

Reconstitution de la dynamique d'une rivière ardennaise (La Lienne) depuis le Tardiglaciaire grâce à l'analyse géomorphologique et chronostratigraphique d'une tourbière de fond de vallée

The dynamics of the Lienne River (Ardenne region) since the Late Glacial based on the geomorphological and chronostratigraphic analysis of a valley floor peat deposit

Anne-Cécile Denis*, Cécile Wastiaux**, François Petit*, Louis Leclercq**, Etienne Juvigné*,
Jean Van Campenhout*, Geoffrey Houbrechts*

Résumé

La dynamique géomorphologique (incision, mobilité latérale, taux de sédimentation) d'une rivière ardennaise (la Lienne) a été étudiée au niveau d'un secteur de tourbière de fond de vallée. Ce type de site présente un intérêt majeur car la morphologie des dépôts fluviaux anciens est préservée en dessous des dépôts tourbeux et l'utilisation des pollens conservés dans la tourbe permet de dater les différentes phases d'évolution de la rivière. La présence de pollens du Dryas récent par dessus une nappe de cailloutis perchée 1,4 m au-dessus du lit actuel ainsi que de dépôts tourbeux datés du Préboréal au niveau du lit actuel indiquent qu'une phase d'incision s'est produite à la transition Dryas récent-Préboréal. Le téphra du Laacher See a été retrouvé à l'état remanié au contact de la nappe de cailloutis perchée, ce qui confirme qu'elle a été mise en place au Dryas récent, en contexte périglaciaire. La Lienne présentait vraisemblablement des chenaux multiples au Préboréal, puis après l'abandon d'un des chenaux, elle s'est déplacée latéralement, ce qui a permis à la tourbière de s'étendre jusqu'à occuper plus des deux tiers du fond de vallée dès l'Atlantique. L'utilisation des scories sidérurgiques comme marqueur stratigraphique montre une faible mobilité latérale de la Lienne ainsi qu'un faible taux d'aggradation de la plaine alluviale au cours des derniers siècles.

Mots clés : systèmes fluviaux, rivière à charge caillouteuse, plaine alluviale, tourbière, pollens, scories, téphra, Holocène, Ardenne.

Abstract

The geomorphological dynamics (incision, lateral mobility, sedimentation rate) of a river typical of the Ardenne region (the Lienne River) were studied at the level of a valley floor peat deposit. This type of site is of major interest as the morphology of ancient fluvial deposits is preserved underneath peat deposits and pollen conserved in the peat allows different phases of the evolution of the river to be dated. The presence of pollen from the Younger Dryas above a pebble sheet perched 1.4 m above the present-day bed, as well as peat deposits from the Preboreal at the level of the present-day bed indicate that a phase of incision occurred during the Younger Dryas-Preboreal transition. Reworked Laacher See tephra was found in the upper part of the perched pebble sheet, which confirms that it had been laid down during the Younger Dryas, in a periglacial context. The Lienne River had probably multiple channels during the Preboreal. After the abandonment of one of the channels, it moved laterally, allowing the peat to spread until it occupied more than two-thirds of valley from the Atlantic phase. The use of slag from steel working as a stratigraphic marker shows low lateral mobility in the Lienne River as well as a low rate of aggradation of the alluvial plain over the last centuries.

Key words: fluvial systems, gravel bed river, alluvial plain, peat deposit, pollen, slag, tephra, Holocene, Ardenne.

Abridged English version

The presence of peat deposits on alluvial plains provides a real opportunity to study the past dynamics of rivers and, thus, identify the climatic events and anthro-

pogenic impacts that have influenced hydrosystems. Peat deposits that have developed on alluvial plains and on low terraces provide favourable conditions for preserving sedimentary records, which indicate the past dynamics of rivers.

* Université de Liège – Département de Géographie – Unité de Géographie physique et Quaternaire – Sart-Tilman (acdenis@alumni.ulg.ac.be ; Francois.Petit@ulg.ac.be ; ejuvigne@ulg.ac.be ; Jean.VanCampenhout@ulg.ac.be ; G.Houbrechts@ulg.ac.be).

