



Available online at www.sciencedirect.com



C. R. Geoscience 337 (2005) 675–684

<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Géosciences de surface (Paléoenvironnement)

Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France

Murielle Meurisse ^{a,*}, Brigitte Van Vliet-Lanoë ^a, Brigitte Talon ^b, Philippe Recourt ^a

^a UMR 8110 PBDS, UFR Sciences de la Terre, université des sciences et technologies de Lille, SN 5, 59655 Villeneuve-d'Ascq cedex, France

^b UMR 6116, Institut méditerranéen d'écologie et de paléoécologie, faculté des sciences et technologies Saint-Jérôme,
av. Escadrille-Normandie-Niémen, 13397 Marseille cedex 20, France

Reçu le 26 mars 2004 ; accepté après révision le 1^{er} février 2005

Disponible sur Internet le 31 mars 2005

Présenté par Jean Dercourt

Résumé

Cette étude des dunes côtières du Nord de la France, axée sur la stratigraphie, les datations au ^{14}C , la sédimentologie et la morphologie, permet de définir leur dynamique et le cadre paléoclimatique de leur mise en place. Les dunes reposent sur un prisme flandrien scellé par des tourbes atlantiques, formées en arrière d'un cordon dunaire subboréal. Deux phases historiques de construction, séparées par des pédogenèses, sont enregistrées : les dunes romaines et les dunes formées depuis le XIII^e siècle. La dégradation climatique récente, avec accroissement des tempêtes (petit âge glaciaire), est enregistrée par le remaniement des sables et une contribution croissante en sables fluviatiles (érosion des sols et inondations). Les dunes picardes enregistrent aussi le *réchauffement climatique* : leurs morphologies attestent une évolution des dunes paraboliques en longitudinales, sous l'action des tempêtes et de l'élévation du niveau marin. **Pour citer cet article : M. Meurisse et al., C. R. Geoscience 337 (2005).**

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Holocene dune and peat complexes along the shore of northern France. This survey of the coastal dunes of northern France is based on stratigraphy, ^{14}C dating, sedimentology and morphology applied for palaeoclimatic and palaeodynamic purpose. The dunes rest on a Flandrian prism sealed by Atlantic peats grown backward from a subboreal dune ridge. Two historical building phases are recorded: the late Roman dunes and the 13th century dunes. These events are separated by pedogenesis. Contribution of reworked fluvial sands also records the recent climatic degradation, with an increased storminess (Little Ice Age) associated with more efficient erosion (soil erosion and floods). The dunes of Picardy also record the *Global Warming*: their morphologies attest a shift from parabolic into longitudinal, by coupling storminess and sea-level rise. **To cite this article: M. Meurisse et al., C. R. Geoscience 337 (2005).**

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : murielle.meurisse@ed.univ-lille1.fr (M. Meurisse).

Mots-clés : Dune ; Tourbe ; Stratigraphie haute résolution ; Activité éolienne ; Holocène ; Climat

Keywords : Dune; Peat; High-resolution stratigraphy; Aeolian activity; Holocene; Climate

Abridged English version

Littoral dunes composed by several successive coastal dunes, are developed from Belgium's boundary to the Somme's estuary (Fig. 1a). High-resolution stratigraphic studies are limited in this area [3,12, 16,17]. Palaeoclimatic or palaeodynamic interpretation was rarely developed by contrast with dune field analysis in the Netherlands [10]. The Flemish and Picardy coastlines have recorded the end of the Holocene transgression, and are subject to transformation related with present-day climatic evolution. Dunes represent an excellent proxy to analyse the impact of the Global Change.

Three types of dunes can be distinguished: relict dunes (Ghyvelde), allocated to circa 5000 years BP by Sommé [19], historical and partly active dunes (Wissant, Hardelot, Saint-Frieux, Saint-Gabriel), the main object of this study and active dunes, today in accretion (Platier d'Oye). Today, the coastline is exposed to southwestern dominant winds (Fig. 1a); with the tidal flow, winds also induce a strong longshore sand drift to the north, resulting in a preferential accumulation of sands at the southern face of the estuaries.

According to ^{14}C dating, aeolian bodies are correlated along the coastline of Picardy, allowing the construction of a regional stratigraphic sequence. Outcrops along the shore record the stratigraphy with alternating sandy units and stabilization phases marked by humic soils. The deposits rest on a Flandrian prism [19,23], except at both extremities of Wissant's Bay, where the Jurassic substratum outcrops.

The sequences exposed on the foreshore consist in several peaty layers (continental and salt marshes) commonly interstratified with grey tidal clays or sands (Fig. 2). Peat is locally trampled and rich in wood fragments belonging to a complex forested swampy biotope. At Wissant, bones of the Neolithic *Bos taurus* have been identified. The lowest peat layers date from the ending Atlantic to the Subboreal (from 3440 ± 90 to 295 ± 125 cal. BC). This continental environment prevailed until the onset of the Subatlantic (Fig. 2). Development of peaty mires occurred backward from

a coastal dune, today eroded, in present-day offshore position. This pre-existing coastal dune is probably formed penecontemporary with the relict Ghyvelde dunes.

The basal peats and salt marshes record the end of the Calaisian and Dunkerkian-I transgressive cycles. The apparition of *Fagus* reveals a humid and cool context (groundwater rise) and marks the transition between the Subboreal and the Subatlantic [17]; this humidity is probably responsible for the onset of dune building along the Picardy coast. The base of the aeolian deposits at the shoreline is dated from Subatlantic and corresponds to the historical dunes.

