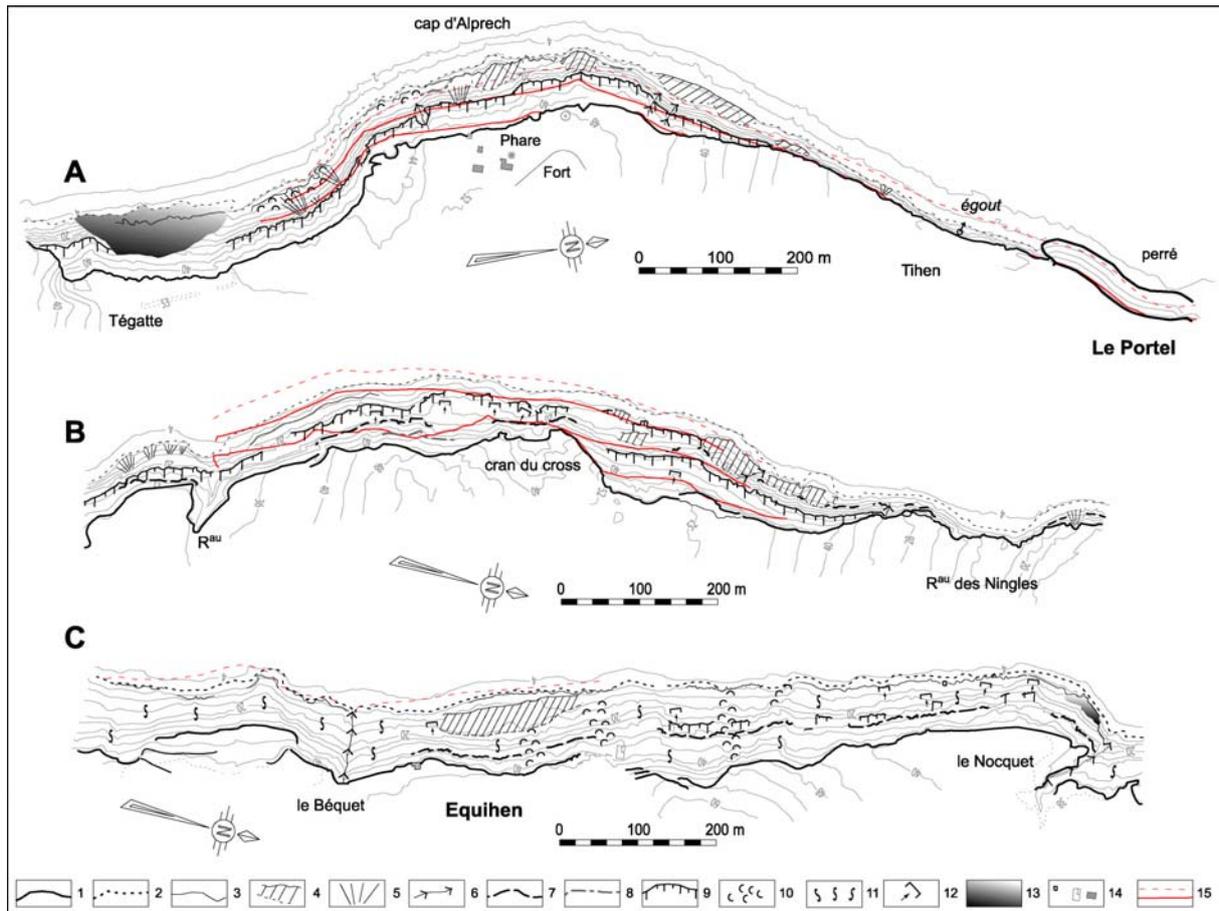


Figure 39 – Processus d'érosion des falaises argilo-gréseuses entre le Portel et Equihen.

1 : haut de falaise ; 2 : bas de falaise ; 3 : microfalaise ; 4 : glissement ; 5 : éboulis ; 6 : ravine ; 7 : Grès de la Crèche supérieur ; 8 : Bancs-jumeaux ; 9 : ressaut structural ; 10 : coulée ; 11 : solifluxion ; 12 : radeau gréseux ; 13 : remblai ; 14 : blockhaus, ruine, habitation ; 15 : bas de falaise, ressaut et haut de falaise en 1929.

4.6 Equihen (et pointe de la Courte Dune)

Le long de la falaise d'Equihen, les phénomènes de coulée superficielle et de solifluxion sont quasi permanents et donnent à la paroi un profil rectiligne (fig. 39C). Leur contribution au recul paraît insensible et, de fait, deux blockhaus seulement ont atteint le pied de falaise depuis la Seconde Guerre mondiale. Vu les valeurs de recul élevées (0,42 m/an au droit du village) il peut cependant paraître étonnant que presque tous les blockhaus soient encore en transit sur le versant, ou encore que certaines maisons du village, parmi lesquelles une seule

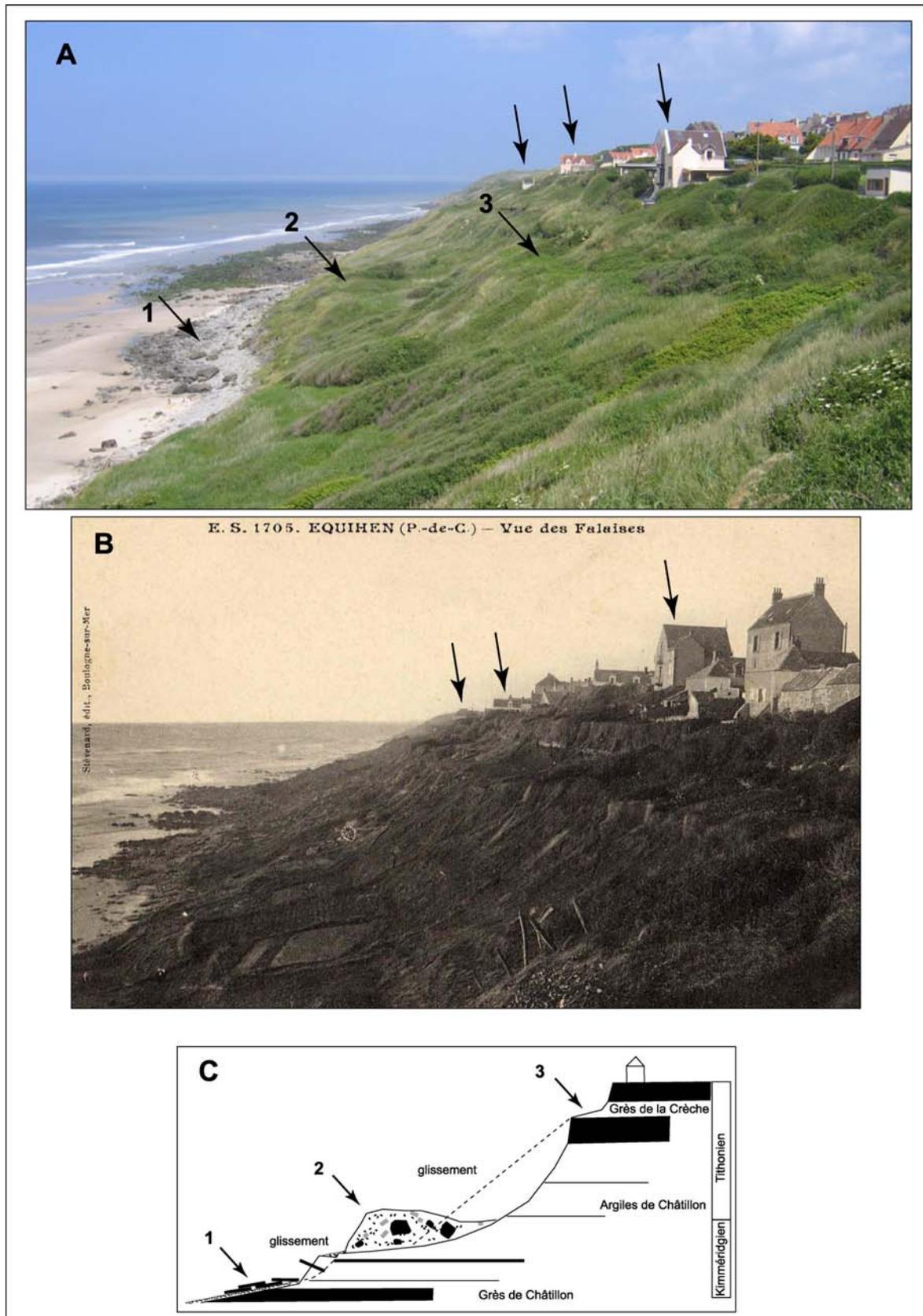


Figure 40 – La falaise d’Equihen.

A : état en 2005. B : état au début du XX^e siècle. C : coupe schématique du mouvement de terrain qui a coupé la rue du cap Horn. 1 : dalles de lumachelles associées au recul du bas de falaise; 2 : masse glissée; 3 : ressaut dans les "marnes intercalaires". Les flèches non numérotées signalent les trois maisons communes aux deux scènes.

est abandonnée, soient restées dans leur position initiale. Cette apparente anomalie tient au fait que ces édifices ont été bâtis largement en retrait par rapport au rebord de la falaise, de sorte que le recul de celle-ci, d'une trentaine de mètres en moyenne sur 70 ans, ne les menace que depuis peu (fig. 40). Cependant, la valeur de recul brute la plus élevée (60 m) est le fait d'un important mouvement de terrain qui s'est produit entre 1947 et 1955 emportant une rue entière. Bizarrement, la date exacte de cet événement n'est pas restée gravée dans les esprits. Il faut dire que le village, ravagé par la guerre, avait été agrandi (après 1947) le long de deux nouvelles rues construites à nouveau très en retrait du haut de falaise.

Cet épisode érosif donne une idée de la façon dont le recul peut, par moments, s'accélérer. Le haut de la paroi de la falaise est occupé par les Grès de la Crèche, dont le faciès en bancs continus offre une bonne résistance au cisaillement, de sorte que le fluage des Argiles de Châtillon sous-jacentes (ainsi que celui des "marnes intercalaires") ne les déstabilise que lentement. Des bancs gréseux finissent cependant par basculer, déséquilibrant – ou entraînés par – les Argiles de la Crèche qui fluent depuis le sommet de la falaise. Dans le cas du mouvement de terrain qui a emporté la rue du cap Horn après guerre⁹, ce scénario s'est déroulé sur plusieurs années. Un glissement plan s'est d'abord produit dans les Argiles de Châtillon avant 1947, accentuant la pente de la partie médiane de la paroi. Le bourrelet frontal associé à ce glissement est toujours visible aujourd'hui : il s'agit d'un ensemble hétéroclite qui repose sur les niveaux en place de la partie inférieure des Argiles de Châtillon (ce n'est que quelques mètres en avant du bourrelet que le sapement actuel des argiles par la mer crée une microfalaise affectée par des glissements peu profonds, fig. 40). Les processus marins n'ont donc apparemment pas contribué au déclenchement de cet ancien glissement. Mis en porte-à-faux, les bancs gréseux du haut de la paroi ont ensuite rompu sur une longueur d'une trentaine de mètres, et une coulée sommitale, emportant avec elle une longueur de rue et des blocs gréseux, est venue combler une partie de la dépression associée au glissement des Argiles de Châtillon, en arrière du bourrelet.

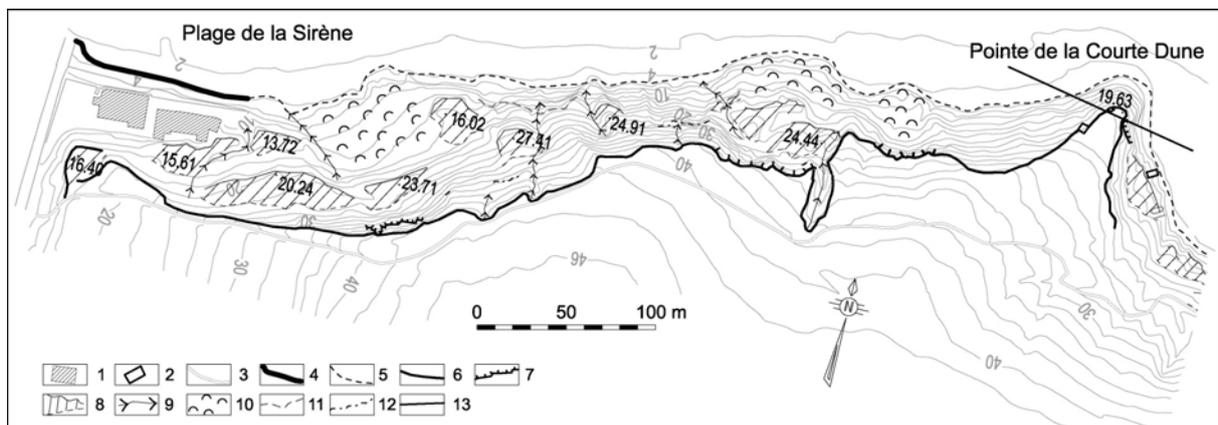


Figure 41 – Processus d'érosion des falaises argilo-gréseuses de la pointe de la Courte Dune.

1 : maison ; 2 : blockhaus ; 3 : sentier ; 4 : perré ; 5 : pied de falaise ; 6 : haut de falaise végétalisé ; 7 : arrachement ; 8 : glissement ; 9 : ravine ; 10 : coulée ; 11 : banc calcaire ; 12 : banc gréseux ; 13 : faille (d'après Pierre, 2006, modifié).

Le segment de falaise compris entre la pointe de la Courte Dune et la plage de la Sirène, à l'est du cap Gris-Nez, présente la même structure que la falaise d'Equihen (fig. 9 et 11) et

⁹ Actuelle rue du Battez, en impasse.

évolue donc selon des processus d'érosion très semblables (fig. 41). L'absence de bancs calcaires épais dans les Argiles de Châtillon favorise les glissements en contrebas des Grès de la Crèche qui affleurent ici aussi dans leur intégralité. Les différents replats d'altitudes variées qui dénivèlent la paroi ne sont donc pas d'origine structurale, comme le long de la proche falaise d'Audresselles. Ils correspondent ici à la surface de larges pans glissés, qui se déstructurent et évoluent en coulées vers le pied de la falaise.

L'étude à grande échelle de la distance de recul et des processus d'érosion a mis en avant une diversité d'évolution qui reflète la grande variété topographique et structurale de ce littoral. À cette différenciation spatiale du recul doit probablement correspondre une différenciation temporelle de l'évolution qu'il est nécessaire, compte tenu de la disparité des taux de recul, d'envisager sur plusieurs pas de temps, et dont il faut en outre trouver les causes.

**3^{ème} PARTIE – LE REcul DANS LE TEMPS :
DUREE, RYTHME ET CAUSES**

Le court et le moyen terme constituent les durées pour lesquelles il existe une documentation écrite permettant de décrire le recul historique récent (court terme : quelques dizaines d'années, en l'occurrence 60 à 70 ans) ou plus ancien (moyen terme : plus de cent ans, 150 ans dans le cas présent). Par opposition, le long terme désigne la période post-glaciaire, mais aussi les cycles interglaciaire–glaciaire, pour lesquels les méthodes d'investigation relèvent de l'analyse des formations superficielles et des formes.

I. Durée de l'évolution marine des falaises et héritages

Dans ses grands traits, la configuration actuelle du littoral est acquise dès le Pléistocène moyen (Lefèvre et Sommé, 2001 ; Sommé, 2001) comme en témoignent les formations marines reconnues entre Boulogne-sur-Mer et Calais (fig. 42). Il s'agit de la Formation de la Slack, à Ambleteuse (Pléistocène moyen), de la Formation du Fart, à Wissant (Pléistocène moyen ancien, Cromérien final) et de celle de Sangatte (Pléistocène moyen récent à la base, Holsteinien OIS 9). La côte a donc subi, avant l'Holocène, quatre cycles interglaciaire–glaciaire. Le niveau marin de l'Interglaciaire intrasaalien étant resté inférieur au niveau des Interglaciaires qui l'ont précédé et suivi, cet étage n'a pas de manifestation littorale dans le paysage actuel (Sommé *et al.*, 1999). La discussion concernant l'hypothèse d'un Pas de Calais à ouvertures multiples apparu initialement au Miocène supérieur (Van Vliet *et al.*, 1998 ; Sommé, 2001) déborde du cadre chronologique et surtout environnemental de l'étude des falaises du Boulonnais. En effet, si le détroit s'est ouvert à plusieurs reprises avant le Pléistocène moyen, les paléogéographies en résultant devaient être sans rapport avec la configuration actuelle des terres et des mers à en juger par l'altitude des surfaces et des formations corrélatives de ces périodes reculées (de Heinzelin, 1966b ; Sommé, 1979 ; Van Vliet *et al.*, 2004). Leur reconstitution n'apporterait donc rien à l'étude de l'évolution des falaises du Boulonnais, qui débute au Pléistocène moyen. D'autre part, si la structure du Pas de Calais correspond au système de failles de socle en relais (Mansy *et al.*, 2003) décrit dans la 1^{ère} partie, la cause de son ouverture, en terme de processus, ne relève pas d'une tectonique cassante (Colbeaux *et al.*, 1980) mais plutôt d'une combinaison entre érosion (Gibbard, 1995) et mouvements épirogéniques (Lagarde *et al.*, 2003 ; Van Vliet *et al.*, 2004). D'où l'intérêt de s'interroger sur l'allure de ce que l'on appelle classiquement le "pont de craie", censé joindre l'Angleterre au continent avant l'ouverture du Pas de Calais.

Si la méthode photogrammétrique appliquée à la mesure de la vitesse d'évolution des falaises à recul rapide (c'est-à-dire tangible au moins à l'échelle d'une génération) donne des résultats précis, cette méthode n'est cependant applicable que sur des pas de temps courts, au mieux soixante à soixante dix ans, puisqu'elle nécessite l'utilisation de photographies aériennes verticales. De plus, les valeurs de recul obtenues ne peuvent être *a priori* extrapolées sur de très longues durées, pour au moins deux raisons. D'une part, le trait de côte actuel peut conserver, par endroits, des formations superficielles héritées. C'est le cas sur le littoral du pays de Caux où des dépôts littoraux de type paléo-plage, d'âge éémien probable, ont été décrits (Rodet et Lautridou, 2003). Leur présence implique un recul de la falaise bien inférieur à ce que laisse prévoir les taux de recul annuel moyen actuels. D'autre part, la durée d'évolution de ces falaises en régime littoral est beaucoup plus courte que celle des Interglaciaires durant lesquels le niveau marin s'élève graduellement et à un rythme bien connu pour ce qui est de l'Holocène (Denys et Baeteman, 1995 ; Lambeck, 1997 ; Waller et Long, 2003).

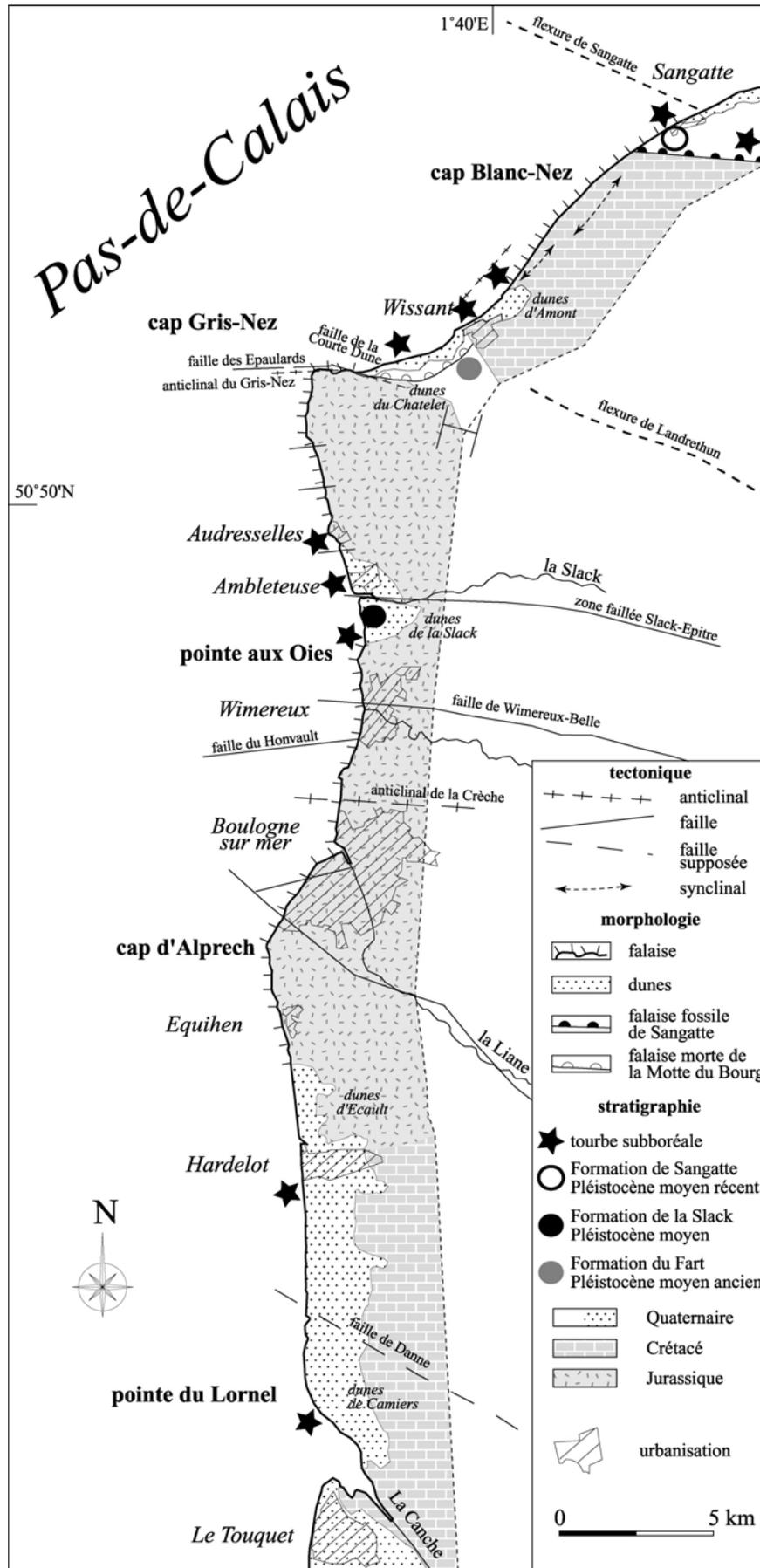


Figure 42 – Contexte morphosédimentaire côtier.

Le long des falaises à recul rapide, les témoignages sédimentaires sont souvent trop rares pour permettre une reconstitution précise de l'histoire holocène du trait de côte, comme il est possible de le faire sur les littoraux en roches cristallines et à recul lent (Trenhaile *et al.*, 1999 ; Haslett et Curr, 2001 ; Coutard *et al.*, 2002 ; Blanco-Chao *et al.*, 2003). Sur le littoral du Boulonnais, seules les baies, bien que peu profondes, conservent des sédiments pléistocènes sous forme de falaises mortes ou de cordons littoraux, et des sédiments holocènes sous forme de tourbe et plus rarement de cordons littoraux (fig. 42). L'analyse de la répartition et de l'évolution de ces éléments datés du paysage côtier permet de poser la question de la durée de l'évolution marine des falaises vives actuelles, et, pour l'Holocène, de déterminer un temps 0 au recul dont les valeurs ont été établies par photogrammétrie.

1. L'évolution tardiglaciaire et holocène du trait de côte

1.1 L'association falaise–cordon littoral atlantique–tourbe subboréale

La transgression holocène s'est faite à un rythme soutenu durant le Préboréal et le Boréal, le niveau de la mer passant de -42 m NGF vers 10 000 ans à -20 m vers 8 000 ans, pour se stabiliser autour de -5 m vers 6 000 ans (Houthuys *et al.*, 1993 ; Sommé *et al.*, 1994 ; Denys et Baeteman, 1995 ; Lambeck, 1997 ; Beets *et al.*, 2000 ; Waller et Long, 2003). Cette stabilisation a entraîné la construction, durant l'Atlantique, de barrières littorales en arrière desquelles des tourbes d'eau douce se sont formées jusqu'au Subboréal, selon un scénario proche de ceux décrits en Gironde (Mellalieu *et al.*, 2000) ou au Portugal (Dias *et al.*, 2000), non sans quelques incursions marines, probablement liées à des ruptures de cordons lors de tempêtes, comme l'atteste la superposition de tourbes et de sables dans le Calaisis (Houthuys *et al.*, 1993). Ces tourbes s'observent de nos jours sur l'estran à la pointe du Lornel (Mariette, 1971 ; Munaut et Gilot, 1977), à Hardelot (Mariette, 1971), au nord de la pointe aux Oies (Mariette, 1971 ; Munaut et Gilot, 1981), en baie de Wissant (Mariette, 1971 ; Mortier et Boels, 1982), à Sangatte (Ortlieb, 1879) et enfin à l'intérieur de la plaine maritime du Calaisis, en arrière du cordon atlantique des Pierrettes (Dubois, 1924 ; Briquet, 1930 ; Sommé, 1975). L'âge ^{14}C de ces tourbes s'échelonne de 5 300 ans BP à 2 200 ans BP, avec un âge modal compris entre 3 000 et 4 000 ans pour l'ensemble de la région (fig. 42). Au Subatlantique, la remontée lente du niveau de la mer, bien documentée dans la plaine maritime française et belge (Sommé, 1975 ; Baeteman, 1991), a provoqué des inondations répétées (dites Dunkerque I, II et III) et aussi une déstabilisation des barrières littorales (probablement favorisée par la diminution du stock sédimentaire marin, comme le suggèrent M.P. Waller et A.J. Long (2003) pour la côte anglaise de la Manche) déclenchant une redistribution des sédiments côtiers, dont une partie a dérivé et une autre a été ramenée à la côte par le vent. C'est à ce moment que les dunes littorales actuelles ont commencé à se former et les tourbes subboréales à affleurer sur l'estran, en avant des premières. Ce transfert de sable des barrières atlantiques vers les dunes actuelles est particulièrement bien illustré sur les côtes exposées au vent d'ouest où les dunes dites picardes gagnent sur les terres. Dans les dunes de Camiers, à la pointe du Lornel, A.-V. Munaut et E. Gilot (1977) décrivent un podzol fossile formé entre 2240 ± 50 ans BP et 1450 ± 65 ans BP et contenant des monnaies romaines de Trajan (II^e siècle) qui date sans ambiguïté cet épisode éolien. À partir de Sangatte et en direction du nord-est, cette substitution n'est plus possible du fait de l'orientation de la côte, parallèle au vent dominant et aussi de la présence de la plaine maritime flamande, immense baie en cours de remblaiement. Pour cette raison, le cordon des Pierrettes, d'âge atlantique, est au contraire conservé en arrière de la dune récente (fig. 43). Que les tourbes subboréales se soient formées en eau douce (ce sont même parfois des tourbes forestières) s'explique par le degré de protection qu'offraient les barrières littorales, et sans doute aussi par l'éloignement de ces barrières

vers le large, repoussant d'autant les eaux salées. Dans le Calaisis, la distance qui sépare le cordon des Pierrettes du cordon pléistocène de Petite-Rouge-Cambre-Coulogne-les Attaques, près de 2 km, donne une idée de la position que pouvaient avoir les cordons atlantiques dans les baies, moins profondes cependant, de Wissant, d'Ambleteuse et du sud d'Equihen (fig. 42). Les relations géométriques entre ces barrières littorales et les caps (peu marqués, à l'exception du cap Gris-Nez) qui délimitent les baies sont en revanche plus difficiles à établir.

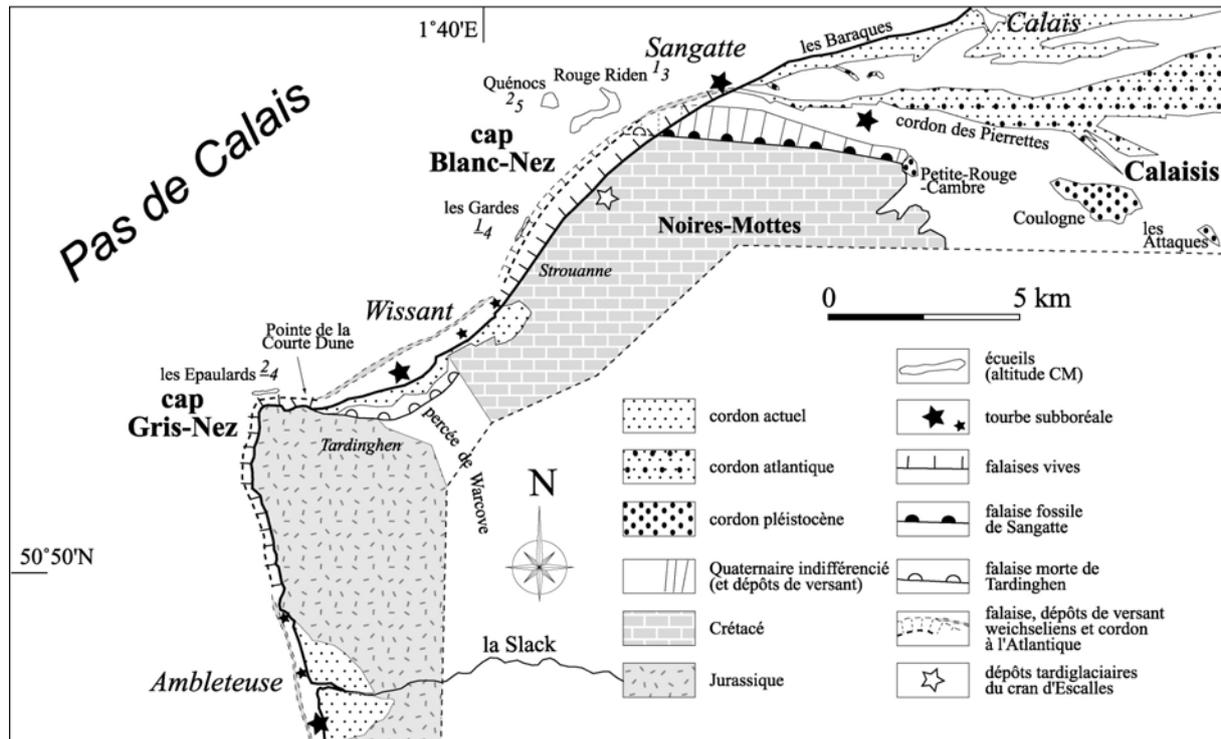


Figure 43 – Le littoral actuel et le littoral subboréal.

(D'après Pierre, 2005a).

L'association falaise-cordon ne peut être précisément décrite qu'à Sangatte où, du fait de l'accrétion de la plaine maritime du Calais, trois cordons d'âge pléistocène à holocène récent se succèdent de l'intérieur des terres vers la côte (fig. 43). Le cordon pléistocène de Petite-Rouge-Cambre-Coulogne-Les Attaques semble ancré à la falaise crayeuse fossilisée par les dépôts pléistocènes de Sangatte dont la première unité est rapportée au stade isotopique 9 (Holsteinien ; Sommé *et al.*, 1999), ce qui confère à la phase d'initiation de ce cordon une certaine ancienneté. Son orientation est semblable à celle de la falaise fossile, soit N110. Le cordon holocène récent des Baraques se raccorde presque au cordon des Pierrettes et son orientation est proche de celle de la falaise actuelle taillée dans les dépôts de versant pléistocènes de Sangatte, soit N030–N040. Le cordon des Pierrettes, d'âge atlantique, est le seul qui soit franchement dissocié de son relief d'appui, qui, suivant le raisonnement géométrique utilisé plus haut, semble ne plus exister. Ce constat traduit un recul du trait de côte qui ne pose pas de problème majeur en termes chronologiques (il est postérieur à la formation de la tourbe subboréale et s'est donc produit au Subatlantique), mais il a par contre donné lieu à plusieurs interprétations en terme de valeur, et même de modalités du recul. G. Dubois (1924) rattache le cordon des Pierrettes à un cap Blanc-Nez dont l'extension, à l'époque romaine donc, serait marquée par les écueils des Quénocs et du Rouge Riden (fig. 44A). Cela impliquerait un recul

plurikilométrique de l'abrupt crayeux en un temps très bref. En ne cartographiant pas la falaise fossile, G. Dubois ne distingue d'ailleurs pas la craie des dépôts de versant, laissant dans l'ombre un aspect de la question : d'où viennent les éléments constituant le cordon ?

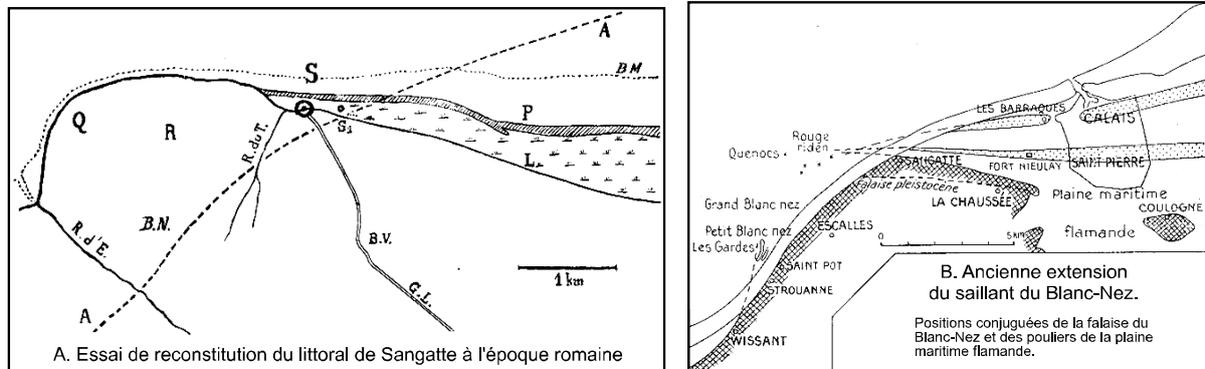


Figure 44 – Les hypothèses de G. Dubois (A) et de A. Briquet (B).

Légende originale de la carte A : A, littoral actuel ; BN, massif du Blanc-Nez ; BV, col de Belle-Vue ; GL, Grande-Leulène (route de Théroutanne à Sangatte ; Q, Quénocs ; R, Rouge Riden ; S, emplacement approximatif du Sangatte romain ; S₁, emplacement des puits (avec poteries du XIII^e siècle) ; L, limite du coteau crayeux et du polder ; P, cordon littoral des Pierrettes séparant le polder de la plage ; BM, mer à marée basse ; R d'E., ruisseau d'Escalles ; R. du T., petit ruisseau de la vauzeuse du tunnel.

A. Briquet (1930), constatant que les écueils sont en avant de la ligne qui prolonge vers l'WNW le tracé de la falaise fossile de Sangatte, réduit sensiblement l'ampleur du recul subatlantique de la craie, mais pas celui d'un ensemble constitué par la craie et par les dépôts de versant qu'il fait s'étendre jusqu'aux écueils, en y raccordant le cordon des Pierrettes (fig. 44B). Sur sa carte, la position ancienne du contact entre la craie et les formations superficielles n'est pas représentée, ce qui élude la question de l'étendue de ces dernières. À la suite de A. Briquet, J. Sommé (2003) reprend l'hypothèse d'une falaise crayeuse située un peu en arrière des Quénocs et du Rouge Riden à une date récente, mais réoriente la problématique du recul autour du changement d'orientation de la côte, dont la direction actuelle (N030) diffère sensiblement de celle (N110) que laisse supposer le schéma de A. Briquet et que conserve la falaise fossile de Sangatte. L'auteur se demande dans quelle mesure cet événement peut être relié à l'activité tectonique, et évoque (avec prudence) l'activité sismique régionale, dont les derniers épisodes de 1382 et 1580 (Alexandre, 1989 ; Melville *et al.*, 1996) donnent une idée du potentiel destructeur. Une telle explication inciterait à relativiser l'efficacité de l'érosion marine au Subatlantique, et suppose par ailleurs que le changement d'orientation de la côte s'est produit à l'Holocène récent.

1.2 Le Tardiglaciaire du cran d'Escalles

Le fait de rattacher le cordon des Pierrettes à un cap Blanc-Nez encore très proéminent, comme s'il ne s'était rien passé en terme de recul depuis l'Holsteinien (au moins), c'est-à-dire au cours de trois cycles interglaciaire-glaciaire, contraint à admettre de fortes valeurs de recul subatlantique, quelles qu'en soient les modalités. La prise en compte de ces trois cycles dans l'évolution du trait de côte permet au contraire d'envisager un rythme de recul bien différent. La nature des matériaux constituant les cordons du Calais (sables et galets de silex et de grès) indique que leur source sédimentaire n'est pas une falaise crayeuse mais des dépôts de

versants tels que ceux qui fossilisent la falaise crayeuse pléistocène de Sangatte¹⁰. Ces matériaux, provenant des grès diestiens des Noires-Mottes et des affleurements turoniens de craie à silex du revers du cap Blanc-Nez (fig. 43), se sont accumulés en continu sur le versant nord du massif crayeux (vers Sangatte) durant trois cycles interglaciaire–glaciaire. En position d’abri, ils ont été épargnés par les vagues et les courants portant vers le nord-est, ce qui explique à la fois leur épaisseur et leur extension considérables (ils sont en outre progradants vers le Calaisis, secteur qui fonctionne essentiellement sur le mode de l’accumulation). Des matériaux de même origine et de même nature ont également recouvert le versant nord-ouest du cap Blanc-Nez, mais ceux-ci ont été régulièrement déblayés par la mer à chaque Interglaciaire contribuant éventuellement à l’engraissement de cordons en aval dérive, jusqu’à ce que la craie soit atteinte et que la falaise, ainsi exposée, recule à nouveau (fig. 43). Ces reculs cycliques n’ont donc pu affecter la craie que sur le versant nord-ouest du cap Blanc-Nez, tandis qu’au nord, ce sont les dépôts constituant l’actuelle falaise détritique de Sangatte qui ont reculé.

Le tracé de la côte mettant en contact une falaise crayeuse et une falaise détritique selon une orientation proche de N030 aurait donc été acquis avant l’Holocène. Le premier changement dans l’allure du trait de côte se serait produit au moment où l’actuelle falaise fossile est devenue falaise morte, c’est-à-dire peu après l’Holsteinien dont les dépôts marins de plage sont fossilisés sous des éboulis crayeux. Les courants marins ne pouvant débayer le pied des falaises tournées vers le nord, le saillant formé par le cap Blanc-Nez s’en est trouvé atténué. La régularisation du trait de côte s’est ensuite perfectionnée au fur et à mesure du recul des falaises (crayeuses et détritiques) à chaque transgression marine. La "petite plaine maritime" (Sommé, 1975) de la baie de Wissant diffère sensiblement de celle du Calaisis puisque son histoire est faite d’une succession de phases d’avancée et de recul du trait de côte (le fond de la baie ne conserve qu’une falaise morte pléistocène). Cependant, la présence de tourbe d’eau douce subboréale sur l’actuel estran implique aussi la présence à l’Atlantique d’une barrière se raccordant également à des dépôts de versant, vers le cap Gris-Nez au sud et, en aval dérive, vers Strouanne au nord – où H. Mariette (1971) décrit un banc de tourbe à souches d’arbres en place.

Au total, le cordon atlantique des Pierrettes doit être rattaché à un cap Blanc-Nez peu saillant et précédé de dépôts de versant de la dernière période froide (fig. 43). Dans le secteur crayeux, les formations superficielles qui affleurent au débouché des crans constituent la racine continentale de ces dépôts de versant disparus du fait de la remontée du niveau marin. La coupe du cran d’Escalles, la plus accessible, a fait l’objet d’analyses sédimentologiques, malacologique¹¹ et d’une datation ¹⁴C sur coquille¹². La coupe présente, du bas vers le haut (fig. 45A) :

- la craie géoliffractée, recouverte d’un bief à silex¹³ ;
- (1) une boue crayeuse jaunâtre, riche en coquilles entières et comprenant quelques débris fins de silex et du sable, d’une épaisseur minimale de 1 m ;
- (2) des sables grossiers à débris fins de silex, des granules de craie et des débris de coquilles, ainsi que des coquilles entières dans une matrice argilo-limoneuse brun foncé (20 cm) ;
- (3) des sables bruns (40 cm) ;
- (4) des sables dans une matrice argilo-limoneuse brun foncé à débris de coquilles et granules de craie (60 cm) ;

¹⁰ Auxquels s’ajoutent des dépôts alluviaux ramenés à la côte lors de la transgression flandrienne ; voir 1^{ère} partie, I, 4.

¹¹ Analyste : N. Limondin-Lozouet, CNRS-Meudon.

¹² Geochron Laboratories, Cambridge, Massachusetts.

¹³ Formation hétérométrique comprenant des argiles à silex remaniées par solifluxion.

- (5) des granules de craie et des coquilles entières dans une matrice argilo-limoneuse brun clair (60 cm) ;
- le sol brun actuel.

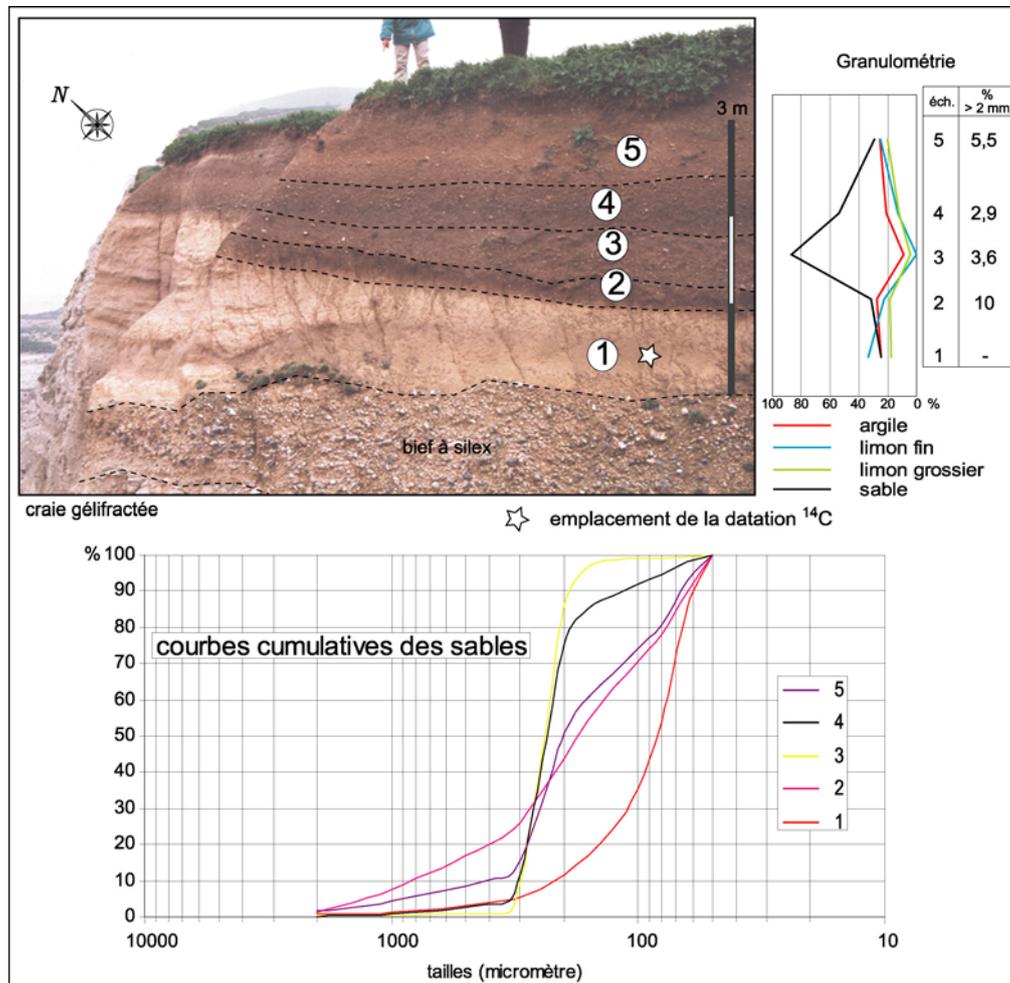


Figure 45 – La Formation du cran d’Escalles.

Coupe localisée sur la figure 43.

Les épaisseurs, mesurées à l’endroit des prélèvements, ne sont pas constantes. Le niveau (1) s’épaissit vers le nord et les niveaux (2) à (5) se terminent en biseau vers le versant du cap Blanc-Nez s.s.. Une datation ^{14}C effectuée sur coquille prélevée dans le niveau (1) donne un âge de $12\,100 \pm 60$ ans BP, plaçant la base de la séquence au Bølling. Bien que les comptages n’aient pas été faits, la présence en grande quantité de *Pupilla muscorum* dans ce niveau, espèce rescapée des associations du Pléniglaciaire (Preece et Bridgland, 1999 ; Limondin et Antoine, 2001), va dans le même sens que l’âge radiocarbone. Dans les deux autres niveaux colonisés (2) et (5), les associations malacologiques dominées par *Trichia hispida* pourraient être rattachées à l’Allerød (*ibidem*). En termes dynamiques, la succession comprend (fig. 45B) : un bief à silex traduisant une ambiance encore très froide, auquel se superpose un dépôt de décantation (1) recouvert en ravinement par deux dépôts de versants non triés (2) et (5), entre lesquels s’intercalent deux dépôts bien triés d’origine distale (3) puis locale (4). La formation et la conservation d’un épais dépôt de décantation dans un vallon crayeux sont sans doute à mettre en relation avec la présence de dépressions karstiques de surface. Les colluvions et les alluvions qui le recouvrent en discordance traduisent une stabilité variable des

versants, moins grande en (2) et en (5). La couleur brune des niveaux (2) à (5) est héritée de celle des sables ferruginisés diestiens qui affleurent encore sur les hauteurs du Boulonnais, aux Noires-Mottes par exemple (fig. 43). Des datations supplémentaires sur les niveaux supérieurs (qui contiennent des charbons de bois) amélioreraient le calage chronostratigraphique de cette séquence, qui présente cependant déjà beaucoup de points communs avec celles décrites dans le sud de l'Angleterre (Holywell comb, Kent ; Preece *et al.*, 1995) et dans le nord de la France (Conty, Picardie ; Limondin-Lozouet, 1998 ; Limondin-Lozouet *et al.*, 2002). Il est donc fondé de voir dans ces dépôts remaniant la craie altérée (bief à silex) et les formations à grès et sables ferruginisés du Diestien la partie amont des colluvions weichséliennes qui fossilisaient la paroi de la falaise crayeuse. Les dépôts des périodes froides précédentes, de même nature, ont emprunté les mêmes parcours (les fonds) mais ne subsistent actuellement que dans la Formation de Sangatte. L'un des points communs des vallons de premier ordre des deux bords de la Manche est d'ailleurs de ne conserver que le témoignage des épisodes morphogéniques récents, à savoir weichséliens et éventuellement holocènes, même si le contenant est plus ancien (Lahousse *et al.*, 2003 ; Wilkinson, 2003). Compte tenu de leur fonctionnement très spasmodique, lié à la nature crayeuse et donc perméable du substrat mais aussi à leur surface réduite (dans les grès, notamment), le recoupement de ces vallons élémentaires par le recul des falaises n'est pas un facteur d'irrégularisation.

2. Le recul à long terme

Dès 1879, J. Ortlieb avait réuni les éléments permettant de reconstituer l'histoire récente de la dune à Sangatte sur une base chronologique sûre : la présence d'une tourbe romaine affleurant sur l'actuel estran et percée de puits maçonnés au fond desquels ont été retrouvées des poteries d'âge médiéval (XIII^e siècle). L'ensemble du dispositif constituait le vestige d'un Sangatte ancien, bâti comme aujourd'hui sur une dune mais quelques dizaines de mètres en avant, vers la mer. Cette dune bâtie, recouvrant une tourbe romaine, était donc postérieure au cordon atlantique. Son âge a été discutée à plusieurs reprises (Dubois, 1925 ; Briquet, 1930, Sommé, 1975 ; Leplat et Sommé, 1989). J. Sommé (2003) l'associe finalement à une série de "cordons anciens" affleurant encore entre le cordon des Pierrettes et celui des Baraques (fig. 43), et pouvant donc être considérés comme corrélatifs de la reprise, au Subatlantique, de l'érosion marine au pied des falaises et à la racine du cordon atlantique. Sur un laps de temps si court, les valeurs de recul actuelles devraient être extrapolables. En effet, les conditions hydrodynamiques marines, sont probablement acquises dans leurs grandes lignes à partir du moment où le détroit est inondé, les variations éventuelles des paramètres météo-marins au court des deux derniers millénaires, que l'on ne saurait évacuer *a priori*, ne devant pas occulter le fait que le rôle de la mer consiste essentiellement à déblayer les débris livrés par la falaise. En 1500 à 2000 ans et à raison de 0,19 m/an, taux de recul moyen des falaises du cap Blanc-Nez entre Strouanne et Sangatte, le rivage a donc reculé sur une distance de 300 à 400 m, valeur qui conduit à placer le cap Blanc-Nez bien en arrière des récifs des Quénocs et du Rouge Riden au début de sa dernière phase de recul.

En avant du cap Blanc-Nez *s.s.* et du fond du Guet, à quelque 300 m du pied de la falaise, une marche discontinue d'environ 50 cm de haut, correspondant à la ligne moyenne des basses mers, s'apparente à une "falaise de marée basse" (*low-tide cliff*, Cotton, 1963 ; Hills, 1971, 1972) et pourrait surtout témoigner de la position de la falaise crayeuse au début du Subatlantique. En avant de cette ligne, la plate-forme littorale, qui, prise dans son ensemble inter- et infratidal, est large de près de 3 km en avant du cap Blanc-Nez, est constituée d'éléments initialement plus anciens, puisque deux Interglaciaires (peut-être trois) ont déjà contribué au façonnement de cette portion de côte. Un reste de plate-forme holsteinienne est d'ailleurs conservé intact sous les sédiments pléistocènes constituant la falaise de Sangatte,

tandis qu'une plate-forme polycyclique prolonge vers le large la plate-forme holocène qui borde la falaise crayeuse. La relation géométrique qu'entretiennent ces trois éléments permet d'aborder la question de l'évolution à long terme de la plate-forme littorale et celle de son caractère plus ou moins hérité, questions que A.S. Trenhaile (2001a, 2002), au sujet des côtes à recul rapide, résume en ces termes (fig. 46A) : 1) une plate-forme est considérée comme partiellement héritée de l'Interglaciaire précédent si, malgré son abaissement et le recul de la falaise, la limite des basses mers actuelles est située plus au large que la limite des hautes mers durant le dernier Interglaciaire. La partie héritée est alors comprise entre les points (i) et (ii) (l'éventuel élargissement de la plate-forme par adjonction d'éléments d'âge différent n'est pas représenté) ; 2) une plate-forme est contemporaine si, du fait de son abaissement mais surtout d'un recul important de la falaise, la limite des basses mers actuelles est située plus vers les terres que la limite des hautes mers durant le dernier Interglaciaire. Dans ce cas, la plate-forme contemporaine ne conserve rien de la plate-forme antérieure. Là encore, le modèle – partant peut-être d'une définition de la plate-forme littorale restreinte à la zone intertidale – ne prévoit pas la possibilité de l'élargissement de la plate-forme. Qu'en est-il le long du littoral boulonnais ?

