HAL
open science

# Partial cross-section of the scarp plain (schelde bassin, north of France). Stratigraphy and palaeogeographic evolution from Upper Pleniglacial to recent Holocene

Laurent Deschodt, Pierre-Gil Salvador, Philippe Feray, Jean-Luc Schwenninger

## To cite this version:

Laurent Deschodt, Pierre-Gil Salvador, Philippe Feray, Jean-Luc Schwenninger. Partial cross-section of the scarp plain (schelde bassin, north of France). Stratigraphy and palaeogeographic evolution from Upper Pleniglacial to recent Holocene. Quaternaire, 2012, 23 (vol. 23/1), pp.87-116. 10.4000/quaternaire.6116 . hal-02055109

**HAL Id: hal-02055109**

**https://inrap.hal.science/hal-02055109**

Submitted on 3 Mar 2019

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

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

*Quaternaire*, **23**, (1), *2012*, p. 87-116

# 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

■

Laurent DESCHODT[1], Pierre-Gil SALVADOR[2], Philippe FERAY[3] & Jean-Luc SCHWENNINGER[4]

**RÉSUMÉ**

La plaine de la Scarpe est une vaste dépression développée dans les sables marins éocènes entre les pays de la Pévèle et de l'Ostrevant. Une «plaine haute» au nord se distingue d'une «plaine basse» au sud. Le remplissage est essentiellement sableux (en partie tourbeux dans la plaine basse). La plaine est ponctuée de nombreux micro-reliefs. Les petits cours d'eau qui la drainent sont en inadéquation avec son gabarit. La pose d'un gazoduc à travers la plaine a été précédée de sondages archéologiques. Nous présentons la stratigraphie sous la forme d'un long transect partiel et nous proposons un scénario d'évolution de la plaine depuis le Pléniglaciaire supérieur weichselien. La majeure partie de la sédimentation quaternaire est constituée de lits sableux qui alternent avec des lamines limoneuses. Cette nappe alluviale, corrélable à l'*Older coversand I* de la zone sableuse, s'est déposée en tout point de la plaine sous un régime hydrologique périglaciaire très contrasté au cours du Pléniglaciaire supérieur weichselien (datations OSL aux environs de 34, 21 et 20 ka). Des avulsions répétées de chenaux larges et peu profonds ont laissé des traces de défluviation dans la microtopographie. La plaine haute est assimilable à des cônes de déjections très étalés issus de la Pévèle. A la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien, dans une ambiance climatique plus sèche, de petites dunes allongées (sable ou alternances de sable et de læss) se forment au centre de la plaine ou s'adossent contre le talus bordier de la Pévèle (datations OSL aux environs de 19 et 15 ka). Cette phase semble être au moins en partie contemporaine du *Beuningen gravel bed* de la zone sableuse. Une ultime phase de déflation est attribuée au Dryas récent. Plus modeste encore, ce dernier dépôt éolien se présente sous la forme d'une nappe peu épaisse mais continue, limitée à une large partie sud de la plaine. Les cours d'eau tardiglaciaires et holocènes, légèrement incisés, occupent le dernier état de chenaux pléniglaciaires (datations $^{14}C$ des remplissages à partir de 12 345 BP). Les anciens chenaux peuvent alors constituer le lit majeur des petits cours d'eau tardiglaciaires-holocènes. Au cours de l'Holocène, la nappe remonte et la tourbe envahit les zones les plus basses de la plaine. L'ennoiement tourbeux, étendu mais souvent peu épais, exploite et estompe la topographie héritée du Pléistocène. Trois systèmes chenalisés tardiglaciaires-holocènes (deux chenaux secondaires de la Scarpe et un affluent) ont été recoupés. Nous détaillons deux d'entre eux. Le méandre de Vred a conservé les traces d'une occupation archéologique (structure de franchissement de l'Âge du Bronze, environ 1000-800 av. J.-C.) et de l'impact de la capture anthropique en amont de la Satis au Haut Moyen Âge (dépôt d'inondation limoneux travertineux).

**Mots-Clés** : Plaine de la Scarpe, Pléniglaciaire supérieur weichselien, Tardiglaciaire weichselien, Holocène, système fluvial, chenaux périglaciaires, défluviation, processus éoliens, capture anthropique

**ABSTRACT**

PARTIAL CROSS-SECTION OF THE SCARP PLAIN (SCHELDE BASSIN, NORTH OF FRANCE). STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION FROM UPPER PLENIGLACIAL TO RECENT HOLOCENE

The Scarpe plain is a depression in the Eocene marine sands between the Pévèle and Ostrevant regions. A "high plain" is distinguished northwards from a "low plain" southwards. The infilling is mainly sandy (with a peaty part in the low plain). Numerous micro-topographies are scattered throughout the plain. The small water courses which drain the plain are not proportionate to its size. The laying of a gas pipeline across the plain was preceded by archaeological borings. We present the stratigraphy as a long cross-section and propose an evolution scenario for the plain since the Weichselian Upper Pleniglacial.

The sedimentation consists mainly of sandy beds alternating with loamy laminae. This alluvial sheet, present everywhere in the plain, was deposited under strongly contrasted hydrological conditions during the Weichselian Upper Pleniglacial (OSL dates about 34, 21 and 21 ka). It may be correlated to the northern sand belt *Older coversand I*. Repeated avulsions of wide yet shallow channels have left deflection marks in the micro-topography. The high plain is comparable to flat and broad alluvial fans emanating from the Pévèle.

[1] INRAP (Institut National de Recherches Archéologiques Préventives), UMR 8591 et visiteur UMR 8164, Z.I. de la Pilaterie, 11 rue des Champs, F-59650 VILLENEUVE-D'ASCQ. *Courriel :* laurent.deschodt@inrap.fr

[2] Université Lille 1 et UPRES-EA4919-TVES et visiteur UMR8164, UFR de Géographie, Université Lille 1 Sciences et Technologies, F-59655 VILLENEUVE-D'ASCQ cedex.

[3] INRAP, Z.I de la Pilaterie, 11 rue des Champs, F-59650 VILLENEUVE-D'ASCQ.

[4] Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, University of Oxford, Dyson Perrins Building, South Parks Road, OXFORD OX1 3QY, United-Kingdom.

*Manuscrit reçu le 21/03/2011, accepté le 02/12/2011*

At the end of the Weichselian Upper Pleniglacial, under a dryer climate, small elongated dunes (sand or sand alternating with loess) formed in the center of the plain or alongside the Pévèle border (OSL dates about 19 and 15 ka). This phase is at least partly contemporary with the *Beuningen gravel bed*.
An ultimate deflation phase is imputed to the Younger Dryas. This last aeolian deposit is even fainter and looks like a thin yet continuous sheet restricted to a large southern part of the plain.
Slightly scoured Late Glacial and Holocene streams can be found in the last state of Pleniglacial channels ($C^{14}$ dates since 12 345 BP). The former main Pleniglacial channels may thus constitute the overbank channel of the faint Late Glacial and Holocene channels. During the Holocene, the water table rose and consecutively the peat spread in the lower areas of the plain. The widely spread yet often thin peat gradually takes over and blurs the Pleistocene topography.
We have crossed three Late Glacial-Holocene channel systems (two Scarpe minor channels and an affluent). Two of them are detailed. The Vred meander bears traces of archaeological remains (a Bronze Age bridge-like structure from around 1000-800 AD) and of anthropic piracy in the upstream "Satis" during the Early Middle Ages (calcareous tufa loam flood deposits).

**Keywords**: Scarpe plain, Weichselian Upper Pleniglacial, Weichselian Lateglacial, Holocene, fluvial system, deflection, aeolian processes, anthropic piracy

## 1 - TERRAIN D'ÉTUDE, CONTEXTE ET MÉTHODE

### 1.1 - LA PLAINE DE LA SCARPE

La plaine de la Scarpe est une vaste dépression longue d'une trentaine de kilomètres et large de plus de dix kilomètres, entre les régions de l'Ostrevant – ou Ostrevent – (au sud) et de la Pévèle (au nord) (fig. 1). Elle fait partie d'un chapelet de plaines basses qui s'égrènent d'ouest en est en bordure du Haut-Pays du nord de la France. La dépression est essentiellement développée dans le sable cénozoïque marin (Landénien). Le versant de l'Ostrevant est constitué de craie cénozoïque localement à l'affleurement et de buttes témoins sableuses. La craie, de pendage nord, plonge rapidement sous les assises cénozoïques (fig. 2). De l'argile apparaît au sommet du versant opposé en limite avec la Pévèle. Cette région de collines basses est un bassin synclinal où l'argile yprésienne repose sur les sables landéniens. Malgré la modestie du dénivelé (quelques mètres), le versant qui sépare la plaine de la Pévèle est assimilable à un front de cuesta (argile sur sable avec un pendage opposé au regard), aisément perçu sur la carte topographique.

La morphologie interne de la plaine de la Scarpe permet de distinguer deux parties : une plaine haute au nord et une plaine basse au sud, avec une limite aux environs de 17,5 m NGF Lallemand. Le contact entre les deux parties de la plaine est localement souligné par une rupture de pente nette (Fourrier & Masson, 1982 ; Fourrier, 1989). La plaine basse est ponctuée de nombreuses éminences qui émergent de zones marécageuses avec une élévation de 1,4 à 2,9 m (Fourrier, 1989). H. Fourrier note également leur allongement préférentiel est-ouest. Notre propre expérience confirme ces observations. De nombreux petits reliefs allongés sont fréquemment utilisés par les axes de circulation et les villages-rues. Nous observons également dans le paysage des ruptures de pentes de dénivelé modeste (quelques décimètres) mais nets et parfois rectilignes. L'équidistances très large des courbes de niveau des cartes IGN rend très imparfaitement compte de ce modelé de détail.

Le bassin versant actuel résulte de la capture anthropique de la « Scarpe d'Arras » par création d'un petit canal via le seuil de Vitry-en-Artois vers Douai. Avant cette capture, la « Scarpe d'Arras » constituait la partie supérieure du cours de la « Satis » (Ladrière, 1888 ; Gosselet, 1897). Le cours inférieur de la Satis est aujourd'hui occupé par la Sensée qui s'écoule vers l'Escaut au sud de la Scarpe. La capture est datée du Haut Moyen Âge à travers un faisceau d'indices historiographiques et archéologiques (Louis, 1990 ; Louis, 2009). Elle a eu pour effet d'augmenter considérablement la superficie du bassin versant : d'environ 770 km$^2$, il est passé à plus de 1 320 km$^2$. Les répercussions de la capture sur le système morpho-sédimentaire de la plaine sont inconnues.

La plaine basse et marécageuse est alimentée par de petits cours d'eau qui y convergent. Parmi les plus importants, nous pouvons citer en provenance de la Pévèle : le ruisseau de Coutiches, le courant de l'Hôpital, l'Elnon et, en provenance de la Gohelle, l'Escrebieux (fig. 1). Une part importante de l'alimentation en eau de la plaine est due à de modestes cours d'eau parfois sans toponyme. Ils prennent la forme de gros fossés collecteurs dont les eaux courantes se mêlent et se perdent dans le réseau de drainage de la plaine.

Outre la capture anthropique du cours amont, l'organisation même du réseau hydrographique dans la plaine résulte d'une anthropisation intense et ancienne depuis le VII$^e$ siècle (Deligne, 1998). Les caractéristiques naturelles (convergence de nombreux petits cours d'eau vers une plaine marécageuse à faible pente) et les interventions anthropiques multiples contribuent à la méconnaissance de l'état originel du réseau hydrographique.

### 1.2 - LA CHRONO-STRATIGRAPHIE DE LA PLAINE : ÉTAT DE LA QUESTION

Le contexte presque entièrement sableux du bassin versant et du remplissage de la plaine rend difficile le suivi de limites stratigraphiques, à commencer par le contact entre les formations quaternaires et cénozoïques. En l'absence d'alluvions grossières, aucun cailloutis ne souligne cette limite. « La Scarpe était à l'époque pléistocène un cours d'eau peu important, car elle n'a laissé aucun diluvium. » a pu écrire Gosselet (1897, p. 257) tout en ajoutant aussitôt : « Cette circonstance tient peut-être du reste à ce que les terrains qu'elle traverse ne contiennent pas de roche dure. ». En effet, les seules formations grossières rencontrées sont des graviers de craie présents jusqu'à quelques kilomètres en aval de Douai (Fourrier, 1989). Cette caractéristique et la vaste

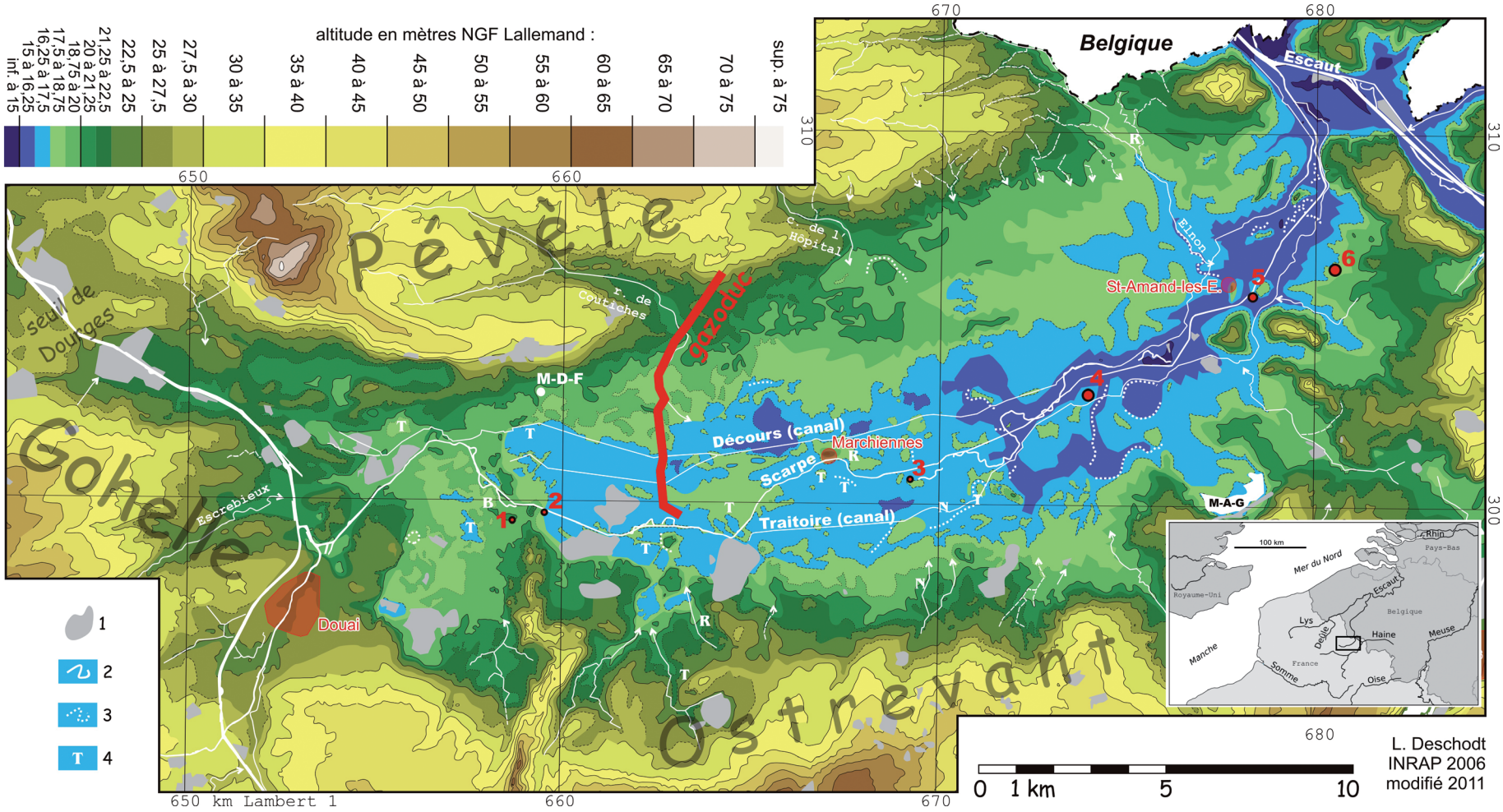


**Fig. 1 : Topographie de la plaine de la Scarpe et localisation du gazoduc.**
D'après les cartes IGN 1/25 000e (NB : en l'absence de demi-courbes ou de quarts de courbes, les élévations ont été prolongées de manière logique). 1 : zone à la topographie fortement remaniée (terril, carrière, zone industrielle…). 2 : méandres de la Scarpe visibles sur la carte topographique ou dans les limites communales. 3 : zones humides remarquables (M-d-F = « Mer de Flines », M-A-G : « Mare à Goriaux »). 4 : toponymes remarquables (T = « tourberie », « tourbière »,… ; B = « bac » ; R = « rivage » ; N = « navie », « naviette »). Localisations des autres observations citées : 1/ Lallaing, rue Montozon. 2/ Lallaing, rue Jehanne de Lallaing. 3/ Wandignies-Hamage. 4/ Saint-Amand-les-Eaux, port fluvial. 5/ Saint-Amand-les-Eaux, usine GFK.
*Fig. 1: Scarpe plain topography and gas pipe-line location. According to the 1/25 000th IGN maps (NB : in absence of half or quarter contour lines, elevations have been logically prolonged). 1: strong perturbed topography (coal mining spoil heap, quarry, industrial area…). 2: perceptible Scarpe meanders through the topographic map or villages boundaries. 3: notable humid areas (M-d-F = "Mer de Flines", M-A-G: "Mare à Goriaux"). 4: notable toponyms (T = "tourberie", "tourbière"…, i.e. bog pit; B="bac", i.e. ferry; R = "rivage", i.e. craft coming along bank; N = "navie", "naviette", i.e navigable stream or canal). Locations of the other quoted observations: 1/ Lallaing, rue Montozon. 2/ Lallaing, rue Jehanne de Lallaing. 3/ Wandignies-Hamage. 4/ Saint-Amand-les-Eaux, port fluvial. 5/ Saint-Amand-les-Eaux, GFK factory.*

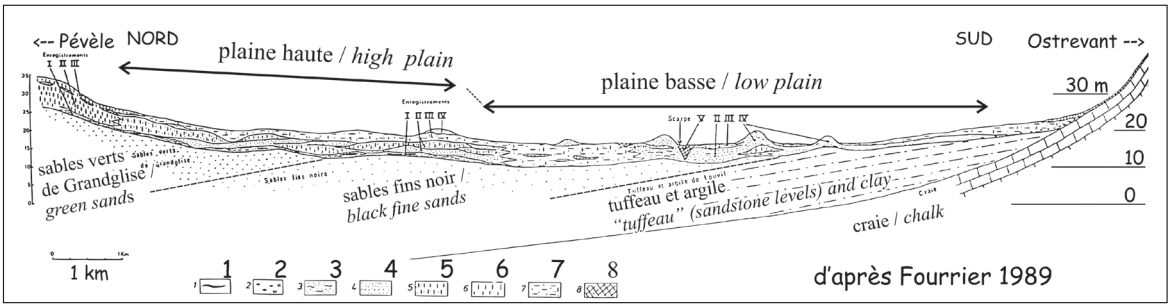


**Fig. 2 : Coupe schématique des formations superficielles dans la partie Est de la plaine (Fourrier, 1989).**
1/ limon humifère, 2/ graviers de tuffeau et de silex, 3/ sables lités, 4/ sable, 5/ lœss sableux, 6/ lœss, 7/ dépôts mixtes (textures sableuses, limoneuses, intermédiaires, avec des lambeaux de lœss), 8/ limon et tourbe.
*Fig. 2: Schematic cross-section of the eastern plain superficial deposits (Fourrier, 1989). 1/ humic loam, 2/ "tuffeau" (glauconitic sandstone) and flint gravels, 3/ bedded sands. 4/ sand, 5/ sandy loess, 6/ loess, 7/ mixed deposits (sandy, loamy, halfway between, with loess strips), 8/ loam and peat.*

superficie de la plaine sont des entraves aux études stratigraphiques et expliquent le faible nombre de recherches entreprises sur l'évolution quaternaire de la plaine.

Dans sa thèse d'État, Sommé (1977, p. 425) a présenté une analyse morphologique et structurale de la plaine avec une description succincte du remplissage sédimentaire lui-même : « (…) un manteau limono-sableux ne dépassant pas 5 m d'épaisseur, dont la partie superficielle est tourbeuse dans l'axe de la dépression. ».

Par la suite, H. Fourrier a entrepris un vaste travail de terrain comprenant environ 400 sondages à la tarière manuelle (de 4 à 7 mètres de profondeur) et 300 analyses granulométriques. Cet imposant travail a permis de cartographier des séquences morpho-stratigraphiques types, en particulier basées sur la texture (Fourrier, 1989, 1992). Il prouve l'origine pléistocène de la plupart des petites éminences de la plaine, alors cartographiées sur les cartes géologiques comme buttes résiduelles du substrat cénozoïque. Les analyses granulométriques soulignent l'importance des processus éoliens que H. Fourrier considère comme prépondérants, sans exclure un remaniement fluviatile des dépôts. Il met en évidence la complexité du remplissage de la plaine, sur 7 mètres maximum, avec une forte variabilité texturale qui l'amène à définir 17 unités « géomorpho-sédimentaires » pour cartographier la couverture de la plaine et des versants bordiers. Aucune incision marquée du substrat n'a été repérée et le toit des dépôts anté-quaternaires semble former une cuvette régulière. L'absence de pédogenèse de rang interglaciaire, la présence – sur ou à proximité du substrat – d'un faciès humifère interprété comme complexe de sols du Début-Glaciaire weichselien lui permet d'attribuer un âge pléistocène supérieur à la quasi-totalité du remplissage de la plaine. Malgré les difficultés d'une synthèse à l'échelle de la plaine de la Scarpe, H. Fourrier distingue au final 5 unités chrono-stratigraphiques (fig. 2) :

– « enregistrement I », complexe humifère du Début-Glaciaire weichselien et faciès fluviatiles à graviers de craie ;

– « enregistrement II », dépôts éoliens limono-sableux en bordure de plaine passant latéralement à des « séquences plus complexes » ou plus homogènes mais sableuses dans des « conditions globalement humides » ;

– « enregistrement III », couverture lœssique de versant passant dans la plaine à des « dépôts de texture mixte » ;

– « enregistrement IV », système dunaire, dépôts sableux homogènes du Weichselien supérieur et du Tardiglaciaire ;

– « enregistrement V », limons et tourbes holocènes.

## 1.3 - CONTEXTE DE L'INTERVENTION ET MÉTHODE

La pose d'un gazoduc a été précédée en 2004 d'un diagnostic archéologique préventif sur prescription du Service Régional de l'Archéologie du Nord-Pas-de-Calais. L'opération a été menée des communes de Vred à Orchies par Philippe Feray (Institut National de Recherches en Archéologie Préventive). Le diagnostic archéologique a consisté en une longue tranchée continue creusée à la pelle mécanique, dans l'axe du gazoduc. La tranchée a été ponctuée de sondages en puits, tout en respectant le fond de forme de l'ouvrage (environ 1,5 mètre de profondeur). La plupart des puits ont été complétés par un sondage à la tarière à gouge, offrant ainsi une vision de la stratigraphie sur un total d'environ 3 mètres de profondeur. La méconnaissance du contexte chrono-stratigraphique et paléo-environnemental de la plaine, et donc du potentiel et de la taphonomie archéologique, a justifié un levé systématique de la stratigraphie sur 7 380 mètres (142 levés) depuis les abords du canal de la Scarpe jusqu'au talus bordier. L'ensemble des données ponctuelles permet de construire un transect partiel de la plaine (fig. 3 et 4, tab. 1).

