

L'APPORT DES OPERATIONS ARCHEOLOGIQUES A LA CONNAISSANCE DU PLEISTOCENE REGIONAL : EXEMPLE DES FONDS DE VALLEES DU BASSIN FRANÇAIS DE L'ESCAUT

*The contribution of archaeological operations to the knowledge of the regional Pleistocene: the
example of the valley bottoms of the French catchment of the Scheldt river*

par Laurent DESCHODT (*)

Résumé. – De nombreuses observations stratigraphiques et paléoenvironnementales recueillies dans les fonds de vallées du nord de la France, en particulier en contexte d'archéologie préventive, autorisent une synthèse sur le bassin français de l'Escaut. Des enregistrements sédimentaires sont recensés au moins depuis le Saalien sous forme de nappes graveleuses, de dépôts de l'Eemien ou du Début Glaciaire weichselien à faible profondeur, d'emboîtements de nappes alluviales profondes dans la terminaison française de la « vallée flamande ». La bonne représentation des deux derniers cycles contraste avec le faible enregistrement des périodes précédentes du Pléistocène. Le fait peut être expliqué par un bilan tectonique quaternaire proche de la neutralité et par une accélération de la morphogenèse de la vallée flamande depuis la fin du Saalien. Le système morpho-sédimentaire du bas pays est marqué par l'héritage prépondérant de la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien. Après une phase hydrologique extensive et érosive, le réseau se contracte vers 22 000 ans et un dépôt fluvio-éolien, voire purement éolien (dunes, mais surtout épandage loessique) exhausse les fonds de vallée. Le réseau hydrographique du Tardiglaciaire et de l'Holocène s'inscrit dans cet héritage morphologique. Des enregistrements sédimentaires variés permettent de préciser l'évolution paléoclimatique au Tardiglaciaire et de mettre en évidence des crises hydrologiques intra-holocènes.

Abstract. – Numerous stratigraphic and palaeoenvironmental observations collected in the north of France, especially in a rescue archaeology context, allow a synthesis in the French Scheldt catchment. Sedimentary records are identified at least since the Saalian in gravel layers, in shallow Eemian or Weichselian Early Glacial deposits, in deep nested alluvial sheets in the French termination of the « Flemish Valley ». The good representation of the last two cycles contrasts with the faint of all the previous periods of the Pleistocene. The fact can be explained by a Quaternary tectonic balance close to neutral and an acceleration of the morphogenesis of the Flemish Valley since the late Saalian. The morpho-sedimentary system of the low country is marked by the Weichselian Upper Pleniglacial major inheritance. After an extensive and erosive hydrological phase, network shrinks about 22,000 years ago and fluvio-aeolian deposit or even purely aeolian (dunes but mostly loess cover) raise the valley bottoms. The hydrographic network of the Late Glacial and Holocene is part of this morphological inheritance. Various sedimentary records allow to specify the palaeoclimatic evolution during Late Glacial and highlight intra-Holocene hydrological crisis.

Mots clés. – Escaut, fonds de vallée, stratigraphie quaternaire, sédiment fluvial, sédiment éolien.

Key words. – Scheldt river, valley bottoms, Quaternary stratigraphy, fluvial sediment, aeolian sediment.

Note préliminaire. — Concernant les mots Weichselien/weichselien et Eemien/eemien, la question de leur orthographe s'est souvent posée. Pour des raisons d'euphonie, on attendrait Weichsélien et Eémien (voire Éemien). Cependant, à l'instar de Jean Sommé, nous privilégions l'orthographe la plus proche de l'orthographe du stratotype, c'est à dire Weichsel et Eem sans accent. C'est ce qui est maintenant le plus usité dans la revue *Quaternaire*.

I. — INTRODUCTION

Le bassin français de l'Escaut est composé d'un haut pays (plateaux crayeux) et d'un bas pays (plaines basses et collines de sables et d'argiles). Il est caractérisé par l'absence de cours d'eau d'importance et, dans le bas pays, par une couverture sédimentaire quaternaire continue et des pentes faibles (Fig. 1). Système morpho-sédimentaire, taille limitée des cours d'eau, appartenance à la zone loessique : autant de paramètres qui font du bas pays une région particulièrement favorable aux

enregistrements du Pléistocène et de l'Holocène en fond de vallée. Pourtant, malgré des premières observations précoces (Ladrière, 1881) et quelques travaux qui illustrent tout le potentiel de la région, tels Warneton (Paepé & Vanhoorne, 1967) ou Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé *et al.*, 1996), les fonds de vallée du bassin de l'Escaut n'ont que peu profité du renouveau des recherches sur le Quaternaire, comme a pu le remarquer Jean Sommé dans un inventaire des unités lithostratigraphiques quaternaires régionales (Sommé, 2013).

(*) INRAP, 11 rue des Champs, 59650 Villeneuve-d'Ascq et UMR 8591 du CNRS, Laboratoire de Géographie Physique : Environnements Quaternaires et Actuels; laurent.deschodt@inrap.fr

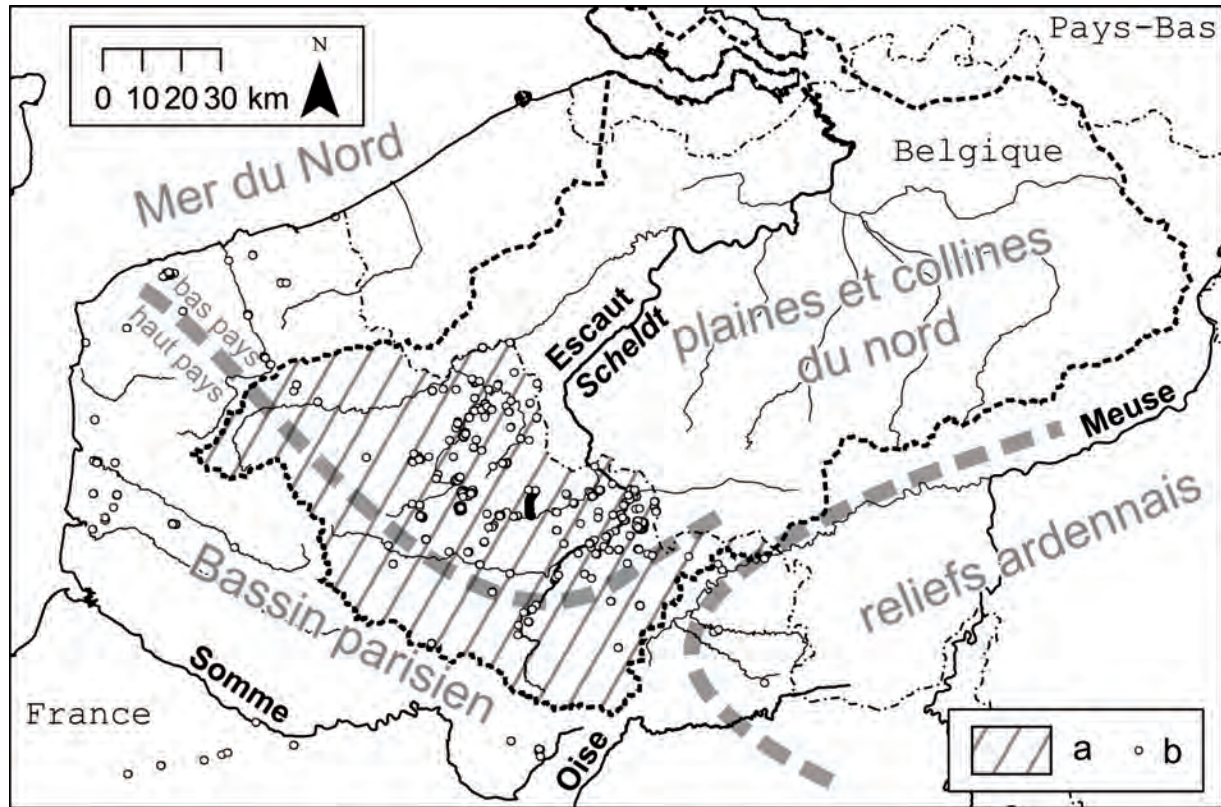
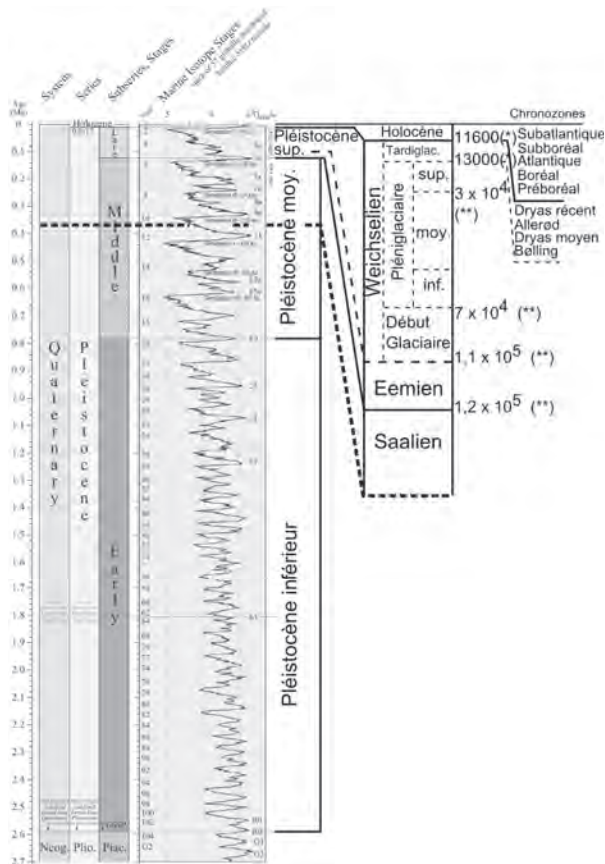


Fig. 1. – Le bassin français de l’Escaut. Légendes : a – le bassin français, b – observation personnelle.

Fig. 1. – The French catchment of the Scheldt river. Captions: a – the French catchment, b – personal observation.



Une thèse a été récemment soutenue sur la chronostratigraphie et les paléoenvironnements des fonds de vallées du bassin français de l’Escaut principalement à partir de données issues de l’archéologie préventive (Deschodt, 2014). À côté de levés détaillés et d’études paléoenvironnementales acquies sur des chantiers de fouille archéologique, une meilleure connaissance des formations de fond de vallées est alimentée par un semis d’observations récolté sur des opérations courtes de diagnostic archéologique, en général sous la forme de puits effectués à la pelle mécanique (plus de 1 400 sur la zone considérée). Ces données sont éventuellement complétées par des dépouillements de sondages géotechniques. À l’issue du travail, l’héritage du Pléni-glaciaire supérieur weichselien apparaît prépondérant et les dépôts quaternaires des fonds de vallée peuvent être divisés en trois grands groupes : les dépôts du Pléni-glaciaire supérieur weichselien, les dépôts antérieurs, les dépôts postérieurs (Fig. 2).

Fig. 2. – Cadre chronostratigraphique : indication du cadre chronostratigraphique employé avec un extrait de la charte stratigraphique de Cohen & Gibbard (2011). Age approximatif des limites d’unités : (*) d’après Stuiver *et al.* (1995) et Taylor *et al.* (1997), (**) d’après Imbrie *et al.*, (1984) et Antoine *et al.* (1998).

Fig. 2. – Chronostratigraphic setting - display of the used chronostratigraphic setting with an extract of the stratigraphic chart after Cohen & Gibbard (2011). Approximate age of the used limits : (*) after Stuiver *et al.* (1995), Taylor *et al.* (1997), (**) after Imbrie *et al.* (1984), Antoine *et al.* (1998).