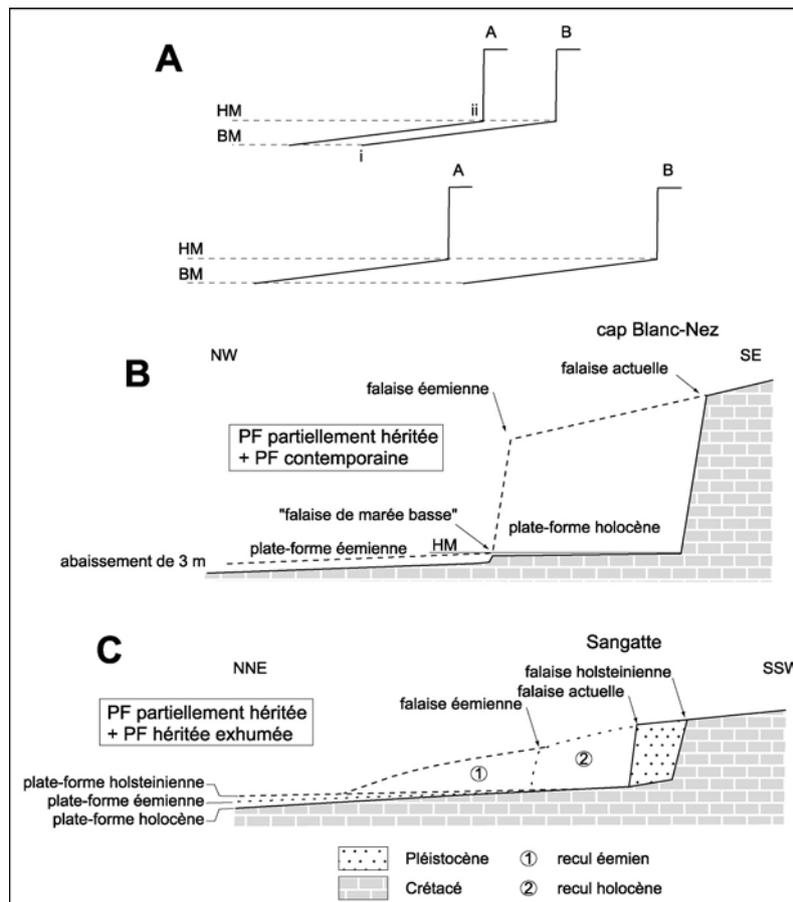


Figure 46 – Relations géométriques entre les différents éléments de la plate-forme littorale et la falaise.

A : caractère hérité ou contemporain d'une plate-forme littorale (d'après Trenhaile, 2001a). 1 : dernier Interglaciaire ; 2 : Actuel ; HM : marée haute ; BM : marée basse. B et C : représentation schématique du recul de la falaise et de l'élargissement de la plate-forme littorale au cap Blanc-Nez s.s. et à Sangatte (échelles non respectées).

Tout d'abord, il faut signaler l'absence d'Éemien marin dans le secteur. Cette absence ne signifie pas que la mer, durant l'Interglaciaire éemien, n'est pas revenue au pied des falaises (à partir du Pléistocène moyen la paléogéographie du détroit a été globalement la même durant chaque Interglaciaire – à l'exception de l'interstade intrasaalien), mais elle fait obstacle à l'interprétation des formes littorales. La découverte récente d'Éemien marin dans le Calaisis (Sommé *et al.*, 2004) et les ordres de grandeur de distance du recul applicables au Subatlantique permettent de proposer les scénarios suivants.

Au cap Blanc-Nez *s.s.* (fig. 46B), la plate-forme, partiellement héritée de l'Éemien puisque située en avant d'une falaise dont le recul s'est interrompu entre le début du dernier Glaciaire et le Subatlantique, s'élargit par l'adjonction d'une plate-forme contemporaine (holocène), la limite entre les deux correspondant à la "falaise de marée basse". Bien que non mesuré, l'abaissement de la plate-forme héritée peut cependant être évalué si l'on considère que sa valeur est en moyenne cent fois plus faible que la distance de recul de la falaise (Trenhaile, 2002). Pour un recul de 300 m, l'abaissement serait donc ici de l'ordre de 3 m. Cet abaissement et l'érosion différentielle sur la plate-forme sont à l'origine de la "falaise de marée basse", qui vient se caler sur un banc résistant du Cénomaniens inférieur. La couverture d'algue de ce banc, caractère cité par T. Sunamura (1992) pour les "abrupts finaux" des plates-formes littorales (*seaward drops*), indique par ailleurs que cette forme n'est pas sujette à l'érosion marine. Comme elle est également épargnée, tout comme le reste du platier *s.s.*, par l'érosion biologique, que l'on rencontre plus fréquemment sur les plates-formes crayeuses nues, donc soustraites à l'abrasion (Andrews et Williams, 2000), cette forme ne peut être assimilée à la dénivellation qui marque la limite extérieure du platier telle que la décrivent W.D. Nestoroff et F. Mélières (1967) sur le littoral du pays de Caux. Quoiqu'il en soit, l'appellation "abrupt final", bien que plus neutre que celle de "falaise de marée basse", n'est pas mieux adaptée pour désigner ce type de forme, puisque l'abrupt sépare ici deux éléments de la plate-forme littorale.

Entre l'ancien cimetière allemand et Sangatte, comme J. Sommé l'écrivait en 1975 (avant que l'âge holsteinien de la plage fossile de Sangatte ne soit établi avec certitude), le recul de la falaise détritique exhume une plate-forme héritée du Pléistocène. Il s'agit donc de la plate-forme littorale holsteinienne (fig. 46C) qui a subi en (1) une première regradation à l'Éemien et une seconde à l'Holocène. En (2) la plate-forme holsteinienne, dont l'exhumation est d'ailleurs encore imparfaite sur le haut estran, semble au contraire être restée quasiment intacte comme le suggèrent les données altimétriques. En effet, le pied de la falaise fossile est à + 11,5 m NGF (soit 8,5 m au dessus du pied de la falaise crayeuse actuelle), puis à quelques dizaines de mètres en avant de la falaise fossile, dans le puits du tunnel, le platier n'est plus qu'à + 1,5 m NGF (Sommé *et al.*, 1999) et sur l'estran actuel, enfin, les bancs crayeux en place affleurent à - 2,25 m NGF, c'est-à-dire plus bas que ceux formant la "falaise de marée basse" délimitant la plate-forme holocène en avant du cap Blanc-Nez *s.s.* dont l'altitude est comprise entre - 1,15 m NGF et + 0,45 m NGF (SHOM). La plate-forme holsteinienne, correspondant à un haut niveau marin relatif (Sommé *et al.*, 1999), présente donc un profil incliné. Cette inclinaison de la plate-forme littorale est compensée, vers Sangatte, par une épaisseur de matériaux de plage plus importante et croissante en direction du Calaisis. Les sédiments sablo-graveleux du haut de plage présentent d'ailleurs une pente dont la valeur s'accroît d'ouest en est en même temps que le substrat anté-pléistocène s'abaisse et que la plage épaiscit. Le long de la falaise de Sangatte sont donc juxtaposées une plate-forme partiellement héritée et une plate-forme exhumée, la limite entre les deux se situant à l'endroit où la plate-forme holsteinienne (non exhumée) disparaît sous le pied de falaise (fig. 6A). Cette disposition a certainement une influence sur l'évolution récente de la falaise détritique qui est donc précédée d'une plate-forme littorale surbaissée. L'important recul de la partie nord-est de la falaise

de Sangatte entre 1834 et 1935 (fig. 47), qui aurait pu passer pour une anomalie imputable à l'imprécision de la méthode cadastrale (l'analyse photogrammétrique montrant au contraire une diminution des valeurs de recul vers le nord-est depuis 1944), traduit en fait la dynamique naturelle de cette falaise avant la construction d'un perré pendant la Seconde Guerre mondiale au sud-ouest de la descente à la mer, dans le village de Sangatte. La comparaison des cadastres de 1935 et 1987 illustre toujours la même tendance, attribuable à la période comprise entre 1935 et le début des années 40, le ralentissement (et localement l'arrêt) du recul débutant dès l'après-guerre.

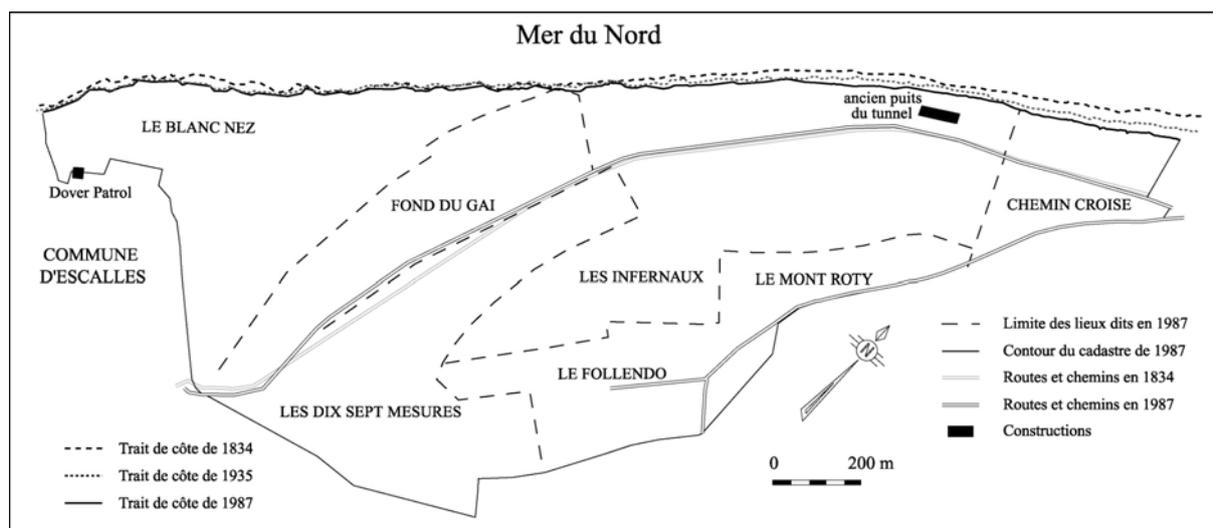


Figure 47 – Le recul de la falaise entre le cap Blanc-Nez et Sangatte, d'après les cadastres de 1834, 1935 et 1987.

(L'ancien puits est à l'emplacement du cimetière allemand mentionné sur les autres figures).

Le long des falaises du cap Gris-Nez, côté Manche, le taux de retrait moyen n'étant que de 0,08 m/an, la côte n'a que très peu reculé au Subatlantique (150 m au maximum, pas plus de 20 m par endroits). La plate-forme littorale est beaucoup moins large et l'évolution de l'ensemble falaise-plate-forme très différente de celle décrite en mer du Nord. Deux cas de figure peuvent être distingués. 1) Au sud de la pointe du Riden, le recul de la falaise précédée d'une plate-forme inclinée ne peut conduire qu'à une plate-forme partiellement héritée, selon la définition de A.S. Trenhaile (fig. 38B). Cependant, le long des ondulations anticlinales, des bancs gréseux affleurent sur l'estran et ralentissent considérablement l'abaissement de la plate-forme littorale et le recul de la falaise. La tendance est donc ici à l'irrégularisation (lente) du trait de côte. 2) Au nord de la pointe du Riden, le taux de recul moyen de la falaise est comparable, mais la dynamique de la plate-forme est différente (fig. 38A) : elle s'élargit sans s'abaisser et le profil complet associant plate-forme héritée et plate-forme contemporaine est même voué à se redresser puisque l'accumulation de moellons de grès au pied de la falaise bloque l'abrasion marine. Dans la perspective d'une évolution polyphasée (étalée sur plusieurs Interglaciaires), deux questions se posent : 1) quelle est l'extension vers la mer des blocs de grès ? 2) Comment ces versants évoluent-ils en période froide ? À la première question, aucune réponse sûre ne peut être apportée malgré les études bathymétriques et les données des sonogrammes (Augris *et al.*, 1990), qui permettent de déterminer le relief et les types de fond, mais pas de distinguer roche en place et mégablocs rocheux. D'après P. Clabaut (*in litteris*), les blocs de grès sont absents sur l'ensemble de crêtes rocheuses qui prolongent au large la plate-forme littorale, et leur extension maximale pourrait correspondre à l'isobathe de

10 m qui limite vers le large le segment de plate-forme pentu (fig. 13 et 15A). Quant à la seconde question, aucun dépôt de versant de période froide n'est conservé, comme c'est pourtant le cas le long de falaise à recul plus rapide évoluant par glissements, sur les côtes de l'Île de Wight par exemple (Preece, 1980 ; Preece *et al.*, 1995). Cependant, compte tenu du mode d'évolution autobloquant qui se réalise en une phase marine, une sorte de remise à 0 paraît nécessaire pour rendre compte de la largeur totale de la plate-forme littorale (environ 300 m), qui est certes étroite comparée à celle qui borde la mer du Nord, mais qui n'en demeure pas moins large au regard de son mode d'évolution. Il n'est pas exclu, par exemple, que les blocs gréseux aient été sensibles à la gélifraction en période froide, et que la diminution de leur taille ait ainsi permis leur déblaiement partiel par des processus continentaux. De ce point de vue, leur faible porosité – qui détermine leur résistance sous le climat actuel (Trenhaile et Rudakas, 1981 ; Trenhaile et Mercan, 1984) – pourrait être compensée par la présence de nombreux joints de stratification (fig. 32E).

Les falaises du cap Gris-Nez *s.s.* et celles des secteurs où la plate-forme littorale est surélevée, comme, par endroits, au sud de la pointe du Riden, ou encore taillée dans des bancs gréseux résistants, comme au cap d'Alprech, ont donc atteint un état d'équilibre statique. Ces secteurs présentent d'ailleurs un cas original d'évolution de la plate-forme littorale qui, tout en restant étroite, diminue l'efficacité des processus marins en pied de falaise. Entre Audreselles et la pointe du Riden ainsi que le long des falaises du cap Blanc-Nez l'équilibre est au contraire dynamique, le secteur crayeux présentant en outre des éléments de plate-forme contemporains. L'élargissement de la plate-forme littorale au cap Blanc-Nez (qui atteint 3 000 m par endroits !) ralentit sans doute le recul de la falaise mais ne le stoppe pas. La falaise détritique de Sangatte évolue, quant à elle, dans un cadre topographique et morphologique particulier, puisqu'il associe des formes actuelles (les secteurs de plate-forme recoupant les matériaux pléistocènes), des formes partiellement héritées (la plate-forme holsteinienne recoupée à l'Holocène) et d'autre intégralement héritées (la plate-forme holsteinienne exhumée). À une échelle différente, ce dernier cas de figure s'apparente en partie à celui décrit par J. Pethick (1996) sur la côte de l'Holderness dans le Yorkshire, où les falaises et la plate-forme littorale qui les précède sont taillées dans du till weichsélien massif. La falaise crayeuse fossilisée se trouve encore à une quinzaine de kilomètres dans l'arrière-pays et la plate-forme crayeuse à quelques mètres sous le till, ce qui permet à cet auteur de conclure qu'à niveau marin égal et malgré l'élargissement de la plate-forme, ces falaises détritiques sont vouées à disparaître.

Le long de la mer du Nord, l'irrégularité originelle du trait de côte est liée à la topographie continentale : la baie de Wissant est calée sur le débouché de la percée de Warcove entre les caps Gris-Nez et Blanc-Nez qui correspondent l'un à l'extrémité nord de l'actuel plateau gréseux du Bas Boulonnais et l'autre à une haute colline crayeuse. Quant à la région de Sangatte, elle s'adosse à la retombée nord et est des collines crayeuses du Boulonnais. La régularisation progressive de ce trait de côte a une double origine : le colmatage dans le Calaisis et le recul du cap Blanc-Nez. En baie de Wissant, la tendance actuelle à l'érosion aux dépens du cordon dunaire récent ne peut être extrapolée sur le long terme, rien n'indiquant que la falaise morte de Tardinghen–la Motte du Bourg, taillée dans des dépôts du Pléistocène moyen ancien (Lefèvre et Sommé, 2001), ait fonctionné à nouveau après son abandon par la mer. En somme, la morphodynamique littorale postglaciaire et celle des précédents Interglaciaires expliquent à elles seules l'allure du trait de côte, la tectonique n'imprimant sa marque que de façon passive. En effet, vives, mortes ou fossiles, les falaises entre le cap Gris-Nez et Sangatte se calent toutes sur les déformations plicatives ou cassantes du substrat (fig. 5 et 42). Côté Manche, le trait de côte probablement dépourvu d'escarpement avant le Pléistocène moyen puisqu'associé à la retombée ouest, topographique et structurale, du plateau massif du Bas

Boulonnais, subit au contraire une irrégularisation lente, à l'image de son recul. En somme, le relief pré-Pléistocène moyen du Boulonnais s'apparentait probablement à une retombée topographique, vers le nord et vers l'ouest d'un relief de collines crayeuses et de bas plateaux gréseux, respectivement. Ainsi les falaises du cap Blanc-Nez n'ont-elles jamais été aussi hautes qu'aujourd'hui, ce qui incite à relativiser l'importance du "pont de craie" reliant l'Artois aux North Downs, et rend donc moins problématique, sans pour autant en expliquer les mécanismes, la question de l'origine du Pas de Calais. En l'absence d'indices plaçant en faveur d'une tectonique cassante (Mansy *et al.*, 2004), restent donc les hypothèses privilégiant l'érosion. Parmi celles-ci, comme l'a fait remarquer J. Sommé (2001), le débordement vers le sud-ouest d'un lac proglaciaire couvrant l'actuel emplacement de la mer du Nord méridionale lors du stade isotopique 12 (Gibbard, 1995 ; Bowen, 1999) s'accorderait à la rigueur avec les données tirées de la Formation d'Herzeele témoignant d'une inondation marine immédiatement postérieure (stade isotopique 11, Sommé *et al.*, 1999). L'altitude systématiquement négative des dépôts glaciolacustres contemporains de ce lac (Bridgland et D'Olier, 1995) irait par ailleurs dans le sens d'un barrage crayeux peu élevé. Finalement, le tracé primitif de la côte du Boulonnais au Pléistocène moyen devait ressembler à celui que proposait A. Briquet (1930) pour l'Holocène (fig. 44).

II. Le rythme et les causes du recul à court et moyen termes

Il est nécessaire, tout d'abord, de faire la distinction entre taux de recul et rythme de recul. Le taux donne une vitesse moyenne de recul, exprimée en mètre par an. Ainsi, le long de la falaise crayeuse, entre le Petit Blanc-Nez et le cimetière allemand, les valeurs absolues de recul sont comprises entre 0 et 40 m sur 60 ans, ce qui correspond à des taux de recul de 0 m/an et 0,66 m/an (et à un taux moyen pour ce linéaire de 0,16 m/an). La dispersion des valeurs et des taux de recul exprime une variabilité spatiale du recul.

La variabilité temporelle du recul relève quant à elle du rythme, qui peut être lent ou soutenu, indépendamment des valeurs (et des taux) de recul, ce qui implique qu'il existe une variabilité spatiale du rythme. L'analyse du rythme n'est possible que si l'on possède une documentation couvrant une période suffisamment longue (photographies, relations d'événements par la presse) et décrivant tout l'espace à analyser. Cependant, la presse ne commente, dans le meilleur des cas, que les événements majeurs et laisse donc dans l'ombre les épisodes de recul mineur, ou les secteurs qui évoluent de façon plus continue et plus discrète. Quant aux documents photographiques (missions aériennes verticales et obliques, vues au sol), ils permettent de repérer les accumulations de débris au pied de la falaise si leur taille dépasse une dizaine de mètres cubes pour les photographies au sol, et une centaine de mètres cubes pour les photographies aériennes. Mais dans les deux cas, les amas les plus petits et de granulométrie fine, rapidement déblayés, risquent de ne pas être comptabilisés. Au total, il est difficile d'établir très précisément le rythme d'évolution des secteurs où se produisent majoritairement des mouvements de faible ampleur, même s'ils sont fréquents. Quoi qu'il en soit, dans la recherche des causes du recul, les écroulements liés à une instabilité récurrente (et non permanente), sont les plus favorables pour mettre en évidence le rôle éventuel des paramètres hydroclimatiques et météo-marins dans le recul des falaises.

1. L'analyse du rythme de recul des falaises

1.1 Les falaises crayeuses (cap Blanc-Nez s.s.)

Les types de mouvements de terrain (écroulements et éboulements) du secteur crayeux du site du cap Blanc-Nez sont propices à l'analyse du rythme d'évolution, d'autant que la documentation photographique sur ces falaises ne manque pas.

La figure 48 localise les accumulations de débris, disparues ou non, identifiées entre 1939 et 2004. Elle est établie à partir de trois types de documents photographiques :

- 28 missions aériennes verticales effectuées entre 1939 et 2003 (tab. 1) ;
- des vues aériennes obliques ponctuelles des archives de *La Voix du Nord* (1966, 1971) et de la DIREN (1982, 1984, 1986, 1988) ;
- des vues panoramiques prises depuis l'estran (1981, Colbeaux, inédit ; 1989, Wissocq, inédit ; 1998 à 2004).

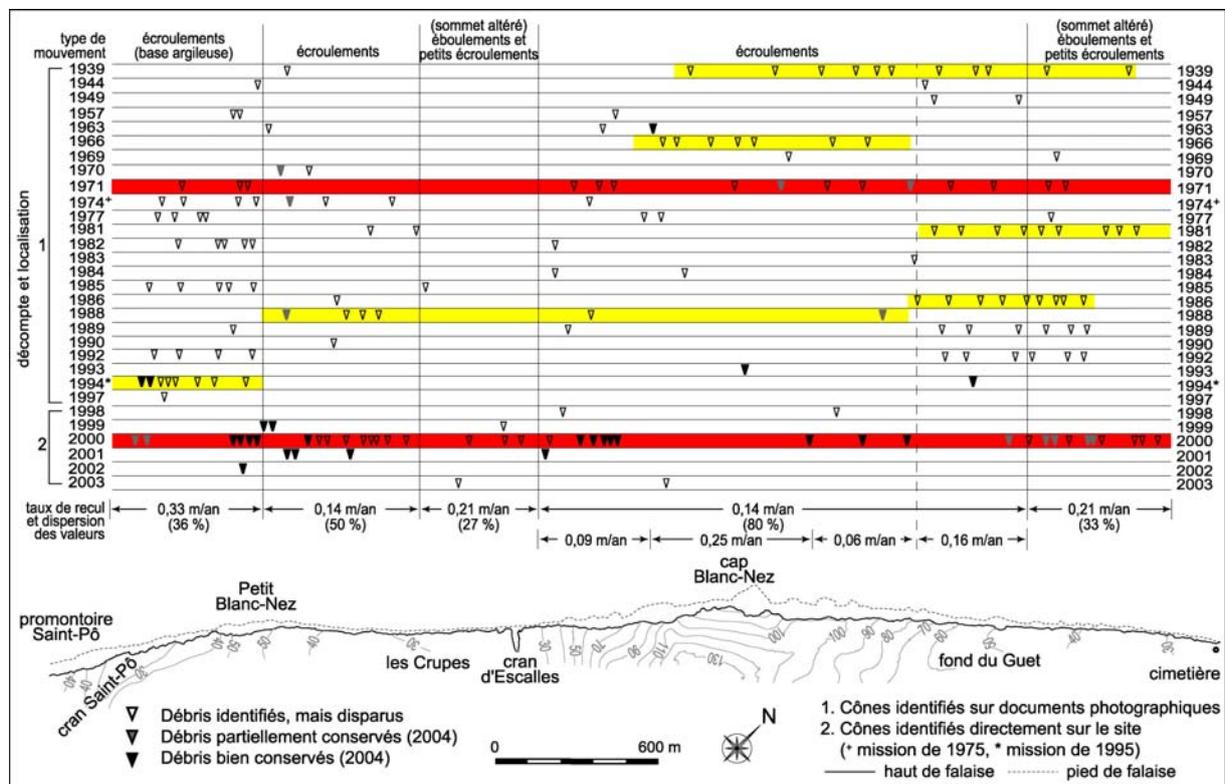


Figure 48 – Rythme de recul entre le promontoire Saint-Pô et l'ancien cimetière allemand (période 1939-2003), mis en relation avec les types de mouvement, le taux et la variabilité spatiale du recul.

(En partie d'après Lahousse et Pierre, 2002 et Pierre et Lahousse, 2004).

Cette figure met en avant la répartition spatiale homogène des écroulements qui, sur une soixantaine d'années, n'épargnent aucun secteur du linéaire considéré, ainsi que la fréquence du phénomène : seule la mission de 1979 ne présente pas d'événements nouveaux, ce qui ne signifie d'ailleurs pas nécessairement qu'il ne s'est rien produit cette année-là. En effet, le suivi régulier de l'évolution de la falaise depuis 1998 a montré que des éboulements ou des petits écroulements peuvent survenir plusieurs fois par année mais ne laisser de traces que quelques semaines, voire quelques jours : la longévité des accumulations de débris est variable (Lahousse et Pierre, 2002).

Aux Crupes, par exemple, où la falaise semble épargnée par les mouvements de terrain (fig. 48), il se produit en fait de nombreux éboulements et petits écroulements dont les débris sont vite déblayés par la mer pour deux raisons : la hauteur modeste de la falaise (entre 25 et 40 m) limite le volume des accumulations (2 000 m³ maximum en novembre 2000), et surtout les débris sont de granulométrie fine. En effet, la craie grise en position de fond de vallon est très altérée et elle est en outre recouverte de deux mètres de formations superficielles argilo-limoneuses qui participent aux mouvements de terrain. Ainsi, toutes les accumulations de débris recensées aux Crupes en novembre 2000 avaient disparu dès le mois suivant. Il ne fait donc aucun doute que le secteur est le siège d'au moins un mouvement de terrain annuel. Ailleurs, la longévité des amas de débris, pourtant volumineux (8 000 m³), excède rarement quelques années (4 à 5 ans), sauf aux endroits où la configuration de la falaise maintient hors de portée de la mer la partie haute des débris. C'est le cas au Petit Blanc-Nez où subsistent des accumulations datant de 1999, de 1975 et de 1970, ainsi qu'au nord du cap Blanc-Nez où demeurent un reliquat de cône de 1971, et un autre de 1994 (au fond du Guet). Au promontoire Saint-Pô, l'écroulement de 1994 n'est sapé par la mer que par temps houleux (et à marée haute de vive-eau), son déblaiement se fait donc lentement.

Deux accumulations anciennes et volumineuses subsistent au pied de la haute falaise du cap Blanc-Nez (altitude : 80 à 100 m). La première, repérée sur la mission aérienne de 1963, a plus de quarante ans. Réduite au tiers de sa longueur initiale en 2004, elle devance encore de 25 m le pied de la falaise. L'écroulement s'est soldé par un recul du haut de la falaise de 20 m. La seconde accumulation, repérée sur la mission aérienne de 1993 et corrélative d'un recul de 40 m (soit plus de 120 000 m³ de matériaux), s'avance encore (en 2004) d'une cinquantaine de mètres sur l'estran, soit un peu plus de la moitié de sa longueur initiale. La longévité exceptionnelle de ces accumulations est bien sûr due à leur volume, mais aussi à la taille des blocs (plusieurs mètres cubes) que livre la craie parfois fracturée mais jamais altérée sur les pentes fortes et bien drainées du cap Blanc-Nez.

Sur 60 ans, les secteurs où la falaise est la plus haute reculent à un rythme lent. Les écroulements sont d'autant plus rares qu'ils sont volumineux et se traduisent par le retour d'un état stable durable. Ils sont en outre irrégulièrement répartis dans l'espace : les valeurs de recul sont dispersées, comme l'indiquent les coefficients de variation calculés sur la période 1939–2002 (54,4 % au Petit Blanc-Nez et 73,7 % au cap Blanc-Nez). Les secteurs le long desquels l'altitude est plus basse reculent au contraire à un rythme plus rapide. Les mouvements de terrain y sont moins amples et plus fréquents, et leur répartition spatiale est cette fois plus régulière (coefficient de variation aux Crupes : 28,6 %). Cependant, cette différence de rythme ne se répercute pas de façon significative sur les taux de recul moyen, puisque la vitesse de recul est de 0,19 m/an entre le cran d'Escalles et le cap Blanc-Nez où le rythme est lent, et de 0,21 m/an aux Crupes où le rythme est rapide. Sur 60 ans, donc, la fréquence des mouvements de terrain aux Crupes compense largement leur importance réduite. Cette relation se vérifie également sur 150 ans, durée sur laquelle les vitesses de recul deviennent identiques (0,15 m/an) le long de la basse falaise des Crupes et de la haute falaise du cap Blanc-Nez s.s. (fig. 48).

La comparaison des taux de recul et de la dispersion spatiale des valeurs de recul calculés sur 60 ans (analyse photogrammétrique) et sur 150 ans (méthode cadastrale) illustre la variabilité temporelle et spatiale du rythme de recul et permet de détecter une tendance dans la vitesse d'évolution des falaises (la vitesse d'évolution tient compte du rythme et du taux de recul). Il faut tout d'abord souligner que, entre le Petit Blanc-Nez et le fond du Guet, l'analyse du recul par la méthode cadastrale (1834–1987 ou 1834–1991) donne des résultats que confirme l'analyse photogrammétrique (stabilité au fond du Guet, plus grande dispersion des

valeurs de recul au cap Blanc-Nez et évolution plus homogène aux Crupes), ce qui justifie leur utilisation (fig. 49).

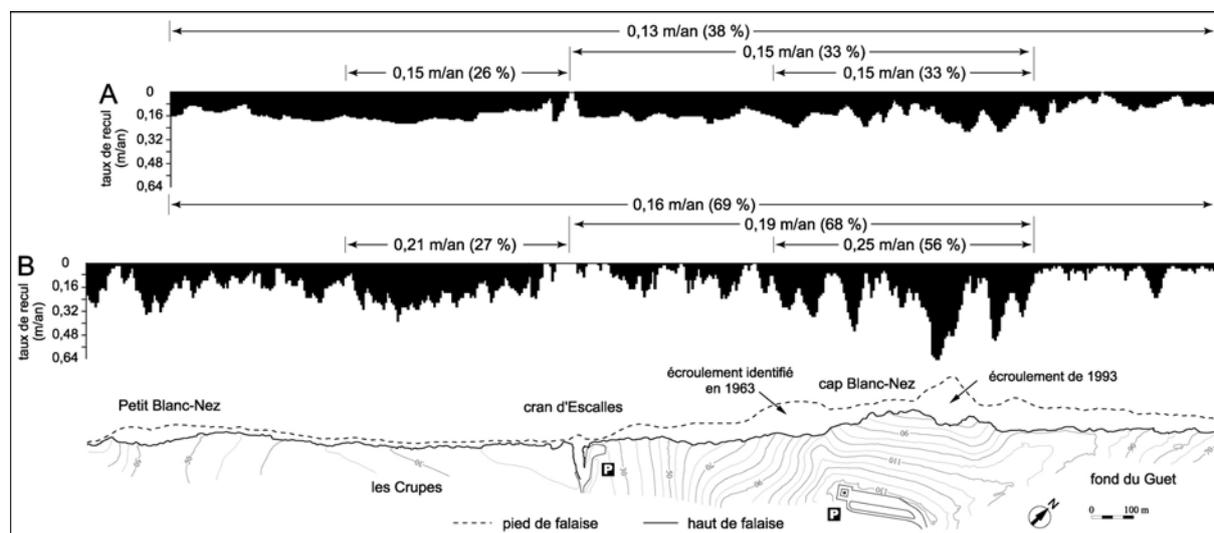


Figure 49 – Recul annuel moyen des falaises crayeuses.

A : sur 150 ans (méthode cadastrale ; 1834–1897, Sangatte ou 1834–1991, Escalles). B : sur 60 ans (méthode photogrammétrique, 1939–2002 ou 1944–1999, pour un court segment au nord du cran d'Escalles) (d'après Pierre et Lahousse, 2003, modifié).

Aux Crupes, le taux de recul calculé sur 60 ans (0,21 m/an) est supérieur à celui calculé sur 150 ans (0,15 m/an), tandis que le coefficient de variation reste identique dans les deux cas (26 % et 27 %). La fréquence des écroulements a donc dû s'accroître au cours des soixante dernières années, entraînant une accélération de la vitesse d'évolution. À l'inverse, au cap Blanc-Nez *s.s.*, la diminution concomitante du taux de recul et du coefficient de variation (de 0,25 m/an à 0,15 m/an et de 56 % à 33 % sur 60 et 150 ans respectivement) traduit une homogénéisation spatiale du rythme de recul qui se solde, de fait, par une diminution du taux de recul à moyen terme, ce qui masque les éventuelles variations de vitesse d'évolution. Ce deuxième cas s'explique par l'influence positive et durable des écroulements majeurs sur la stabilité de la falaise : au cours d'un cycle d'une soixantaine d'années, le long des secteurs à recul irrégulier, les pans de falaises qui s'écroulent sont ceux qui n'ont pas ou peu bougé durant le cycle précédent, ce qui au total atténue la dispersion des valeurs de recul. La figure 48 montre en effet que les secteurs du cap Blanc-Nez où se sont produits les écroulements gigantesques repérés sur les missions de 1963 et de 1993 ont été épargnés lors des épisodes de recul subséquents de 1966, 1971, 1988, et 2000. Cette figure montre aussi que ces deux écroulements sont à eux seuls responsables du recul de ces deux sections du cap Blanc-Nez sur 60 ans (c'est-à-dire depuis 1939). Mais la rareté de ces écroulements volumineux pondère leur impact sur la vitesse d'évolution de la falaise à moyen terme. Il s'avère donc que les secteurs à évolution continue sont finalement plus à même de nous renseigner sur une éventuelle modification de la vitesse d'évolution des falaises crayeuses à moyen terme. Cela montre à quel point il est nécessaire, pour en déterminer le rythme, de considérer l'évolution d'une falaise sur une durée suffisamment longue. Au total, et conformément aux conclusions de T. Sunamura (1992) sur la mauvaise corrélation entre taux de recul et hauteur de la falaise, sur 150 ans les falaises du cap Blanc-Nez, toutes choses égales par ailleurs, reculent de façon uniforme : le taux de recul et la dispersion des valeurs de recul (là où elle était forte) diminuent avec la durée (fig. 49). Certaines sections, pour des raisons structurales (l'amont du fond du

Guet, où le sommet de la falaise est armé par un banc résistant) ou liées à la topographie du revers de la falaise (le cran Saint-Pô, qui réunit les eaux de ruissellement de surface), reculent cependant plus ou moins vite.

La variabilité temporelle du rythme de recul peut aussi se traduire par l'occurrence d'épisodes de recul affectant l'ensemble ou une grande partie du linéaire. Cette uniformisation momentanée du rythme d'évolution s'est produite huit fois depuis 1939 (fig. 48). Les épisodes de 1971 et de 2000 ont affecté l'ensemble du site (les mouvements de terrain mineurs n'ont pu être cartographiés pour l'épisode de 1971 analysé sur photographies aériennes). Ceux de 1939, 1966, 1981, 1986, 1988 et 1994 se sont soldés par des reculs partiels : le long de certains secteurs, les écroulements ont été plus nombreux et surtout plus volumineux que les autres années (le deuxième critère permettant d'isoler les années 1981 et 1986 au fond du Guet, et l'année 1994 autour du cran Saint-Pô). Il n'est pas exclu cependant qu'en 1939 et en 1988 se soit produit un recul généralisé, puisque, pour ces deux années, il ne manque de témoignages que dans les secteurs produisant des accumulations peu volumineuses, vite exportées par la mer.

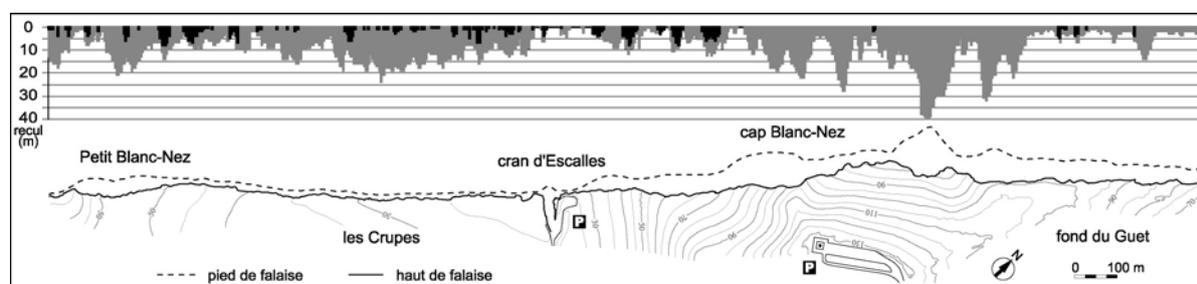


Figure 50 – Recul du haut de falaise entre 1999 et 2002 (en noir) et entre 1939/1944 et 2002 (en gris).

(D'après Pierre et Lahousse, 2003, modifié).

La contribution au recul sur 60 ans de la dernière de ces périodes (2000) peut être précisément évaluée, en superposant les hauts de falaise de 1939 (ou de 1944 sur un court secteur), 1999 et 2002 entre le Petit Blanc-Nez et le fond du Guet. Par endroits, le long des secteurs où la dispersion des valeurs de recul est forte, l'essentiel voire la totalité du recul depuis 1939 s'est produit en 2000 (fig. 50). Par ailleurs, lors de cet épisode, la répartition spatiale des écroulements et des valeurs de recul concorde avec celle déterminée sur 60 ans : petits écroulements et éboulements rapprochés aux Crupes, gros écroulements espacés vers le Petit Blanc-Nez et vers le cap Blanc-Nez, rien au cap Blanc-Nez lui-même où la stabilité est proportionnelle à la taille des écroulements de 1963 et 1993, presque rien à l'amont du fond du Guet où le recul est lent à cause de la lithologie. Cet épisode de recul est donc représentatif des modalités d'évolution de la falaise à plus long terme, d'où l'intérêt d'établir les causes de son déclenchement.

1.2 Les falaises détritiques et argilo-crayeuses (Sangatte, Strouanne)

Le rythme de recul est plus difficile à déterminer le long des falaises plus meubles de Strouanne et de Sangatte. À Sangatte, où les mouvements de terrain sont trop peu volumineux pour être identifiables sur photographie aérienne, la faible dispersion des valeurs de recul (coefficient de variation : 32 %) permet cependant de déduire que la falaise recule par le biais de mouvements fréquents et de faible ampleur. Entre le promontoire Saint-Pô et Strouanne, les lobes de coulée s'avancent sur l'estran ne se repèrent guère mieux. Ici, le coefficient de

variation (62 %) rappelle celui obtenu sur les falaises plus hautes et suggère que les mouvements sont peu fréquents ; le faible taux de recul moyen (0,11 m/an) indique quant à lui qu'ils sont de faible ampleur (ce qui tient, ici, à l'altitude réduite de la falaise). La pente relativement douce dans les Argiles du Gault (16°) traduit par ailleurs un équilibre entre processus subaériens et processus marins (*i.e.* entre érosion et déblaiement). En effet, dans ce type de matériaux, la prééminence des premiers a normalement pour effet de diminuer la valeur de la pente, et celle des seconds de l'augmenter (Barton, 1973 ; Hutchinson, 1973).

1.3 Les falaises argilo-gréseuses (du cap Gris-Nez à Equihen)

Entre le cap Gris-Nez et Equihen, le mode d'évolution des falaises argilo-gréseuses, caractérisé par des mouvements de faible ampleur et peu fréquents (donc difficilement repérables), se prête mal à une analyse du rythme d'évolution. À Equihen, seul le glissement qui a emporté la rue du cap Horn, survenu entre 1947 et 1955, peut être clairement identifié, ainsi qu'une coulée à l'extrémité nord du village, repérée sur la mission de 1977.

La question peut cependant être abordée sous un autre angle, car si le haut de falaise constitue incontestablement le meilleur repère pour mesurer le recul des falaises crayeuses abruptes¹⁴, il est possible de suivre l'évolution du haut et du bas des falaises argilo-gréseuses, et d'en tirer des conclusions en terme d'équilibre entre forme et processus (Pethick, 1996). À court terme (quelques années à quelques dizaines d'années), le pied de falaise peut paraître avancer vers la mer quand la paroi évolue essentiellement par glissements, comme c'est le cas entre le cran aux Œufs et le cran Poulet, sur le flanc ouest du cap Gris-Nez *s.s.*, ou encore au sud du ruisseau de Ningles (fig. 19, 20 et 18). Il peut au contraire se produire un retrait rapide du pied de falaise si les débris qui s'y déposent sont facilement mobilisables par la mer (Komar et Shih, 1993 ; Komar, 1998) : le cas semble se produire entre la pointe de la Courte Dune et la plage de la Sirène, où la falaise évolue par larges glissements plans ou circulaires mobilisant des matériaux de granulométrie fine (fig. 19). Il n'est donc pas toujours possible, sur une période brève, de prendre le pied de falaise comme unique référence pour évaluer le recul, comme il a déjà été proposé (Maquaire, 1990). Si l'on considère non plus l'avant des accumulations mais la jonction entre falaise et plate-forme littorale dans les secteurs où le pied de falaise n'est pas (ou rarement) masqué par des débris (secteurs évoluant par glissements modestes), il apparaît que le haut et le bas de la falaise ne reculent pas nécessairement de façon synchrone. La comparaison des situations de 1939 (ou 1944) et de 2003 sur le flanc ouest du cap Gris-Nez, et de 1929 et de 2003 au sud de Boulogne-sur-Mer (fig. 20) montre que, sur 60 à 70 ans, le haut et le bas de la falaise peuvent reculer à la même vitesse ou à des vitesses différentes selon les endroits.

Ainsi, le long de la Drève, entre la pointe du Riden et le cap Gris-Nez, le haut de la falaise recule lentement, et le bas de la falaise moins vite encore. Le caractère presque statique du bas de la falaise est ici la conséquence directe de la formation d'une rampe à blocs dont le dynamisme a été décrit plus haut. La pente forte de la rampe et l'altitude croissante de son raccord avec la paroi s'expliquent par l'indigence de l'abrasion marine au pied d'une falaise dont le recul, principalement tributaire des seuls processus subaériens et de surcroît ralenti par la structure, ne peut que cesser (fig. 38). Au cran Poulet (fig. 19), le haut et le bas de la falaise ont reculé dans les mêmes proportions depuis que le dynamisme de la falaise a été réactivé il y a une soixantaine d'année, au terme de 60 ans d'extraction de galets (1885–1945, *in* Lequien, 2004). Il est intéressant de connaître la cause de ce recul accéléré, à savoir l'abaissement artificiel du niveau de la plage, car cela permet de constater que la reprise de

¹⁴ Le trait de côte correspond, au sens strict, à la limite des hautes mers. La notion n'est donc pas d'un grand secours dans le cas des côtes à falaises (Bray et Hooke, 1997 ; Moore et Griggs, 2002).

l'érosion marine ne se traduit pas, ici, par un raidissement du profil de la paroi. En effet, les processus d'érosion continentaux ravivés par l'abaissement du niveau de la plage retrouvent tout aussi vite leur efficacité et entraînent un recul rapide du haut de la falaise. L'interdépendance des processus marins et subaériens est donc flagrante. Comme le début de cette phase d'évolution est connu (il se situe entre 1945 et 1949), il est par ailleurs possible de définir le profil à replat comme une forme qui atteint rapidement un état d'équilibre entre production de débris sur la paroi et déblaiement par la mer au pied de la falaise, de sorte que le pied et le sommet de la falaise, ainsi que le rebord du replat structural, reculent parallèlement. Une fois acquis, cet équilibre se conserve aussi bien dans un contexte où le recul est rapide (0,31 m/an en moyenne sur 60 ans au sud du cran Poulet) que dans un contexte où le recul est lent (0,06 m/an au nord d'Audresselles, sur le même pas de temps). Ce constat apporte donc une réponse quant au choix du repère (trait de côte *s.s.*, bas ou haut de falaise ?) à utiliser pour évaluer le recul des falaises argilo-gréseuses de la façade ouest du Gris-Nez *s.l.* (Battiau-Queney *et al.*, 2003) : il est non seulement nécessaire de tenir compte du recul du haut et du bas de la falaise, mais aussi de l'évolution du profil de la falaise dans le temps. Les profils à ressaut des falaises du sud de Boulogne-sur-Mer se perpétuent de la même façon, particulièrement au cran du cross où, sur 74 ans, le ressaut dans les "marnes intercalaires" se déplace en même temps que le reste du profil, ou encore sur le flanc sud du cap d'Alprech *s.s.*, épargné par l'exploitation de dalles calcaires (fig. 39). Cette comparaison des états de la falaise à 60 ou 70 ans d'intervalle permet donc d'aboutir à une conclusion qui va à l'encontre de l'idée selon laquelle le replat serait une forme de sénilité (Leroux, 1959). Replats et ressauts sont conditionnés par la structure et conservés par les processus du recul.

La falaise d'Equihen évolue essentiellement de façon discrète et continue, mais l'occurrence de mouvements de terrain majeurs n'est pas à exclure. Leur période de retour est cependant longue, puisqu'un seul de ces mouvements s'est produit entre 1939 et 2003.

1.4 La notion de "cycle d'érosion"

Une fois caractérisé le profil d'équilibre d'une falaise, il devient possible d'estimer la durée d'un "cycle d'érosion", que Bray et Hooke (1997) définissent comme la période nécessaire à l'expression de toutes les modalités possibles de retrait d'une falaise en termes de processus, de valeur et de rythme. Ainsi, soixante années paraissent suffisantes pour déterminer ces trois paramètres le long des falaises argilo-gréseuses (sauf peut-être dans le cas d'Equihen, où les mouvements de terrain majeurs sont très rares), contre quelques années seulement pour les falaises crayeuses altérées (type les Crupes), argilo-crayeuses (type Strouanne) et détritiques (type Sangatte), le long desquelles les mouvements de terrain sont fréquents et de faible ampleur. Par contre, dans les secteurs crayeux sains, si une durée d'une soixantaine d'années permet de cerner le rythme de recul, elle est trop courte pour renseigner de façon précise sur le taux de recul qui diminue sur 150 ans, comme nous l'avons vu. Bien que toutes ces durées s'inscrivent dans une fourchette de temps conforme à celle que livre la littérature sur le sujet, une simple comparaison entre sites met avant l'influence du paramètre structural dans la durée des cycles. Ainsi, l'évolution des falaises taillées dans l'Argile de Londres se fait à l'intérieur de cycles d'une période de 30 à 40 ans (Hutchinson, 1973), donc plus longs que ceux reconnus à Strouanne (moins de 10 ans), où le haut de la falaise est crayeux, mais plus courts que ceux requis pour les coulées qui affectent les Argiles du Gault et les Sables verts des falaises du Dorset (Brunsdon et Jones, 1980) où la durée d'un cycle est évaluée à une centaine d'années. Il faut dire que dans ce dernier cas, l'activation des coulées sommitales dépend pour une bonne part du recul de la partie basse de la falaise, taillée dans les marnes du Lias inférieur (*Black Ven Marl*). La reconnaissance de ces cycles et des vitesses d'évolution qui leurs sont associées est la condition *sine qua non* de toute approche probabi-

liste de l'évolution future des côtes rocheuses, telle que celle développée par E.M. Lee *et al.* (2001, 2002) ; elle conditionne aussi tout essai de recherche rétrospective des causes du recul des falaises.

2. L'analyse des causes du recul des falaises

Pour tenter de comprendre le rythme de déclenchement des écroulements, il est nécessaire de considérer les paramètres dynamiques contrôlant l'évolution des falaises. Il s'agit d'une part des fluctuations de la teneur en eau des matériaux qui sont liées aux rythmes pluviométriques et souvent assimilées, de façon imprécise, aux fluctuations du niveau de la nappe phréatique, et d'autre part de la force des vagues, liée à la force du vent (et à la géométrie de la plate-forme littorale). Les séries climatologiques utilisées (précipitations, vent, température, évapotranspiration) sont celles de Guînes, Boulogne-sur-Mer et Dunkerque, le forage d'Escalles donnant accès aux statistiques piézométriques.

2.1 Les tempêtes

T. Sunamura (1992) relève le caractère essentiellement épisodique du recul des falaises et le met sur le compte des tempêtes, ce qui revient à mettre en avant le rôle de la mer dans le déclenchement des mouvements de terrain. Nous avons vu qu'en terme de processus d'érosion, la mer peut dans certains cas avoir un rôle important (au cran Poulet par exemple) et il est probable que dans de telles circonstances les épisodes de tempête jouent un rôle sinon dans le déclenchement du moins dans l'accélération du recul. Les exemples illustrant ce type de relation ne manquent d'ailleurs pas sur la côte ouest de l'Amérique du Nord, quand les phases de surcotes liées aux épisodes El Niño s'accompagnent de vents forts (Griggs et Johnson, 1979, 1983 ; Kuhn et Shepard, 1979, 1983 ; Storlazzi et Griggs, 2000 ; Storlazzi *et al.*, 2000 ; Sallenger *et al.*, 2002 ; Hapke et Richmond, 2002). Encore faut-il noter que, dans ces exemples nord-américains, l'action des vagues s'exerce généralement sur des roches peu consolidées, et une bonne part de leur travail consiste en fin de compte à déblayer le pied de falaise. De tels exemples sont plus rares dans les milieux à forte énergie de l'Atlantique nord, où les études sur le taux et le rythme de recul des côtes à falaises sont cependant peu nombreuses (Marques, 2003 ; Williams, 2004) et n'abordent pas spécialement la question des causes.

Les conditions hydrodynamiques sont de toute façon beaucoup plus clémentes sur le littoral boulonnais. Les jours de tempêtes (rafales > 28 m/s, toutes directions confondues) sont peu nombreux, puisqu'ils ne représentent que 10 jours par an (moyenne 1971–2000 ; moins de 5 jours par an pour la période 1960–2004), contre plus de 30 jours par an sur la côte ouest de l'Irlande (Williams, 2004), par exemple. Les tempêtes se produisent à 80 % entre novembre et mars (fig. 51D) et le vent est alors orienté N220–N260 dans 59,5 % des cas¹⁵. De plus, la Manche étant une mer confinée sur laquelle la course du vent est réduite, la hauteur moyenne de la houle la plus fréquente n'est que de 0,45 m au large du cap Gris-Nez (Clique et Lepetit, 1986). La portion de côte tournée vers la mer du Nord est en apparence plus exposée, mais la fréquence des tempêtes de secteur N est faible (entre 1960 et 2004, seulement 2,8 % des vents de vitesse supérieure à 28 m/s sont orientés N020 contre 58 % pour les vents orientés N220–N260). Le régime macrotidal, dans les deux cas, diminue en outre la durée et même parfois la probabilité d'attaque du pied de falaise par les vagues (tempêtes à marée basse ou lors de marées de faible coefficient). Le rythme de recul des falaises tournées vers la Manche

¹⁵ Stations de Boulogne-sur-Mer et de Dunkerque.