Dune sands are fine but present some coarser layers, especially at the base of these historical dunes. Measurements by penetrometry and shearing resistance revealed their mechanical compaction by swash during storm surges, attesting a climatic degradation. The grain-size analysis showed that the basal unit (B) is globally finer and more regular than upper dune units (C–D). The setting of unit (B) occurred probably under low intensity storms (end of Dunkerkian-II transgression) and locally at Wissant footslope in interstratification with a first set of soil-derived colluviums (Merovingian land claiming).

Thereafter, the aeolian activity slowed down, followed by a long stabilization phase between 395 ± 135 and 890 ± 120 cal. AD (even if Saint-Frieux also records a dune sequence). Stabilization is marked by a well-developed palaeosoil (C) at Saint-Gabriel and by several peaty layers at Saint-Frieux and Hardelot (Fig. 2). At Wissant, this phase is recorded as a thick humic horizon, devoid of colluvial input. Locally, cattle trampling can be observed on the lower and upper boundaries of the palaeosoil. At Saint-Frieux and Saint-Gabriel, this stabilization surface induces a perched water table, which limits younger vertical deflation.

The middle units (D) of the historical dunes attest a strong reactivation, in relation with a period of enhanced storminess. In Picardy, this aeolian activity is marked by cross-stratifications. At Wissant, the on-

set of the climatic degradation is characterized by soil colluviums interstratified with dune sands. The top of the dunes (E) is reworked since about 1100 AD [23]. This is contemporary with Little Ice Age and with an increase in strength and storm frequency [11]. The dunes of northern France have a similar regional stratigraphic record as those of the Netherlands [8] and Belgium [1], despite some influence of local parameters. Also ^{14}C dating allows fair correlation and sedimentological analyses reveal similar characteristics (variations in grain size and carbonate content).

Today, dune preservation is relatively heterogeneous. Wind erosion is characterized by deflation scours, developed obliquely to the beach (Fig. 1b). Dunes are well preserved near the Canche's estuary (Saint-Gabriel) but present some deflation scours. The other dunes from the northern side (Saint-Frieux, Hardelot, Écault, Slack) are strongly eroded by several generations of deflation events. Three types of dune morphologies are observed: transverse, parabolic and longitudinal dunes. Today, Flemish dunes preserve a parabolic shape but those of the Picardy side described as parabolic [2], are evolving into longitudinal dunes, especially south of the Authie. The evolution from parabolic into longitudinal dunes attests a recent acceleration of the average wind speed, but also a starved sand supply (Fig. 1c), despite the increase in continental supply by soil erosion (SEM single grain analysis). A stronger sand starvation of the dune field is also generated by the sea-level rise [13] and enhanced storminess, resulting in erosion of the beach and dunes. The original transverse dunes have probably been transformed into parabolic dunes during the Little Ice Age and evolve presently into longitudinal dunes under the influence of recent climatic modifications, agricultural practices and sea-level rise.

To conclude, the dune stratigraphy in northern France is in agreement with the Belgium and Netherlands records [1,8]. Moreover, similar observations (increasing storminess) covering the same period have been performed along the Atlantic coast [5,20]. Most coastal dunes, from the Netherlands to the Picardy and also from the Atlantic coast, record (i) the recent climatic degradation connected with the Little Ice Age and (ii) a present-day shift in dynamics related with the *Global Warming*, associated with the regional rise of the sea-level.

1. Introduction

Le littoral du Nord de la France a enregistré la fin de la transgression holocène, sous contrôle de l'évolution du climat. Les massifs dunaires et l'évolution des côtes nord et picarde ont principalement été analysés d'un point de vue stratigraphique et chronologique [3, 12,16,17,19], rarement d'un point de vue paléoclimatique, comme l'ont fait Jelgersma et al. aux Pays-Bas [8–10].

Une analyse lithostratigraphique à haute résolution a été entreprise sur les affleurements du Nord de la côte picarde (actuellement très érodée) et complétée par des observations sur la côte du Calaisis. Nos résultats seront ensuite discutés dans le cadre ouest-européen.

2. Contexte de la zone d'étude

2.1. Les sites

Les sites étudiés sont constitués de tourbes d'estran, affleurant occasionnellement, surmontées de dunes plus ou moins préservées, interstratifiées de niveaux riches en matière organique. Ces cordons dunaires sont entaillés par plusieurs estuaires (Slack, Liane, Canche, Authie et Somme) (Fig. 1a).

Au nord, entre les caps rocheux du Blanc-Nez et du Gris-Nez, le massif dunaire de Wissant est appuyé localement à une paléofalaise probablement éémienne ou plus ancienne. Les strates reposent à l'ouest sur le substrat jurassique et sur des formations holocènes au centre de la baie [16].