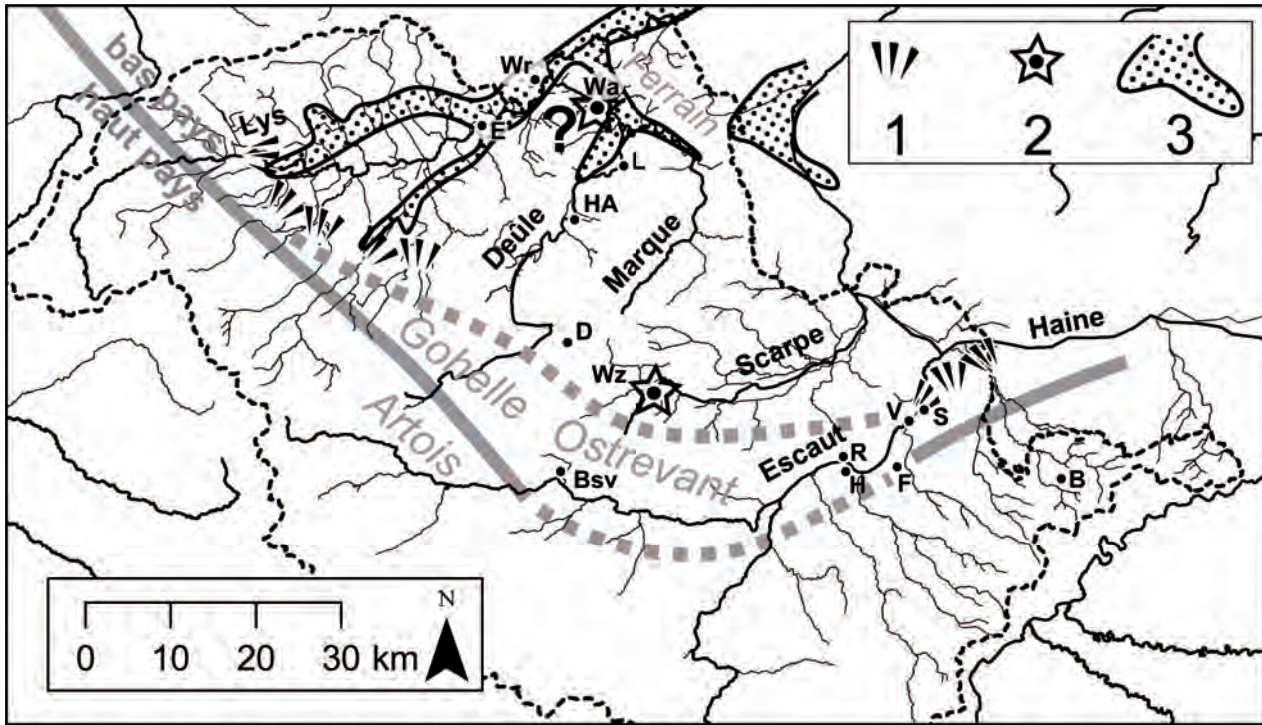


Fig. 3. – Les trois catégories de dépôts antérieurs au Weichselien conservés en fond de vallée dans le bassin français de l’Escaut et localisation des toponymes cités. Légendes : 1 – emboîtements de nappes graveleuses à la bordure du haut pays : bord sud de la plaine de la Lys et plaine de confluence Escaut-Haine ; 2 – témoin isolé de nappes eemiennes à faible profondeur : Waziers (attesté) et Wambrechies (supposé) ; 3 – nappes alluviales saaliennes et eemiennes profondes emboîtées : terminaison de la vallée flamande (Lys, Deûle-Marque aval, Escaut à l’est du Ferrain). Localités : B = Bavay ; Bsv = Biache-Saint-Vaast ; D = Dourges ; E = Erquinghem-sur-la-Lys ; F = Famars ; H = Haulchain ; HA = Houplin-Ancoisne ; L = Lille ; R = Rouvignies ; S = Saint-Saulve ; V = Valenciennes ; Wa = Wambrechies ; Wr = Warneton ; Wz = Waziers.

Fig. 3. – The three categories of deposits anterior to Weichselian preserved in the valley bottoms of the French catchment of the Scheldt river and location of the used toponyms. Captions: 1 – interbedded coarse layers in the high country border : Leie river plain southern part and Scheldt-Haine river confluence plain ; 2 – isolated indication of Eemian deposits at shallow depth : Waziers (attested) and Wambrechies (supposed) ; 3 – deep interbedded Saalian and Eemian alluvial layers on the Flemish valley bottom: Leie river plain, lower Deûle Marque rivers and the Scheldt river valley east of Ferrain. Localities: B = Bavay; Bsv = Biache-Saint-Vaast; D = Dourges; E = Erquinghem-sur-la-Lys; F = Famars; H = Haulchain; HA = Houplin-Ancoisne; L = Lille; R = Rouvignies; S = Saint-Saulve ;V = Valenciennes ;Wa = Wambrechies; Wr = Warneton; Wz = Waziers

II. — LES DÉPÔTS ANTÉRIEURS AU PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR

1) Les dépôts antérieurs au Weichselien : nature et répartition

Seul le bas pays présente une conservation de dépôts antérieurs au Weichselien dans le fond de vallée. Il peut s’agir (Fig. 3) :

— de nappes graveleuses déposées en piedmont du haut pays ; ces nappes ne sont pas datées, toutefois une partie d’entre elles est probablement ancienne, associée à la morphogenèse régionale et à la différenciation haut et bas pays. Elles correspondent aux systèmes de terrasses présents en amont dans le haut pays (en particulier ceux de l’Aa et de la Lys). Un équivalent méconnu existe dans le cas de la plaine de confluence Escaut-Haine.

— de dépôts eemiens isolés conservés à faible profondeur ; à ce jour, seul le site de Waziers « Bas Terroir » dans la plaine de la Scarpe est attesté (Antoine *et al.*, 2013 ; Lochet *et al.*, 2014). Il s’agit d’un comblement interglaciaire de chenal, avec dépôts alluviaux organiques, du bois, des restes de

faune et quelques éléments témoins d’une présence humaine en position primaire. D’autres dépôts eemiens sont susceptibles d’être conservés à Wambrechies, au « fort du Vert-Galant » anciennement décrit par Ladrière (1883, 1885). La conservation de ces témoins a été favorisée par un contexte de très larges plaines occupées par des cours d’eau de gabarit réduit.

— de nappes emboîtées dans la terminaison française de la vallée flamande ; des dépôts fluviatiles du Saalien et de l’Eemien sont présents à une vingtaine de mètres de profondeur dans la plaine de la Lys et dans la partie aval de la Deûle et de la Marque. La présence de l’Eemien est en particulier attestée vers la cote zéro à Erquinghem-sur-la-Lys (Sommé *et al.*, 1996). Ces dépôts participent au comblement de la « vallée flamande », en continuité avec la partie aval belge. Les deux derniers cycles glaciaires sont enregistrés sur environ 25 m d’épaisseur sous la forme d’un emboîtement de nappes alluviales et d’une interstratification de couvertures éoliennes (deuxième partie du Saalien et Weichselien) (Fig. 4).

Dans le bassin de l’Escaut, ces trois types de gisements en fond de vallées s’ajoutent à la nappe alluviale étagée de Biache-Saint-Vaast sur la bordure du haut pays (Tuffreau *et al.*, 1988).

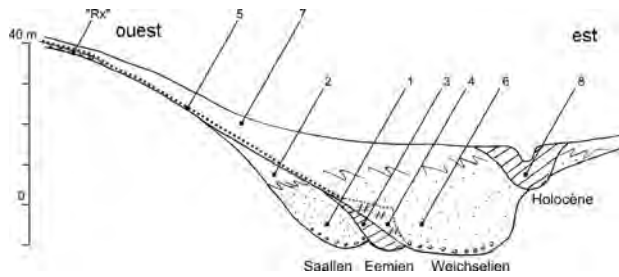


Fig. 4. – Transect théorique de la terminaison française de la vallée flamande ; échelle non respectée, chimère associant les données de la plaine de la Lys et de la Deûle en aval de Lille. Légendes : Rx – « formations résiduelles à silex », Pléistocène inférieur et Pléistocène moyen ancien ; 1 – sable fluvial (Saalien) ; 2 – limon sableux éolien (Saalien) ; 3 – limon, sable fluvial et dépôts organiques (Eemien) ; 4 – limon, sable fluvial et dépôts organiques (Début Glaciaire weichselien) ; 5 – érosion fluviale sur versant (Pléniglaciaire weichselien) ; 6 – sable fluvial (Pléniglaciaire weichselien) ; 7 – limon éolien (Pléniglaciaire weichselien) ; 8 – limon, sable fluvial et dépôts organiques (Tardiglaciaire weichselien et Holocène).

Fig. 4. – Hypothetical cross-section of the French end of the Flemish valley ; not to scale, chimera from association of data of the Leie river plain and Deûle river valley in Lille. Captions : Rx – residual formations with flints, Lower Pleistocene and Early Middle Pleistocene ; 1 – fluvial sand (Saalian) ; 2 – aeolian sandysilt (Saalian) ; 3 – fluvial silt, sand and organic deposits (Eemian) ; 4 – fluvial silt, sand and organic deposits (Weichselian Early Glacial) ; 5 – fluvial erosion on slope (Weichelian Pleniglacial) ; 6 – fluvial sand (Weichselian Pleniglacial) ; 7 – aeolian silt (Weichselian Pleniglacial) ; 8 – fluvial silt, sand and organic deposits (Weichselian Late Glacial and Holocene).

2) Les dépôts du Pléistocène moyen : une information sur le bilan tectonique quaternaire

Dans le bas pays, les témoins quaternaires les plus anciens sont représentés par quelques dépôts résiduels présents à une altitude modérée (70 ou 40 m) sur les interfluvés. Ils témoignent d'écoulements pléistocènes anciens provenant de l'Artois et dirigés vers le nord, dans la logique d'un retrait de la ligne de cote paléogène. La parcimonie des dépôts anciens contraste avec ceux des deux derniers cycles (Saalien, Eemien, Weichselien) qui sont bien conservés au moins dans la vallée flamande. Le Weichselien y est même particulièrement représenté (Fig. 4).

Entre ces deux pôles, les témoins sont absents. Le fait s'explique en partie par la nature du substrat (sous-représentation des roches dures, mobilité des cours d'eau sur sable, non-conservation sur la longue distance ou le long terme des cailloutis de craie) et les problèmes de reconnaissance. La bonne représentation des deux derniers cycles est d'autant plus remarquable. Nous pouvons en tirer quelques informations sur l'évolution tectonique de la zone. Les deux cycles enregistrés sur une vingtaine de mètres d'épaisseur dans la terminaison française de la vallée flamande sont à comparer avec les étagements et emboîtements de nappes des régions voisines. L'âge et l'épaisseur des dépôts de la zone étudiée semblent dérisoires par rapport aux 300 mètres accumulés aux Pays-Bas au cours du Quaternaire en lien avec un système de graben actif (Ziegler, 1994 ; Zagwijn, 1974, 1989 ; Geluk *et al.*, 1994 ; Van den Berg, 1994 ; Houtgast & Van Balen, 2000). L'enregistrement est également bien peu développé par rapport à la dizaine de cycles enregistrés sous forme de nappes étagées en contexte surrectif dans les vallées du Bassin parisien (Antoine *et al.*, 2000a ; Chaussé *et al.*, 2004) ou encore les nombreuses terrasses

de la Meuse à l'est de Maastricht qui couvrent une grande partie du Quaternaire (Van den Berg, 1994). Les enregistrements sédimentaires du Pléistocène moyen suggèrent un bilan tectonique proche de la stabilité à l'échelle du Quaternaire, ce qui ne préjuge ni de la prépondérance de la structure sur le relief ni de possibles rejeux récents (éventuellement antagonistes). Un bilan proche de la neutralité est en conformité avec la position géographique de la zone, entre un Bassin parisien en surrection et un bassin belgo-néerlandais en subsidence. Cette relative stabilité participe à la mauvaise conservation des dépôts les plus anciens.