De nombreux éléments datables par $^{14}C$ ont été prélevés lors de la réalisation des sondages, en particulier lors du franchissement des systèmes chenalisés tardiglaciaires-holocènes. Un retour sur le terrain lors de la pose du tube a permis de profiter de décaissements et de prélever des sédiments pour des datations TL-OSL. L'abondance de l'information, conjuguée à un budget restreint (aucune prescription archéologique n'ayant suivi le diagnostic) nous a obligés à sélectionner de manière drastique les éléments à dater et à rechercher des sources de financement. Les datations $^{14}C$ et OSL sont rassemblées dans les tableaux 2 et 3. Malgré tout, le nombre de dates reste faible vis-à-vis de l'ampleur du transect et une partie de la chronologie proposée reste hypothétique.

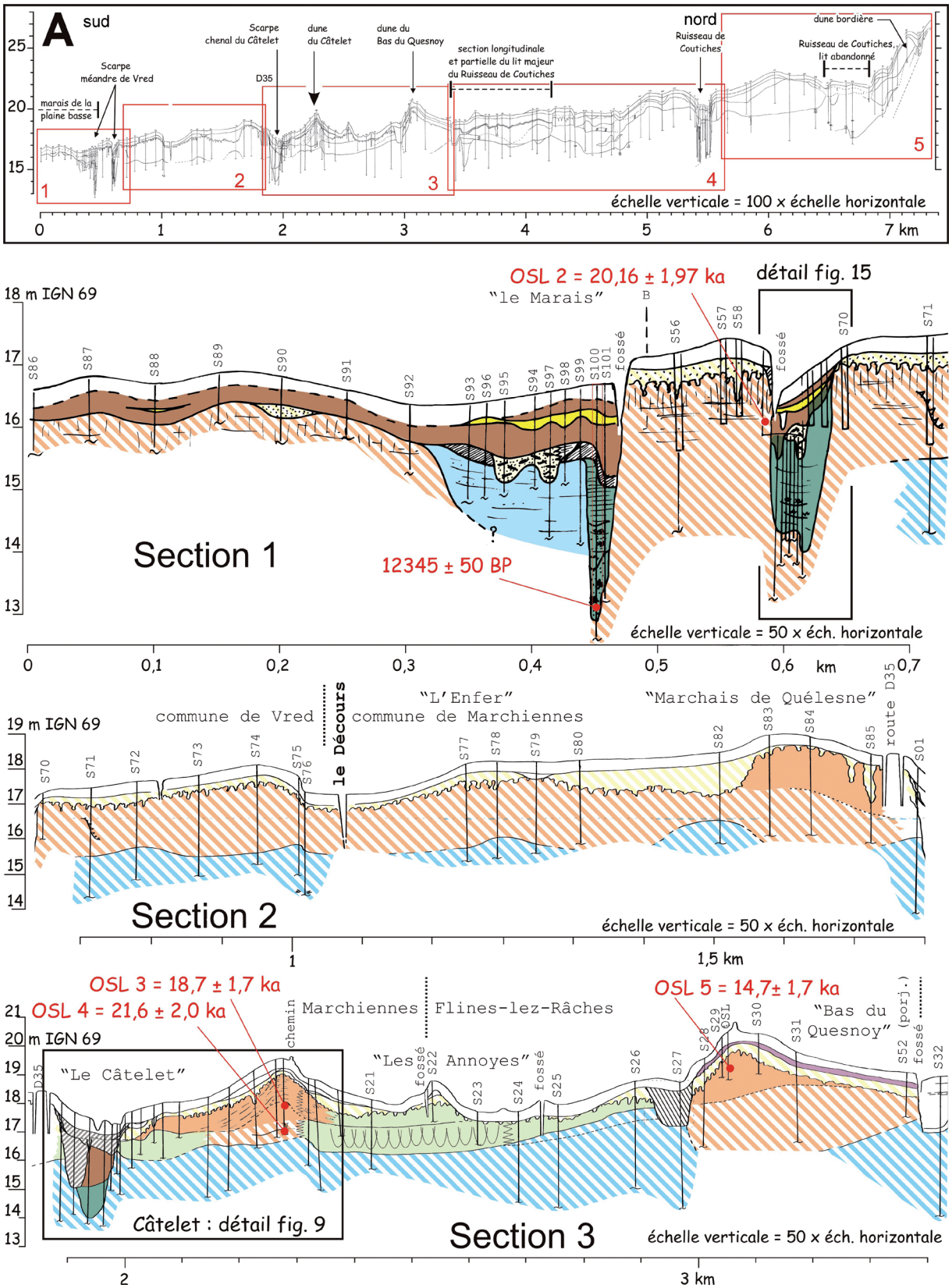


**Fig. 3 : Détail du transect « gazoduc », sections 1 à 3.**
(Légende : voir figure 4 ; cartouche A : découpage en sections).
*Fig. 3: "Gas pipe-line" cross-section detail, sections 1 to 3 (key: see figure 4; frame A: sectioning).*

| unités / *units* | description | environnement, mode de dépôt / *environment, mode of deposition* | fig. 3 et 4 | fig. 9 | fig. 15 | fig. 17 | datations / *datings* | chronologie / chronology |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | argile grise / *grey clay* | - | a | | | | | Yprésien / *Ypresian* |
| 2 | sable limoneux gris / *grey loamy sand* | dépôt de versant, éolien / *slope deposit, aeolian* | b | | | | | |
| 3 | sable jaune lité / *bedded yellow sand* | erosion sur sol gelé et dépôt fluviatile de versant / *frozen ground erosion and slope fluvial deposit* | c | | | | | Pléistocène / *Pleistocene* |
| 4 | limon sableux lité / *bedded sandy loam* | dépôts fluviatiles, énergie faible, chenaux et plaines d'iondation / *fluviatil deposits, low energy, channels and flood-plain* | d | d | | a | | Pléniglaciaire weichselien / *weichselian Pleniglacial* |
| 5 | lits contrastés de sable et limon argileux /*contrasting sand and clayed loam bed* | dépôts fluvio-éoliens en chenaux et plaine d'inondation, énergie > (4) / *fluvio-aeolian deposits in channels and flood-plain, energy > (4)* | e | c | | b, c | OSL 2 : 20,16 ± 1,97 ka<br>OSL 4 : 21,6 ± 2,0 ka<br>OSL 6 : 27,95 ± 2,62 ka<br>21060 ± 90 BP (Saint-Amand, GFK) | |
| 6 | lits contrastés de sable et limon argileux en ravines ou argile verte en petits chenaux / contrasting sand and clayed loam bed in gullies or green clay in little channels | dépôt fluviatile en ravines, érosion de (5), processus de versant sur basses terrasses ; ou écoulement relique en zones basses / *fluvial deposits in gullies, erosion of (5), slop processes on low terraces ; or relic flows in low areas* | g | e | f | d | OSL 7 : 34,02 ± 3,22 ka | Pléniglaciaire weichselien supérieur / *weichselian Upper Pleniglacial* |
| 7 | sable et lits de sable et loess / sand and sand/loess beds | éolien, formation de dune lors d'une phase aride / *aeolian, dunes formation during a arid phase* | f | b | | | OSL 3 : 18,7 ± 1,7 ka<br>OSL 5 : 14,7 ± 1,7 ka | Pléniglaciaire weichselien supérieur terminal / late weichselian Upper Pleniglacial |
| 8 | sable clair / light coloured sand | éolien, couverture sableuse à proximité des chenaux / *aeolian, sand sheet near river beds* | h | a | e | e | 2970 ± 30 (rejetée / *rejected*)<br>post-quem pedogenèse de l'unité 5 / post-quem unit 5 pedogenesis | Tardiglaciaire, Dryas récent / *Lateglacial, Younger Dryas* |
| 9 | litages sable vert, limon, lits organiques / bedded green sand, loam, organic layers | dépôts fluviatiles en chenal / *fluvial deposits in channel* | j | | d | | 12345 ± 50 BP | Tardiglaciaire, Bølling-Allerød / *Lateglacial, Bølling-Allerød* |
| 10 | limon noir plastique / plastic black loam | dépôt fluviatil, écoulements faibles / *fluvial deposit, low flows* | l | | | | | Tardiglaciaire (Allerød ?) / *Lateglacial (Allerod ?)* |
| 11 | limon, sable, lité / bedded sand and loam | dépôts fluviatiles en chenal / *fluvial deposits in channel* | i | | | | | Tardiglaciaire ou Holocène / *Lateglacial or Holocene* |
| 12 | sable lité, sable et limon lités, lit organique, bois, travertin / bedded sand, bedded sand and loam, organic layer, wood, calcareous tuffa | dépôts fluviatiles en chenal / *fluvial deposits in channel* | i, o, q | g | b, c | f, h | 1765 ± 30 BP<br>2260 ± 30 BP<br>5353 ± 42 BP<br>2761 ± 42 BP<br>1465 ± 30 BP<br>3025 ± 35 BP (St-Amand, port)<br>1430 ± 35 BP (St-Amand, port)<br>vestiges archéologiques / *archaeological remains* | |
| 13 | tourbe / peat | tourbe en chenal / *peat in channel* | p | f | a | | | |
| 14 | argile / clay | dépôt d'inondation / *flood deposit* | k | | | j | charbon de bois moderne / *modern charcoal*<br>post-quem gallo-romain / *gallo-roman post-quem* | |
| 15 | sable brun limoneux / brown loamy sand | colluvions, mise en culture de la plaine / *colluviums, plain cultivation* | s | h | | i | | |
| 16 | labour / plough | | u | | | l | | |
| 17 | divers / various | rejets de curage, remplissage de carrière de sable / *releases of dredging, sand quarrie infilling* | t | | | | | Holocène / *Holocene* |

**Tab. 1 : Synthèse litho-stratigraphique et attributions chronologiques.**
*Tab. 1: Litho-stratigraphic synthesis and chronological allocations.*

## 2 - LE TALUS BORDIER

L'argile yprésienne (unité 1, « a » sur la figure 4) n'a été rencontrée qu'à l'extrémité nord du transect à une altitude élevée (environ 26,5 m IGN 69), au sommet du talus bordier de la plaine où elle affleure directement sous les labours.

Un sable de quartz (unité 3, « c » sur la figure 4), moyen à grossier, légèrement coloré par de l'oxyde ferrique (très clair, presque blanc à jaunâtre), bien trié et lité, remplit des ravines incisées dans l'argile d'Orchies (unité 1) et un sable limoneux homogène rencontré en bordure de plaine (unité 2, « b » sur la figure 4). Les bords des ravines sont encaissés, la profondeur est supérieure à 0,7 mètre et le dépôt de sable englobe des blocs issus des sédiments encaissants, probablement gelés lors de leur remaniement. Nous interprétons l'unité 3 comme un dépôt fluviatile de versant en conditions périglaciaires. Cette unité litho-stratigraphique a été étendue, sans certitude, au sédiment de faciès proche (sable clair lité) rencontré en tarière sous l'unité 4 en contrebas du talus bordier, en position de fond de vallée.

## 3 - LE PLÉNIGLACIAIRE

### 3.1 - FORMATION FLUVIATILE LIMONO-SABLEUSE (UNITÉ 4)

Nous avons rencontré en profondeur une formation très finement litée à dominante limoneuse ou sableuse fine, de coloration bleu ou gris-bleu. L'unité 4 (« d » sur les figures 3 et 4) comporte quelques rares passées tourbeuses. Elle est non ou très faiblement calcaire mais comporte occasionnellement des nummulites éparses qui enrichissent quelques lits en carbonate. Ces fossiles remaniés proviennent d'affleurements cénozoïques en partie sommitale de la Pévèle (région de Mons et de Moncheaux) (Desoignies & Sangnier, 1968). L'unité 4 a été observée en tarière, à l'exception des points kilométriques 6,4 à 6,9 (photo 1, section 5, lieu-dit « Les Hayettes ») et d'une petite zone vers le pk 2,9. Les passées organiques, bien que restant très épisodiques, tendent à être un peu plus abondantes dans le nord de la plaine (section 5). Cette unité est interprétée comme une formation alluviale. Elle est comparable par de

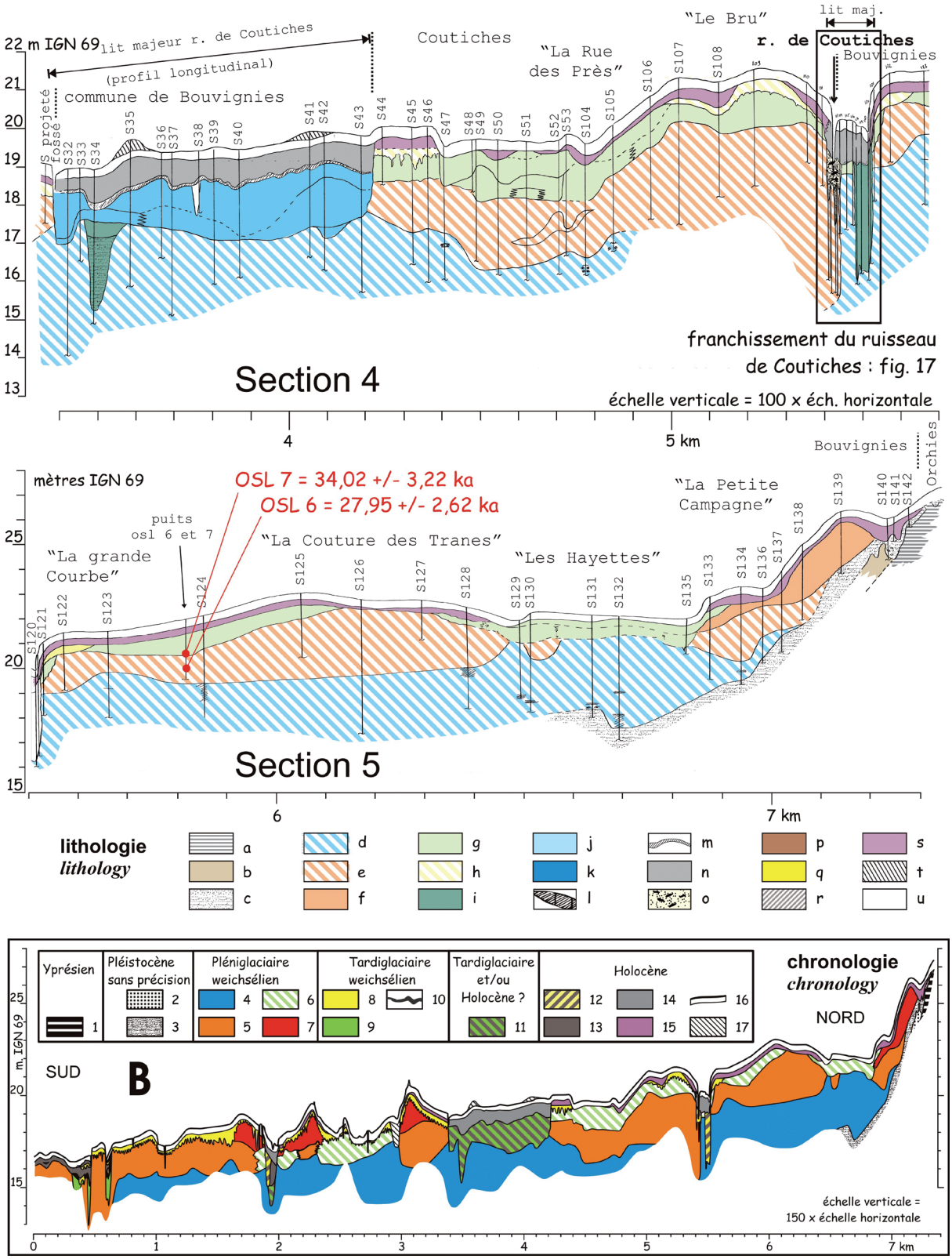


**Fig. 4 : Détail du transect « gazoduc », sections 4 et 5.**
Cartouche B : unités et interprétation chronologique : voir table 1. a/ argile (Yprésien), b/ sable limoneux gris, c/ sable jaune quartzeux, d/ limon sablonneux et sable fin, lité, gleyifié, e/ sable, limon et argile, lité, f/ sable très régulièrement lité, parfois lits limoneux (lœssique), g/ lits de sable, limon, argile, fréquemment en ravines (remaniements issus de 11), h/ sable clair homogène, i/ limon ou sable, lité, passages organiques, j/ limon plastique gleyifié, k/ limon argileux avec passage sablonneux, localement très calcaire, pseudogley en tête ; plus sableux vers le bas, l/ limon argileux noir, m/ limon argileux sombre (horizon de sol) avec tegulae épars, n/ argile grise, o/ sable et bois flottés, p/ tourbe et formations tourbeuses, q/ limon travertineux, r/ limon, limon et sable, lités, s/ sable brunâtre, éléments anthropiques épars, colluvions, t/ remblais et remaniements anthropiques, u/ horizon superficiel, labour.
*Fig. 4: "Gas pipe-line" cross-section detail, sections 4 and 5. Frame B : units and chronological interpretation: see table 1. a/ clay (Ypresian), b/ grey loamy sand, c/ quartzy yellow sand, d/ gleyed, bedded, loam with fine sand and fine sand, e/ bedded, sand, loam and clay, f/ very evenly bedded sand, with some episodic loamy layers (loessic), g/ sand beds, loam, clay, often in gullies (reworked sediments from unit 11), h/ homogeneous light sand, i/ bedded loam and sand, organic layers, j/ gleyed plastic loams, k/ clayey loam with some fine sand layers, occasionally very calcareous, pseudogley at top; more sandy bottom wards, l/ black clayed loam, m/ dark clayed loam (soil horizon) with scattered tegulae, n/ grey clay, o/ sand and floated woods, p/ peat and peaty formations, q/ calcareous tufa loam, r/ bedded loam, loam and sand, s/ brownish sand, scattered anthropic elements, colluviums, t/ anthropic embankments and reworked sediments, u/ superficial horizon, plough horizon.*

| OSL | Pk | description et remarques | unité | datation | code labo |
|---|---|---|---|---|---|
| 2 | 0,58 | sable lité, rive droite du méandre de Vred (fig.15)<br>*bedded sand, Vred meander right bank (fig. 15)* | 5 | 20,16 ± 1,97 ka | X2142 |
| 3 | 2,27 | sable lité, dune du Câtelet (fig. 11)<br>*bedded sand, Câtelet dune (fig. 11)* | 7 | 18,7 ± 1,7 ka | X2516 |
| 4 | 2,27 | sable et argile lité sous la dune du Câtelet (fig. 11)<br>*bedded sand and clay under Câtelet dune (fig. 11)* | 5 | 21,6 ± 2,0 ka | X2517 |
| 5 | 3,05 | sable et loess, la dune du Bas-du-Quesnoy (fig. 6)<br>*Bas-du-Quesnoy dune sand and loess (fig. 6)* | 7 | 14,7 ± 1,7 ka | X2518 |
| 6 | 5,8 | remplissage sableux d'une ravine (fig. 7 et 9)<br>*sandy gully infilling (fig. 7 and 9)* | 6 | 27,95 ± 2,62 ka | X2143 |
| 7 | 5,8 | sable lité / *bedded sand* | 5 | 34,02 ± 3,22 ka | X2144 |

**Tab. 2 : Datations OSL.**
Les échantillons 3 à 5 ayant perdu un peu de leur humidité avant datation, les datations sont susceptibles d'être légèrement plus vieilles qu'affichées (dans tous les cas, correction < 2 ka).
*Tab. 2: OSL dates. Due to a water loss, samples 3 to 5 are liable to be lightly older than posted ones (in any case, correction < 2 ka).*

| code labo | Pk | description et remarques | unités (fig. 5) | datation BP | calibration 2δ atm., Reimer et al. 2004 |
|---|---|---|---|---|---|
| Lyon-4933 (SacA-10418) | 0,45 | limon organique / *organic loam* (S100 de 3,55 à 3,62 m) ; base du remplissage du méandre de Vred / *bottom of the Vred meander infilling* (fig. 6) | 9 | 12345 ± 50 | 12750 à 12100 av. J.C. |
| Ly-3542 GrA | 0,58 | charbon de bois isolé dans une ravine, date rejetée (intrusif ?) / *lonely charcoal in a gully, dismissed dating (instrusive ?)* | 8 | 2970 ± 30 | 1311 à 1057 av. J.C. |
| Lyon-4934 (SacA-10356) | 0,59 | bois dans un petit chenal tourbeux du méandre de Vred / *wood in a tiny peaty channel in the Vred meander* (fig. 15) ; date rejetée : racine provenant d'un arbre associé au fossé gallo-romain ?<br>*Dismissed dating : root from a tree linked to the gallo-roman ditch ?* | 12 | 1765 ± 30 | 218 à 342 ap. J.C. |
| Ly-3543 | 0,6 | méandre de Vred, débris végétaux dans le tuf (fig. 15) / *Vred meander, vegetal remains in tuffa* | 12 | 2260 ± 30 | 393 à 208 av. J.C. |
| Erl-11738 | 0,6 | méandre de Vred, pieux (fig. 15) / *Vred meander, stakes* | 12 | 5353 ± 42 | 4326 à 4051 av. J.C. |
| Erl-11737 | 0,61 | méandre de Vred, demi-tronc, structure de franchissement (fig. 15) / *Vred meander, half trunk, crossing structure* | 12 | 2761 ± 42 | 1005 à 821 av. J.C. |
| Lyon-4930 (SacA-10353) | 5,41 | Ruisseau de Coutiches, tronc dans le sable lité / *Coutiches Stream, trunk in the bedded sand* (fig. 18) | 12 | 1465 ± 30 | 547 à 646 ap. J.C. |
| Lyon-4931 (SacA-10354) | 5,41 | charbon de bois, base de l'argile d'inondation, moderne / *charcoal, flood clay bootom, modern* (fig. 18) | 14 | - | - |
| Lyon-4932 (SacA-10355) | 5,49 | limon tourbeux / *peaty loam* (S119 de 2,85 à 2,90 m) ; base du remplissage d'un chenal du ruisseau de Coutiches / *bottom of a channel infilling, Coutiches stream* (fig. 18) | 12 | 6210 ± 35 | 5295 à 5054 av. J.C. |
| Lyon-4935 (SacA-10419) | hors gaz. / *out pipe-line* | St-Amand, usine GFK, lit organique dans les alluvions limono-sableuses (fig. 27) / *St-Amand, GFK fabric, organic bed in sandy-loamy alluviums* | équiv. 5 | 21060 ± 90 | hors limite |
| Ly-13704 | hors gaz. / *out pipe-line* | St-Amand, port fluvial (fig. 26), bois dans un chenal actif / *wood in a activ channel* | équiv. 12 | 3025 ± 35 | 1393 à 1132 av. J.C. |
| Lyon-3760 (Oxa) | hors gaz. / *out pipe-line* | St-Amand, port fluvial (fig. 26), charbon, sol humifère, fin de comblement, noue / *charchoal, humic soil, infilling top, water meadow* | équiv. 14 | 1430 ± 35 | 583 à 655 ap. J.C. |

**Tab. 3 : Datations $^{14}C$.**
*Tab. 3: $C^{14}$ dates.*

nombreux aspects (structure litée, grande extension) à l'unité 5 sus-jacente datée de la fin du Pléniglaciaire (cf. *infra*). La texture plus fine permet de la lier à des conditions d'écoulement moins dynamiques.