Sur la façade ouest, un prisme sédimentaire holocène, puissant d'environ 25 m, est préservé sous les dunes [23]. Ces dunes littorales sont composées de plusieurs massifs dunaires :

- (1) les dunes de l'estuaire de la Slack ;
- (2) le massif d'Écault, au nord d'Hardelot, qui est fortement érodé ; au nord, au débouché de la vallée de la Warenne, les dunes sont plaquées contre une paléofalaise dans le Jurassique ;
- (3) les dunes de la baie de Canche, qui s'étendent d'Hardelot jusqu'à l'estuaire de la Canche (Hardelot, Saint-Frieux, Saint-Gabriel) ;
- (4) les dunes du Touquet–Merlimont–Berck, qui s'étendent depuis le Touquet jusqu'à l'estuaire de l'Authie ; elles ont été étudiées dès 1974 [12], puis en sondages par le BRGM [23].

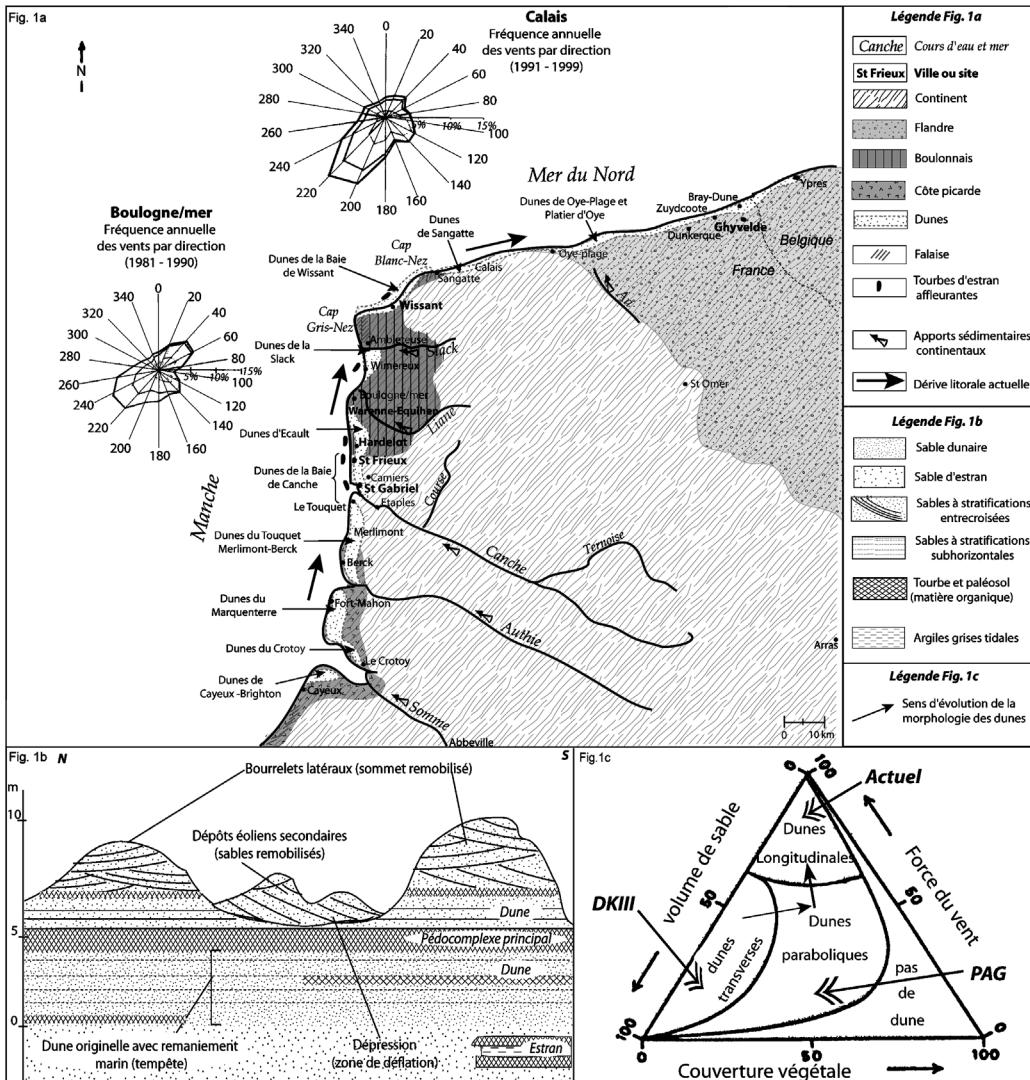


Fig. 1. (a) Carte de localisation avec les principales composantes dynamiques ; (b) schéma synthétique de la structure du cordon dunaire picard ; (c) relation morphologie dunaire–couverture végétale–volume de sable–force du vent (modifié d'après [7]).

Fig. 1. (a) Site locations; (b) geological sketch of Picardy dunes; (c) relation between dunes morphology, vegetation cover, sand supply and wind strength (after [7]).

Trois grandes générations de dunes sont représentées :

- (1) des dunes anciennes, telles que la dune fossile de Ghyvelde, estimées à 5000 ans [19] (Fig. 1a) ;
- (2) des massifs historiques, complexes, mais encore actifs, dominants le long de la côte picarde ;
- (3) des dunes en formation (réserve naturelle du platiel d'Oye – Fig. 1a).

Le second type de dunes, associé au Dunkerquien II et III (DKII, III), fait l'objet de cet article. Les autres types ont seulement fait l'objet d'observations complémentaires.

Les vents dominants sont de secteur ouest–sud-ouest. Sous l'action des marées et des tempêtes, le cordon dunaire principal a été fortement érodé. Cependant, certains secteurs (Saint-Gabriel, Saint-Frieux)

sont actuellement en aggradation dunaire [15], l'avant-dune se maintenant malgré les tempêtes récentes (observation de janvier 2005).