3) Le comblement de la vallée flamande : une information sur l'évolution paléogéographique depuis la fin du Saalien

a) des apports éoliens massifs et atypiques au cours des deux derniers cycles ...

Les dépôts fluvio-éoliens du Pléniglaciaire weichselien ont comblé la vaste plaine de la Lys. Les apports éoliens ont été suffisamment importants pour modifier la morphologie de la vallée de la Deûle et permettre un décalage vers l'est du talweg (Fig. 4) (Deschodt, 1999 ; Deschodt *et al.*, 2008). Le phénomène est amorcé à la fin du Saalien et est particulièrement important au Weichselien. Sans les apports éoliens, le bilan sédimentaire des deux derniers cycles aurait été réduit, voire limité aux seuls dépôts fluviaux de la fin du Weichselien et de l'Holocène. Nous envisageons des apports éoliens faibles avant le Saalien et particulièrement importants au Weichselien.

b) ... en liaison avec l'évolution paléogéographique du sud de la Mer du Nord depuis la fin du Saalien ...

Ce changement dans l'abondance des apports éoliens des deux derniers cycles peut être mis en parallèle avec la modification de la composition en minéraux lourds (augmentation à partir du Saalien du taux de hornblende verte) (Balescu, 1986 ; Meijs, 2002 ; Meijs *et al.*, 2012), indice d'un changement paléogéographique de la zone source à la fin du Saalien (stade isotopique marin 6, Fig. 2). Le minéral est présent dans les moraines de l'inlandsis scandinave et dans les alluvions du paléo-Rhin qui les bordait. Dans la zone d'étude, l'origine du changement de minéralogie est à chercher dans une modification du bassin sud de la Mer du Nord. La publication d'Hijma *et al.* (2012) apporte une nouvelle conception de l'évolution paléogéographique pléistocène récent de la mer du Nord. La modification des minéraux peut être expliquée par l'apport d'un stock d'alluvions rhénanes vers le sud du bassin et vers la Manche. Deux étapes sont perçues :

– Au Saalien, la rupture en mer du Nord au large des actuels Pays-Bas d'un seuil aurait eu pour conséquence la vidange d'un compartiment nord du lac pro-glaciaire exutoire du Rhin vers le bassin sud et le surcreusement du seuil crayeux du détroit du Pas de Calais, exutoire vers le bassin de la Manche ;

– Au Weichselien, le Rhin aurait trouvé son cours vers le bassin de la Manche.

Ces éléments impliqueraient une plus grande surface du bassin de la mer du Nord exondé et une disponibilité de matériaux issus des moraines.

c) ... et en liaison avec le développement récent de la vallée flamande

L'abaissement du niveau de base du bassin à la fin du Saalien impliquerait aussi un approfondissement et un développement rapide de la « vallée flamande » à travers son *bed rock* éocène sablo-argileux meuble. L'incision plus prononcée de la vallée flamande en liaison avec l'ouverture du détroit du Pas de Calais avait déjà été évoquée par Vandenberghe & De Smedt (1979, p. 102). Le scénario d'un approfondissement fin Saalien de la vallée flamande serait cohérent avec les observations suivantes :

— un creusement maximum atteint au Saalien (De Moor & Heyse, 1978 ; Vandenberghe & De Smedt, 1979) ;

— la formation des dernières basses terrasses à la confluence de la Dyle, de la Démer et de la Grande Nèthe au Saalien (Vandenberghe & De Smedt, 1979) ;

— l'extrême pénétration des influences marines eemiennes dans l'intérieur des terres (presque jusqu'à Tournai) (Tavernier, 1946) ;

— la concomitance avec un changement paléogéographique majeur marqué par le changement de minéralogie des apports éoliens et leur accroissement (Balescu, 1986 ; Meijs, 2002 ; Meijs *et al.*, 2012) ;

— les anomalies de profil de la terminaison française de la vallée flamande avec une rupture de pente longitudinale non justifiée par la seule lithologie ou la tectonique. La rupture de pente serait le résultat d'un ajustement non achevé dû à la position distale et au délai relativement court depuis l'abaissement du niveau de base) (Deschodt, 2014) ;

— les deux incisions successives (saalienne et weichselienne) enregistrées dans la vallée de la Deûle à Lille et déjà notées en leurs temps par MM. Ladrière et Gosselet (Ladrière, 1886 ; Gosselet, 1903).

4) Les dépôts du Début Glaciaire weichselien

a) *Le cas du pédo-stratotype de Warneton*

Le Début Glaciaire weichselien en fond de vallée est jusque maintenant principalement connu par le « sol de Warneton » (Paepe, 1964, 1965 ; Paepe & Vanhoorne, 1967) proche de la frontière française dans la plaine de la Lys. Le sol de Warneton a pris valeur de stratotype et est utilisé en binôme avec le « Sol de Rocourt » pour définir l'association d'un sol argileux rouge attribué à l'Eemien et d'un sol gris ou noir attribué au Début Glaciaire weichselien (Paepe, 1969 ; Paepe & Sommé, 1970 ; Sommé & Tuffreau, 1978 ; Langohr & Sanders, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1990). Depuis, de nouvelles coupes bénéficient d'études paléoenvironnementales et l'utilisation du stratotype de « Warneton » tend à tomber en désuétude (Antoine *et al.*, 1994, 1998 ; Haesaerts *et al.*, 1999 ; Haesaerts & Mestdagh, 2000). La relecture des premières publications de Paepe nous permet de proposer une interprétation alternative au sol de Warneton. Il pourrait s'agir d'une formation humifère et tourbeuse associée à une activité fluviale dans un contexte de chenaux et de plaine d'inondation périglaciaires. Les sédiments limoneux et tourbeux observés pourraient être éventuellement attribués au Pléniglaciaire weichselien (Deschodt, 2014). Si cette simple relecture des données ne permet pas de redéfinir le pédostratotype de Warneton, rien dans les données anciennes ne permet de lever notre doute. Toutefois, qu'elle soit du Début Glaciaire ou du Pléniglaciaire, la formation

de Warneton est l'unique cas connu d'un dépôt tourbeux attribuable au Weichselien dans le bassin français de l'Escaut. Il s'agit d'une formation d'intérêt majeur qui mérite des études environnementales complémentaires.

b) *Des dépôts conservés sous les bas de versants loessiques*

Nos travaux permettent de pointer en plusieurs endroits des formations fluviatiles limoneuses à dépôts organiques (débris végétaux, passages organiques) attribuables au Début Glaciaire. L'attribution chronologique est toutefois fragile, avec seulement deux sites où elle est étayée par de la palynologie ou la malacologie dans la région de Lille (Deschodt *et al.*, 2008). Elle repose souvent sur une comparaison de faciès et une position morpho-stratigraphique similaire (sous les loess du Pléniglaciaire en bas de versant. La stratigraphie type de Lambersart « les Conquérants » présente un limon alluvial coquillier attribué au Début Glaciaire surmonté par un niveau d'érosion et des dépôts grossiers (présent en fond de vallée et sur versant) puis un apport de loess qui, au cours du Pléniglaciaire weichselien, modifie le statut morphologique du lieu d'un fond de vallée à un bas de versant. Ce système sédimentaire est corréléable à d'autres observations proches (Ladrière, 1885, 1886 ; Sommé, 1977 ; Deschodt *et al.*, 2008). Il est possible que des formations du Début Glaciaire weichselien existent en d'autres endroits. Toutefois, nous nous heurtons au problème de leur reconnaissance et de leur différenciation des dépôts pléniglaciaires.

5) Les dépôts du Pléniglaciaire inférieur et moyen weichselien

Les dépôts du Pléniglaciaire inférieur et moyen weichselien sont mal documentés. En l'absence de datations systématiques, il est délicat d'attribuer les dépôts rencontrés dans le bas pays sous les formations du Pléniglaciaire supérieur. Des indices indirects suggèrent une forte activité fluviatile pendant le Pléniglaciaire inférieur. Quelques formations limoneuses enfouies dans les plaines sont attribuées, sans certitude, au Pléniglaciaire moyen. Rares dans la vallée de la Deûle, ces formations liées à des écoulements de plus faible énergie semblent être fréquentes et étendues dans les plaines de la Lys et de la Scarpe. Leur toit se situe à plusieurs mètres de profondeur sous les dépôts du Pléniglaciaire supérieur. Toute lacunaire qu'elle soit, la reconstitution de l'évolution pléniglaciaire inférieur et moyen du bas pays est corréléable avec les vallées des plaines des bassins voisins, au Royaume-Uni, en Belgique, aux Pays-Bas et en Allemagne du Nord (Deschodt 2014).

III. — LES DÉPÔTS DU PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR WEICHSELIEN

1) Un système morpho-sédimentaire propre au haut et bas pays

L'enregistrement pléniglaciaire du haut pays ne diffère guère de celui du reste du Bassin parisien : il est principalement représenté par une nappe de matériaux grossiers, en contact avec le *bed rock* et scellée par les dépôts fluviatiles ultérieurs. Par contre, l'enregistrement du bas pays est plus diversifié et riche d'enseignements. Il est continu, souvent à l'affleurement, et couvre de très grandes surfaces sur quelques mètres d'épaisseur. Il est localement épais (de l'ordre de 10 m ou plus) sur les axes de creusements maximums (plaine de la Lys, Deûle aval) (Fig. 5). Les développements suivants concernent le bas pays où l'héritage morpho-sédimentaire de la fin du Pléniglaciaire

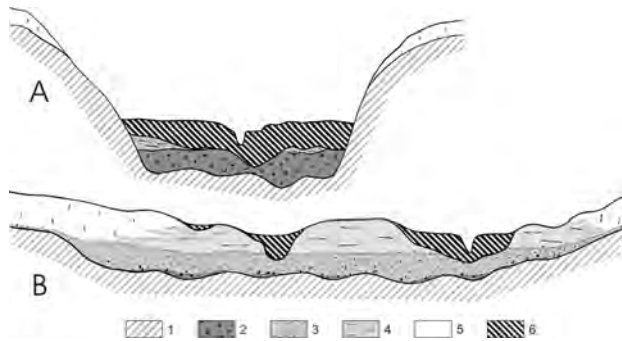


Fig. 5. – Haut et bas pays : deux systèmes morpho-stratigraphiques - croquis théoriques. A – haut pays (quelques centaines de mètres de large) ; B – bas pays (plusieurs kilomètres de large). Légendes : 1 – substrat antérieur au Pléniglaciaire ; 2 – graviers ; 3 – litages sableux ou sablo-limoneux ; 4 – limon en fond de vallée ; 5 – formations de versant ; 6 – alluvions postérieures au Pléniglaciaire.

Fig. 5. – High and low country: two morphostratigraphic systems - theoretical sketches. A – high country (few hundreds of metres wide) ; B – low country (several kilometres wide). Captions : 1 – substrate anterior to the Pleniglacial ; 2 – gravels ; 3 – sandy or silty sandy beds ; 4 – valley bottom silt ; 5 – slope formations ; 6 – post-Pleniglacial alluvia.