** Université de Liège – Département des Sciences et Gestion de l'Environnement – Station scientifique des Hautes-Fagnes – Robertville (c.wastiaux@scarlet.be ; Louis.Leclercq@ulg.ac.be).

When a peat deposit develops on the valley floor, in relation to the lateral dynamics of the river, it preserves the topography of the underlying alluvial deposits. Using core samples and palynological analyses from the base of the peat deposits, it is possible to reconstruct the topography of these deposits and to estimate when they were put in place. Valley floor peat deposits may also record phases of erosion in the catchment, which may be identified by pockets of mineral matter found in the peat (Houbrechts, 2005; Denis, 2010).

The Lienne catchment (a tributary of the Amblève River) contains a number of valley floor peat deposits which are particularly interesting in terms of their extent (fig. 1). Two studies undertaken on this catchment (Gullentops *et al.*, 1966; Houbrechts, 2005) have shown that the peat deposits were first laid down at the end of the Late Glacial. They have also highlighted sedimentation in the flood plains, following early clearing and cultivation from the Bronze Age.

Our study focuses on the development of one of the peat deposits of the Lienne valley, at Près de Neucy (fig. 1). This peat deposit has an area of 3.6 ha and almost entirely covers the valley floor deposits for a distance of 300 m. The depth of the peat reaches 3 m in places.

The LiDAR digital terrain model of the Walloon Region (Belgium) was particularly useful in studying the morphology of this peat deposit. Indeed, it helped to highlight the microtopography of the Lienne valley floor and allowed the different morphological units that make up the alluvial plain to be identified (fig. 2). The core samples taken from the two transects perpendicular to the axis of the valley (fig. 2) allowed the presence of a pebbly deposit perched 1.4 m above the level of the present-day bed to be identified underneath the peat (fig. 3). The different evolutionary phases of the Lienne River were reconstructed based on pollen dating of the deposits and by using two other stratigraphic markers: tephra (Juvigné, 1993) and ancient metal working residues (Henrottay, 1973; Houbrechts and Petit, 2006).

Reworked Laacher See tephra was found in the upper part of the perched pebble sheet, which confirms that it had been laid down after 12500 cal. BP. Meanwhile, the base of the peat deposit located at the level of the pebble sheet contains pollen from the Younger Dryas (fig. 4), which indicates that the peat began to accumulate by the end of the Late Glacial and that the river was probably already slightly incised. Moreover, the peat which clogged the palaeochannel at the foot of the slope on the right bank (fig. 3) accumulated during the Preboreal, indicating that the river had already incised and that it had already attained its present-day level during this period. A pocket of fine and poorly sorted silt, about 50 cm thick, was found in the peat that clogged the channel. Based on magnetic susceptibility and on grain-size analysis using Passega's CM pattern (Passega 1957, 1964; Bravard and Peiry, 1999), we showed that this pocket had been laid down in the Boreal by weak runoff from the valley sides (Denis, 2010). Given that the palaeochannel was abandoned without eroding the perched pebbly deposit from the Younger Dryas, we can hypothesise that the Lienne River had multiple channels during the Preboreal and that once these were abandoned, they were completely filled-in with peat.

After this period, the Lienne River moved laterally, which allowed the peat to spread until it occupied more than two thirds of the valley floor by the Atlantic (fig. 4). Furthermore, no significant phases of sedimentation were observed in the peat. Finally, the use of slag from metalworking as a stratigraphic marker also confirms a slight dynamics of the river since the inception of metalworking upstream in the catchment (post-AD 1537). The low depth of surface alluvium containing slag particles indicates that sedimentation due to flooding by the Lienne River has been relatively low (barely 20 cm) for almost 5 centuries (fig. 5). The presence of slag particles in contact with the pebble sheet also suggests that since AD 1537, the lateral mobility of the Lienne River at our study site was limited to the migration of the meander by approximately 10 m (8 m beyond the present-day channel).

For the moment, it would be presumptuous to generalise this information to all of the rivers of the Ardenne massif. The geomorphological and chronostratigraphic study of other valley floor peatlands, present in several Ardenne catchments (rivers Amblève, Aisne, Lhomme, Viere, etc.), should confirm and supplement the data already obtained for the Près de Neucy peat deposit, in order to highlight regional and local influences on the response of river systems to changes in climate and/or anthropogenic pressures on the catchment.