2.2. Contexte géologique et cadre dynamique : le détroit et son ouverture

Les secteurs étudiés correspondent à trois domaines géodynamiques différents : une plaine subsidente (la Flandre), une zone en soulèvement relatif (le Boulogne) et une plaine littorale faiblement subsidente (la côte picarde). Ces domaines sont calqués sur les structures paléozoïques profondes qui contrôlent encore aujourd'hui l'évolution littorale [14,22]. Lors de la remontée marine du début de l'Holocène, le niveau marin a atteint la côte actuelle vers 8000 BP [9] et a ensuite pénétré dans les vallées incisées lors de la dernière glaciation, parfois à plus de 30 km à l'intérieur des terres [6].

3. Matériel et méthodes

Les observations stratigraphiques de terrain ont été réalisées entre janvier 2002 et mars 2004. Des levés détaillés ont été effectués au 1/10° le long du littoral. Un échantillonnage des sables a été effectué tous les 10 cm sur les coupes de Saint-Frieux, Saint-Gabriel et Wissant. Les analyses granulométriques ont été réalisées au granulomètre laser Malvern Mastersizer 2000, sans traitement préalable. Les carbonates ont été analysés au calcimètre de Bernard. L'étude morphologique des massifs dunaires est basée sur des photographies aériennes (mai 2002 – photographies obliques) et sur les observations de terrain. Des identifications des bois de tourbières ont été réalisées sur des souches en place et des fragments flottés (définition du genre, mais pas de l'espèce). Les échantillons pour datation ^{14}C ont été prélevés dans les niveaux tourbeux et humifères présents au niveau de Saint-Frieux, ainsi que sur la plage et les dunes de Saint-Gabriel et de Wissant. Une concentration mécanique de la matière organique a été effectuée pour les paléosols. Les échantillons ont été datés chez Beta Analytic (Floride) et au GGA (Hanovre, Allemagne).

4. Morphologie des corps littoraux et dunaires à l'affleurement

Différentes morphologies de dunes sont visibles sur les cordons littoraux historiques : transverses, paraboliques et longitudinales. Ces dernières dérivent de l'accentuation de la force du vent, en association avec des couloirs de déflation orientés obliquement à la côte. Ces couloirs sont caractérisés par deux bourrelets latéraux réactionnels entourant une dépression de déflation (Fig. 1b).

À Wissant, le sommet des dunes est assez instable. La couverture végétale, discontinue, est éventrée par plusieurs couloirs de déflation au niveau de la pointe de Courte-Dune. Des sables marins grossiers datés de l'Atlantique constituent les premiers dépôts holocènes [16]. Les *dunes de la Slack* se retrouvent uniquement à proximité de l'estuaire avec un double couloir de déflation, actif, au sud du canal de la Slack. Les *dunes d'Écault*, au nord d'Hardelot, sont exposées plein vent ; elles présentent des couloirs à vents actifs et d'autres, plus internes, aujourd'hui stabilisés. Elles évoluent localement en dunes longitudinales. À Saint-Frieux, le massif est très exposé, avec plusieurs générations de couloirs de déflation. Certains, aujourd'hui réactivés, s'étendent vers l'intérieur des terres, remobilisant parfois les dunes jusqu'à leur base. Les *dunes de Saint-Gabriel*, bien préservées et localisées sous les vents de l'estuaire de la Canche, présentent d'anciens couloirs de déflation, mais aussi des amores actives.

5. Stratigraphie (Fig. 2)

Les unités utilisées pour ce paragraphe sont les unités stratigraphiques locales et le niveau zéro des logs correspond au zéro marin.

5.1. Wissant

Les unités d'estran comportent plusieurs séquences tourbeuses séparées par des argiles grises tidales (A). La tourbe supérieure est localement piétinée (ossement de petit bœuf néolithique des marais, *Bos taurus*) et présente des structures archéologiques (caillebotis). La séquence dunaire démarre en pied de versant, avec