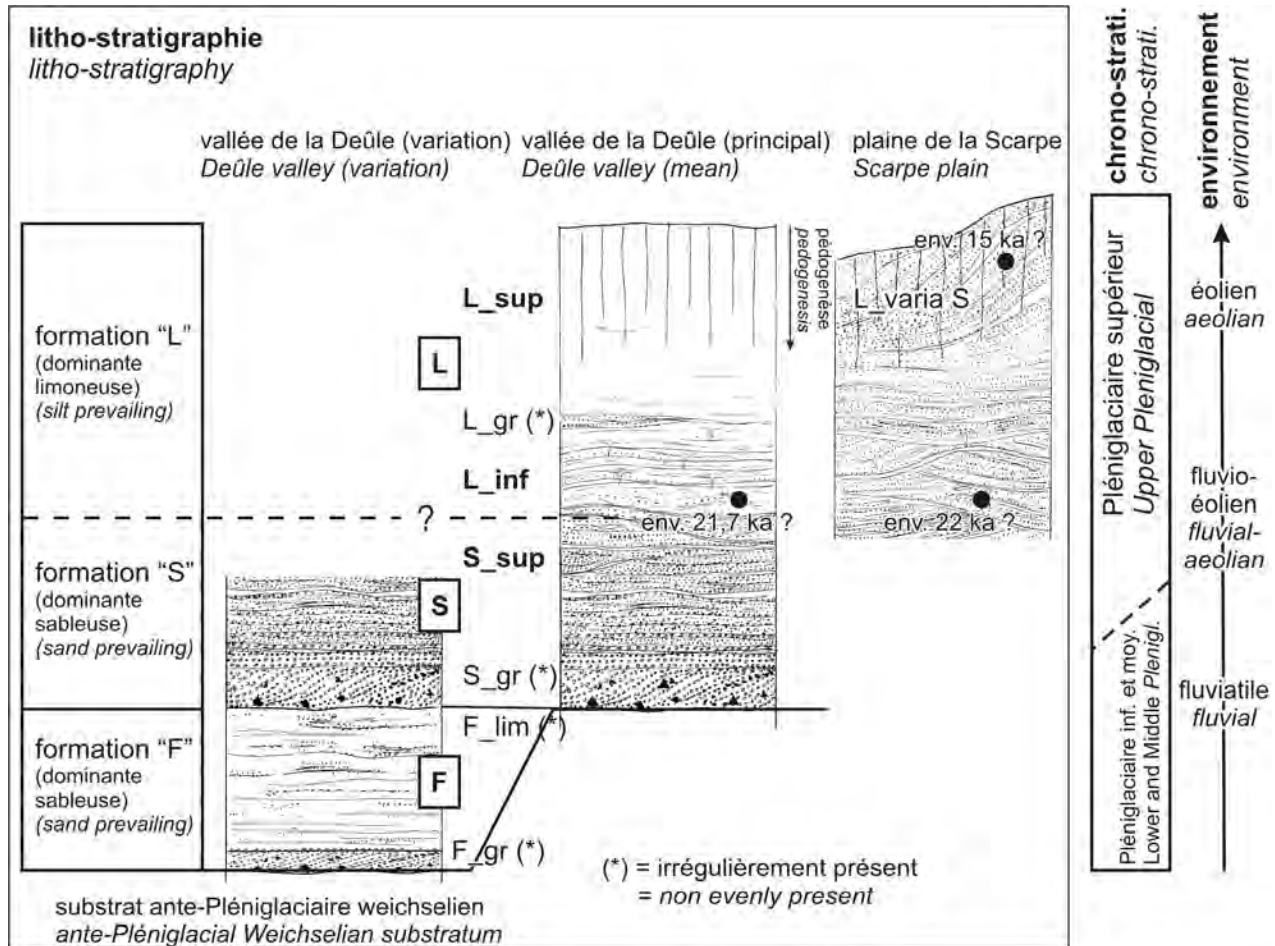


Fig. 6. – Proposition d'une lithostratigraphie des formations du Pléniglaciaire weichselien en fond de vallée du bas pays. Légendes : L sup – limon loessique typique ou limon loessique légèrement sablonneux, présence éventuelle de quelques lits sableux ou d'éléments grossiers, en continuité avec la couverture loessique de versant ; L varia S – sable éolien avec lits loessiques (plaine de la Scarpe) ; L gr – lits sableux épisodiques, retour de caractères grossiers contrastant avec L inf et surtout L sup ; L inf – limon lité avec lits sableux, en général transition diffuse avec la formation sous-jacente ; S sup – sable lité et sable avec lits de limon ; S gr – lits de sable et d'éléments grossiers (éventuellement absents ou graviers sur une surface érosive) ; F lim – limon-sableux lité, plus fin que Ssup, irrégulièrement présent ; F gr – id. S gr, irrégulièrement présent (ou confondu avec S gr ?).

Fig. 6. – A proposed lithostratigraphy of the Weichselian Pleniglacial formations in the valley bottoms of the low country. Captions : L sup – typical loessic silt or lightly sandy loessic silt, possible sandy beds or coarse elements, in continuity with slope loess cover ; L varia S – aeolian sand with loessic beds (Scarp plain) ; L gr – occasional sandy beds, coarse texture contrasting with L inf and especially L sup ; L inf – bedded silt with sandy beds, usually diffuse transition with underlying formation ; S sup – bedded sand with silt beds ; S gr – sandy and coarse elements beds (possibly absent or only gravels upon erosive limit) ; F lim – bedded sandy-loam, finer than Ssup, non evenly present ; F gr – id. S gr, non evenly present (or merged with S gr ?).

weichselien est prépondérant et justifie la subdivision stratigraphique proposée pour le Quaternaire des fonds de vallée de la région. Une synthèse chronostratigraphique pour le Pléniglaciaire supérieur est proposée sur la figure 6.

2) Des plaines balayées par les eaux

a) Lithostratigraphie

En tous points des plaines du bas pays nous observons des formations fluviatiles litées majoritairement sableuses (Fig. 6, unité « S »). Cette unité repose fréquemment sur le substrat antérieur au Quaternaire. L'unité « S » rencontrée en fond de vallée peut être considérée comme l'équivalent stratigraphique de tout ou partie des formations graveleuses des fonds de vallée du bassin parisien. L'unité « S » est associée à une érosion sur versant et au développement de glacis (*cryopediments*) sur les bas de versant sableux à faible pente. Une activité fluviatile importante, extensive, a affecté l'ensemble du fond de vallée jusqu'aux extrémités amont des bassins et les versants pendant une première partie du Pléniglaciaire supérieur. Le développement de la formation « S » sur substrat sableux drainant dans les parties amont des bassins implique la présence d'un pergélisol (Kasse, 1997 ; Bogaart *et al.*, 2003). Des incisions remarquables dans les parties aval des bassins peuvent être associées à cette phase de forts écoulements : axe de drainage central de la plaine de la Lys et, dans la vallée de la Deûle, incision de la craie à partir de Lille (ou, à minima, un déblaiement d'une incision préexistante).

Les styles fluviatiles correspondants ne sont pas clairement identifiés. Des écoulements en tresses ont pu se développer quand les apports en éléments grossiers étaient abondants (zones de *bed rock* crayeux dans la vallée de la Deûle, nappes de graviers de silex dans la vallée de l'Escaut). Cependant, les paramètres de lithologie (texture fine majoritaire ou exclusive) et de pente longitudinale (faible) ont vraisemblablement permis le développement de lits méandriiformes. Des traces de méandres sont conservées en nombre dans la plaine de la Scarpe sans être encore datées (Fig. 7). Des processus éoliens locaux ont déjà pu intervenir dans ce contexte.

b) Datations

La formation « S » a été datée à plusieurs reprises dans la plaine de la Scarpe, entre environ -28 et -22 ka (dates OSL et radiocarbone) (Deschodt *et al.*, 2012). Le sommet de la formation sableuse de Lille « rue Hegel » a été daté d'environ 21,6 ka Cal BP (Deschodt, 2012). Ces datations sont cohérentes avec la position stratigraphique sous la formation « L » corrélée à la couverture loessique de versant. La nécessité de la présence d'un pergélisol conforte l'attribution chronologique. Les dates évoquées sont compatibles avec la chronologie des occurrences d'un pergélisol continu lors du dernier maximum de froid (Van Vliet et Langohr, 1981 ; Van Vliet-Lanoë, 1989 ; Vandenberghe, 1992, 1993 ; Huijzer & Vandenberghe, 1998 ; Bertran *et al.*, 2013).

c) Comparaisons

Les faciès, la stratigraphie et les hypothèses émises trouvent d'évidentes comparaisons avec les vastes dépôts fluviaux et fluvio-éoliens des plaines du nord-ouest de l'Europe (Kasse, 2002), que ce soit aux Pays-Bas (Vandenberghe, 1985 ; Schwan, 1986 ; Van Huissteden *et al.*, 1986 ; Van Huissteden & Vandenberghe, 1988 ; Huisink, 2000 ; Van Huissteden *et al.*, 2000 ; Van Huissteden & Kasse, 2001 ; Schokker & Koster, 2004 ; Kasse *et al.*, 2007 ; Busschers *et al.*, 2007) ou en Allemagne (Mol, 1997 ; Kasse *et al.*, 2003). Les premiers dépôts du Pléniglaciaire supérieur dans le bas pays sont corrélables à l'*Older Coversand I* du nord de l'Europe. Les dépôts y sont sableux, fluviatiles, avec une tendance au fluvio-éolien dans la partie supérieure. La mise en place de l'*OCI* est datée dans la localité type de Twente (à l'est des Pays-Bas) entre $25,2 \pm 1,9$ et $19,9 \pm 1,6$ ka par une longue série de dates OSL (Vandenberghe *et al.*, 2013). La même unité est datée aux environs de 25-17 ka à Grubbenvorst (au sud des Pays-Bas) (Kasse *et al.*, 2007).

3) Des plaines balayées par le vent

a) Lithostratigraphie

La formation essentiellement sableuse « S », associée à une activité fluviatile, passe en presque tout point des plaines à une formation limoneuse « L », de texture loessique, ou parfois (« L varia ») (Fig. 6). Un faciès transitoire est fréquemment observé entre les deux formations (texture intermédiaire litée). L'apport loessique et la faiblesse des écoulements ont entraîné un exhaussement des fonds de vallée. Dans la plus grande partie des bassins versant, les affleurements deviennent majoritairement voire exclusivement limoneux et en continuité stratigraphique avec la couverture loessique sur versant. Le fait souligne la baisse de compétence, l'absence d'incision (au moins dans la partie amont des bassins) et la non-mobilisation du sable pourtant présent à faible profondeur. L'activité fluviatile est donc passée à une activité fluvio-éolienne, voire purement éolienne. Le phénomène a nécessité la rétraction drastique du réseau hydrographique. L'engraissement du versant sous le vent par le loess modifie la morphologie, restreint la largeur du fond de vallée et tend à déplacer la bande active vers l'est.

b) Datations

Les formations limoneuses (unité « L ») ont été datées à plusieurs reprises dans la vallée de la Deûle (Deschodt, 2012, 2014) et dans la plaine de la Scarpe (pour sa variation de faciès sableux, unité « L varia ») dans la plaine de la Scarpe (Deschodt *et al.*, 2012). Leur âge se situerait aux environs de 20 à 17 ka (datations par OSL). Dans la vallée de la Deûle, les datations OSL de Lille « rue Hegel » donnent des résultats plus anciens mais avec une large marge de probabilité qui les rend compatibles avec la date radiocarbone effectuée sur l'unité sableuse « S ». À cet endroit, la comparaison des dates permet d'avancer un passage de l'une à l'autre des formations à environ 21,7 ka (Deschodt, 2012). Le passage de la formation S à L n'est probablement pas isochrone dans le détail en tout point du fond de vallée (Deschodt, 2014). Toutefois, il est probablement très rapide, associé à la dégradation du pergélisol et à un apport