### 3.2 - FORMATION FLUVIATILE À TEXTURE CONTRASTÉE (UNITÉ 5)

La majeure partie de la plaine sondée est constituée d'une formation litée à texture très contrastée. Les lits de sable alternent avec des lits de limon fin laminé (photo 2). Les lits fins peuvent même parfois devenir argileux en tout endroit de la plaine (photos 3 et 4). Un granoclassement vertical est parfois visible (photo 4). L'unité a subi une pédogenèse avec une coloration ferrique marquée vers le haut qui tend à masquer la structure litée. Comme l'unité 4, l'unité 5 est non calcaire et caractérisée par la présence épisodique de nummulites remaniées provenant des hauteurs du Pévèle.

Quelques discordances et limites érosives ont été épisodiquement perçues (par exemple S71, vers le pk 0,7). Elles témoignent de recoupement de chenaux et d'emboîtement de nappes. Sur le petit interfluve, vers le pk 6, de multiples discordances témoignent de la superposition de nombreux petits chenaux (exemple S126, photo 5). A cet endroit de la plaine, une même

**Photo 1 : S132, exemple du faciès de l'unité 4 sub-affleurant, observé en puits.**
*Photo 1: S132, example of the almost outcropping unit 4 facies, seen in pit.*

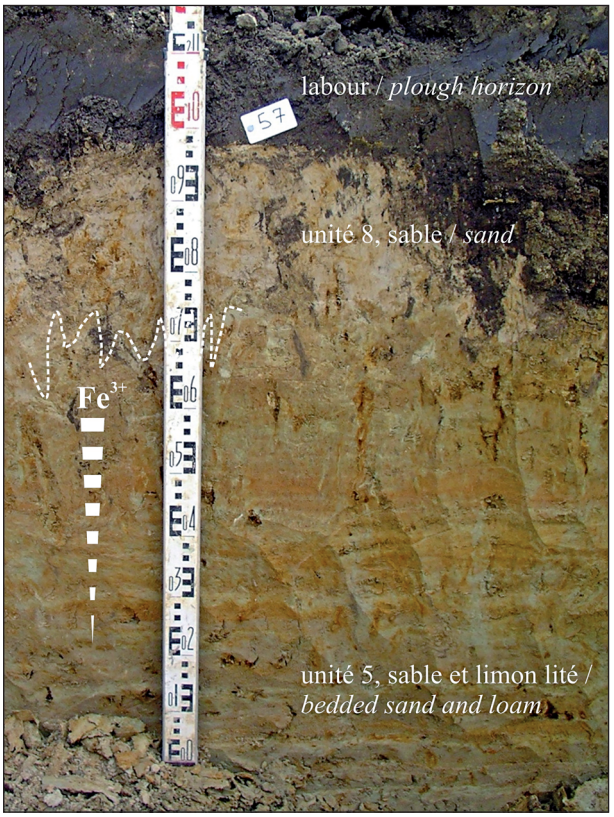


**Photo 2 : Sondage 57, unité 5 surmontée par l'unité 8.**
Unité 5 jusqu'à 0,6 m de profondeur, unité 8 de 0,6 à 0,95 m.
*Photo 2: Boring 57, unit 5 overlayed by unit 8. Unit 5: 0.6 m deep, unit 8: 0.6 to 0.95 m.*

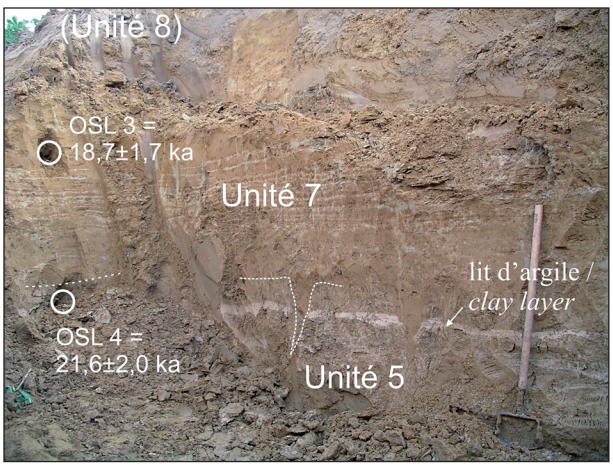


**Photo 3 : Puits des prélèvements OSL 3 et 4 (Le Câtelet).**
*Photo 3: OSL 3 and 7 sample pits (Le Câtelet).*

**Photo 4 : S107, unité 5, lits de sable et d'argile.**
Détail en cartouche.
*Photo 4: Borehole S107, unit 5, sand and clay beds. Detail in frame.*

**Photo 5 : S126, multiples discordances au sein de l'unité 5.**
*Photo 5: Borehole S126, unit 5, numerous discordances in unit 5.*

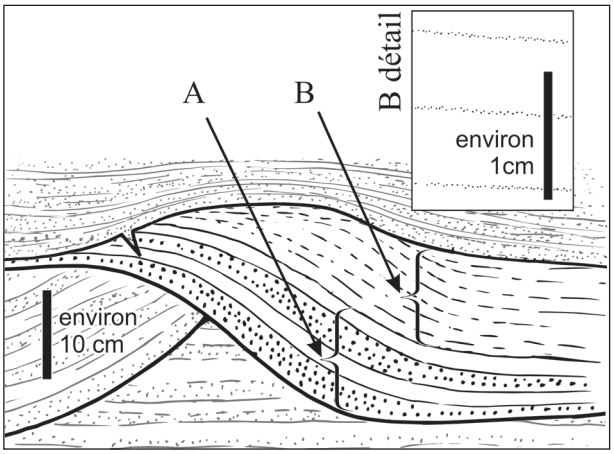


**Fig. 5 : Croquis de la rythmicité d'un dépôt observé dans S125.**
A : épais lits de sable / limon argileux ; B : épais dépôt limono-argileux conservant un rythme saisonnier marqué par de discrètes lamines sableuses.
*Fig. 5: Deposit rhythm sketch seen in the borehole S125. A: thick sand / clayed loam beds; B: thick clayed loam deposit, which keeps a seasonal rhythm marked by discreet sandy laminae.*

séquence peut être constituée d'épais lits de sable / limon argileux puis d'un limon argileux dans lequel se distinguent encore de fines lamines sableuses (fig. 5). La fin de la séquence sableuse marque donc l'arrêt des écoulements compétents sans que le chenal ne soit totalement comblé ni qu'il ne soit d'ailleurs tout à fait isolé du réseau hydrographique. Il continue d'être affecté par des inondations et continue de se combler par décantation, toujours sur le même rythme révélé par le dépôt des lamines sableuses. La superposition de plusieurs épisodes de ce type au même endroit (érosion puis écoulement dynamique rythmé puis remplissage par des fines) donne l'image de lits multiples, très changeants avec une inondation saisonnière qui déborde largement des chenaux.

La structure litée a des répercutions sur l'hydrogéologie actuelle de la plaine : l'alternance de lits sableux perméables et de lits argileux imperméables développe autant de petites nappes. A Hasnon, hors tracé du gazoduc (n° 4 sur la figure 1), les sondages ont été perturbés par des venues d'eau abondantes, à faible profondeur, provenant des lits sableux d'une unité similaire à l'unité 5. Sur le tracé du gazoduc, à partir du pk 4,8 (fig. 4), alors que l'altitude de la plaine haute s'élève et que la pente générale est un peu plus prononcée, nous avons fréquemment observé une remontée artésienne lors du travail à la tarière. Les anciens chenaux induisent donc la présence de petites nappes captives. A trois reprises, la remontée d'eau a été accompagnée d'un dégazage.

L'unité a été datée du Pléniglaciaire supérieur weichselien (OSL°2 : 20,16 ± 1,97 ka ; OSL°4 : 21,6 ± 2,0 ka ; OSL°6 : 27,95 ± 2,62 ka ; tab. 2 ; fig. 6 et 7 ; photos 3 et 6). Les sédiments de la plaine basse ont été datés aux environs de 20 ka et ceux de la plaine haute aux environs de 30 ka.

Les structures périglaciaires associées à l'unité 5 sont présentes mais relativement peu abondantes sur tout le tracé. Elles consistent en quelques fentes de dessiccations éparses (photo 3, fig. 6 et 7). Un seul pseudomorphe de coin de glace a été repéré, très peu lisible, sur la plaine haute (S135 vers le pk 6,8).

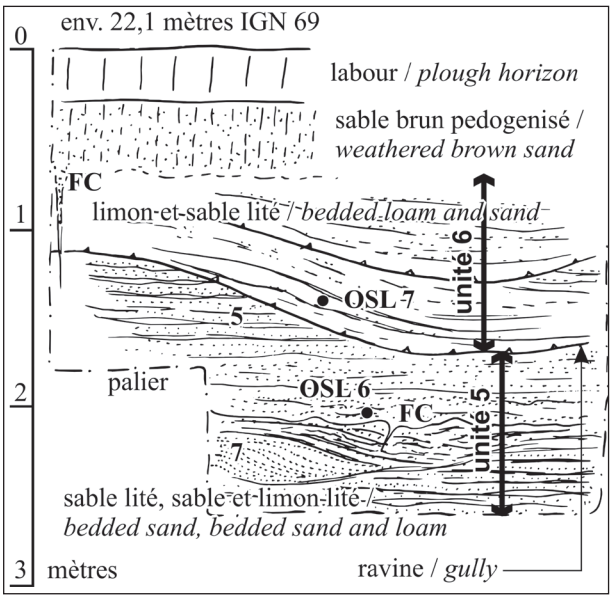


**Fig. 6 : Croquis stratigraphique dans le puits des prélèvements OSL 6 et 7.**
FC/ fente de gel.
*Fig. 6: Stratigraphic sketch in the OSL 6 and 7 samples pit. FC/ frost crack.*

## 3.3 - REMANIEMENTS EN RAVINES DES FORMATIONS ANTÉRIEURES (UNITÉ 6)

L'unité 6 rassemble des dépôts de faciès variables situés au-dessus de l'unité 5 et fréquemment observés en ravines dans les puits. Sur les interfluves, la distinction entre 5 et 6 est souvent difficile et nécessite une coupe pour être déterminée. Elle se marque par des variations mineures de faciès (litages moins épais, part plus importante de fines, présence éventuelle de petits agrégats remaniés) et surtout par un dépôt en ravines (fig. 6, photos 6 et 7). Dans les zones basses (lieu-dit les Annoyes, vers le pk 2,5 ; fig. 3), l'unité 6 est constituée d'une argile verdâtre qui remplit de nombreux petits chenaux, avec parfois des concentrations de carbonate ou

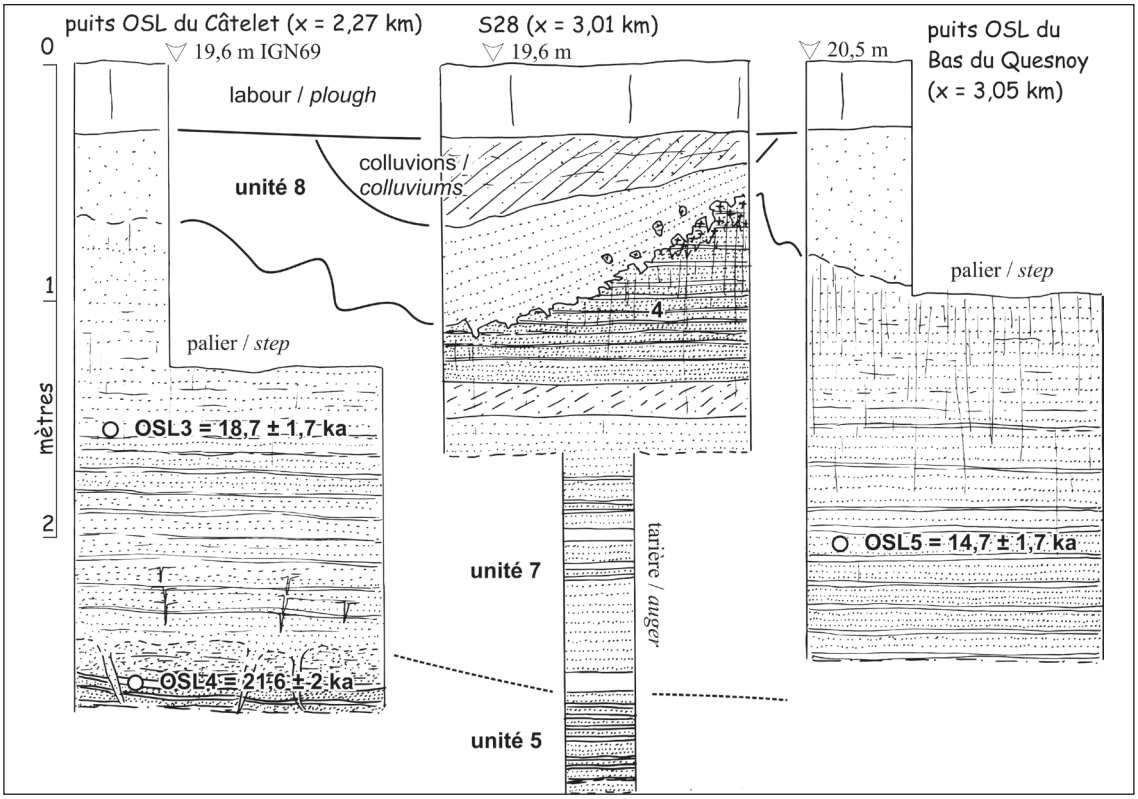


**Fig. 7 : Logs des puits OSL du Câtelet, du Bas-du-Quesnoy et du sondage S28.**
*Fig. 7: Câtelet, Bas-du-Quesnoy OSL pits and S28 boring logs.*

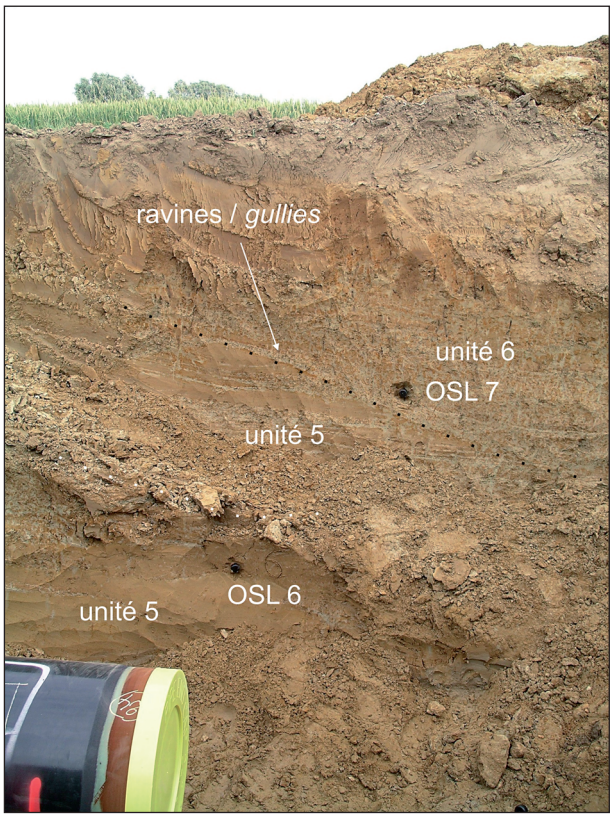


**Photo 6 : Puits des prélèvements OSL 6 et 7.**
*Photo 6: OSL 6 and 7 sample pits.*

**Photo 7 : S108, exemple de ravines (unité 6) affectant le sommet de l'unité 5.**
Les flèches indiquent le bord des ravines.
*Photo 7: Borehole 108, example of gullies (unit 6) in the top of the unit 5. The arrows show the edge of gullies edge.*

d'oxyde de fer. Localement les concentrations d'oxyde sont si intenses que l'eau est de couleur rouille.

La datation OSL 7 vers le pk 5,8 a donné une date relativement ancienne (34,02 ± 3,22 ka) marquant une inversion chronologique avec l'OSL 6 faite dans l'unité 5 sous-jacente (27,95 ± 2,62 ka) (tab. 1, fig. 6, photo 6). Toutefois, la ravine dans laquelle l'échantillon OSL 7 a été prélevé comportait de petits agrégats. Nous pensons donc que ce n'est pas le remplissage de la ravine qui a été daté mais un sédiment légèrement plus ancien remanié de l'unité 5.

L'unité 6 est définie par défaut et par opposition à l'unité 5, qui présente un faciès plus homogène. Elle peut être diachronique et résulter de phénomènes différents selon sa position dans la plaine : remaniement de l'unité 5 sur les parties hautes, écoulements reliques et dépôts de sédiments fins dans les parties basses. La présence géné-

ralisée de ravines sur les interfluves sableux de la plaine haute implique des écoulements abondants, vraisemblablement sur sol gelé. L'unité 6 n'est pas observée dans la plaine basse. L'extension de l'unité 6 uniquement dans la plaine haute, sur une unité 5 apparemment un peu plus ancienne – au moins localement –, permet de supposer une mise en place de l'unité 6 aux environs de 20 ka, contemporaine du dépôt de l'unité 5 dans la plaine basse.

### 3.4 - UNE AVULSION PLÉNIGLACIAIRE : L'EXEMPLE DU RUISSEAU DE COUTICHES

Au nord du ruisseau de Coutiches, le gazoduc traverse un petit interfluve à l'amorce duquel ont été effectuées les datations OSL 6 et 7 sur les unités 5 et 6 (fig. 4 et 6). Plus au nord encore, il traverse un talweg (lieu-dit « les Hayettes »). Ce talweg se devine sur la carte topographique à 1/25 000e, jusqu'à son origine au débouché du talus bordier de la plaine, à l'est du village de Coutiches (fig. 8). Le détail de la topographie montre à cet endroit une ancienne défluviation : le flot qui constitue l'actuel ruisseau rejoignait autrefois le talweg nord. Ce dernier est aujourd'hui occupé par un modeste fossé de drainage et ne recèle aucune trace d'un écoulement postérieur à l'unité 5. L'avulsion qui a entrainé une modification du tracé est donc pléniglaciaire mais postérieure à la date obtenue sur les alluvions de l'interfluve (27,95 ± 2,62 ka).

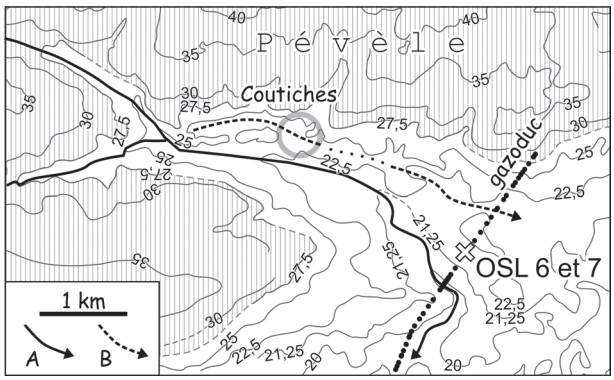


**Fig. 8 : Défluviation pléniglaciaire du ruisseau de Coutiches.**
Courbes de niveau en mètres NGF Lallemand, d'après la carte IGN 1/25 000e. A/ réseau hydrographique actuel, B/ autre talweg, OSL/ localisation de la datation des alluvions formant l'interfluve.
*Fig. 8: Coutiches stream pleniglacial deflection. Survey NGF Lallemand, according to the 1/25 000th IGN map. A/ current hydrographic net, B/ other talweg, OSL/ location of the interfluvium pleniglacial alluviums.*

### 3.5 - FORMATIONS ÉOLIENNES DE SABLE ET DE SABLE-LIMON (UNITÉ 7)

L'unité 7 correspond à des formations sableuses, rencontrées sur quatre sites. A chaque fois elle coïncide avec une petite éminence de la plaine. Elle est constituée de sable régulièrement lité avec intercalations limoneuses. Cette unité est difficile à distinguer nettement de l'unité 5, si ce n'est par l'absence totale de sédiment argileux et un caractère extrêmement régulier des lits. L'ensemble est affecté par la pédogenèse observée sur les dépôts de l'unité 5. Des variations de faciès sont repérées aux différents endroits de la plaine.

Au Câtelet, vers le pk 2,3 (fig. 3 et 9), les lits limoneux sont fins et discrets (fig. 7, puits OSL du Câtelet, photos 3 et 8). Dès le terrain, lors de l'escalade du léger relief, l'observation systématique du pendage des lits dans le sens de la pente, mais selon une inclinaison plus importante que la pente elle-même, a permis d'interpréter la forme comme une dune (fig. 9).

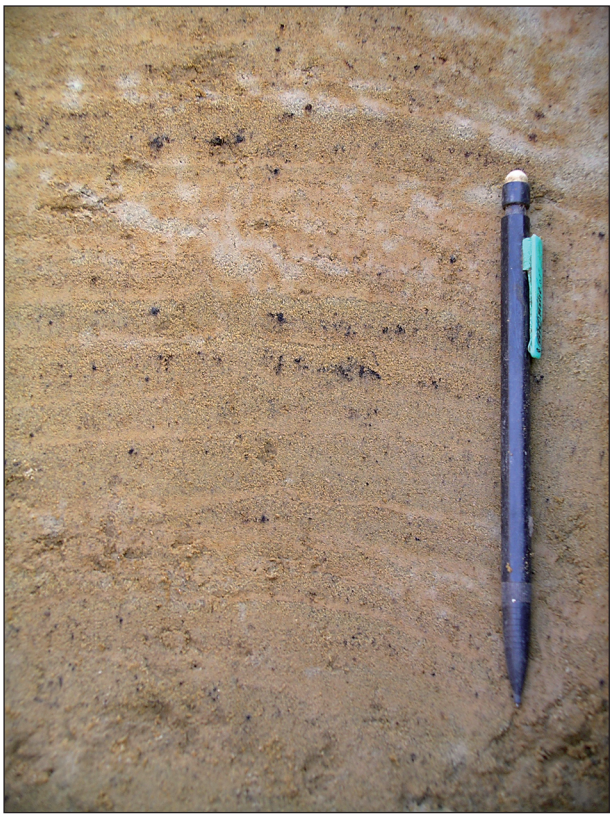

**Photo 8 : Détail des lits sable / limon de l'unité 5, puits de prélèvement OSL (dune du Câtelet).**
*Photo 8: unit 5 sand / loam beds detail, OSL sample pits (Câtelet dune).*

Légèrement plus au sud (lieu-dit le « Marchais-de-Quélesne », vers le pk 1,6 ; fig. 3) ainsi que plus au nord (« Bas-du-Quesnoy », vers le pk 3,1 ; fig. 3), les lits limoneux sont nettement plus épais (jusqu'à plusieurs centimètres, photo 9). L'importance de la part limoneuse augmente encore à l'extrémité nord du transect, vers le pk 7,1 (fig. 4), où certaines bandes limoneuses, toujours aussi régulières, atteignent environ 5 centimètres d'épaisseur. Dans les deux premiers cas, la régularité des dépôts et l'alternance de texture (sable / limon avec sable dominant) en continuité avec les lits sablo-limoneux ou sablo-argileux sous-jacents n'ont pas permis, de prime abord, de les distinguer de l'unité 6. L'attribution des dépôts du « Bas-du-Quesnoy » à la toute fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien, grâce à l'OSL 5 (14,7 ± 2,7 ka ; tab. 1, fig. 3 et photo 9), a permis d'exclure l'hypothèse d'une basse terrasse au profit d'une accumulation éolienne associant du sable et du lœss. La proportion du lœss augmente en s'éloignant de l'axe d'écoulement de la plaine basse. Elle est maximale dans le dépôt le plus septentrional qui s'adosse au talus bordier de la plaine (fig. 4, pk 7). Cette dernière accumulation forme un très léger bombement parallèle au talus bordier.