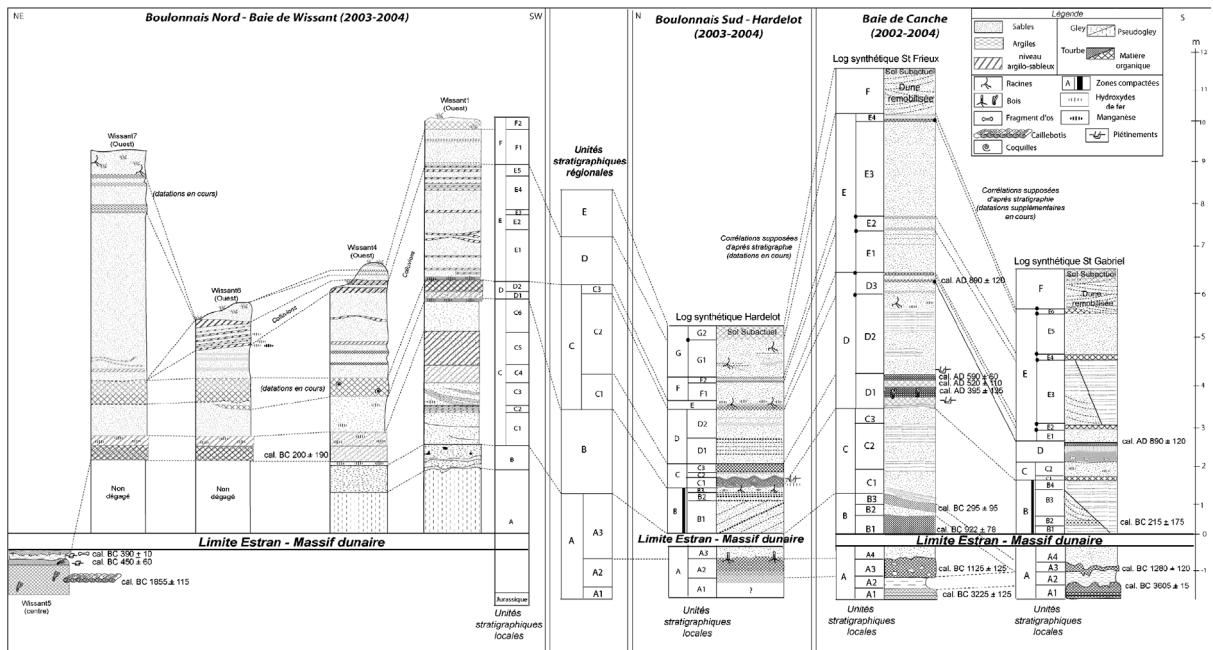


Fig. 2. Logs synthétiques et corrélations de la côte picarde.

Fig. 2. Stratigraphy and correlations of the Picardy coast.

un pseudogley reposant sur des limons flués du Weichsélien (B). La base du corps dunaire est composée de sables interstratifiés de niveaux limoneux (colluvions de versant), avec de nombreuses traces d'hydromorphie (C). Le paléosol principal (D) se caractérise ici par des limons argilo-sableux, évoluant en sables purs gleyifiés légèrement humifères, plus loin du versant, puis à un pseudogley humifère sableux en position de marais. L'unité E se compose de sables interstratifiés de plusieurs niveaux limoneux, en pied de versant (colluvions), relayés vers l'est par des sols humifères. Ils disparaissent en zone centrale de la baie, où l'attaque éolienne est très active. Le sommet des dunes (F) est composé de sables interstratifiés localement de sols humifères.

5.2. Hardelot

La tourbe continentale supérieure d'estran est préservée (A2). La base du massif dunaire se caractérise par des sables beiges à litages obliques, localement compactés et perturbés. Ces sables passent ensuite à des sables à litages subhorizontaux, puis à un petit horizon gleyifié à traces de racines (B3). À ces unités

succède une vase, piétinée et imprégnée d'hydroxydes de fer (unité C1). Elle est surmontée de sables éoliens (C2), puis d'une tourbe (C3) (unité C/pédocomplexe principal). Les unités intermédiaires D sont constituées de sables beiges localement litées et sont limitées par un nouvel horizon humifère, à fragments racinaires et traces d'oxydation (E). Enfin, les unités supérieures sont composées de sables beiges interstratifiés de deux horizons humifères peu marqués (F2), auxquels succèdent des sables beiges à passées humifères diffuses.

5.3. Saint-Frieux

Les tourbes d'estran sont constituées de deux tourbes continentales (A1 litée et A3 massive), séparées par des argiles grises laminées (A2). Ces tourbes sont fortement érodées par les courants tidaux actuels. Leur surface supérieure est piétinée (bovidés) ou exploitée. À la base du massif dunaire, deux tourbes distinctes correspondent à deux paléo-pannes successives (B). La tourbe supérieure souligne une dépression plane, dont la partie centrale est compactée (tourbes) passant, sur les bords, à un sol humifère avec apports éoliens. À ces unités succèdent des sables plus ou

moins lités (C), interstratifiés localement d'horizons humifères. Le pédocomplexe principal (D) est présent sous la forme de niveaux tourbeux (D1), à nombreuses variations latérales et verticales de faciès : sa base, litiée et localement piétinée passe, au sud, à une tourbe grise à niveaux carbonatés lacustres (charophytes, limnées). Le sommet de la tourbe se caractérise par une accumulation de débris ligneux flottés et supporte une nappe perchée. Ces niveaux tourbeux sont surmontés de sables localement stratifiés (D2), auxquels succèdent de minces horizons humifères (D3). Enfin, la partie supérieure du massif dunaire (E) est composée de sables plus ou moins lités, avec de petits horizons humifères. Le sommet (F) correspond à la dune remobilisée.

5.4. Saint-Gabriel

Les deux tourbes continentales (A1 et A3) sont préservées et piétinées (surtout des traces de bovidés). Elles sont séparées par des argiles grises tidales (A2). Le massif dunaire se caractérise à la base par des sables d'estran et dunaires interstratifiés, localement compactés (B), plus ou moins lités selon les affleurements et entrecoupés d'horizons humifères fins et discontinus. Cette unité est altérée par un paléosol bien différencié (unité D/paléosol principal), auquel succèdent des sables dunaires à litage subhorizontal (E1), puis légèrement oblique (E3), séparés par un horizon humifère (E2). Le sommet de l'unité E est caractérisé par des sables massifs (E5) et une pédogenèse humifère au sud se subdivisant en trois petits horizons au nord (E6). Enfin, la partie supérieure de la dune (F) est constituée de sables à stratifications entrecroisées.