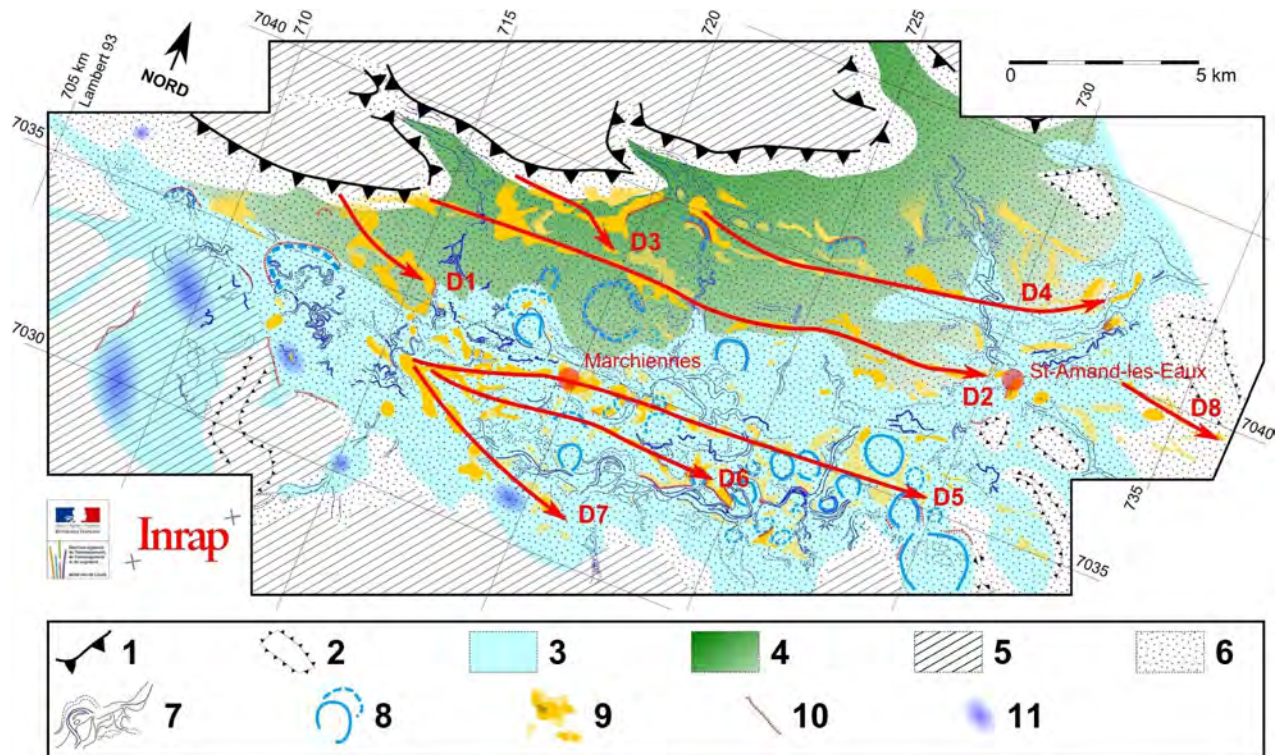


Fig. 7. – Carto-interprétation du MNT LiDAR de la plaine de la Scarpe. Légendes : 1 – talus bordier structural de la Pévèle ; 2 – collines témoins développées dans les sables éocènes ; 3 – basse plaine ; 4 – haute plaine ; 5 – limon en surface (d'après Fourier, 1989) (dépôts organiques holocènes non représentés) ; 6 – limon sableux ou sable en surface (d'après Fourier, 1989) (dépôts organiques holocènes non représentés) ; 7 – traces de chenaux visibles sur le MNT ; 8 – méandre visible sur le MNT ; 9 – éminences sableuses (dunes) ; 10 – petit talus vigoureux visible sur le MNT ; 11 – zones basses fermées ; D1 à 8 – dunes linéaires.

Fig. 7. – Cartographic interpretation of the Scarpe LiDAR DEM. Captions : 1 – Pévèle country talus structural border ; 2 – outlier hills in Eocene sand ; 3 – low plain ; 4 – high plain ; 5 – surface silt deposit (according to Fourier, 1989) (Holocene organic deposits are not displayed) ; 6 – Sandy silty or sand on surface (according to Fourier, 1989) (Holocene organic deposits are not displayed) ; 7 – channel marks visible on DEM ; 8 – meander marks visible on DEM ; 9 – sandy high points (dunes) ; 10 – small steep scarp visible on DEM ; 11 – closed depressions ; D1 to 8 – linear dunes.

loessique abondant. L'unité « L » se développe en continuité avec les loess sur versant, confortant par corrélation longue distance une datation aux environs de 22 ka (Haesaerts, 1985 ; Van den Haute *et al.*, 1998 ; Antoine *et al.*, 2002a ; Frechen *et al.*, 2003 ; Koster, 2005).

c) Comparaisons

L'évolution d'un système fluvial extensif vers un système dominé par l'éolien, trouve des correspondances évidentes avec les plaines qui s'ouvrent sur la mer du Nord. Toutefois, si la formation « S » est corrélable avec l'« Older Coversand 1 » (*cf. supra*), nous constatons dans le nord de la France l'absence du « Beuningen gravel bed » (érosion de déflation et repère majeur de la zone sableuse).

d) Un modèle morpho-sédimentaire des vallées loessiques du bas pays

La persistance d'écoulements (pic de crue), la largeur des fonds de vallées et le dépôt massif de loess concourent au développement de faciès sédimentaire, d'une morphologie et

d'un fonctionnement fluvial original. Nous proposons un modèle morpho-sédimentaire pour les vallées loessiques (Fig. 8), en distinguant trois sections de l'amont vers l'aval. Elles sont caractérisées respectivement par du ruissellement diffus, une morphologie fluviale liée à un « transit » sédimentaire dans une étroite bande active, et, plus en aval, une morphologie fluviale affirmée encaissée dans une plaine en remblaiement par les dépôts fluvio-éoliens (modèle rencontré dans la plaine de la Lys et dans la vallée de la Deûle en aval de Lille).

e) Le phénomène dunaire

Le faciès éolien loessique est majoritaire mais non exclusif. Quand les eaux ont charrié et déposé du sable en quantité suffisante, de petites dunes ont pu se développer. Les sables dunaires sont interstratifiés avec des lits de loess. Elles se situent systématiquement à l'est (sous le vent) des épandages fluviaux. Une dune a été ainsi observée sur l'interfluve entre Deûle et Scarpe (Deschodt, 2014). Le modèle dunaire est généralisé à une large partie orientale de la plaine de la Scarpe où des trains de dunes linéaires sont révélés sur un levé LiDAR (Fig. 7). Certaines ont été observées et datées sur le terrain (Deschodt *et*

al., 2012). Il est difficile à détecter en raison d'un dénivelé faible (maximum de l'ordre de 3 mètres), d'une extension parfois restreinte ou d'un éventuel dépôt loessique final susceptible de masquer la texture associée à la forme. Des modelés éoliens contemporains de plus grande ampleur existent un peu plus au nord (Verbruggen & Kiden, 1989 ; Vandenberghe, 1983 ; Kasse, 2002).

f) Un héritage morpho-sédimentaire prépondérant

L'activité fluvio-éolienne de la fin du Pléniglaciaire a laissé une couverture continue et une empreinte morphologique dans le bas pays. Le dernier état des chenaux du Pléniglaciaire supérieur constitue fréquemment le lit majeur des cours d'eau ultérieurs et contraint le tracé des écoulements du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les rives des anciens chenaux pléniglaciaires peuvent localement rester inscrites dans la topographie. Des dépôts éoliens ou fluvio-éoliens ont pu créer une morphologie confuse avec un mauvais drainage naturel. Sous le climat plus tempéré et humide du Tardiglaciaire et de l'Holocène, ces zones deviennent aisément humides ou marécageuses. L'héritage morpho-stratigraphique de la fin du Pléniglaciaire constitue un facteur prépondérant de la structuration des larges plaines du bas pays. Sa prise en compte est essentielle pour comprendre les évolutions ultérieures (contrainte sur le réseau hydrographique, logique de développement des zones humides...) ou leur peuplement (axes de circulation, noyaux de peuplement, ressources...).

IV – LES DÉPÔTS POSTÉRIEURS AU PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR WEICHSELIEN

1) Le Tardiglaciaire

a) Deux stratotypes régionaux complémentaires : Houplin-Ancoisne et Dourges

Les enregistrements les mieux documentés pour le Tardiglaciaire sont ceux d'Houplin-Ancoisne « Station d'épuration » (Deschodt *et al.*, 2004) et du « Marais de Dourges » (Dourges « Delta 3 », sur la commune d'Hénin-Beaumont) (Deschodt *et al.*, 2005 ; Deschodt, soumis), proposés comme stratotypes régionaux (Deschodt, 2014). Le premier concerne un remplissage de chenal et le second une zone lacustre et palustre alimentée soit par la nappe, soit par des crues. Ils peuvent être comparés à une quinzaine de sites attestés ou présumés du Tardiglaciaire, bénéficiant, au total, d'une trentaine de dates radiocarbone (Deschodt, 2014). L'évolution du Tardiglaciaire est comparable aux régions voisines, avec cependant quelques particularités.

b) Système lacustre, palustre et variation des niveaux d'humidité

L'enregistrement du Bølling et de l'Allerød est le plus détaillé dans les dépressions fermées de fond de vallée. La présence d'un système palustre et lacustre rapproche indéniablement le système morpho-sédimentaire du bas pays de celui des plaines de Belgique et des Pays-Bas (Crombé *et al.*, 2013 ; Hoek *et al.*, 1999 ; Denys *et al.*, 1990 ; Bos *et al.*, 2006 ; Heiri *et al.*, 2007). Entre Dourges et les lacs septentrionaux, nous constatons

cependant des divergences du niveau hydrologique au cours du Tardiglaciaire. Le fait, ainsi que le recensement d'épisodes d'apports détritiques, participe à une réflexion sur les variations des précipitations et leur saisonnalité au cours du Tardiglaciaire (Deschodt, 2014).

c) Détail de l'évolution paléoenvironnementale au Dryas récent

L'amorce d'un réseau de coins de glace à Dourges précède la limite sud du pergélisol discontinu au début du Dryas récent. Comme dans le Bassin parisien, le bilan Dryas récent dans le système fluvial est au remblaiement des chenaux. Toutefois, contrairement au Bassin parisien où nombre de fonds de vallée sont envahis par une boue crayeuse (Antoine *et al.*, 2000b, 2012 ; Pastre *et al.*, 2002), les dépôts restent confinés au lit mineur. Cette géométrie, ainsi que leur composition essentiellement sableuse avec des lits organiques rapprochent encore une fois le bas pays des plaines plus septentrionales belges (Munaut & Paulissen, 1973). La raison est probablement l'absence de versant en forte pente avec de la craie à l'affleurement.

L'ensemble des données sur le Dryas récent dans la zone d'étude permet de reconstituer l'évolution paléo-climatique suivante (Deschodt, 2014) :

– vers environ 11,03 ka BP, quelques décennies d'un froid sec, formation d'un mince sol humifère (prairie ?) ;

– épisode froid intense, solifluxion et amorce d'un pergélisol discontinu ;

– épisode humide, fonte du pergélisol, érosion fluviale intense sur versant, création de ravines, forts écoulements dans le réseau fluvial ;

– entre environ 10,7 ka BP et 10,4 ka BP, écoulements très réguliers enregistrés dans le réseau fluvial (fonte printanière d'une couverture neigeuse ?) et tendance au remblaiement des chenaux, éventuellement développement tourbeux ;

– après 10,4 ka BP jusqu'à l'Holocène peu d'informations : probable arrêt des écoulements dans les réseaux amont, contexte froid et sec.