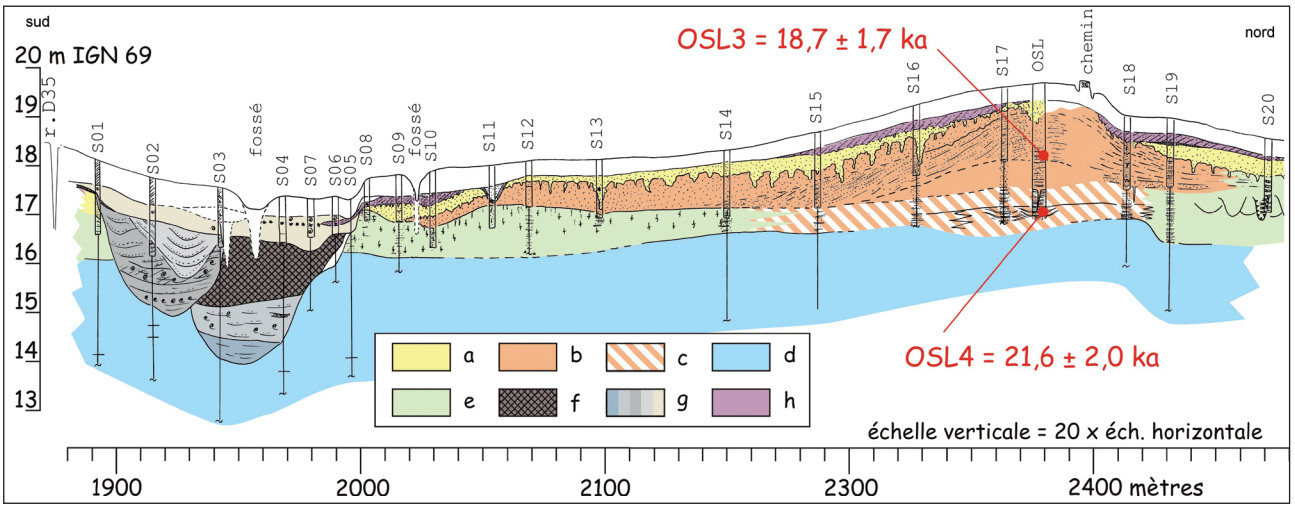


**Fig. 9 : Transect du Câtelet.**
a/ sable clair homogène (éolien, Tardiglaciaire), b/ sable lité, lits limoneux, réguliers (éolien, Pléniglaciaire), c/ sable et limon lité (fluviatile, Pléniglaciaire), d/ limon sablonneux et sable fin lité, gleyifié (fluviatile, Pléniglacaire ?), e/ unité hétérogène : sable limoneux verdâtre, parfois lité ou avec un système de petits chenaux (Pleniglaciaire ?), f/ tourbe (Holocène), g/ limon lité, plus ou moins organique (fluviatile, Tardiglaciaire-Holocène).
*Fig. 9: Câtelet cross-section. a/ homogeneous bright sand (aeolian, Lateglacial), b/ bedded sand, evenly loamy beds (aeolian, Pleniglacial), c/ bedded sand and loam (fluvial, Pleniglacial), d/ gleyed bedded sandy loam and fine sand (Fluvial, Pleniglacial?), e/ heterogeneous unit: greenish loamy sand, bedded in places or with little stream channels system (Pleniglacial?), f/ peat (Holocene), g/ more or less organic bedded loam (fluvial, Lateglacial-Holocene).*

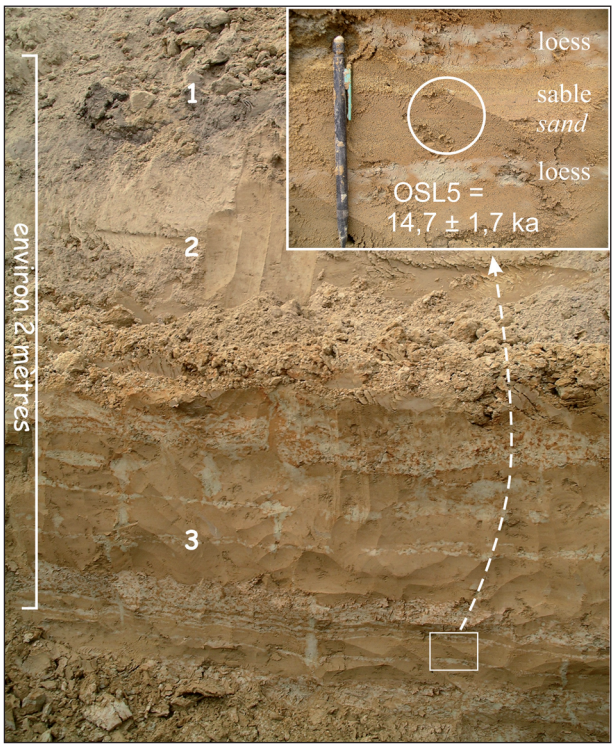


**Photo 9 : Puits de prélèvement OSL de la dune du Bas-du-Quesnoy.**
1/ labour, 2/ sable clair (unité 8), 3/ sable lité régulièrement en alternance avec des lits de limon (lœss). Détail de la localisation du prélèvement OSL en cartouche.
*Photo 9: Bas-du-Quesnoy dune OSL sample pits. 1/ plough horizon, 2/ light sand (unit 8), 3/ evenly bedded sand alternating with loam (loess) beds. Detail of the OSL sample location in the frame.*

## 3.6 - OBSERVATIONS COMPLÉMENTAIRES EN RIVE DROITE

Hors la tranchée du gazoduc, des opérations archéologiques ont permis d'effectuer d'autres observations. Ces données se répartissent en rive droite de la Scarpe. Par leurs similitudes ou leurs différences, elles complètent les informations apportées par l'étude du transect du gazoduc.

### 3.6.1 - Lallaing

Les sondages de Lallaing, rue Montozon (SRA 05/194/diag, x = 711,45, y = 7 032,62 km Lambert 93 ; Bernez, 2006), occupent une petite zone haute à la jonction avec l'Ostrevant (n° 1 sur la figure 1). A environ 20 mètres d'altitude, le site domine la plaine basse de quelques mètres. Nous y avons observé des formations lités fluviatiles franchement sableuses en partie inférieure avec de gros graviers de craie (toit entre 16 et 17 m). Les lits sont de plus en plus limoneux vers le haut mais toujours avec des lits de graviers de craie localement abondants.

Les sondages de la rue Jehanne de Lallaing (SRA 06/093/diag, x = 712,4 / y = 103,75 km Lambert 93 ; Deschodt, 2006), à faible distance de l'observation précédente (n° 2 sur la figure 1), se situent en contrebas, dans la plaine basse. Les sondages ont rencontré une alternance de limon et de sable, similaire à l'unité 5 mais très calcaires et coquilliers. Ces alluvions supportent un petit horizon de sol organique puis une faible épaisseur de tourbe et de limon d'inondation.

De toute évidence, cette partie de la plaine est constituée d'alluvions pléistocènes avec apports crayeux abondants provenant du versant. Le relief, où se développe en partie la ville de Lallaing, peut être interprété comme un dépôt de piémont. Il constitue le vis-à-vis méridional, sur le versant de l'Ostrevant, des alluvions de la plaine haute au pied de la Gohelle. En contrebas, dans la plaine, la stratigraphie est similaire à celle observée sur le gazoduc (formation tourbeuse holocène sur l'unité 5), si ce n'est la forte proportion de carbonates contenue dans les alluvions attribuables au Pléistocène : dès le passage en rive droite de la Scarpe, l'influence de la lithologie du versant

de l'Ostrevant crayeux est nette et se traduit par la généralisation des alluvions calcaires.

### 3.6.2 - Wandignies-Hamage

Les sondages de Wandignies-Hamage (SRA 05/245 et 05/336, x = 722,02 / y = 7 033,85 km Lambert 93 ; Louis, 2007) se situent en rive droite de l'ancien chenal principal holocène de la Scarpe (n° 3 sur la figure 1). Ils ont permis d'observer la constitution d'un léger relief parallèle à la rivière et l'amorce de la rive. Le relief longitudinal est composé de sable. Il s'agit probablement d'une petite dune similaire à celles observées de part et d'autre du chenal secondaire du cours du Câtelet (unité 7, fig. 3), ici le long du lit principal de la Scarpe. Le modelé repose sur des alluvions litées de sable et de limon (équivalent de l'unité 5) très calcaires, comme à Lallaing, mais décarbonatées en partie supérieure.

### 3.6.3 - Hasnon

Les sondages réalisés à Hasnon (GA15014701 ; x = 673,8 / y = 1 303 km Lambert 1 ; Henton, 2006 ; n° 4 sur la figure 1) ont permis d'observer, comme à Wandignies-Hamage, des alluvions litées à texture très contrastée (limon / sable, équivalent de l'unité 5). Les alluvions sont affectées par un système de glosses et recouvertes par un sable clair (équivalent de l'unité 8). Une limite de décarbonatation traverse les sédiments à environ 15 mètres d'altitude, largement sous la nappe actuelle. La carbonatation sous-jacente est intense, en particulier dans la fraction limoneuse. Ces observations indiquent un apport important de limon calcaire en provenance du versant de l'Ostrevant. La parcelle est également caractérisée par un microrelief sableux en forme de dôme culminant à près de 18 mètres d'altitude. Il domine des prairies humides aux environs de 16 m (fig. 10). Des vestiges du Haut Moyen Âge ont été détectés dans un petit creux topographique aujourd'hui comblé par près d'un mètre de colluvions sableuses. Ils témoignent d'une érosion et d'un adoucissement relativement récents du relief. La petite éminence est interprétée comme une petite dune à proximité des chenaux de la Scarpe.

### 3.6.4 - Saint-Amand-les-Eaux « port fluvial »

Les sondages réalisés à Saint-Amand-les-Eaux (x = 678,2 / y = 1 305,6 km Lambert 1 ; Henton & Deschodt, 2005 ; n° 5 sur la figure 1) se situent en rive droite du canal de la Scarpe dans une zone de prairies drainées. L'observation attentive de la microtopographie

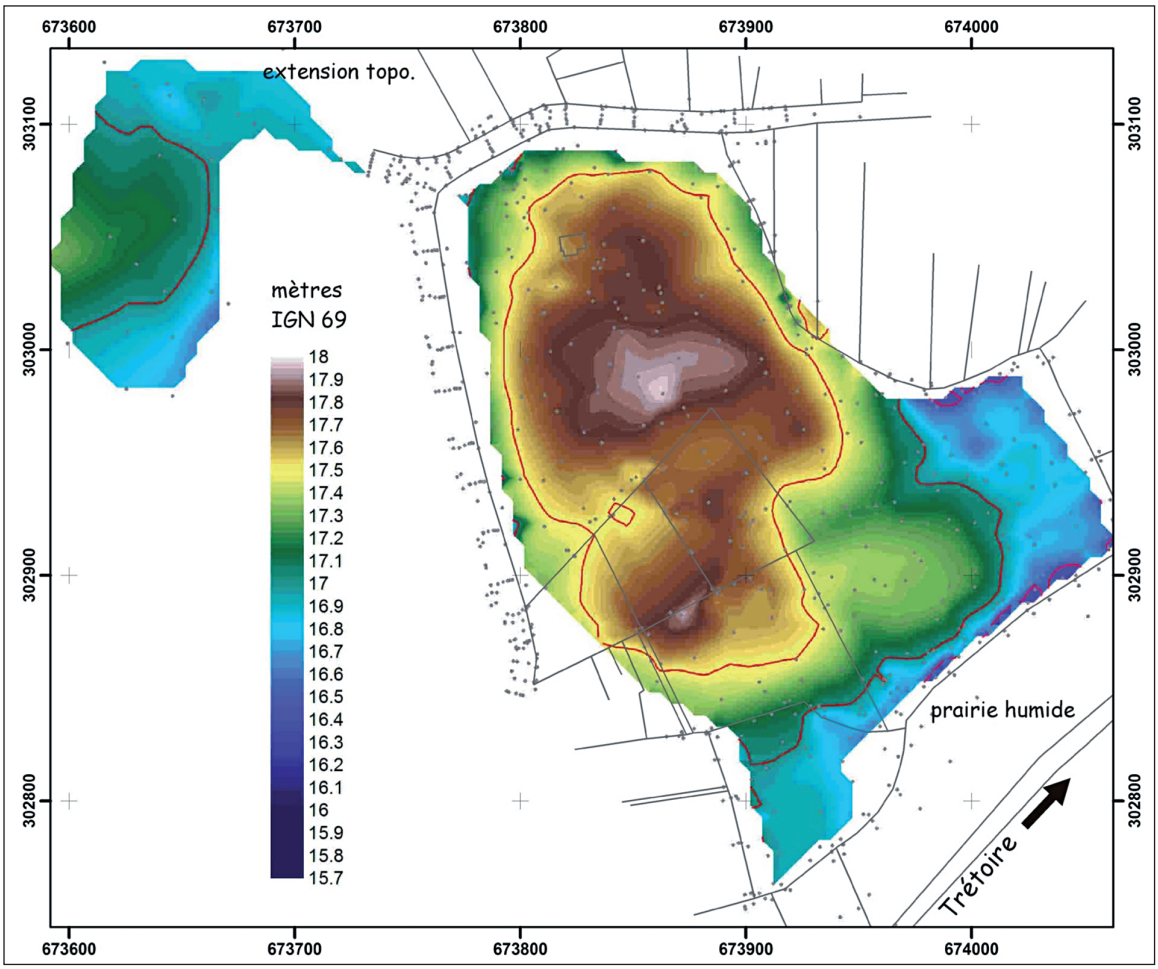


**Fig. 10 : Exemple d'une petite formation sableuse éolienne érodée (Hasnon, rue Delacroix, n° 4 sur la figure 2).**
Trait rouge : courbe de niveau 16,5, 17 et 17,5 m IGN 69.
*Fig. 10: Example of an eroded tiny aeolian deposit (Hasnon, Delacroix Street, no.4 on figure 2). Red line: contour lines 16.5, 17 and 17.5 m survey IGN 69.*

permet de distinguer deux dépressions longitudinales se recoupant, l'une de direction nord-sud (chenal «A», fig. 11), l'autre de direction ouest-est (chenal «B», fig. 11). Le chenal B est mieux marqué et se suit aisément dans le paysage plus à l'est où il méandre dans les prairies. Les deux chenaux sont en outre occupés par un large fossé de drainage collecteur.

Les sondages ont rencontré principalement des alluvions sableuses litées, équivalentes à celles de l'unité 5 sur le tracé du gazoduc (fig. 12). Les litages sont nets en profondeur, plus confus près de la surface, masqués par la pédogenèse. Le chenal B est occupé par deux formations sédimentaires : la plus profonde (figuré 2 sur la figure 12, partie interprétation) est similaire aux alluvions sableuses encaissantes (figuré 1 sur la figure 12, partie interprétation), avec toutefois une part plus importante des litages limoneux. La seconde formation sédimentaire, de datation holocène, comble un chenal qui incise partiellement et se surimpose au chenal B (figuré 3 sur la figure 12, partie interprétation). Une coupe a clairement montré que la morphologie de la rive nord du chenal B est liée à une activité fluviatile pléistocène et non au chenal holocène qui ne concorde pas exactement avec elle. Le chenal pléistocène B était large d'une quarantaine de mètres pour une profondeur légèrement supérieure au mètre. Le chenal A, antérieur et moins bien conservé dans la microtopographie, semble plus large. Sa profondeur reste inconnue, en raison de la très forte similitude existant entre la nature du remplissage et celle de l'encaissant sableux. Ces deux chenaux et leur recoupement illustrent

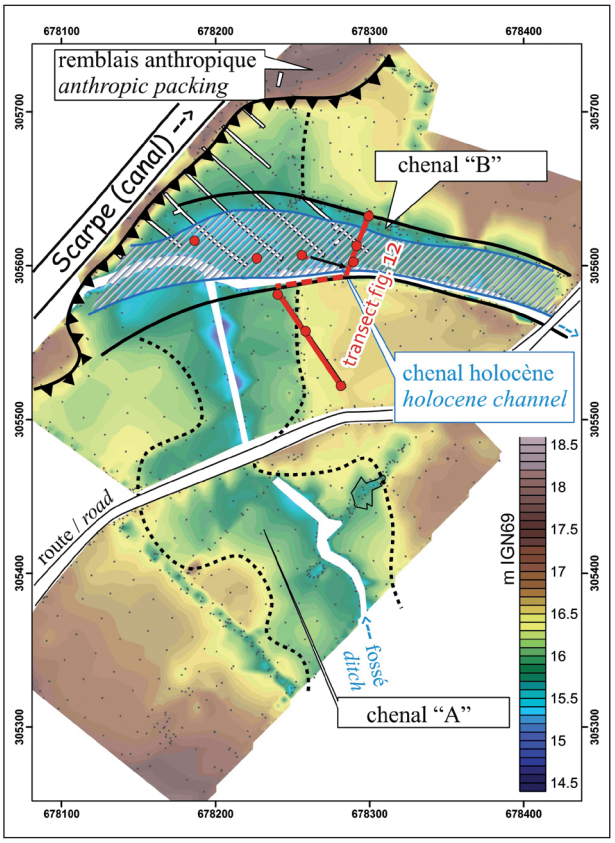


**Fig. 11 : Exemple d'une microtopographie héritée du système fluvial pléniglaciaire (Saint-Amand-les-Eaux, port fluvial, n° 5 sur la figure 2).**
*Fig. 11: Example of a microtopography inherited from the pleniglacial fluvial system (Saint-Amand-les-Eaux, fluvial port, #5 on figure 2).*

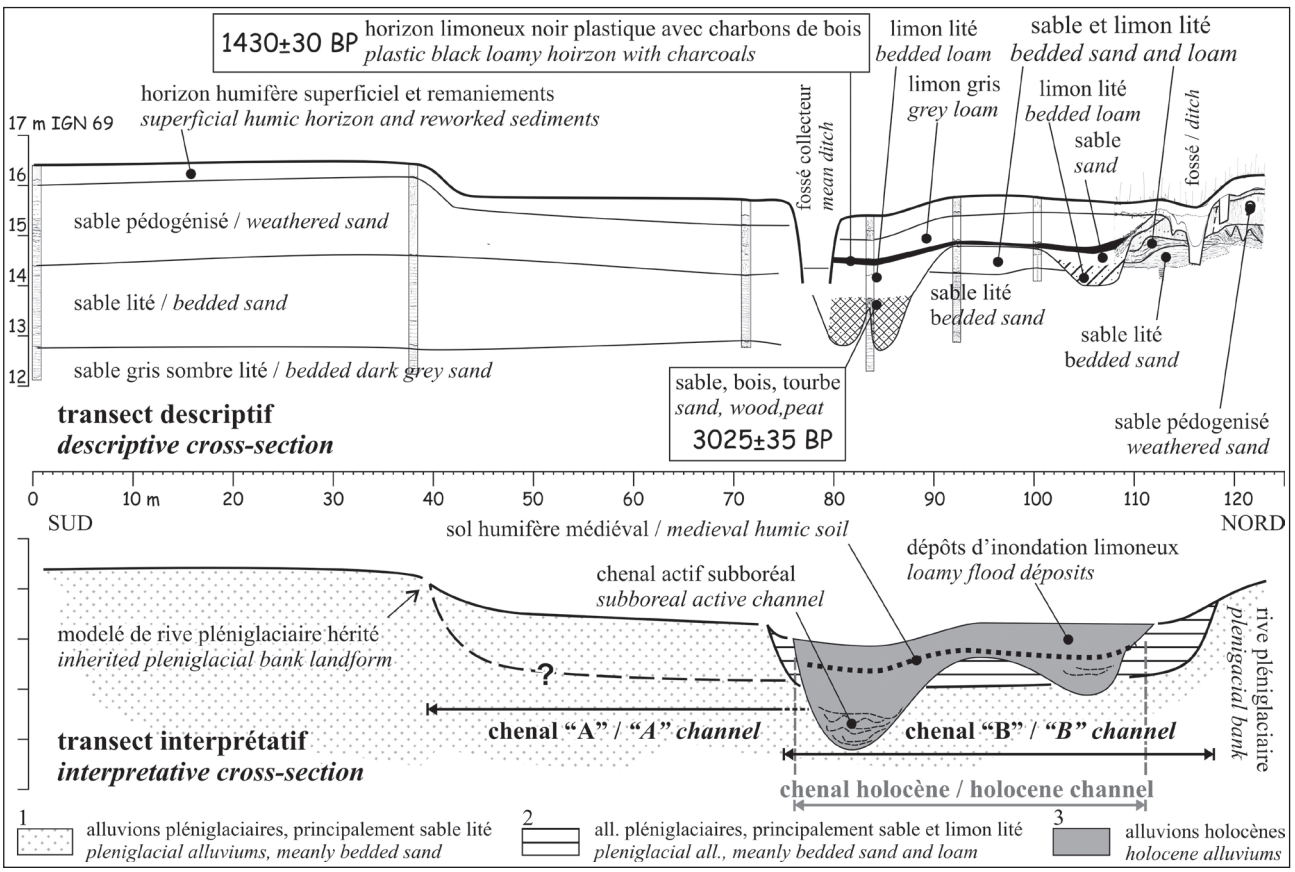


**Fig. 12 : Saint-Amand-les-Eaux, port fluvial, transect.**
*Fig. 12: Saint-Amand-les-Eaux, fluvial port, cross-section.*

le style fluvial pléniglaciaire déjà observé le long du transect du gazoduc.

### 3.6.5 - Saint-Amand-les-Eaux, usine Stérilyo

Les sondages réalisés à Saint-Amand-les-Eaux sur le site de l'usine Stérilyo (x = 678,2 / y = 1 305,6 km Lambert 1 ; Henton & Deschodt, 2006 ; n° 6 sur la figure 1) se situent en bordure orientale de la plaine, à l'amorce de l'interfluve entre Scarpe et Escaut. Comme plus en amont en rive droite, sous un niveau sableux pédogénisé, nous avons observé des lits de sable et de limon calcaire, équivalent de l'unité 5 sur le tracé du gazoduc (fig. 13). Un sondage a livré un lit de petits débris organiques datés à 21 060 ± 90 BP (Lyon-4935, SacA-10419). La datation est proche de celle réalisée par OSL dans les alluvions de la berge du méandre de Vred. Elle confirme une mise en place de la masse sédimentaire principale dans la plaine basse au cours du Dernier Maximum Glaciaire.