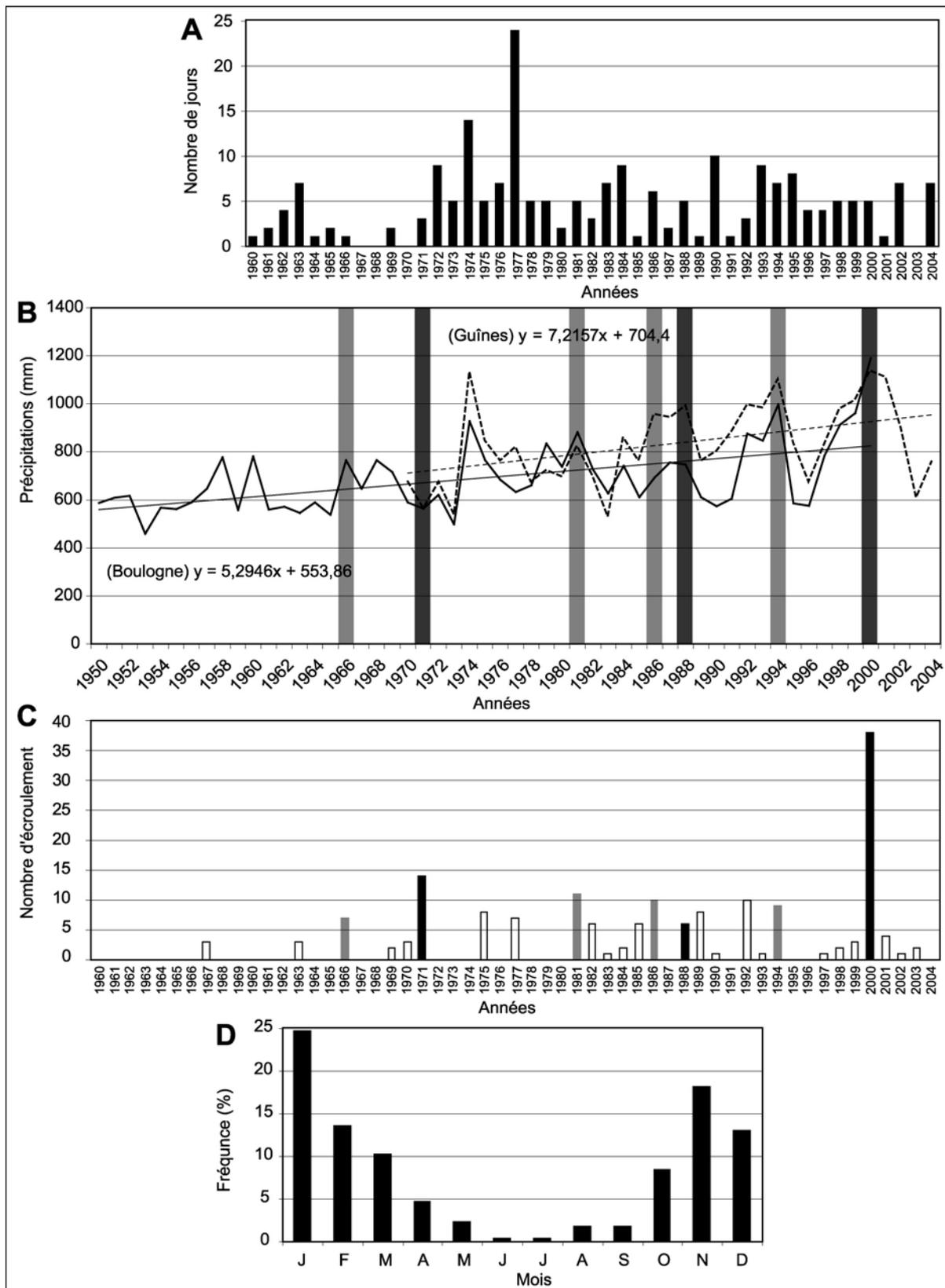


Figure 51 – Rythme du recul, tempêtes et précipitations.

A : nombre annuel de tempêtes entre 1960 et 2004 (jours avec vent > 28 m/s, Dunkerque). B : précipitations annuelles à Boulogne-sur-Mer et Guînes et phases de recul généralisé (en noir) ou partiel (en gris). C : nombre d'éroulements par année entre le promontoire Saint-Pô et l'ancien cimetière allemand. D : distribution annuelle des vents > 28 m/s (période 1960–2004, Dunkerque). (Sources des données météorologiques : Météo-France et Eaux de Calais) (en partie d'après Pierre et Lahousse, 2006).

étant difficilement discernable, il est de fait difficile d'y évaluer le rôle des tempêtes. Le long des falaises tournées vers la mer du Nord et peu exposées aux vents dominants, la corrélation entre nombre annuel de tempêtes et phases de recul majeur est mauvaise (fig. 51A et C). L'année 1977, qui compte 24 très fortes tempêtes (dont 6 de secteur N) et seulement trois écroulements de taille moyenne entre le Petit Blanc-Nez et l'ancien cimetière allemand, en fournit un bon exemple. L. Wissocq (1992) a pu constater l'impact minime sur les falaises du cap Blanc-Nez des quatre violentes tempêtes de janvier et février 1990, de secteur SW, accompagnées de rafales dépassant 30 m/s. Le résultat en fut seulement le déblaiement de reliquats de cônes de débris. Le même constat a été fait par F. Amédéo (*in litteris*) après la tempête de secteur NNW (N310 à N340) des 19, 20 et 21 novembre 1971 (postérieure aux écroulements de cette même année), et celle de secteur NE (N060) du 20 mars 1975. L'impact d'une tempête sur une falaise stable est donc minime. Il n'est pas plus probant sur une falaise instable puisqu'entre la tempête du 25 décembre 1999 (vent maximal instantané = 36 m/s) et le mois de novembre 2000, quatre tempêtes se sont succédé avant que la falaise ne connaisse une phase de recul généralisé (tab. 12). Il est vrai que, pendant les trois premières tempêtes, le coefficient de marée était faible, tandis que la dernière s'est produite lors d'une marée de vive-eau moyenne (avec peut-être un phénomène de surcote, bien qu'au cap Blanc-Nez, le vent ait soufflé parallèlement à la côte). Cette tempête était en outre accompagnée de fortes précipitations, ce qui suggère une autre piste dans la recherche de facteurs déclenchants.

jours	FXI	DXI	CM
25 janvier 1990	43	N220	64
28 janvier 1990	33	N200	88 et 92
8 février 1990	37	N200	74
12 février 1990	31	N240	95 et 94
26 février 1990	37	N220	98 et 102
27 février 1990	28	N260	105 et 107
28 février 1990	33	N260	107 et 106
25 décembre 1999	36	N260	105 et 102
16 février 2000	29	N280	57 et 63
3 mars 2000	28	N220	58 et 64
28 mai 2000	29	N210	42 et 45
30 octobre 2000	29	N200	91 et 87

Tableau 12 – Caractéristiques des tempêtes de janvier et février 1990 et de l'année 2000.

FXI : vent maximal instantané en m/s, DXI : direction, CM : coefficient de marée
(sources : Météo-France, station de Dunkerque ; SHOM, port de Calais).

2.2 Les précipitations

Depuis 1950, l'occurrence d'années sensiblement plus arrosées que la moyenne (741,3 mm à Boulogne-sur-Mer, 843,2 mm à Guînes ; période 1971–2000), ne s'est pas systématiquement traduite par des épisodes de recul généralisé (tels que ceux de 1971 et 2000) ou affectant de larges secteurs (comme en 1939, 1966, 1981, 1986, 1988 et 1994). Il n'est même pas possible d'affirmer qu'une année simplement plus arrosée que les précédentes entraîne une déstabilisation de la falaise, comme cela pourrait être le cas en 1981, 1986 et 1988, puisqu'en 1974 où il est tombé 1137,1 mm à Guînes la falaise est restée stable (fig. 51B). À l'inverse, l'épisode érosif de 1971 a eu lieu pendant une phase pluriannuelle de faibles précipitations. Il n'apparaît pas plus clairement que l'augmentation des précipitations annuelles

depuis 1950 (indiquée par la courbe polynomiale d'ordre 2) multiplie de façon systématique les épisodes érosifs majeurs puisque leur occurrence reste irrégulière. À l'inverse, la diminution des précipitations sensible dès l'année 2001 ne peut pas être interprétée comme la cause directe de l'accalmie que connaît le site après novembre 2000, puisque cette diminution n'est effective que depuis l'automne 2001 (il tombe encore 170 mm en septembre 2001, pour une moyenne mensuelle de 75,5 mm sur la période 1971–2000).

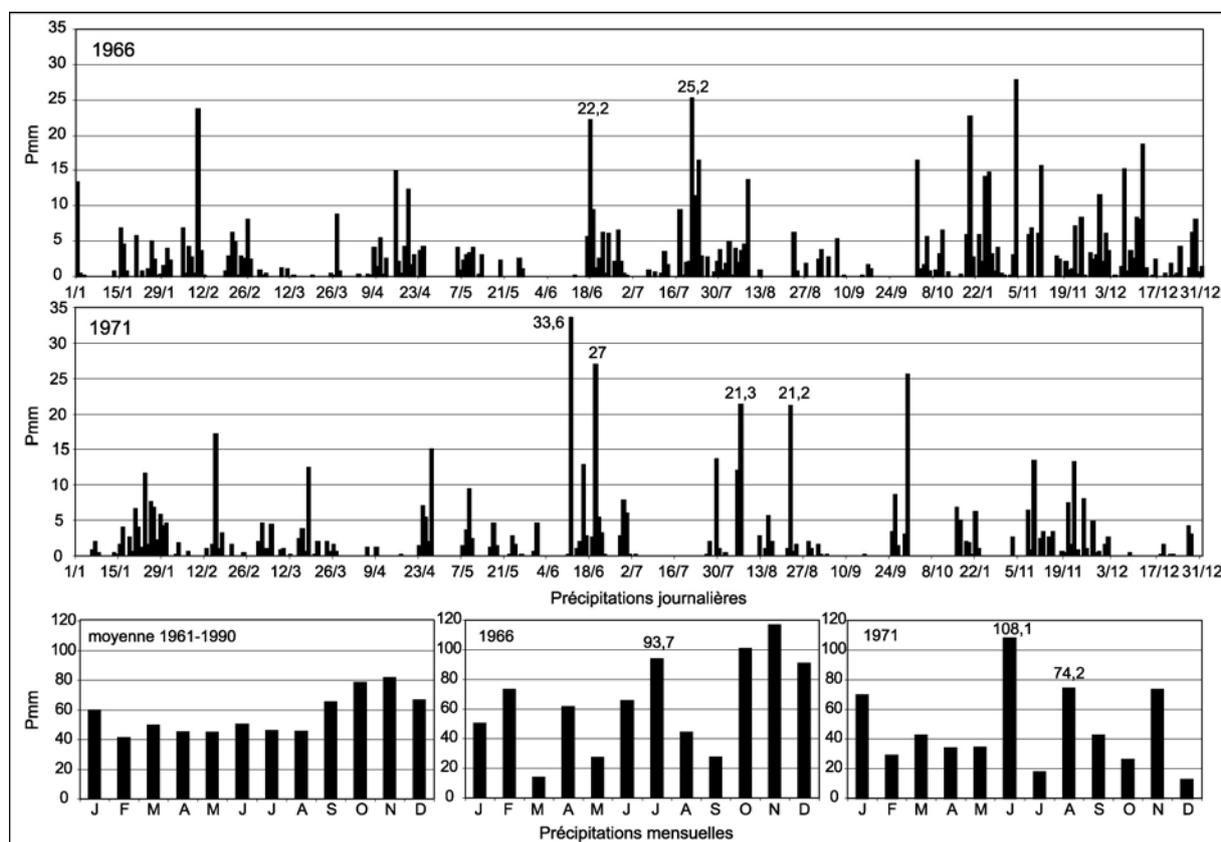


Figure 52 – Précipitations journalières et mensuelles, années 1966 et 1971, Boulogne-sur-Mer.

(Source : Météo-France).

Il serait malgré tout exagéré de minimiser le rôle direct des précipitations, comme l'illustrent deux exemples. L'année 1971, nous l'avons vu, est particulièrement sèche (564,4 mm à Boulogne-sur-Mer), de même que l'année 1970 (598 mm). La mission aérienne du 25 août 1971 présente pourtant une série d'écroulements nouveaux dont le journal *La Voix du Nord* du 24 août 1971 a publié deux photographies. La période estivale a en effet été particulièrement orageuse et, en juin et août, plusieurs averses intenses se sont abattues sur le Boulonnais (fig. 52), faisant doubler (ou presque) les totaux mensuels de précipitations (108,1 mm en juin, 74,2 mm en août). Dans un contexte de sécheresse d'autant plus marquée que les températures de juillet et août étaient au dessus des normales saisonnières¹⁶, des fissures de dessiccation se sont probablement ajoutées aux fissures de détente (joints de tension) et ont collecté les eaux de pluie en quantité d'autant plus grande que la craie désaturée est naturellement peu perméable de sorte que dans ce cas drainage matriciel participe pour une faible part au drainage profond (Jones et Cooper, 1997). Dans un tel cas de figure, l'essentiel du

¹⁶ Juillet 1971 : 17,3 C° et août 1971 : 17 C° (16,4 et 16,8 C°, moyenne 1961–1990).

drainage se fait donc le long des discontinuités ouvertes, dans lesquelles la poussée hydraulique peut entraîner des ruptures. En 1966, le même scénario a pu se produire après l'averse du 19 juillet (25,2 mm), *La Voix du Nord* publiant de photographies du site après écroulements le 23 juillet (fig. 52). Des écroulements (éventuellement nombreux, si la falaise est instable) peuvent donc être initiés par des fortes précipitations orageuses.

Les secteurs le long desquels affleurent des matériaux altérés (les Crupes, l'aval du fond du Guet) sont naturellement plus sensibles aux précipitations. Ainsi, les mouvements de terrain qui se sont produits en 1986 (fig. 48) à l'aval fond du Guet ont en partie la même cause que ceux, fréquents, qui se produisent aux Crupes. Cependant, le pied de falaise a aussi livré des blocs crayeux par le biais de glissements dièdres (rupture le long de joints d'origine tectonique, cf. supra) sans qu'il soit possible de relier cette dynamique à un épisode pluviométrique caractéristique.

2.3 Le comportement hydrogéologique de l'aquifère

Les totaux annuels de précipitation peuvent par ailleurs cacher des rythmes pluviométriques très différents, dont la répercussion sur la dynamique de l'aquifère *s.l.* semble jouer un rôle important dans le déclenchement des mouvements de terrain. Le long des côtes françaises de la Manche, faute de données hydrogéologiques suffisamment précises, la nature exacte des relations entre instabilité des falaises crayeuses et niveau piézométrique n'est pas bien connue (Caudron *et al.*, 2001 ; Duperret *et al.*, 2002a ; Hénaff *et al.*, 2002b) et, malgré une bonne connaissance de l'aquifère crayeux (Jones et Robin, 1999), ces relations ont été peu étudiées du côté anglais. Les données piézométriques du forage d'Escalles couplées aux données pluviométriques des stations de Boulogne-sur-Mer et de Guînes permettent de mieux comprendre la dynamique de l'aquifère et d'en déterminer l'influence sur la stabilité de la falaise (Pierre et Lahousse, 2006). À part le lieu dit les Crupes où l'aquifère, logé dans un synclinal, déborde parfois au dessus de la craie bleue à mi-hauteur de la falaise, le niveau supérieur de la nappe se maintient toujours à une altitude inférieure à celle du pied de la falaise (fig. 14A). La craie affleurant sur la paroi est donc située dans la zone non saturée de l'aquifère. Dans ces conditions, le niveau piézométrique du toit de la nappe ne peut pas avoir d'influence directe sur la stabilité de la falaise. La fluctuation de ce niveau est par contre un bon marqueur de l'état de la zone non saturée, comme l'illustre la comparaison des courbes pluviométriques et piézométriques de deux périodes comprises l'une entre janvier 1997 et décembre 1998 et l'autre entre janvier 2000 et décembre 2001 (fig. 53).

Les deux séquences pluviométriques présentent un profil similaire : pluies plus abondantes en automne, avec dans les deux cas un pic en novembre de la première année (237,6 mm à Guînes et 302,2 mm à Boulogne-sur-Mer en novembre 2000 ; 208,8 mm et 221 mm en novembre 1997) qui se décale vers septembre la deuxième année. Les hauteurs de précipitations des mois de novembre 1997 et 2000 sont supérieures à la moyenne mensuelle de ce mois (102,9 mm à Guînes et 95,1 mm à Boulogne-sur-Mer, période 1971–2000). Sur la même période, les courbes piézométriques ne se superposent pas exactement aux courbes pluviométriques¹⁷. En effet, les précipitations de novembre 1997 ne se répercutent sur le niveau de la nappe qu'en janvier 1998 (le niveau statique atteint alors – 13 m), tandis que celles de novembre 2000 ont un impact immédiat, le niveau piézométrique s'élevant brusquement à – 11 m. Cette réponse rapide est le résultat d'un mécanisme particulier appelé "effet piston". Compte tenu de la conductivité hydraulique de la craie cénomaniennne (qui est de l'ordre de

¹⁷ Les données piézométriques disponibles étant un peu irrégulières entre 1989 et 2000, le niveau dynamique, plus complet, a été retenu pour la période 1997–1998 (le niveau statique se situe environ 2 m au dessus, soit la hauteur du cône de rabattement pendant les pompages).

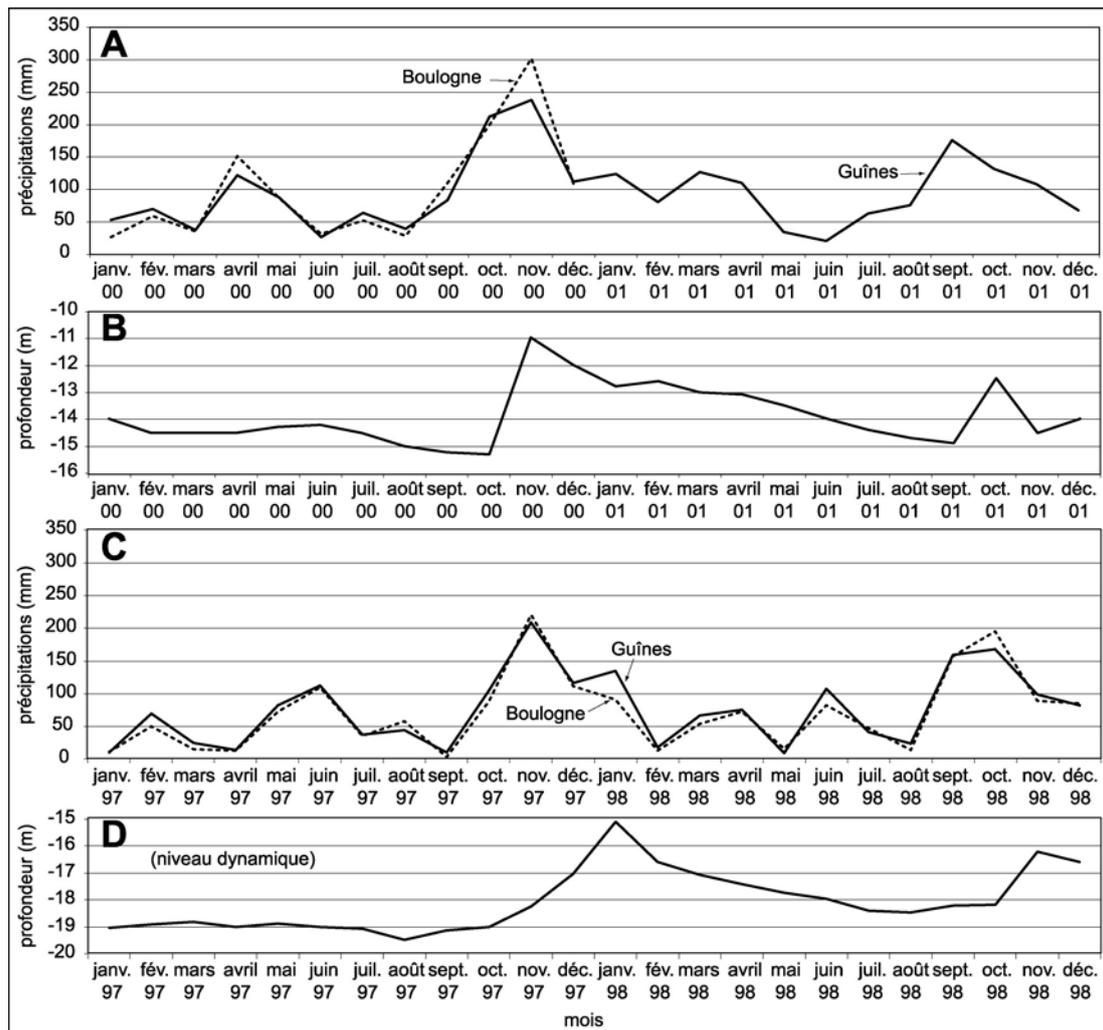


Figure 53 – Précipitations mensuelles à Boulogne-sur-Mer et Guînes et profondeur du toit de la nappe au forage d'Escalles, périodes 1997–1998 et 2000–2001.

(D'après Pierre et Lahousse, 2006 ; sources : Météo-France et Eaux de Calais).

10^{-4} m/jour ; Price, 1997), l'eau se déplace dans la zone non saturée de l'aquifère par vagues d'infiltration successives (Horton et Hawkins, 1965), de sorte que l'eau qui arrive à la nappe pendant une averse n'est habituellement pas l'eau de pluie mais l'eau préexistante du sol. C'est pourquoi, dans un contexte de déficit d'humidité du sol, même des pluies abondantes ne peuvent entraîner une recharge rapide de la nappe, d'autant qu'à Escalles la hauteur de la zone non saturée de l'aquifère dépasse par endroits 90 m (au cap Blanc-Nez *s.s.*, fig. 14A). Ainsi, les dix premiers mois de l'année 1997 ayant été moins humides que la moyenne (453,1 mm au lieu de 565,9 mm), les fortes précipitations du mois de novembre (221 mm dont 67 mm en une journée) ne se sont répercutées sur le niveau de la nappe (qui s'est élevé de 4 m) que deux mois plus tard (fig. 53). Par contre, la pluviométrie supérieure à la moyenne pendant les 10 premiers mois de l'année 2000 (795,8 mm au lieu de 565,9 mm) a considérablement augmenté la teneur en eau du sol *s.l.*, de sorte que les précipitations du 30 octobre au 2 novembre 2000, par "effet piston", ont initié une remontée rapide de la nappe (de -15,4 m à -13,1 m en une semaine), et celles du 20 novembre 2000 (40 mm) ont eu une répercussion quasi immédiate sur le niveau piézométrique, qui est passé de -12,3 m à -10,8 m en quelques heures (fig. 54). La capacité de la dernière vague d'infiltration à produire un "effet piston" dans une

zone vadose quasi saturée est particulièrement bien illustrée par cette séquence, durant laquelle la recharge de la nappe marque une pause en même temps que les précipitations diminuent entre le 8 et le 19 novembre. La rapidité de la vidange de la nappe est tout aussi impressionnante puisque la cote - 12 m est à nouveau atteinte le 8 décembre, soit quinze jours après le pic piézométrique du 21 novembre. Durant ce laps de temps, la zone non saturée de l'aquifère a donc subi une forte pression hydrostatique et un surpoids qui ont contribué à déstabiliser la falaise selon des modalités décrites dans le chapitre traitant des processus du recul (2^{ème} partie, II, 1).

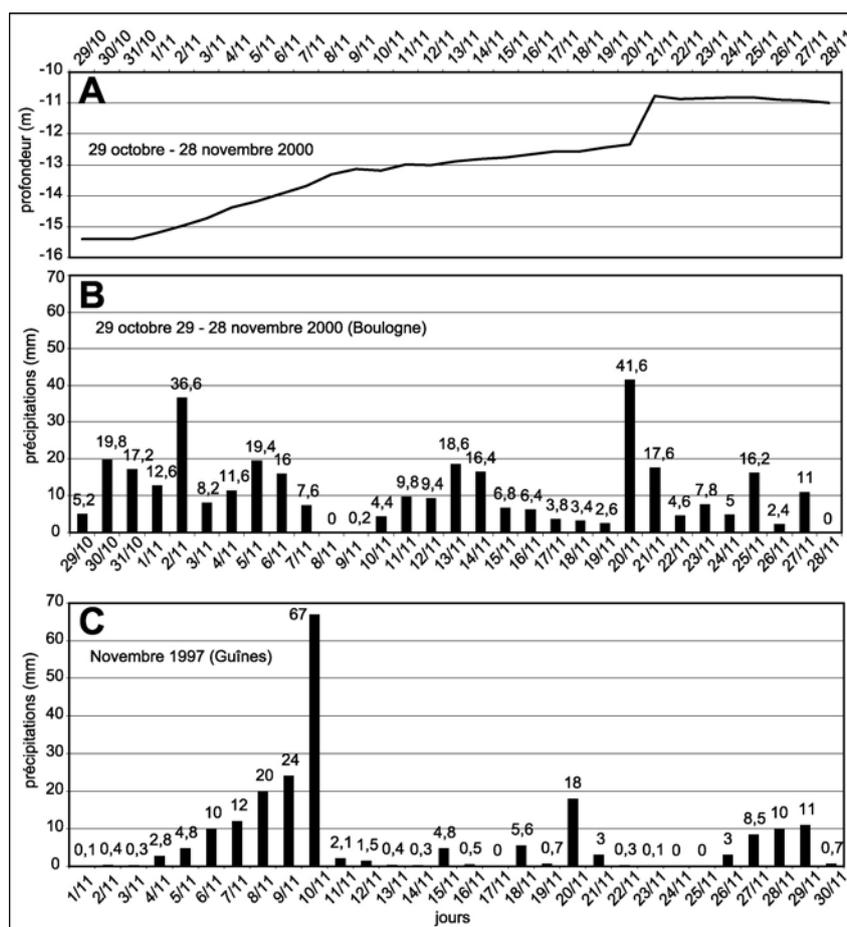


Figure 54 – Profondeur de la nappe et précipitations journalières en novembre 2000, précipitations journalières en novembre 1997.

(D'après Pierre et Lahousse, 2006 ; sources : Eaux de Calais et Météo-France).

Les conditions hydroclimatiques de déclenchement d'un "effet piston" n'ont pas été réunies en automne 1998 où la réponse de la nappe a été décalée d'un mois (fig. 53). En effet, le début de l'année n'a pas été spécialement humide, les 8 premiers mois totalisant 386,8 mm (contre 400,8 mm une année moyenne). Ces conditions n'ont pas non plus été réunies en 2001 où la réponse de la nappe a été différée d'un mois après les pluies de septembre (175,6 mm). Dans ce dernier cas, bien que le début de l'année ait été humide (le total des 8 premiers mois est de 632,9 mm), le mois pluvieux a sans doute suivi de trop près la période estivale pendant laquelle l'évapotranspiration a désaturé la frange supérieure des sols, diminuant ainsi le drainage profond (fig. 55).

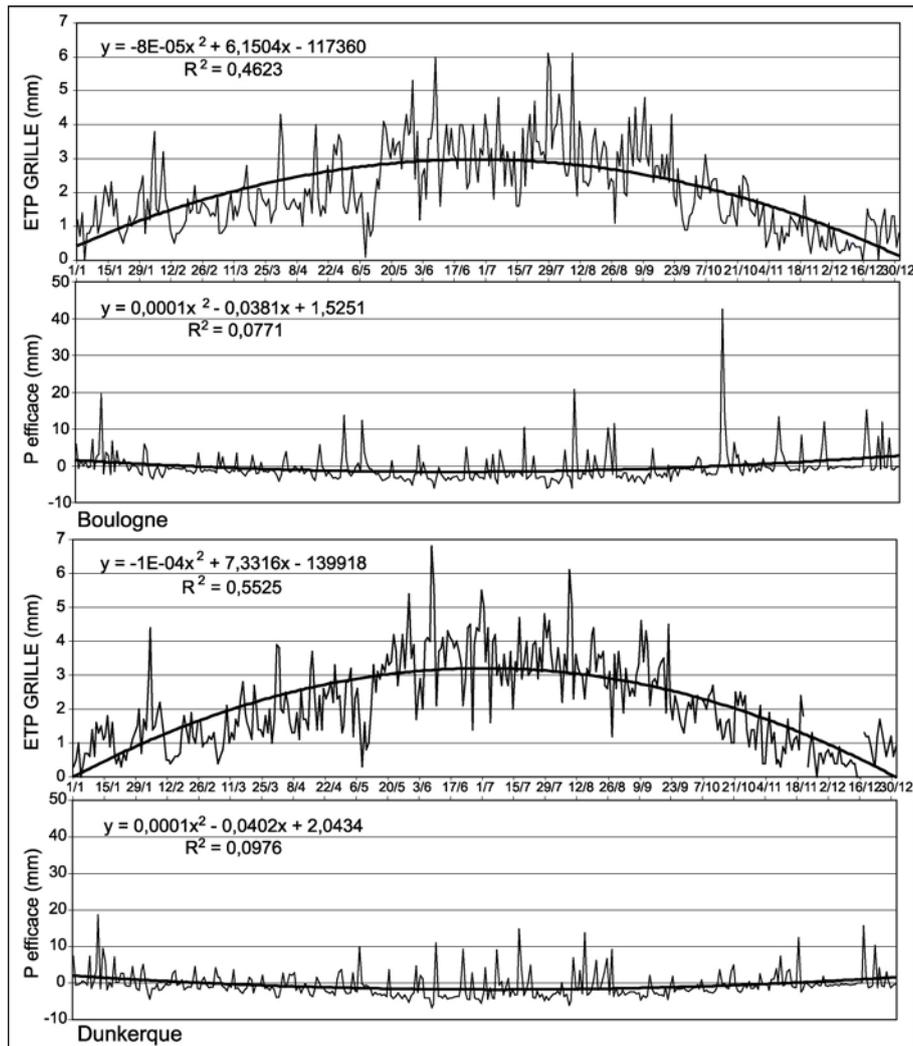


Figure 55 – Evapotranspiration et pluies efficaces en 2004, stations de Boulogne-sur-Mer et Dunkerque.

(Source : Météo-France).

Les relevés piézométriques n'étant pas disponibles avant 1989, il est difficile de vérifier si, là où l'aquifère se développe, ce scénario a pu se produire durant les épisodes de recul précédents, d'autant que la date précise de ces épisodes est rarement connue. Cependant, le rythme pluviométrique de l'hiver 1987–1988 rend le cas de figure possible (fig. 56). En effet, les précipitations cumulées d'octobre 1987 à janvier 1988 ont totalisé 524,7 mm (contre 328,4 mm une année normale) augmentant probablement la teneur en eau de la zone non saturée. Le 5 février 1988 s'est produite une forte averse (21,3 mm) et, le 11 février suivant, le journal *La Voix du Nord* a rapporté une série d'éroulements. Malgré un faible coefficient de marée (37), la tempête du 10 février 1988 (avec des vents orientés N240 et soufflant à 29 m/s) a pu contribuer au déclenchement de ces éroulements sans pour autant en être la cause principale. En tout état de cause, les conditions conduisant à un "effet piston" ne sont pas fréquentes car, comme le souligne M. Price (1997), il est rare que la porosité matricielle de la craie soit entièrement saturée en eau, de sorte qu'un drainage fissural rapide puisse se produire. De fait, les épisodes de recul plus ou moins généralisé qui se sont produits en 1966, 1981 et 1986

ne peuvent s'expliquer de cette façon¹⁸, ni à plus forte raison l'épisode de 1971 qui se place dans un groupe d'années à fort déficit pluviométrique (fig. 51B). Par ailleurs, des écroulements isolés de toute taille peuvent se produire à tout moment (la période de retour est proportionnelle à la taille des écroulements), avec peut-être une prédilection pour l'hiver où les variations physiques dans les roches sont plus rapides (Mortimore *et al.*, 2004b). Ainsi, entre le mois d'octobre 1997 et le mois de janvier 1998, le cumul des précipitations atteint 510,4 mm à Boulogne-sur-Mer et 575 mm à Guînes (moyenne 1971–2000 à Boulogne : 329,3 mm), puis en février 1998 le total des précipitations n'est que de 12,6 mm à Boulogne-sur-Mer et de 18 mm à Guînes, tandis que le toit de la nappe à Escalles s'abaisse de – 13 m jusqu'à – 14 m, pourtant un unique écroulement de taille moyenne (5 000 m³) se produit au nord du cran d'Escalles.

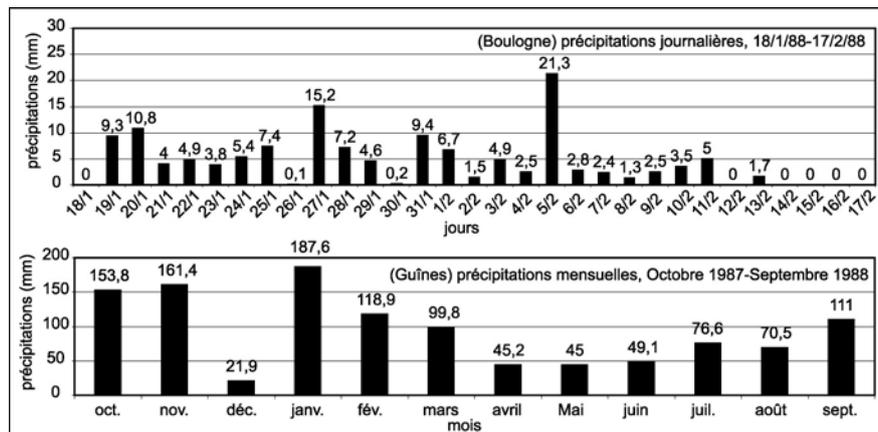


Figure 56 – Précipitations journalières (janvier–février 1988, Boulogne-sur-Mer) et mensuelles (octobre 1987–septembre 1988, Guînes).

(D'après Pierre et Lahousse, 2006 ; sources : Météo-France et Eaux de Calais).

L'affaiblissement des matériaux avec le temps peut donc conduire à la rupture sans cause manifeste, sinon une instabilité récurrente banale. Les deux écroulements majeurs du cap Blanc-Nez *s.s.* ne s'expliquent pas autrement, ni la série d'écroulements en aval du fond du Guet en 1986. Il faut donc faire la distinction entre, d'une part, la diminution de la résistance des matériaux en fonction de l'élévation de leur teneur en eau à un moment donné (Doremus, 1978 ; Duperret *et al.*, 2005), paramètre structural corrélable à un paramètre climatique et, d'autre part, la diminution de la résistance des matériaux liée à leur degré d'altération *s.l.*, attribuable à l'effet cumulé du drainage interne de l'eau (et en surface à des phénomènes physiques liés à la température et à la cristallisation du sel). En terme de rythme, le deuxième cas de figure est difficilement modélisable. Le premier cas de figure l'est un peu moins, mais il serait imprudent de croire que toute élévation significative de la teneur en eau conduit nécessairement à une déstabilisation de la falaise : encore faut-il que celle-ci ait atteint un seuil d'instabilité. Ainsi, en dehors des événements aléatoires modestes et fréquents, trois scénarios peuvent se produire :

- les conditions hydroclimatiques sont propices au déclenchement d'écroulements, mais la falaise est stable : des écroulements isolés et peu volumineux (5 000 m³ au plus) peuvent se produire, aussi bien que rien du tout ;

¹⁸ L'année 1939 est hors statistiques climatologiques, et l'année 1994 en dehors de la zone d'influence de l'aquifère crayeux.

- les conditions hydroclimatiques sont propices au déclenchement d'écroulements et la falaise est instable : un recul généralisé, ou affectant les secteurs les plus instables, entraîne le retour d'un état stable plus ou moins durable (écroulements de taille variable, compris entre 100 m³ et 8 000 m³) ;
- des écroulements phénoménaux (supérieurs à 100 000 m³) et imprévisibles entraînent le retour d'un état de stabilité durable (40 ans au Blanc-Nez !) des sections de falaise les plus élevées.

De même, il n'est pas certain que le mécanisme d'"effet piston" puisse affecter indifféremment toutes les falaises crayeuses. S'il est fréquent que dans ces matériaux le toit de la nappe soit à une altitude inférieure à celle du pied de la falaise (Duperret *et al.*, 2004, 2005), les modalités de circulation de l'eau dans la zone non saturée peuvent être très variées. Les falaises normano-picardes, par exemple, sont largement karstifiées (Rodet et Lautridou, 2003), ce qui induit un drainage rapide de l'eau d'infiltration, mais, par endroits, elles présentent des niveaux moins perméables qui donnent au contraire à l'aquifère un caractère partiellement multicouche (Duperret *et al.*, 2002a) ralentissant le drainage vertical. Quoiqu'il en soit, il est par contre certain que dans un aquifère crayeux monocouche tel que celui d'Escalles, les fluctuations annuelles régulières du niveau piézométrique ne sont pas directement responsables de l'augmentation de la pression hydrostatique dans les pores de la craie, ni d'une surcharge pondérale déstabilisant la falaise. La mise en évidence d'un "effet piston" en novembre 2000 met plutôt en avant l'importance de la teneur en eau de la zone non saturée, y compris pour expliquer la fatigue des matériaux et, à terme, leur écroulement (éventuellement aléatoire).

Les falaises argilo-crayeuses de Strouanne et les falaises détritiques de Sangatte ont un comportement hydrogéologique différent et ne peuvent être affectées par un "effet piston". Dans la Formation de Sangatte, intégralement comprise dans la zone non saturée surplombant l'aquifère crayeux (Bracq *et al.*, 1992 ; Bracq et Brunin, 1999), les percolations se font vers le NNE suivant la stratification et le pendage des dépôts. Sur la paroi de la falaise, une bonne partie de l'eau ressort donc le long des lits les plus perméables, provoquant un phénomène de soutirage (décrit dans le chapitre sur les processus du recul) et induisant un rythme d'évolution continu, bien corrélé au rythme pluviométrique. Entre le Petit Blanc-Nez et Strouanne, l'affleurement de la craie bleue faiblement perméable induit un ruissellement de surface et les mouvements de terrain sont alors conditionnés par le fluage des Argiles du Gault exposées aux intempéries en paroi de falaise. Le rythme de recul, dans ce deuxième cas, est un peu moins sensible aux variations pluviométriques, comme le suggère la comparaison entre rythme (fig. 48) et précipitations annuelles (fig. 51B). Toutefois, le long de la falaise argilo-crayeuse, les années 1974, 1977 et surtout 1994, année comparable à l'année 2000 en terme de dynamisme, s'individualisent nettement. Dans l'aquifère multicouche de la série jurassique, un tel mécanisme est impossible.

III. Le temps de la gestion

1. La protection des falaises et la protection des biens

Un dehors des zones urbanisées, les falaises du Boulonnais ne font pas l'objet de mesures visant à limiter leur recul. La volonté commune est au contraire de préserver une dynamique naturelle dans des secteurs essentiellement voués à la promenade et à l'agriculture (sur le revers), et largement mis sous la protection du Conservatoire du littoral depuis 1976 (tab. 13). Les problèmes de gestion liés au recul ne sont donc pas *a priori* préoccupants. Les secteurs urbanisés sont protégés, à l'exception notable de la commune de Wimereux sur laquelle un

quartier est menacé, et de celle d'Equihen, où les habitations judicieusement construites en retrait il y a plus d'un siècle sont maintenant trop près du bord. Le perré au Portel a été construit en 1971 pour protéger, semble-t-il, les habitations des rues adjacentes. Cependant, son rôle de défense contre la mer n'est pas évident si l'on en juge par les très faibles valeurs de recul enregistrées un peu au sud le long du terrain de camping du Phare, où la structure de la falaise est la même (valeurs inférieures à 0,04 m/an entre 1929 et 2003). La superposition presque parfaite du haut de falaise de 1929 et du haut du perré indique aussi que le recul sur la période 1929–1971 a été insignifiant (fig. 18). Cet ouvrage, en imperméabilisant la paroi, subit par contre des déformations directement liées au mauvais drainage des eaux infiltrées¹⁹ dans les Argiles de la Crèche. Le perré qui enserre le village d'Audresselles, bâti sur une basse falaise gréseuse, a été réalisé en 1880 et renforcé par quelques blockhaus pendant la Seconde Guerre mondiale, l'ensemble est actuellement en bon état. Au village de Sangatte, enfin, la falaise n'est protégée par un perré que depuis les années 1940, ce qui, d'après l'analyse cadastrale, a stoppé le recul rapide de ce segment (cf. supra).

Site	Communes	Superficies
Mont d'Hubert–cap Blanc-Nez	Escalles, Sangatte	116 ha
cap Gris-Nez	Audinghen, Audresselles	142 ha
Pointe de la Crèche	Boulogne-sur-Mer, Wimereux	27 ha
cap d'Alprech	Le Portel	9 ha

Tableau 13 – Acquisitions du Conservatoire du littoral de 1976 à 2003.

À Boulogne même, la falaise n'est plus rongée par la mer depuis la première moitié du XIX^e siècle pour sa partie sud (que longe le boulevard Sainte-Beuve, à l'abri de la jetée du nord-est) et depuis les années 1930 pour sa partie nord (construction de la digue Nord entre 1933 et 1940) ; quant à la falaise de Châtillon, au Portel, elle est abandonnée depuis 1879, date de la construction de la digue Carnot. L'évolution continentale de ces anciennes falaises n'est pas stoppée pour autant comme l'ont rappelé les glissements survenus en 1930 le long de la falaise de Boulogne. A.P. Dutertre (1930) écrivait à cette occasion qu'une falaise morte «*demeure soumise à une loi analogue à la loi de l'aplatissement des versants des vallées*» (souligné par l'auteur), justifiant ainsi «*de modifier [en l'arasant] le profil de la falaise et de réaliser artificiellement ce que la nature ferait à la longue*». L'exemple de la falaise fossile crayeuse de Sangatte, enfouie sans recul significatif de l'escarpement, montre cependant que la nature peut procéder d'une autre façon (fig. 6). Au Portel, la falaise morte de Châtillon avec un recul moyen de 22 m en 74 ans (soit 0,30 m/an) n'évolue d'ailleurs pas beaucoup moins vite que la falaise vive d'Equihen (0,42 m/an) dont la structure est en partie identique. Le versant maritime du mont de Couppe (où affleurent les Argiles de la Crèche et les Argiles de Wimereux) s'est cependant un peu allongé depuis les années 1920 (Leroux, 1929), mais selon des processus d'érosion qui ne suggèrent pas un changement de dynamique significatif (fig. 57). Il est d'ailleurs intéressant de noter que, à terme, la diminution de la pente, dans ce type de matériau, ne représente pas nécessairement un gage de stabilité : la décompaction des argiles affleurant sur un versant qui s'allonge améliore en effet l'infiltration, et, partant, les mouvements de terrain. L'exemple des falaises mortes dominant les marais de Romney (Kent, UK), taillées dans les argiles wealdiennes à la base et dans les Sables verts inférieurs de l'Aptien au sommet, le long desquelles les mouvements de terrain sont régulièrement réactivés malgré un facteur de sécurité inférieur à 1 (Bromhead *et al.*, 1998), en fournissent un bon exemple. Le reste de la falaise de Châtillon a reculé de façon parallèle, mais il est vrai que le

¹⁹ Probablement à partir du réseau d'assainissement, dans ce milieu urbanisé.

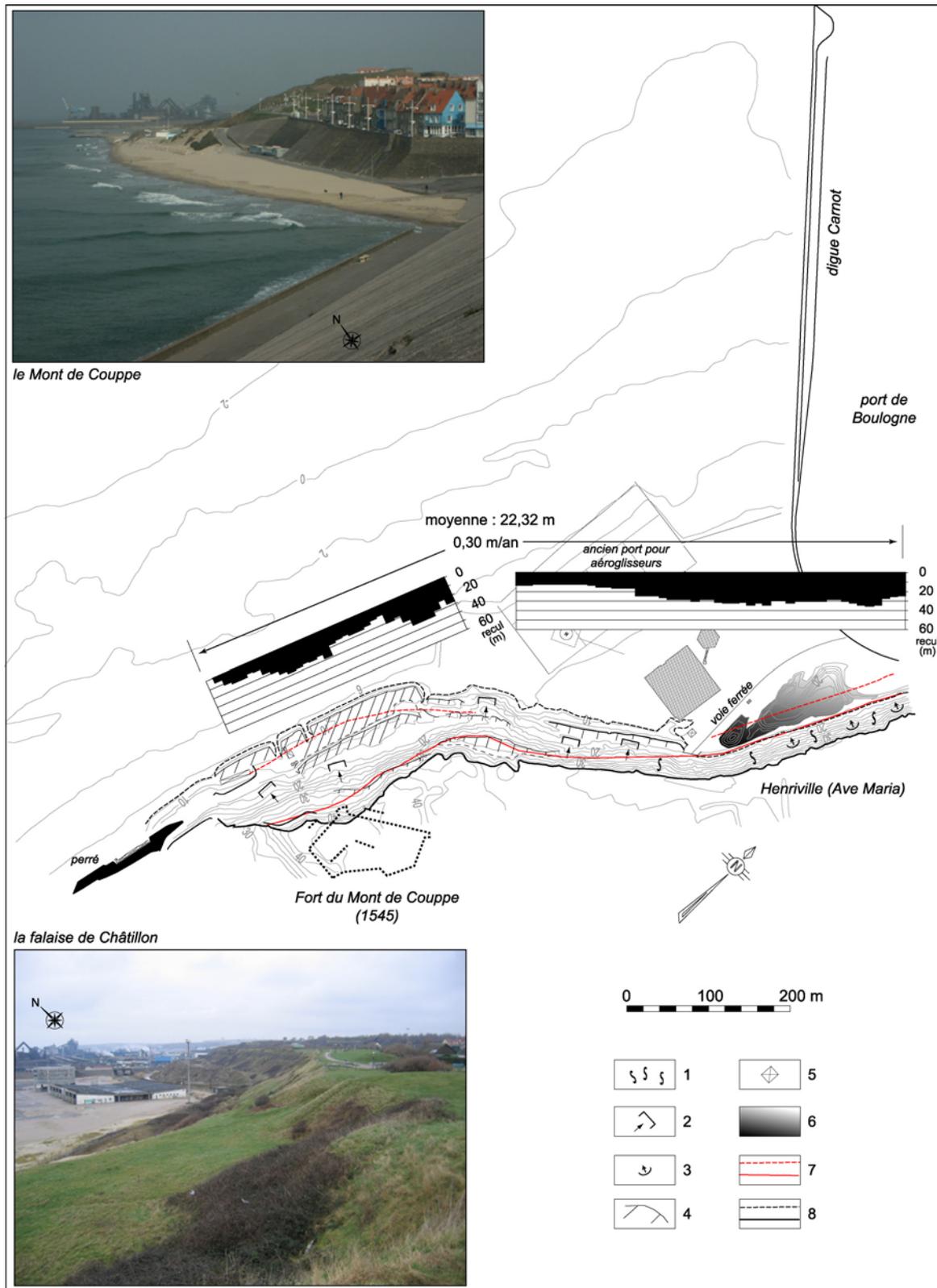


Figure 57 – Valeurs (période 1929–2003) et processus de recul, falaise de Châtillon et Mont de Couppe (le Portel).

1 : solifluxion ; 2 : glissement de pan ; 3 : coup de cuiller ; 4 : replat glissé ; 5 : bâtiment ; 6 : remblai ; 7 : bas et haut de falaise en 1929 ; 8 : bas et haut de falaise 2003.

bas a toujours été un site de prélèvement, ce qui constituait déjà une menace pour le chemin du sommet de la falaise au milieu du XIX^e siècle²⁰.

En 1930, deux solutions avaient été envisagées pour éviter le retour des glissements sur la falaise de Boulogne : décapiter la falaise et (ou ?) drainer les eaux souterraines (auxquelles se mêlent les eaux usées). La première solution, rarement mise en pratique, n'a pas été appliquée. La seconde, en cours d'application, ne peut qu'améliorer la qualité environnementale des falaises mais n'infléchira sans doute pas la tendance naturelle. En effet, l'impact actuel des rejets d'eaux usées sur la stabilité des falaises n'est pas spectaculaire, que ce soit au sud du cap Gris-Nez *s.s.*, où un glissement (sans recul du haut de falaise) a sans doute été favorisé par une évacuation d'eau sur la paroi, vers le milieu des années 1990 (un parking a été déplacé à cette occasion), ou au droit du camping du Phare au Portel, où la falaise est particulièrement stable (fig. 39). À Equihen, le seul secteur qui n'a pas encore été raccordé aux égouts (l'alignement d'anciennes habitations à flanc de falaise) est celui qui est le plus stable depuis 74 ans (fig. 18C).

La réalisation du PPR (Plan de Prévention des Risques) prescrite par la préfecture le 24 novembre 1999 a été confiée au SMBC (Service Maritime des Ports de Boulogne et Calais), et le projet actuellement discuté a été déposé dans les mairies concernées en juin 2002. C'est d'ailleurs dans ce contexte qu'à la demande de la Direction Régionale de l'Environnement (DIREN), le Laboratoire de Géomorphologie et Gestions de Milieux Naturels a réalisé, entre 1999 et 2003, trois études sur l'instabilité des falaises de cap Blanc-Nez. Commandée par la DIREN, le Conservatoire du littoral et les communes de Portel et d'Equihen, une autre étude est en cours sur les falaises du sud de Boulogne-sur-Mer. Il ne relève cependant pas de cette présentation de commenter la pertinence des propositions du PPR qui, dans l'ensemble, tiennent compte du recul inéluctable des falaises : ainsi, l'ensemble du littoral est mis en zone rouge sur une bande d'une centaine de mètres... On conçoit cependant que cette proposition puisse paraître arbitraire et dommageable dans certaines zones urbanisées, à faible recul et de surcroît protégées.

2. L'accélération anthropique de l'érosion des falaises

Dans les secteurs essentiellement voués à l'agriculture et au tourisme, il est néanmoins utile de ne pas négliger le caractère aggravant de l'anthropisation, qu'il s'agisse de pratiques agricoles ou de l'accueil des visiteurs.

2.1 L'impact des pratiques agricoles

Deux éboulements survenus en mai 2000 dans le secteur des Crupes illustrent parfaitement le rôle combiné des précipitations et des pratiques agricoles (Lahousse et Pierre, 2003b). Les levés topographiques effectués dans le champ en arrière de la falaise, peu après le violent orage qui a frappé Escalles²¹ le 7 mai 2000, montrent clairement le rôle du ruissellement sur la déstabilisation de la falaise : les deux mouvements de terrain qui s'y sont produits sont en effet précisément situés à l'aplomb des axes empruntés par les écoulements de surface (fig. 58). Le premier axe, le plus au nord, correspond à une dénivellation naturelle de la topographie de 40 cm. Le second axe a été créé artificiellement (et provisoirement) et prolonge des ornières laissées par le passage d'un engin agricole. Le ruissellement à la surface du champ s'est d'abord soldé par la formation de larges épandages de boue prélevée à la parcelle encore dénudée à ce moment de l'année. Dans le prolongement de ces épandages, les forma-

²⁰ Compte-rendu de la séance du Conseil municipal du 30 novembre 1868.