Introduction

L'évolution tardiglaciaire et holocène des plaines alluviales d'Europe du nord-ouest a suscité un intérêt croissant ces dernières années (*e.g.*, Mol *et al.*, 2000 ; Bravard et Magny, 2002 ; de Moor *et al.*, 2008). Les thèmes abordés par ces recherches sont variés : quantification du bilan sédimentaire (*e.g.*, Notebaert *et al.*, 2009 ; Verstraeten *et al.*, 2009) ; reconstitution des paléoenvironnements fluviaux (*e.g.*, Limondin-Lazouet *et al.*, 2002 ; Pastre *et al.*, 2002 ; Antoine *et al.*, 2003) ; influence des facteurs climatiques sur les systèmes fluviaux (*e.g.*, Mol *et al.*, 2000 ; Vandenberghe, 2003) ; dynamique récente des plaines alluviales grâce à l'utilisation de traceurs variés (*e.g.*, Owens *et al.*, 1999 ; Martin, 2004 ; Houbrechts et Petit, 2006 ; Gautier *et al.*, 2009) ; réponse de ces milieux aux pressions anthropiques qui modifient les apports sédimentaires aux rivières (*e.g.*, Gautier, 1994 ; de Moor *et al.*, 2008) ainsi que les écoulements (*e.g.*, Preusser *et al.*, 2011). Les approches utilisées dans ces études font appel non seulement à la sédimentologie (granulométrie, minéralogie, géochimie, etc.) et à la géomorphologie mais aussi à d'autres disciplines (techniques de datation radiométrique, téphrostratigraphie, palynologie, malacologie, dendrochronologie, métaux lourds, scories de la sidérurgie ancienne, etc.) afin de dater la mise en place des formations alluviales. Il apparaît toutefois que les données disponibles sont encore très inégales selon les régions et les périodes considérées. Le Tardiglaciaire est généralement mal documenté, en raison de la rareté du matériel organique dans les alluvions, tandis que les nombreuses séquences fluviales de l'Holocène témoignent de la complexité de cette période et de la diversité des réactions des hydrosystèmes face aux fluctuations climatiques et au degré de pression anthropique exercé sur le milieu.

Les plaines alluviales actuelles sont l'héritage du passé et l'étude des sédiments qui s'y sont déposés permet de reconstituer l'évolution des caractéristiques environnementales depuis plusieurs milliers d'années et des paramètres hydrosédimentaires : conditions hydroclimatiques, production et transfert de sédiments, événements climatiques exceptionnels, pressions anthropiques. Dans certaines plaines alluviales, les tourbières de fond de vallée constituent des milieux d'archivage particulièrement riches de l'évolution des bassins versants. Dans la région des bas plateaux limoneux de moyenne Belgique, les premiers défrichements néolithiques ont engendré une érosion des sols particulièrement importante, qui s'est traduite par l'arrêt de l'accumulation tourbeuse dans les fonds de vallée et par une aggradation des plaines alluviales (Mullenders et Gullentops, 1956 ; Mullenders *et al.*, 1966 ; Munaut et Paulissen, 1973 ; Notebaert, 2009). En haute Belgique, les études portant sur les tourbières de fond de vallée sont relativement rares à l'exception de quelques recherches menées sur des lentilles tourbeuses intercalées dans des formations de travertin en Lorraine (Coûtéaux, 1969 ; Souchez et Paepé, 1972 ; Geurts, 1976) et dans l'Entre-Sambre-et-Meuse (Mullenders *et al.*, 1963 a et b ; Gullentops et Mullenders, 1972 ; Geurts, 1976). L'analyse de lentilles tourbeuses intercalées dans des séquences limoneuses d'une plaine alluviale d'un ruisseau ardennais a mis en évidence une alternance entre des périodes de faible production sédimentaire et des phases d'érosion entraînant l'arrêt de l'accumulation tourbeuse (Houbrechts, 2005).