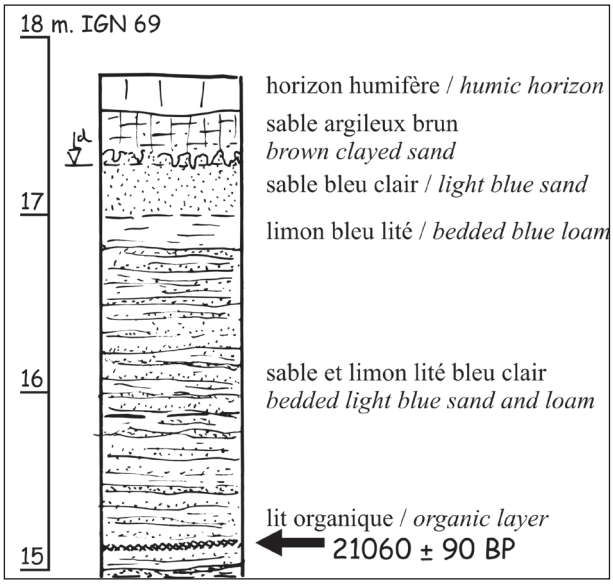


**Fig. 13 : Exemple d'alluvions périglaciaires calcaires avec niveau organique (Saint-Amand-les-Eaux, usine GSK, n° 6 sur la figure 2).**
*Fig. 13: Example of calcareous pleniglacial alluvium with a organic layer (Saint-Amand-les-Eaux, GSK factory, #6 on figure 2).*

## 4 - LE TARDIGLACIAIRE ET L'HOLOCÈNE

### 4.1 - FORMATION ÉOLIENNE DE SABLE CLAIR (UNITÉ 8)

Les formations fluviatiles (unité 5) et éoliennes pléniglaciaires (unité 7) sont couvertes d'un sable clair homogène (unité 8) depuis l'origine du transect jusqu'à environ 5,6 km. L'unité 8 est en générale épaisse d'environ 0,25 mètre, mais elle peut être localement plus épaisse, en particulier vers le sud (pk 1,5). Plus vers le nord, elle est plus ténue et parfois interrompue. Toutefois, des comblements de chablis en gardent la trace. La couverture devait être à l'origine continue dans la plaine basse et sur la bordure sud de la plaine haute, avant d'être érodée ou intégrée dans les labours.

L'unité 8 se distingue des unités fluviatiles sous-jacentes par son caractère homogène et la moindre abondance, voire l'absence, de traces ferriques. Les traces de racines perçues dans l'unité 5 ne se poursuivent pas au-dessus dans l'unité 8. La limite est nette mais très irrégulière. De nombreuses involutions descendent brutalement dans les formations sous-jacentes avec parfois des remaniements d'agrégats (photo 2). Le contact est souligné par des oxydes de fer qui affectent exclusivement les unités sous-jacentes. Parfois, en quelques endroits, notamment vers le relief du pk 3 (S28, fig. 7), la concentration en oxydes est telle que le sable est grésifié. Malgré le contraste net entre les unités, les irrégularités rendent le contact confus et une surface plane régulière ne peut être trouvée au décapage, de multiples « poches » diffuses apparaissant en fond de tranchée. Dans quelques coupes, ces involutions prennent parfois l'aspect de glosses. Il est possible que leur nature glossique soit généralisée mais que la texture sableuse ait mal conservé ce trait.

La base de l'unité 8 présente des caractères pédologiques similaires à ceux d'un fragipan plus ou moins dégradé, identifié par la compaction du sédiment par la glace de ségrégation et l'ouverture d'un réseau de fente par dessiccation qui guident les traits pédologiques ultérieurs (Van Vliet & Langohr, 1981 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992). Si les traits typiques sont décrits sur lœss, la texture sableuse n'est pas un obstacle à leur formation (Langohr, communication orale). Le mauvais drainage de la plaine et la présence d'une fraction fine dans les alluvions ont pu favoriser ce phénomène. Une origine pédologique à l'unité 8 peut ainsi être invoquée, au moins en partie. Toutefois, celle-ci n'est pas exclusive comme l'indique la présence de discordances avec les horizons sous-jacents (S28, fig. 7) ou la forte irrégularité d'épaisseur. Cette dernière est maximale à proximité des chenaux au sud de la plaine.

Nous interprétons l'unité 8 comme dépôt éolien. Les interprétations pédologique – un horizon superficiel formé dans les sables au cours du Tardiglaciaire – et sédimentaire – une accumulation éolienne à la fin du Tardiglaciaire – ne sont pas mutuellement exclusives. Il est d'ailleurs possible que l'horizon superficiel déferrifié et meuble ait pu constituer une des sources de la déflation. L'horizon pédologique serait alors confondu avec le dépôt éolien et décelable aujourd'hui à la faveur d'une accumulation éolienne assurant son enfouissement et ainsi une protection vis-à-vis des labours et des processus pédologiques ultérieurs. La réactivation d'un processus éolien au Dryas récent est d'autant plus facile à invoquer qu'il est mis en évidence sur toutes les zones d'accumulations sableuses éoliennes pléniglaciaires et qu'il est particulièrement marqué dans les régions septentrionales voisines (cf. *infra*).

### 4.2 - LE MÉANDRE DE VRED

Les formations alluviales tardiglaciaires-holocènes sont beaucoup moins étendues que celles du Pléniglaciaire weichselien. Elles sont localisées dans des chenaux ou à leur voisinage. Deux chenaux secondaires

de la Scarpe, inconnus avant nos investigations ont été recoupés : le chenal du Câtelet, entre le pk 1,9 et 2 (fig. 3) et le méandre de Vred à l'extrémité sud du transect.

### 4.2.1 - Stratigraphie

#### *4.2.1.1 - Partie aval*

Sur les premières centaines de mètres du transect, entre le canal de la Scarpe et le village de Vred situé sur un léger relief, des prairies humides aux environs de 16,4 à 16,8 mètres d'altitude ont été sondées à la tarière. Elles se développent sur quelques décimètres de limon tourbeux, incluant épisodiquement un lit de travertin limoneux. L'ensemble repose sur les formations limono-sableuses litées de l'unité 5. Plus à l'ouest, aux environ du pk 0,3 (fig. 3), les formations tourbeuses et travertineuses sont plus épaisses et masquent un chenal indécelable dans la topographie. Le comblement est composé, du haut vers le bas, d'un sable grossier fluviatile à nombreux bois flottés qui comble une légère incision dans un limon argileux noir peu compact et plastique. Ce dernier scelle d'une part des limons plastiques clairs, bleutés ou verdâtres et, d'autre part, une succession de limon plastique avec quelques charbons, de sable et limon tourbeux lités et de sable lité avec passages organiques. Un de ces éléments a été daté à 12 345 ± 50 BP (Lyon-4933, SacA-10418), attribuant ainsi la base du comblement au Bølling (fig. 3 et tab. 3).

La rive occidentale du chenal colmaté coïncide avec le bord de la prairie, souligné par un fossé de drainage et par un dénivelé modeste d'environ 0,5 mètre (surface vers 17,4 m). Le passage hors de la prairie est surtout marqué par l'affleurement brusque, sous les labours, des formations sableuses pléistocènes (unités 5 et 8).

#### *4.2.1.2 - Partie amont*

La zone sableuse labourée est traversée par un talweg à peine perceptible (fig. 14). Il s'agit d'un des lits de la Scarpe dont le comblement est corrélable avec les sédiments observés juste en aval, dans la zone humide (fig. 3). La coupe du chenal (fig. 15) révèle en effet, de haut en bas :

– un limon tourbeux à malacofaune abondante (labouré)

– un limon travertineux blanc finement lité avec malacofaune très abondante et petits restes végétaux épars. Ces derniers ont été datés de 2 260 ± 30 BP (Ly-3543 GrA).

– un fossé à remplissage lité tourbeux, scellé par le limon travertineux. Les remblais provenant du creusement, clairement identifiables par la reprise en mottes des sédiments sous-jacents, sont déposés de part et d'autre. Ils contiennent quelques tessons de céramique gallo-romaine.

– un limon tourbeux non calcaire, lui aussi scellé par le limon travertineux. Il est antérieur au fossé.

– deux petits chenaux très peu profonds, de l'ordre du mètre, sont perceptibles sous le limon tourbeux. Ils occupent deux emplacements distincts à l'intérieur du lit large d'une quarantaine de mètres. Le plus méridional est large de moins de 5 mètres et est entaillé sur sa rive

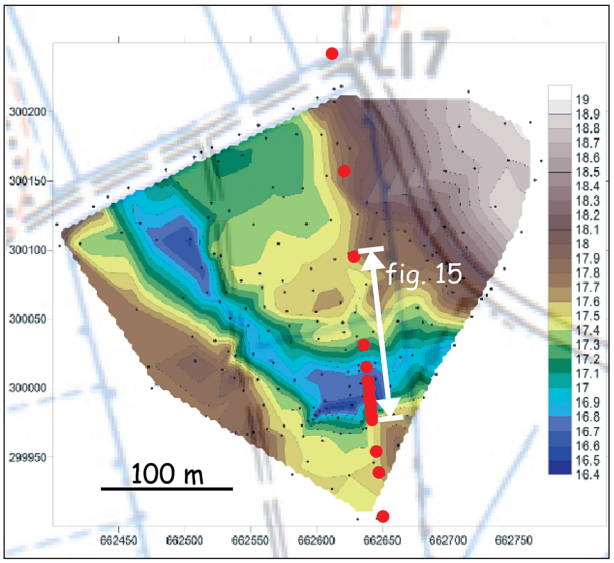


**Fig. 14 : Microtopographie du chenal amont du méandre de Vred (altitude en mètres IGN 69).**
*Fig. 14: Vred meander upstream channel microtopography (IGN 69 meters survey).*

nord par le fossé contenant du matériel gallo-romain. Son remplissage est constitué d'une tourbe passant vers le bas à un limon organique puis à un peu de sable à la base. Une date à 1 765 ± 30 BP (Lyon-4934, SacA-10356) a été obtenue sur un bois et rejetée. Il s'agit peut-être d'une racine consécutive à la végétalisation de la bordure du fossé romain. Le deuxième chenal, large d'un peu plus de quinze mètres, n'est guère plus profond et est comblé par un sédiment témoignant d'une dynamique fluviatile un peu plus forte, sous la forme d'un sable lité qui apparaît très sombre en coupe en raison de la très forte charge en fragments de bois flottés. Quelques lits sont exclusivement composés de malacofaune. Des seuils sont perceptibles d'ouest en est, de part et d'autre de la tranchée de sondage.

– sous cet ensemble, nous retrouvons une succession de sédiments comblant le large chenal d'une quarantaine de mètres. De haut en bas, nous rencontrons un sable limoneux à la carbonatation irrégulière (décarbonatation partielle ?) affecté au nord par un petit sol sombre ; des lits réguliers de sable et de limon sableux, avec des lits organiques brun voire tourbeux (observés en tarière), et enfin un sable calcaire régulièrement lité, grossier à la base (avec un lit de sable de craie), plus fin, avec quelques lits limoneux vers le haut. La datation obtenue dans la partie aval du méandre (fig. 3) permet d'attribuer ce comblement au Tardiglaciaire.

### 4.2.2 - Une structure de franchissement

Une structure anthropique a été fouillée exactement au contact du sable à bois flottés et du limon tourbeux sus-jacent, dans la partie amont du méandre. Elle se présente comme un demi-tronc d'aulne, fendu et totalement ébranché, disposé perpendiculairement au chenal (photo 10). Le tronc est daté de l'Âge du Bronze : 2 761 ± 42 BP (Erl-11737). La face externe, dirigée vers le bas, est enrobée par le sable. La face interne (cœur du tronc fendu), dirigée vers le haut, est scellée par le sédiment

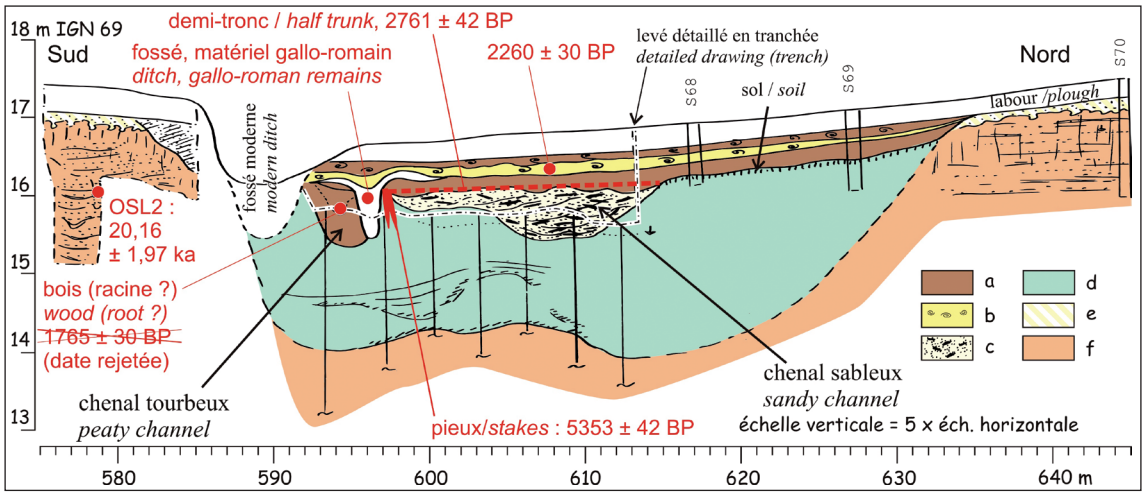


**Fig. 15 : Coupe simplifiée du chenal amont du méandre de Vred.**
a/ formations tourbeuses (fluviatile, Holocène), b/ limon travertineux (fluviatile, Holocène), c/ sable et bois flottés (fluviatile, Holocène), d/ limon ou sable lité, passages organiques (fluviatile, Tardiglaciaire), e/ sable clair homogène (éolien, Tardiglaciaire), f/ sable et limon lité (fluviatile, Pléniglaciaire).
*Fig. 15: Simplified Vred meander upstream channel cross-section. a/ peaty formations (fluvial, Holocene), b/ loamy calcareous tufa (fluvial, Holocene), c/ sand and floated woods (fluvial, Holocene), d/ bedded sand or loam, with organic bed (fluvial, Late Glacial), e/ homogeneous bright sand (aeolian, Late Glacial), f/ bedded sand and loam (fluvial, Pleniglacial).*

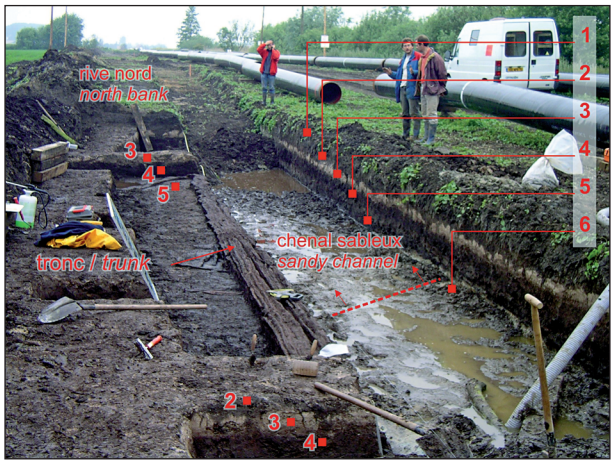


**Photo 10 : Méandre de Vred : structure de franchissement et partie supérieure du remplissage.**
1/ labour, 2/ limon tourbeux calcaire, 3/ tuf calcaire, 4/ limon tourbeux non calcaire, 5/ sable avec bois flottés, 6/ limon verdâtre (remplissage tardiglaciaire).
*Photo 10: Vred meander: crossing structure et infilling upper part. 1/ plough, 2/ calcareous peaty loam, 3/ calcareous tufa, 4/ non calcareous peaty loam, 5/ sand and floated woods, 6/ greenish loam (Lateglacial infilling).*

tourbeux. Le dépôt de sable contre le tronc indique donc son immersion partielle pendant une phase d'écoulement dynamique du chenal. Toutefois, son dépôt intervient vers la fin de cette phase puisqu'il a ensuite été scellé par les formations tourbeuses. La base du fût est orientée vers le sud. Elle repose sur un chablis ou sur une souche dans une structure fossoyée creusée en rive sud du petit chenal. Cette partie distale est entourée de pieux très grossièrement taillés (certains non épointés). A la fouille, les pieux ont été interprétés comme un système de blocage du tronc. Un état d'aménagement plus ancien est associé à la présence de deux autres pieux en chêne, distant de 1,5 mètres du tronc d'aulne. Ils sont datés du Néolithique : 5 353 ± 42 BP (Erl-11738). La faible emprise autorisée du sondage ne permet pas de déterminer s'il s'agit là d'un aménagement le long de la berge du petit chenal à remplissage sableux ou de la trace, au même endroit, d'une structure destinée à faciliter son franchissement. Il est en effet possible que nous soyons là sur un lieu de traversée privilégié du chenal secondaire de la Scarpe. Les rives forment deux reliefs sableux (basses terrasses pléistocènes) qui dominent une zone plus basse, humide et très large. Cette vaste zone humide est probablement le lieu de la confluence, aujourd'hui masquée par les tourbes, entre le chenal principal de la Scarpe et le lit secondaire observé.

### 4.2.3 - Commentaires et interprétations

Le méandre de Vred est masqué par les tourbes dans la prairie humide à proximité du lit principal de la Scarpe tandis qu'il est visible en topographie un peu plus au nord, légèrement incisé dans les alluvions pléniglaciaires. Il constitue un bras secondaire de la Scarpe. Deux coupes, l'une amont et l'autre aval, montrent un remplissage similaire (fig. 3, pk 4,5 et pk 6). La partie supérieure est composée de bas en haut d'une succession de sable à bois, de tourbe, de limon travertineux et à nouveau de tourbe. Cette formation est associée à des éléments archéologiques holocènes.

Plus bas, nous observons des faciès sableux et limoneux avec passages organiques, dont la base est datée du Bølling. Nous notons une dénivellation notable d'amont vers l'aval. Cette différence d'altitude est interprétée comme un seuil entre des secteurs morphologiques et hydrologiques distincts à l'intérieur de la plaine. Certains faciès de granulométrie fine, uniquement en aval, témoignent d'une décantation (les limons plastiques «j» et «l» de la figure 3, pk 4,5).

Nous synthétisons sur la figure 16 notre interprétation de l'évolution sédimentaire et paléoenvironnementale du méandre de Vred et de ses abords.

Phase 1 : Le chenal fonctionne au Tardiglaciaire. La base du comblement est datée du milieu du Bølling

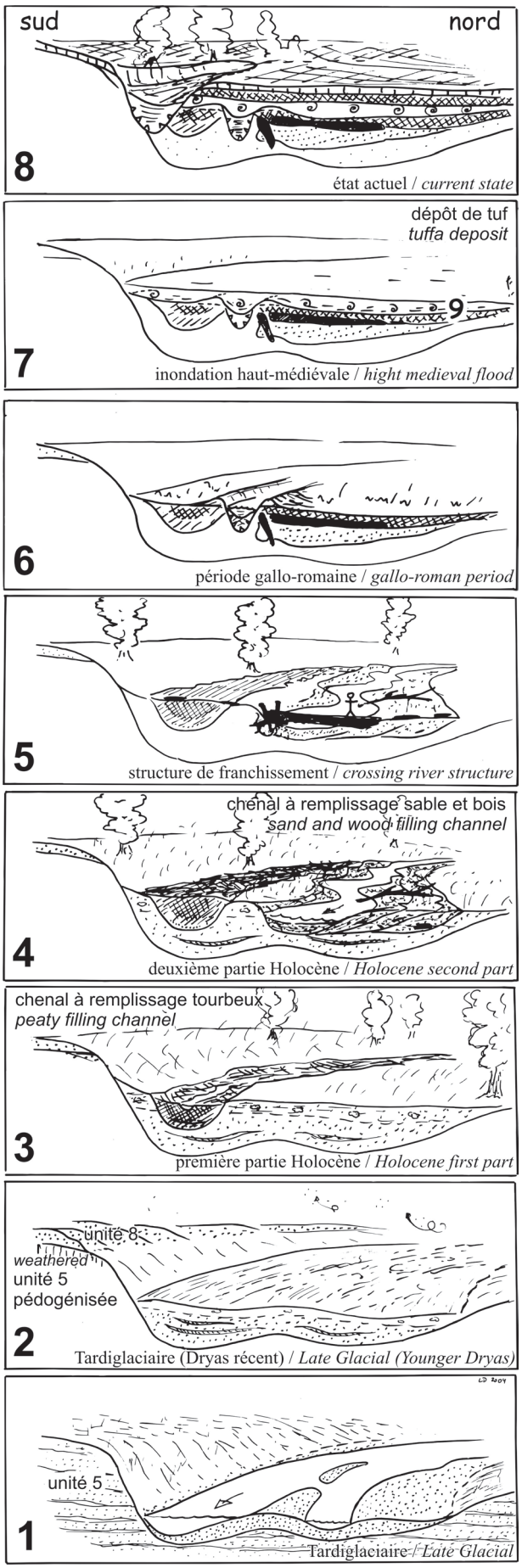


**Fig. 16 : Reconstitution de l'évolution du méandre de Vred (échelles non respectées).**
*Fig. 16: Vred meander evolution reconstruction (not to scale).*

(12 345 ± 50 BP). Son incision dans les alluvions sablo-limoneuses de la fin du Pléniglaciaire weichselien (unité 5, OSL 20,16 ± 1,97 ka) confère à ces derniers un statut morphologique de basse terrasse.

Phase 2 : Les terrasses sont scellées par un sable éolien attribué au Dryas récent (unité 8). La source du dépôt est probablement locale, avec une déflation facilitée par l'omniprésence de sable fluviatile dans la plaine et peut-être par la formation d'un horizon éluvial sableux facilement remobilisable au cours du Tardiglaciaire.

Phase 3 : Au début de l'Holocène, un petit chenal s'incise dans la concavité du méandre (environ 3 mètres de large, moins de 1 mètre de profondeur) puis est remblayé par un sédiment très organique, jusqu'à une tourbe franche, dans un contexte très peu dynamique.

Phase 4 : Au cours de l'Holocène, un nouveau chenal balaye l'ancien méandre tardiglaciaire. D'une profondeur maximum de l'ordre du mètre, il est associé à des alluvions sableuses à abondants débris de bois dans un contexte hydrologique dynamique.

Phase 5 : C'est dans le même contexte hydrologique de petit chenal dynamique qu'un premier aménagement indéterminé est réalisé au Néolithique. A l'Âge du Bronze, un demi-tronc d'arbre est placé dans le lit mineur, perpendiculairement à l'axe du cours et au droit d'un seuil (environ 1000-800 av. J.-C.).

Phase 6 : La dynamique du cours d'eau faiblit. Un limon tourbeux non calcaire envahit le méandre et scelle la structure de franchissement tandis que, juste en aval, se développe un marais où la sédimentation commence à masquer le tracé du cours d'eau. Ultérieurement (*post quem* gallo-romain), des hommes creusent un fossé.