²¹ Il n'est presque rien tombé le même jour aux deux stations de Guînes et Boulogne-sur-Mer.

tions superficielles et la craie grise argilisée, déjà engorgées par les pluies particulièrement abondantes du mois d'avril (122,4 mm à Guînes, 151,4 mm à Boulogne-sur-Mer, moyenne 1971–2000 : 49,1 mm), ont rapidement atteint le seuil de plasticité, voire de liquidité, ont flué, puis se sont éboulées du haut de la craie bleue. Le 8 mai, le volume du cône principal (le plus au sud) était compris entre 900 et 1 000 m³, correspondant à un recul ponctuel du haut de la falaise de l'ordre de 2 m. Le 28 mai, ce même cône était déjà largement déblayé par la mer (fig. 58). Au début de l'automne 2000, tous ces matériaux de granulométrie fine avaient disparu. Lors de l'épisode de recul qui a affecté tout le linéaire du cap Blanc-Nez en novembre 2000, sept coulées-éboulements se sont produits dans le secteur des Crupes selon des modalités très semblables à celles du 7 mai 2000, la quantité d'eau précipitée en octobre et novembre comblant amplement l'absence d'ornières dans les labours. Il n'en reste pas moins que le sens du labour, ou la simple présence d'ornières suffisamment longues et mal orientées peuvent avoir, en cas de forte averse, plus de conséquence sur la stabilité de la falaise que des irrégularités topographiques.

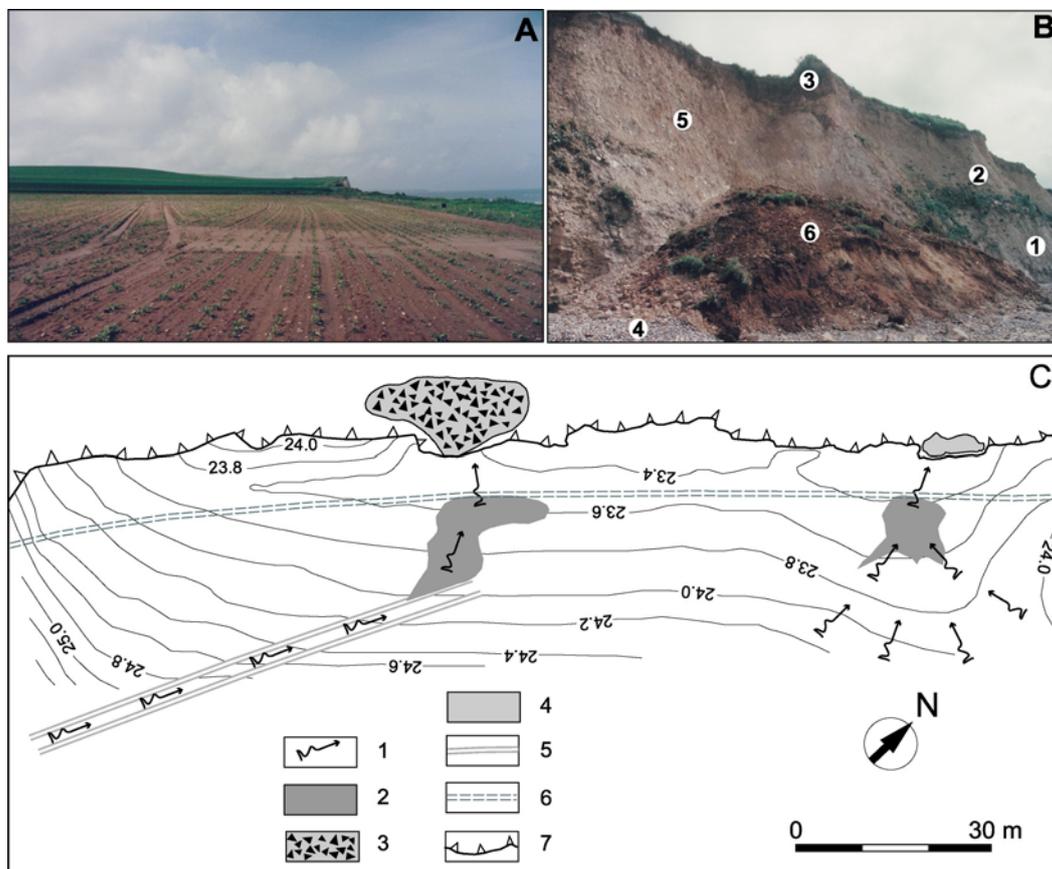


Figure 58 – Evolution de la falaise aux Crupes.

A : état de surface de la parcelle agricole le 7 mai 2000. B : masse éboulée le 28 mai 2000 ; 1 : craie bleue ; 2 : craie grise ; 3 : formations superficielles ; 4 : cordon de galets ; 5 : plan d'arrachement ; 6 : débris. C : croquis topo-morphologique ; 1 : ruissellement ; 2 : épandage boueux ; 3 : éboulement ; 4 : coulée superficielle ; 5 : ornières d'engin agricole, 6. sentier, 7. haut de la falaise (altitudes en mètre, équidistance des courbes : 20 cm) (en partie d'après Lahousse et Pierre, 2003b).

Entre Audresselles et le cap Gris-Nez, il arrive que les limites de parcelles soient marquées par des fossés et des ados, l'ensemble fonctionnant comme un drain. Entre le cran Mademoiselle et le cran Poulet, l'une de ces limites, d'ailleurs superposé à une faille, débouche

sur la falaise où sont dirigées les eaux de ruissellement, en dépit d'une topographie inclinée vers le nord (fig. 59). Cette configuration, déjà identifiable sur les photographies aériennes de 1939, exacerbe le ravinement au sommet de la falaise et contribue aussi au déclenchement de coulées de débris sur la paroi. Il serait exagéré d'affirmer que le parcellaire explique à lui seul le taux de recul élevé de ce secteur (16 m en 64 ans) : l'absence des Grès de la Crèche en haut de falaise et le broyage tectonique des matériaux y contribuent aussi. En l'absence de perturbations anthropiques, cependant, les autres sections de la falaise également identifiées comme évoluant en système simple pour des raisons essentiellement structurales (cf. 2^{ème} partie, II, 4.3) n'ont que très peu reculé sur la même période.

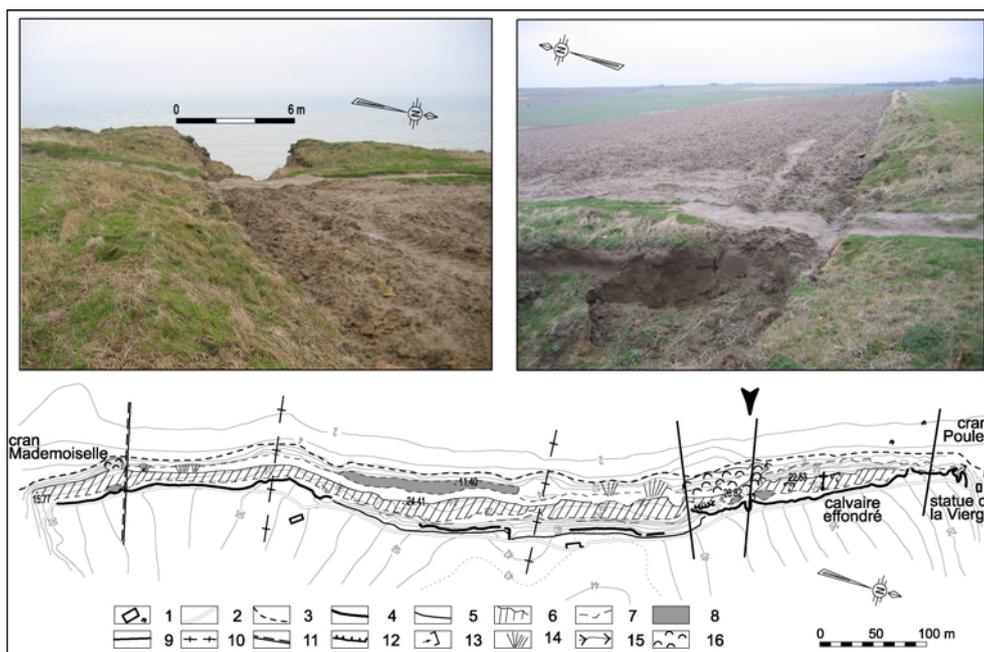


Figure 59 – Evolution de la falaise au sud du cran Poulet.

1 : blockhaus ; 2 : sentier ; 3 : pied de falaise ; 4 : haut de falaise ; 5 : haut de falaise végétalisé ; 6 : replat structural ; 7 : banc calcaire ; 8 : débris ; 9 : faille ; 10 : anticlinal ; 11 : flexure ; 12 : cicatrice d'arrachement secondaire ; 13 : radeau calcaire ; 14 : éboulis ; 15 : ravine ; 16 : coulée.

2.2 L'influence du parking du cran d'Escalles

Au cran d'Escalles, le ruissellement joue aussi un rôle majeur dans la dynamique de la falaise. Il y a deux raisons à cela. D'une part, il s'agit du point le plus bas du vallon qui s'étire entre le cap Blanc-Nez et le Petit Blanc-Nez : il collecte donc naturellement les eaux. D'autre part, le parking du cran favorise le ruissellement de surface, de sorte que les eaux qui dévalent du versant continental du cap Blanc-Nez par les sentiers de promeneurs sont dirigées, *via* une ancienne tranchée militaire, vers une ravine qui entaille la paroi, juste au nord de la descente à la mer. Deux cartes topographiques numériques de la ravine ont été dressées à partir de levés au tachéomètre effectués le 18 avril 2000 puis le 23 novembre 2000, c'est-à-dire avant et après les violentes averses qui se sont abattues sur la région le 20 novembre²². Leur comparaison permet de suivre l'évolution de la ravine et d'ainsi évaluer l'impact du ruissellement sur cette évolution (fig. 60). Il en ressort que le fond de la ravine s'est élargi, essentiellement aux

²² 40 mm à Guînes, 41,6 mm à Boulogne-sur-Mer (sources : Eaux de Calais et Météo-France).

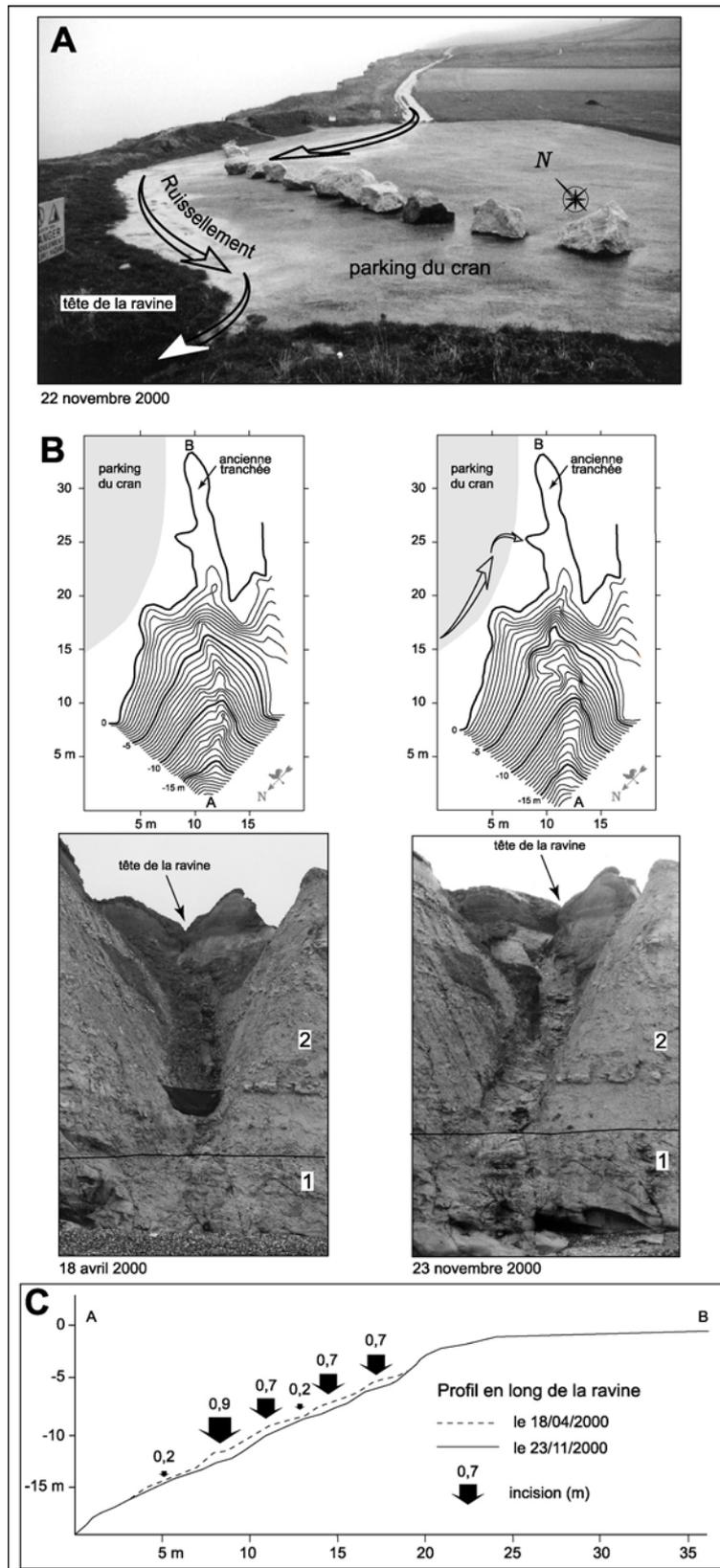


Figure 60 – Evolution de la ravine du cran d'Escalles lors de l'orage du 21 novembre 2000.

A : ruissellement sur le parking du cran. B : levés topographiques de la ravine (équidistance des courbes : 50 cm) et vues depuis l'estran. 1 : craie bleue ; 2 : craie grise. C : profil en long de la ravine (d'après Lahousse et Pierre, 2003b).

dépens d'une terrasse colluviale qui apparaît végétalisée sur la photographie du 18 avril. Ce sapement latéral s'est en outre accompagné d'un creusement de la craie grise sur toute la largeur du chenal, l'incision atteignant 70 à 90 cm dans les bancs les moins résistants. Par contre, la craie bleue qui affleure au débouché de la ravine est restée intacte. Une autre conséquence de cet important ruissellement est l'érosion, sur une tranche de 1,5 m du cordon de galets qui occupe habituellement le haut de l'estran, de part et d'autre du cran d'Escalles. L'étalement de ce cordon sur l'estran datait de la tempête de la fin octobre (pendant laquelle les rafales atteignaient 29 m/s et les coefficients de marée étaient supérieurs à 90), mais son arasement complet au débouché de la ravine ainsi qu'à celui de la descente à la mer (goudronnée) s'est produit au moment de l'orage qui s'est abattu sur Escalles dans la nuit du 20 au 21 novembre, alors que la marée était basse (pleine mer le 21 à 8h40, coefficient 59). L'abandon du parking, envisagé depuis l'hiver 2000, est programmé pour l'année 2005 (les bus n'y ont cependant plus accès depuis 5 ans pour des raisons liées à leur poids et à la stabilité de la falaise...).

3. L'évaluation et la gestion du risque lié au recul des falaises : l'exemple du cap Blanc-Nez

Sur le site du cap Blanc-Nez, l'intervention des pouvoirs publics dans la gestion du risque lié au recul de la falaise n'a été effective qu'à partir de février 1998. Elle a fait suite à un écoulement de taille moyenne (5 000 m³) et à l'apparition de fissures de détente immédiatement au nord du cran d'Escalles, unique chemin d'accès à l'estran sur une distance de près de 7 km, entre Sangatte et Strouanne. L'écroulement de février 1998 est en effet le premier événement important qui soit survenu après la promulgation de la loi 95-101 du 2 février 1995 instituant les nouvelles orientations sécuritaires de la politique nationale de prévention des risques naturels (Bourrelier, 1997). L'instabilité des falaises de ce secteur n'était bien entendu pas un phénomène nouveau, mais elle n'avait jusque-là suscité aucune intervention spécifique. L'écroulement survenu en 1993 au cap Blanc-Nez, diminuant de 40 m la distance entre le parking du sommet de la falaise et le rebord de la falaise, n'avait même eu aucun écho dans la presse locale. En 1998 donc, en vertu du principe de précaution (Kourilsky et Viney, 2000 ; Dauphiné, 2001), la commune d'Escalles et la préfecture du Pas-de-Calais ont rapidement mis en place une série de mesures préventives, destinées à alerter les visiteurs du danger potentiel.

La localisation de l'écroulement de février 1998, à proximité de l'unique chemin d'accès à l'estran, et l'apparition de nombreuses fissures de détente sur le rebord de la falaise au nord du cran, interprétés comme les signes avant-coureurs d'une déstabilisation, ont conduit le maire de la commune d'Escalles à prendre un arrêté d'interdiction d'accès. Une zone de sécurité de 500 m de long a été définie sur le haut de la falaise à l'aide d'une clôture balisée et de blocs rocheux. Au mois de mai 1998, un nouveau périmètre de sécurité, matérialisé par 300 m de chaînes tendues entre seize poteaux métalliques de 4 m de haut, a été établi en pied de falaise par le SMBC pour en interdire l'accès (fig. 61). Dans le même temps, une série de panneaux signalétiques ont été implantés le long du sentier du littoral pour rappeler aux visiteurs le danger potentiel. Enfin, le Bureau de l'Eau et de la Protection de la Nature de la Préfecture du Pas-de-Calais a confié au Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées un programme de suivi des fissures de détente apparues sur le rebord de la falaise afin d'en évaluer la vitesse d'ouverture (Van Laethem, 1999, 2002). Tandis que les mesures indiquaient un retour de l'équilibre sur le site instrumenté, un nouvel éboulement s'est produit au début de l'année 1999 au sud du cran d'Escalles, c'est-à-dire en dehors de la zone surveillée : le balisage a donc été étendu jusqu'au Petit Blanc-Nez. Cet événement a eu le mérite de souligner le caractère aléatoire de l'instabilité des falaises du cap Blanc-Nez et la nécessité d'entreprendre une approche plus globale de leur dynamique. Une étude dans ce sens a été commandée par la

DIREN au Laboratoire de Géomorphologie et Gestion des Milieux Naturels dès 1999. Si, pendant les onze premiers mois de l'étude, un certain répit morphodynamique a pu être constaté, l'évolution de la falaise s'est ensuite brutalement accélérée au cours du mois de novembre 2000, donnant l'occasion d'analyser les modalités du recul, mais aussi d'observer la manière dont les pouvoirs publics ont géré cette situation de crise.

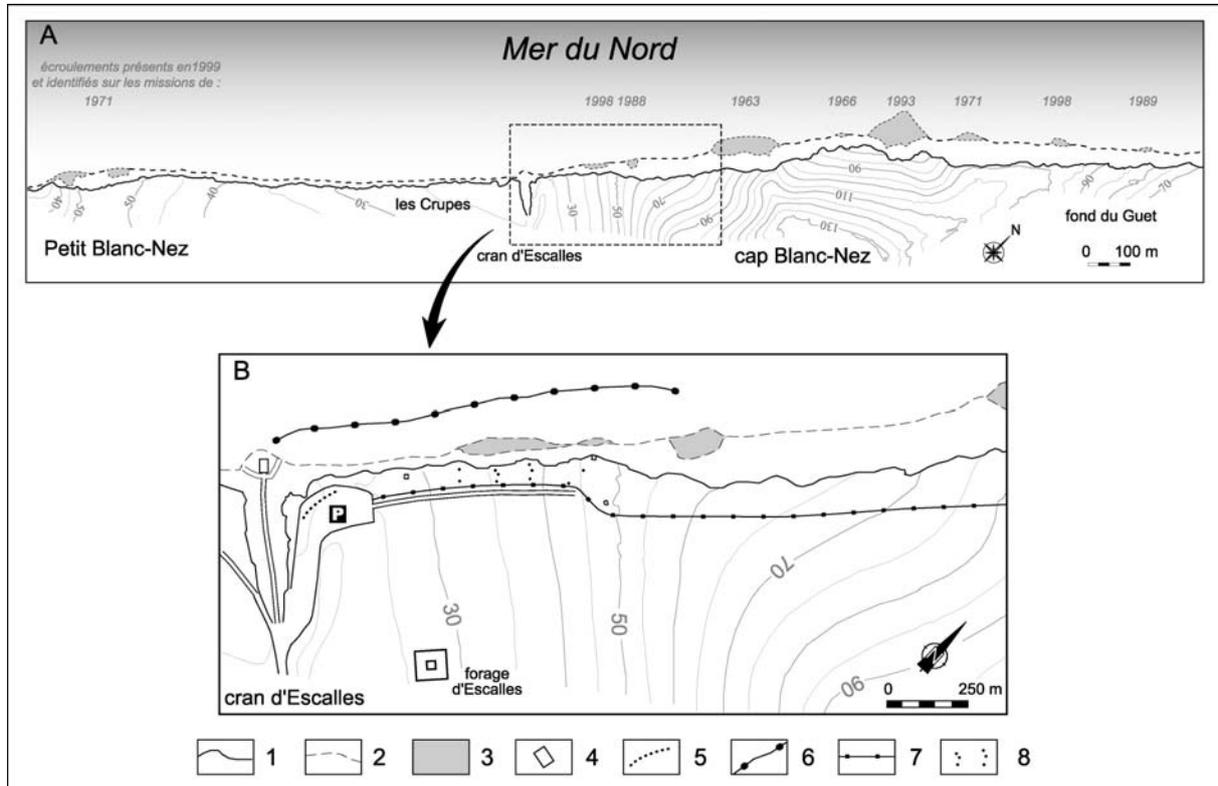


Figure 61 – Aménagements au cran d'Escalles après l'éroulement de février 1998.

1 : haut de falaise ; 2 : pied de falaise ; 3 : amas de débris ; 4 : blockhaus ; 5 : enrochement sur le parking du cran d'Escalles empêchant le stationnement à proximité de la falaise ; 6 : poteaux métalliques et chaînes limitant l'accès au pied de falaise ; 7 : clôture destinée à empêcher l'accès au rebord de la falaise ; 8 : repères implantés pour le suivi des fissures. Fond de carte du 19 octobre 1999.

La comparaison des plans topographiques à 1/2 000 de 1999 et de 2002 permet d'évaluer très précisément les conséquences de cet épisode morphodynamique en terme de recul du haut de falaise (fig. 62). Les valeurs les plus élevées, atteignant 8 m, se situent au nord du cran d'Escalles et au Petit Blanc-Nez, où se sont produits des éroulements. À ces deux endroits, la hauteur de la falaise est comprise entre 30 et 70 m et entre 40 et 50 m respectivement. Les valeurs de recul plus faibles au droit du fond du Guet (4 m) sont aussi le résultat d'éroulements, mais dans un secteur où le haut de la falaise est armé par un banc dur en corniche : malgré ses 90 m, la paroi ne livre à cet endroit que peu de matériaux. Quand au secteur du cap Blanc-Nez s.s., il n'a pas bougé durant cet épisode. Le secteur des Crupes, à l'inverse, a connu une activité plus continue non seulement dans le temps – certains éroulements se sont produits en dehors de l'épisode de novembre 2000, mais aussi dans l'espace – tout le linéaire a été affecté. Les valeurs de recul y sont cependant restées modestes (moins d'un mètre), même si, par endroits, des coulées-éboulements et des petits éroulements ont entraîné un recul atteignant 7 m.

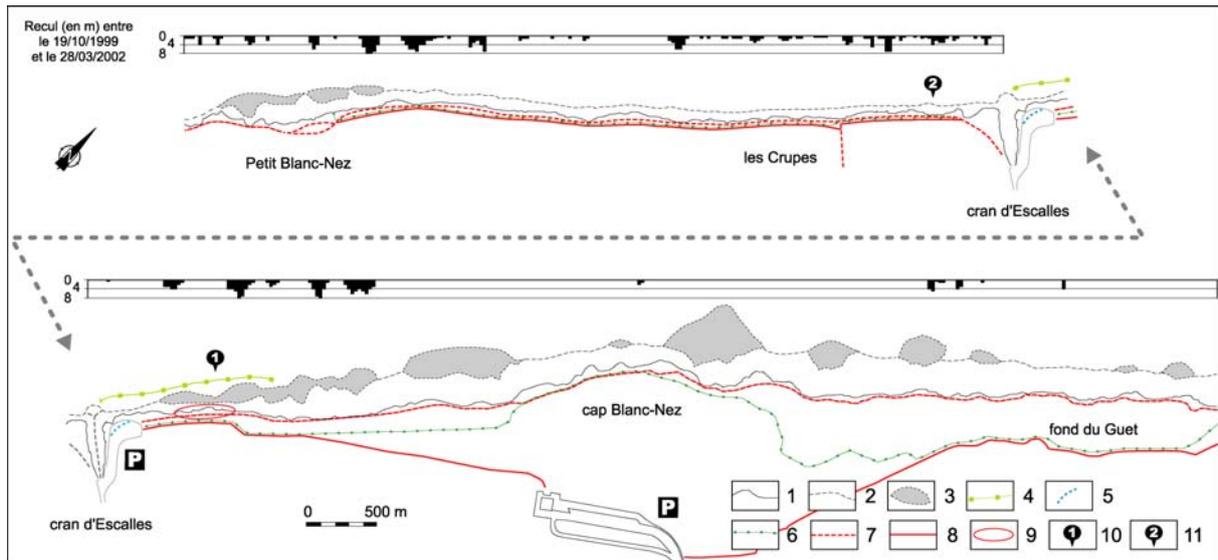


Figure 62 – Recul du haut de falaise entre le 19 octobre 1999 et le 28 mars 2002 et mesures de prévention prises depuis 1998.

1 : haut de falaise ; 2 : pied de falaise ; 3 : amas de débris ; 4 : poteaux métalliques et chaînes sur l'estran ; 5 : enrochement sur le parking du cran d'Escalles ; 6 : clôture sur le haut de la falaise ; 7 : tracé du sentier littoral avant novembre 2000 ; 8 : tracé modifié du sentier littoral après novembre 2000 ; 9 : zone équipée de repères de déplacement ; 10 : position de l'éroulement de février 1998 ; 11 : position de l'éboulement de janvier 1999.

Cette série de mouvements de terrain a mis en avant le caractère soudain, bref et potentiellement généralisé du risque lié au recul des falaises, et les fréquentes campagnes de terrain de l'automne 2000 ont permis d'alerter très rapidement les pouvoirs publics, alors même que cet épisode de recul se déroulait. Une cellule de crise a ainsi été ouverte par les sous-préfets de Boulogne-sur-Mer et de Calais afin d'adapter les mesures de sécurité à la gravité de la situation. Il est ressorti de ces concertations : 1) la nécessité de sensibiliser le public au risque en multipliant les panneaux signalétiques et 2) la nécessité d'étendre le périmètre de sécurité (et les clôtures) à l'ensemble du linéaire compris entre Sangatte et Strouanne. Par ailleurs, les valeurs de recul maximales ayant atteint 8 m au mois de novembre 2000, le sentier du littoral, interrompu par le recul de la falaise, a été déplacé d'une dizaine de mètres vers l'intérieur des terres (fig. 62). Cette mesure n'a pu être prise qu'avec l'accord des exploitants agricoles, puisque l'article R. 160-8 ajouté au Code de l'Urbanisme par le décret du 7 juillet 1977 ne prévoit qu'une servitude de passage large de 3 m (Calderaro, 1993), calculée à partir de la limite du domaine public maritime – en l'occurrence le haut de falaise.

Hissés au rang de grand site national en 1980, le cap Blanc-Nez et le cap Gris-Nez sont restés à l'écart des grands aménagements touristiques de la côte d'Opale. De fait, le risque lié au recul de la falaise concerne essentiellement les visiteurs qui empruntent le sentier du littoral ou se promènent sur l'estran, et les agriculteurs dont les parcelles, par endroits, sont limitées par le haut de falaise. Parce qu'il est avant tout destiné à contrôler l'urbanisation, le Plan de Prévention des Risques actuellement en cours sur les falaises du Boulonnais ne semble donc pas à même de répondre au problème soulevé par l'érosion des falaises sur ce site préservé. Ici, il s'agit avant tout d'assurer la protection de la population (jusqu'à 1 million de visiteurs par an) vis-à-vis d'un risque de déstabilisation brutale de la falaise qu'il est difficile de prévoir dans le temps comme dans l'espace. Idéalement, la délimitation d'un périmètre de sécurité sur un site tel que celui du cap Blanc-Nez devrait s'appuyer sur les valeurs de recul susceptibles d'être atteintes lors d'un épisode morphodynamique bref, comme celui de no-

vembre 2000. Mieux encore, l'hypothèse d'écroulements isolés de grande ampleur ne devrait pas être écarté : pour s'en convaincre, il suffit d'observer sur l'estran les 100 000 à 120 000 m³ de matériaux qui se sont détachés de la falaise en 1993 provoquant un recul instantané de 40 m. Mais comment préserver l'intérêt touristique d'un tel site si l'on interdit aux visiteurs de s'approcher suffisamment près de la falaise ? Au total, les efforts doivent porter sur l'information, et l'avertissement pourrait être : "La falaise, en constante évolution, recule en moyenne de 0,14 m/an, mais la probabilité d'un recul instantané de 40 m n'est pas à écarter !"

Conclusion et perspectives

Comme l'illustre la liste de références accompagnant ce texte²³, l'étude des côtes rocheuses est souvent abordée de façon dichotomique, traitant soit de l'évolution de la plate-forme littorale, soit de celle de la falaise, et, de plus, les recherches sur chacune de ces deux parties présentent fréquemment un caractère thématique. Ainsi, durant les quarante dernières années et pour ne s'en tenir qu'aux grandes étapes, la production relative aux plates-formes littorales a porté successivement sur la définition des formes (Cotton, 1963 ; Hills, 1971, 1972), sur leur genèse, corrélée à des paramètres hydrodynamiques et/ou structuraux (Trenhaile, 1971, 1974a et b ; Sunamura, 1983, 1992, 1994), ou à des processus d'érosion marins (Robinson, 1977a, b et c ; Stephenson et Kirk, 2000a) et subaériens (Kirk, 1977 ; Trenhaile et Rudakas, 1981 ; Trenhaile et Mercan, 1984 ; Stephenson et Kirk, 1998, 2000b, 2001). L'évolution des plates-formes a en outre fait l'objet d'essais de modélisation assistée par ordinateur (Trenhaile, 1999, 2000, 2001a, b et c). Les travaux portant sur les falaises n'ont pas échappé à ce découpage thématique, les quatre entrées principales étant : 1) la valeur du recul des falaises, thème bénéficiant d'ailleurs d'un renouveau méthodologique (Moore, 2000 ; Catalao *et al.*, 2000, 2002 ; Pierre et Lahousse, 2003 ; Costa *et al.*, 2004 ; Zviely and Klein, 2004) ; 2) le rythme du recul (Rudberg, 1967 ; May, 1971 ; May and Heeps, 1985 ; Allison, 1989 ; Maquaire, 1994 ; Hénaff *et al.*, 2002b ; Pierre et Lahousse, 2006) ; 3) les modalités du recul – l'accent étant mis sur les processus marins (Robinson, 1977b ; McGreal, 1979b, 1984 ; Sunamura, 1982 ; Kirkgöz, 1995 ; Brossard et Duperret, 2004), ou subaériens (Nott, 1990 ; Dias et Neal, 1992 ; Allison et Kimber, 1998 ; Benumof *et al.*, 2000 ; Duperret *et al.*, 2002a ; Lahousse et Pierre, 2003b) ; et enfin 4) les causes du recul – avec d'une part les causes statiques, mettant en avant les paramètres structuraux (Bonte, 1959 ; Jones et Williams, 1991 ; Davies *et al.*, 1998 ; Duperret *et al.*, 2002b ; Costa *et al.*, 2003 ; Mortimore *et al.*, 2004b), et d'autre part les causes dynamiques, mettant l'accent sur les paramètres hydrogéologiques (Hutchinson, 1969 ; Caudron *et al.*, 2001 ; Hénaff *et al.*, 2002b ; Duperret *et al.*, 2004, 2005 ; Pierre et Lahousse, 2006) ou météo-marins (Griggs et Johnson, 1979 ; Storlazzi et Griggs, 2000 ; Sallenger *et al.*, 2002 ; Hapke et Richmond, 2002). Dans ce dernier cas, la force des vagues au pied de la falaise est souvent évaluée de façon théorique (Sunamura, 1982, 1992) ou expérimentale (Kirkgöz, 1995 ; Brossard et Duperret, 2004). Il est vrai que le format des articles scientifiques, qui favorise la présentation de travaux analytiques, accentue cette impression de découplage entre falaise et plate-forme littorale. Les ouvrages synthétiques sur les côtes rocheuses, au demeurant peu nombreux (Trenhaile, 1987 ; Sunamura, 1992), ne vont cependant pas systématiquement à l'encontre de cette tendance. Quant aux articles de synthèse, sur le dernier quart de siècle, deux portent sur les plates-formes littorales (Trenhaile, 1980 ; Stephenson, 2000), un troisième traite des falaises et des plates-formes en deux parties distinctes (Griggs et Trenhaile, 1994), et à notre connaissance, aucun ne fait le point sur les falaises seules.

Ces approches sectorielles, qui tiennent sans doute autant à la grande diversité des littoraux rocheux qu'aux compétences variées des chercheurs qui y travaillent, ont cependant nourri la discussion sur trois points fondamentaux qui concernent en fin de compte l'ensemble falaise–plate-forme littorale. L'un consiste à déterminer le (ou les) modèle(s) d'évolution des côtes à falaises (Sunamura, 1992), un autre porte sur l'âge des formes (Trenhaile, 2002) et un troisième concerne l'équilibre de ces formes (Pethick, 1996). Le long des secteurs rocheux de la côte du Boulonnais, l'étude conjointe de l'évolution de la falaise et de la plate-forme litto-

²³ La bibliographie conserve volontairement des titres non cités dans le texte dans la mesure où leur lecture a contribué à l'identification des problématiques le long du littoral boulonnais. L'ensemble des références doit donc être considéré comme un corpus de base.

rale apporte des éléments de réponse dans les trois domaines, et montre l'extrême diversité de l'évolution de ce trait de côte, conditionnée *in fine* par sa grande variété structurale. De ce bilan sur les falaises du Boulonnais émerge en outre une série de réflexions et d'interrogations portant en germe les fondements de recherches complémentaires.

Ainsi, l'incursion dans le long terme rappelle que falaises et plates-formes littorales n'évoluent pas nécessairement de façon synchrone. En effet, la plate-forme littorale, prise dans son ensemble, est regradée dès que le niveau marin remonte au début des Interglaciaires, et ce d'autant plus efficacement que la météorisation en période froide a préparé le travail de déblaiement par les vagues et les courants – en effet, même en climat froid, les processus de météorisation des roches affleurant sur la plate-forme exondée sont certainement plus efficaces, sur la durée, que ne le sont les processus actuels qui n'agissent que le temps d'une marée basse dans la zone intertidale. La falaise, au contraire, ne commence à reculer que plus tard, lorsque le précédent haut niveau marin est à nouveau atteint, et laisse devant elle un élément de plate-forme (généralement) nouveau. L'essentiel de la remontée du niveau de la mer se fait donc sans que les falaises ne soient ravivées. Pour cette raison, l'analyse du recul des falaises laisse de côté une histoire couvrant plus de 90 % d'un cycle glaciaire–interglaciaire. Le long des falaises vives du Boulonnais, l'espoir de trouver des formations de versants anciennes qui permettraient de combler ce hiatus reste cependant ténu. Sur le revers, par contre, la datation et l'analyse sédimentologique des dépôts comblant le fond des crans constituent un piste de recherche qu'il faut continuer à exploiter (Pierre, 2005a). De la même façon, les mesures d'érosion faites sur les plates-formes littorales ne décrivent souvent qu'un temps bref de leur évolution, à savoir l'Holocène, et les valeurs d'abaissement obtenues au "micro-érosionmètre" (MEM) sur des périodes très courtes (parfois 2 ans) ne sont sans doute pas toujours représentatives. L'utilisation du MEM conduit d'ailleurs à réduire la plate-forme littorale à sa fraction intertidale au lieu de la considérer dans son ensemble inter- et infratidal, vision qui se concilierait pourtant mieux avec les tentatives de détermination du caractère hérité ou non des plates-formes (tentatives qui, jusqu'à présent, laissent souvent de côté les modalités d'élargissement de la plate-forme). Au large du cap Blanc-Nez, les écueils des Quénois et du Rouge Riden, dont la définition (simples hauts-fonds, ancienne "falaise de marée basse"/abrupt final, remparts structuraux...) diffère en fonction du sens donné au terme "plate-forme littorale", rappellent opportunément la nécessité de distinguer 1) la plate-forme fonctionnelle (située entre le pied de falaise et la zone limite d'action des vagues sur le fond, que nous plaçons à l'isobathe 10 m dans ce texte) de la plate-forme intertidale, et 2) la plate-forme contemporaine des éléments de plate-forme plus anciens. Au cap Blanc-Nez (et plus encore sur le littoral de la Manche, où le profil incliné de la plate-forme n'est pas propice à la présence d'un abrupt final), il est difficile de délimiter la plate-forme holocène en s'appuyant sur un critère topographique (Kirk, 1977 ; Stephenson, 2001 ; de Lange et Moon, 2005). C'est pourquoi l'application à l'ensemble du Subatlantique des valeurs de recul moyen obtenues à court et moyen termes, en permettant d'évaluer la largeur moyenne de la plate-forme contemporaine, constitue une source d'information précieuse. Le long du littoral du Boulonnais, néanmoins, la plate-forme littorale doit encore faire l'objet d'investigations plus précises en ce qui concerne notamment 1) la dynamique des sédiments qui couvrent la zone intertidale ("plages de plate-forme"), y compris dans ses relations avec les installations portuaires de Boulogne-sur-Mer et les extractions de sédiments au large – Bassure de Baas, Banc à la Ligne – et 2) la quantification de l'érosion.

L'étude des modalités de l'évolution des falaises du Boulonnais sur divers pas de temps apporte également des éléments de réflexion quant à l'impact de l'élévation prévue du niveau de la mer en terme de recul des falaises (Bray et Hoocke, 1997 ; Paskoff, 2001, 2004), sujet complexe, s'il en est. Comme l'abrasion en pied de falaise (abaissant la plate-forme et sapant

le pied de la falaise) dépend de l'épaisseur des sédiments et de la profondeur de l'eau (Robinson, 1977b et c), au cap Blanc-Nez, l'élévation du niveau de la mer, pour une même quantité de sédiments sur la plate-forme, pourrait en réduire l'efficacité et donc ralentir le recul ; il pourrait par contre accentuer l'attaque par les vagues en pied de falaise (Brossard et Duperret, 2004). Vers Strouanne, où le trait de côte *s.s.* est actuellement un peu en avant du pied de falaise, le recul pourrait s'accélérer (mais il faudrait aussi considérer le devenir de la plage au pied de falaise, qui prolonge celle de la baie de Wissant dans un secteur en engraissement ; la même remarque s'applique au secteur d'Equihen situé au nord des dunes d'Ecaut). Au cap d'Alprech, ainsi qu'entre Audresselles et la pointe de la Courte Dune, où les modalités d'évolution de la falaise et de la plate-forme littorale induisent un ralentissement du recul, l'élévation du niveau de la mer ne devrait pas changer significativement le taux de recul (Pierre, 2006), sauf, peut-être, au cran Poulet, tant que les causes anthropiques du recul restent dominantes. En tout état de cause, la description précise des modalités du recul constitue la donnée de base pour aborder cette question.

Le suivi de la dynamique des falaises mortes du Boulonnais (argilo-gréseuses), et les enseignements tirés de l'étude de celles de l'Essex (argileuses ; Hutchinson et Gostelow, 1976) ou du Kent (sablo-argileuses ; Bromhead *et al.*, 1998), montrent par ailleurs que la méthode de protection consistant à endiguer le pied de falaise, pour à la fois limiter l'attaque marine et soutenir la paroi, méthode envisagée sur la commune de Wimereux par exemple, n'est pas à même de protéger les biens : le haut du versant continue de se dégrader. De plus, comme l'ont démontré D.B. Prior et W.H. Renwick (1980) à propos des falaises du Calvados et du Danemark, si les concepts de la géotechnique (notamment celui d'angle limite de stabilité) permettant d'évaluer la stabilité des matériaux présentent un intérêt descriptif, leur pertinence en conditions naturelles reste discutable : la recherche (artificielle) d'une pente d'équilibre (naturelle ?) semble illusoire. Au total, le long des secteurs vulnérables, le plus raisonnable reste d'accepter le recul et, à terme, les pertes (Pinot, 1998 ; French, 2001).

Manifestement dominée par le recul des falaises, la dynamique des littoraux rocheux à recul rapide n'en reste pas moins conditionnée par l'évolution conjointe de la falaise et de la plate-forme littorale. Si l'épilogue est toujours prévisible là où les falaises restent vives, les relations et les interactions entre ces deux éléments du paysage côtier sont cependant d'autant plus complexes que leur histoire est longue. Le Boulonnais a encore beaucoup à livrer sur ce point, et les travaux en cours sur les dépôts conservés au sommet des falaises crayeuses devraient contribuer à éclairer le cadre chronologique de leur évolution à long terme. Pour le court et le moyen terme, toujours dans le Boulonnais, il est probable que le suivi des événements à venir apportera des indices nouveaux qui permettront d'affiner la définition des processus et des causes du recul. La méthodologie développée sur le littoral boulonnais va par ailleurs servir de base à une étude qui débute sur les falaises gréseuses et bréchiques du permocarbonifère des Îles de la Madeleine (Québec), lesquelles, dans un milieu en tous points différent, devraient fournir un nouvel exemple de la diversité de l'évolution des littoraux à falaises, tout en contribuant à la connaissance générale des côtes rocheuses.

Bibliographie

1. **Ager D.V., Wallace P.** (1966) – The environmental history of the Boulonnais, France. *Proceedings of the Geologists' Association*, **77**, 385–417.
2. **Albinet V.** (2003) – La gestion du risque engendré par le recul d'une falaise en zone urbanisée : l'exemple du quartier des Minimes à La Rochelle (Charente-Maritime, France) dans les années 1970–80. *Hommes et Terres du Nord*, **1**, 44–54.
3. **Alexandre P.** (1989) – La séismicité historique du Hainaut, de la Flandre et de l'Artois. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **112**, 329–343.
4. **Allison R.J.** (1989) – Rates and mechanisms of change in hard rock coastal cliffs. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* **73**, 125–138.
5. **Allison R.J., Brunsdon D.** (1990) – Some mudslide movement patterns. *Earth Surface Processes and Landforms*, **15**, 297–311.
6. **Allison R.J., Kimber O.J.** (1998) – Modelling failure mechanisms to explain rock slope change along the Isle of Purbeck coast, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 731–750.
7. **Amédéo F., Robaszynski F.** (2001a) – Les craies cénomaniennes du cap Blanc-Nez (France) au regard de la stratigraphie événementielle, extension géographique de niveaux-repères du Bassin anglo-parisien (Boulonnais, Kent, Normandie) à l'Allemagne du Nord. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **87**, 9–29.
8. **Amédéo F., Robaszynski F.** (2001b) – Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie (F). *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, **87**, 31–49.
9. **Andrews C., Williams R.B.G.** (2000) – Limpet erosion of chalk shore platforms in southeast England. *Earth Surface Processes and Landforms*, **25**, 1371–1381.
10. **Anthony E.J.** (2002) – Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravely Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology*, **187**, 221–234.
11. **Anthony E.J., Dolique F.** (2001) – Natural and human influences on the contemporary evolution of gravel shorelines in northern France between the Seine estuary and Belgium. In *Ecology and geomorphology of coastal shingle*, Packham J.R., Randall R.E., Barnes R.S.K., Neal A. (eds.). Westbury Academic and Scientific Publishing, West Yorkshire, 132–148.
12. **Antoine P.** (1989) – Stratigraphie des formations pléistocènes de Sangatte (Pas-de-Calais), d'après les premiers travaux du Tunnel sous la Manche. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, **37**, 5–17.
13. **Antoine P.** (1999) – Extension des loess et sables éoliens à 18 ± 2 Ka en France. In *La France pendant les deux derniers extrêmes climatiques, variabilités naturelles des environnements*, INQUA et ANDRA (éds.). Carte à 1/1 000 000 et notice explicative, 22–26.
14. **Antoine P.** (2002) – Les loess en France et dans le Nord-Ouest européen. *Revue française de Géotechnique*, **99**, 3–21.
15. **Antoine P., Lautridou J.-P., Sommé J. et al.** (1998) – Les formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations. *Quaternaire*, **9**, 227–241.
16. **Antoine P., Fagnart J.-P., Limondin-Lozouet N., Munaut A.-V.** (2000) – Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. *Quaternaire*, **11**, 85–98.
17. **Arkin Y., Michaeli L.** (1985) – Short- and long-term erosional processes affecting the stability of the mediterranean coastal cliffs of Israël. *Engineering Geology*, **21**, 153–174.
18. **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*, **53**, 71–75.
19. **Auffret J.-P., Alduc D., Larsonneur C., Smith A.J.** (1980) – Cartographie du réseau de paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Annales de l'Institut océanographique*, **56(S)**, 21–35.

20. **Auffret J.-P., Augris C., Clabaut P., Labet F.** (1988) – Etude des transits sédimentaires en Baie de Wissant (Pas-de-Calais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **108**, 239–246.
21. **Auffret J.-P., Colbeaux J.-P.** (1977) – Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 1047–1055.
22. **Auger P., Mary G.** (1968) – Glissements et coulées boueuses en Basse-Normandie. *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique*, **10**, 213–224.
23. **Augris C., Clabaut P., Costa S., Gourmelon F., Latteux B.** (2004) – *Evolution morpho-sédimentaire du domaine littoral et marin de la Seine-Maritime*. Ifremer, Bilans & Prospectives, 159 p.
24. **Augris C., Clabaut P., Tessier B.** (1995) – *Le domaine marin côtier du Nord Pas de Calais : carte des formations superficielles à 1/100 000*. Ifremer/Région Nord-Pas-de-Calais/UST-Lille.
25. **Augris C., Clabaut P., Vicaire O.** (1990) – *Le domaine marin du Nord-Pas-de-Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds*. Ifremer, 96 p.
26. **Back W., Hanshaw B.B., Van Driel J.N.** (1984) – Role of groundwater in shaping the eastern coastline of the Yucatan Peninsula, Mexico. In *Groundwater as a geomorphic agent*, Lafleur R.G. (ed.). Allen and Unwin, Boston, 281–293.
27. **Baeteman C.** (1991) – Chronology of coastal plain development during the Holocene in West Belgium. *Quaternaire*, **2**, 116–125.
28. **Baeteman C.** (1999) – The Holocene depositional history of the Ijzer palaeovalley (western coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds. *Geologica Belgica*, **2**, 39–72.
29. **Barton M.E.** (1973) – The degradation of the Barton clay cliffs of Hampshire. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, **6**, 423–440.
30. **Barton M.E., Coles B.J.** (1984) – The characteristics and rates of the various slope degradation processes in the Barton clay cliffs of Hampshire. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, **17**, 117–136.
31. **Bates M.R., Keen D.H., Lautridou J.-P.** (2003) – Pleistocene marine and periglacial deposits of the English Channel. *Journal of Quaternary Science*, **18**, 319–337.
32. **Battiau-Queney Y., Simao B., Tékin M.** (2003) – Les falaises du Nord-Boulonnais, du cap Gris-Nez à Audresselles (France). *Hommes et Terres du Nord*, **1**, 12–22.
33. **Beck C., Clabaut P., Dewez S., Vicaire O., Chamley H., Augris C., Hoslin R., Caillot A.** (1991) – Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border: morphology, hydrodynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, vol. **Sp. 11**, 111–121.
34. **Beets D.J., van der Spek A.J.F.** (2000) – The Holocene evolution of the barrier and the back-barrier basins of Belgium and the Netherlands as a function of late Weichselian morphology, relative sea-level rise and sediment supply. *Netherlands Journal of Geosciences*, **79**, 3–16.
35. **Benumof B.T., Griggs G.B.** (1999) – The dependence of seacliff erosion rates on cliff material properties and physical processes: San Diego County, California. *Shore and Beach*, **67**, 29–41.
36. **Benumof B.T., Storlazzi C.D., Seymour R.J., Griggs G.B.** (2000) – The relationship between incident wave energy and seacliff erosion rate: San Diego County, California. *Journal of Coastal Research*, **16**, 1162–1178.
37. **Bertran P.** (2004) – *Dépôts de pente continentaux, dynamique et faciès*. *Quaternaire*, hors-série n°1, 258 p.
38. **Bialek J.** (1969) – *Recul des falaises du cap d'Antifer au Tréport, entre 1830 et 1966*. DDE, Service maritime, arrondissement maritime de Dieppe. rapport inédit, 63 p.
39. **Björkum P.A., Walderhaug O.** (1990a) – Lateral extent of calcite-cemented zones in shallow marine sandstones. In *North Sea Oil and Gas Reservoir-II*, Buller A.T., Berg E., Hjelmeland O. (eds.). Graham and Trotman, London, 331–336.
40. **Björkum P.A., Walderhaug O.** (1990b) – Geometrical arrangement of calcite cementation within shallow marine sandstones. *Earth-Science Reviews*, **29**, 145–161.