6. Résultats analytiques

Les massifs dunaires sont généralement considérés comme homogènes [12,23]. Nos observations montrent que les sables des unités inférieures paraissent localement plus grossiers et compactés (unités régionales B). Les unités utilisées pour ce paragraphe correspondent aux unités régionales.

Les fractions granulométriques principales sont les sables moyens (250–500 µm) et fins (125–250 µm). Trois ensembles granulométriques se distinguent pour

les massifs dunaires de la côte picarde, séparés globalement par le « pédocomplexe principal » ou les horizons humifères. La base des massifs dunaires (unité B) présente une granulométrie plus fine que celle des unités supérieures (moyenne à 245 µm), mais plus variable (pics à 270 et 280 µm). Les granulométries grossières correspondent aux zones compactées. L'unité intermédiaire D présente une granulométrie grossière (moyenne à 281 µm), extrêmement variable (254 à 315 µm). Les horizons humifères ont une signature plus fine, caractéristique de la stabilisation végétale. Enfin, l'unité supérieure (E) est caractérisée par une granulométrie grossière (moyenne à 267 µm) et hétérogène (253 à 323 µm). A Wissant, trois ensembles granulométriques analogues peuvent être définis (en dehors des apports colluviaux limoneux).

Les teneurs en carbonates sont relativement faibles dans l'ensemble des échantillons (de 0 à 8%). Le pédocomplexe principal (sauf les tourbes) est généralement décarbonaté. Les pics carbonatés mettent en évidence des horizons riches en débris bioclastiques fins (coquilles brisées, microorganismes) entrecoupés de périodes de lessivage avec reprécipitation des carbonates.

Les analyses au MEB (échantillons de Saint-Frieux et de Saint-Gabriel prélevés dans les principales unités sableuses), montrent deux populations de grains correspondant à des provenances distinctes de sables : des grains arrondis d'origine marine et des grains anguleux d'origine fluviatile dont les proportions augmentent au sommet des coupes. Vinchon et al. ont fait le même type d'observations à Merlimont [23].

7. Corrélations sur la côte picarde (Fig. 2)

Les levés stratigraphiques et les datations ¹⁴C permettent de reconstituer l'évolution du massif dunaire depuis Wissant jusqu'à la baie de Canche, malgré des variations locales de faciès dues à des topographies et des expositions au vent différentes. Plusieurs phases de construction ont ainsi pu être définies :

- les tourbes (unité régionale A). Les essences identifiées sont toutes des végétaux mésophiles, voire hygrophiles pour certaines (saules, aulnes) et attestent aussi la présence d'une ripisilve à Hardelot. Ces unités sont fini-Subboréal, début Subatlantique (1125 à 295 BC environ) ;

- la formation des dunes « historiques », qui débute à la chute de l’Empire romain – unité régionale B ($< 395 \pm 135$ AD) ;
- le « pédocomplexe principal » (unité régionale C), correspondant à une période de temps calme malgré une petite incursion dunaire enregistrée à Saint-Frieux, due à une activité éolienne accrue (unité locale C2 ; entre 395 et 890 AD environ) ;
- les dunes récentes (unité régionale D : postérieure à 890 AD environ) ;
- les dunes récentes remobilisées (unité régionale E).

8. Discussion

8.1. Évolution ancienne des massifs dunaires et corrélations stratigraphiques en Europe du Nord-Ouest

Les massifs dunaires des Pays-Bas sont constitués de sables dunaires entrecoupés de tourbes, de sols et d’horizons coquilliers [8]. Leur stratigraphie est analogue à celle des massifs picards. Les datations au ^{14}C montrent des dépôts de tourbes et de sols synchrones pour la plupart des dunes côtières néerlandaises et, a priori, synchrones de ceux des côtes picardes (datations néerlandaises non calibrées) [8–10]. Les massifs néerlandais montrent des fluctuations granulométriques et calcimétriques contrôlées par la dynamique éolienne [9]. Ceux de Saint-Gabriel et de Saint-Frieux présentent des conditions de dépôt globalement similaires. Les unités stratigraphiques utilisées correspondent aux unités définies régionalement, sauf mention contraire (UL).

La base observable de la série littorale (A) débute vers 3400 cal. BC (Atlantique). La première tourbière d’eau douce (A3 – marais tourbeux avec ripisilve) s’est formée en arrière d’un premier cordon dunaire localisé plus au large. Cet ancien cordon se serait formé de manière contemporaine aux dunes fossiles de Ghyvelde et aurait fonctionné jusqu’aux alentours de 295 cal. BC (durant le Subboréal et le début du Subatlantique). D’après les études palynologiques [17], la transition entre le Subboréal et le Subatlantique se situerait entre la tourbe inférieure d’estrangement (A1) et la tourbe supérieure d’estrangement et de base (A3), donc pendant une phase transgressive qui peut être assimilée au DKI. Cette transition serait marquée par l’appari-

tion de *Fagus*, caractéristique d’un contexte plus frais et plus humide (remontée des nappes).

La base des massifs dunaires sensu stricto (B) correspond aux dunes historiques (subatlantiques). Elle a une granulométrie globalement fine et régulière, même si elle est entrecoupée de niveaux compactés à granulométrie plus grossière, qui correspondent à des niveaux de plage tassés par des déferlements de tempête (surcotes). Elle se serait déposée lors de la dégradation modérée du climat entre l’époque gallo-romaine et celle des Mérovingiens (antérieure à 395 ± 135 AD).