Phase 7 : Une eau très calcaire inonde la majeure partie de l'ancien méandre. Elle réoccupe l'ensemble du lit majeur holocène, et permet un dépôt de limon travertineux alors que le fossé contenant du matériel gallo-romain est encore nettement sensible dans la topographie. Cette sédimentation est insolite à plusieurs titres :

(a) elle implique un haut niveau hydrologique et un écoulement qui réoccupe la largeur du lit tardiglaciaire, pour la première fois depuis le début de l'Holocène ; elle est associée paradoxalement à une compétence faible des écoulements caractérisant des inondations où dominent les processus de décantation en eau stagnante ;

(b) elle implique un apport massif d'eau carbonatée alors qu'à cet endroit l'ensemble des sédiments sous-jacents sont, depuis le Pléniglaciaire weichselien, modérément ou non carbonatés. Il s'agit donc d'un changement majeur dans l'alimentation en eau et donc dans la dynamique des écoulements caractérisant le réseau hydrographique amont ;

(c) de petits débris végétaux flottés dans le sédiment sont datés de 393 à 208 av. J.-C. Cette datation est contradictoire avec la présence de matériel gallo-romain sous-jacent. Nous l'expliquons par le remaniement des éléments végétaux datés. L'inondation semble donc être corrélative d'une érosion localisée plus en amont.

Nous interprétons ce dépôt comme l'effet dans la plaine de la Scarpe de la capture anthropique de la Satis

ou Scarpe d'Arras vers la plaine via Vitry-en-Artois, au Haut Moyen Âge. Cette interprétation est cohérente avec l'ensemble des caractéristiques observées :

– *post quem* gallo-romain,

– arrivée d'une eau particulièrement chargée en carbonate sans autre équivalent à l'Holocène,

– haut niveau hydrologique sans autre équivalent à l'Holocène,

– témoignage d'une érosion en amont et d'une décantation dans cette partie de la plaine.

Phase 8 : Le dépôt de limon travertineux est recouvert par un limon tourbeux calcaire. Ce dernier, ainsi que les rives sableuses, sont aujourd'hui labourés. Un fossé de drainage, une haie et le caractère estompé de la microtopographie créent le paysage actuel.

## 4.3 - LE RUISSEAU DE COUTICHES

Un affluent de rive droite de la Scarpe, le ruisseau de Coutiches, a été longé du pk 3,6 à 4,2 puis franchi aux environs du pk 5,5 (fig. 4).

### 4.3.1 - En longeant le ruisseau de Coutiches

A cet endroit, le lit majeur est très large. En rive droite, il est occupé par des prairies passant rapidement à l'ouest à une vaste zone de marais et d'étangs. La rive gauche est occupée par une zone boisée (« Bois de Bouvignies »). Le ruisseau lui-même se présente comme un large fossé avec, au moment de notre intervention, un écoulement rapide et une lame d'eau peu importante (quelques centimètres). Le flot charrie un sable fin organisé en rides. Il semble qu'il s'agisse là des seules alluvions holocènes de cette section du lit mineur : le *bed-rock* est constitué des alluvions pléistocènes (unité 5). Le tracé du cours d'eau est anthropique.

Les limites topographiques du lit majeur sont peu lisibles. Leur expression la plus nette se situe au droit de la dune du Câtelet où la limite du lit majeur prend la forme d'un petit talus avec une dénivellation maximale d'environ 1 mètre, ce qui suggère l'érosion – au Tardiglaciaire ? – du pied de la dune du Câtelet (hors transect). Mais la limite est en général presque imperceptible : vers le pk 4,2, la sortie du lit majeur s'effectue par un léger dénivelé d'environ 0,2 mètre. Si les limites topographiques sont peu marquées, le contraste textural est par contre extrême entre le sable et l'argile du lit majeur. Ce dernier est en effet entièrement scellé par une argile grise d'environ 1 mètre d'épaisseur (« n » sur la figure 4) qui recouvre un petit sol humifère gris développé sur l'unité 11 et un fossé creusé dans l'unité 11. Le sol a livré à plusieurs reprises des fragments de tegulae, ce qui implique un *post quem* gallo-romain. Le dépôt d'argile témoigne d'inondations par des eaux calmes, longues et répétées, ce qui coïncide avec le témoignage d'exploitants agricoles précisant que le lit majeur était, jusqu'à des travaux d'aménagement du ruisseau dans les années 1960, inondé pendant environ la moitié de l'année.

Un sondage (S34, pk 3,49, fig. 4) a rencontré un sable glauconieux lité à composante organique abondante qui comble l'amorce d'un chenal (« i » sur la figure 4). Le faciès est proche des alluvions tardiglaciaires du méandre de Vred ou des alluvions holocènes dans le chenal traversé un peu plus en amont (cf. *infra*). En l'absence de datation, nous ne tranchons pas. Dans tous les cas, ce chenal est aujourd'hui scellé par les argiles d'inondation et est imperceptible dans la topographie.

### 4.3.2 - Le franchissement du ruisseau de Coutiches

Plus au nord, le gazoduc franchit le ruisseau de Coutiches. Le lit majeur est ici beaucoup plus étroit, à peine plus de 100 mètres, et encaissé, de l'ordre d'un mètre par rapport aux champs environnants. Le fond est boisé ou occupé par des prairies humides. De haut en bas, nous avons rencontré les sédiments suivants (fig. 17).

***– Argile d'inondation et colluvions sableuses***

Le fond de vallée est couvert d'argile, similaire à celle rencontrée plus en aval. Elle passe rapidement mais de manière diffuse à un sable colluvié brun sur les bordures du lit majeur (avec éléments gallo-romains au sud). Un charbon de bois, situé dans un lit sableux à la base de l'argile et à la transition avec le chenal sableux sous-jacent, a été considéré comme « moderne » par le laboratoire de radiochronologie et n'a pas été daté (Lyon-4932, SacA-10355). Il plaide pour une mise en place récente de la masse sédimentaire argileuse.

***– Deux chenaux distincts***

Sous l'argile, nous retrouvons deux chenaux à des endroits distincts du lit majeur :

(a) au sud (« h », fig. 17), un chenal peu profond (environ 1 mètre) et large (environ 30 mètres) à remplissage de sable avec bois flotté très abondant, interstratifié ; un tronc présent dans ces alluvions a été daté de 1 465 ± 30 BP (Lyon-4930, SacA-10353) ;

(b) au nord (« f », fig. 17), un chenal un peu plus profond (environ 3 mètres) majoritairement comblé par des sables lités glauconieux, avec passées organiques voire tourbeuses ; la fin du comblement est composé d'un limon plastique, en partie organique, avec éléments gréseux (sable cimenté par de l'oxyde de fer) provenant de la rive. La base du comblement est datée de 6 210 ± 35 BP (Lyon-4932, SacA-10355).

***– Alluvions pléniglaciaires***

En profondeur, nous retrouvons les alluvions litées pléniglaciaires (unités 4 et 5). L'argile d'inondation serait en contact direct avec l'unité 5 si ce n'était la présence du niveau « c ». Ce dépôt peu épais est composé de lamines de sable ondulées, en alternance avec des lamines de sédiment fin plastique, globalement plus sableux vers le bas. Nous observons une limite érosive (discordance) avec les alluvions sous-jacentes.

Nous interprétons les informations recueillies de la manière suivante (fig. 18).

Phase 1

La morphologie générale est héritée du Pléniglaciaire : un large chenal d'une centaine de mètres incise

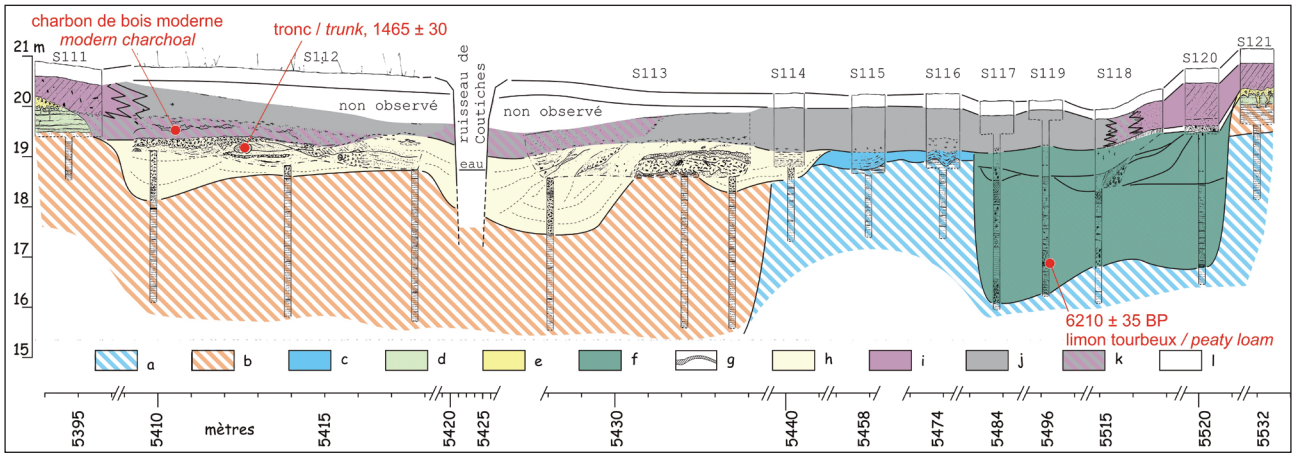


**Fig. 17 : Transect du franchissement du ruisseau de Coutiches.**
a/ sablon et sable limoneux lité, gleyifié (unité 4), b/ sable et limon lité (unité 5), c/ lamines de sable ondulées, en alternance avec des lamines de sédiment fins plastiques, globalement plus sableux vers le bas, avec limite érosive (discordance avec « a »), d/ limon et sable lité, nombreuses petites discordances internes (ravines ?) (unité 6), e/ sable clair homogène, limite inférieure érosive, avec de petits fragments grésifiés provenant de l'unité « d » sous-jacente, f/ succession d'argile et de limon plastique (contaminé par des éléments gréseux provenant de la rive), sur des lits de sable et sable limoneux, glauconieux, lits organiques voire tourbeux, g/ horizon sablo-limoneux très sombre, charbons de bois et tessons de céramique grossière, h/ sable quartzeux lité, très riche en bois (coloration globale noire due à l'abondance de bois), quelques lits limoneux, quelques lits de graviers d'argile, i/ sable brun, avec éléments anthropiques divers (tessons de céramique gallo-romaine), j/ argile grise, riche en oxyde de fer vers le bas, k/ sable argileux ou argile sableuse, l/ labour ou horizon humifère.
*Fig. 17: Coutiches stream cross-section. a/ gleyed, bedded fine sand and loamy and (unit 4), b/ bedded sand and loam (unit 5), c/ undulating sandy laminae, alternating with plastic fine sediment laminae, sandier downwards, with erosive boundary (discordance with unit "a"), d/ laminae shaded by strong pseudo-gley coloration, d/ bedded loam and sand, numerous inner little discordances (gullies?) (unit 6), e/ homogeneous light sand, erosive downwards limit with little sandstone gravels (ferric cement) coming from the underlaying unit "d", f/ clay and plastic loam sequence (with sandstone coming from the bank), overlaying sand, glauconic sand and loamy sand beds with some organic (to peaty) layers, g/ very dark loamy sandy horizon, some charcoals and some rough potsherds, h/ bedded quartzy sand with numerous floated wood (black colour due to the wood amount), few loamy beds, few clay gravels beds, i/ brown sand, with some different artefacts (gallo-roman potsherds), j/ grey clay, ferric oxides downwards, k/ clayed sand or sandy clay, l/ plough or humic horizon.*

légèrement les alluvions sableuses antérieures (« a »). En position de basse terrasse, le sommet des alluvions est affecté par des ravines et des remaniements fluviatiles (« b »). Un dépôt issu d'une faible dynamique (« c ») tapisse le fond du chenal. Il est postérieur à l'unité 5. Ce témoin d'une baisse importante de la dynamique fluviatile est attribué à l'extrême fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien.

Phase 2

Un chenal (« d ») large et profond d'environ 3 mètres incise une partie du chenal pléniglaciaire au cours de l'Holocène (date à 6 210 ± 35 BP vers la base du comblement). Son remplissage est essentiellement sableux avec des passages organiques, passant en partie supérieure à un limon plastique organique. Nous n'avons pas observé de trace de chenal tardiglaciaire, soit que la stratigraphie du chenal soit plus complexe (chenaux emboités), soit que l'érosion atlantique ait totalement réincisé les dépôts du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène. Un épisode de même type a été mis en évidence dans la vallée de la Deûle, à Houplin-Ancoisne où une érosion datant de l'Atlantique a totalement purgé le chenal holocène (Praud *et al.*, 2007).

Phase 3

Un nouveau chenal holocène est actif au cours de l'Antiquité tardive (« e », avec une date à 1 465 ± 30 BP). Il est large (plus de 20 mètres) mais faiblement incisé (environ 1 mètre) dans le fond de l'ancien chenal pléniglaciaire. Il est totalement comblé par une alluvion constituée de sable à nombreux fragments de bois. Ce faciès, bien que beaucoup plus récent, est identique à la phase 4 de la figure 16.

Phase 4

L'ancien chenal pléniglaciaire, bien marqué dans la topographie, constitue le lit majeur du ruisseau de Coutiches. Il est empli par un dépôt métrique d'argile d'inondation (« f ») qui scelle les deux chenaux holocènes. Le dépôt d'inondation est contemporain de la mise en place des colluvions sableuses (« g »). Le dépôt est vraisemblablement récent (*post quem* gallo-romain + charbon déclaré moderne).

## 4.4 - SAINT-AMAND-LES-EAUX « PORT FLUVIAL », OBSERVATION COMPLÉMENTAIRE

Les sondages réalisés à Saint-Amand-les-Eaux (x = 678,2 / y = 1 305,6 km Lambert 1 ; Henton & Deschodt, 2005 ; n° 5 sur la figure 1) ont permis d'observer un chenal holocène réoccupant partiellement un chenal pléniglaciaire (B, sur la figure 12). Son comblement est composé de bas en haut de sable lité avec reste de bois (daté à 3 025 ± 35 BP, Ly-13704) passant à de la tourbe, et d'un horizon de limon plastique humifère, avec charbons de bois abondants datés de l'Antiquité tardive (1 430 ± 35 BP, Lyon-3760). La fin du comblement est composée d'un limon gris compact. Nous sommes donc en présence d'un chenal secondaire de la Scarpe, actif à la fin du 2e millénaire av. J.-C.

Comme dans le cas du méandre de Vred ou du ruisseau de Coutiches, le chenal B a été partiellement réutilisé à l'Holocène. Le chenal holocène, lit secondaire de la Scarpe, est plus profond, avec un encaissement de l'ordre de 3 mètres par rapport à la plaine environnante, mais moins large, de l'ordre d'une dizaine de mètres, que le

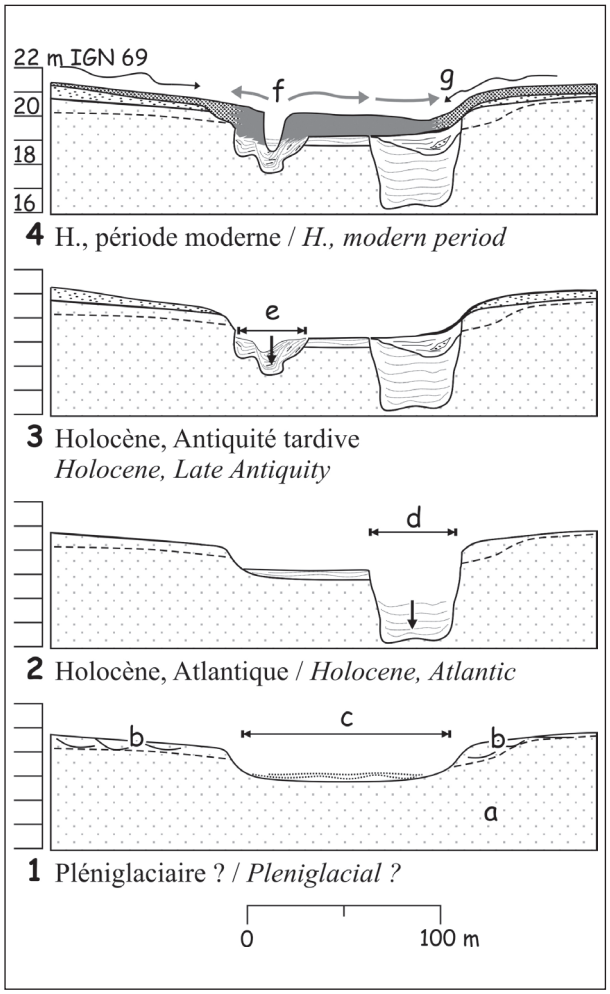


**Fig. 18 : Hypothèse de l'évolution du ruisseau de Coutiches.**
a/ alluvions pléniglaciaires (unité 5), b/ remaniements en ravines (unité 6), c/ dernier état du chenal pléniglaciaire (et dépôt de l'unité « c » de la figure 18 ?), d/ chenal atlantique, dépôt des unités 9 et 10, e/ chenal de l'Antiquité tardive, dépôt de sable avec bois, f/ argile d'inondation (époque moderne), g/ colluvions sableuses.
*Fig. 18: Coutiches stream evolution hypothesis. a/ pleniglacial alluviums (unit 5), b/ reworked sediments in gullies (unit 6), c/ final pleniglacial channel (and figure 18 unit "c" deposit?), d/ atlantic channel, units 9 and 10 deposit, e/ Late antique channel, sand and wood deposit, f/ flood clay deposit (modern), g/ sandy colluviums.*

chenal pléniglaciaire. Après une activité intra-holocène relativement forte, peut-être responsable de la réincision du lit mineur pléniglaciaire, le dynamisme du cours d'eau a décliné jusqu'à n'être plus qu'une zone d'inondation temporaire, et, actuellement, un axe de drainage artificiel. Sur ce site nous n'avons pas mis en évidence de dépôts tardiglaciaires.

## 5 - L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE LA PLAINE DEPUIS LE PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR WEICHSELIEN

Au terme de la réalisation du diagnostic archéologique mené sur le tracé du gazoduc, nous proposons une synthèse en quelques phases clés de l'évolution paléogéographique de la plaine de la Scarpe (fig. 19).

### 5.1 - PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR WEICHSELIEN : UNE PLAINE BALAYÉE PAR LES EAUX

#### 5.1.1 - Chronologie et dynamique de dépôt

A l'exception de l'observation rare des unités 1, 2 et 3 en bordure de la plaine, les sédiments les plus anciens rencontrés sont attribuables au Pléniglaciaire weichselien. Il s'agit de formations alluviales litées limono-sableuses (unité 4) passant vers le haut à des dépôts lités à texture très contrastée (unité 5). Celle-ci bénéficie de plusieurs datations : 34,02 ± 3,22 ka (OSL 7, tab. 2) dans la plaine haute, 20,16 ± 1,97 ka (OSL 2, tab. 2) à Vred et 21 060 ± 90 BP (soit 23 262 ± 372 cal. BP) avec la courbe de calibration CalPal_2007_HULU (Weninger & Jöris, 2008), Saint-Amand, tab. 3) dans la plaine basse. Le passage de l'unité 4 à l'unité 5 s'accompagne d'apports sableux plus grossiers et d'une nette augmentation du contraste textural entre les lits. Il doit s'agir là de la réponse sédimentaire, via un fort contraste hydrologique saisonnier, au maximum de froid au cours du Pléniglaciaire supérieur weichselien. Un important ruissellement, dû ou amplifié par un sol gelé, alterne avec une phase d'écoulements très faibles. Une décantation des particules fines intervient dans les chenaux actifs (photo 4) mais aussi un peu partout dans la plaine, après la crue, dans de petites dépressions correspondant à des chenaux abandonnés (fig. 5). La faible abondance des figures périglaciaires dans un contexte pourtant clairement périglaciaire pourrait être un indice supplémentaire d'une forte activité fluviatile (Van Huissteden *et al.*, 2000).

Les sédiments provenant du versant crayeux de l'Ostrevant sont chargés en calcaire : graviers de craie au pied du versant (Lallaing, rue Montozon) ou dépôts alluviaux limoneux calcaires plus loin dans la plaine (Lallaing, rue Jehanne de Lallaing ; Wandignies-Hamage ; Hasnon, Saint-Amand-les-Eaux). La concentration en carbonate dans les lamines de sédiments les plus fins résulte d'une décantation dans les chenaux et les zones inondées. En rive gauche de la Scarpe, les taux de carbonates sont nuls ou très faibles (seul le sondage S51 vers le pk 4,6 fait exception, fig. 4). Le peu de carbonate est dû à des nummulites éparses provenant du point culminant de la Pévèle. L'axe de drainage principal est-ouest de la basse plaine a joué le rôle de limite entre la masse sédimentaire issue de la Pévèle et celle issue de l'Ostrevant.

#### 5.1.2 - Des chenaux méandriformes et une anastomose à l'échelle de la plaine

##### *5.1.2.1 - Dissymétrie nord-sud de la plaine : un glacis fluvial*

La généralisation des alluvions à l'ensemble de la plaine s'explique par une forte instabilité des chenaux dans un contexte de pente faible, d'abondance de la charge sableuse et de fort contraste hydrologique. La mobilité des écoulements rend également compte de la morphologie en glacis de la plaine haute. Cette dernière résulte de la coalescence de vastes cônes d'épandage très étalés (de l'ordre de 5 à 7 mètres de haut pour environ

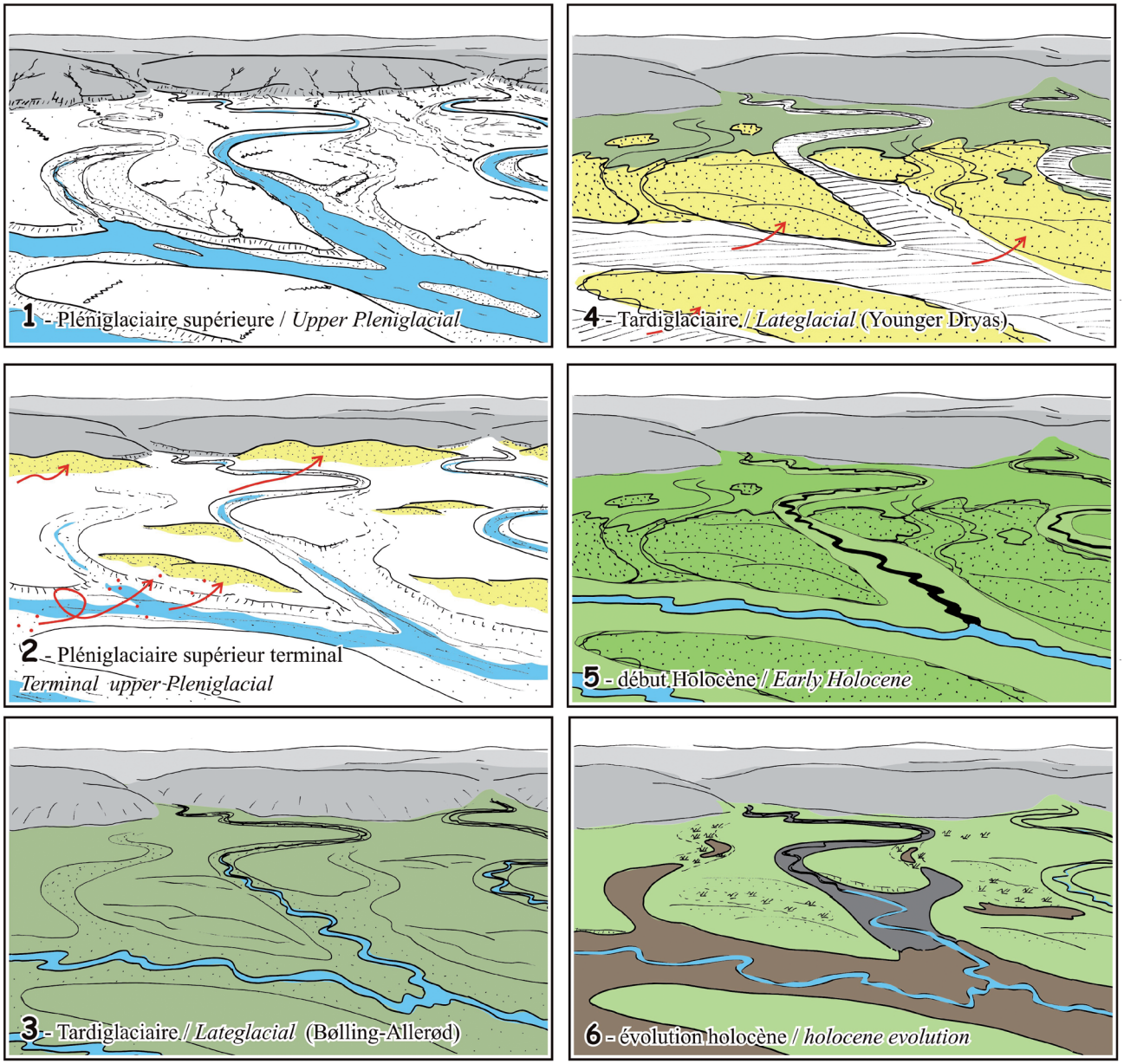


**Fig. 19 : Essai de reconstitution de la paléogéographie de la plaine de la Scarpe depuis le Pléniglaciaire supérieur weichselien (vue schématique vers le nord depuis l'axe de drainage principal).**
*Fig. 19: Palaeogeographic reconstruction of the Scarp plain attempt, since the Weichselian Upper Pleniglacial (northwards schematic view from the mean drainage axis).*

5 kilomètres d'extension, soit une pente moyenne d'un peu plus de 1 ‰) entre le talus bordier et la basse plaine. La Pévèle a pu alimenter le glacis en matériaux sableux. En vis-à-vis, au pied de l'Ostrevant, des reliefs formés d'alluvions sont présents mais moins développés (Lallaing, rue Montozon), peut-être en raison d'une moindre disponibilité des matériaux sableux.