41. **Bjørkum P.A., Walderhaug O.** (1993) – Isotopic composition of a calcite-cemented layer in the Lower Jurassic Bridport sands, southern England: implications for formation of laterally extensive calcite-cemented layers. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 678–682.
42. **Blanco Chao R., Costa Casais M., Martinez Cortizas A., Pérez Alberti A., Trenhaile A. S.** (2003) – Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**, 757–775.
43. **Bonte A.** (1959) – La destruction des falaises du Blanc-Nez. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **79**, 183–184.
44. **Bonte A., Sommé J., Destombes J.-P., Destombes P., Ramon S.** (1971) – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Marquise*. BRGM, Orléans.
45. **Bonte A., Colbeaux J.-P., Leplat J., Sommé J.** (1985) – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Boulogne-sur-Mer*. BRGM, Orléans.
46. **Bourrelier P.H.** (1997) – *La prévention des risques naturels, rapport d'évaluation*. La Documentation Française, Paris, 702 p.
47. **Bowen D.Q.** (1999) – *A revised correlation of Quaternary deposits in the British Isles*. Geological Society Special Report 23, Bath, 174 p.
48. **Bracq P., Brunin A.S.** (1999) – Approche des relations tectonique-karst-hydrodynamisme par l'analyse de traçages réalisés dans l'aquifère crayeux du Boulonnais (Escalles, Nord de la France). *Geodinamica Acta*, **12**, 359–370.
49. **Bracq P., Hanich L., Delay F., Crampon N.** (1992) – Mise en évidence par traçage d'une relation rapide, entre la surface et les eaux souterraines, liée à des phénomènes de dissolution dans la craie du Boulonnais (Nord de la France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **163**, 195–203.
50. **Bray M.J., Hooke J.M.** (1997) – Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea level rise. *Journal of Coastal Research*, **13**, 453–467.
51. **Bridgland D.R., D'Olier B.** (1995) – The Pleistocene evolution of the Thames and Rhine drainage systems in the southern North Sea Basin. In *Island Britain: a Quaternary perspective*, Preece R.C. (ed.). Geological Society Special Publication n° 96, 27–45.
52. **Briquet A.** (1921) – Sur l'origine du Pas de Calais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **46**, 141–157.
53. **Briquet A.** (1930) – *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique*. Armand Colin, Paris, 349 p.
54. **Bromhead E.N., Hopper A.C., Ibsen M.L.** (1998) – Landslides in the Lower Greensand escarpment in south Kent. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **57**, 131–144.
55. **Brossard J., Duperret A.** (2004) – Coastal chalk cliff erosion: experimental investigation on the role of marine factors. In *Coastal Chalk Cliff Instability*, Mortimore R.N., Duperret A. (eds.). Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications n° 20, 109–120.
56. **Brunsdon D., Jones D.K.C.** (1980) – Relative time scales and formative events in coastal landslide systems. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl-Bd.* **34**, 1–19.
57. **Budetta P., Galiotta G., Santo A.** (2000) – A methodology for the study of the relation between coastal cliff erosion and the mechanical strength of soils and rock masses. *Engineering Geology*, **56**, 243–256.
58. **Calderaro N.** (1993) – *Le droit du littoral*. Le moniteur, Collection de l'actualité juridique, Paris, 672 p.
59. **Cardell C., Rivas T., Mosquera M.J., Birginie J.M., Moropoulou A., Prieto B., Silva B., Van Grieken R.** (2003) – Patterns of damage in igneous and sedimentary rocks under conditions simulating sea-salt weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**, 1–14.
60. **Carter C.H., Guy D.E.** (1988) – Coastal erosion: processes, timing and magnitudes at the bluff toe. *Marine Geology*, **84**, 1–17.
61. **Catalao J., Catita C., Miranda J., Dias J.** (2000) – Aplicação de técnicas fotogramétricas na medição de taxas de recuo de arribas do Alentejo (Olhos de Água-Quarteira). *Ingenium*, **46**, 82–86.

62. **Catalao J., Catita C., Miranda J., Dias J.** (2002) – Photogrammetric analysis of the coastal erosion in the Algarve (Portugal). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2**, 119–126.
63. **Caudron M., Equilbey E., Mortimore R.N.** (2001) – *Projet ROCC (Risk Of Cliff Collapse). Hydro-géologie : État critique des connaissances et impact de l'eau sur la stabilité des falaises*. BRGM et Université de Brighton, BRGM/RP-51436-FR, Orléans, 50 p.
64. **Chandler J.H., Brunsten D.** (1995) – Steady state behaviour of the Black Ven mudslide: the application of archival analytical photogrammetry to studies of landform change. *Earth Surface Processes and Landforms*, **20**, 255–275.
65. **Chapalain G., Smaoui H., Lepretre A., Dan Nguyen K., Ouahsine A., Tessier B.** (1993) – Modelling of tidal-induced hydro-sedimentary processes in the coastal zone of the southern part of the Dover Strait. *Oceanologica Acta*, **16**, 517–529.
66. **Chazette A., Destouches A., Paich B.** (1995) – *Atlantikwall, le Mur de l'Atlantique en France 1940–1944*. Heimdal, Bayeux, 480 p.
67. **Clabaut P., Chamley H.** (1986) – Observations sédimentologiques sur le littoral de Wissant (site des Caps, Boulonnais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **100**, 169–178.
68. **Clique P.-M., Lepetit J.-P.** (1986) – *Catalogue sédimentologique des côtes françaises : côtes de la mer du Nord et de la Manche*. Eyrolles, Paris, 404 p.
69. **Colbeaux J.-P., Dupuis C., Robaszynski F., Auffret J.-P., Haesaerts P., Sommé J.** (1980) – Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **17**, 41–54.
70. **Costa S.** (2000) – Le recul des falaises du Pays de Caux. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **1**, 16–19.
71. **Costa S., Freiré-Diaz S., Di-Nocerra L.** (2001) – Le littoral haut-normand et picard : une gestion concertée. *Annales de Géographie*, **618**, 117–135.
72. **Costa S., Delahaye D., Freiré-Diaz S., Davidson R., Laignel B., Di-Nocerra L.** (2002) – Quantification par analyse photogrammétrique du recul des falaises et des apports en galets corrélatifs (Haute-Normandie, France). In *Geomorphology: from expert opinion to modelling*, Delahaye D., Levoy F., Maquaire O. (éds.). CERG, Strasbourg, 205–214.
73. **Costa S., Lageat Y., Hénaff A., Delahaye D., Plessis E.** (2003) – Origine de la variabilité spatiale du recul des falaises crayeuses du nord-ouest du bassin de Paris. L'exemple du littoral haut-normand (France). *Hommes et Terres du Nord*, **1**, 22–31.
74. **Costa S., Delahaye D., Freiré-Diaz S., Di-Nocerra L., Davidson R., Plessis E.** (2004) – Quantification of the Normandy and Picardy cliff retreat by photogrammetric analysis. In *Coastal Chalk Cliff Instability*, Mortimore R.N., Duperret A. (eds.). Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications n° 20, 139–148.
75. **Cotton C.A.** (1963) – Levels of planation of marine benches. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **7**, 91–111.
76. **Coutard J.-P., Lautridou J.-P., Ozouf J.-C.** (2002) – L'homme et le littoral au Quaternaire en Normandie. *Bulletin de la Société Linéenne de Normandie*, **118**, 31–37.
77. **Crowell M., Leatherman S.P., Buckley M.K.** (1991) – Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, **7**, 839–852.
78. **Dalrymple R.A., Biggs R.B., Dean R.G., Wang H.** (1986) – Bluff recession rates in Chesapeake Bay. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, **112**, 164–168.
79. **Dauphiné A.** (2001) – *Risques et catastrophes. Observer, spatialiser, comprendre, gérer*. Armand Colin, Paris, 288 p.
80. **Davies P., Williams A.T., Bomboe P.** (1998) – Numerical analysis of coastal cliff failure along the Pembrokeshire coast National Park, Wales, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 1123–1134.

81. **Debrabant P., Adida B., Painset J., Deconinck J.-F., Recourt P.** (1994) – Comportement géotechnique des Argiles de Châtillon (Kimméridgien/Tithonien du Bas-Boulonnais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **3**, (2^{ème} série), 145–153.
82. **Deconinck J.-F., Chamley H., Debrabant P., Colbeaux J.-P.** (1983) – Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **102**, 145–152.
83. **Deconinck J.-F., Geyssant J.-R., Proust J.-N., Vidier J.-P.** (1996) – Sédimentologie et biostratigraphie des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **4**, (2^{ème} série), 157–170.
84. **Denys L. et Baeteman C.** (1995) – Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium – a first assessment. *Marine Geology*, **124**, 1–19.
85. **Destombes J.-P., Destombes P.** (1937) – Notes sur le Gault de Wissant. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **62**, 98–113.
86. **Destombes J.-P., Destombes P.** (1963) – L'anticlinal des Quénocs, au cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **83**, 47–56.
87. **Dewez S., Clabaut P., Vicaire O., Beck C., Chamley H., Augris C.** (1989) – Transits sédimentaires résultants aux confins Manche-mer du Nord. *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**, 1043–1053.
88. **Dias J.M.A., Neal W.J.** (1992) – Sea cliff retreat in southern Portugal: profiles, processes and problems. *Journal of Coastal Research*, **8**, 641–654.
89. **Dias J.M.A., Boski T., Rodrigues A., Magalhaes F.** (2000) – Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – a synthesis. *Marine Geology*, **170**, 177–186.
90. **Doremus C.** (1978) – *Les craies du nord de la France. Corrélations entre la lithostratigraphie, la microstructure et les propriétés mécaniques.* Thèse Sciences de la Terre, Université de Lille, 132 p.
91. **Dubois G.** (1924) – *Recherches sur les terrains quaternaires du nord de la France.* Mémoires de la Société Géologique du Nord, VIII, 355 p.
92. **Duperret A., Genter A., Mortimore R.N., Delacourt B., De Pomerai M.R.** (2002a) – Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France: the role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. *Journal of Coastal Research*, **18**, 52–61.
93. **Duperret A., Mortimore R.N., Pomerol B., Genter A., Martinez A.** (2002b) – L'instabilité des falaises côtières de la Manche en Haute-Normandie. Analyse couplée de la lithostratigraphie, de la fracturation et des effondrements. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **39**, 6–26.
94. **Duperret A., Genter A., Martinez A., Mortimore R.N.** (2004) – Coastal chalk cliff instability in NW France: the role of lithology, fracture pattern and rainfall. In *Coastal Chalk Cliff Instability*, Mortimore R.N., Duperret A. (eds.). Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications n° 20, 33–55.
95. **Duperret A., Taibi S., Mortimore R.N., Daigneault M.** (2005) – Effect of groundwater and sea weathering cycles on the strength of chalk rock from unstable coastal cliffs of NW France. *Engineering Geology*, **78**, 321–343.
96. **Dutertre A.P.** (1930) – Les éboulements de la falaise de Boulogne. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **55**, 21–26.
97. **Edil T.B., Vallejo L.E.** (1980) – Mechanics of coastal landslides and the influence of slope parameters. *Engineering Geology*, **16**, 83–96.
98. **El Albani A., Deconinck J.-F., Herbin J.-P., Proust J.-N.** (1993) – Caractérisation géochimique de la matière organique et minéralogie des argiles du Kimméridgien du Boulonnais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **2**, (2^{ème} série), 113–120.
99. **Emery K.O., Kuhn G.G.** (1980) – Erosion of rock shores at La Jolla, California. *Marine Geology*, **37**, 197–208.

100. **Everaerts M., Mansy J.-L.** (2001) – Le filtrage des anomalies gravimétriques; une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois (France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **3**, 267–274.
101. **French P.W.** (2001) – *Coastal defences, processes, problems and solutions*. Routledge, London, 366 p.
102. **Garry G., Graszak E.** (1997) – *Plans de prévention des risques naturels prévisibles (PPR). Guide général*. La Documentation Française, Paris, 76 p.
103. **Garry G., Graszak E., Toulemont M.** (1997) – *Plans de prévention des risques littoraux. Guide méthodologique*. La Documentation Française, Paris, 56 p.
104. **Genter A., Duperret A., Martinez A., Mortimore R.N., Vila J.L.** (2004) – Multiscale fracture analysis along the French chalk coastline for investigating cliff collapse erosion. In *Coastal Chalk Cliff Instability*, Mortimore R.N., Duperret A. (eds.). Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications n° 20, 57–74.
105. **Geysant J.-R., Vidier J.-P., Herbin J.-P., Proust J.-N., Deconinck J.-F.** (1993) – Biostratigraphie et paléoenvironnement des couches de passage Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais (Pas-de-Calais) : nouvelles données paléontologiques (ammonites), organisation séquentielle et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, **4**, 11–24.
106. **Gibbard P.L.** (1995) – The formation of the Strait of Dover. In *Island Britain: a Quaternary perspective*, Preece R.C. (ed.). Geological Society Special Publication n° 96, 15–26.
107. **Gibbard P.L., Lautridou J.-P.** (2003) – The Quaternary history of the English Channel. *Journal of Quaternary Science*, **18**, 195–199.
108. **Grainger P., Kalaugher P.G.** (1987) – Intermittent surging movements of a coastal landslide. *Earth Surface Processes and Landforms*, **12**, 597–603.
109. **Griggs G.B.** (1995) – California's coastal hazards. *Journal of Coastal Research*, special issue n° 12, 1–15.
110. **Griggs G.B., Johnson R.E.** (1979) – Coastline erosion, Santa Cruz County. *California Geology*, **32**, 67–76.
111. **Griggs G.B., Johnson R.E.** (1983) – The impact of the 1983 storms on the coastline of Northern Monterey Bay. *California Geology*, **36**, 163–174.
112. **Griggs G.B., Trenhaile A.S.** (1994) – Coastal cliffs and platforms. In *Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Carter R.W.G., Woodroffe C.D. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 425–450.
113. **Grochowski N.T.L., Collins M.B., Boxall S.R., Salomon J.-C., Breton M., Lafite R.** (1993) – Sediment transport pathways in the Eastern English Channel. *Oceanologica Acta*, **16**, 531–537.
114. **Guilcher A.** (1954) – *Morphologie littorale et sous-marine*. PUF, Paris, 215 p.
115. **Guilcher A.** (1966) – Les grandes falaises et mégafalaises des côtes sud-ouest et ouest de l'Irlande. *Annales de Géographie*, **407**, 26–38.
116. **Guilcher A.** (1979) – *Précis d'hydrologie marine et continentale*. Masson, Paris, 344 p.
117. **Guilmeth A.** (1851) – In *Histoire du Bourg d'Ault*, Monborgne J., Imp. Berthout, 1989, 433 p.
118. **Hapke C., Richmond B.** (2002) – The impact of climatic and seismic events on the short-term evolution of seacliffs based on 3-D mapping: northern Monterey bay, California. *Marine Geology*, **187**, 259–278.
119. **Haslett S.K., Curr H.F.** (2001) – Stratigraphy and palaeoenvironmental development of Quaternary coarse clastic beach deposits at Plage de Mezpeurleuch, Brittany (France). *Geological Journal*, **36**, 171–182.
120. **Heinzelin J. de** (1963) – Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essai de reconstitution, *Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologie*, **72**, 137–148.
121. **Heinzelin J. de** (1964) – Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove. *Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologie*, **73**, 146–161.

122. **Heinzelin J. de** (1966a) – Falaise et plage suspendue de Sangatte. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, **75**, 292–296.
123. **Heinzelin J. de** (1966b) – Planations du Boulonnais et de la Flandre française. *Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologie*, **75**, 2–69.
124. **Hénaff A., Lageat Y., Costa S., Plessis E.** (2002a) – Le recul des falaises crayeuses du Pays de Caux : détermination des processus d'érosion et quantification des rythmes d'évolution. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2**, 107–118.
125. **Hénaff A., Lageat Y., Costa S., Plessis E.** (2002b) – Modalités du recul des falaises du Pays de Caux. In *Geomorphology: from expert opinion to modelling*, Delahaye D., Levoy F., Maquaire O. (éds.). CERG, Strasbourg, 235–242.
126. **Hills E.S.** (1971) – A study of cliffy coastal profiles based on examples in Victoria, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **15**, 137–180.
127. **Hills E.S.** (1972) – Shore platforms and wave ramps. *Geological Magazine*, **109**, 81–88.
128. **Horton J.H., Hawkings R.H.** (1965) – Flow path of rain from the soil surface to the water table. *Soil Science*, **100**, 377–383.
129. **Houthuys R., De Moor G., Sommé J.** (1993) – The shaping of the French-Belgian North Sea coast throughout recent geology and history. In *Coastlines of the southern North Sea*, Hillen R., Verhagen H.J. (eds.). American Society of Civil Engineers, New-York, 27–40.
130. **Hutchinson J.N.** (1969) – A reconsideration of the coastal landslides at Folkestone Warren, Kent. *Géotechnique*, **19**, 6–38.
131. **Hutchinson J.N.** (1970) – A coastal mudflow on the London Clay cliffs at Beltinge, north Kent. *Géotechnique*, **20**, 412–438.
132. **Hutchinson J.N.** (1971) – Field and laboratory studies of a fall in Upper Chalk cliffs at Joss Bay, Isle of Thanet. In *Stress strain behaviour of soils*, Parry R.H.G. (ed.). Foulis, Henley-on-Thames, 692–706.
133. **Hutchinson J.N.** (1973) – The response of London Clay cliffs to differing rate of coast erosion. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, **7**, 222–239.
134. **Hutchinson J.N.** (1976) – Coastal landslides in cliffs of Pleistocene deposits between Cromer and Overstrand, Norfolk, England. In *Laurits Bjerrum Memorial Volume, Contributions to soil Mechanics*, Janbu N., Jorstad F., Kjaernsli B. (eds.). Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, 155–182.
135. **Hutchinson J.N.** (1983) – A pattern in the incidence of major coastal mudslides. *Earth Surface Processes and Landforms*, **8**, 391–398.
136. **Hutchinson J.N.** (1986) – Cliffs and shores in cohesive materials: geotechnical and engineering geological aspects. In *Proceedings of the Symposium on Cohesive Shores, Burlington, Ontario*, Skafel M.G. (ed.). Shoreline Erosion and Sedimentation, Ottawa, 233–248.
137. **Hutchinson J.N.** (1988) – General Report. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In *Landslides*, Bonnard C. (ed.). Balkema, Rotterdam, 3–35.
138. **Hutchinson J.N., Bhandari R.K.** (1971) – Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements. *Géotechnique*, **21**, 353–358.
139. **Hutchinson J.N., Gostelow T.P.** (1976) – The development of an abandoned cliff in London Clay at Hadleigh, Essex. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, **A283**, 557–604.
140. **Hutchinson J.N., Bromhead E.N., Lupini J.F.** (1980) – Additional observations on the Folkestone Warren landslides. *The Quarterly Journal of Engineering Geology*, **13**, 1–31.
141. **Jelgersma S.** (1979) – Sea-level changes in the North Sea basin. In *The Quaternary history of the North Sea*, Oele E., Shüttenhelm R.T.E., Wiggers A.J. (eds.). Acta Univ. Ups., Uppsala, 233–248.
142. **Jones B., Hunter I.G.** (1992) – Very large boulders on the coast of Gran Cayman: the effect of giant waves on rocky coastlines. *Journal of coastal research*, **8**, 768–774.
143. **Jones D.G., Williams A.T.** (1991) – Statistical analysis of factors influencing coastal erosion along a section of the west Wales coast, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 1123–1134.

144. **Jones H.K., Cooper J.D.** (1997) – Water transport through the unsaturated chalk: a case study from Fleam Dyke lysimeter. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **5**, (2^{ème} série), 299–304.
145. **Jones H.K., Robins N.S.** (1999) – *The chalk aquifer of the South Downs*. Hydrogeological Report Series of the British Geological Survey, Nottingham.
146. **Kamphuis J.W.** (1987) – Recession rate of glacial till bluffs. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, **113**, 60–73.
147. **Kim Y., Lee Y.I.** (2004a) – Diagenesis of shallow marine sandstones, the Lower Ordovician Dongjeom Formation, Korea: response to relative sea-level change. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**, 235–245.
148. **Kim Y., Lee Y.I.** (2004b) – Origin of quartz cement in the Lower Ordovician Dongjeom formation, Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, **24**, 327–335.
149. **Kirk R.M.** (1977) – Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **20**, 571–613.
150. **Kirkgöz M.S.** (1995) – Breaking wave impact on vertical sloping coastal structures. *Ocean Engineering*, **22**, 35–48.
151. **Komar P.D.** (1998) – Wave erosion of a massive artificial coastal landslide. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 415–428.
152. **Komar P.D., Shih S.M.** (1993) – Cliff erosion along the Oregon coast: a tectonic-sea level imprint plus local controls by beach processes. *Journal of Coastal Research*, **9**, 747–765.
153. **Kourilsky P., Viney G.** (2000) – *Le principe de précaution*. Odile Jacob et La Documentation Française, Paris, 405 p.
154. **Kuhn G.G., Shepard F.P.** (1979) – Accelerated beach-cliff erosion related to unusual storms in southern California. *California Geology*, **32**, 58–59.
155. **Kuhn G.G., Shepard F.P.** (1983) – Beach processes and sea cliff erosion in San Diego County. In *Handbook of coastal processes and erosion*, Komar P.D. (ed.). CRC Press, Boca Raton, Florida, 267–284.
156. **Lagarde J.-L., Amorese D., Font M., Laville E., Dugu O.** (2003) – The structural evolution of the English Channel area. *Journal of Quaternary Science*, **18**, 201–213.
157. **Lageat Y.** (2004) – Géomorphologie et gestion des littoraux. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **3**, 360–370.
158. **Lahousse P., Pierre G.** (2001) – The instability of the chalk cliffs on the Blanc-Nez site (Pas-de-Calais, France). In *Actes de la Conférence Internationale Coastal Rock Slope Instability: Geohazard and risk analysis*, Duperret A. (éd.). Le Havre, 30–31 mai 2001, 32–33.
159. **Lahousse P., Pierre G.** (2002) – Le recul des falaises crayeuses du Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). In *Geomorphology: from expert opinion to modelling*, Delahaye D., Levoy F., Maquaire O. (eds.). CERG, Strasbourg, 235–242.
160. **Lahousse P., Pierre G.** (2003a) – The retreat of chalk cliffs at Cape Blanc-Nez (France): autopsy of an erosional crisis. *Journal of Coastal Research*, **19**, 431–440.
161. **Lahousse P., Pierre G.** (2003b) – Vitesse, rythme et modalités du recul des falaises crayeuses du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **47**, 215–234.
162. **Lahousse P., Pierre G.** (à paraître) – Evaluation et gestion du risque lié au recul des falaises crayeuses du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). In *Actes du colloque «Risques naturels et environnement»*, Karray R. (éd.). Hammamet-Zaghuan, 11-13 octobre 2002.
163. **Lahousse P., Pierre G., Lanoy-Ratel P.** (2000) – Quantification par analyse photogrammétrique du recul des falaises du Blanc-Nez depuis 1944 (France, Pas-de-Calais). *Photo-Interprétation*, **3/4**, 3–9, 3 planches.
164. **Lahousse P., Pierre G., Salvador P.G.** (2003) – Contribution à la connaissance des vallons élémentaires du nord de la France : l'exemple de la *Creuse des Fossés* (Authieule, plateau picard). *Quaternaire*, **14**, 189–196.

165. **Lamarche J., Bergerat F., Mansy J.-L.** (1996) – Tectonique plicative et cassante dans le Jurassique du Boulonnais : une histoire méso-cénozoïque polyphasée. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **4**, (2^{ème} série), 171–179.
166. **Lamarche J., Bergerat F., Mansy J.-L.** (1998) – Déformations cassantes et plicatives dans le Jurassique du Boulonnais (France), influence lithostructurale et héritage paléozoïque. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **326**, 57–63.
167. **Lambeck K.** (1997) – Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**, 1–22.
168. **Lamblardie de** (1789) – Mémoire sur les côtes de la Haute-Normandie comprises entre l'embouchure de la Seine et celle de la Somme. *Bulletin de la Société géologique de Normandie*, 1908, Le Havre, 55–93.
169. **Lange W.P. de, Moon V.G.** (2005) – Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology*, **80**, 292–301.
170. **Lanoy-Ratel P.** (1995) – *Inventaire des vestiges des défenses allemandes sur le littoral de la région Nord-Pas-de-Calais*. Espace Naturel Régional/OELM, Wimereux, 4 tomes, 386 p.
171. **Larsonneur C., Bouysse P., Auffret J.-P.** (1982) – The superficial sediments of the English Channel and its western approaches. *Sedimentology*, **29**, 851–854.
172. **Lee E.M.** (1998) – Problems associated with the prediction of cliff recession rates for coastal defence and conservation. In *Coastal defence and earth science conservation*, Hooke J. (ed.). The Geological Society, Bath, 46–57.
173. **Lee E.M., Hall J.W., Meadowcroft I.C.** (2001) – Coastal cliff recession: the use of probabilistic prediction methods. *Geomorphology*, **40**, 253–269.
174. **Lee E.M., Meadowcroft I.C., Hall J.W., Walkden M.** (2002) – Coastal landslide activity: a probabilistic simulation model. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **61**, 347–355.
175. **Lefèvre D., Sommé J.** (2001) – Données nouvelles sur les formations quaternaires du Bas-Boulonnais et leur représentation cartographique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **9**, (2^{ème} série), 39–58.
176. **Leplat J., Sommé J.** (1989) – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Calais*. BRGM, Orléans.
177. **Lequien Y.** (2004) – *Audinghen–cap Gris-Nez : un passé recomposé*. Editions A.M.A., Bazinghen, 316 p.
178. **Leroux B.** (1959) – La destruction des falaises kimméridgiennes du Boulonnais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **79**, 168–177.
179. **Leroux E.** (1929) – *Le tunnel de l'Ave Maria, observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au sud de Boulogne-sur-Mer*. Mémoires de la Société Géologique du Nord, VIII(2), 42 p.
180. **Limondin-Lozouet N.** (1998) – Successions malacologiques du Tardiglaciaire weichsélien : corrélations entre série du Nord de la France et du Sud-Est de la Grande-Bretagne. *Quaternaire*, **9**, 217–225.
181. **Limondin-Lozouet N., Antoine P.** (2001) – Palaeoenvironmental changes inferred from malacofaunas in the Lateglacial and early Holocene fluvial sequence at Conty, northern France. *Boreas*, **30**, 148–154.
182. **Limondin-Lozouet N., Bridault A., Leroyer C., Ponel P., Antoine P., Chaussé C., Munaut A.V., Pastre J.-F.** (2002) – Evolution des écosystèmes de fond de vallée en France septentrionale au cours du Tardiglaciaire : l'apport des indicateurs biologiques. In *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*, Bravard J.-P., Magny M. (éds.). Errance, Paris, 45–62.
183. **Lorang M.S.** (2000) – Predicting threshold entrainment mass for a boulder beach. *Journal of coastal research*, **16**, 432–445.
184. **Mania J.** (1978) – *Gestion des systèmes aquifères. Application au Nord de la France*. Société géologique du Nord, Mémoires XV, 228 p.
185. **Mansy J.-L., Amédéo F., Auffret J.-P., Guennoc P., Lamarche J., Lefèvre D., Robaszinski F., Sommé J., Vidier J.-P.** (sous presse) – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Marquise, 2^{ème} édition*. BRGM, Orléans.

186. **Mansy J.-L., Manby G.M., Averbuch O., Everaerts M., Bergerat F., Van Vliet-Lanoë B., Larmarche J., Vanduycke S.** (2003) – Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation. *Tectonophysics*, **373**, 161–179.
187. **Maquaire O.** (1990) – *Les mouvements de terrain de la côte du Calvados*. Documents du BRGM 197, Orléans, 431 p.
188. **Maquaire O.** (1994) – Temporal aspects of the landslides located along the coast of Calvados (France). In *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*, Casale R., Fantechi R., Flageollet J.-C. (eds.). European Commission, Science and Research Development, 211–233.
189. **Maquaire O., Gigot P., Ballais, J.-L.** (1984) – Etude du glissement de Bouffay (5 août 1981) : réflexions en vue de la prévision et de la prévention. In *Mouvements de terrains*, Flageollet J.-C. (éd.). Documents du BRGM 83, Orléans, 29–40.
190. **Mariette H.** (1971) – L'archéologie des dépôts flandriens du Boulonnais. *Quaternaria*, **14**, 137–150.
191. **Marques F.M.S.F.** (2003) – Landslide activity in Upper Paleozoic shale sea cliffs : a case study along the western coast of the Algarve (Portugal). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **62**, 299–313.
192. **May V.** (1971) – The retreat of chalk cliffs. *The Geographical Journal*, **137**, 203–206.
193. **May V.J., Heeps C.** (1985) – The nature and rates of change on chalk coastlines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **57**, 81–94.
194. **McGreal W.S.** (1979a) – Factors promoting coastal slope instability in southeast County Down, N. Ireland. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **23**, 76–90.
195. **McGreal W.S.** (1979b) – Marine erosion of glacial sediments from a low-energy cliffline environment near Kilkeel, Northern Ireland. *Marine Geology*, **32**, 89–103.
196. **McGreal W.S.** (1984) – Cliff recession along the Mourne Coastal Plain, Northern Ireland: erosive processes and planning implications. In *Mouvements de terrains*, Flageollet J.-C. (éd.). Documents du BRGM 83, Orléans, 381–389.
197. **Mellalieu S.J., Masse L., Coquillas D., Alfonso S., Tastet J.-P.** (2000) – Holocene development of the east bank of the Gironde estuary: geoarchaeological investigation of the Saint Ciers-sur-Gironde marsh. In *Coastal and estuarine environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*, Pye K., Allen J.R.L. (eds.). Geological Society, London, Special Publications n° 175, 317–342.
198. **Melville C.P., Levret A., Alexandre P., Lambert J., Vogt J.** (1996) – Historical seismicity of the Strait of Dover-Pas de Calais. *Terra Nova*, **8**, 626–647.
199. **Miehé J.-M., Legchenko A., Richalet G.** (2000) – *Projet ROCC (Risk Of Cliff Collapse). Caractérisation géométrique par RMP de la nappe de la craie le long d'un profil perpendiculaire à la falaise sur le site du Bois de Cise (Somme)*. Rapport BRGM/RP-51343-FR, Orléans, 29 p.
200. **Moon V.G., Healy T.** (1994) – Mechanisms of coastal cliff retreat and hazard zone delineation in soft flysch deposits. *Journal of Coastal Research*, **10**, 663–680.
201. **Moore L.J.** (2000) – Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, **16**, 111–123.
202. **Moore L.J., Benumof B.T., Griggs G.B.** (1999) – Coastal erosion hazards in Santa Cruz and San Diego Counties, California. *Journal of Coastal Research*, special issue n°28, 121–139.
203. **Moore L.J., Griggs G.B.** (2002) – Long-term cliff retreat and erosion hotspots along the shores of the Monterey Bay National Marine Sanctuary. *Marine Geology*, **181**, 265–283.
204. **Morel V.** (1995) – Impacts des actions anthropiques sur les cordons de galets. *Hommes et Terres du Nord*, **1-2**, 58–64.
205. **Morel V.** (1999) – Evolutions morphosédimentaires de quelques cordons de galets du bassin de la Manche au cours du XX^e siècle. *Revue de Géographie de Lyon*, **74**, 45–57.
206. **Mortier R., Boels M.** (1982) – Histoire de la plaine maritime de Wissant (Pas de Calais) depuis le début de l'Holocène. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **101**, 17–22.

207. **Mortimore R.N., Lawrence J., Pope D., Duperret A., Genter A.** (2004a) – Coastal cliff geohazards in weak rock: the UK Chalk Cliffs of Sussex. In *Coastal Chalk Cliff Instability*, Mortimore R.N., Duperret A. (eds.). Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications n° 20, 3–31.
208. **Mortimore R.N., Stone K.J., Lawrence J., Duperret A.** (2004b) – Chalk physical properties and cliff instability. In *Coastal Chalk Cliff Instability*, Mortimore R.N., Duperret A. (eds.). Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications n° 20, 75–88.
209. **Munaut A.V., Gilot E.** (1977) – Recherches palynologiques et datations ¹⁴C dans les régions côtières du Nord de la France. I. phases transgressives et stabilisations dunaires flandriennes dans l'estuaire de la Canche. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire*, **3**, 17–25.
210. **Munaut A.V., Gilot E.** (1981) – Recherches palynologiques et datations ¹⁴C dans les régions côtières du Nord de la France. II. L'Holocène de la Pointe aux Oies (Wimereux, Pas-de-Calais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **100**, 23–29.
211. **Nestoroff W., Mélières F.** (1967) – L'érosion littorale du Pays de Caux. *Bulletin de la Société géologique de France*, **7**, 159–169.
212. **Noormets R., Felton E.A., Crook K.A.W.** (2002) – Sedimentology of rocky shorelines: 2. Shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii – origin and history. *Sedimentary Geology*, **150**, 31–45.
213. **Noormets R., Crook K.A.W., Felton E.A.** (2004) – Sedimentology of rocky shorelines: 3. Hydrodynamics of megaclasts emplacement and transport on a shore platform, Oahu, Hawaii. *Sedimentary Geology*, **172**, 41–65.
214. **Norris R.M.** (1990) – Erosion of seacliffs by groundwater. In *Groundwater geomorphology, the role of subsurface water in earth-surface processes and landforms*, Higgins C.H., Coates D.R. (eds.). The Geological Society of America, Special Paper n° 252, Boulder, 283–290.
215. **Nott J.F.** (1990) – The role of sub-aerial processes in the sea cliff retreat – a south east Australian example. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **34**, 75–85.
216. **Nott J.** (1997) – Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause – tsunamis or tropical cyclone. *Marine Geology*, **141**, 193–207.
217. **Nott J.** (2003) – Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters*, **210**, 269–276.
218. **Ortlieb J.** (1879) – Note sur les modifications récentes de la côte à Sangatte. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **7**, 117–122.
219. **Osman C.W.** (1917) – The landslips of Folkestone Warren and thickness of the Lower Chalk and Gault near Dover. *Proceedings of the Geologists' Association*, **28**, 59–84.
220. **Overton M., Petrina C., Fisher J.** (1996) – Determining shoreline position using historical photography and digital softcopy photogrammetry. *ASPRS/ACSM Annual Convention and Expo. Technical Paper*, **1**, 512–513.
221. **Paskoff R.** (1993) – *Côtes en danger*. Masson, Paris, 250 p.
222. **Paskoff R.** (1994) – *Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution*. Masson, Paris, 256 p.
223. **Paskoff R.** (2001) – *L'élévation du niveau de la mer et les espaces côtiers*. Institut Océanographique, Paris, 190 p.
224. **Paskoff R.** (2004) – Potential implications of sea-level rise for France. *Journal of Coastal Research*, **20**, 424–434.
225. **Pethick J.** (1996) – Coastal slope development: temporal and spatial periodicity in the Holderness cliff recession. In *Advances in hillslope processes*, Anderson M.G., Brooks S.M. (eds.). John Wiley & Sons, 897–917.
226. **Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.** (1987) – *Sand and sandstone*. 2^e éd., Springer Verlag, New-York, 553 p.
227. **Pierre G.** (2005a) – Marine evolution of the Boulonnais cliffs during the Holocene. In *Abstract Book, Late Quaternary Coastal Changes: Sea Level, Sedimentary Forcing and Anthropogenic Impacts*, a joint INQUA–IGCP Project 495 Conference, Baeteman C. (ed.). Dunkerque, June 28–July 2, 2005, 79.

228. **Pierre G.** (2005b) – Structure et évolution des falaises gréseuses et argileuses du cap Gris-Nez (Boulonnais, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **4**, 297–310.
229. **Pierre G.** (2006) – Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern Boulonnais (France). *Geomorphology*, **73**, 64–77.
230. **Pierre G., Lahousse P.** (2003) – Méthodes de quantification du recul des falaises : l'exemple du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Hommes et Terres du Nord*, **1**, 32–43.
231. **Pierre G., Lahousse P.** (2004) – L'évolution des falaises argilo-crayeuses et limoneuses du nord du Boulonnais (Strouanne, Sangatte, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **3**, 211–224.
232. **Pierre G., Lahousse P.** (2006) – The role of groundwater in cliff instability: an example at Cape Blanc-Nez (Pas-de-Calais, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, **30**, 31–45.
233. **Pinot J.-P.** (1998) – *La gestion du littoral. Littoraux tempérés : côtes rocheuses et sableuses*. Institut Océanographique, Paris, 399 p.
234. **Pinte P.** (1987) – Risques naturels dans le Nord-Pas de Calais. Essai cartographique des risques naturels du littoral de Wissant à Wimereux (Bas-Boulonnais). *Hommes et Terres du Nord*, **3**, 160–178.
235. **Pitts J.** (1986) – The form and stability of a double undercliff: an example from south-west England. *Engineering Geology*, **22**, 209–216.
236. **Prêcheur C.** (1960) – *Le littoral de la Manche de Sainte-Adresse à Ault. Etude morphologique*. Norois, hors-série, 138 p.
237. **Preece R.C.** (1980) – The biostratigraphy and dating of a postglacial slope deposit at Gore Cliff, near Blackgang, Isle of Wight. *Journal of Archaeological Science*, **7**, 255–265.
238. **Preece R.C.** (1985) – Faunal remain from radiocarbon-dated soils within landslide debris from The Undercliff, Isle of Wight, Southern England. *Journal of Archaeological Science*, **13**, 189–199.
239. **Preece R.C., Kemp R.A., Hutchinson J.N.** (1995) – A Late-glacial colluvial sequence at Watcombe Bottom, Ventnor, Isle of Wight, England. *Journal of Quaternary Science*, **10**, 107–121.
240. **Preece R.C., Bridgland D.R.** (1999) – Holywell Coombe, Folkestone: a 13,000 year history of an English Chalkland Valley. *Quaternary Science Reviews*, **18**, 1075–1125.
241. **Price M.** (1997) – Multi-porosity behaviour in the chalk aquifer. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **5**, (2^{ème} série), 289–294.
242. **Prior D.B., Renwick W.H.** (1980) – Landslide morphology and processes on some coastal slopes in Denmark and France. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl-Bd.* **34**, 63–86.
243. **Proust J.-N., Deconinck J.-F., Geysant J.-R., Herbin J.-P., Vidier J.-P.** (1993) – Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais (France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **316**, 363–369.
244. **Quigley R.M., Gelinis P.J., Bou W.T., Packer R.W.** (1977) – Cyclic erosion-instability relationships: Lake Erie north shore bluffs. *Revue Canadienne de Géotechnique*, **14**, 310–323.
245. **Quigley R.M., Di Nardo L.R.** (1980) – Cyclic instability modes of eroding clay bluffs, Lake Erie Northshore Bluffs at Port Bruce, Ontario, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl-Bd.* **34**, 39–47.
246. **Robaszynski F., Amédéo F.** (1993) – Les falaises crétacées du Boulonnais. La coupe de référence du cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **2**, (2^{ème} série), 31–44.
247. **Robaszynski F., Amédéo F.** (2001) – Des nouveautés dans le Crétacé de la feuille de Marquise. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **9**, (2^{ème} série), 25–38.
248. **Robinson L.A.** (1977a) – The morphology and development of the northeast Yorkshire shore platform. *Marine Geology*, **23**, 237–255.
249. **Robinson L.A.** (1977b) – Marine erosive processes at the cliff foot. *Marine Geology*, **23**, 257–271.
250. **Robinson L.A.** (1977c) – Erosive processes on the shore platform of northeast Yorkshire, England. *Marine Geology*, **23**, 339–361.

251. **Rodet J.** (1997) – Typologie des karst dans la craie du bassin de Paris. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **5**, (2^{ème} série), 351–359.
252. **Rodet J., Lautridou J.-P.** (2003) – Contrôle du karst quaternaire sur la genèse et l'évolution du trait de côte d'une région crayeuse de la Manche (Pays de Caux, Normandie, France). *Quaternaire*, **14**, 31–42.
253. **Rudberg S.** (1967) – The cliff coast of Gotland and the rate of cliff retreat. *Geografiska Annaler*, **49A**, 283–298.
254. **Sallenger A.H., Krabill W., Brock J., Swift R., Manizade S., Stockdon H.** (2002) – Sea-cliff erosion as a function of beach changes and extreme wave runup during the 1997-1998 El Niño. *Marine Geology*, **187**, 279–297.
255. **Salomon J.-C., Breton M.** (1991) – Courants résiduels de marée dans la Manche. *Oceanologica Acta*, vol. **Sp. 11**, 47–53.
256. **Schattner I.** (1967) – Geomorphology of the northern coast of Israel. *Geografiska Annaler*, **49A**, 310–320.
257. **Selby M.J.** (1993) – *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press, Oxford, 451 p.
258. **Shih S.M., Komar P.D.** (1994) – Sediments, beach morphology and sea cliff erosion within an Oregon coast littoral cell. *Journal of Coastal Research*, **10**, 144–157.
259. **Siegburg W.** (1990) – Morphologische Kliffotypen an der nordfranzösischen Kanalküste zwischen Cap Blanc-Nez and Cap Gris-Nez. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **34**, 87–111.
260. **Sommé J.** (1967) – Observations sur les sables et galets diestiens du Mont des Cats. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **87**, 77–85.
261. **Sommé J.** (1975) – *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*. Thèse, éd. 1977, Lille, 810 p.
262. **Sommé J.** (1979) – Quaternary coastlines in northern France. In *The Quaternary history of the North Sea*, Oele E., Schüttenheim R.T.E., Wiggers A.J. (eds.). Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis: 2, Uppsala, 147–158.
263. **Sommé J.** (1998) – L'évolution de la plaine maritime de la mer du Nord (France) et la formation du Pas-de-Calais. *Bulletin historique et artistique du Calaisis*, **160/162**, 430–441.
264. **Sommé J.** (2001) – L'origine du Pas-de-Calais : le jeu des hypothèses. *Bulletin historique et artistique du Calaisis*, **173**, 7–24.
265. **Sommé J.** (2003) – Cap Blanc-Nez, falaise de Sangatte, Calaisis : un tournant géomorphologique à l'Holocène récent. *Cahiers de Géographie*, **1**, 83–89.
266. **Sommé J., Munaut A.-V., Emontspohl A.-F., Limondin N., Lefèvre D., Cunat-Bogé N., Mouthon J., Gilot E.** (1994) – The Watten boring – an Early Weichselian and Holocene climatic and palaeoecological record from the French North Sea coastal plain. *Boreas*, **23**, 231–243.
267. **Sommé J., Antoine P., Cunat-Bogé N., Lefèvre D., Munaut A.V.** (1999) – Le Pléistocène moyen marin de la mer du Nord en France : falaise de Sangatte et formation d'Herzeele. *Quaternaire*, **10**, 151–160.
268. **Sommé J., Cunat-Bogé N., Vanhoorne R., Wouters K.** (2004) – La Formation de Loon : les dépôts pléistocènes marins profonds de la plaine maritime du Nord de la France. *Quaternaire*, **15**, 319–327.
269. **Steers J. A.** (1962) – Coastal cliffs: report of a symposium. *The Geographical Journal*, **128**, 303–320.
270. **Stephenson W.J.** (2000) – Shore platform: a neglected coastal feature? *Progress in Physical Geography*, **24**, 311–327.
271. **Stephenson W.J.** (2001) – Shore platform width – a fundamental problem. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **45**, 511–527.
272. **Stephenson W.J., Kirk R.M.** (1998) – Rates and patterns of erosion on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 1071–1085.
273. **Stephenson W.J., Kirk R.M.** (2000a) – Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Part one: the role of waves. *Geomorphology*, **32**, 21–41.

274. **Stephenson W.J., Kirk R.M.** (2000b) – Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. II: the role of subaerial weathering. *Geomorphology*, **32**, 43–56.
275. **Stephenson W.J., Kirk R.M.** (2001) – Surface swelling of coastal bedrock on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. *Geomorphology*, **41**, 5–21.
276. **Sterckeman T., Douay F., coord.** (2002) – *Référentiel pédo-géochimique du Nord-Pas de Calais*. Rapport inédit, INRA, ISA, 129 p.
277. **Stremme H.E.** (1998) – Correlation of Quaternary pedostratigraphy from western to eastern Europe. *Catena*, **34**, 105–112.
278. **Storlazzi C.D., Griggs G.B.** (2000) – Influence of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events on the evolution of central California's shoreline. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 236–249.
279. **Storlazzi C.D., Willis C.M., Griggs G.B.** (2000) – Comparative impacts of the 1982-83 and 1997-98 El Niño winters on the central California coast. *Journal of Coastal Research*, **16**, 1022–1036.
280. **Sunamura T.** (1982) – A predictive model for wave-induced cliff erosion, with application to Pacific coast of Japan. *Journal of Geology*, **90**, 167–178.
281. **Sunamura T.** (1983) – Processes of sea cliff and platform erosion. In *Handbook of coastal processes and erosion*, Komar P.D. (ed.). C.R.C. Press, Boca Raton, Florida, 223–265.
282. **Sunamura T.** (1992) – *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & Sons, 302 p.
283. **Sunamura T.** (1994) – Rock control in coastal geomorphic processes. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **15**, 253–272.
284. **Trenhaile A.S.** (1971) – Lithological control of high-water rock ledges in the Vale of Glamorgan, Wales. *Geografiska Annaler*, **53A**, 59–69.
285. **Trenhaile A.S.** (1974a) – The geometry of shore platforms in England and Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers*, **62**, 129–142.
286. **Trenhaile A.S.** (1974b) – The morphology and classification of shore platforms in England and Wales. *Geografiska Annaler*, **56A**, 103–110.
287. **Trenhaile A.S.** (1980) – Shore platforms: a neglected coastal feature. *Progress in Physical Geography*, **4**, 1–23.
288. **Trenhaile A.S.** (1983) – The width of shore platforms; a theoretical approach. *Geografiska Annaler*, **65A**, 147–158.
289. **Trenhaile A.S.** (1987) – The geomorphology of rock coast. Clarendon Press, Oxford, 384 p.
290. **Trenhaile A.S.** (1999) – The width of shore platforms in Britain, Canada and Japan. *Journal of Coastal Research*, **15**, 355–354.
291. **Trenhaile A.S.** (2000) – Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, **166**, 163–178.
292. **Trenhaile A.S.** (2001a) – Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**, 1103–1128.
293. **Trenhaile A.S.** (2001b) – Modeling the effect of weathering on the evolution and morphology of shore platforms. *Journal of Coastal Research*, **17**, 398–406.
294. **Trenhaile A.S.** (2001c) – Modeling the effect of late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, **172**, 205–223.
295. **Trenhaile A.S.** (2002) – Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, **48**, 7–22.
296. **Trenhaile A.S.** (2004) – Modeling the accumulation and dynamics of beaches on shore platforms. *Marine Geology*, **206**, 55–72.
297. **Trenhaile A.S., Layzell M.G.J.** (1981) – Shore platform morphology and the tidal duration factor. *Transactions of the Institute of British Geographers*, NS 6, 82–102.
298. **Trenhaile A.S., Rudakas P.A.** (1981) – Freeze-thaw and shore platform development in Gaspé, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, **35**, 171–181.

299. **Trenhaile A.S., Mercan D.W.** (1984) – Frost weathering and the saturation of coastal rocks. *Earth Surface Processes and Landforms*, **9**, 321–331.
300. **Trenhaile A.S., Pérez Alberti A., Martínez Cortizas A., Costa Casais M., Blanco Chao R.** (1999) – Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24**, 605–621.
301. **Vallejo L.E., Degroot R.** (1988) – Bluff response to wave action. *Engineering Geology*, **26**, 1–16.
302. **Vandycke S., Bergerat F.** (1992) – Tectonique de failles et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (France). Implications géodynamiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, **5**, 553–560.
303. **Van Laethem F.** (1999) – *Risques d'éboulement de la falaise à Escalles (Pas-de-Calais)*. Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées, rapport inédit, 22 p.
304. **Van Laethem F.** (2001) – *Le Portel, Camping du Phare. Examen de la stabilité de la corniche*. Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées, rapport inédit, 8 p.
305. **Van Laethem F.** (2002) – Prévention des risques naturels. Cas particulier de l'évolution du littoral, site du cap Blanc-Nez. *Géologues*, **133/134**, 144–147.
306. **Van Vliet-Lanoë B., Mansy J.-L., Margerel J.-P., Vidier J.-P., Lamarche J., Everaerts M.** (1998) – Le Pas-de-Calais, un détroit cénozoïque à ouvertures multiples. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **326**, 729–736.
307. **Van Vliet-Lanoë B., Mansy J.-L., Henriot J.-P., Laurent M., Vidier J.-P.** (2004) – Une inversion tectonique cénozoïque par étapes : le Pas de Calais. *Bulletin de la Société géologique de France*, **2**, 175–195.
308. **Walderhaug O., Bjørkum P.A.** (1992) – Effect of meteoric water flow on calcite cementation in the Middle Jurassic Oseberg Formation, well 30/3-2, Veslefrikk Field, Norwegian North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **9**, 308–318.
309. **Walderhaug O., Bjørkum P.A.** (1998) – Calcite cement in shallow marine sandstones: growth mechanisms and geometry. In *Carbonate cementation in sandstones*, Morad S. (ed.). Special Publications, International Association of Sedimentologists, **26**, 179–192.
310. **Waller M.P., Long A.J.** (2003) – Holocene coastal evolution and sea-level change on the southern coast of England: a review. *Journal of Quaternary Science*, **18**, 351–359.
311. **Watremez P.** (2002) – *Projet ROCC (Risk Of Cliff Collapse) : rapport de synthèse*. BRGM, Université du Havre, Université de Brighton, BRGM/RP-51380-FR, Orléans, 113 p.
312. **Whalley W.B., Tan B.K., Craig D.** (1984) – Problems of mud flowslide prediction on the east Antrim coast, northern Ireland. In *Mouvements de terrains*, Flageollet J.-C. (éd.). Documents du BRGM 83, Orléans, 443–452.
313. **Wilkinson K.N.** (2003) – Colluvial deposits in dry valleys of southern England as proxy indicator of paleoenvironmental and land-use change. *Geoarchaeology*, **18**, 725–755.
314. **Williams A.T., Davies P.** (1984) – Cliff failure along the Glamorgan Heritage Coast, Wales, U.K. In *Mouvements de terrains*, Flageollet J.-C. (éd.). Documents du BRGM 83, Orléans, 109–119.
315. **Williams D.M.** (2004) – Marine erosion and archaeological landscapes: a case study of Stone Forts at cliff-top locations in the Aran Island, Ireland. *Geoarchaeology*, **19**, 167–175.
316. **Williams D.M., Hall A.M.** (2004) – Cliff-top megaclast deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic – storms or tsunamis? *Marine Geology*, **206**, 101–117.
317. **Wissoq L.** (1990) – *Étude géomorphologique de la région du Blanc-Nez : évolution et dynamique littorale*. Mémoire de maîtrise, Lille, 202 p.
318. **Wissoq L.** (1992) – Impact géomorphologique des tempêtes de 1989-1990 sur le littoral du cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais). *Hommes et Terres du Nord*, **3**, 132–135.
319. **Wood A.M.M.** (1970) – Folkestone Warren landslides, correspondence on Hutchinson 1969. *Géotechnique*, **20**, 110–113.

320. **Wood A.M.M.** (1971) – Engineering aspects of coastal landslides. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, **50**, 257–276.
321. **Wood A.M.M.** (1972) – Engineering aspects of coastal landslides, reply to discussion on Wood 1971. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, **53**, 401–416.
322. **Wright L.D., Short A.D.** (1984) – Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, **56**, 93–118.
323. **Zagwiyn W.H.** (1989) – The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: a case history of Coastal Lowland evolution. *Geologie en Mijnbouw*, **68**, 107–120.
324. **Zviely D., Klein M.** (2004) – Coastal cliff retreat rates at Beit-Yannayn, Israel, in the 20th century. *Earth Surface Processes and Landforms*, **29**, 175–184.