Ensuite, l’activité éolienne s’est calmée, pour laisser place à une longue phase de stabilisation (C) couvrant le haut Moyen Âge (395 ± 135 AD jusque vers 890 ± 120 AD). La dune de Saint-Frieux enregistre, en raison de son exposition au large, une modeste remobilisation dunaire intermédiaire (UL D2) entrecoupée d’une petite phase de stabilisation (UL D3 ; 890 ± 120 AD).

L’unité D marque le retour à une activité éolienne plus puissante (fluctuations granulométriques importantes), probablement en relation avec des tempêtes plus violentes. L’érosion des sols (colluvions intra-dunaires à Wissant), confirme cette dégradation climatique, et surtout, le défrichement contemporain de l’installation des Mérovingiens. Les niveaux humifères les plus récents ont été datés de 1120 ± 40 AD à Berck/Merlimont [23] et de 1230 ± 55 AD à Saint-Gabriel [17], marquant ainsi une dernière période de stabilisation. La remobilisation ultérieure est donc contemporaine du petit âge glaciaire (PAG). Les données historiques disponibles sur la Slack attestent une activité dunaire accrue au XVII^e siècle, avec construction du cordon dunaire actuel [21].

8.2. Évolution récente : une modification de la dynamique éolienne

Les dunes du Calaisis et de la côte belge conservent une morphologie parabolique, en raison de leur obliquité par rapport aux vents dominants. Nos observations montrent que les massifs picards décrits à « *dunes paraboliques* » [2] évoluent actuellement en dunes longitudinales. Le massif dunaire de Saint-Gabriel est en début de remobilisation, celui de Saint-Frieux est beaucoup plus attaqué. Ceux d’Écault et de la Slack présentent des couloirs de déflation très ac-

tifs (formés lors des tempêtes de secteur sud-ouest), beaucoup plus dynamiques que pour les autres massifs. Leur organisation évolue en véritables champs de dunes allongées s'apparentant, de par leur morphologie, à des dunes longitudinales.

L'étude morphodynamique des massifs dunaires permet de déterminer l'impact ancien de l'activité éolienne. Les dunes transverses se forment sous une activité éolienne modérée et régulière. Les dunes paraboliques, en partie végétalisées et stabilisées, se développent généralement lors d'une période de stabilisation du niveau marin, avec des apports décroissants en sable (Orme 1988 in [18]). Sur la côte picarde, ces dunes se sont probablement formées lors d'une période de stabilisation du niveau marin, avec une activité éolienne légèrement plus importante que pour les dunes transverses et un climat plus humide (propice à la végétalisation des dunes et à la fixation du sable) [15]. Les dunes longitudinales, contrairement aux dunes transverses, se forment sous des vents irréguliers, puissants et violents [7]. Elles dérivent de l'accentuation d'un système de couloir de déflation oblique par rapport à l'estran [15].

L'évolution actuelle des dunes paraboliques en dunes longitudinales témoigne de l'accélération récente des vents, avec des apports restreints en sable liés au relèvement actuel du niveau marin (Fig. 1c), ceci en dépit de l'exagération des apports de crue (MEB). Cette réactivation des tempêtes est également exprimée par de fortes variations granulométriques dans l'unité F (remobilisation dunaire). D'après leur report dans le diagramme de Sundborg [4], les dépôts attestent des vents plus violents (environ 120 km h^{-1} au lieu de 80) pour le remaniement de la partie supérieure du massif dunaire. Ces vents accélèrent également le transit littoral et l'érosion du pied de dune. Les dunes non alimentées évoluent donc par érosion et s'étirent sous le vent (Fig. 1c).

Ainsi, les dunes de la fin de l'époque romaine, originellement transverses, se sont probablement étirées à partir de 1600 AD (PAG) [21] lors de l'augmentation de la fréquence et de la force des tempêtes [11], puis se sont stabilisées en dunes paraboliques, à la fin du PAG (série de sols humifères, Wissant). Elles continuent aujourd'hui leur métamorphose en dunes longitudinales, du fait des modifications conjointes du climat, des pratiques agricoles et du relèvement du niveau marin [13].

9. Conclusion

Plusieurs générations de cordons dunaires se sont succédé sur le littoral picard. Un premier cordon dunaire, aujourd'hui disparu, mais fonctionnel entre 3400 BC et 300 AD environ, a permis la préservation de plusieurs générations de tourbes, entrecoupées d'une incursion marine. Les dunes préservées se sont principalement formées au Subatlantique, lors des dégradations climatiques contemporaines des grandes invasions, du Moyen Âge et du petit âge glaciaire (PAG). Elles sont entrecoupées d'une longue phase de stabilisation (395 à 890 AD environ), enregistrée sur tout le littoral.

Le littoral picard se caractérise par une remobilisation récente des dunes. Les dunes initialement transverses évoluent en dunes longitudinales en ce début de XXI^e siècle, en relation avec une recrudescence des tempêtes (donc du transit et de l'érosion) et la remontée actuelle du niveau marin [13].

Le système dunaire du Nord de la France présente un enregistrement analogue à celui rencontré aux Pays-Bas [8,10] et en Belgique [1], avec deux systèmes dunaires principaux. Des évolutions analogues existent dans d'autres régions, notamment sur la côte aquitaine, où la formation de la deuxième génération de dune est consécutive à un accroissement des tempêtes nord-atlantiques en relation avec le PAG [5,20].