#### *5.1.2.2 - Un écoulement en chenaux*

Les défluviations répétées caractéristiques de cette morphogenèse ont laissé des traces dans la topographie de détail. Le cas du ruisseau de Coutiches (fig. 8) n'est pas isolé : la carte topographique à 1/25 000e, pourtant impropre à l'exercice, permet d'en deviner de nombreuses autres (fig. 1). Les eaux se concentrent dans la plaine basse et s'écoulent vers l'est et l'Escaut, selon une pente longitudinale extrêmement faible de l'ordre de 0,25 mètre pour 1 000 mètres. La microtopographie de la plaine a gardé l'empreinte de tracés de chenaux tendant au méandrage ou clairement méandriformes. A l'image du chenal observé à Saint-Amand-les-Eaux (port fluvial, fig. 11), nous pouvons les imaginer larges de quelques dizaines de mètres jusqu'à une centaine de mètres et peu profonds (un peu plus d'un mètre). Le méandre de la Ferme d'Hyverchies sur la commune de Wandignies-Hamage, un peu plus en amont, est particulièrement bien distinct avec une concavité marquée et régulière selon un rayon de courbure de 200 mètres. La micromorphologie interne permet d'envisager un chenal de l'ordre de 50 mètres de large. Ce méandre n'est pas daté mais son gabarit même et sa déconnection avec le réseau holocène permet d'envisager un âge pléniglaciaire.

La pente générale très faible et l'abondance de la charge expliquent la formation de méandres, et ce même

en contexte périglaciaire (Vandenberghe, 2001 ; Vandenberghe & Woo, 2002 ; Vandenberghe, 2003). Ceci n'exclut pas une très probable anastomose à l'échelle de la plaine qui serait à même d'expliquer la généralisation des dépôts sur une grande surface. En effet, l'ensemble des données permet d'envisager un réseau à chenaux multiples, mobile avec une importante inondation saisonnière (Makaske, 2001) : abondance des modelés fluviaux avec parfois la trace d'avulsions, permanence d'une sédimentation rythmée mais fine dans des chenaux apparemment abandonnés, faiblesse de la pente, abondance de la charge, pics de crue probablement importants dans un bassin centripète. Par ailleurs, la faiblesse de la végétation contemporaine probablement de type toundra (Bos *et al.*, 2001), associée à un substrat sableux fréquemment rajeuni pas l'activité fluviale, peut expliquer l'absence de dépôt organique et la rareté des débris végétaux.

#### *5.1.2.3 - La part des processus éoliens*

Des processus éoliens sont vraisemblablement intervenus dans ce contexte, les phases d'inondation et d'activité des chenaux devant être relayés par une déflation (Field *et al.*, 2009). Les processus éoliens sont d'ailleurs considérés comme prépondérants par Fourrier (1989) sur la base d'analyses granulométriques des sables. Toutefois ils ont dû être freinés par le mauvais drainage et l'humidité de la plaine (Kasse, 1997). Dans tous les cas, ils ont été masqués par la forte activité fluviatile. De plus, l'absence de cailloutis dans le stock sédimentaire à disposition non seulement ne permet pas la mise en place d'un diluvium, comme le faisait remarquer Gosselet (1897), mais ne permet non plus la formation de pavage désertique, repère d'une déflation.

Nous pouvons également nous interroger sur la part des apports lœssiques dans la fraction fine des alluvions, au moins pour la fin du dépôt de l'unité 5 datée aux environs de 20 ka et donc contemporaine des dépôts lœssiques de la fin du Pléniglaciaire (Koster, 2005).

### 5.1.4 - Comparaisons régionales

A Maisière-Canal, au contact entre le fond de la plaine de la Haine dans sa partie amont et le versant, les alluvions sableuses sont interpénétrées par deux séries de colluvions provenant du versant. Elles sont pédogénisées et datées respectivement de 30 780 ± 400 BP (GrN-5690) et 27 965 ± 265 BP (GrN-5523). Elles sont recouvertes d'un dépôt fluviatile puis d'une coulée crayeuse. Un dépôt fluviatile à forte composante limoneuse se dépose en fond de vallée. Il inclut un petit sol humifère. Il est synchrone d'un dépôt de lœss en position de versant. La fin de la sédimentation lœssique litée, correspond dans le fond de vallée à un dépôt sablo-limoneux à stratification oblique entrecroisée en chenal (Haesaerts, 1984, 2004). Ce témoin, au moins en partie contemporain de l'unité 5, témoigne d'une complexité de l'environnement pléniglaciaire et de sa réponse (plusieurs phases de déstabilisation du versant, formation de paléosols, variations de la texture du dépôt et du style fluvial) qui n'a pas été perçue sur le transect du gazoduc. Il souligne la contemporanéité d'une partie du lœss déposé sur versant avec des alluvions litées limono-sableuses. En outre, la présence de paléosols dans la plaine de la Haine interpelle sur leur absence dans la plaine de la Scarpe.

Dans la vallée voisine de la Scarpe, dans la région de Lille, la fin du pléniglaciaire se caractérise par le passage d'alluvions de sable, limon, gravier de craie à un limon lœssique régulièrement lité. Le dépôt, bien rythmé et observé sur de vastes étendues, traduit des inondations saisonnières du fond de vallée (Deschodt *et al.*, 2004). Le passage des alluvions sablo-limoneuses à la couverture limoneuse lœssoïde litée est estimé à Lille sur la base d'une date $^{14}C$ et de deux dates OSL à environ 21,7 ka (rue Hegel : Deschodt, 2012). En outre, la région de Lille montre un autre exemple de cours d'eau méandriforme pléniglaciaire avec, à Houplin-Ancoisne, un chenal d'environ 20 à 30 mètres de largeur pour 2 à 3 mètres de profondeur, avec un rayon de courbure de l'ordre de 50 à 70 mètres (Praud *et al.*, 2007). Il est partiellement comblé par du lœss, et, comme dans la plaine de la Scarpe, son tracé reste inscrit dans la microtopographie du fond de vallée. La persistance d'un style méandriforme dans la vallée de la Deûle et de la Scarpe au Pléniglaciaire supérieur est un élément original probablement dû à des facteurs locaux : très faibles pentes longitudinales associées à une abondante charge (à dominante sableuse dans le cas de la Scarpe, à dominante lœssique dans le cas de la Deûle). Elle illustre la diversité de l'adaptation fluviale aux changements climatiques (Mol *et al.*, 2000). Un peu plus à l'est, la plaine de la Lys exagère le paramètre morphologique de la faiblesse des pentes. Les formations pléniglaciaires sont composées de lits réguliers limono-sableux (Paepe & Vanhoorne, 1967 ; Sommé, 1977). Elles correspondent à une mise en place par ruissellement et écoulement laminaire (Salvador *et al.*, 2005).

### 5.1.5 - Comparaisons extra-régionales

#### *5.1.5.1 - Grande-Bretagne et Bassin parisien*

Les alluvions pléniglaciaires supérieurs de la plaine de la Scarpe sont constituées exclusivement de lits sableux et limoneux, sur une forte épaisseur et étendue. Leur structure et texture les distinguent de la plupart des enregistrements fluviatiles contemporains constitués principalement d'alluvions graveleuses ou sablo-graveleuse dans les vallées européennes (Strakel, 1991 ; Vandenberghe, 1995 ; Hostfield & Chambers, 2005 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Bridgland *et al.*, 2006).

En Grande-Bretagne (Briant *et al.*, 2004a, 2004b ; Lewis *et al.*, 2004) comme dans le Bassin parisien, une nappe grossière se retrouve systématiquement dans les cours d'eau d'ordre supérieur (Seine et Somme : Antoine *et al.*, 2000a ; Marne et Oise : Pastre *et al.*, 1997 ; Yonne : Chaussé *et al.*, 2004 ; Moselle : Cordier *et al.*, 2005, 2006). Le même dépôt est observé dans les petits bassins (Beuvronne, centre-est du Bassin parisien : Orth *et al.*, 2004 ; Choisille, sud-ouest du Bassin parisien : Morin *et al.*, 2011). De petits bassins littoraux où le *bed-rock* est

directement surmonté d'alluvions holocènes font exception (vallée de la Mue : Lespez *et al.*, 2005, 2008). Les formations grossières du Bassin parisien sont parfois scellées par des formations sableuses ou sablo-limoneuses litées irrégulièrement présentes. Des lits de limon et sable, de faciès proche de l'unité 5 de la présente étude, ont été observés sur 2 à 3 mètres dans la moyenne vallée de l'Oise (Pastre *et al.*, 2002, 2003). Ils sont interprétés comme dépôt régulier d'une rivière en tresse à la fin du Pléniglaciaire (contemporain ou postérieur au dépôt de lœss) et leur présence ou conservation sont supposées être liées à des conditions locales (élargissement de la vallée ; apport local de sable). Un dépôt proche (litages réguliers centimétriques de limon et sable, avec limon de plus en plus épais vers le haut, observé sur 0,5 à 2 mètres) a également été observé dans la vallée de la Moselle dans le bassin de Wintrange (Naton *et al.*, 2009). Il est daté à 17,0 ± 1,4 ka et 20,3 ± 1,5 ka par IRSL. Il est interprété comme dépôt d'inondation. Dans la vallée de la Somme, les formations graveleuses sont parfois surmontées d'un dépôt peu épais de sable et limon lité qui précède une couverture lœssique (Antoine, 1997). Dans tous ces cas, les formations fines litées témoignent d'une baisse d'énergie des rivières.

#### *5.1.5.2 - Plaines du nord-ouest européen*

Le faciès sédimentaire de l'unité 5 du gazoduc, ses datations et sa reconstitution paléogéographique présentent de très grandes similitudes avec les vastes dépôts fluviaux et fluvio-éoliens de la zone des sables de couverture des plaines du nord-ouest de l'Europe (Kasse, 2002), que ce soit aux Pays Bas (Vandenberghe, 1985 ; 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). Malgré un corpus réduit de datations dans la plaine de la Scarpe, il est possible de proposer une corrélation entre l'unité 5 et les « sables de couverture anciens 1 » (*Older coversand I*) du nord de l'Europe, dont la mise en place est datée aux environs de 25-17 ka à Grubbenvorst dans le sud des Pays-Bas (Kasse *et al.*, 2007). Dans le système Rhin-Meuse, des formations datées par OSL entre 24 ± 3 (Sh3) et 14,2 ± 0,8 ka (Sh1-1) présentent des faciès proches de celles observées dans la plaine de la Scarpe. Elles sont interprétées comme dépôts fluviaux locaux des fonds de vallées abandonnés par le réseau hydrographique principal (Busschers *et al.*, 2007).

## 5.2 - PLÉNIGLACIAIRE SUPÉRIEUR WEICHSELIEN TERMINAL : UNE PLAINE BALAYÉE PAR LE VENT

### 5.2.1 - Chronologie et répartition

Sur les alluvions de l'unité 5, nous enregistrons les dépôts éoliens de l'unité 7 sous forme de petites dunes. Dans le centre de la plaine, elles sont pour la plupart basses et allongées selon un axe ouest-est, parallèle au drainage principal. Des datations OSL permettent de les attribuer à la toute fin du Pléniglaciaire supérieur : 18,7 ± 1,7 ka et 14,7 ± 1,7 ka, la seconde date étant susceptible d'être légèrement rajeunie par rapport à l'âge réel. Un système dunaire s'adosse contre le talus bordier de la Pévèle. Il masque le petit escarpement structural.

Toutes les accumulations associent du limon, sous forme de lamines (photo 3) ou plus généralement sous forme de lits dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centimètres (photo 9). Ils sont interprétés comme des intercalations de lœss contemporaines de l'accumulation. La limite inférieure avec l'unité 5 fluvio-éolienne est difficile à définir.

Nous ne savons pas si les reliefs sableux sont issus d'une seule phase ou de plusieurs épisodes éoliens. L'absence de hiatus ou d'irrégularité dans la structure interne (fig. 9, photos 3 et 9) plaide pour une morphogenèse simple dans chacun des cas. Le faible nombre de lits et l'association de lœss (exemple photo 9, dune du Bas-du-Quesnoy) suggère une mise en place rapide. Une certitude sur la chronologie et le rythme de la sédimentation ne peut être apportée que par une multiplication des datations. En attendant, nous supposons une mise en place rapide et diachronique de ces petites éminences basses et éparses. La morphogenèse pourrait être liée à des conditions locales, apport massif à partir d'une source proche, obstacle, etc. Elle traduirait un bilan sédimentaire sporadiquement positif dans une plaine dominée par la déflation, où le bilan sédimentaire est globalement faible. Ce schéma permet d'expliquer l'absence de lœss, hors stockage dans des accumulations dunaires : le limon éolien n'a fait que transiter dans la plaine.

### 5.2.2 - Comparaisons

La dégradation du pergélisol à la fin du Pléniglaciaire supérieur induit une diminution drastique de l'activité fluviatile avec parfois un arrêt des écoulements dans les plus petites vallées (Kasse, 1997 ; Vandenberghe, 2001 ; Vandenberghe & Woo, 2002) et l'augmentation des phénomènes éoliens.

Dans la zone lœssique, les lœss envahissent parfois les fonds de vallées, recouvrant les formations grossières pléniglaciaires (et les formations sablo-limoneuses précédemment citées). C'est le cas dans la vallée de la Somme et ses affluents (Antoine, 1997 ; Antoine *et al.*, 2002, 2003) et plus à l'est, dans la vallée de la Moselle dans le bassin de Wintrange (Naton *et al.*, 2009). Plus proche de la plaine de la Scarpe, le lœss envahit toute la largeur de la vallée de la Deûle (début vers 21,7 ka ; Deschodt, 2012) et de la Marque (Deschodt & Salvador, 2009), avec éventuellement quelques écoulements reliques.

En Grande Bretagne, l'activité fluviatile diminue, parfois dès le maximum glaciaire dans certaines parties du Lincolnshire (Briant *et al.*, 2004) et des dépôts sableux sont enregistrés à partir de 24 ka dans le Kent (Murton *et al.*, 2003) et de 18 ka dans le Lincolnshire (Bateman *et al.*, 2000).

Dans la zone sableuse du nord-ouest européen (une partie de la Belgique, Pays-Bas, nord de l'Allemagne),

le dépôt éolien a bénéficié de nombreuses observations et études (Paepe & Vanhoorne, 1967 ; Vandenberghe, 1985 ; Van Huissteden & Vandenberghe, 1988 ; Mol, 1997 ; Bateman & Van Huissteden, 1999 ; Huisink, 2000 ; Van Huissteden *et al*., 2000 ; Van Huissteden & Kasse, 2001 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Kasse, 2002 ; Kasse *et al*., 2003 ; Kasse *et al.*, 2007 ; Busschers *et al.*, 2007). Un niveau de déflation repère (le *Beuningen gravel bed*) érode les formations fluvio-éoliennes sous-jacentes dans un intervalle de temps compris entre 17,2 et 15,3 ka (OSL) (Kasse, 1997) avant le dépôt de l'*Older coversand II*. L'activité éolienne y reste sensible jusqu'au début du Tardiglaciaire, probablement en raison du délai de réponse de la couverture végétale au changement climatique.

Les dépôts sableux éoliens pléniglaciaires massifs ne se limitent pas au nord-ouest de l'Europe puisque des dunes et de vastes nappes se mettent en place entre environ 23 et 15 ka en Aquitaine (Bertran *et al.*, 2011). Un facteur déterminant du développement de dépôts éoliens semble être la disponibilité du matériau source.

Il n'est donc pas étonnant que la plaine de la Scarpe, avec un matériel alluvial sableux en abondance dans une plaine au gabarit surdimensionné par rapport aux nouvelles conditions d'écoulements enregistre également, à la même époque, des formations de dunes. Une de leur originalité est probablement d'incorporer, pour certaines, une composante lœssique (alternance de lits sable / lœss). Le fait s'explique aisément par l'inclusion de la plaine à l'intérieure de la zone lœssique. Il implique également une variation du régime des vents permettant le dépôt alternatif de sable d'origine locale et de lœss d'origine allochtone. Les premiers jalons chronologiques dont nous disposons dans la plaine (18,7 et 14,7 ka, OSL) pointent, sinon une corrélation, du moins une contemporanéité entre la majeure partie des dépôts éoliens de la Scarpe et la phase de déflation du *Beuningen gravel bed* enregistrée plus au nord.

## 5.3 - TARDIGLACIAIRE (BØLLING-ALLERØD) : LES PETITS CHENAUX DANS LES GRANDS

Au Tardiglaciaire, les eaux réoccupent les chenaux pléniglaciaires les mieux marqués dans le paysage. Mais la morphologie des larges et peu profonds chenaux pléniglaciaires n'est plus adaptée au nouveau régime hydrologique. Au début du Bølling, les eaux incisent des lits plus étroits et plus profonds (maximum observé de l'ordre de 3 mètres). S'ils ne sont pas simplement abandonnés, les anciens chenaux pléniglaciaires deviennent alors au mieux les lits majeurs du nouveau réseau hydrographique. Les chenaux tendent à être comblés par des alluvions principalement sableuses et sablo-organiques. Nous attribuons au Tardiglaciaire la décarbonatation des alluvions issues de l'Ostrevant. La profondeur de la décarbonatation est en adéquation avec la profondeur de l'incision observée au début du Bølling. Les deux phénomènes, incision et décarbonatation, témoignent d'une nappe phréatique plus basse que l'actuelle.

Dans le méandre de Vred, la partie terminale du remblaiement, attribuée au Tardiglaciaire, est composée de sédiments fins et organiques. Il pourrait s'agir d'une alluvion déposée dans des conditions de moindre dynamique à l'Allerød.

L'évolution tardiglaciaire du réseau hydrographique de la plaine de la Scarpe répond à l'évolution du couple climat / couverture végétale induite par les changements rapides et de fortes amplitudes de la fin du Glaciaire (Vandenberghe, 2002 ; Bogaart & Van Balen, 2000 ; Limondin-Lozouet *et al.*, 2002). Elle est comparable à celle rencontrée dans les vallées du Bassin parisien (Antoine *et al.*, 2002c, 2003 ; Pastre *et al.*, 2002, 2003).

## 5.4 - DRYAS RÉCENT : UN NOUVEL ÉPISODE ÉOLIEN

A la fin du Tardiglaciaire, au Dryas récent, une nouvelle phase d'éolisation affecte la plaine. Elle s'exprime sous la forme d'une nappe sableuse de quelques décimètres présente dans une large partie sud de la plaine. Le sable clair se confond vraisemblablement avec l'horizon éluvial du sol tardiglaciaire développé sur les alluvions pléniglaciaires.

L'occurrence du phénomène éolien au Tardiglaciaire est un événement bien connu en Belgique et aux Pays-Bas où elle est responsable de la mise en place des *Younger coversand II* de la zone sableuse (Kasse, 2007), avec même le développement d'un système dunaire près de chenaux (Twente : Bateman & Van Huissteden, 1999 ; Van Huissteden *et al.*, 2001). Les phénomènes éoliens du Dryas récent débordent largement de la zone sableuse du nord-ouest européen avec des dépôts bien attestés en Grande-Bretagne (dans le Kent : Murton *et al.*, 2003 ; dans le Lincolnshire : Bateman, 1998), dans la partie occidentale de l'Allemagne (vallée Niers-Rhine : Kasse *et al.*, 2005) et en Aquitaine (Bertran *et al.*, 2011). A proximité de la plaine de la Scarpe, des épandages éoliens tardiglaciaires sont observés en bordure de la Haine à Maisière-Canal (Haesaerts, 2004).

## 5.5 - HOLOCÈNE : DE BIEN PETITES RIVIÈRES DANS UNE BIEN GRANDE PLAINE

La topographie héritée du Pléniglaciaire forme la trame du paysage. Certaines zones basses deviennent marécageuses et le réseau hydrographique réoccupe, comme au Tardiglaciaire, les anciens chenaux périglaciaires.

Les données sur l'évolution holocène des cours d'eau sont très fragmentaires. Il manque en premier lieu un transect du cours principal de la Scarpe. Toutefois, nous pouvons déjà envisager une histoire complexe, avec notamment des phases érosives et des dynamiques intra-holocènes diachrones en différents endroits de la plaine : début d'un remplissage holocène du ruisseau de Coutiches vers 6 210 ± 35 BP (fig. 17), faisant peut-être suite à une érosion-incision atlantique, chenal secondaire de la Scarpe actif vers 3 025 ± 35 BP à Saint-Amand avec dépôt de sable et de bois (fig. 12) ; même faciès observé dans un chenal peu profond du méandre de Vred avec un terminus à environ 2 761 ± 42 BP (fig. 15) et même dynamique observée pour l'Antiquité tardive dans le ruisseau

de Coutiches (1 465 ± 30 BP, fig. 17), tandis qu'à Saint-Amand (port fluvial, fig. 12), une datation proche (1 430 ± 35 BP) est associée à un sol développé dans le chenal secondaire.

Peu à peu, les zones les plus basses sont ennoyées par de la tourbe, formant les marais et les prairies de la basse plaine. Bien que d'épaisseur souvent modeste, quelques décimètres, les tourbes masquent la topographie antérieure.