Liste des tableaux

<i>Tableau 1 – Missions aériennes utilisées.</i>	<i>30</i>
<i>Tableau 2 – Valeurs croissantes de recul annuel moyen par ensembles lithostratigraphiques.</i>	<i>33</i>
<i>Tableau 3 – Terminologie et définition des mouvements de terrain.</i>	<i>44</i>
<i>Tableau 4 – Paramètres d'identification géotechnique des craies du cap Blanc-Nez.</i>	<i>46</i>
<i>Tableau 5 – Classification de la craie en fonction de son poids spécifique apparent sec.</i>	<i>46</i>
<i>Tableau 6 – Minéralogie des argiles, série albo-cénomano-turonienne.</i>	<i>46</i>
<i>Tableau 7 – Granulométrie et minéralogie des Argiles du Gault.</i>	<i>51</i>
<i>Tableau 8 – Teneur en eau et limites d'Atterberg des Argiles du Gault.</i>	<i>51</i>
<i>Tableau 9 – Granulométrie des Argiles de Châtillon.</i>	<i>58</i>
<i>Tableau 10 – Minéralogie des argiles kimméridgiennes et tithoniennes.</i>	<i>58</i>
<i>Tableau 11 – Analyses chimiques, granulométriques et minéralogiques</i>	<i>58</i>
<i>Tableau 12 – Caractéristiques des tempêtes de janvier et février 1990 et de l'année 2000. ..</i>	<i>97</i>
<i>Tableau 13 – Acquisitions du Conservatoire du littoral de 1976 à 2003.</i>	<i>105</i>

Liste des figures

<i>Figure 1 – Localisation générale et topographie du Boulonnais.</i>	8
<i>Figure 2 – Le site du cap Blanc-Nez.</i>	11
<i>Figure 3 – Le site du cap Gris-Nez.</i>	12
<i>Figure 4 – Le site du cap d'Alprech.</i>	13
<i>Figure 5 – Structure du Boulonnais et de ses approches marines.</i>	14
<i>Figure 6 – Le Pléistocène de Sangatte.</i>	16
<i>Figure 7 – Structure de la falaise entre Sangatte et Strouanne.</i>	17
<i>Figure 8 – Lithostratigraphie du Crétacé des falaises du cap Blanc-Nez.</i>	17
<i>Figure 9 – Structure de la falaise et nature de l'estran entre la pointe de la Courte Dune et Audresselles.</i>	18
<i>Figure 10 – Lithostratigraphie du Jurassique des falaises du cap Gris-Nez.</i>	19
<i>Figure 11 – Structure de la falaise et nature de l'estran entre le port de Boulogne et Equihen.</i>	19
<i>Figure 12 – Lithostratigraphie du Jurassique des falaises du cap d'Alprech.</i>	20
<i>Figure 13 – Profil et structure de la plate-forme littorale.</i>	21
<i>Figure 14 – L'aquifère de la craie à Escalles et celui des Grès de Châtillon à Onglevert.</i>	22
<i>Figure 15 – Facteurs hydrodynamiques et transits sédimentaires le long du littoral boulonnais.</i>	24
<i>Figure 16 – Exemple de recalage géométrique d'une photographie aérienne, secteur du fond du Guet (cap Blanc-Nez).</i>	27
<i>Figure 17 – Parcellaire en rebord de falaise à Equihen.</i>	29
<i>Figure 18 – Valeurs et taux de recul des falaises argilo-gréseuses entre le Portel et Equihen, période 1929–2003.</i>	34
<i>Figure 19 – Valeurs et taux de recul des falaises argilo-gréseuses entre Audresselles et le cran aux Œufs, et à la pointe de la courte Dune, période 1939–2003.</i>	34
<i>Figure 20 – Valeurs et taux de recul des falaises argilo-gréseuses entre la pointe du Riden et le trou du Nez, période 1944–2003.</i>	35
<i>Figure 21 – Valeurs et taux de recul des falaises crayeuses entre le Petit Blanc-Nez et l'ancien cimetière allemand, période 1939–2002 (A) ou 1944–2002 (B).</i>	35
<i>Figure 22 – Valeurs et taux de recul de la falaise argilo-crayeuse de Strouanne, période 1939–2002.</i>	36
<i>Figure 23 – Valeurs et taux de recul de la falaise limoneuse de Sangatte, période 1944–2002.</i>	36
<i>Figure 24 – Relations entre hauteur et recul des falaises.</i>	38
<i>Figure 25 – Coupe schématique interprétative du changement de position du pied de falaise lié à l'extraction (cap d'Alprech).</i>	41
<i>Figure 26 – Les types de mouvements de terrain observés le long du secteur crayeux.</i>	47
<i>Figure 27 – Croquis géomorphologique aux confins du "fond du Blanc-Nez" et du fond du Guet.</i>	48
<i>Figure 28 – Platier et pied de falaise en avant des Crupes (entre le cran d'Escalles et le Petit Blanc-Nez).</i>	50
<i>Figure 29 – Types de mouvements de terrain observés le long de la falaise argilo-crayeuse de Strouanne.</i>	52
<i>Figure 30 – Cartes géomorphologiques des coulées du cran Saint-Pô et des glissements de pans de la ferme Saint-Pô.</i>	53
<i>Figure 31 – Processus d'érosion dans les dépôts de versant de la falaise de Sangatte.</i>	56
<i>Figure 32 – Les Grès de la Crèche : faciès microscopique (MEB) et macroscopique.</i>	59

<i>Figure 33 – Processus d'érosion des falaises argilo-gréseuses entre le cran Barbier et le trou du Nez ("type Gris-Nez").</i>	61
<i>Figure 34 – Haut de falaise, paroi et estran au nord du cran de Quette.</i>	62
<i>Figure 35 – Processus d'érosion des falaises argilo-gréseuses entre le cran Noir Da et le cran aux Œufs ("type Audresselles").</i>	63
<i>Figure 36 – La paroi de la falaise et l'estran au nord du cran Noir Da.</i>	64
<i>Figure 37 – Sous-cavage et basculement de dalles de lumachelle sur le platier.</i>	67
<i>Figure 38 – Modalités d'évolution de la rampe.</i>	69
<i>Figure 39 – Processus d'érosion des falaises argilo-gréseuses entre le Portel et Equihen.</i>	71
<i>Figure 40 – La falaise d'Equihen.</i>	72
<i>Figure 41 – Processus d'érosion des falaises argilo-gréseuses de la pointe de la Courte Dune.</i>	73
<i>Figure 42 – Contexte morphosédimentaire côtier.</i>	77
<i>Figure 43 – Le littoral actuel et le littoral subboréal.</i>	79
<i>Figure 44 – Les hypothèses de G. Dubois (A) et de A. Briquet (B).</i>	80
<i>Figure 45 – La Formation du cran d'Escalles.</i>	82
<i>Figure 46 – Relations géométriques entre les différents éléments de la plate-forme littorale et la falaise.</i>	84
<i>Figure 47 – Le recul de la falaise entre le cap Blanc-Nez et Sangatte, d'après les cadastres de 1834, 1935 et 1987.</i>	86
<i>Figure 48 – Rythme de recul entre le promontoire Saint-Pô et l'ancien cimetière allemand (période 1939–2003), mis en relation avec les types de mouvement, le taux et la variabilité spatiale du recul.</i>	89
<i>Figure 49 – Recul annuel moyen des falaises crayeuses.</i>	91
<i>Figure 50 – Recul du haut de falaise entre 1999 et 2002 (en noir) et entre 1939/1944 et 2002 (en gris).</i>	92
<i>Figure 51 – Rythme du recul, tempêtes et précipitations.</i>	96
<i>Figure 52 – Précipitations journalières et mensuelles, années 1966 et 1971, Boulogne-sur-Mer.</i>	98
<i>Figure 53 – Précipitations mensuelles à Boulogne-sur-Mer et Guînes et profondeur du toit de la nappe au forage d'Escalles, périodes 1997–1998 et 2000–2001.</i>	100
<i>Figure 54 – Profondeur de la nappe et précipitations journalières en novembre 2000, précipitations journalières en novembre 1997.</i>	101
<i>Figure 55 – Evapotranspiration et pluies efficaces en 2004, stations de Boulogne-sur-Mer et Dunkerque.</i>	102
<i>Figure 56 – Précipitations journalières (janvier–février 1988, Boulogne-sur-Mer) et mensuelles (octobre 1987–septembre 1988, Guînes).</i>	103
<i>Figure 57 – Valeurs (période 1929–2003) et processus de recul, falaise de Châtillon et Mont de Coupe (le Portel).</i>	106
<i>Figure 58 – Evolution de la falaise aux Crupes.</i>	108
<i>Figure 59 – Evolution de la falaise au sud du cran Poulet.</i>	109
<i>Figure 60 – Evolution de la ravine du cran d'Escalles lors de l'orage du 21 novembre 2000.</i>	110
<i>Figure 61 – Aménagements au cran d'Escalles après l'écroulement de février 1998.</i>	112
<i>Figure 62 – Recul du haut de falaise entre le 19 octobre 1999 et le 28 mars 2002 et mesures de prévention prises depuis 1998.</i>	113

**Évolution morphotectonique et morphodynamique
à long terme dans les domaines de socle
(Appalaches, Massif central, Ardenne)**

Table des matières

<i>Introduction</i>	139
<i>I. Signification des formations superficielles déplacées et in situ.</i>	141
1. Le manteau d'altérites des Appalaches du nord-est	141
1.1 <i>L'âge et la conservation des altérites dans les régions plusieurs fois englacées</i>	141
1.2 <i>La signification des profils bisiallitiques</i>	142
2. La vitesse d'altération et le temps de résidence des altérites : l'exemple du Massif central français.....	143
3. Les sables tertiaires de l'Ardenne : datation, filiation	146
3.1 <i>Les dépôts sableux de l'Ardenne méridionale</i>	146
3.2 <i>L'âge des sables de Doische</i>	148
3.3 <i>L'âge des sables de Régniowez</i>	150
3.4 <i>Filiation entre les deux gisements et interprétation</i>	150
<i>II. Diversité des évolutions à long terme</i>	152
1. La notion d'équilibre dynamique : l'exemple des Appalaches	152
2. L'évolution cénozoïque de l'Ardenne méridionale	152
2.1 <i>La surface polygénique oligo-miocène</i>	152
2.2 <i>L'histoire de la Meuse lorraine</i>	153
3. L'enseignement des relations entre altérites et alluvions néogènes et quaternaires dans le Massif central français.....	156
4. L'évolution morphotectonique post-acadienne du pourtour de la Baie des Chaleurs (Québec, Nouveau-Brunswick)	158
4.1 <i>Cadre morphostructural</i>	158
4.2 <i>Âge des formes et styles tectoniques</i>	159
<i>III. Les modalités de façonnement des espaces plans</i>	162
1. Le façonnement de la topographie infra-carbonifère (Appalaches du nord-est)	162
2. Quelques exemples de morphodynamique tertiaire (Ardenne, Massif central).....	163
2.1 <i>Régniowez (Ardenne)</i>	163
2.2 <i>Oulhou (Aubrac)</i>	164
2.3 <i>Senèze (Devès)</i>	165
3. <i>Érosion linéaire versus érosion aréolaire</i>	166
<i>Conclusion</i>	168
<i>Bibliographie</i>	169
<i>Liste des figures</i>	175
<i>Liste des tableaux</i>	175

Introduction

Les travaux présentés dans cette synthèse constituent la suite "naturelle" d'une spécialisation initialement acquise au cours de mes trois années de thèse (1986–1989) au sein de l'équipe "Géomorphologie des Socles" du Laboratoire de Géographie Physique "Pierre Birot" du CNRS–Meudon, et sous la direction d'Alain Godard. L'objectif de cette recherche, engagée à l'initiative de Yannick Lageat, était de tester la validité du message que livrent, dans le Massif central français, les altérites (granitiques et basaltiques) fossilisées par des coulées de lave, pour en déterminer la signification paléoclimatologique et les implications géomorphologiques.

L'étude des interactions entre substratum et coulée a permis de ramener à leur juste valeur les modifications liées à l'environnement volcanique, que ce soit au moment de la mise en place de la coulée (la "cuisson" et la rubéfaction sont des phénomènes exceptionnels ; Pierre, 1989, 1990b), ou après l'effusion (les modifications se ramènent alors à une cryptoévolution dont il est possible d'isoler et de quantifier les traits – et non à une cryptoaltération ; Pierre, 1987, 1988, 1992). Les altérites granitiques fossilisées par des coulées de lave sont donc antérieures aux effusions qui les conservent, et ont gardé intacts les caractères de leur évolution antévolcanique. Par conséquent, en couplant le message qu'elles livrent aux données chronologiques fournies par les coulées qui les fossilisent, il est possible de distinguer trois familles d'altérites entre le Miocène supérieur et le Quaternaire récent (Pierre, 1989, 1990a) :

- les altérites miocènes (antérieures à 8 Ma) qui montrent (1) une mobilité constante de l'ensemble des bases, (2) une désilicification fréquente, (3) des néoformations de kaolinite et/ou de smectite, mais en abondance, et (4) des ferruginisations. Ce type d'altération se situe à mi-chemin entre fersiallisation et ferruginisation ;

- les altérites moyennement évoluées, bisiallitiques, datées du Pliocène au Pléistocène moyen, caractérisées par (1) une stabilité constante de K_2O , MgO et SiO_2 , et (2) des néoformations variées mais restreintes, liées à une pseudomorphose très partielle des minéraux primaires vulnérables (biotite, plagioclases, cordiérite) ;

- les arènes ménagées du Pléistocène supérieur (postérieures à 0,25 Ma), à illite-vermiculite, dont le bilan géochimique est quasi nul (faible mobilité de CaO), et qui relèvent également d'une bisiallisation.

La réponse des roches basaltiques à l'altération s'avère moins contrastée, et la convergence de caractères entre les différentes formations rouges intrabasaltiques – tufs rouges, coulées altérées au sein d'empilements basaltiques, ou *red-partings* d'origine hydrothermale – contribue à en brouiller le message (Pierre et Dejou, 1990 ; Dejou *et al.*, 1992).

Il ressort de cette classification des altérites : (1) que le hiatus néogène est comblé, le Massif central livrant des altérites attribuables à cette période ; (2) que le processus de fersiallisation s'interrompt au Miocène supérieur ; (3) que les profils caractérisés par une bisiallisation (*s.l.*) ne peuvent être rattachés à la seule période du Pléistocène récent ; et enfin (4) que parmi ces derniers, les plus "évolués" peuvent être d'âge pliocène aussi bien que quaternaire.

Ce travail de thèse a été l'occasion d'utiliser une large panoplie de méthodes d'analyse des sédiments meubles et des roches (géochimie – analyse globale et microanalyse au MET ; minéralogie – RX et ATD ; micromorphologie). Cette expertise a par la suite été appliquée dans d'autres régions de socle, soulevant, sur des thèmes parents, des problématiques nouvelles. Dans les Appalaches de nord-est, la question de l'âge du manteau d'altérites d'un massif plusieurs fois englacé débouche ainsi sur la question de l'efficacité de l'érosion glaciaire, tandis que le constat de la monotonie de l'altération montre les limites des investigations sédi-

mentologiques "classiques" (Bouchard et Pierre, 1993 ; Bouchard *et al.*, 1995). À ce titre, un essai de datation des altérites *in situ* par le ^{10}Be cosmogénique a été mené sur deux coupes fossilisées du Massif central (Pierre, 1997), étudiées par ailleurs en détail (Pierre, 1989). Dans l'Ardenne méridionale, les formations superficielles remaniées demandaient à être positionnées à la fois dans le temps et dans l'espace. Leur étude a donc nécessité l'utilisation d'une méthode supplémentaire : l'analyse des minéraux lourds (Pierre, 1999, 2000). Cette dernière contribue à éclairer la provenance des sédiments ainsi que la filiation entre certains profils intra-ardennais, et ouvre des perspectives nouvelles sur l'histoire de la Meuse lorraine. À ces travaux basés sur l'analyse des formations superficielles s'est ajoutée une tentative de modélisation de l'évolution morphostructurale du pourtour de la Baie des Chaleurs (est canadien, Peulvast *et al.*, 1996), de l'Ardenne méridionale (Pierre, 2003a) et du Massif central volcanisé (Pierre, 2003b), la comparaison des modes d'évolution de ces trois régions débouchant finalement sur une synthèse portant sur l'évolution des espaces plans (Pierre, 2007).

Compte tenu du changement progressif de mes thématiques de recherche à partir de 1999²⁴, et en dehors de l'article paru dans l'ouvrage collectif en hommage à A. Godard (Pierre, 2007), la synthèse qui suit ne cite de littérature postérieure à l'année 2000 que dans la mesure où cela éclaire l'apport de ma contribution sur les domaines de socles. La bibliographie, qui ne reprend que les références citées dans le texte, peut être complétée par celle qui accompagne les publications sur ce thème.

²⁴ La synthèse de mes travaux ultérieurs sur le littoral boulonnais fait l'objet d'un volume à part.

I. Signification des formations superficielles déplacées et *in situ*.

1. Le manteau d'altérites des Appalaches du nord-est

1.1 L'âge et la conservation des altérites dans les régions plusieurs fois englacées

Les altérites développées sur les roches cristallines des Appalaches du nord-est ont fait l'objet de nombreuses études (citées dans Bouchard *et al.*, 1995) dont les conclusions ont invariablement mis en avant le caractère hérité : il s'agirait de profils préglaciaires (rapportés à des climats chauds et humides tertiaires), l'hypothèse d'altérites interglaciaires, voire holocènes (formées sous climats tempérés) n'étant généralement pas retenue. Les deux premières hypothèses (profils préglaciaires ou interglaciaires) impliquent de plus que ces altérites auraient été épargnées par l'érosion glaciaire. À la lumière des travaux menés dans le Massif central français (Pierre, 1989), il a paru intéressant de reprendre l'étude de quelques-uns de ces profils, parmi lesquels ceux de Warrensburg (Adirondacks, New-York) et de Big Bald Mountain (Hautes-Terres de Miramichi, Nouveau-Brunswick), afin d'en déterminer la signification paléoclimatologique et d'en discuter l'âge (Bouchard et Pierre, 1993 ; Bouchard *et al.*, 1995).

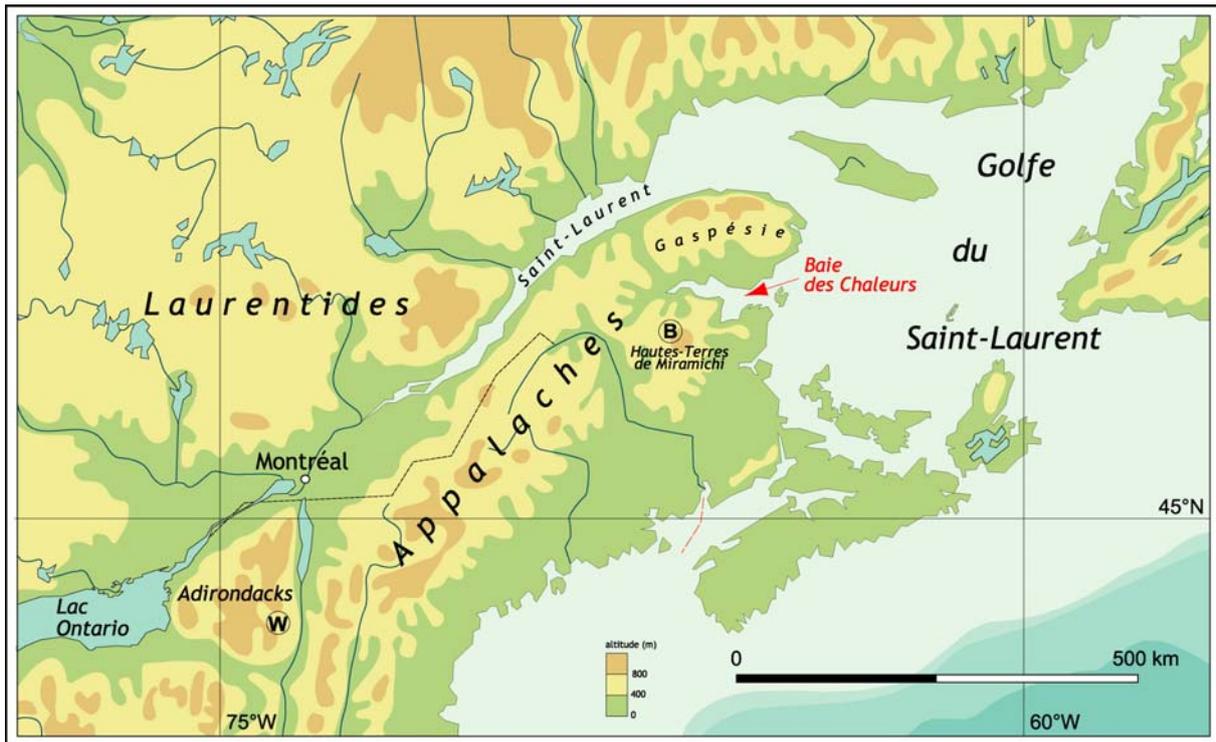


Figure 63 – Les Appalaches du nord-est.

Localisation des régions et des sites étudiés. W : profil de Warrensburg ; B : profil de Big Bald Mountain.

L'altérite de Warrensburg (New-York, 43°30' N, 73°40' W), épaisse de 9 m, s'est formée dans un fond de vallée (228 m) du massif des Adirondacks (fig. 1), sur un granito-gneiss à hornblende protérozoïque (Fisher, 1985). Elle est recouverte en discordance par un dépôt fluvioglaciaire sur lequel se développe un podzol (fig. 2). Sur la base d'un âge wisconsinien et illinoien attribué à l'unité fluvioglaciaire supérieure, E.H. Muller (1965) fait de cette altérite

un paléosol (*sic*) tertiaire. Le profil de Big Bald Mountain (Nouveau-Brunswick, 47°12' N, 66°25' W), sis à 625 m sur le versant sud de l'un des plus hauts sommets granitiques des Hautes-Terres de Miramichi (675 m, fig. 1), est épais de 2 m. Il présente une arène déplacée reposant sur un granite à biotite grossier (Potter *et al.*, 1979) et couverte de colluvions pierreuses sur lesquelles se développe un podzol (fig. 2). C. Wang *et al.* (1981) y ont découvert de la gibbsite qui, selon eux, prouve l'ancienneté du profil et son immunité vis-à-vis de l'érosion glaciaire (qui aurait également épargné les tors qui parsèment en grand nombre les sommets, fig. 3).

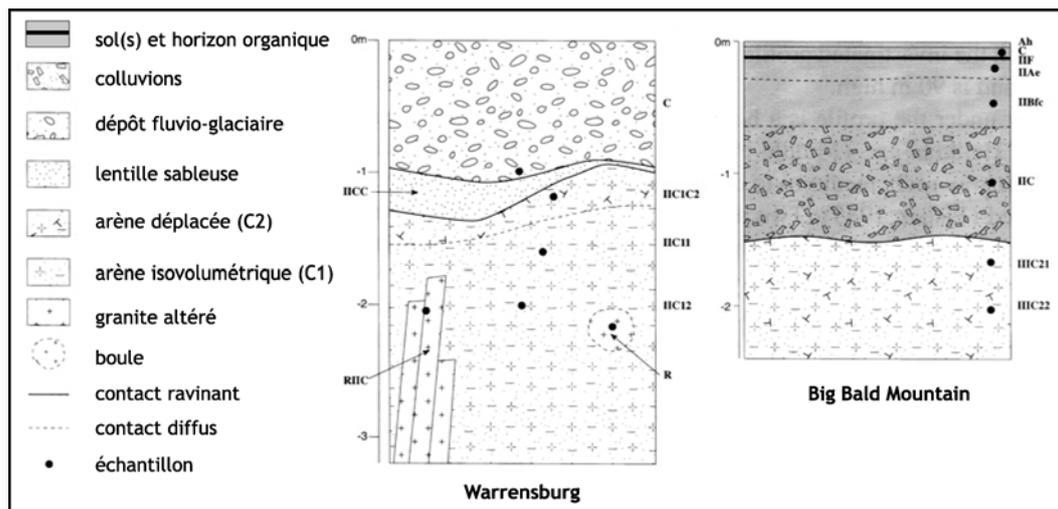


Figure 64 – Profils des coupes de Warrensburg et de Big Bald Mountain.

Localisation sur la fig. 1 (d'après Bouchard *et al.*, 1995).

1.2 La signification des profils bisiallitiques

Les analyses chimiques, minéralogiques et micromorphologiques d'échantillons prélevés dans les différents niveaux des deux coupes ont permis de mieux caractériser les matériaux de ces deux profils, en termes d'évolution et de mise en place (Bouchard *et al.*, 1995). Pour ce qui est des ensembles *in situ* ou faiblement déplacés, les deux coupes présentent les caractéristiques d'une arénisation. La granulométrie est sableuse, le calcium et le sodium sont les seuls cations mobiles (perte maximale : 73 % et 55 %, respectivement), la fraction argileuse – au maximum 2 % de l'échantillon total – est constituée d'argiles 2/1 de type vermiculite (Warrensburg) ou chlorite et smectite (Big Bald Mountain), associées à de l'hydrobiotite (Big Bald Mountain, Warrensburg) et à de la kaolinite (Warrensburg). La présence en faible quantité de kaolinite (Big Bald Mountain) et de gibbsite en sites intra-minéraux complète le tableau. L'ensemble de ces caractères apparente ces deux profils à ceux des altérites de type bisiallitique, par ailleurs largement décrits en Europe (Dejou *et al.*, 1977), et d'âge plio-pléistocène (Pierre, 1989).

Comme ces caractéristiques sédimentologiques sont en accord avec les climats tempérés (interglaciaires) qui ont eu cours depuis le Pliocène dans le nord-est de l'Amérique du Nord (Frakes, 1979 ; Barron, 1989), il est impossible de distinguer une altérite plio-pléistocène ancienne d'une autre plus récente, sinon éventuellement par son épaisseur. À ce propos, d'après M. Bouchard et A. Godard (1984), le manteau arénacé d'une vingtaine de centimètres que l'on rencontre par endroits dans les Laurentides (sur le bouclier canadien), dont l'évolution géochimique est limitée et qui est dépourvu de minéraux d'altération, est holocène. Sensible-

ment plus épais, les profils de Warrensburg et de Big Bald Mountain sont donc probablement préglaciaires, d'autant que, dans les deux cas, les sédiments qui les couvrent dérivent des matériaux sous-jacents, comme l'atteste leur composition minéralogique : ainsi dans les Adirondacks, l'altérite est nécessairement antérieure à la nappe fluvio-glaciaire wisconsinienne qui la couvre. De façon un peu moins certaine, les colluvions, qui, à Big Bald Mountain, présentent des traits périglaciaires intacts (coiffes silteuses non basculées), pourraient conférer un âge préglaciaire à l'altérite qu'elles recouvrent.



Figure 65 – Racine de tor sur le mont Carleton (Hautes Terres de Miramishi, Nouveau-Brunswick).

Dans ces conditions, qu'en est-il de l'efficacité érosive des glaciers ? Pour certains auteurs, les profils trop épais sont des héritages interglaciaires qui, à l'état de pergélisol, ont subsisté malgré le(s) passage(s) des glaciers (Godard, 1965 ; Peulvast, 1978). Plus récemment, J.-P. Peulvast (1989) a affiné cette idée en admettant qu'un profil partiellement déblayé par le passage d'un glacier peut épaissir à nouveau durant l'Interglaciaire suivant, et que le phénomène peut se répéter autant de fois qu'il y a de cycles Glaciaire–Interglaciaire. Dans ce cas, le manteau d'altérite n'est jamais très ancien ni très épais et sa présence indique seulement que l'altération est plus rapide que l'érosion. En tout état de cause, préglaciaires ou interglaciaires (*i.e.* polygéniques), les altérites du nord-est de l'Amérique du nord décrites dans la littérature (en 1996) ne peuvent être rapportées à des climats chauds du Tertiaire, et leur âge relatif ne saurait être déduit de leur degré d'évolution. Ce constat met en avant la nécessité d'éprouver d'autres méthodes d'investigation pour déterminer l'âge précis des altérites bisialitiques plio-pléistocènes des latitudes tempérées.

2. La vitesse d'altération et le temps de résidence des altérites : l'exemple du Massif central français

Le dosage du béryllium-10 peut être utilisé tant pour dater le manteau d'altérite (Pavich *et al.*, 1984) que pour quantifier l'ablation (Lal, 1991 ; Brown *et al.*, 1995). L'isotope radioactif ^{10}Be , à demi-vie de $1,5 \cdot 10^6$ ans, est produit de deux façons :

- *in situ* par spallation nucléaire des atomes constitutifs des minéraux des roches exposées aux radiations cosmiques. Pour un taux de production connu, la concentration en ^{10}Be reflète alors la vitesse d'usure de la roche ;

- dans la haute atmosphère, par spallation des nucléi d'azote et d'oxygène sous l'effet des rayons cosmiques. Apporté au sol par les précipitations, le béryllium se fixe ensuite sur la fraction fine des formations superficielles meubles, et y demeure dans les conditions de pH courantes. Dans ce cas, la teneur en ^{10}Be dépend du temps d'accumulation, qui, pour un taux de production connu, donne cette fois l'âge du matériau réservoir (s'il ne contient pas de ^{10}Be au départ, ce qui est le cas des altérites *in situ*). Cependant, comme les profils altérés sont généralement tronqués, l'inventaire du béryllium est toujours incomplet, de sorte que l'âge obtenu est toujours un âge minimum, d'autant que c'est habituellement le sol *s.s.*, plus riche en fines, qui retient le plus de ^{10}Be . Dans l'altérite, les teneurs en béryllium sont stables entre 5 et 20 m de profondeur (fig. 4).

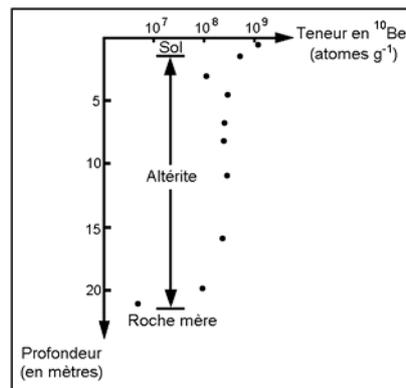


Figure 66 – Teneur en ^{10}Be en fonction de la profondeur.

Profil formé aux dépens d'un granite métamorphisé du Piedmont appalachien en Virginie (d'après Brown et al., 1988).

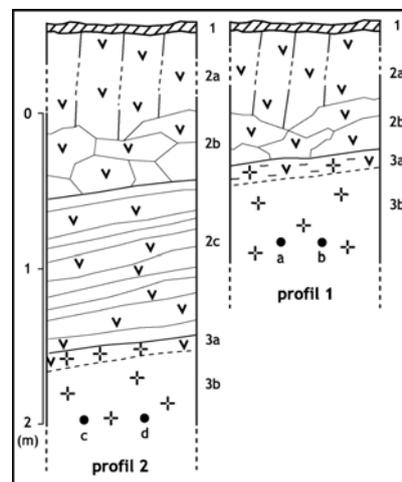


Figure 67 – Profils des coupes de Chomeilles (Monts Dore, Massif central français).

1 : sol ; 2a : coulée basaltique ; 2b : brèche de progression ; 2c : pyroclastites ; 3 : arène (3a : arène déplacée à éléments volcaniques et argilanes issues du sol actuel ; 3b : arène *in situ*) ; a, b, c et d : échantillons dosés (^{10}Be). Localisation sur la fig. 12 (d'après Pierre, 1997).

Le site de Chomeilles, dans les Monts Dore (45° 32' N, 2°56' E, 1 000 m à 1 020 m), présente deux altérites formées aux dépens d'une anatexite à cordiérite et fossilisées par des coulées de lave de 600 000 ans (profil 1) et 250 000 ans (profil 2 ; fig. 5 et 6) (Cantagrel et Baubron, 1983). Il a été démontré ailleurs (Pierre, 1989) que les caractéristiques de ces deux profils n'ont pas été affectées par l'environnement volcanique : de type bisiallitique, ils sont

tous deux pré-effusifs et se prêtent donc bien à une analyse de la teneur en béryllium cosmogénique. Pour une production d'atomes de ^{10}Be de $1,3 \cdot 10^6 \text{ cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (Raisbeck *et al.*, 1979) et une densité de l'altérite de 2,1, les teneurs en béryllium (tableau 1) donnent un âge minimum de 24 000 ans pour le profil 1 et de 11 500 ans pour le profil 2 (Pierre, 1997), soit deux âges différents pour des profils de même nature et de même épaisseur.

Cette apparente anomalie tient probablement au bilan altération–ablation de chacun de ces deux profils. En effet, dans un contexte d'incision linéaire récurrent (30 m entre 600 000 ans et 250 000 ans, 5 m après 250 000 ans) mais dont on ne connaît rien du rythme précis, il faut sans doute admettre que l'épaisseur du manteau d'altérite résulte d'un rajeunissement (pré-effusif) chronique. Les deux profils sont donc incomplets, ce que laisse d'ailleurs supposer l'écart entre le taux d'arénisation de 1 à 2 m/1 000 ans, déduit ici du dosage du ^{10}Be , et celui habituellement retenu pour ces matériaux et sous climat tempéré – 1 m/30 000 ans – (obtenu par bilan géochimique ; Tardy, 1969). Les deux profils de Chomeilles n'ont en outre pas nécessairement la même histoire (fig. 6), comme l'indique leur écart d'âge isotopique.

échantillons	teneur en ^{10}Be
a (profil 1)	$1,47 \cdot 10^7$ atomes g^{-1} ($\pm 10 \%$)
b (profil 1)	$1,52 \cdot 10^7$ atomes g^{-1} ($\pm 10 \%$)
c (profil 2)	$0,78 \cdot 10^7$ atomes g^{-1} ($\pm 12 \%$)
d (profil 2)	$0,61 \cdot 10^7$ atomes g^{-1} ($\pm 15 \%$)

Tableau 14 – Teneur en ^{10}Be des altérites de Chomeilles.

(D'après Pierre, 1997 ; analyses : G.M. Raisbeck et F. Yiou, CNRS–Orsay).

Quoi qu'il en soit, dans les régions volcanisées, les données chronologiques fournies par la datation des coulées de lave permettent de déterminer l'âge (supérieur) du manteau d'altérites, tandis que celles déduites du dosage du béryllium permettent d'évaluer le temps de résidence du manteau d'altérites. Ainsi, dans le Massif central, les profils bisiallitiques les plus évolués ne sont jamais fossilisés par des coulées plus récentes que 250 000 ans environ, et, par conséquent les profils de même nature non fossilisés ont au minimum cet âge (altérites plio-pléistocènes moyen ; Pierre, 1989). Pour comparaison, S. Jolicœur *et al.* (1995) donnent un âge similaire (sangamonien) au manteau d'altérites de la Blue Ridge et des collines du Piedmont en Virginie. Par ailleurs, dans le Massif central, les profils bisiallitiques non fossilisés ne sont pas nécessairement beaucoup plus vieux que 250 000 ans puisque le dosage du ^{10}Be des profils sous coulée de Chomeilles donne une fourchette d'âges (minimum il est vrai) compris entre 11 500 ans (avant 600 000 ans) et 24 000 ans (avant 250 000 ans). La faiblesse de ces valeurs traduit en fait que, dans certains contextes tectoniques accélérant l'érosion (soulèvement et proximité du niveau de base), un profil peut avoir un temps de résidence court : en quelques millénaires, il est renouvelé.

Ce temps de résidence, sensiblement plus court que celui évalué par M.J. Pavich (1989) sur le Piedmont appalachien en Virginie (1 Ma), rappelle que le bilan altération–ablation est influencé par l'énergie du relief. À ce propos, l'exemple du Massif central, montre à quel point il est important de bien distinguer les éléments plans de la topographie, à l'écart des drains majeurs, où l'on a toutes les chances de retrouver les profils bisiallitiques les plus vieux (pliocènes aussi bien, nous y reviendrons), des secteurs où l'érosion linéaire contrôle la vitesse d'évolution des formes. Au total, à défaut de pouvoir donner un âge précis, l'inventaire de ^{10}Be dans les altérites fournit des données qui permettent de s'interroger avec profit sur le bilan et les modalités de l'érosion. Abordée à la suite des travaux sur les profils appalachiens, cette méthode est finalement à l'origine de la réflexion sur la dynamique des espaces plans et l'érosion aréolaire présentée plus loin (Pierre, 2007).

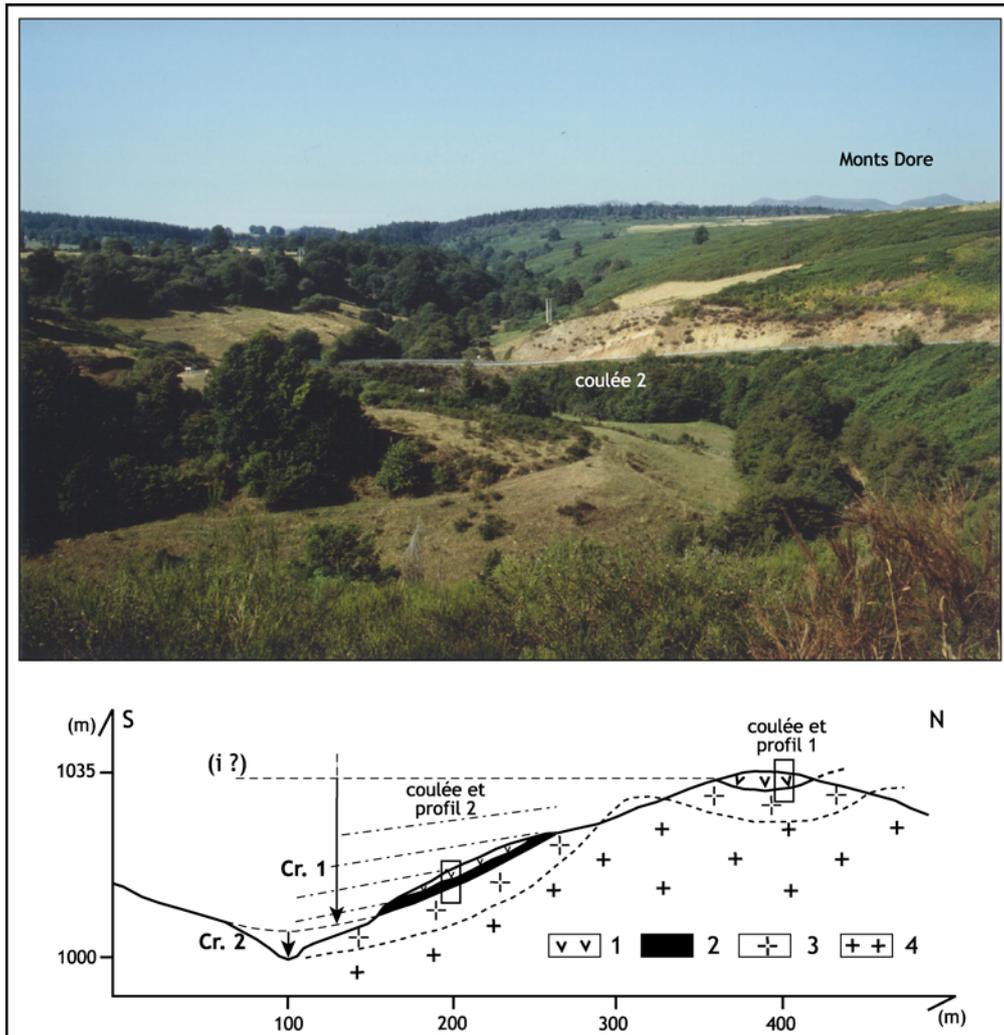


Figure 68 – Le vallon de Chomeilles (Monts Dore, Massif central français).

1 : basalte ; 2 : pyroclastites ; 3 : arène ; 4 : anatexite ; Cr : creusement ; (i) : interfluve. Le creusement 1 a pu se faire par étapes (lignes en tirets et points). Localisation sur la fig. 12 (d'après Pierre, 1997, modifié).

3. Les sables tertiaires de l'Ardenne : datation, filiation

3.1 Les dépôts sableux de l'Ardenne méridionale

Du début du Crétacé au Tertiaire, l'Ardenne méridionale et sa bordure sédimentaire, entre Hirson et Charleville-Mézières, ont été à plusieurs reprises le siège d'une sédimentation sableuse continentale ou marine. Dans le périmètre représenté sur la figure 7, trois épisodes sédimentaires sont habituellement retenus (Bonte, 1960 ; Hatrival et Beugnies, 1973 ; Voisin, 1978, 1981) :

- Au Wealdien, des dépôts produits par une longue phase d'évolution continentale comprise entre le Jurassique supérieur et l'Albien fossilisent le karst développé dans le Bathonien. Le Wealdien a été observé en place une ultime fois sur le versant nord de la petite vallée de l'Aube, dans la région de Prez (Voisin, 1978 ; les coupes n'existent plus), associé à des dépôts albiens et éocènes. Il s'agissait de superpositions d'argiles grises et noires, de sables grossiers et de conglomérats ferrugineux, piégés dans des poches de dissolution du Bathonien. D'autres

affleurements au sud-est du secteur furent reconnus par Delépine (1924) et ne subsistent qu'à l'état de reliques (bois des Ivis, au sud du ruisseau de This).

- La transgression albienne dépose des sables fins glauconieux ("Sables verts" à *Douvilleiceras mamillatum*) ou des formations argilo-sableuses vert sombre très glauconieuses (comme à Prez). Par endroits ces sables sont consolidés (gaize à ciment d'opale, dite "de Draize"). L'Albien occupe la partie ouest du périmètre où son épaisseur atteint une vingtaine de mètres, et s'avance en placages peu épais jusqu'au rebord oriental du plateau de la Thiérache ardennaise, entre Auvillers-les-Forges et la vallée de l'Audry. Au nord de Prez et à Cernion (3 km à l'est de Prez), l'Albien affleurerait autrefois, associé au Wealdien qu'il remaniait et refaçonnait.

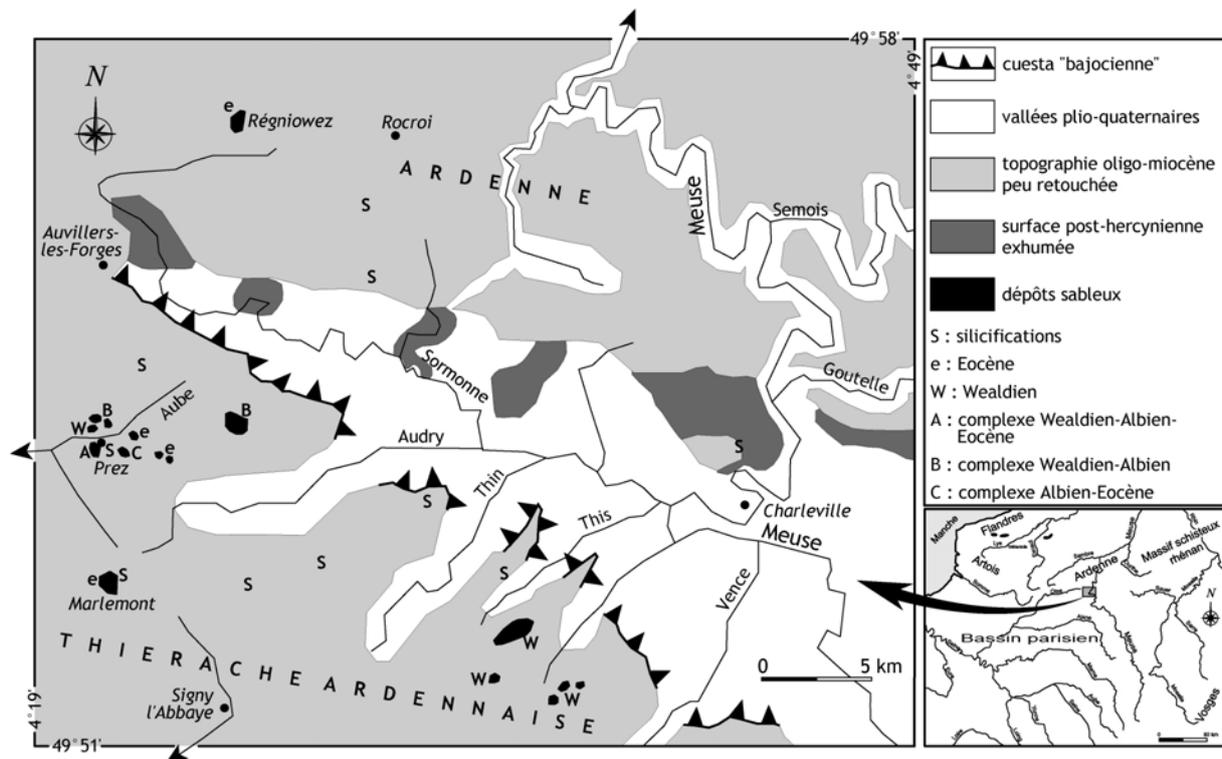


Figure 69 – Carte géomorphologique de la bordure méridionale de l'Ardenne.

(D'après Pierre, 1999, modifié)

- À l'Éocène, enfin, les dépôts continentaux pré-albiens (renfermant des sphérolites siliceux empruntés à la gaize oxfordienne de Signy l'Abbaye), ou albiens (comme l'atteste la présence d'*Heterohelix* et de glauconie dans certains gisements) sont remaniés, donnant des sables quartzeux fins et bien classés, parfois très purs, plus souvent colorés par des oxydes ferro-manganiques et à microfaune pauvre (*Gyroidinoides nitida* (Prez) et *Heterohelix* (la Cerleau, 2 km à l'est de Prez)). Les sables éocènes sont rattachés par Voisin (1981) à la phase continentale qui termine le cycle sédimentaire landénien, à la charnière Paléocène-Eocène inférieur. On les retrouve seuls à Marlemont, tandis qu'ils étaient associés au Wealdien et à l'Albien ou au Wealdien seul aux environs de Prez et de la Cerleau, dans la petite vallée de l'Aube.

Marins ou continentaux, ces dépôts ont fait l'objet de nombreuses publications depuis un siècle : Gosselet (1879), Delépine (1924), Baeckeroot (1929), Tricart (1949), Bonte (1955), Voisin (1972), et pour l'Ardenne belge Souchez (1963), Souchez-Lemmens (1967,

1971), Soyer (1978), Demoulin et Dimanche (1988), Demoulin (1989), les trois dernières références attribuant un âge oligocène aux derniers placages sableux. Cependant, pour l'Ardenne méridionale, les observations faites peuvent rarement être vérifiées car les gisements en poches, jadis nombreux sur le territoire étudié, ont tous ou presque été vidés de leur contenu sableux dès le milieu du XX^e siècle. Les sites retenus sur la figure 7 donnent une idée de l'extension du Wealdien et de l'Eocène avant exploitation.

Si le Wealdien et surtout l'Albien fossilifère sont facilement datables, il n'en va pas de même pour les sables tertiaires, réputés éocènes dans l'Ardenne méridionale. Cet âge est généralement fondé sur l'absence de fossiles antérieurs – des nanofossiles découverts par Voisin (1972) dans plusieurs gisements du plateau de Rocroi n'ont jamais été déterminés – et sur la continuité géométrique qui existe entre le Landénien marin et le Landénien continental. Les sables ferruginisés de Régniowez sont à notre connaissance le dernier témoin important rapporté à cet épisode continental. Une étude sédimentologique fine de ce dépôt confirme son âge éocène (Pierre, 1999). Elle permet en outre de donner une origine et un âge aux sables de Doische, formation intra-ardennaise qui n'avait jamais été décrite jusqu'alors (Pierre, 2000).

3.2 L'âge des sables de Doische

Les deux coupes de Doische (50°07' N, 4°44' E, 220 m) se situent quasiment au sommet plan de l'interfluve séparant la vallée de la Meuse du vallon de la Joncquièrre. La surface du plateau, pré-tongrienne (Demoulin, 1995), est recouverte par la nappe alluviale de la Cense de la Haye, représentant ici la plus haute terrasse de la Meuse (230 m). Les caractéristiques sédimentologiques des sables de Doische sont les suivantes (Pierre, 2000).

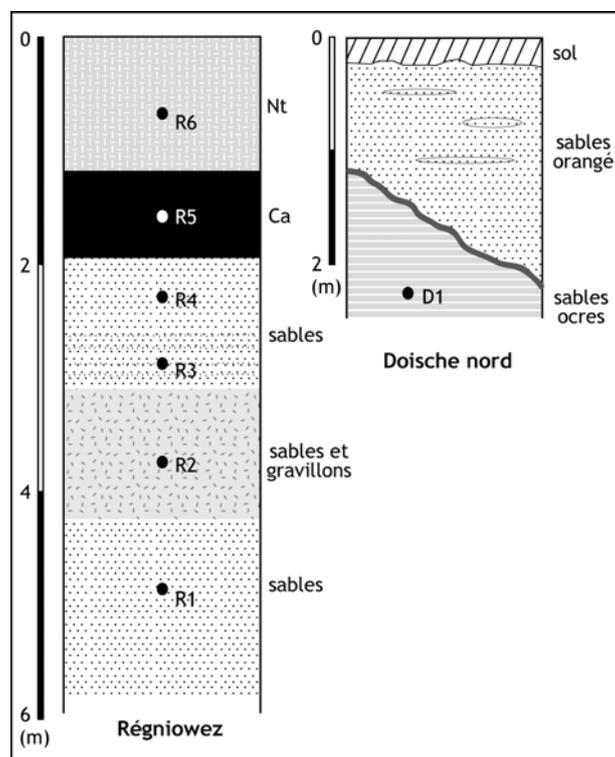


Figure 70 – Profils des coupes de Régniowez et de Doische (Ardenne).

Nt : niveau tacheté ; Ca : cuirasse d'accumulation absolue ; R1 à R6, D1 : échantillons. Localisation sur la fig. 10 (d'après Pierre, 1999, 2000, modifié).

Dans la coupe nord (épaisseur visible de 2,5 m) se succèdent de bas en haut deux unités séparées par une discontinuité ravinante et souvent indurée par des oxydes de fer (fig. 8). À la base des lamines obliques subparallèles s'agencent en lits horizontaux ravinants les uns sur les autres. Les discontinuités entre lamines et lits sont soulignées par une couleur orangée. Au sommet, des lentilles de sable clair s'individualisent dans un ensemble ocre (7,5YR7/3) à litage horizontal, comprenant quelques minuscules galets de quartz. Un sol podzolique se développe sur ces matériaux. La coupe sud, visible sur 1,80 m, présente aussi deux unités séparées par un contact franc plus ou moins horizontal et souligné par une accumulation d'oxydes ferriques. À un endroit, des fractures centimétriques à décimétriques dénivellent ce contact. L'unité inférieure présente des sables gris-mauve (2,5YR7/3), dont le litage discontinu très ténu est visible seulement en lame-mince. L'unité supérieure est constituée de sables orangés, parcourus de lits onduleux subhorizontaux parfois décalés par des fractures de rejet millimétrique.

	Doische 1	Doische 2	Doische 3	Régniowez 1	Régniowez 2	Régniowez 3	Régniowez 4
zircon	15	55,5	55	4		2	26
tourmaline	38,5	14,5	14	5	4		23,5
rutile	17	14	12,5	1		3	17
brookite	1		0,5				
grenat			0,5				1
andalousite		0,5	0,5				
sillimanite					1		
staurotide	16	10,5	13	1	1	2	18
disthène	12	5	4	4		1	14

Tableau 15 – Analyse des minéraux lourds des coupes de Doische et de Régniowez.