Le bassin de la Lienne est particulièrement intéressant car il présente de nombreuses tourbières situées en fond de vallée, dont les plus anciennes datent de la fin du Tardiglaciaire (Gullentops *et al.*, 1966). Cet article est consacré à l'étude de la mise en place de l'une d'entre elles, la tourbière des Prés de Neucy, par-dessus la plaine alluviale de la Lienne et en relation avec la dynamique d'évolution de la rivière. Deux profils perpendiculaires à la vallée ont été étudiés grâce à la palynologie et à l'utilisation de deux marqueurs stratigraphiques (téphras et résidus de l'activité sidérurgique ancienne).

Localisation et présentation du site d'étude

La Lienne

La Lienne est une rivière du nord de l'Ardenne appartenant au bassin hydrographique de la Meuse. Elle prend sa source dans le Massif cambro-ordovicien de Stavelot, à 500 m d'altitude, puis descend le rebord nord du plateau des Tailles pour venir se jeter dans l'Amblève, à 185 m d'altitude (fig. 1A). Son bassin-versant, d'une superficie de 146 km², est constitué de différentes structures géologiques qui entraînent des changements dans la morphologie de sa vallée (Vaneetveld, 1959).

Dans sa partie amont, la Lienne traverse la dépression structurale de Lierneux composée de roches tendres du Salmien inférieur (phyllades et quartzophyllades). Elle y développe une série de méandres de faible amplitude qui évoluent rapidement (Masson, 1973) dans une large plaine alluviale (de 150 à 200 m) à versants en pente douce (entre 9 et 18 % de pente moyenne ; Gullentops *et al.*, 1966). Dans la dépression struc-

turelle, la pente de la rivière est relativement faible (0,9 %) et sa puissance spécifique (à pleins bords) est de l'ordre de 100 W/m² (Levecq *et al.*, 2008), pour une charge de fond caillouteuse présentant un diamètre médian d'environ 5,2 cm (Houbrechts, 2005). En revanche dans sa partie aval, la Lienne traverse une succession de roches plus résistantes du Revinien (phyllades, quartzites) et du Gedinnien (arkose, grès), ce qui lui confère un tracé plus rectiligne et une pente longitudinale comprise entre 0,6 et 0,8 %. Dans son cours aval, elle présente également une plaine alluviale moins large et des versants à pente relativement forte. Sa puissance spécifique (à pleins bords) y est d'environ 160 W/m² pour une charge caillouteuse plus grossière (diamètre médian d'environ 11 cm ; Petit *et al.*, 2005 ; Levecq *et al.*, 2011).

Dans le bassin, des dépôts tourbeux sont assez fréquents en fond de vallée (fig. 1B). Il s'agit de tourbières principalement alimentées par des zones de source, riches en macro-restes parfois volumineux d'aulnes, de saules et de bouleaux (Pahaut, 1972) qui reposent sur des dépôts alluviaux. L'épaisseur de tourbe rencontrée est généralement de l'ordre du mètre mais peut dépasser localement plus de 2 m. Dans la plaine alluviale de la Lienne, les dépôts tourbeux ont commencé à se mettre en place à la fin du Tardiglaciaire (Gullentops *et al.*, 1966). Toutefois, des lentilles tourbeuses plus récentes sont également présentes dans les dépôts alluviaux du bassin. Celles-ci ont été datées du Subboréal et du haut Moyen Âge (Gullentops *et al.*, 1966 ; Houbrechts, 2005), mettant en évidence une alternance entre des périodes de faible production sédimentaire et des phases d'érosion liées à de fortes pressions anthropiques (défrichements et mises en cultures ; Gilot *et al.*, 1969) entraînant l'arrêt de l'accumulation tourbeuse.