2) L'Holocène

a) Une difficulté de synthèse propre à l'Holocène

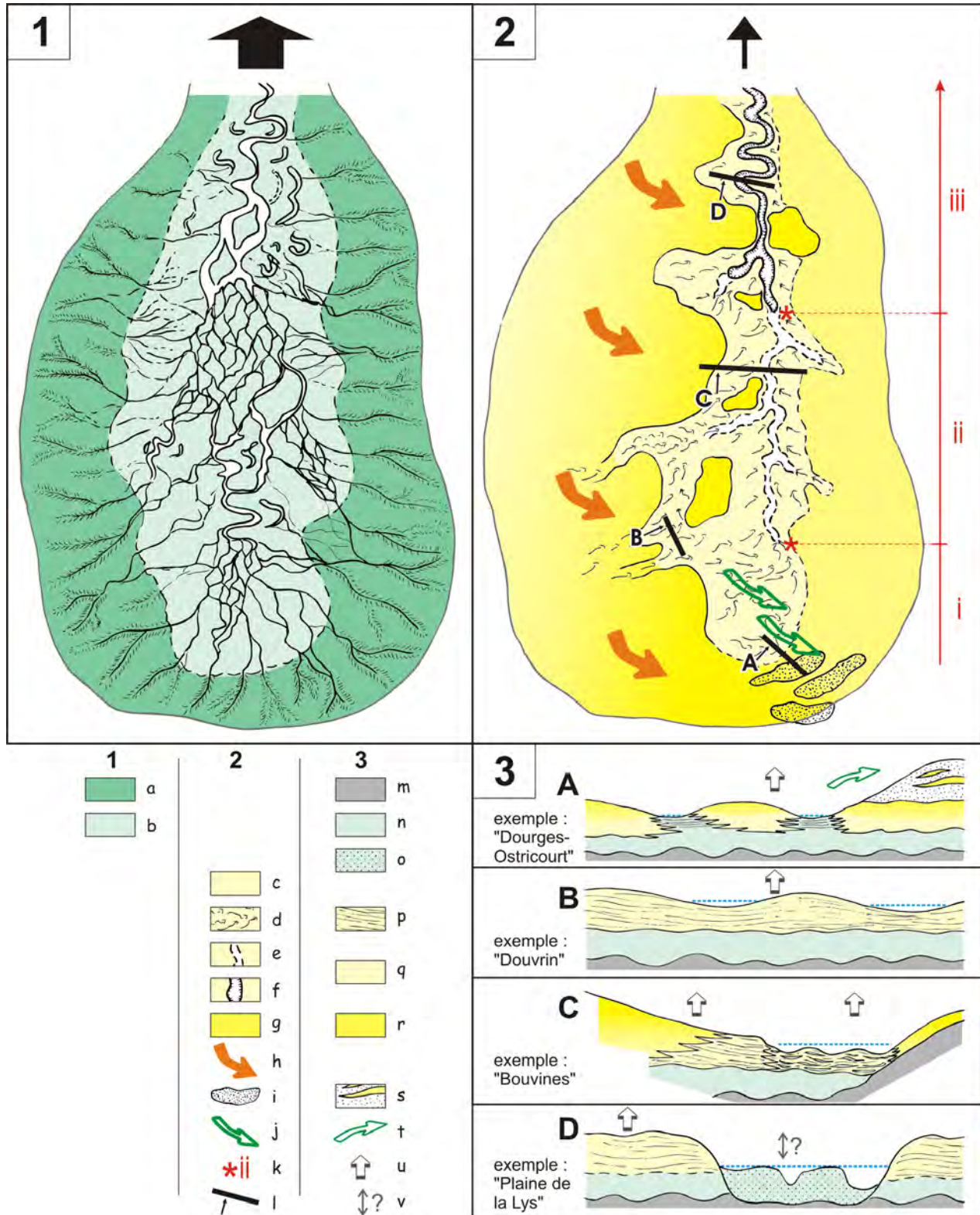
Les données sur l'Holocène sont multiples, mais fragmentaires. Le caractère partiel des observations, la complexité de l'objet même (diversité des dépôts, une commande climatique moins nette que pour le Pléistocène, croisé à une influence anthropique croissante depuis le Néolithique) et la nécessité de résolution chronostratigraphique plus précise pour la période compliquent, voire limitent, les synthèses.

b) Une évolution majeure à la fin de l'Atlantique - début du Subboréal

D'après les enregistrements en fond de vallée, l'Holocène peut être subdivisé en deux grandes périodes. La première partie, jusqu'environ la fin de l'Atlantique, est caractérisée

par un système tourbeux, voire travertineux, en aggradation, avec une tendance à l'envahissement des fonds de vallées. À la fin de l'Atlantique ou au début du Subboréal, un nouveau système chenalisé se met en place probablement sous une commande à dominante climatique (plus humide) renforcée par l'anthropisation du milieu (néolithisation) (Boulen *et al.*, 2014). La fin de l'Atlantique reste marquée, dans tous les hydrosystèmes

européens des moyennes latitudes, par une métamorphose du système ou des apports détritiques et marque une bipartition majeure de l'Holocène (Notebaert & Verstraeten, 2010). À Valenciennes « le Vignoble », la croissance de la tourbe (déjà fortement ralentie) s'arrête après environ 5,4 ka BP (soit env. 6,2 ka Cal BP). À Rouvignies-Haulchin, la tourbière ne se développe plus depuis environ 7 ka BP (env. 7,8 ka Cal BP) et le nouveau



chenal de l'Escaut est déjà actif vers 4 ka BP (env. 4,6 ka Cal BP). Dans l'hypothèse où la fin du système tourbeux du Vignoble précéderait de peu l'incision, celle-ci se produirait peut-être vers 5,5 ka BP (environ 6,3 ka Cal BP ou 4 300 av. J.-C.).

c) Plusieurs phases érosives intra-holocènes ?

Une série d'indices (Deschodt, 2014) permet d'envisager une période de forte activité fluviale aux environs de 3 ka BP (environ 3,2 Cal BP). Sous réserve d'investigations supplémentaires et d'une meilleure résolution chronologique, tout ou partie des indices pourrait être rapproché de la dégradation climatique bien mise en évidence vers 2,7 ka BP (Van Geel *et al.*, 1996 ; Van Geel & Magny, 2002). D'autres indices permettent d'envisager une période de forte activité pendant l'Antiquité. Elle avait déjà été perçue à Lille (Deschodt *et al.*, 2006). Nous avons alors conclu à un phénomène local. Nos observations s'ajoutaient à celle de Ladrière dans la région de Bavay (Ladrière, 1881). Avec, de plus, les transects de Famars, de Rouvignies-Haulchin (Deschodt, 2014) et de Saint-Saulve (Neaud & Deschodt, 2015), nous devons admettre le caractère régional d'une crise hydrologique qui a entraîné le charriage d'une nappe grossière dans le fond des lits mineurs. Le phénomène, qui répond probablement à un forçage climatique, interviendrait vers le 2e-3e siècle apr. J.-C. Une partie des dépôts travertineux lacustres holocènes rencontrés dans la région (Sommé, 2006) pourrait être associée à cette phase (notamment dans le bassin de la Sensée-Satis).

d) Des dépôts d'inondations récents

La plupart des fonds de vallée sont scellés par des dépôts d'inondations limoneux ou limono-argileux. Leur présence est systématique dans le haut pays où leur épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs mètres. L'arrivée de ces limons d'inondations dans les fonds de vallées marque une rupture dans les hydrosystèmes avec les périodes antérieures. L'exemple de Valenciennes « Le Vignoble » (Boulen *et al.*, 2014) semble indiquer que l'érosion de versant ne s'est manifestée que

relativement tard dans la zone d'étude, probablement en lien avec un changement de l'utilisation des sols au Moyen Âge. Cette interprétation est partagée pour le Royaume-Uni (Lewin *et al.*, 2005). Dans la zone d'étude, les inondations ont pu être aggravées par d'éventuelles fluctuations climatiques (dégradation climatique du « Petit Âge Glaciaire » ? avec éventuellement des précipitations hivernales plus abondantes) (Antoine *et al.*, 2002b ; Nesje & Dahl, 2003) ou par le tassement de la tourbe dans le fond de vallée de l'Escaut (ex. de Prouvy) (Deschodt, 2014). La création de biefs et moulins a aussi pu jouer un rôle important dans le stockage du limon en fond de vallée (Lespez *et al.*, 2005, 2006 ; Barraud & Ménanteau, 2009).

V. — CONCLUSION

Le bas pays appartient aux vastes plaines du Nord de l'Europe. Toutefois, il s'en distingue par son appartenance à la zone loessique et par l'absence de grands cours d'eau. Les possibilités d'enregistrements s'en trouvent renforcées, avec parfois des dépôts exceptionnels telle la formation fluviale eemienne de Waziers. Les enregistrements quaternaires antérieurs au Weichselien sont encore sous-exploités (qu'ils se trouvent en faible profondeur ou enfouis dans la vallée flamande). La géométrie et le comblement de la vallée flamande indiquent une morphogenèse récente vraisemblablement liée à un changement paléogéographique à la fin du Saalien dans le sud du bassin de la Mer du Nord. A la fin du dernier Glaciaire, l'activité fluviale extensive érosive est suivie d'une rétraction du réseau vers - 22 000 ans et d'un envahissement éolien massif des fonds de vallée du bas pays. Cet épisode est déterminant dans la configuration ultérieure du réseau hydrographique. L'évolution paléoclimatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène peut être perçue à travers des enregistrements variés, en chenal et dans les zones humides.

Remerciements. — L'auteur exprime sa gratitude à la SGN pour l'invitation qui lui a été faite, à P. Auguste et J. Sommé pour leur relecture attentive, à ses collègues de l'INRAP et à l'INRAP qui a permis de finaliser cette synthèse.

Fig. 8. — Schéma de l'évolution d'un bassin versant de faibles dimensions dans la zone de loess à la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien, relations entre écoulements, faciès et morphologie. Légendes : **1 – Pléniglaciaire supérieur, forte activité hydrologique** : a – versant, érosion, b – fond de vallée, alluvions sablo-graveleuses à sablo-limoneuses ; **2 – Pléniglaciaire supérieur, baisse de l'activité hydrologique et envahissement loessique** : c – dépôt loessique en fond de vallée, d – ruissellement, e – bande active faiblement encaissée, f – bande active fortement encaissée, g – loess sur versant, h – apport de loess et progradation du versant, i – dune, j – déflation locale, k – franchissement de seuil dans les paramètres hydrologiques et distinction de 3 sections : (i) section amont, ruissellement dominant chenaux peu marqués ou temporaires, (ii) section intermédiaire, transit sédimentaire en chenaux peu profonds, (iii) section aval, morphologie fluviale marquée avec lit encaissé, l – localisation des transects (3) ; **3 – Transects schématiques en différents secteurs de la carte (2)** : m – substrat antérieur au Pléniglaciaire supérieur, n – sables lités, o – nappe alluviale sableuse grossière, fin du Pléniglaciaire supérieur, p – limon loessique lité, q – limon loessique, r – loess typique, s – dune avec interstratification de loess, t – apport local de sable, u – bilan sédimentaire nettement positif et exhaussement du fond de vallée, v – bilan sédimentaire inconnu.