(En italique : individus ; d'après Pierre, 2000).

Dans les deux coupes, il s'agit à 80 % de sables fins (médiane comprise entre 60 µm et 90 µm) et essentiellement quartzeux. Le reste des sables est composé de rares muscovites et de minéraux lourds (zircon, tourmaline, rutile, puis staurotide et disthène ; tableau 2). L'analyse morphoscopique permet d'observer quelques ronds-mats parmi les rares éléments dont la taille est ± 700 µm (la forme de ces derniers se repérant par ailleurs facilement en lame mince), tandis que les émoussés-luisants (normalement observés à 300 µm) apparaissent en nombre significatif (30 %). La fraction fine comprend 10 % de limon et 10 % d'argile (kaolinite et illite associées à des oxydes de fer – gœthite α FeOOH et lépidocrocite γ FeOOH).

L'analyse micromorphologique fait apparaître que les lentilles claires de la coupe nord sont appauvries en fer mais conservent leur matrice fine. La teinte orangée qui colore le reste du matériau est due à des revêtements argileux ferriques microlaminés, formant coiffes sur les éléments du squelette. Dans l'ensemble inférieur, les oxydes de fer s'accumulent dans les lamines obliques les plus maigres, impliquant aussi des circulations conditionnées par la structure et la texture du matériau. La coupe sud a les mêmes caractéristiques générales dans sa partie haute, à cela près que les revêtements sont plus limoneux. La partie inférieure, gris-mauve, est un peu plus maigre et pauvre en oxydes de fer.

Il est intéressant de rapprocher les caractères des deux coupes de Doische de ceux de la coupe de Régniowez qui constitue probablement, dans cette partie de l'Ardenne, le dernier exemple observable de sables autochtones à évolution exclusivement continentale (Pierre, 1999).

3.3 L'âge des sables de Régniowez

La coupe de Régniowez (49°56' N, 4°25' E, 350 m) se situe sur le plateau de Rocroi qui constitue un élément de surface éocène selon Demoulin (1995), et oligo-miocène selon nous (Pierre, 1999). Le gisement occupe une dépression dans les quartzites et schistes du Révinien, sur une épaisseur totale évaluée à une dizaine de mètres (Voisin, 1983).

La coupe présente, de bas en haut et sur 6 mètres (fig. 8) : 1) des sables fins jaunes, 2) une formation hétérométrique comprenant des amas riches en gravillons ferrugineux pris dans une matrice sableuse jaunâtre à grains moyens, ou argileuse et blanchâtre (1,20 m), 3) des sables fins, mauves à lie-de-vin, en lits millimétriques parallèles (20 à 50 cm), 4) des sables fins jaune clair à blancs, de même structure que celle du niveau précédent (60 cm), 5) une cuirasse ferrugineuse rouge-brun (2,5YR3/3) de faciès gréseux (70 cm à 1,60 m), 6) un niveau argilo-limoneux tacheté jaune et rouge, tronqué (2 m). Ce dernier niveau contient 10 % de limon et 40 % d'argile. Les autres niveaux sont sableux à 80 % (mode : 125 µm) et les grains ne sont pas usés. Les fractions argileuses sont constituées de kaolinite et d'oxyhydroxydes de fer. Le zircon et la tourmaline dominent l'association de minéraux lourds, accompagnés du rutile, de la staurotide et du disthène (tableau 2).

Les traits pédogénétiques visibles dans les sables sont les suivants : 1) des revêtements et des remplissages de ferri-argilanes résultat d'un drainage latéral plus ou moins important de solutions riches en fer et de suspensions ; 2) une accumulation en remplissages décolorés et microlaminés d'argilanes et de siltanes dans les vides de la porosité texturale, résultat d'une dynamique *per descensum* postérieure aux ferri-argilanes (niveaux 1 à 4). La cuirasse est indurée par un plasma aséptique goëthitique, et le matériel argilo-limoneux tacheté consiste en un assemblage cristallomorphe de fines kaolinites imprégnées par des oxyhydroxydes de fer. Les points communs entre le niveau tacheté du profil de Régniowez et une zone tachetée de sol ferrugineux *s.s.* sont : 1) la taille réduite des quartz, indiquant un degré de dissolution élevé et un processus d'illuviation de la silice-ferruginisation, amenant au cuirassement dans le profil *in situ* ; 2) la taille de la kaolinite (< 1 µm), traduisant aussi une dissolution des cristaux les plus grands et une précipitation en cristallites de très petites tailles ; 3) la présence de goëthite et d'hématite en imprégnation, ainsi qu'un début de ségrégation donnant l'aspect tacheté, prélude au cuirassement.

Il ressort de cette description que les sables de Régniowez, issus des profils altérés locaux (aujourd'hui disparus), n'ont été transportés que sur une courte distance et sont le fruit de processus exclusivement continentaux. L'âge de ces sables peut être déduit de leurs caractéristiques et des données paléoenvironnementales disponibles. En effet, comme la pédogénèse qui les affecte est synchrone de la sédimentation et que l'Eocène est la dernière période pendant laquelle le climat est suffisamment chaud et humide (Buchardt, 1978) pour générer un cuirassement si marqué (Thiry et Turland, 1985), il est justifié de rattacher à cette période les sables de Régniowez. Ceux-ci se distinguent d'ailleurs nettement des sables de Haute Belgique, faiblement ferruginisés (Demoulin, 1989) et plus récents (oligocènes ; Thiry *et al.*, 1983). Cette interprétation est à notre connaissance la seule qui permette de proposer une datation objective – bien qu'indirecte – de ces sables non fossilifères.

3.4 Filiation entre les deux gisements et interprétation

L'origine des sables de Doische est probablement un manteau d'altérite ardennais, à en juger par la similitude des associations de minéraux lourds des échantillons R4 (le plus sa-

bleux et le plus grossier des échantillons de la coupe de Régniowez²⁵) et D1, D2, D3 où dominant le zircon, la tourmaline et le rutile (association dite ZTR ; tableau 2). Cette association de minéraux stables (et ubiquistes) traduit, à Régniowez, l'ancienneté du matériau. L'altération post-sédimentaire a fait disparaître les espèces les moins résistantes telles que le grenat et l'apatite, de sorte que les sables n'ont pas conservé la marque des conditions climatiques éocènes (alors que les sédiments tertiaires rubéfiés d'Europe de l'Ouest, en dehors de toute évolution postérieure au dépôt, conservent habituellement, à côté des minéraux résistants, quelques espèces sensibles à l'hydrolyse et au lessivage (*s.l.*), mais épargnées grâce aux sécheresses saisonnières (Morton et Hallsworth, 1999). À Doische, le spectre des minéraux lourds atteste la filiation minéralogique entre ce dépôt et les sables *in situ* de type Régniowez (*i.e.* ardennais), tandis que la part plus importante de minéraux chimiquement et mécaniquement stables est le signe de remaniements successifs (Morton, 1985).

Le premier agent d'usure et de dépôt de ces matériaux locaux est sans aucun doute marin, à en juger par l'abondance d'émoussés-luisants (30 %), mais les figures sédimentaires, quant à elles, sont typiquement fluviales. Elles traduisent, dans la coupe nord, une diminution du courant du bas vers le haut de la coupe : des lits horizontaux et de granulométrie plus fine reposent sur des sables un peu plus grossiers et progradants. Dans la coupe sud, elles ne signalent pas de forts courants non plus. Le matériau marin a donc été repris par les eaux continentales et redéposé, en l'occurrence dans une dépression d'origine karstique des calcaires du Givétien supérieur. Les traits pédogénétiques relèvent d'une évolution en milieu froid et acide : fonte de lentilles de glace de ségrégation, lessivage partiel des fines, et mobilisation du fer. Les fractures décrites dans la coupe sud pourraient être liées à des mouvements du matériau gelé, par paquets le long de surfaces gelées ou glissantes, figures plus communes dans des dépôts nivéo-éoliens (Ballantyne et Harris, 1994).

La datation des événements antérieurs au froid peut paraître délicate tant se sont répétées les phases continentales et marines dans la région, et ce depuis le Wealdien. Cependant trois points plaident en faveur d'événements se produisant à la limite du Paléogène et du Néogène: 1) le site de cette coupe, à la surface du plateau ardennais et à la même altitude que la plus haute nappe de la Meuse – la Traînée mosane rapportée au Miocène moyen dans l'axe Sambre–Meuse où elle suit une linéation d'origine structurale du même âge (Demoulin, 1993) ; 2) sa situation en limite sud de la mer oligocène (tongrienne) qui occupe la partie orientale de l'Entre-Sambre-et-Meuse (Demoulin, 1995) ; 3) l'origine des matériaux (sables éocènes ardennais). Les sables de Doische trouvent donc leur origine dans les altérites ardennaises (ou peut-être déjà dans des dépôts sableux continentaux...) remaniées lors d'un épisode marin oligocène (mer tongrienne), puis lors d'un épisode fluvial antérieur au début de l'incision de la Meuse lorraine et à la Traînée mosane. Le deuxième remaniement, attribuable à des écoulements sud-nord mio-pliocènes précurseurs de la Meuse (Soyer, 1978), est probablement miocène si l'on suit le raisonnement de A. Demoulin (1993) sur l'âge des plus hautes terrasses de la Meuse. Une évolution pédogénétique marquée essentiellement par les épisodes froids du Quaternaire imprime finalement sa marque sur ce dépôt. Les sables tertiaires de Doische, piégés dans une dépression de surface karstifiée, sont donc polygéniques et leur mise en place finale remonterait au Miocène.

²⁵ La quasi absence de barylites dans les échantillons R1, R2 et R3 tient à la finesse de leur granulométrie.

II. Diversité des évolutions à long terme

1. La notion d'équilibre dynamique : l'exemple des Appalaches de Virginie (E.-U. A.)

Selon M.J. Pavich (1989), la topographie de faible relief du Piedmont appalachien (en Virginie) est le résultat de la concomitance de l'érosion de surface, de la pédogenèse et de l'enfoncement du front d'altération, phénomènes perdurant depuis pas moins de 70 Ma, et se traduisant par un abaissement continu de la topographie dans un contexte de soulèvement lent. Dans ces conditions, et après avoir quantifié la vitesse des trois membres de cette combinaison, cet auteur conclut que l'âge du manteau d'altérites ne peut nulle part excéder 5 Ma, et que son temps de résidence moyen est compris entre 1 et 5 Ma – plus proche de 1 Ma si l'on se fie aux teneurs en ^{10}Be de ces altérites dans lesquelles les concentrations sont faibles, ce qui traduit un renouvellement constant (comme à Chomeilles *mutatis mutandis* ; cf. *supra*, I.2). L'intérêt de cet exemple réside, pour notre propos, dans sa valeur conceptuelle qui appelle toutefois quelques commentaires.

Il est en effet légitime de s'interroger sur la validité d'un modèle couvrant une telle durée, pendant laquelle le climat a nécessairement changé, modifiant à la fois la nature et la vitesse de l'érosion... D'un point de vue tectonique, par contre, (M.J. Pavich suppose des mouvements positifs lents et constants, réponse de l'isostasie à l'érosion durant 70 Ma), ce modèle soulève moins d'objections si l'on se fit à la définition de l'équilibre dynamique que propose J.T. Hack (1960), à savoir une suite d'états stationnaires qui se différencient par la variation d'au moins un des paramètres suivants – taux de soulèvement, nature de l'érosion, lithologie – sans que ces états successifs n'estompent les contrastes topographiques initiaux. Un relief différencié n'a ainsi aucune chance d'aboutir à une pénéplaine, il ne fait que s'abaisser sur lui-même (Battiau-Queney, 1987). Ne pas se prononcer sur ce dernier point n'enlève rien à l'intérêt de la notion d'équilibre dynamique, applicable à d'autres massifs caractérisés par un relief peu accidenté et pourvus de formations superficielles héritées d'âges variés.

2. L'évolution cénozoïque de l'Ardenne méridionale

2.1 La surface polygénique oligo-miocène

Les deux dépôts de Régniowez et Doische – qui s'ajoutent aux profils relativement nombreux décrits depuis la fin du XIX^e siècle, mais disparus pour la plupart – sont précieux, car, malgré un soulèvement modeste (Pissart, 1962, Demoulin, 1995, 2003), l'Ardenne méridionale demeure pauvre en formations superficielles *in situ* ou déplacées. Le socle conserve néanmoins des sables d'âge éocène à miocène (Pierre, 1999, 2000), les premiers devant leur conservation (s'ils n'ont pas été exploités) au phénomène de cuirassement qui les a affectés. Comme ces dépôts d'âges variés jalonnent une unique surface, il paraît légitime de penser que, depuis l'Éocène, les phases d'altération et d'ablation ont entraîné une faible regradation, dans des contextes peu propices à la subsistance d'un manteau d'altérites épais. C'est-à-dire qu'en terme de bilan, l'ablation l'emportait sur l'altération. À partir du flanc sud de l'Ardenne, le produit de ce décapage a transité le long de gouttières orientées NE-SW et reliant le socle au domaine sédimentaire (fig. 7). Ces axes ont été fonctionnels du Wealdien à l'Oligocène (Stampien) – âge des limons siliceux à l'origine de la Pierre de Stonne²⁶ (Tricart, 1949). Il est d'ailleurs tentant de déduire de ces silcrètes le caractère distinctif du système morphoclimatique qui apporte une ultime retouche à la topographie éocène : dans une am-

²⁶ La Pierre de Stonne résulte d'une silicification affectant en priorité des sédiments boueux de type limons fluviatiles (Voisin, 1981, 1988), et ce jusqu'à l'Oligo-miocène (Thiry *et al.*, 1983).

bianche climatique à tendance sèche s'opère une regradation, modérée dans le domaine sédimentaire et plus marquée sur le socle où les formations superficielles ne sont épargnées que dans les parties basses du relief, et souvent à la faveur de cuirassements, comme en témoigne la coupe de Régniowez. C'est à partir de cette surface polygénique oligo-miocène que se développe le relief actuel, au moment où l'érosion linéaire se substitue au mode d'érosion aréolaire qui caractérisait le régime acyclique antérieur (Voisin, 1982 ; Pierre, 2000, 2003). Sur cette base, il est possible de s'interroger à nouveau sur l'âge et sur le tracé de la Meuse lorraine.

2.2 L'histoire de la Meuse lorraine

La question du tracé de la Meuse dite lorraine en Ardenne méridionale, évoquée la première fois en 1829 par le Pouillon de Boblaye (Laurant, 1976), n'a toujours pas trouvé de réponse faisant l'unanimité. L'énigme s'est d'abord posée en ces termes : comment un fleuve que la géologie prédestinait à rester dans le Bassin parisien a-t-il pu traverser l'Ardenne, qui plus est en inscrivant son cours 200 mètres en contrebas de la surface du plateau (fig. 9) ? De cette question découlent les théories de la surimposition et de l'antécédence, apparues dès la fin du XIX^e siècle (divers auteurs cités par A. Laurant, 1976). Puis, en 1900, apparaît pour la première fois, sous la plume de G. Dollfus, l'idée de capture : le réseau hydrographique du versant septentrional de l'Ardenne, par érosion régressive, aurait capturé une partie de celui du versant méridional. En termes plus familiers, la Meuse de Dinant aurait capturé la Meuse lorraine. Tout le XX^e siècle s'est passé à chercher (ou à nier) les arguments topographiques et/ou sédimentologiques allant dans le sens de cette capture.



Figure 71 – La Meuse à Fépin (Ardenne).

L'un de ces arguments se rapporte aux "cols" censés jalonner un paléo-cours de la Meuse lorraine (le terme doit être mis entre guillemets car c'est l'évolution récente du relief qui a mis en position de col ces lieux à l'origine faiblement inscrits dans un paysage de plaine ; fig. 10). Le deuxième argument s'appuie sur la nature des formations superficielles associées à cette topographie de cols, et plus particulièrement sur le dépôt de Meillier-Fontaine attribué à une Meuse lorraine s'écoulant vers l'ouest par A. Pissart (1962 ; Pissart *et al.*, 1997), et à un cours d'eau local s'écoulant vers l'est par L. Voisin (1971) et L. Bustamente Santa Cruz et L. Voisin (1975). En revanche, les paléotopographies successives, et de fait l'évolution paléogéographique à échelle régionale, n'ont été que trop rarement sollicitées

pour tenter de reconstituer l'histoire de la Meuse lorraine (Voisin, 1981 ; Pierre, 2003a). Or, si la Meuse n'a pas toujours traversé l'Ardenne, il est légitime de se demander où elle s'écoulait, à partir de quand, et jusqu'à quand ? Trois questions que les seuls dépôts – au demeurant rares – de l'Ardenne au sens strict n'éclairent pas.

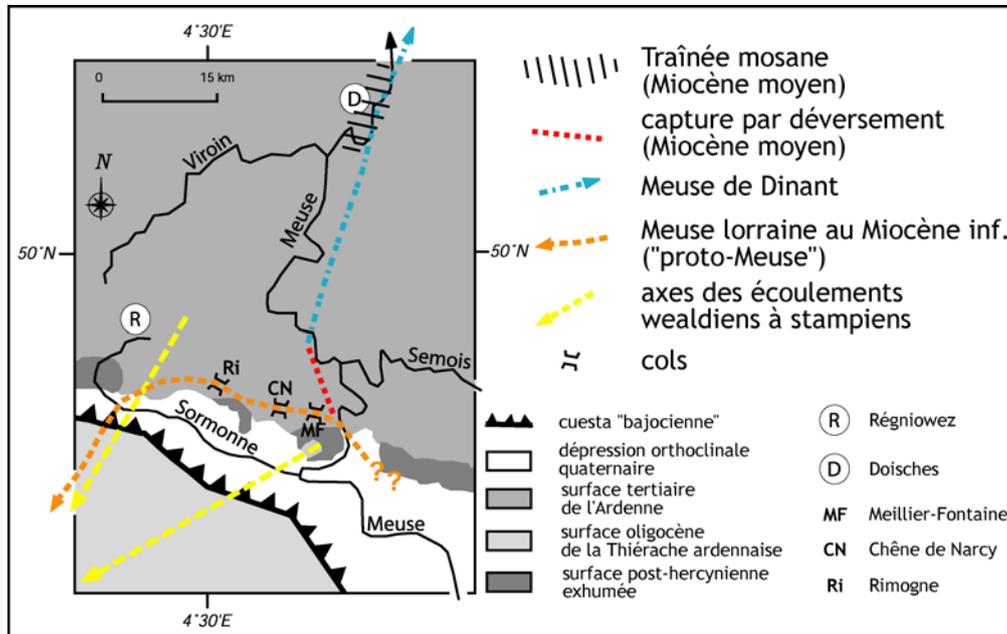


Figure 72 – Carte morphostructurale et paléohydrographique de l'Ardenne méridionale.

(D'après Pierre, 1999, modifié).

La Meuse n'a pas toujours traversé l'Ardenne. La preuve en est donnée par le dépôt alluvial sableux miocène de Doische situé en surface du plateau ardennais (fig. 10) que nous avons interprété comme des sables polygéniques issus du remaniement d'abord marin (à l'Oligocène), puis fluviatile (au Miocène) d'altérites sableuses éocènes qui couvraient ce secteur de l'Ardenne, et dont on retrouve un dernier témoin en place à Regniowez (Pierre, 2000). Ces alluvions sont en outre totalement dépourvues d'éléments issus du Bassin parisien (kieselolithes), et *a fortiori* des Vosges *via* la Moselle – minéraux lourds de type hornblende brune et zircon zoné reconnus dans d'autres dépôts au nord de l'Ardenne (Bustamente Santa Cruz, 1976 ; Pierre, 2000). Ces alluvions ardennaises ont donc été déposées par un élément local du réseau hydrographique de la Meuse de Dinant (cours d'eau ardennais s'écoulant vers le nord). D'autre part, elles sont dominées par la Trainée mosane, première nappe déposée en Ardenne par la Meuse lorraine avant qu'elle n'incise son cours (Macar, 1945), et qui contient des kieselolithes (Leriche, 1925). Les sables de Doische et la Trainée mosane, bien qu'à des altitudes très voisines, sont donc mis en place par deux réseaux hydrographiques distincts. Par conséquent il est fondé de dire que la Meuse lorraine opte pour une traversée de l'Ardenne dans le laps de temps compris entre la mise en place de ces deux dépôts, c'est-à-dire entre le début du Miocène et le Miocène moyen, âge de la Trainée mosane dans l'axe Sambre–Meuse (Pissart *et al.*, 1997). Il y a donc un avant et un après, ce qui *a priori* va dans le sens d'une capture si toutefois il est possible de retrouver la trace de la Meuse lorraine au sud de l'Ardenne avant le Miocène moyen.

La Meuse, quels qu'aient été ses aléas, a toujours été considérée par les auteurs comme un cours d'eau de rang élevé, probablement à cause de la dimension actuelle de sa vallée dans sa traversée de l'Ardenne. C'est sans doute ce qui explique qu'on ait cherché un exutoire à ce

fleuve pour sa période pré-capture. A. Rutot (1897) imaginait ainsi un contournement du massif ardennais suivant les axes Sormonne–Sambre, et, depuis la synthèse faite par J. de Heinzelin (1963), on retient un tracé partant vers l'ouest depuis la région de Charleville-Mézières pour rejoindre la mer dans le Mélançois au Diestien, c'est-à-dire au Miocène supérieur (fig. 11). Cette dernière hypothèse appelle cependant quelques commentaires. En premier lieu, l'enregistrement par les dépôts diestiens des Monts de Flandre n'est pas très fiable : d'une part, comme l'a fait remarquer J. Sommé (1977), ces dépôts sont trop remaniés pour que l'on puisse interpréter leurs structures en les rapportant à un réseau hydrographique néogène ; d'autre part, les kieseloolithes des Monts de Flandre peuvent très bien avoir été apportées du Cambrésis et de l'Avesnois par le réseau hydrographique local (proto-Escaut) qui draine un substrat crayeux sénonien recouvert par endroits par les sables glauconieux du Landénien (Sables d'Ostricourt). Cette superposition est en effet propice à l'apparition de concrétions siliceuses dans la craie, à partir des eaux ayant percolé dans les sables, comme le soulignait A. Bonte (1961). Il est donc inutile d'attribuer à ces kieseloolithes une origine plus lointaine faisant appel à la Meuse. Enfin, et surtout, l'âge de ces dépôts (miocène supérieur) est bien trop tardif et ne s'accorde pas avec celui, miocène moyen, de la Traînée mosane qui signe la première incursion de la Meuse lorraine en Ardenne : au Miocène supérieur, la Meuse traversait déjà l'Ardenne.

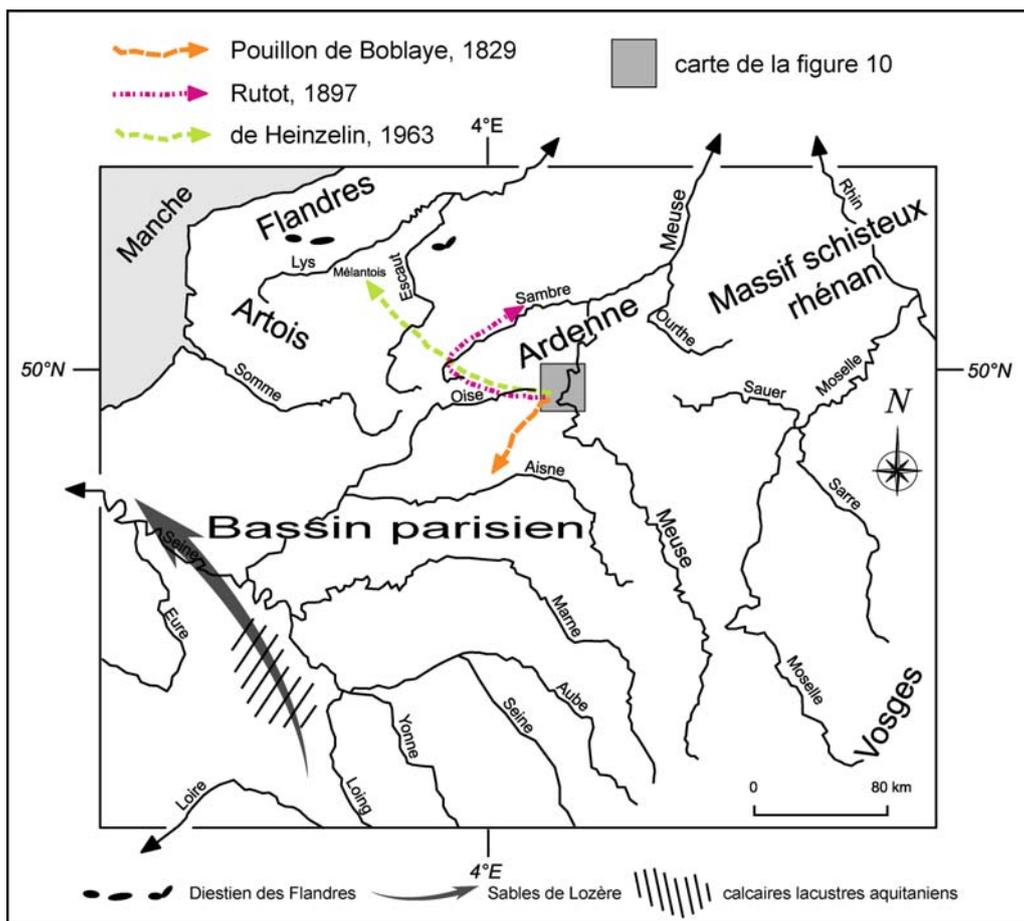


Figure 73 – Paléo-Meuse ou proto-Meuse, d'après le Pouillon de Boblaye, A. Rutot et J. de Heinzelin. (D'après Pierre, 2003a, modifié).

En fin de compte, bien qu'approximative, l'idée selon laquelle la Meuse avant qu'elle ne traverse l'Ardenne n'était qu'un modeste affluent indirect de la Seine (le Pouillon de Boblaye, 1829), recèle une part de vérité (fig. 11). Reste à savoir à quel moment les conditions (paléo)géographiques d'un tel tracé étaient réunies. Jusqu'au Stampien, la Meuse lorraine ne peut exister en tant que telle, puisqu'à cette période les écoulements se font vers le sud-ouest, conformément à la pente régionale. Une proto-Meuse ne peut apparaître qu'à partir du Miocène inférieur, période à laquelle elle ne franchit pas encore l'Ardenne. D'après A. Pissart (1961), on retrouve sa trace, d'est en ouest, dans la topographie locale : les trois "cols" de Meillier-Fontaine, du Chêne de Nancy et de Rimogne (fig. 10) ; quant aux sédiments parfois associés à ces formes (à Meillier-Fontaine, notamment), ils sont tous issus du remaniement de matériaux locaux (Voisin, 1971 ; Pierre, 2000), et indiquent donc que cette proto-Meuse n'est pas encore un fleuve important charriant des alluvions sur de grandes distances. Elle n'est, plus vraisemblablement, qu'un élément d'un réseau hydrographique faiblement organisé, tourné vers le centre du Bassin parisien (on ne retrouve pas sa trace – ni "cols", ni sédiments – à l'ouest de Rimogne), bassin dont Y. Dewolf et C. Pomerol (1997) décrivent le fonctionnement à l'Aquitainien, sous un climat chaud à saisons contrastées, encore propice aux silicifications (Thiry *et al.*, 1983). Il s'agit alors d'une vaste cuvette endoréique cernée d'une "surface de dégradation" constituée de glaciaires d'érosion et de transit – la "surface oligo-miocène" de J. Tricart (1949) – c'est-à-dire d'un paysage de plaine parcourue par des écoulements intermittents. Au Miocène moyen, enfin, l'extension vers le sud du réseau de la Meuse de Dinant entraîne la capture d'une partie des rivières du Bassin parisien. Dans ce relief de plaine, cette capture ne demande pas beaucoup d'efforts, argument que certains opposent à cet événement en faisant remarquer la grande résistance des terrains de l'Ardenne (Voisin, 1999). En effet, l'incision de la Meuse dans ces terrains est bien postérieure à la capture (et probablement contemporain de l'encaissement du réseau hydrographique du Bassin parisien, donc postérieur au Pliocène, âge des Sables de Lozère ; fig. 11), comme l'illustre la position perchée de la Traînée mosane. La capture de ce qu'il convient d'appeler la proto-Meuse lorraine est dès lors bien réelle, sans être grandiose dans le contexte topographique miocène : ce sont deux réseaux faiblement organisés, et non incisés, qui s'assemblent lors d'une capture par déversement.

3. L'enseignement des relations entre altérites et alluvions néogènes et quaternaires dans le Massif central français

L'étude d'altérites granitiques (et parfois basaltiques) *in situ* piégées sous des coulées de lave datées (Pierre, 1988, 1990a, 1992 ; Pierre et Dejou, 1990) a permis de distinguer, pour la période couvrant le Néogène et le Quaternaire, trois générations d'altérites dont la répartition ne doit rien au hasard (fig. 12). Les profils évolués miocènes (altérites fersiallitiques à ferrugineuses) ne se retrouvent que dans le sud du Massif central (Aubrac et Velay). Les profils moins évolués plio-pléistocènes (de type bisiallitique) ont une répartition plus ubiquiste (fossilisés, ils sont plus fréquents au nord des deux régions précitées, essentiellement du fait de l'âge du volcanisme ; Cantal, Devès, Monts Dore). Les profils peu évolués du Pléistocène supérieur, ubiquistes eux aussi, relèvent du type précédent, mais sont plus jeunes. Ils sont bien représentés, sous coulées, dans les massifs volcaniques récents (Chaîne des Puys).

On le voit, la répartition des profils fossilisés (en terme de générations) tient à l'âge des phases majeures de volcanisme effusif de chaque massif. En revanche, les profils non fossilisés, qui relèvent tous, à notre connaissance, des deux générations les plus récentes, se rencontrent dans l'ensemble du Massif central (dans la mesure où le granite affleure). La répartition de l'ensemble des profils ne s'explique donc pas uniquement par l'âge du volcanisme : elle est aussi le résultat de l'histoire morphotectonique néogène et quaternaire, et concorde parfaitement avec la paléogéographie et les étapes du soulèvement, telles qu'elles ressortent

des études basées sur les minéraux lourds des alluvions du bassin de l'Allier et de la Truyère (de Goër et Etienne, 1991 ; Etienne et Le Griel, 1997). De l'Aubrac aux Limagnes, le Miocène supérieur (vers 10 Ma) présente, selon A. de Goër et R. Etienne, une topographie "atone" inclinée vers le nord et drainée par un courant Haute Truyère–Alagnon–Allier (R. Etienne et A. Le Griel vieillissent un peu cet épisode qu'ils rapportent au Miocène inférieur et moyen). Il est logique de penser qu'à ce moment se forment les altérites miocènes sur l'ensemble du secteur dans un contexte chaud et humide impropre à l'apparition d'une topographie très différenciée (à partir d'un stock paléogène éventuellement – dont il ne reste que des formations déplacées piégées dans des bassins, ou parfois associées aux altérites plus récentes, comme sur les plateaux de Margeride ; Coque-Delhuille, 1979). Cette période marque cependant aussi le début de mouvements positifs affectant la partie sud du secteur, et accompagnés d'émissions de laves : le sud du Massif central (dont l'Aubrac et le Velay) subit un paroxysme éruptif à ce moment (de Goër *et al.*, 1991). De fait, le réseau hydrographique peut commencer à déblayer le stock altéré miocène, sauf là où il est fossilisé par les laves (Aubrac, Velay).

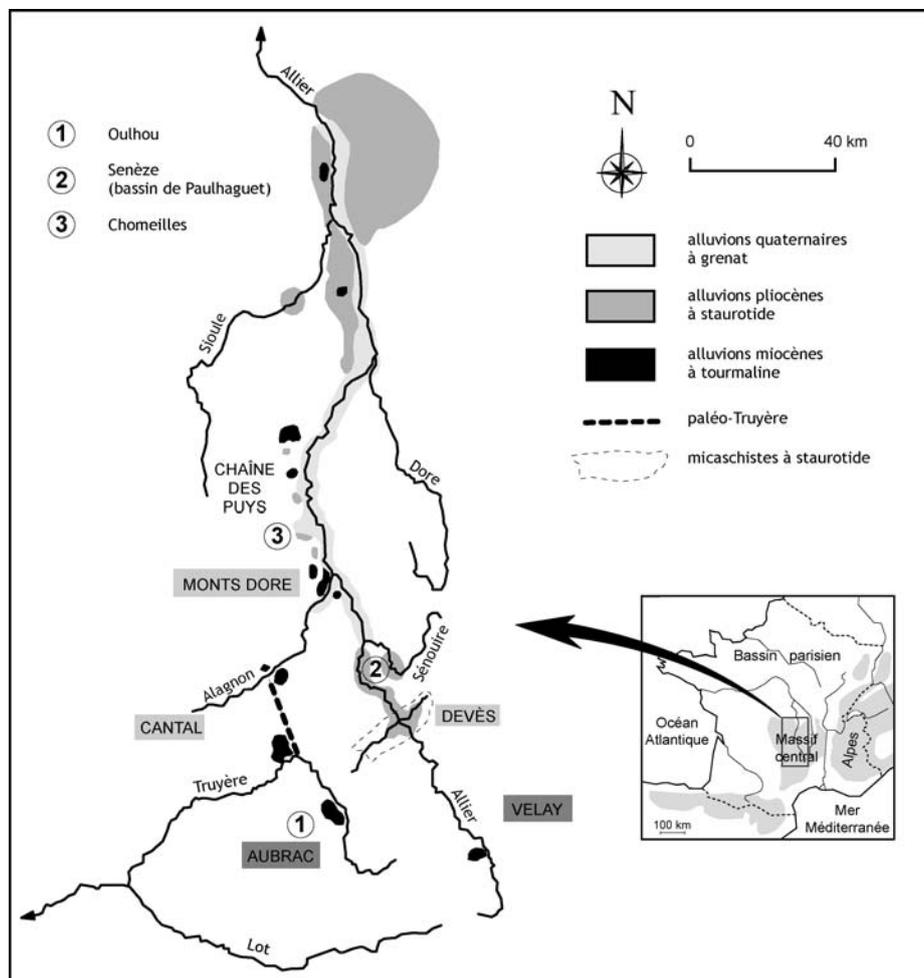


Figure 74 – Bassin versant et alluvions de l'Allier du Miocène au Quaternaire (Massif central français).
(D'après Etienne et Le Griel, 1997 et Pierre, 2003b, modifié).

Plus au nord, il faut attendre le Pliocène pour que les mouvements positifs se manifestent, entraînant à nouveau un déblaiement par les cours d'eau, et une regradation de la surface miocène : une substitution s'opère entre altérites miocènes et altérites pliocènes. Les interfluviaux plans (et pas nécessairement horizontaux) traduisent, là encore, un mode d'évolution où

l'érosion aréolaire domine. Cela n'empêche pas, dans les vallées, une évolution aux caractères plus ou moins cycliques dès le Pliocène, induite par des jeux de blocs à grande échelle et en outre troublée par le volcanisme (de Goër et Etienne, 1991 ; Lageat *et al.*, 1992 ; Lageat et de Goër, 1993). L'analyse des minéraux lourds (Etienne et Le Griel, 1997) traduit bien cette dualité entre érosion aréolaire et érosion linéaire. La quantité surprenante de staurotide dans les alluvions pliocènes, eu égard à la surface réduite des affleurements en contenant (auréole micaschisteuse de Saint-Arcons ; fig. 12) s'explique par une forte incision dans ces matériaux. Cela dit, le spectre des barylites de cette génération d'alluvions est encore très homogène d'amont en aval. La tectonique de blocs pliocène implique donc une érosion linéaire locale – succession de creusements et remblaiements en l'occurrence – et influence peu l'évolution des interfluves. Les mouvements quaternaires, enfin, accélèrent l'encaissement du réseau hydrographique, selon des modalités dont E. Defive, dans le Velay (1996), précise toutes les nuances.

Les topographies planes des plateaux du Massif central ont donc subi une évolution à tendance acyclique qui explique en partie la répartition des différentes générations d'altérites du sud au nord. Par ailleurs, la relative immunité que le relief de plateau confère à ces formes se traduit par la présence, sur des plans d'altitude égale, d'altérites d'âges différents : 1) altérites miocènes fossilisées, altérites plio-pléistocènes et pléistocènes récent dans l'Aubrac et le Velay ; 2) altérites plio-pléistocènes et altérites du Pléistocène récent, fossilisées ou non dans le Devès et le long de l'axe Cézallier–Chaîne des Puys. En somme, l'évolution de ces plans, commandée par l'altération, conduit à l'élaboration de surfaces polygéniques, et continue encore après l'incision par les rivières. Une telle évolution n'est pas sans rappeler le concept d'équilibre dynamique tel que défini par J.T. Hack (1960) dans les Appalaches (*cf. supra*, II.1).

4. L'évolution morphotectonique post-acadienne du pourtour de la Baie des Chaleurs (Québec, Nouveau-Brunswick)

Du fait de l'importance du volume de matériaux érodé, la reconstitution de l'évolution géomorphologique à long terme des régions de socle à la fois anciennes et vigoureusement soulevées se heurte à l'absence (ou à la rareté) de sédiments post-orogéniques et de formations superficielles héritées susceptibles d'être utilisés comme jalons chronologiques. Si toutefois le relief s'y prête, l'identification de paléoforces – surfaces d'aplanissement ou paléoreliefs différenciés – et l'analyse de leurs relations géométriques représentent une méthode de substitution permettant d'évaluer le rôle respectif de la tectonique et de l'érosion dans l'évolution du relief, ainsi que l'âge relatif des événements. L'extrémité nord-est des Appalaches, de part et d'autre de la Baie des Chaleurs, en fournit un exemple (Peulvast *et al.*, 1996).

4.1 Cadre morphostructural

D'une longueur de 130 km et d'une largeur comprise entre 3 et 40 km, la Baie des Chaleurs occupe une dépression peu profonde, dominée au nord par les plateaux étagés de la péninsule gaspésienne (qui culmine au-dessus de 1 000 m dans les monts Chic-Chocs), et au sud par les Hautes-Terres de Miramichi (600 m) qui se raccordent en pente douce à la baie et aux Basses-Terres de la Péninsule acadienne vers le nord et vers l'est, respectivement (fig. 13). Le substrat appartient à l'orogène acadien, d'âge dévonien, et il est constitué d'épaisses séries de grès, shales et mudrocks (Ordovicien à Dévonien supérieur) dans lesquelles s'intercalent des roches résistantes calcaires (Calcaires de Gaspé supérieur) ou volcaniques (Groupe des Chaleurs). L'ensemble est structuré en larges antéclises et synéclises souvent séparées par des failles verticales. Les grès et conglomérats rouges permo-carbonifères appartenant au Bassin

de Madeleine constituent le produit de l'érosion de la chaîne acadienne et occupent le fond de la Baie des Chaleurs où ils reposent en discordance sur le socle (fig. 13).

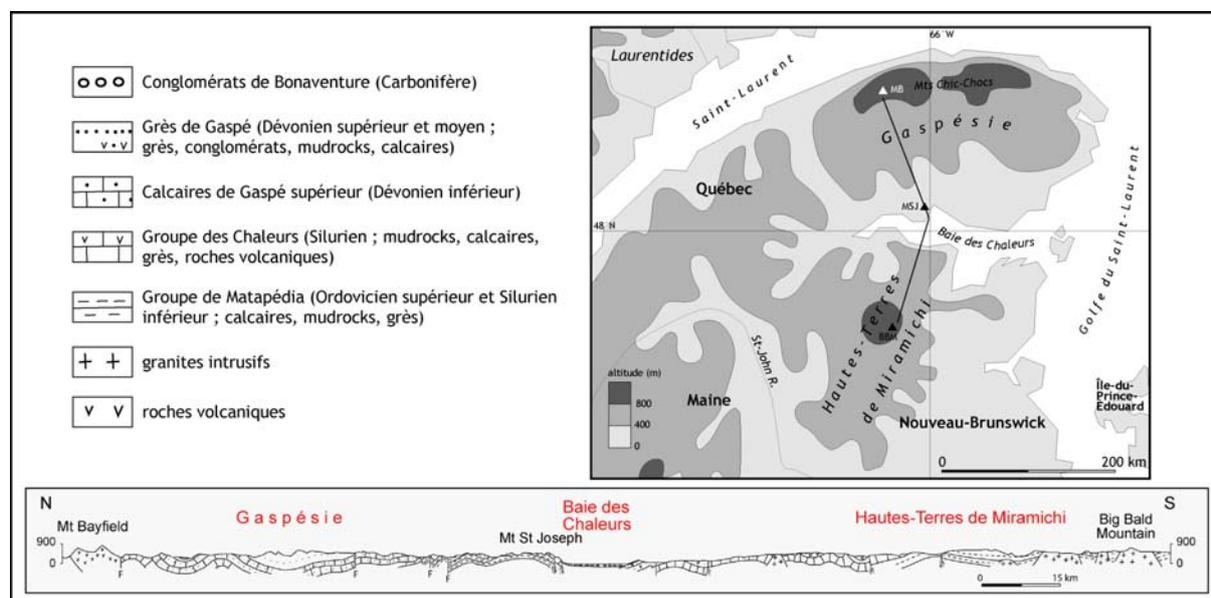


Figure 75 – La Baie des Chaleurs (Québec, Nouveau-Brunswick), localisation et structure.

La présence d'une couverture sédimentaire discordante d'âge carbonifère et l'identification de paléformes plus ou moins différenciées, exhumées pour les plus anciennes, ont permis de décrire les relations géométriques entre une topographie pré-carbonifère exhumée et les surfaces d'aplanissement (de la Gaspésie centrale au nord et du Nouveau-Brunswick au sud) qui la dominent. Il ressort de cette étude que l'histoire post-carbonifère du pourtour de la Baie des Chaleurs, à l'origine du dispositif morphostructural actuel, est largement influencée par les structures acadiennes, dont la réactivation détermine des styles tectoniques et donc des combinaisons topographiques variés.

4.2 Âge des formes et styles tectoniques

Après l'arasement de la chaîne acadienne et la sédimentation de la série permocarbonifère (Formations de Bonaventure et de Cannes-de-Roches, Groupe de Pictou ; Brisebois *et al.*, 1991, Gibling *et al.*, 1992), le Bassin de Madeleine et ses bordures subit une phase d'aplanissement dont le haut plateau des Chic-Chocs constitue peut-être le témoin (Haute surface de Gaspésie, altitude supérieure à 900 m). Suite à des mouvements positifs mésozoïques modérés (Poag et Sevon, 1989), une nouvelle surface (Surface principale de Gaspésie), inclinée vers la Baie des Chaleurs et parsemée de reliefs résiduels de résistance (calcaires ordovicien et Silurien, roches volcaniques et granites dévoniens), s'emboîte en contrebas de la première, entre 300 et 600 m d'altitude (on en trouve l'équivalent au Nouveau-Brunswick, où la Haute surface est absente). Il s'agit de la surface post-carbonifère, en fait post-triasique au Nouveau-Brunswick où elle tronque des dykes triasiques ou plus récents (Potter *et al.*, 1979). Le dernier épisode se caractérise par un soulèvement rapide du socle acadien au sud et au nord de la Baie des Chaleurs, associé à une tectonique de blocs contrôlée par les structures acadiennes côté gaspésien. Ces mouvements sont à l'origine de l'agencement topographique actuel dont l'analyse, sur le pourtour de la Baie des Chaleurs, a permis de définir quatre types traduisant des styles tectoniques distincts (Peulvast *et al.*, 1996).

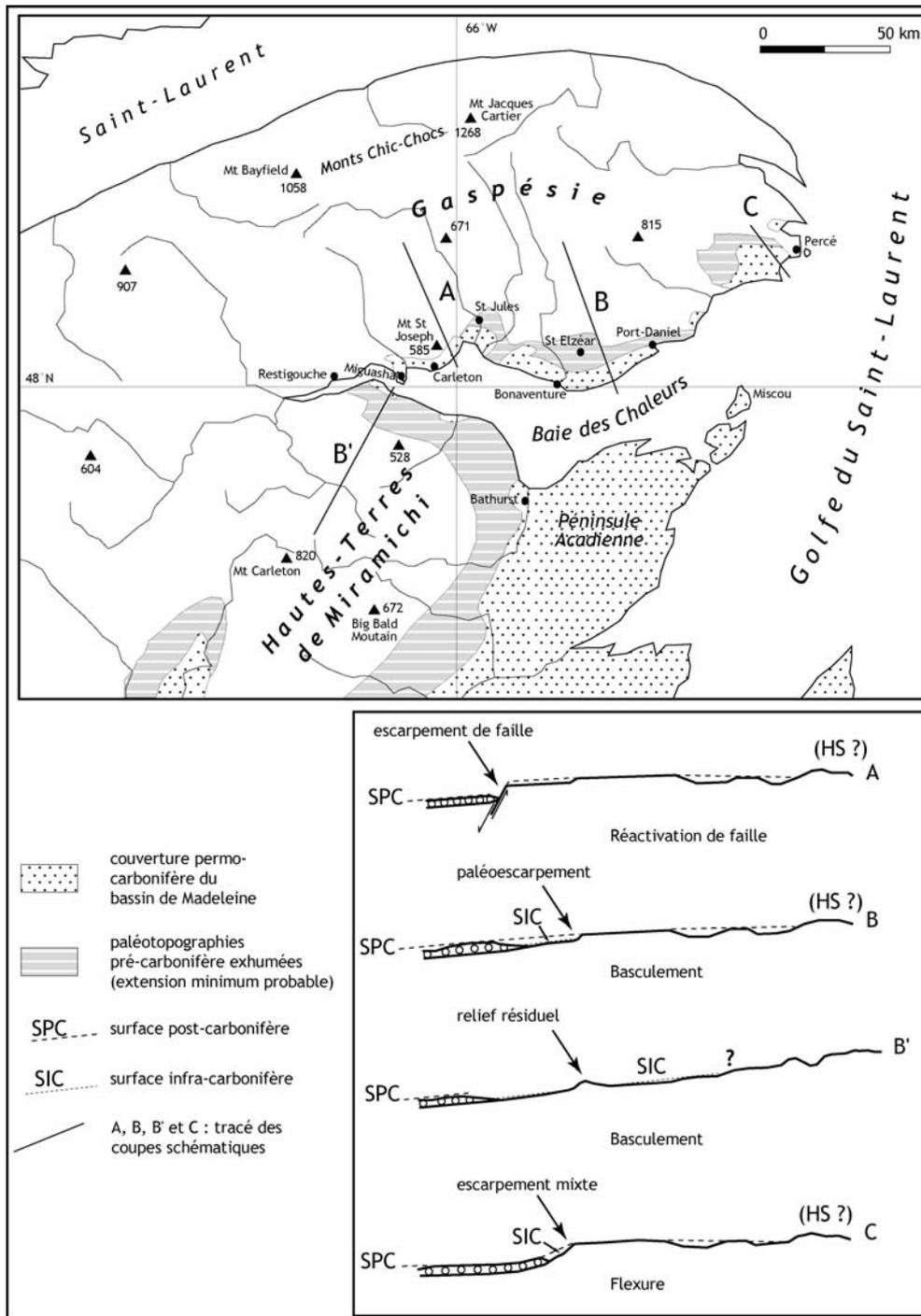


Figure 76 – Styles tectoniques et reliefs du pourtour de la Baie des Chaleurs (Québec, Nouveau-Brunswick).

A : type Maria–Carleton ; B : type Saint Elzéar–Port-Daniel ; B' : type Nouveau-Brunswick ; C : type Percée–Miguasha ; MB : mont Bayfield ; MSJ : mont Saint Joseph ; BBM : Big Bald Mountain (d'après Peulvast et al., 1996, modifié).

- Le type Maria–Carleton (fig. 14A) correspond à la réactivation de failles acadiennes, entraînant une dénivellation de la surface post-carbonifère sur une hauteur pouvant atteindre 500 m (comme au mont Saint Joseph, fig. 15). Dans ce cas, la basse surface (au sens topographique) est délimitée, vers les terres, par un escarpement de faille.

- Le type Saint Elzéar–Port-Daniel (fig. 14B) résulte d'un basculement de la surface post-carbonifère et de l'exhumation de la surface infra-carbonifère dont le raccord avec la

surface post-carbonifère de la Surface principale de Gaspésie se fait par l'intermédiaire d'un paléoescarpement (pré-carbonifère). Sur la basse surface, la surface infra-carbonifère est dominée au sud par une pseudo-cuesta gréseuse qui délimite un lambeau de surface post-carbonifère.

- Le type Nouveau-Brunswick (fig. 14B') est une variante du précédent où le basculement de la surface post-carbonifère et le déblaiement de la couverture carbonifère entraînent l'exhumation de large pans de la surface infra-carbonifère qui semble se raccorder sans rupture de pente à la surface post-carbonifère (*i.e.* la Surface principale défoncée) en direction des Hautes-Terres de Miramichi (à moins que les Hautes-Terres ne dérivent ici de la surface infra-carbonifère...).

- Le type Percé-Miguasha (fig. 14C), enfin, est le fruit d'une vigoureuse flexuration. Dans ce cas, des affleurements de la couverture carbonifère peuvent subsister sur la Surface principale (370 m au Mont Blanc), et la surface infra-carbonifère n'affleure que sur un court versant compris entre une pseudo-cuesta gréseuse et un escarpement de flexure (ou un escarpement mixte là où existait déjà un paléoescarpement).

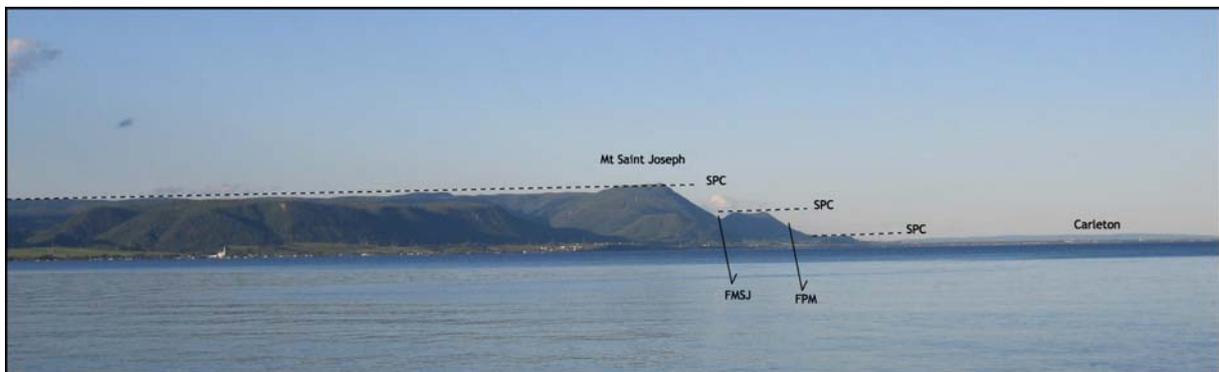


Figure 77 – Le mont Saint Joseph, vu depuis Miguasha.