La tourbière des Prés de Neucy

La plaine alluviale de la Lienne présente deux tourbières de dimension remarquable (environ 4 ha chacune). Ces tourbières, alimentées par des sources en pied de versant, occupent une grande partie du fond de vallée mais ne sont plus en connexion directe avec le cours actuel de la rivière. Notre choix s'est porté sur l'une d'entre elles, la tourbière des Prés de Neucy située en amont du hameau de Neucy (fig. 1B), pour trois raisons. 1) Cette tourbière a déjà fait l'objet d'une étude palynologique dans les années soixante (Gullentops *et al.*, 1966), signalant la présence de dépôts tourbeux datant du début de l'Holocène dans la plaine alluviale de la Lienne. Le diagramme pollinique réalisé (Chevron I) retrace, sur une puissance d'à peine 1 m, les grands traits de l'évolution de la végétation holocène de la région. 2) Il s'agit de l'une des plus grandes tourbières du bassin. Celle-ci recouvre presque entièrement les dépôts de fond de vallée sur une distance longitudinale de 300 m (elle occupe 39 200 m² soit 79 % du fond de vallée dans sa partie amont et 24 % dans sa partie aval ; fig. 2). 3) Contrairement à la tourbière des Villettes, qui est située dans la partie amont du bassin, la tourbière des Prés de Neucy n'est située qu'à 11 km de la confluence de la Lienne avec l'Amblève, ce qui offre la possibilité d'enregistrer les modifications régionales affectant l'ensemble du bassin.