Les modifications conséquentes du paysage côtier peuvent donc être reliées à des fluctuations climatiques importantes. Ainsi, les phénomènes enregistrés sont une réponse régionale à un contrôle climatique global.

Remerciements

Nous remercions EDEN 62, qui a financé les premières datations, ainsi que M. Patrick Auguste (paléontologie animale, USTL).

Références

- [1] C. Baeteman, W. De Gans, Quaternary shorelines in Belgium and the Netherlands (The Western Belgian coastal dunes), In-

- ternational Union for Quaternary Research (INQUA), Subcommission on shoreline in Europe, 1993, 80 p.
- [2] Y. Battiau-Queney, J. Fauchois, P. Deboudt, P. Lanoy-Ratet, Beach-dune systems in a macrotidal environment along the northern French coast (English Channel and southern North Sea), *J. Coast. Res.* (2000) 580–592.
- [3] A. Briquet, *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique*, Armand Colin, Paris, 1930.
- [4] R.J. Chorley, S.A. Schumm, D.E. Sudgen, *Geomorphology*, Methuen & Co. Ltd, London, 1984.
- [5] M. Clarke, H. Rendell, J.-P. Tastet, B. Clavé, L. Massé, Late-Holocene sand invasion and North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France, *The Holocene* 12 (2) (2002) 231–238.
- [6] E. Gandouin, Enregistrement paléoclimatique de la transgression holocène ; signature paléoenvironnementale des Chironomidae (diptères) du bassin de Saint-Omer (France), thèse, université Lille-1, 2003.
- [7] J.T. Hack, Dunes of the western Navajo country, *Geogr. Rev.* 31 (1941) 260, fig. 19.
- [8] S. Jelgersma, J.F. Van der Valk, An outline of geological history of the coastal dunes in the western Netherlands, *Geol. Mijnbouw* 48 (1969) 335–342.
- [9] S. Jelgersma, Sea-level changes in the North Sea basin, in : E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm, A.J. Wiggers (Eds.), *The Quaternary History of the North Sea*, *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingenteseimum Celebrantis* 2, 1979, pp. 233–248.
- [10] S. Jelgersma, M.J.F. Stive, L. Van der Valk, Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands, *Mar. Geol.* 125 (1995) 95–110.
- [11] H.H. Lamb, Some studies of Little Ice Age of recent centuries and its great storms, in : N.A. Mörner, W. Karlén (Ed.), *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*, 1984, pp. 309–329.
- [12] J. Le Fournier, La sédimentation holocène en bordure du littoral picard et sa signification dynamique, *Bull. Centre de recherche de Pau SNPA* (1974) 327–349.
- [13] E.W. Leuliette, R.S. Nerem, G.T. Mitchum, Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level, *Mar. Geod.* 27 (1–2) (2004) 79–94, <http://sealevel.colorado.edu/documents.html>.
- [14] J.L. Mansy, G.M. Manby, O. Averbach, M. Everaerts, F. Bergerat, B. Van Vliet-Lanoë, J. Lamarche, S. Vandycke, Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation, *Tectonophysics* 373 (2003) 161–179.
- [15] M. Meurisse, B. van Vliet-Lanoë, Évolution du littoral picard durant l'Holocène, *Sucellus* 55 (2004) 17–31.
- [16] R. Mortier, M. Boels, Histoire de la plaine maritime de Wissant (Pas-de-Calais) depuis le début de l'Holocène, *Ann. Soc. géol. Nord* 101 (1982) 17–22.
- [17] A.-V. Munaut, E. Gilot, Recherches palynologiques et datations ¹⁴C dans les régions côtières du Nord de la France. Phases transgressives et stabilisations dunaires flandriennes dans l'estuaire de la Canche (Pas-de-Calais), *Bull. AFEQ* 52 (3) (1977) 17–25.
- [18] N.I. Pontee, J.-P. Tastet, L. Masse, Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France, *Oceanol. Acta* 21 (2) (1998) 243–260.
- [19] J. Sommè, Les plaines du Nord de la France et leur bordure, étude géomorphologique, H. Champion (Lib.) ou à l'atelier de reproduction des thèses, université Lille-3, 1977.
- [20] J.-P. Tastet, N.I. Pontee, Morpho-chronology of coastal dunes in Médoc. A new interpretation of Holocene dunes in Southwestern France, *Geomorphology* 25 (1998) 93–109.
- [21] B. Van Vliet-Lanoë, A. Loriette, A. Trentesaux, M. Meurisse, L. Paulet, S. Souillart, Evolution du bassin de la Slak et de son exutoire, en relation avec la dynamique littorale, rapport d'étude commandité par le SAGE boulonnais, 2002.
- [22] B. Van Vliet-Lanoë, J.-L. Mansy, J.-P. Henriet, M. Laurent, J.-P. Vidier, Une inversion Cénozoïque par étapes : le pas de Calais, *Bull. Soc. géol. France* 2 (2004) 83–103.
- [23] C. Vinchon, J.-C. Gourry, G. Farjanel, D. Hervieux, B. Van Vliet-Lanoë, C. Baeteman, Évolution géologique du système côtier picard entre Berck et Merlimont au Quaternaire, ONF & BRGM, 2000.