SPC : surface post-carbonifère ; FMSJ : faille du mont Saint Joseph ; FPM : faille du Petit Montréal. L'altitude de la surface post-carbonifère, dénivelée par faille vers Carleton, s'abaisse en direction de Miguasha où la faille passe à une flexure. Localisation sur la fig. 14.

Au total, cette analyse des formes permet non seulement de définir, vers l'intérieur des terres, la nature du raccord entre surface infra-carbonifère et surface post-carbonifère, mais encore celle de la basse surface (au sens topographique) qui associe des éléments de la surface post-carbonifère et de la surface infra-carbonifère en continuité topographique (surface polygénique, cas bien représenté au Nouveau-Brunswick), ou séparés par un pseudo-cuesta gréseuse (cas fréquent en Gaspésie). Par ailleurs, si l'on en juge par la fraîcheur de certaines formes (escarpement de faille à facettes ou entaillés par de courtes vallées, fig. 15), le dernier épisode de soulèvement (à l'origine de la configuration actuelle du relief) doit être relativement récent, peut-être contemporain des mouvements miocènes décrits en Nouvelle-Angleterre (Poag et Sevon, 1989) ou en Estrie (Clément, 1990).

III. Les modalités de façonnement des espaces plans

Les exemples nord-appalachien, ardennais et centralien l'attestent : dans les domaines de socle, les paléotopographies constituent fréquemment des plans plus ou moins bien conservés. Du fait de leur régularité, ces plans sont souvent qualifiés de (paléo)surfaces, terme impliquant un façonnement par des processus d'érosion aréolaire – à moins que l'on ne soit en présence d'authentiques pénéplaines... La première hypothèse est en général retenue pour les latitudes moyennes sous lesquelles, durant le Tertiaire, une "surface fondamentale" s'est perfectionnée dans des ambiances chaudes et plus ou moins humides. La nature exacte des systèmes morphodynamiques en cause n'est pas connue pour autant. La survivance de témoins sédimentaires de la morphodynamique tertiaire dans le Massif central et dans l'Ardenne, où la préservation de profils hérités est liée au volcanisme (altérites mises sous scellés par des coulées de lave) ou à la pédogenèse (formation de cuirasses ferrugineuses), constitue une chance exceptionnelle d'aborder les dynamiques de ces espaces plans en termes de modalités. À ce titre, il est intéressant d'établir un lien génétique entre dépôts et formes et, avec toutes les précautions d'usage, d'aborder la description des paléoprocessus morphogéniques. Une telle étude amène d'ailleurs à nuancer la notion de "surface" dès lors qu'«*il s'agit de restituer des systèmes cohérents de pentes*» (Godard et Thiry, 1987), même si ce qu'il reste des paléotopographies se réduit souvent à des éléments plans, les moins fragiles. La conservation de ces plans (quelque soit leur position topographique) dépend par ailleurs d'histoires morphotectoniques qui peuvent être différentes.

1. Le façonnement de la topographie infra-carbonifère dans les Appalaches du nord-est

La définition des systèmes morphogéniques les plus anciens est toujours ardue car à trop reculer dans le temps, les témoignages morphodynamiques se font rares et la connaissance des conditions bioclimatiques et morphodynamiques devient donc approximative. Ainsi, les modalités du façonnement de la topographie infra-carbonifère du pourtour de la Baie des Chaleurs (Appalaches canadiennes), présentant des modelés karstiques et de rares formations altérées fossilisées par les Grès de Bonaventure *s.l.*²⁷, restent néanmoins floues. La topographie infra-carbonifère exhumée présente cependant deux types morphologiques distincts peu compatibles en terme de modalités de façonnement : 1) un relief différencié de type appalachien, bien représenté dans les secteurs de Port-Daniel et de Saint Jules (fig. 14). Le raccord à la Surface principale de Gaspésie est alors peu perceptible (absence d'escarpement, ou paléoescarpement incomplètement exhumé) ; 2) une surface plane très régulière délimitée vers l'intérieur par un paléoescarpement pouvant atteindre 160 m de commandement, comme au nord de Saint Elzéar (Peulvast *et al.*, 1996). Les dépôts associés aux topographies différenciées ne manquent pas, puisque les dépôts permo-carbonifères du Bassin de Madeleine sont corrélatifs de la destruction de la chaîne acadienne (Gibling *et al.*, 1992). Selon B.R. Rust (1981) certains faciès bréchiques à blocs de 2 à 50 cm des Grès et Conglomérats de Bonaventure et de Cannes de Roches (Viséen) traduisent une mise en place dans une topographie très différenciée, au pied de failles actives et dans un environnement semi-aride. Par contre, pour expliquer la genèse des topographies planes, P. Jutras et J. Schröder (1999) font appel à la mer de Windsor (Viséen) dans son extension maximale et fugace. Ces auteurs font donc du paléoescarpement séparant la basse surface de la Surface principale une ancienne falaise viséenne. Malgré l'absence d'authentiques dépôts marins sur ce qu'il conviendrait d'appeler la plate-forme littorale viséenne, cette interprétation pourrait être attestée par la présence, dans

²⁷ Les limites stratigraphiques dans la série post-acadienne en Gaspésie ont été un peu modifiées depuis 1996 (Jutras et Prichonnet, 2002, 2004).

les sédiments post-acadiens, de calcrètes de nappes salées censés refléter un contexte marin régressif. Quoiqu'il en soit, la topographie infra-carbonifère est différenciée, ce qui contribue encore à la complexité du relief de la basse surface, qui associe donc aux éléments plans infra-carbonifères et post-carbonifères des paléoreliefs (Peulvast *et al.*, 1996).

2. Quelques exemples de morphodynamique tertiaire en Ardenne et dans le Massif central

S'il est entendu que la reconstitution de paléoprocessus morphodynamiques est un exercice risqué, tant il est vrai qu'«il est très hasardeux de transposer le modèle des formes vivantes (...) aux formes héritées» (Godard *et al.*, 1994), l'étude de certains profils fossilisés (et datés) de l'Ardenne et du Massif central, dans lesquels la filiation entre altérites *in situ* et formations déplacées est facilement décelable, permet de restituer quelques ambiances morphoclimatiques tertiaires. Il est ainsi possible de définir la nature de l'érosion aréolaire, dans des contextes d'abord chauds (à l'Éocène et au Miocène), puis tempérés (au Pliocène).

2.1 Régniowez (Ardenne)

Le profil de Régniowez (49°56' N, 4°25' E ; fig. 16) correspond à un épais manteau colluvial issu du démantèlement de profils ferrugineux d'interfluve sur quartzites et schistes, sur lequel s'est formée une cuirasse d'accumulation absolue nourrie par des solutions provenant d'un amont aujourd'hui disparu. La cuirasse a ensuite été recouverte de colluvions argileuses d'origine biologique : le matériel de la zone tachetée de profils d'interfluve, remonté par les termites et accumulé en bas de versant par le ruissellement (Pierre, 1999), processus décrits en zone chaude par P.-P. Grasset et C. Noirot (1959).

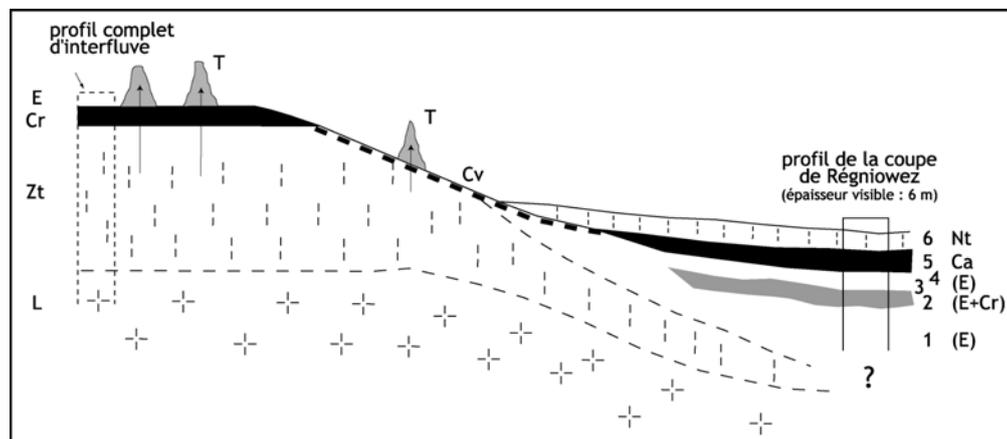


Figure 78 – Régniowez (Plateau de Rocroi, Ardenne méridionale).

Représentation schématique de la mise en place des sables et de la formation de la cuirasse. Profil d'interfluve, E : horizon éluvial quartzeux ; Cr : cuirasse d'accumulation relative ; Zt : zone tachetée ; L : lithomarge ; Cv : cuirasse de versant. Profil de la coupe, Nt : niveau colluvial tacheté ; Ca : cuirasse d'accumulation absolue ; (E) : colluvions sableuses ; (E+Cr) : colluvions sablo-caillouteuses. 1 à 6 : échantillons. Localisation sur la fig. 12 (d'après Pierre, 2007).

Selon ce scénario, la pédogenèse est synchrone de la sédimentation et les deux processus se sont produits à l'Éocène, qui, nous l'avons vu, est la dernière période pendant laquelle le climat est suffisamment chaud et humide pour générer un cuirassement si marqué (Burchardt,

1978 ; Thiry et Turland, 1985, Pierre 1999). La coupe nous renseigne donc : 1) sur le contexte morphoclimatique, qui rappelle celui des savanes humides actuelles où le cuirassement domine ; 2) sur l'allure de la paléotopographie éocène, que les systèmes morphogéniques oligomiocènes ont fait disparaître (*cf. supra*, II.1).

2.2 Oulhou (Aubrac)

La coupe d'Oulhou (44 70' N, 2°50' E, 970 m ; fig. 17), en position d'interfluve, met à jour une altérite de type fersiallitique formée aux dépens d'un granite calco-alcalin porphyroïde, et couverte des colluvions laminées argileuses. L'ensemble est fossilisé par une coulée appartenant au Puech de la Pendule, dont l'âge moyen est voisin de 7,9 Ma (K-Ar) (de Goër *et al.*, 1991). Le profil présente, de droite à gauche : 1) la base de l'altérite argileuse *in situ*, kaolinique et de couleur pâle, 2) l'altérite kaolinique et un filon de microgranite, tous deux rubéfiés (gœthite en papules et en revêtements) et fauchés, des galets de quartz à émoussé chimique flottent dans l'altérite, 3) un ensemble de trois formations colluviales argileuses, ravinantes, remaniant le matériel sous-jacent. L'ensemble est caractérisé par un départ massif des bases alcalines et alcalino-terreuses, marqué de la silice (-25 %), et un enrichissement en fer (+80 %) (Pierre, 1990a).

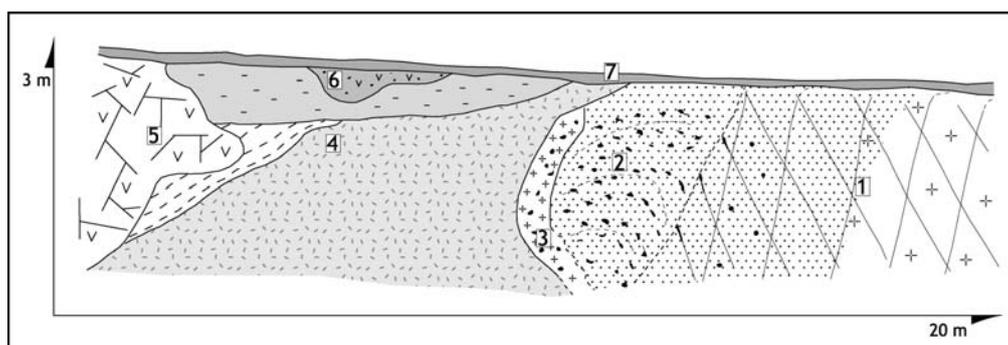


Figure 79 – Coupe de Oulhou (Aubrac, Massif central français).

1 : altérite ferrugineuse *in situ* ; 2 et 3 : altérite et filon fauchés ; 4 : ensemble colluviale antévolcanique ; 5 : brèche de progression de la coulée du Puech de la Pendule ; 6 : colluvions postvolcaniques ; 7 : sol actuel. Localisation sur la fig. 12 (d'après Pierre, 1990a, modifié).

L'altérite *in situ*, antérieure à la coulée, est un héritage de climats fortement hydrolysants, et permet en outre de repérer un élément de la topographie miocène, dont le relief était différenciée, comme l'indique la présence de colluvions. La géométrie de ces colluvions argileuses en lames successives évoque une mise en place par reptation, processus trouvant un équivalent actuel en zone chaude et forestière. Souligner cette convergence ne doit pas occulter les risques inhérents à l'actualisme ; on ne saurait pour autant se priver d'une hypothèse en l'absence d'indices paléoenvironnementaux supplémentaires. Cette coupe, qui n'est pas isolée (Pierre, 1989), traduit donc une ambiance climatique et un système morphogénique proches de ceux des plaines de corrosion dans lesquelles les entailles du réseau hydrographique sont modestes. L'Aubrac, déjà basculé vers le nord au Miocène, nous l'avons vu – tout comme la Margeride (Coque-Delhuille, 1979) et le Velay (Defive, 1996) – se trouvent alors à la partie amont d'un long versant, drainé par la Haute Truyère et l'Allier à l'ouest, et une paléo-Loire à l'est.

2.3 Senèze (Devès)

La topographie pliocène ne représente pas partout, dans le Massif central, une forme regradée de la "surface" antérieure, du simple fait que le style tectonique change, et implique, par endroits, une évolution plus complexe faite de remblaiements et d'incisions. Il n'en demeure pas moins de vastes plans couverts d'altérites bisiallitiques (*i.e.* plio-pléistocènes) et plus ou moins à l'écart des drains majeurs (mais s'y raccordant fatalement...). Au nord du Devès, le horst de la Chomette en donne un exemple (fig. 12).

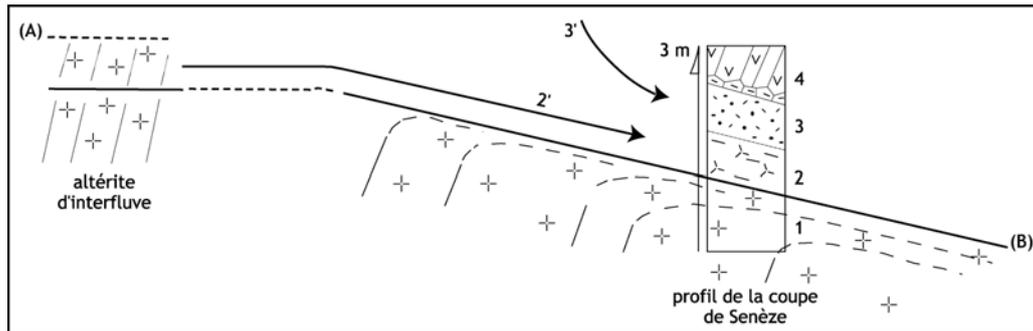


Figure 80 – Coupe de Senèze (Devès, Massif central français).

Représentation schématique de la mise en place des deux trains de colluvions, et profil de la coupe. 1 : altérite *in situ* ; 2 et 2' : apport local (versant) ; 3 et 3' : apport régional (bassin versant) ; 4 : coulée du volcan de Senèze. Localisation sur la fig. 12 (d'après Pierre, 1989, 2006).

La coulée du volcan de Senèze, que les datations (K-Ar et paléomagnétisme) situent dans une fourchette d'âges compris entre 2,14 et 2,53 Ma (Fouris, 1991), fossilise le petit valon du ruisseau de Cherlet, affluent de rive droite de l'Allier. La coupe (45°14' N, 3°27' E, 640 m ; fig. 18) présente une épaisse altérite *in situ* (épaisseur visible supérieure à 4 m) surmontée de deux trains de colluvions épais de 50 à 60 cm chacun, le premier ravinant sur le substrat. La coulée (épaisse de 5 m) scelle l'ensemble. L'absence de structuration de ces formations déplacées (hormis une prismation volcanogénique – Pierre, 1989) implique une mise en place rapide sur des pentes longitudinales et transversales de faible inclinaison. Le train de colluvions inférieur remanie un complexe d'altération du type de celui qui supporte le tout, peut-être à un niveau d'érosion plus profond si l'on en juge par ses caractéristiques minéralogiques et chimiques, traduisant une évolution superficielle moins poussée du gneiss anatectique (Pierre, 1989). Le contact ravinant avec l'altérite *in situ* suggère un déplacement sur une distance significative mais courte : ce dépôt est le fruit du démantèlement de profils altérés du haut du paléoversant. Le train de colluvions supérieur repose sur le précédent sans ravinement, ce qui signifie la mise en place des deux au cours d'une même séquence morphodynamique. Cependant sa parenté avec l'altérite gneissique est moins évidente. La matrice sablo-limoneuse importante, des éléments d'origine volcanique (augite, amphibole, verre), et des nodules ferrugineux déplacés laissent penser que le dépôt remanie plusieurs types de formations réparties sur une plus grande étendue. Parmi ces formations devaient figurer des sols à horizons ferruginisés (*cf.* les nodules) représentant peut-être des héritages miocènes. L'extension de cette formation ne se limite d'ailleurs pas à ce versant – le même matériel couronne le remblaiement du bassin de Paulhaguet (fig. 12) – et son épaisseur constante évoque un épandage sur une topographie peu contrastée.

Quel était le contexte climatique ? Au Prétiglien, vers 2,4 Ma, apparaît dans un contexte déjà tempéré une sécheresse estivale qui entraîne, dans le Massif central, la disparition des

Taxodiacées (Bonifay, 1983). Par ailleurs, les sédiments de la base des dépôts lacustres de Ceysnac, contenant des ponces trachytiques montdoriennes leur conférant un âge maximum de 2,55 Ma, sont chronologiquement proches de la fossilisation du profil de Senèze. Attribués au Tiglien (2,1 Ma) par D. Ablin (1991), ils contiennent les restes d'une association végétale semi-ouverte où les herbacées xérophiles sont nombreuses, traduisant un environnement à tendance saisonnièrement sèche. Les deux dépôts fossilisés de Senèze expriment dans ce cas une dynamique liée à des écoulements en nappe suivant une phase de dénudation marquée (troncature de l'altérite *in situ*), sur des pentes faibles (le niveau supérieur est très homogène sur une vaste superficie) et au couvert végétal réduit.

3. Érosion linéaire *versus* érosion aréolaire

Ces trois exemples ardennais et centraliens contribuent à la connaissance des systèmes morphoclimatiques, et même à celle des paléoprocessus morphogéniques en cause aux différentes étapes du façonnement du relief. Ils permettent en outre de restituer une image plus contrastée des paléotopographies en question : aux configurations régionales vues plus haut se superposent des systèmes de pentes locaux que le terme "surface" laisse dans l'ombre. Cependant, la part dominante des espaces plans dans le paysage incite à quelques commentaires sur les notions d'érosion linéaire et d'érosion aréolaire, tant en termes de conditions que d'efficacité.

Tout d'abord, la question de la vitesse de l'érosion linéaire telle qu'abordée par Y. Lageat et A. de Goër (1991), à travers l'exemple du Massif central, permet de relativiser son occurrence et de nuancer son efficacité. Ces auteurs, reprenant des valeurs calculées par S. Blais *et al.* (1971), démontrent, à partir de deux vallées centraliennes, que tout calcul non pondéré par des paramètres locaux ne peut être extrapolé à l'ensemble du massif, pas plus qu'à des durées longues. Ainsi, tandis que S. Blais propose une vitesse moyenne de creusement de 45 à 60 m/Ma, Y. Lageat et A. de Goër calculent une vitesse de 140 m/Ma pour l'Alagnon et de 50 m/Ma seulement pour l'Allier en amont de Vieille-Brioude (dans le socle cristallin dans les deux cas). Par contre, à Saint-Arcons, l'Allier réentaille les basaltes et les alluvions pliocènes et pléistocènes à une vitesse de 170 m/Ma... Ces disparités s'expliquent non seulement par la nature des matériaux entaillés mais aussi par l'histoire volcanotectonique locale, ce dernier point impliquant, à différentes échelles de temps, des phases de remblaiement ou, au contraire, un creusement exacerbé.

Cela dit, dans le Massif central, la prédominance du mode d'érosion aréolaire est assurée jusqu'au Miocène au moins, pour des raisons d'abord paléoclimatiques (comme le laisse entrevoir l'étude des paléoprocessus à Oulhou). De fait, il ressort de l'analyse des barylites des alluvions du bassin de l'Allier (Etienne et Le Griel, 1997) que le spectre des minéraux lourds des alluvions miocènes (à tourmaline margeridienne) ne change guère d'amont en aval car, à cette période, les cours d'eau s'écoulant selon la plus forte pente et dans un relief de plaine, ne se rencontrent pas – exception faite de la confluence de la Truyère-Alagnon et de l'Allier. Par contre, dès que la structure contrôle le tracé du réseau hydrographique, lors de l'encaissement, les confluences se multiplient. C'est ce qui se produit localement et pour des causes tectoniques dès le Pliocène (*cf. supra*, II.2), puis au Quaternaire, pour des causes tectoniques et climatiques (les alluvions quaternaires enregistrent particulièrement les apports latéraux).

Il est donc tout aussi nécessaire, quand on cherche à quantifier l'érosion aréolaire à l'origine des espaces plans, de tenir compte du contexte paléoclimatique que du contexte morphostructural, le deuxième induisant en outre (dans le cas du Massif central volcanisé) une variabilité spatio-temporelle de l'érosion. Ainsi, l'histoire tectonique peut permettre la

conservation d'un manteau d'altérites ancien (Massif central), ou, au contraire, impliquer son remplacement par un stock plus récent (Massif central, ou Appalaches, selon J.T. Hack, 1960), voire faire disparaître, ou presque, toutes traces de résidu *in situ* d'altération (Ardenne méridionale). Dans les deux derniers cas, la perte d'information complique la reconstitution géomorphologique et tout essai de quantification. Dans les régions de socle, on conçoit donc l'intérêt que présentent les discordances dans la mesure où le matériel fossilisant, s'il est résistant et relativement peu épais, protège la surface qu'il recouvre tout en restant géométriquement proche de la topographie héritée et des formations qui la jalonnent.

Il ressort également de ces exemples que c'est une approximation que de rapprocher les valeurs d'érosion linéaire des «valeurs moyennes de l'érosion aréale» (*sic*), comme le font S. Blais *et al.* (1971). Dans le Massif central, les deux modes d'érosion linéaire et aréolaire ont certes contribué au façonnement du relief, mais les deux relèvent de conditions morphoclimatiques et morphostructurales qui mettent en jeu des processus dont l'efficacité ne saurait se mesurer selon les mêmes critères. Il apparaît en outre qu'il n'y a pas de relations simples entre taux de soulèvement et conservation d'un manteau d'altérites et des plans qui les supportent. Le cas de figure le plus propice à la conservation de formations superficielles héritées – volcanisme aidant – est un soulèvement conditionné par une tectonique de blocs permettant une incision du réseau hydrographique immunisant les plateaux (Massif central). Un soulèvement modéré comme dans l'Ardenne se traduit par un décapage plus marqué, dans des contextes d'érosion aréolaire qui persistent jusqu'à l'orée du Quaternaire (dans ce cas, ce sont les inductions ferrugineuses éocènes et siliceuses oligocènes qui autorisent la conservation de formations superficielles anciennes). Enfin, un soulèvement lent, même s'il est durable, entraîne dans les Appalaches un renouvellement continu du stock altéré (Hack, 1960 ; Battiau-Queney, 1990). En somme, c'est à la fois le style et le rythme tectoniques qui sont en cause. En raisonnant à une échelle spatio-temporelle large, il est donc possible de mettre en évidence un mode d'évolution – l'érosion aréolaire – et d'évoquer un bilan altération/ablation en fonction de la subsistance ou non d'altérites (en se fondant plus sur leur nature que sur leur épaisseur), de leurs relations géométriques et, dans le meilleur des cas, des données chronologiques que l'on peut en extraire (distinction de générations d'altérites, datation d'après leur teneur en ¹⁰Be et/ou d'après l'âge des matériaux qui les fossilisent). En tout état de cause, qu'il s'agisse des plateaux du Massif central ou de ceux de l'Ardenne méridionale, la présence sur un même plan de formations *in situ* ou déplacées implique une regradation modérée dont le lien avec la tectonique doit être nuancé.

Conclusion

L'approche de la genèse des "espaces plans" par le biais de la dynamique externe, intimement liée aux conditions paléoclimatiques et tectoniques, constitue un thème d'autant plus fécond qu'il repose, surtout en Europe, sur plus d'un siècle de travaux portant en germe de nombreuses questions (Klein, 1997). Cette approche permet en outre d'éclairer les modalités de la morphogenèse sur des pas de temps intermédiaires : en cela, elle est complémentaire de l'approche par la dynamique interne qui permet au contraire de définir des cycles géodynamiques longs (Peulvast et Claudino Sales, 2005).

Par-delà son aspect technique, la méthodologie développée dans le Massif central s'est avérée transposable : en effet, qu'il s'agisse d'indurations siliceuses, de cuirasses ferrugineuses ou de coulées de lave, la mise sous scellés de formations superficielles produit des systèmes fermés et procure des marqueurs stables. Quant aux résultats sur les générations d'altérites, ils ont fourni un étalon précieux pour la caractérisation et la classification de profils évoluant à l'air libre dans des régions dépourvues de marqueurs chronologiques (telles que les Appalaches du nord-est, dont le relief résulte en partie d'épisodes morphogéniques très anciens). Dans ce derniers cas, l'analyse des paléformes s'est d'ailleurs substituée à celle des paléoformations. L'approche sédimentaire privilégiée par la suite par d'autres auteurs (Jutras et Schroeder, 1999) a du reste moins apporté à l'histoire de morphogenèse qu'à la connaissance de la stratigraphie locale (Jutras et Prichonnet, 2002, 2004) – puisque s'ajoute maintenant à la Formation de Bonaventure (Viséen) une unité plus ancienne, la Formation de Saint Jules (Dévonien supérieur), dont l'identification repose d'ailleurs en grande partie sur les résultats de l'analyse morphotectonique du pourtour de la Baie des Chaleurs (Peulvast *et al.*, 1996).

Au total, ces recherches sur l'évolution à long terme de trois massifs anciens ont permis d'éclairer des épisodes clés de la genèse des paysages actuels, et ont aussi, par comparaison, donné lieu à une réflexion méthodologique sur l'évolution morphologique des massifs anciens. L'exemple des Appalaches du nord, plusieurs fois englacées au Quaternaire, ou celui des reliefs plus ou moins disséqués du Massif central et des Appalaches du sud, peu ou pas affectés par les phases froides du Quaternaire sont sans équivoques : si «*grâce à l'inertie acquise, (les) formes (planes) peuvent se conserver longtemps*» (Godard *et al.*, 1994), les formations *in situ* qui les jalonnent sont par contre susceptibles de rajeunir. Aussi la question de l'âge des altérites ne saurait être abordée qu'en terme de nature, d'autant que celle-ci ne varie pas nécessairement, même sur de longues périodes (Pierre, 1989). Par ailleurs, s'il est tout aussi vrai que «*la tectonique, en créant des déséquilibres dans les systèmes morphogéniques, favorise l'évacuation de matière et le renouvellement des altérations*» (*ibidem*), il est possible là encore de nuancer. Le fait que des rivières creusent leurs vallées n'empêche pas les éléments plans de continuer à évoluer sur un mode propre, relevant de l'érosion aréolaire. C'est pour cette raison que, dans le Massif central, malgré les aléas tectoniques, des pans entiers des topographies néogènes ont traversé le Quaternaire. Sur le versant méridional de l'Ardenne, l'*updoming* (Klein, 1997), somme toute discret, a pourtant eu raison des formations superficielles associées à une surface dont les témoins sédimentaires les plus vieux sont paléogènes, alors que le relief différencié et diachronique des Appalaches du sud, bien plus soulevé (et depuis plus longtemps), conserve un épais manteau d'altérite (Hack, 1960 ; Pavich, 1989). Ces deux scénarios n'empêchent pas que l'évolution de ces deux massifs soit présentée comme des exemples typiques d'équilibre dynamique... Quoi qu'il en soit, la coexistence de vallées et de plateaux, sur une durée longue, devrait inciter à découpler érosion linéaire et érosion aréolaire dans toute tentative de quantification de la vitesse globale de l'érosion.

Bibliographie

1. **Ablin D.** (1991) – Analyse pollinique des dépôts lacustres de Ceysnac, Plio-pléistocène du Velay (Massif central français). *Cahiers de micropaléontologie*, **6**, 21–38.
2. **Baeckeroot G.** (1929) – Sur l'existence de la Pierre de Stonne entre la Meuse et la Moselle. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **LIV**, 87–94.
3. **Ballantyne C.K., Harris C.** (1994) – *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press. 330 p.
4. **Barron E.J.** (1989) – Climate variations and the Appalachians from the late Paleozoic to the present: Results from model simulations. *Geomorphology*, **2**, 99–118.
5. **Battiau-Queney Y.** (1987) – Remarques sur la durée de vie des paléotopographies. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **3**, 75–76.
6. **Battiau-Queney Y.** (1990) – Le piedmont appalachien des Etats-Unis: quelques aspects de son évolution morphologique depuis l'ouverture de l'atlantique. *Méditerranée*, hors-série, 10–11.
7. **Birot P., Godard A., Pelletier J.** (1983) – L'érosion différentielle dans les reliefs de l'Estrie et de la Nouvelle Angleterre, entre Montréal et le Piedmont sud-est des White Mountains. *Géographie Physique et Quaternaire*, **37**, 3–25.
8. **Blais S., Maury R., Brousse R.** (1971) – Contribution à l'estimation des vitesses de creusement des cours d'eau au flanc des coulées basaltiques. *Publication de l'Institut de Géographie de Clermont-Ferrand*, **43**, 3–15.
9. **Bonifay M.F.** (1983) – L'environnement climatique basé sur les grandes faunes villafranchiennes. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, **2/3**, 71–79.
10. **Bonte A.** (1955) – Sables verts et poches de dissolution dans le Bathonien moyen de l'Aisne et des Ardennes. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **LXXV**, 72–83.
11. **Bonte A.** (1960) – *Carte géologique de la France à 1/50 000^e, feuille de Renwez*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Orléans.
12. **Bonte A.** (1961) – Les concrétions siliceuses de l'Oxfordien-Argovien des Ardennes. Le problème de la silice des roches sédimentaires. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **LXXXI**, 101–104.
13. **Bouchard M., Godard A.** (1984) – Les altérites du bouclier canadien : premier bilan d'une campagne de reconnaissance. *Géographie Physique et Quaternaire*, **38**, 149–163.
14. **Bouchard M., Pavich M.J.** (1989) – Characteristics and significance of pre-Wisconsinan saprolites in the northern Appalachians. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd., **72**, 125–137.
15. **Bouchard M., Pierre G.** (1993) – Composition géochimique et minéralogique de deux profils d'altération nord-appalachiens. *Annales de l'ACFAS*, **61**, 268.
16. **Bouchard M., Jolicœur S., Pierre G.** (1995) – Characteristics and significance of two pre-late-Wisconsinan weathering profiles (Adirondacks, USA and Miramichi Highlands, Canada). *Geomorphology*, **12**, 75–89.
17. **Brisebois D., Lachambre G., Picht G.** (1991) – *Carte géologique de la péninsule de la Gaspésie*, 22A, 22B, 22G, 22H et 210. DV 91-21, Québec.
18. **Brown L., Pavich M.J., Hickman R.E., Klein J., Middleton R.** (1988) – Erosion of the eastern United States observed with ¹⁰Be. *Earth Surface Processes and Landforms*, **13**, 441–447.
19. **Brown L., Stallard R.F., Larsen M.C., Raisbeck G.M., Yiou F.** (1995) – Denudation rates determined from the accumulation of *in situ*-produced ¹⁰Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*, **129**, 193–202.
20. **Burchardt B.** (1978) – Oxygen isotope paleotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature*, **275**, 121–123.
21. **Bustamente Santa Cruz L., Voisin L.** (1975) – *La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. Remise en question partielle basée sur l'analyse des minéraux lourds*. Publication du Service Géologique de Belgique, 17 p.

22. **Cantagrel J.-M., Baubron J.-C.** (1983) – Chronologie des éruptions dans le massif volcanique du Mont Dore (méthode K/Ar). Implications volcanologiques. *Géologie de la France*, **1**, 123–142.
23. **Clément P.** (1990) – Évolution géomorphologique d'un secteur nord-appalachien (Québec, Canada) : approche dynamique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **34**, 283–299.
24. **Coque-Delhuille B.** (1979) – Les formations superficielles et leur signification géomorphologique dans les régions de roches cristallines : l'exemple des plateaux de la Margeride occidentale (Massif central français). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **21**, 127–146.
25. **Defive E.** (1996) – *L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin supérieur de la Loire*. Thèse, Université de Paris–1, 576 p.
26. **Dejou J., Guyot J., Robert M.** (1977) – Évolution superficielle des roches cristallines et cristallophyl-liennes dans les régions tempérées. INRA, 464 p.
27. **Dejou J., Larroque P., Pierre G.** (1992) – Présence de niveaux rouges sur basalte ou intercalés entre coulées dans le massif volcanique du Cantal. *Revue de la Haute-Auvergne*, **54**, 302–311.
28. **Delépine G.** (1924) – Pierre de Stonne, caillou de Beaumont et dépôts wealdiens sur la feuille de Mézières. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **XLIX**, 130–148.
29. **Demoulin A.** (1989) – Indurations siliceuses et ferrugineuses des sédiments de couverture en Haute Belgique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **33**, 103–118.
30. **Demoulin A.** (1993) – L'origine de l'axe Sambre-Meuse. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **116**, 29–41.
31. **Demoulin A.** (1995) – Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **106**, 573–585.
32. **Demoulin A.** (2003) – Paleosurfaces and residual deposits in Ardenne-Eifel: historical overview and perspectives. *Géologie de la France*, **1**, 17–21.
33. **Demoulin A., Dimanche F.** (1988) – L'apport des minéraux opaques à l'étude des paléaltérations : exemple de quelques sables tertiaires de Haute Belgique. *Catena*, **15**, 269–280.
34. **Dewolf Y., Pomerol C.** (1997) – Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin parisien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **4**, 473–482.
35. **Dollfus G.** (1900) – Relation entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. *Annales de Géographie*, **9**, 313–339.
36. **Etienne R., Le Griel A.** (1997) – L'évolution des cortèges de minéraux lourds des alluvions néogènes et quaternaires du bassin de l'Allier ; ses rapports avec les grandes étapes de la géodynamique du Massif central. *Geodinamica Acta*, **10**, 59–69.
37. **Fisher D.W.** (1985) – *Bedrock Geology of the Glens Falls-Whitehall Region, New York*. New York State Museum, Map and Chart Series No 35.
38. **Fouris M.** (1991) – Le Plio-pléistocène du Velay : volcanologie et chronologie K/Ar des gisements fossilifères. Données actuelles, problèmes et hypothèses. *Cahiers du Quaternaire*, **16**, 401–416.
39. **Frakes L.A.** (1979) – *Climates throughout geologic time*. Elsevier, New York, 310 p.
40. **Gibling M.R., Calder J.H., Ryan R., Van de Poll W., Yeo G.M.** (1992) – Late Carboniferous and Early Permian drainage patterns in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**, 338–352.
41. **Godard A.** (1965) – *Recherches géomorphologiques en Ecosse du Nord-Ouest*. Publications de la Faculté des Lettres de Strasbourg, 701 p.
42. **Godard A., Thiry M.** (1987) – L'étude des paléotopographies : un thème en voie de renouvellement. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **3**, 70–72.
43. **Godard A., Lagasque J.-J., Lageat Y.** (1994) – *Les régions de socle. Apports d'une école française de Géomorphologie*. Publications de la Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université Blaise-Pascal, nouvelle série, 43, 324 p.
44. **Goër de Herve A. (de), Baubron J.C., Cantagrel J.M., Makhoul J.** (1991) – Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central) : un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France*, **4**, 3–14.

45. **Goër de Herve A. (de), Etienne R.** (1991) – Le contact Margeride Cézallier Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. *Bulletin du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie*, **27/28**, 3–21.
46. **Gosselet M.** (1879) – Les sables tertiaires du plateau de l'Ardenne. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **7**, 100–112.
47. **Grant D.R.** (1989) – Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada. In Fulton R.J. (éd.), *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. Commission Géologique du Canada, Géologie du Canada, Vol. I, 421–474.
48. **Grassé P.-P., Noirot C.** (1959) – Rapport des termites avec les sols tropicaux. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **10**, 35–40.
49. **Hack J.T.** (1960) – Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, **258-A**, 80–97.
50. **Hatrival J.-N., Beugnies A.** (1973) – Carte géologique de la France à 1/50 000°, feuille de Charleville-Mézières. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Orléans.
51. **Heinzelin J. (de)** (1963) – Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essai de reconstitution. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologie*, **72**, 137–148.
52. **Hendricks M., Jamieson R.A., Willett S.D., Zentili M.** (1993) – Burial and exhumation of the Long Range inlier and its surroundings, western Newfoundland: results of an apatite fission-track study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**, 1594–1606.
53. **Jolicœur S., Bouchard M., DeKimpe C.R.** (1995) – Interprétation géopédologique du manteau d'altération de la Blue Ridge et des collines du Piedmont appalachien de Virginie (E.-U.A.). *Géographie Physique et Quaternaire*, **49**, 217–237.
54. **Jutras P., Schröder J.** (1999) – Geomorphology of an exhumed carboniferous paleosurface in the southern Gaspé Peninsula, Québec: paleoenvironmental and tectonic implications. *Géographie Physique et Quaternaire*, **53**, 249–263.
55. **Jutras P., Prichonnet G.** (2002) – Stratigraphy, depositional setting, and diagenetic history of the Saint-Jules Formation (Upper Devonian or Mississippian), a newly identified post-Adian red clastic unit in the southern Gaspé Peninsula, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **39**, 1541–1551.
56. **Jutras P., Prichonnet G.** (2004) – Significance of paleosurfaces in interpreting the paleogeographic and stratigraphic evolution of the late Paleozoic Paspébiac graben, a recently identified basin in the southern Gaspé Peninsula of Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **9/10**, 1074–1086.
57. **Klein C.** (1997) – *Du polycyclisme à l'acyclisme en géomorphologie*. Ophrys, 299 p.
58. **Lageat Y., Goër de Herve A. (de)** (1991) – La vitesse de l'érosion linéaire. Réflexions à partir du Massif central français. *Physio-Géo*, **21**, 5–13.
59. **Lageat Y., Goër de Herve A. (de), Cantagrel J.-M.** (1992) – Les apports des datations volcaniques à la connaissance de l'évolution géomorphologique. L'exemple de la région de Clermont-Ferrand (Massif central français). In Y. Lageat et J.-C. Thouret, *Rythmes morphogéniques en domaine volcanisé*, CERAMAC, 270 p.
60. **Lageat Y., Goër de Herve A. (de)** (1993) – L'évolution morphologique en Grande Limagne au Miopliocène : mise au point. *Bulletin du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie*, **31/32**, 26–35.
61. **Lal D.** (1991) – Cosmic ray labelling of erosion surfaces: *in situ* nuclides production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**, 424–439.
62. **Laurant A.** (1976) – La formation du réseau hydrographique de la Belgique. In Pissart A. (éd.), *Géomorphologie de la Belgique*, Liège, 29–50.
63. **Leriche M.** (1925) – Le terrain wealdien et les terrains tertiaires de l'Ardenne française. L'Ardenne pendant l'ère tertiaire. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, **35**, 68–81.
64. **Macaire J.-J.** (1985) – Relation entre les altérites formées sur les roches endogènes du Massif central français et les épandages détritiques périphériques, au Cénozoïque récent. *Géologie de la France*, **2**, 201–212.

65. **Macar P.** (1945) – L'étrange capture de la Meuse par la Bar. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **68**, 198–213.
66. **Morton A.C.** (1985) – Heavy minerals in provenance studies. In Zuffa G.G. (éd.), *Provenance of arenites*, NATO ASI Serie, **C(148)**, 249–277.
67. **Morton A.C., Hallsworth C.** (1999) – Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **124**, 3–30.
68. **Muller E.H.** (1965) – Quaternary geology of New York. In H.E. Wright et D.G. Frey (éd.), *The Quaternary of the United States*. Princeton University Press, Princeton, N J, 99–112.
69. **Pavich M.J.** (1989) – Regolite residence time and the concept of surface age of the Piedmont «peneplain». *Geomorphology*, **2**, 181–196.
70. **Pavich M.J., Brown L., Klein J., Middleton R.** (1984) – ¹⁰Be accumulation in a soil chronosequence. *Earth and Planetary Science Letters*, **68**, 198–204.
71. **Pavich M.J., Brown L., Valette-Silver J.N., Klein J., Middleton R.** (1985) – ¹⁰Be analysis of a quaternary weathering profile in the Virginia Piedmont. *Geology*, **13**, 39–41.
72. **Peulvast J.-P.** (1978) – Le bourrelet scandinave et les Calédonides : un essai de reconstitution des modalités de la morphogenèse en Norvège. *Géographie Physique et Quaternaire*, **32**, 295–320.
73. **Peulvast J.-P.** (1989) – Les altérites et l'identification des reliefs préglaciaires dans une montagne de haute latitude : l'exemple des Scandes. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **35**, 55–78.
74. **Peulvast J.-P., Bouchard M., Jolicœur S., Pierre G., Schrøder J.** (1996) – Palaeolandforms and morphotectonic evolution around the Baie des Chaleurs (eastern Canada). *Geomorphology*, **16**, 5–32.
75. **Peulvast J.-P., Claudino Sales C.** (2005) – Surfaces d'aplanissement et géodynamique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **4**, 249–274.
76. **Pierre G.** (1987) – Valeur paléoclimatique des arènes fossilisées par des coulées de lave : l'exemple du Massif central français. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **3**, 96.
77. **Pierre G.** (1988) – Présence de gypse dans les altérations granitiques fossilisées par des coulées de lave : origine et conséquences sur la nature de ces altérations (Velay, Massif central français). *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne*, **54**, 29–32.
78. **Pierre G.** (1989) – *Les altérites fossilisées par des coulées de lave : valeur paléoclimatique et implications géomorphologiques ; l'exemple de l'Auvergne de l'Aubrac et du Velay*. Thèse, Université de Paris-1, 174 p.
79. **Pierre G.** (1990a) – Générations d'altérites dans le Massif central français, du Miocène au Quaternaire : implications paléoclimatologiques et géomorphologiques. *Physio-Géo*, **20**, 31–49.
80. **Pierre G.** (1990b) – Les altérites fossilisées par des coulées de lave : valeur paléoclimatique et implications géomorphologiques (Massif central français). *Intergéo-Bulletin*, **96**, 66–68.
81. **Pierre G.** (1992) – Caractérisation et limite de l'évolution posteffusive d'une paléoaltérite granitique piégée sous une coulée de lave miocène (Velay, Massif central français). In Lageat Y. et Thouret J.-C. (éd.), *Rythmes morphogéniques en domaines volcanisés*. CERAMAC, 93–102.
82. **Pierre G.** (1997) – Bilan altération-ablation en moyenne montagne de socle : apport de la datation par le ¹⁰Be (Monts Dore, Massif central français). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **3**, 227–236.
83. **Pierre G.** (1999) – Les sables ferruginisés du plateau de Rocroi : contribution à l'étude de la morphogenèse tertiaire de l'Ardenne méridionale. *Géologie de la France*, **3**, 3–10.
84. **Pierre G.** (2000) – Signification des sables tertiaires de l'Ardenne méridionale : du nouveau sur le capture de la Meuse lorraine. *Geodinamica Acta*, **1**, 45–54.
85. **Pierre G.** (2003a) – L'origine du réseau hydrographique en Thiérache ardennaise ou l'histoire de la "Meuse lorraine". *Cahiers de Géographie Physique*, **14**, 30–36.
86. **Pierre G.** (2003b) – Vitesse et modalité de l'érosion aréolaire : l'enseignement des formations superficielles *in situ* et déplacées (Massif central, France). *Cahiers de Géographie Physique*, **14**, 15–22.

87. **Pierre G.** (2007) – Les dynamiques des espaces plans : vitesses et modalités de l'érosion aréolaire (exemples français et nord-américains). In André M.-F., Étienne S., Lageat Y., Le Cœur C., Mercier D. (coord.), *Du continent au bassin versant : théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard)*. Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 193–204.
88. **Pierre G., Dejou J.** (1990) – Nature et genèse des formations rouges intrabasaltiques et limite de leur signification paléoclimatique (Cantal, Velay, Massif central français). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **3**, 81–96.
89. **Pissart A.** (1961) – Les terrasses de la Meuse et de la Semois, la capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **84**, 1–108.
90. **Pissart A.** (1962) – Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du sud-ouest. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **85**, 71–150.
91. **Pissart A., Harmand D., Krook L.** (1997) – L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène. Corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géographie Physique et Quaternaire*, **51**, 267–284.
92. **Poag C.W., Sevon, W.D.** (1989) – Record of Appalachian denudation in postrift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits of the U.S. middle Atlantic continental margin. *Geomorphology*, **2**, 119–157.
93. **Potter R.R., Hamilton J.B., Davies J.L.** (1979) – Geological map of New Brunswick. Department of Natural Resources, New Brunswick, 2^{ème} éd.
94. **Raisbeck G.M., Yiou F., Fruneau M., Loiseaux J.-M., Lieuvin M., Ravel J.-C.** (1979) – Deposition rate and seasonal variations in precipitation of cosmogenic ¹⁰Be. *Nature*, **282**, 279–280.
95. **Rust B.R.** (1981) – Alluvial deposits and tectonic style: Devonian and Carboniferous successions in Eastern Gaspé. In Miall A.D. (éd.), *Sedimentation and tectonics in alluvial basins*. Geological Association of Canada, Special Paper, **23**, 49–76.
96. **Rutot A.** (1897) – Les origines du Quaternaire de la Belgique. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, **11**, 1–140.
97. **Sommé J.** (1977) – *Les plaines du Nord de la France et leur bordure*. Paris, Champion, 810 p.
98. **Souchez R.** (1963) – Le relief de la région de Couvin-Nismes en tant que paléokarst de climat chaud et humide. *Bulletin de la Société Royale Belge d'Etudes Géographiques*, **XXXII**, 269–280.
99. **Souchez-Lemmens M.** (1967) – Les altérations tertiaires de la Lorraine belge septentrionale et leur intérêt géomorphologique. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, **91**, 103–111.
100. **Souchez-Lemmens M.** (1971) – Les indurations ferrugineuses et l'évolution géomorphologique de la Lorraine belge nord-orientale. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, **95**, 5–143.
101. **Soyer J.** (1978) – Les sables tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse condrusien. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **101**, 93–100.
102. **Tardy Y.** (1969) – *Géochimie des altérations, études des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*. Mémoire du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, n° 31, 199 p.
103. **Thiry M., Delaunay A., Dewolf Y., Dupuis Ch., Ménillet F., Pellerin J., Rasplus L.** (1983) – Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 31–40.
104. **Thiry M., Turland M.** (1985) – Paléotoposéquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le sidérolitique du nord du Massif central (Bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France*, **2**, 175–191.
105. **Tricart J.** (1949) – *La partie orientale du bassin de Paris. t. 1 : La genèse du bassin*. SEDES, Paris, 210 p.
106. **Voisin L.** (1971) – Contribution à l'étude des formations superficielles en Ardenne occidentale. *Revue de Géographie de l'Est*, **2**, 183–204.
107. **Voisin L.** (1972) – Les formations superficielles et leur signification morphologique en Ardenne sud-occidentale. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, **12**, 31–76.

108. **Voisin L.** (1978) – La sablière de Prez, Ardennes. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes*, **68**, 33–36.
109. **Voisin L.** (1981) – Les silicifications en Thiérache ardennaise. Implications paléogéographiques. *Revue de Géographie de l'Est*, **4**, 265–276.
110. **Voisin L.** (1982) – Quelques idées sur la morphologie de l'Ardenne occidentale. *Hommes et Terres du Nord*, **3**, 39–50.
111. **Voisin L.** (1983) – Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne occidentale. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **CII**, 135–143.
112. **Voisin L.** (1988) – *Introduction à l'étude de la Pierre de Stonne et des formations siliceuses associées au sud-ouest de l'Ardenne*. Mém. hors-série, *Société d'Histoire Naturelle des Ardennes*, Charleville-Mézières, 44 p.
113. **Voisin L.** (1999) – "La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant", une hypothèse sans doute plus séduisante que fondée. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle des Ardennes*, **89**, 78–85.
114. **Wang C., Ross G.J., Rees H.W.** (1981) – Characteristics of residual and colluvial soils developed on granite and of the associated pre-Wisconsin landforms in north-central New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 487–494.

Liste des figures

<i>Figure 1 – Les Appalaches du nord-est.</i>	141
<i>Figure 2 – Profils des coupes de Warrensburg et de Big Bald Mountain.</i>	142
<i>Figure 3 – Racine de tor sur le mont Carleton (Hautes Terres de Miramishi, Nouveau-Brunswick).</i>	143
<i>Figure 4 – Teneur en ¹⁰Be en fonction de la profondeur.</i>	144
<i>Figure 5 – Profils des coupes de Chomeilles (Monts Dore, Massif central français).</i>	144
<i>Figure 6 – Le vallon de Chomeilles (Monts Dore, Massif central français).</i>	146
<i>Figure 7 – Carte géomorphologique de la bordure méridionale de l’Ardenne.</i>	147
<i>Figure 8 – Profils des coupes de Régniewez et de Doische (Ardenne).</i>	148
<i>Figure 9 – La Meuse à Fépin (Ardenne).</i>	153
<i>Figure 10 – Carte morphostructurale et paléohydrographique de l’Ardenne méridionale.</i> .	154
<i>Figure 11 – Paléo-Meuse ou proto-Meuse, d’après le Pouillon de Boblaye, A. Rutot et J. de Heinzelin.</i>	155
<i>Figure 12 – Bassin versant et alluvions de l’Allier du Miocène au Quaternaire (Massif central français).</i>	157
<i>Figure 13 – La Baie des Chaleurs (Québec, Nouveau-Brunswick), localisation et structure.</i>	159
<i>Figure 14 – Styles tectoniques et reliefs du pourtour de la Baie des Chaleurs (Québec, Nouveau-Brunswick).</i>	160
<i>Figure 15 – Le mont Saint Joseph, vu depuis Miguasha.</i>	161
<i>Figure 16 – Régniewez (Plateau de Rocroi, Ardenne méridionale).</i>	163
<i>Figure 17 – Coupe de Oulhou (Aubrac, Massif central français).</i>	164
<i>Figure 18 – Coupe de Senèze (Devès, Massif central français).</i>	165

Liste des tableaux

<i>Tableau 1 – Teneur en ¹⁰Be des altérites de Chomeilles.</i>	145
<i>Tableau 2 – Analyses des minéraux lourds des coupes de Doische et de Régniewez.</i>	149