Le lit majeur du ruisseau de Coutiches est colmaté par des argiles d'inondation (fig. 17). La cause de cette récente et importante arrivée de sédiment argileux dans la plaine est probablement à rechercher dans une évolution de la mise en valeur du bassin versant pévélois (labour d'affleurements argileux jusque-là dévolus à la prairie ?).

Dans une plaine sableuse humide sans grand cours d'eau, le génie hydraulique a pu donner sa pleine mesure : de multiples et incessantes interventions se surimposent jusqu'à nos jours. L'ambition et l'ampleur du travail humain trouvent leur plus bel exemple à travers la capture anthropique de la Scarpe d'Arras en amont de la plaine. L'impact en aval de la capture est une problématique liée à l'évolution holocène des cours d'eau. La capture semble caractérisée à Douai, entre le site de la capture et la plaine, par une érosion et un apport massif de graviers de craie (Collette *in* Louis, 2009). Dans la plaine, nous rapportons à cet épisode une vaste inondation qui s'étend au chenal pléistocène et est identifié par le dépôt de limon travertineux dans le méandre de Vred. Le dépôt calcaire se poursuit sur une vaste aire de la plaine basse. Il participe à la constitution de tourbières calcicoles. Les effets de la capture n'ont pas été cataclysmiques : largement surdimensionnée, la plaine a pu absorber et étaler le surplus d'eau. Mais la capture a par contre favorisé le développement de vastes zones humides.

L'ensemble de cette histoire explique la complexité de la microtopographie de la plaine : traces de chenaux, nappes alluviales basses emboîtées, petites accumulations éoliennes… La diversité de l'utilisation de l'espace par l'homme, souvent corrélée à la morphologie (labours et villages-rues, prairies, sylviculture, marais, tourbières, étangs…), l'artificialisation du réseau hydrographique, les réseaux de drainage successifs et l'histoire minière au sud contribuent encore à la complexité du paysage actuel.

## 6 - CONCLUSION

1- La dépression de la plaine de la Scarpe est d'origine structurale et hors de proportion avec le réseau hydrographique qui la draine. Elle se développe au détriment de sables marins cénozoïques dans un contexte de pendage généralisé du substrat anté-quaternaire vers le nord, entre le versant crayeux de l'Ostrevant et le bassin argileux de la Pévèle. La Pévèle présente vers la plaine un petit escarpement assimilable à un front de cuesta.

2- La plaine haute, au nord, légèrement plus élevée, forme un glacis exposé vers le sud. Elle est constituée par la coalescence de cônes d'épandage très étalés qui remanient les matériaux sableux provenant de la bordure de la Pévèle. La plaine basse constitue l'axe de drainage principal de la plaine. Elle recueille les écoulements centripètes provenant du bassin versant et les évacue vers la vallée de l'Escaut selon une pente très faible.

3- L'ensemble de la plaine est couvert de dépôts fluvio-éoliens à texture très contrastée (lits de sable / limon et limon argileux) datés de la fin du Pléniglaciaire supérieur weichselien (environ 30-20 ka) et au moins en partie corrélables au *Older coversand I* de la zone sableuse du nord-ouest de l'Europe. Les alluvions situées au sud de l'axe de drainage principal sont calcaires, sous l'influence du versant crayeux de l'Ostrevant.

Les conditions locales (bassin centripète, abondance de la charge sableuse, pente très faible) associées permettent l'apparition d'un style fluvial original. Les sédiments se sont déposés en conditions périglaciaires dans des chenaux larges, peu profonds et très mobiles ou dans des zones inondables limitrophes (chenaux à tendance méandriforme anastomosés à l'échelle de la plaine). Le rythme de sédimentation implique un contraste hydrologique saisonnier très fort. Certains des chenaux périglaciaires sont encore inscrits dans la microtopographie de la plaine.

4- Deux épisodes éoliens sont enregistrés. Le premier, à l'extrême fin du Pléniglaciaire supérieur (environ 18-15 ka) répond à l'aridification et à la disparition du pergélisol. Il s'exprime par le dépôt de sable sous forme de dunes basses et allongées. Une accumulation sableuse associée à du lœss s'adosse contre le talus bordier de la Pévèle et contribue à sa fossilisation. Cet épisode est, au moins en partie, contemporain de la déflation qui donne naissance au *Beuningen gravel bed* observé dans la zone sableuse plus au nord.

Le second épisode éolien est du a une remobilisation du sable au Dryas récent sous forme d'un épandage peu épais dans la partie sud de la plaine.

5- Les lits mineurs tardiglaciaires et holocènes incisent partiellement le dernier état des chenaux pléniglaciaires qui fonctionnent alors comme des lits majeurs. Une pédogenèse affecte l'ensemble de la plaine au Tardiglaciaire. Elle se marque par une décarbonatation au sud de l'axe de drainage principal. La profondeur de la décarbonatation est corrélable avec la profondeur de l'incision des chenaux du Bølling. Au cours de l'Holocène, le niveau de la nappe remonte et les points bas de la plaine basse subissent un ennoiement tourbeux modéré mais suffisant pour masquer la topographie antérieure.

6- A travers les observations réalisées sur les chenaux secondaires de la Scarpe ou plusieurs de ses affluents, il est possible de percevoir la complexité et la disparité de l'histoire hydrographique, avec notamment des phases de fort dynamisme intra-holocène : l'une d'elles semble concerner la fin du Subboréal (méandre de Vred, un chenal secondaire à Saint-Amand). Mais le phénomène n'est pas systématiquement enregistré et d'autres cours d'eau semblent plus dynamiques pendant l'Antiquité tardive (ruisseau de Coutiches). Ce diachronisme de phases plus actives à l'échelle de la vallée, dans une

ambiance générale caractérisée par un écoulement calme et une tendance à un envahissement tourbeux souligne la nécessité de multiplier les observations et les datations.

Pour la fin de l'Holocène, la complexité est renforcée par les interventions directes et indirectes de l'homme. La capture anthropique du Haut Moyen Âge se manifeste en aval par des inondations localisées accompagnées d'un dépôt travertineux.

## REMERCIEMENTS

Les recherches effectuées sur le tracé du gazoduc et l'accumulation de données issues de toute la plaine ont d'abord pour origine les prescriptions archéologiques effectuées par les agents du Service Régional de l'Archéologie. Notre travail est aussi un peu le leur. Nous remercions en particulier Gilles Leroy et Yves Roumegoux qui travaillent ou ont travaillé sur la plaine avec un souci constant du contexte géomorphologique et des observations stratigraphiques quaternaires.

Ainsi les dates OSL ont été financées sur le budget du Service Régional de l'Archéologie. Nous remercions Gérard Fosse pour la qualité constante de son soutien. Les datations $^{14}C$ complémentaires ont été financées par la dotation ARTEMIS du ministère de la Culture mais également par l'INRAP. La rédaction d'une partie de cet article a bénéficié de temps accordé par l'Institut National de Recherches Archéologiques Préventives dans le cadre des projets d'activités scientifiques. Nous remercions les responsables scientifiques de notre direction interrégionale et du siège pour la confiance qu'ils nous ont accordée, ainsi que Jean-François Pastre et un correcteur anonyme pour leurs judicieux conseils.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**ANTOINE P., 1997** - Modifications des systèmes fluviatiles à la transition Pléniglaciaire – Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). *Géographie Physique et Quaternaire*, **51** (1), 1-14.

**ANTOINE P., LAUTRIDOU J.-P. & LAURENT M., 2000a** - 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., FAGNART J.-P., LIMONDIN-LOZOUET N. & MUNAUT A.-V., 2000b** - Le Tardiglaciaire du Bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. *Quaternaire*, **11** (2), 85-98.

**ANTOINE P., MUNAUT A.-V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P. & FAGNART J.-P., 2002** - 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* J.-P. Bravard & M. Magny (dir.), *Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Errance, Paris, 15-27.

**ANTOINE P., MUNAUT A.-V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P., DUPERON J. & DUPERON M., 2003** - Reponse of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). *Quaternary Science Reviews*, **22** (20), 2061-2076.

**BATEMAN M.D., 1998** - The origin and age of coversand in north Lincolnshire, UK. *Permafrost and Periglacial Processes*, **9** (4), 313-325.

**BATEMAN M.D. & VAN HUISSTEDEN J., 1999** - The timing of last-glacial periglacial and aeolian events, Twente, eastern Netherlands. *Journal of Quaternary Science*, **14** (3), 277-283.

**BATEMAN M.D., MURTON J.B. & CROWE W., 2000** - Late Devensian and Holocene depositional environments associated with the coversand around Caistor, north Lincolnshire, UK. *Boreas*, **29** (1), 1-15.

**BERNEZ S, 2006** - *Lallaing « Rue Montozon »*. Rapport de diganostic, n° 05/194/diag, Direction de l'archéologie du Douaisis & Service Régional d'Archéologie du Nord-Pas-de-Calais, Villeneuve-d'Ascq, 23 p.

**BERTRAN P., BATEMAN M., HERNANDEZ M., MERCIER N., MILLET D., SITZIA L. & TASTET J.-P., 2011** - Inland aeolian deposits of south-west France: facies, stratigraphy and chronology. *Journal of Quaternary Science*, **26** (4), 374-388.

**BOGAART P.W. & VAN BALEN R.T., 2000** - Numerical modeling of the response of alluvial rivers to Quaternary climate change. *Global and Planetary Change*, **27** (1-4), 147-163.

**BOS J.A.A., BOHNCKE S.J.P., KASSE C. & VANDENBERGHE J., 2001** - Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany - macrofossil and pollen evidence. *Journal of Quaternary Science*, **16** (3), 269-289.

**BRIANT R.M., COOPE G.R., PREECE R.C., KEEN D.H., BOREHAM S., GRIFFITHS H.I., SEDDON M.B. & GIBBARD P.L., 2004a** - Fluvial system response to Late Devensian (Weichselian) aridity, Baston, Lincolnshire, England. *Journal of Quaternary Science*, **19** (5), 479-495.

**BRIANT R.M., COOPE G.R., PREECE R.C. & GIBBARD P.L., 2004b** - Evidence for early Devensian (Weichselian) fluvial sedimentation: geochronological and palaeoenvironmental data from the upper pleistocene deposits at deeping St James, Lincolnshire, England. *Quaternaire*, **15** (1-2), 5-15.

**BRIDGLAND D.R., ANTOINE P., LIMONDIN-LOZOUET N., SANTISTEBAN J.I., WESTAWAY R. & WHITE M.J., 2006** - The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449. *Journal of Quaternary Science*, **21** (5), 437-455.

**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-isostacy. *Quaternary Science Reviews*, **26** (25-28), 3216-3248.

**CHAUSSÉ C., VOINCHET P., BAHAIN J.-J., CONNET N., LHOMME V. & LIMONDIN-LOZOUET N., 2004** - Middle and Upper Pleistocene evolution of the river Yonne valley (France). First results. *Quaternaire*, **15** (1-2), 53-64.

**CORDIER S., FRECHEN M., HARMAND D. & BEINER M., 2005** - Middle and Upper Pleistocene fluvial evolution of the Meurthe and Moselle valleys in the Paris Basin and the Rhenish Massif. *Quaternaire*, **16** (3), 201-215.

**CORDIER S., FRECHEN M., HARMAND D. & BEINER M., 2006** - Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Bassin and Rhensih Massif). *Quaternary Science Reviews*, **25** (13-14), 1460-1474.

**DELIGNE C., 1998** - La vallée inférieure de la Scarpe aux XII^e^ et XIII^e^ siècles. *Archeologia Duacensis*, **13**, 1-100.

**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., 2006** - *Lallaing, rue Jehanne de Lallain*. Rapport de diagnostic, INRAP, Direction de l'Archéologie du Douaisis & Service Régional d'Archéologie du Nord-Pas-de-Calais, Villeneuve-d'Ascq, 12 p.

**DESCHODT L. & SALVADOR P.-G., 2009** - L'évolution de la vallée de la Marque dans le secteur de Bouvines (Nord, 59) depuis la fin du Pléniglaciaire weichselien. *Revue du Nord*, **91** (383), 19-27.

**DESCHODT L., 2012** - Sédimentologie et datation des dépôts fluvio-éoliens du Pléniglaciaire weichselien de vallée de la Deûle à Lille (France, bassin de l'Escaut). *Quaternaire*, 23 (1), 117-127.

**DESOIGNIES J. & SANGNIER P., 1968** - *Carte géologique au 1/50 000. Carvin XXV-5. Notice explicative*. BRGM, Orléans, 27 p.

**FIELD J.P., BRESHEARS D.D. & WHICKER J.J., 2009** - Toward a more holistic perspective of soil erosion : Why aeolian research needs to explicitly consider fluvial processes and interactions. *Aeolian Research*, **1** (1-2), 9-17.

**FOURRIER H. & MASSON F.-X., 1982** - Reconnaissance des dépôts sédimentaires, matériaux originels des sols de la région de Marchiennes (Plaine de la Scarpe). *Annales de la Société Géologique du Nord*, **102**, 41-47

**FOURRIER H., 1989** - *La plaine de la Scarpe et ses bordures (Nord de la France) : analyse séquentielle des formations superficielles ; aspects sur les sols*. Thèse de Doctorat, Université Lille 1, Villeneuve-d'Ascq, 304 p.

**FOURRIER H., 1992** - Données nouvelles sur les formations superficielles de la Plaine de la Scarpe et de ses bordures (Nord de la France). *Hommes et Terres du Nord*, **4**, 206-216.

**GOSSELET J., 1897** - Cours de géographie physique du Nord de la France et de la Belgique. VII : Ostrevant. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **26**, 243-262.

**HAESAERTS P., 1984** - Les formations fluviatiles pléistocènes du bassin de la Haine (Belgique). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, **21** (1-3), 19-26.

**HAESAERTS P., 2004** - Maisières-Canal (2000-2002) : cadre stratigraphique. *Etudes et Recherches Archéologiques de l'Université de Liège*, **110**, 13-26.

**HENTON A. & DESCHODT L., 2005** - Saint-Amand-les-Eaux « Rive droite de la Scarpe ». Rapport de Diagnostic, n°SRA05/21 & GA150031601, INRAP, Service Régional de l'Archéologie du Nord-Pas-de-Calais, Villeneuves d'Ascq.

**HENTON A., 2006** - *Hasnon « Rue Delacroix »*. Rapport de diagnostic, n°GA15014701, INRAP & Service Régional de l'Archéologique du Nord-Pas-de-Calais, Villeneuve-d'Ascq, 28 p.

**HENTON A. & DESCHODT L., 2006** - Saint-Amand-les-Eaux (59) « Rue des Aulnois, unité de production de vaccins, Stérilyo ». Rapport de Diagnostic, INRAP, Service Régional de l'Archéologie du Nord-Pas-de-Calais, Villeneuve-d'Ascq, 30 p.

**HOSFIELD R.T. & CHAMBERS J.C., 2005** - Pleistocene geochronologies for fluvial sedimentary sequences: an archaeologist's perspective. *Journal of Quaternary Science*, **20** (3), 285-286.

**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.

**KASSE C., 1997** - Cold-climate aeolian sand-sheet formation in northwestern Europe (c. 14-12.4 ka); a response to permafrost degradation and increased aridity. *Permafrost and Periglacial Process*, **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. *Permafrost and Periglacial Process*, **26** (4), 507-532.

**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.

**KASSE C., HOEK W.Z., BOHNCKE S.J.P., KONERT M., WEIJERS J.W.H., CASSEE M.L. & VAN DER ZEE R.M., 2005** - Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. *Journal of Quaternary Science*, **20** (4), 377-394.

**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 environnements, climate record and age. *Journal of Quaternary Science*, **22** (7), 695-708.

**KOSTER E., 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., 1888** - L'ancien lit de la Scarpe. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **15**, 217-238.

**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.

**LESPEZ L., CLET-PELLERIN M., LIMONDIN-LOZOUET N., PASTRE J.-F., FONTUGNE M. & MARCIGNY C., 2005** - Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology*, **98** (1-2), 55-70.

**LEWIS S., MADDY D. & GLENDAY S., 2004** - The Thames valley sediment conveyor : fluvial system development over the last two interglacial-glacial cycles. *Quaternaire*, **15** (1-2), 17-28.

**LIMONDIN-LOZOUET N, BRIDAULT A., LEROYER C., PONEL P., ANTOINE P., CHAUSSÉ C., MUNAUT A.-V. & PASTRE J.-F., 2002** - Evolution des écosystèmes de fond de vallée en France septentrionale au cours du Tardiglaciaire : l'apport des indicateurs biologiques. *In* J.-P. Bravard & M. Magny (dir.), *Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Errance, Paris, 45-62.

**LOUIS E., 1990** - L'alimentation de Douai en eau, au Moyen Âge. *Archeologia Duacensis*, **3**, i-5 - i-40.

**LOUIS E, 2007** - *Wandingies-Hamage, interventions 2006*. Direction de l'Archéologie Préventive, Communauté d'Agglomération du Douaisis & Service Régional de l'Archéologie du Nord-Pas-de-Calais, Villeneuves d'Ascq, 215 p.

**LOUIS E., 2009** - Douai et les détournements de la Scarpe IXe-XIe s. *Revue du Nord*, **H.S. 14**, 81-100.

**MAKASKE B., 2001** - Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Science Reviews*, 53 (3-4), 149-196.

**MOL J., 1997** - Fluvial response to weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany). *Journal of Quaternary Science*, **12** (1), 43-60.

**MOL J., VANDENBERGHE J. & KASSE C., 2000** - River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology*, **33** (3-4), 131-148.

**MORIN E, MACAIRE J.-J., HINSCHBERGER F, GAY-OVÉJÉRO I., RODRIGUES S., BAKYONO J.-P. & VISSET L., 2011** - Spatio-temporal evolution of the Choisille River (southern Parisian Basin, France) during the Weichselian and the Holocene as a record of climate trend and human activity in north-western Europe. *Quaternary Science Reviews*, **30** (3-4), 347-363.

**MURTON J., BATEMAN M., BAKER C., KNOX R. & WHITEMAN C., 2003** - The Devensian periglacial record on Thanet, Kent, UK. *Permafrost and Periglacial Processes*, **14** (3), 217-246.

**NATON H.-G., CORDIER S., BROU L., DAMBLON F., FRECHEN M., HAUZEUR A., LE BRUN-RICALENS F. & VALLOTEAU F., 2009** - Fluvial evolution of the Moselle valley in Luxembourg during Late Pleistocene and Holocene: Palaeoenvironment and human occupation. *Quaternaire*, **20** (1), 81-92.

**ORTH P., PASTRE J.-F., GAUTHIER A., LIMONDIN-LOZOUET N. & KUNESCH S., 2004** - Les enregistrements morphosédimentaires et biostratigraphiques des fonds de vallées du bassin-versant de la Beuvronne (Bassin parisien, Seine-et-Marne, France) : perception des changements climato-anthropiques à l'Holocène. *Quaternaire*, **15** (3), 285-298.

**PAEPE R. & VANHOORNE R., 1967** - The Stratigraphie and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Mémoire pour servir à l'Explication des Cartes Géologique et Minières de la Belgique*, **8**, 1-96.

**PASTRE J.-F., FONTUGNE M., KUZUCUOGLU C., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., TALON M. & TISNÉRAT-LABORDE N., 1997** - L'évolution tardi- et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, **3** (4), 291-312.

**PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., CHAUSSÉ C., FONTUGNE M., GEBHARDT A., HATTÉ C. & KRIER V., 2000** - Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France). *Quaternaire*, **11** (2), 107-122.

**PASTRE J.-F., LEROYER C., LIMONDIN-LOZOUET N., ORTH P., CHAUSSÉ 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* J.-P. Bravard & M. Magny (dir.), *Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Errance, Paris, 29-44.

**PASTRE J.-F., LIMONDIN-LOZOUET N., LEROYER C., PONEL P. & FONTUGNE M., 2003** - River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France). *Quaternary Science Reviews*, **22** (20), 2177 - 2188.

**PRAUD I., BERNARD V., BOITARD E., BOSSUT D., BOULEN M., BRAGUIER S., CLARYS B., COUBRAY S., CRETEUR Y., DELAGNE F., DESCHODT L., DIETSCH-SELLAMI M.-F., FABRE J., FECHNER K., JOUANIN G., LANTOINE J., LEMOULANT Q., MAIGROT Y., MARTIAL E., MICHEL L., MONCHABLON C., PALAU R., PONE, P. & VAN DER PLICHT J., 2007** - *Houplin-Ancoisne (59), « Le marais de Santes »*. Rapport de fouille archéologique, n° 02/0227/FOU & GB6115021001. INRAP, Service Régional de l'Archéologie du Nord-Pas-de-Calais, Villeneuve d'Ascq, 2 vol., 290 pages.

**SALVADOR P.-G., DESCHODT L. & COUTARD S., 2005** - Nouvelles observations sur la stratigraphie des formations holocènes (récent) de la Plaine de la Lys à Houplines (Nord). *Quaternaire*, **16** (1), 65-68.

**SCHOKKER J. & KOSTER E. 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.

**SOMMÉ J., 1977** - *Les plaines du Nord de la France et leur bordure : étude géomorphologique*. Thèse de Doctorat d'État, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Paris, 2 vol., 810 p.

**STARKEL L., 1991** - Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. *In* L. Starkel, K.J. Gregory & J.B.Thornes (eds), *Temperate palaeohydrology*. John Wiley & Sons, Chichester, 473-495.

**VANDENBERGHE J., 1985** - Paleoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the belgian-dutch border region. *Quaternary Research*, **24** (1), 23-38.

**VANDENBERGHE J., 1995** - Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, **14** (6), 631-638.

**VANDENBERGHE J., 2001** - A typology of Pleistocene cold-based rivers. *Quaternary International*, **79** (1), 111-121.

**VANDENBERGHE J. & WOO M.K., 2002** - Modern and ancient periglacial river types. *Progress in Physical Geography*, **26** (4), 479-506.

**VANDENBERGHE J., 2003** - Climate forcing of fluvial system development : an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, **22** (20), 2053-2060.

**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 HUISSTEDEN J. & VANDENBERGHE J., 1988** - Changing fluvial style of periglacial lowland rivers during the Weichselian Pleniglacial in the eastern Netherlands. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, **Suppl. 71**, 131-146.

**VAN HUISSTEDEN J., 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. & KASSE C., 2001** - Detection of rapid climate change in Last Glacial fluvial succession in the Netherlands. *Global and Planetary Change*, **28** (1-4), 319-333.

**VAN HUISSTEDEN J., SCHWAN J.C.G. & BATEMAN M.D., 2001** - Environmental conditions and paleowind directions at the end of the Weichselian Late Pleniglacial recorded in aeolian sediments and geomorphology (Twente, Eastern Netherlands). *Geologie en Mijnbouw*, **80** (2), 1-18.

**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**, 137-154.

**VAN VLIET-LANOË B., FAGNART J.-P., LANGOHR R. & MUNAUT A.-V., 1992** - Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture lœssique d'Europe occidentale : argumentation stratigraphique et archéologique. *Science du Sol*, **30** (2), 75-93.

**WENINGER B. & JÖRIS O., 2008 -** A 14C age calibration curve for the last 60 ka : the Greenland-Hulu U/Th timescale and its impact on understanding the Middle to Upper Paleolithic transition in Western Eurasia. *Journal of Human Evolution*, **55** (5), 772-781.