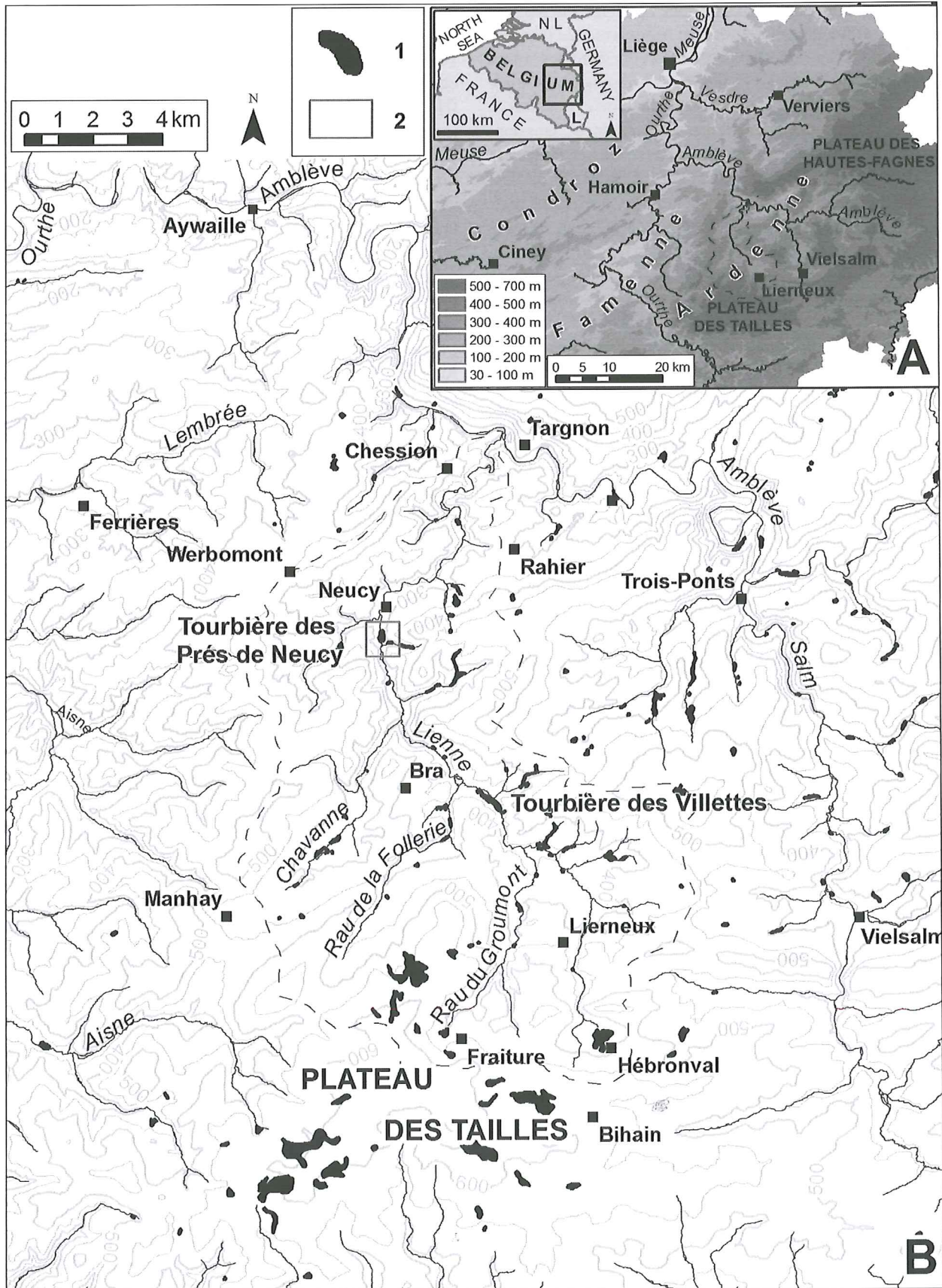


Fig. 1 – Localisation du bassin de la Lienne (A). Tourbières du bassin de la Lienne et localisation du site d'étude (B). 1 : tourbière ; 2 : zone d'étude.

Fig. 1 – Location of the Lienne catchment (A). Peatlands of the Lienne catchment and location of the study site (B). 1 : peatlands; 2 : study zone.

Comme l'ensemble des tourbières du bassin, la tourbière des Prés de Neucy a jadis fait l'objet d'une exploitation artisanale de tourbe notamment comme combustible de chauffage (Leestmans, 1980). À une époque récente, une digue de terre encerclant la partie amont de la tourbière a également été érigée vraisemblablement afin de conserver la zone humide ou de l'envoyer. Aujourd'hui, le site, relativement exceptionnel d'un point de vue écologique, est classé en réserve naturelle domaniale (Goffart et Frankard, 2010).

Méthodologie

Dans le but de comprendre la mise en place de la tourbière des Prés de Neucy en relation avec la dynamique d'évolution de la Lienne, deux profils transversaux de la vallée ont été réalisés au niveau de la tourbière (fig. 2 et tab. 1). En raison des caractéristiques du milieu tourbeux, les données topographiques nécessaires à la réalisation des profils ont dû être obtenues à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) LiDAR. Nous expliquerons tout d'abord les raisons de son utilisation dans ce type de milieu ainsi que son intérêt dans l'étude de la morphologie des fonds de vallée et des tourbières. Des carottes ont ensuite été prélevées le long de ces deux transects. Celles-ci ont été analysées et datées grâce à la palynologie et à l'utilisation de marqueurs stratigraphiques (téphras et résidus de l'activité métallurgique ancienne). Nous présenterons les différentes méthodes de prélèvement de nos échantillons ainsi que les méthodes d'analyse utilisées.

	Rive gauche		Rive droite	
	ϕ	λ	ϕ	λ
Nam	50° 21' 46,56" N	5° 43' 23,47" E	50° 21' 46,45" N	5° 43' 33,03" E
Nav	50° 21' 52,81" N	5° 43' 22,84" E	50° 21' 52,69" N	5° 43' 30,53" E

Tab. 1 – Coordonnées géographiques des transects réalisés dans la tourbière des Prés de Neucy.

Tab. 1 – Geographical coordinates of the transects made in the Prés de Neucy peat deposit.

Mise en évidence de la morphologie du fond de vallée grâce au MNT LiDAR

La réalisation d'un profil topographique classique à la station totale dans la partie boisée de la tourbière n'a pas été possible en raison du manque de visibilité et de l'instabilité des dépôts tourbeux. Une autre méthode a donc dû être employée. Pour le transect amont, les données topographiques utiles à la réalisation du profil transversal ont été obtenues grâce au MNT LiDAR des plaines alluviales, disponible en Région Wallonne le long des cours d'eau supérieurs à la 1^{ère} catégorie (superficie du bassin supérieure à 50 km²). Cependant, à cause d'une couverture végétale trop dense (pessière), il n'a pas été possible d'extraire un MNT précis du

fond de vallée à partir du LiDAR à certains endroits (tels qu'en pied de versant). Les données topographiques ont donc dû être complétées à la station totale.

Le LiDAR

Le LiDAR (*Light Detection And Ranging* ou laser aéroporté) est un dispositif permettant d'obtenir des données topographiques à haute résolution (Dierickx, *s.d.*). Le principe est basé sur la mesure, par un laser embarqué, de la distance entre l'aéronef et le sol, à l'aide d'un faisceau laser infrarouge qui balaye le sol par impulsions. Deux échos sont enregistrés, un premier, correspondant à la réflexion du faisceau sur le sommet de la végétation et un second qui atteint généralement le sol. Le nuage de points collectés permet par la suite de réaliser un modèle de surface et un modèle de terrain (Dierickx, *s.d.*).