Fig. 8. — *Small scale catchment basin evolution in the loess belt ; relationships between flows, facies and morphology. Captions : 1 – Upper Pleniglacial, high hydrologic activity: a – slope, erosion, b – valley bottom, gravelly sand to silty sand alluvia; 2 – Late Upper Pleniglacial, decrease in hydrologic activity and loess overrun: c – valley bottom loessic deposit, d – water run off, e – shallow active belt, f – active belt, steep banks, g – loess on slope, h – loess input and slope progradation, i – dune, j – local deflation, k – hydrologic parameter threshold with distinction of three zones: (i) upstream zone, run off, temporary or very shallow channels (ii) intermediate zone, sediment transit in shallow channels, (iii) downstream zone, well defined fluvial morphology and steep banks, l – location of cross-sections (3); 3 – schematic cross-sections in different reaches of map (2): m – substrate anterior to the Upper Pleniglacial substratum, n – bedded sands, o – coarse sandy alluvial sheet, Late Upper Pleniglacial, p – bedded loessic silt, q – loessic silt, r – typical loess, s – loess interstratified dune, t – local sand input, u – distinctly positive sediment budget and raising of the valley floor, v – unknown sediment budget.*

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE P., DESCHODT L., GAUTHIER A., HULLIN G. & VIRMOUX C. (2013). — Waziers « Bas-Terroir » 2013. *Reconnaissance géophysique et tarière mécanique*. Rapport de fouille programmée, INRAP, UMR8591 du CNRS.
- ANTOINE P., FAGNART J.-P., AUGUSTE P., COUDRET P., LIMONDIN-LOZOUËT N., PONEL P., MUNAUT A.-V., DEFGNEE A., GAUTHIER A. & FRITZ C. (2012). — Conty, vallée de la Selle (Somme, France) : séquence tardiglaciaire de référence et occupations préhistoriques. *Quaternaire hors série*, **5** : 170 p.
- ANTOINE P., FAGNART J.-P., LIMONDIN-LOZOUËT N. & MUNAUT A.V. (2000a) [Antoine *et al.*, 2000a]. — Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. *Quaternaire*, **11** (2) : 85–98.
- ANTOINE P., LAUTRIDOU J.P. & LAURENT M. (2000b) [Antoine *et al.*, 2000b]. — Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, **33** (3-4) : 183–207.
- ANTOINE P., LAUTRIDOU J.-P., SOMME J., AUGUSTE P., AUFFRET J.-P., BAIZE S., CLET-PELLERIN M., COUTARD J.-P., DEWOLF Y., DUGUE O., JOLY F., LAIGNEL B., LAURENT M., LAVOLLE M., LEBRET P., LECOLLE F., LEFEBVRE D., LIMONDIN-LOZOUËT N., MUNAUT A.V., OZOUF J.C., QUESNEL F. & ROUSSEAU D.D. (1998). — Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest : Limites et corrélations. *Quaternaire*, **9** (3) : 227–241.
- ANTOINE P., MUNAUT A.-V., LIMONDIN-LOZOUËT N., PONEL P. & FAGNART J.-P. (2002) [Antoine *et al.*, 2002b]. — Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. In : BRAVARD J.P. & MAGNY M. (ed.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, 15–27.
- ANTOINE P., MUNAUT A.-V. & SOMME J. (1994). — Réponse des environnements aux climats du Début Glaciaire weichselien : données de la France du Nord-Ouest. *Quaternaire*, **5** (3-4) : 151–156.
- ANTOINE P., ROUSSEAU D.D., HATTE C., ZÖLLER L., LANG A., FONTUGNE M. & MOINE O. (2002a) [Antoine *et al.*, 2002a]. — Événements éoliens rapides dans les Loess du Pléniglaciaire supérieur Weichselien : l'exemple de la séquence de Nussloch (vallée du Rhin-Allemagne). *Quaternaire*, **13** (3) : 199–208
- BALESCU S. (1986). — La minéralogie des loess du nord de la France, et la position stratigraphique des paléosols intraloessiques. In TUFFREAU A. & SOMMÉ J. (dir.), *Chronostratigraphie et faciès culturels au Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest*, Actes colloque international Lille (4-6 septembre 1984), 22^e Congrès Préhistorique de France, *Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **26** : 165–170.
- BARRAUD R. & MENANTEAU F. (2009). — Émergence du paradigme de la gestion physique des cours d'eau et héritages paysagers. *Revue du Nord*, hors série, **14** : 189–203.
- BERTRAN P., ANDRIEUX E., ANTOINE P., COUTARD S., DESCHODT L., GARDERE P., HERNANDEZ M., LEGENTIL C., LENOBLE A., LIARD M., MERCIER N., MOINE O., SITZIA L. & VAN VLIET-LANOË B. (2013). — Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France: Database and first results. *Boreas*, **43** (3) : 699–711.
- BOGAART P.W., BALEN R.T.V., KASSE C. & VANDENBERGHE J. (2003). — Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change II. Application to the River Maas (The Netherlands) during the Last Glacial–Interglacial Transition. *Quaternary Science Reviews*, **22** (20) : 2097–2110.
- BOS J.A., BOHNCKE S.J. & JANSSEN C.R. (2006). — Lake-level fluctuations and small-scale vegetation patterns during the late glacial in The Netherlands. *Journal of Paleolimnology*, **35** (2) : 211–238.
- BOULEN M., DESCHODT L. & HENTON A. (2014). — Valenciennes « Le Vignoble » (vallée de l'Escaut, Nord de la France) : évolution morpho-sédimentaire et mise en évidence de plusieurs phases humides atlantiques. *Quaternaire*, **25** (4) : 369–389.
- BUSSCHERS F.S., KASSE C., VAN BALEN R.T., VANDENBERGHE J., COHEN K.M., WEERTS H.J.T., WALLINGA J., JOHNS C., CLEVERINGA P. & BUNNIK F.P.M. (2007). — Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostasy. *Quaternary Science Reviews*, **26** (25-28) : 3216–3248.
- CHAUSSE C., LHOMME V., CONNET N., BAHAIN J.-J., VOINCHET P. & LIMONDIN-LOZOUËT N. (2004). — Middle and upper Pleistocene evolution of the river Yonne valley (France). First result. *Quaternaire*, **15** (1) : 53–64.
- COHEN K.M. & GIBBARD P. (2011). — *Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years*. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). World Wide Web address: <http://quaternary.stratigraphy.org/charts/>. Consulté le 21 avril 2015
- CROMBE P., DE SMEDT P., DAVIES N.S., GELORINI V., ZWERTVAEGHER A., LANGOHR R., VAN DAMME D., DEMIDDELE H., VAN STRYDONCK M. & ANTROP M. (2013). — Hunter-gatherer responses to the changing environment of the Moervaart palaeolake (Nw Belgium) during the Late Glacial and Early Holocene. *Quaternary International*, **308** : 162–177.
- DE MOOR G. & HEYSE I. (1978). — De morfologische evolutie van de Vlaamse Vallei. *Aardrijkskunde*, **4** : 343–375.
- DENYS L., VERBRUGGEN C. & KIDEN P. (1990). — Palaeolimnological aspects of a Late-Glacial shallow lake in Sandy Flanders. *Hydrobiologia*, **214** : 273–278.
- DESCHODT L. (1999). — Ébauche d'une cartographie au 1/10 000 des formations superficielles de Lille. *Cahiers de Préhistoire du Nord*, **21-22** : 208 p.
- DESCHODT L. (2012). — Sédimentologie et datation des dépôts fluvio-éoliens du Pléniglaciaire weichselien à Lille (Vallée de la Deûle, bassin de l'Escaut, France). *Quaternaire*, **23** (1) : 117–127.
- DESCHODT L. (2014). — *Chronostratigraphie et paléoenvironnements des fonds de vallée du bassin français de l'Escaut*. Thèse de géographie physique, Université de Paris 1 (3 octobre 2014) : 632 p. (inédit). World Wide Web address : https://www.researchgate.net/publication/268967517_Chronostratigraphie_et_paleoenvironnements_des_fonds_de_valle_du_bassin_franais_de_l%27Escaut. Mis en ligne le 3 mars 2015
- DESCHODT L. (soumis). — Raffinement de la chronostratigraphie et des interprétations paléoenvironnementales de l'enregistrement tardiglaciaire du marais de Dourges. *Quaternaire*.
- DESCHODT L., BOULEN M., CERCY C. & DESSAUX N. (2006). — Nouvelles données archéologiques sur la Deûle lilloise: d'une crise érosive du IIe s. ap. J.-C. à l'urbanisation du lit mineur. *Revue du Nord*, **5** : 8–31.
- DESCHODT L., LIMONDIN-LOZOUËT N., MUNAUT A.-V. & BOULEN M. (2008). — Lambersart « Les Conquérants » (vallée de la Deûle, Nord de la France) : une transition versant-fond de vallée au Début Glaciaire et Pléniglaciaire weichselien. *Quaternaire*, **19** (4) : 309–333.

- DESCHODT L., LIMONDIN-LOZOUET N., TEHEUX E., LANTOINE J. & AUGUSTE P. (2005). — L'enregistrement tardiglaciaire de Dourges (Nord de la France, bassin de la Deûle) : évolution d'une zone lacustre et gisements archéologiques associés. *Quaternaire*, **16** (3) : 229-252.
- DESCHODT L., SALVADOR P.-G. & BOULEN M. (2004). — Formations sédimentaires et évolution de la vallée de la Deûle depuis le Pléniglaciaire supérieur à Houplin-Ancoisne (Nord de la France). *Quaternaire*, **15** (3) : 269-284.
- DESCHODT L., SALVADOR P.-G., FERAY P. & SCHWENNINGER J.-L. (2012). — Transect partiel de la plaine de la Scarpe (Bassin de l'Escaut, Nord de la France). Stratigraphie et évolution paléogéographique du Pléniglaciaire supérieur à l'Holocène récent. *Quaternaire*, **23** (1) : 87-116.
- FOURRIER H. (1989). — *La plaine de la Scarpe et ses bordures (Nord de la France). Analyse séquentielle des formations superficielles. Aspects des sols*. Thèse de géographie physique, Université de Lille 1 (26 juin 1989) : 304 p.
- FRECHEN M., OCHES E.A. & KOHFELD K.E. (2003). — Loess in Europe — mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews*, **22** (18-19) : 1835-1857.
- GELUK M.C., DUIN E.J.T., DUSAR M., RIJKERS R.H.B., VAN DEN BERG M.W. & VAN ROOIJEN P. (1994). — Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Graben. *Geologie en Mijnbouw*, **73** : 129-141.
- GOSSELET J. (1903). — *Esquisse géologique du nord de la France et des contrées voisines. Terrains quaternaires*. Lille, aux archives de la Société géologique du Nord : 343-421.
- HAESAERTS P. (1985). — Les loess du Pléistocène supérieur en Belgique. Comparaisons avec les séquences d'Europe centrale. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, **22** (2) : 105-115.
- HAESAERTS P. & MESTDAGH H. (2000). — Pedosedimentary evolution of the last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia. *Geologie en Mijnbouw*, **79** (2-3) : 313-324.
- HAESAERTS P., MESTDAGH H. & BOSQUET D. (1999). — The sequence of Remicourt (Hesbaye, Belgium) : new insights on the pedo- and chronostratigraphy of the Rocourt soil. *Geologica Belgica*, **2** (3-4) : 5-27.
- HEIRI O., CREMER H., ENGELS S., HOEK W.Z., PEETERS W. & LOTTER A.F. (2007). — Lateglacial summer temperatures in the Northwest European lowlands: a chironomid record from Hijkermeer, the Netherlands. *Quaternary Science Reviews*, **26** (19-21) : 2420-2437.
- HIJMA M.P., COHEN K.M., ROEBROEKS W., WESTERHOFF W.E. & BUSSCHERS F.S. (2012). — Pleistocene Rhine-Thames landscapes: geological background for hominin occupation of the southern North Sea region. *Journal of Quaternary Science*, **27** (1) : 17-39.
- HOEK W.Z., BOHNCKE S.J.P., GANSSSEN G.M. & MEIJER T. (1999). — Lateglacial environmental changes recorded in calcareous gyttja deposits at Gulickshof, southern Netherlands. *Boreas*, **28** (3) : 416-432.
- HOUTGAST R. & VAN BALEN R. (2000). — Neotectonics of the Roer Valley Rift System, the Netherlands. *Global and Planetary Change*, **27** (1-4) : 131-146.
- HUIJZER B. & VANDENBERGHE J. (1998). — Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and Central Europe. *Journal of Quaternary Science*, **13** (5) : 391-417.
- HUISINK M. (2000). — Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands. *Sedimentary Geology*, **133** (1-2) : 115-134.
- IMBRIE J., HAYS J.D., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MORLEY J.J., PISIAS N.G., PRELL W.L. & SHACKLETON N.J. (1984). — The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine delta¹⁸O record. In : BEGER A., IMBRIE J., HAYS H. KUKLA G. & SALTZMAN B. (eds.), *Milankovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing*. Reidel Publishing Company, Dordrecht : 269-305.
- KASSE C. (1997). — Cold-Climatic Aeolian Sand-Sheet Formation in North-Western Europe (c. 14-12.4 ka): a Response to Permafrost Degradation and Increased Aridity. *Permafrost and Periglacial Processes*, **8** (3) : 295-311.
- KASSE C. (2002). — Sandy Aeolian Deposits and Environments and Their Relation to Climate During the Last Glacial Maximum and Lateglacial in Northwest and Central Europe. *Progress in Physical Geography*, **26** (4) : 507-532.
- KASSE C., VANDENBERGHE D., DE CORTE F. & VAN DEN HAUTE P. (2007). — Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. *Journal of Quaternary Science*, **22** (7) : 695-708.
- KASSE C., VANDENBERGHE J., VAN HUISSTEDEN J., BOHNCKE S.J.P. & BOS J.A.A. (2003). — Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). *Quaternary Science Reviews*, **22** (20) : 2141-2156.
- KOSTER E.A. (2005). — Recent advances in luminescence dating of Late Pleistocene (cold-climate) aeolian sand and loess deposits in western Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*, **16** (1) : 131-143.
- LADRIÈRE J. (1881). — Les anciennes rivières. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **8** : 1-17.
- LADRIÈRE J. (1883). — Le Terrain quaternaire du fort du Vert-Galant, comparé à celui des régions voisines. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **10** : 86-99.
- LADRIÈRE J. (1885). — Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique du Nord aux environs de Lille et considérations sur les terrains quaternaires et récents des vallées de la Lys et de la Deûle. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **12** : 405-423.
- LADRIÈRE J. (1886). — Le Terrain quaternaire de la vallée de la Deûle, à Lille, comparé à celui du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **13** : 266-287.
- LANGOHR R. & SANDERS J. (1984). — Apport de la pédologie à la reconstitution du Paléoenvironnement en Belgique au Quaternaire. In : CAHEN D., HAESAERTS P. & WATTEYNE (eds), *Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel*. Bruxelles, Patrimoine de l'Institut royal des sciences naturelles de Belgique, 41-52.
- LESPEZ L., CADOR J.-M. & GERMAINE A. (2006). — Gestion de l'eau et trajectoires des paysages des petites vallées, exemples normands. In : Colloque international Interactions Nature Société, La Baule : 1-6.
- LESPEZ L., CLET-PELLERIN M., LIMONDIN-LOZOUET N., PASTRE J.-F. & FONTUGNE M. (2005). — Discontinuités longitudinales des dynamiques sédimentaires holocènes dans les petites vallées de l'Ouest du Bassin Parisien, l'exemple de la Mue (Basse Normandie). *Quaternaire*, **16** (4) : 273-298.
- LEWIN J., MACKLIN M.G. & JOHNSTONE E. (2005). — Interpreting alluvial archives: sedimentological factors in the British Holocene fluvial record. *Quaternary Science Reviews*, **24** (16-17) : 1873-1889.
- LOCHT J.-L., VALLIN L., DESCHODT L., ANTOINE P., HERISSON D., MASSON B., AUGUSTE P. & LEFEBVRE S. (2014). — *Waziers « Bas-Terroir » 2013. Reconnaissance géophysique et tarière mécanique*. Rapport de fouille programmée, INRAP, UMR8591 du CNRS, Ministère de la Culture, 136 p.