Dès 2000, la Région Wallonne (Belgique) a entrepris la démarche d'acquérir une base de données topographiques précises et à haute résolution (maille de 1 m) des lits majeurs des cours d'eau wallons. Ce projet avait pour but premier de fournir un modèle topographique qui allait servir de base aux modélisations hydrauliques dans le cadre de la cartographie des zones inondables. Ainsi, durant les hivers 2000-2001 et 2001-2002, une importante campagne de mesures aéroportées a été lancée dans le but d'acquérir des données issues du LiDAR sur un linéaire de près de 2 000 km le long des cours d'eau wallons (Dierickx, *s.d.*). Le laser utilisé par la Région Wallonne pour acquérir les données, le Toposys II, combine une série de paramètres permettant la mesure de 5 à 8 points/m², depuis une altitude d'environ 850 m, et l'obtention d'une surface d'interpolation finale d'1 point mesuré/m². La précision demandée en termes de modèles hydrauliques étant relativement importante, le modèle numérique de terrain final possède une précision relative de l'ordre de 5 cm et une précision absolue (en altimétrie et planimétrie) de 15 cm (Dierickx, *s.d.*). Une phase de validation des résultats a permis de confirmer ces spécifications. Les mesures de terrain ont également été réalisées par la Région Wallonne dans les meilleures conditions possibles, à savoir une couverture végétale

minimum et une hauteur d'eau dans les rivières la plus basse possible. Et ce, afin d'obtenir un maximum de points au sol et le plus grand nombre d'informations sur les berges des lits majeurs. Le faisceau laser infrarouge ne fournit pas d'informations altimétriques relative au sol lorsqu'il est submergé car il est réfléchi par la surface de l'eau, contrairement au laser vert utilisé dans le domaine bathymétrique qui, lui, pénètre la colonne d'eau.

C'est pour ces raisons que le LiDAR des lits majeurs de la Région Wallonne constitue un document particulièrement utile pour l'étude de la morphologie des fonds de vallée. En effet, il permet de mettre en évidence dans leur ensemble des formes alluviales, parfois à peine discernables sur le terrain, telles que des cônes de déjection, des paléochenaux ou des basses terrasses.