- MEIJS E.P.M. (2002). — Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **51** : 114-130.
- MEIJS E.P.M., VAN PEER P. & DE WARRIMONT J.P.L.M.N. (2012). — Geomorphologic context and proposed stratigraphic position of lower Palaeolithic artefacts from the Op de Schans pit near Kesselt (Belgium) to the west of Maastricht. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, **91** (1-2) : 173-157.
- MOL J. (1997). — Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). *Journal of Quaternary Science*, **12** (1) : 43-60.
- MUNAUT A.V. & PAULISSEN E. (1973). — Évolution et paléo-écologie de la vallée de la Petite Nèthe au cours du Post-Würm (Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **96** : 301-348.
- NEAUD P. & DESCHODT L. (2015). — *Le lit mineur de l'Escaut. Nord - Pas-de-Calais, Saint-Saulve/Bruay-sur-l'Escaut, RD75*. Rapport de diagnostic archéologique, INRAP, 65 p.
- NESJE A. & DAHL S.O. (2003). — The « Little Ice Age » – only temperature?. *The Holocene*, **13** (1) : 139-145.
- NOTEBAERT B. & VERSTRAETEN G. (2010). — Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review. *Earth-Science Reviews*, **103** (3-4) : 163-182.
- PAEPE R. (1964). — Les dépôts quaternaires de la Plaine de la Lys. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, **73** (3) : 327-365.
- PAEPE R. (1965). — Évolution morphologique de la Plaine de la Lys et des Monts de Flandre. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, **74** (2) : 1-18.
- PAEPE R. (1969). — Quelques aspects des dépôts quaternaires de la Famenne. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, **78** (1) : 69-75.
- PAEPE R. & SOMME J. (1970). — Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **90** (4) : 191-201.
- PAEPE R. & VANHOORNE R. (1967). — The Stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Mémoire pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique*, **8** : 96 p.
- PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUËT N., ORTH P., CHAUSSE C., FONTUGNE M., GAUTHIER A., KUNESCH S., LE JEUNE Y. & SAAD M.-C. (2002). — Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). In : BRAVARD (J.-P.) & MAGNY (M.) (eds.), *Les fleuves ont une histoire: paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Errance, 29-44.
- SCHOKKER J. & KOSTER E.A. (2004). — Sedimentology and facies distribution of Pleistocene cold-climate aeolian and fluvial deposits in the Roer Valley Graben southeastern Netherlands). *Permafrost and Periglacial Processes*, **15** (1) : 1-20.
- SCHWAN J. (1986). — The origin of horizontal alternating bedding in weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. *Sedimentary Geology*, **49** (1-2) : 73-108.
- SOMMÉ J. (1977). — *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*. Paris 1, Thèse de Doctorat d'Etat en géographie physique (15 mai 1975), Atelier de reproduction des thèses de l'Université de Lille 3, Paris et Lille, 810 p.
- SOMMÉ J. (2006). — Tufs calcaires holocènes récents dans le Nord de la France. *Quaternaire*, **17** (2) : 43-49.
- SOMMÉ J. (2013). — Unités lithostratigraphiques quaternaires du Nord de la France : un inventaire. *Quaternaire*, **24** (1) : 3-12.
- SOMMÉ J., MUNAUT A.V., PUISSEGUR J.J., CUNAT-BOGE N., HEYVAERT F. & LEPLAT J. (1996). — L'Eemien sous les formations fluviales Weichseliennes et holocènes du sondage d'Erquinghem (Nord de la France) dans la plaine de la Lys. *Quaternaire*, **7** (1) : 15-28.
- SOMMÉ J. & TUFFREAU A. (1978). — Historique des recherches sur le Quaternaire de la région du Nord de la France. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, **15** (1) : 5-13.
- STUIVER M., GROOTES P.M. & BRAZIUNAS T.F. (1995). — The GISP2 $\Delta 18\text{O}$ Climate Record of the Past 16,500 Years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes. *Quaternary Research*, **44** (3) : 341-354.
- TAVERNIER R. (1946). — L'évolution du Bas Escaut au Pléistocène supérieur. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, **55** : 106-125.
- TAYLOR K.C., MAYEWSKI P.A., ALLEY R.B., BROOK E.J., GOW A.J., GROTTES P.M., MEESE D.A., SALTZMAN E.S., SEVERINGHAUS J.P., TWICKLER M.S., WHITE J.W.C., WHITHLOW S. & ZIELINSKI G.A. (1997). — The Holocene-Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland. *Science*, **278** : 825-827.
- TUFFREAU A., SOMMÉ J., AITKEN M.J., AUGUSTE P. & BEYRIES S. (1988). — Le gisement paléolithique moyen de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). Volume I. Stratigraphie, environnement, études archéologiques, *Mémoires de la Société Préhistorique Française*, **2** : 338 p.
- VAN DEN BERG M.W. (1994). — Neotectonics of the Roer Valley rift system. Style and rate of crustal deformation inferred from syn-tectonic sedimentation. *Geologie en Mijnbouw*, **73** : 143-156.
- VANDENBERGHE D.A.G., DERESE C., KASSE C. & VAN DEN HAUTE P. (2013). — Late Weichselian (fluvio-) aeolian sediments and Holocene drift-sands of the classic type locality in Twente (E Netherlands): a high-resolution dating study using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Reviews*, **68** : 96-113.
- VANDENBERGHE J. (1983). — Late Weichselian river dune formation Grote Nete valley, central Belgium. *Zeitschrift für Geomorphologie (Supplement)*, **45** : 251-263.
- VANDENBERGHE J. (1985). — Paleoenvironment and stratigraphy during the last glacial in the Belgian-Dutch border region. *Quaternary Research*, **24** (1) : 23-38.
- VANDENBERGHE J. (1992). — Periglacial phenomena and pleistocene environmental conditions in the Netherlands—An overview. *Permafrost and Periglacial Processes*, **3** (4) : 363-374.
- VANDENBERGHE J. (1993). — Recent results of Pleistocene periglacial research in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, **72** : 103-106.
- VANDENBERGHE J. & DE SMEDT P. (1979). — Palaeomorphology in the eastern Scheldt basin (Central Belgium)—The dijle-demer-grote nete confluence area. *Catena*, **6** (1) : 73-105.
- VAN DEN HAUTE P., VANCRAEYNEST L. & DE CORTE F. (1998). — The Late Pleistocene loess deposits and palaeosols of eastern Belgium: new TL age determinations. *Journal of Quaternary Science*, **13** (5) : 487-497.
- VAN GEEL B., BURMAN J. & WATERBOLK H.T. (1996). — Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science*, **11** (6) : 451-460.
- VAN GEEL B. & MAGNY M. (2002). — Mise en évidence d'un forçage solaire du climat à partir de données paléocologiques et archéologiques : la transition Subboréal-Subatlantique. In : *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20 000 ans en Europe de l'Ouest* (Actes du colloque international de Besançon, 18-22 septembre 2000). Presses Universitaires de Franche-Comté, 107-122.

- VAN HUISSTEDEN J. & KASSE C. (2001). — Detection of rapid climate change in Last Glacial fluvial successions in The Netherlands. *Global and Planetary Change*, **28** (1-4) : 319-339.
- VAN HUISSTEDEN K. (J.) & VANDENBERGHE J. (1988). — Changing fluvial style of periglacial lowland rivers during the Weichselian Pleniglacial in the eastern Netherlands. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, supplément **71** : 131-146.
- VAN HUISSTEDEN J.K., VANDENBERGHE J., VAN DER HAMMEN T. & LAAN W. (2000). — Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. *Catena*, **40** (3) : 307-321.
- VAN HUISSTEDEN J., VAN DER VALK L. & VANDENBERGHE J. (1986). — Geomorphological evolution of a Lowland valley system during the Weichselian. *Earth Surface Processes and Landforms*, **11** (2) : 207-216.
- VAN VLIET B. & LANGOHR R. (1981). — Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty Weichselian deposits in Belgium and northern France. *Catena*, **8** (2) : 137-154.
- VAN VLIET-LANOË B. (1989). — Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in western Europe (Substage 5E to stage 1). *Quaternary International*, **3-4** : 109-113.
- VAN VLIET-LANOË B. (1990). — Le pédocomplexe de Warneton, Ou en est-on ? Bilan paléopédologique et micromorphologique. *Quaternaire*, **1** (1) : 65-75.
- VERBRUGGEN C. & KIDEN P. (1989). — L'évolution postglaciaire du Bas et Moyen Escaut. *Cahiers de Préhistoire du Nord*, **6** : 5-14.
- ZAGWIJN W.H. (1974). — The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. *Geologie en Mijnbouw*, **54** (6) : 369-385.
- ZAGWIJN W.H. (1989). — The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution. *Geologie en Mijnbouw*, **68** : 107-120.
- ZIEGLER P.A. (1994). — Cenozoic rift system of western and central Europe: an overview. *Geologie en Mijnbouw*, **73** : 99-124.