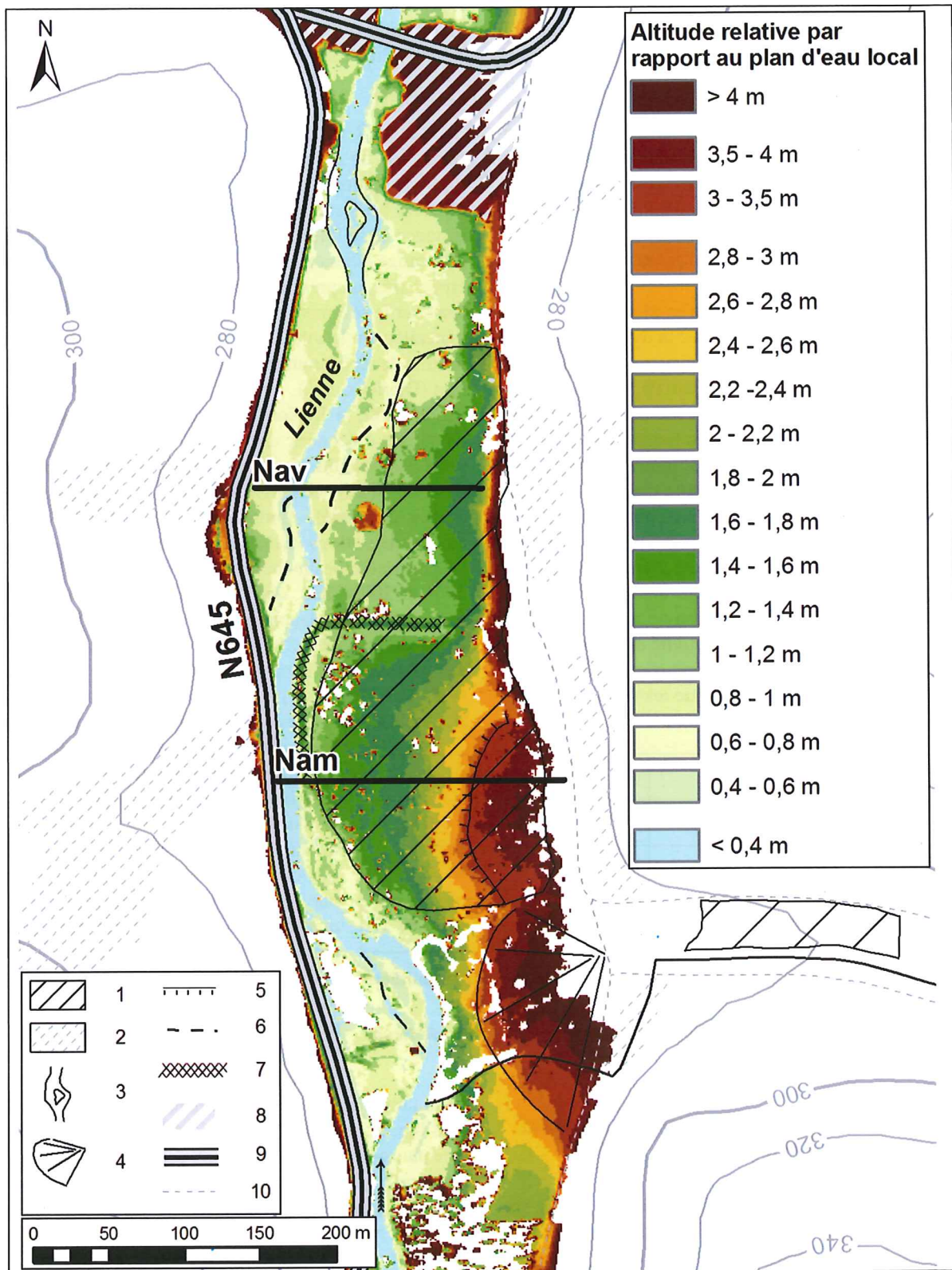


Fig. 2 – Altitude relative du fond de vallée au niveau de la tourbière des Prés de Neucy. Nav : transect Neucy aval ; Nam : transect Neucy amont. 1 : tourbière alluviale ; 2 : zone de source ; 3 : îlot ; 4 : cône de déjection ; 5 : abrupt ; 6 : chenal ; 7 : digue ; 8 : remblais ; 9 : route ; 10 : chemin. Source : MNT du fond de vallée d'après le Modèle Numérique de Terrain des Lits Majeurs, SPW (Belgique), 2000-2002 ; Données pédologiques d'après le Projet de Cartographie Numérique des Sols de Wallonie (PCNSW ; Belgique), DGA, SPW, 2000.

Fig. 2 – Relative altitude of the valley floor at the Prés de Neucy peat deposit. Nav : downstream transect at Prés de Neucy ; Nam : upstream transect at Prés de Neucy. 1 : alluvial peat ; 2 : source area ; 3 : islet ; 4 : alluvial cone ; 5 : steep slope ; 6 : channel ; 7 : dyke ; 8 : embankments ; 9 : road ; 10 : pathway. MNT data from Modèle numérique de Terrain des Lits Majeurs, SPW (Belgium), 2000-2002 ; Pedologic data from Projet de Cartographie Numérique des Sols de Wallonie (PCNSW ; Belgium), DGA, SPW, 2000.

Le LiDAR dans l'étude de la morphologie des fonds de vallée et des tourbières

Outre son utilisation dans l'étude des zones inondables, le LiDAR est également utilisé en géologie et en géomorphologie (e.g., Notebaert *et al.*, 2008). Toutefois, sur le MNT LiDAR à l'état brut, il est relativement difficile de distinguer les formes fluviales en raison de la pente longitudinale du fond de vallée. Les contours des formes apparaissent en effet sous forme de courbes de niveau et leurs altitudes décroissent vers l'aval, ce qui gêne les comparaisons entre sites.

Afin de contourner ce problème, deux méthodes ont été proposées par B. Notebaert *et al.* (2008). La première méthode consiste à mettre en évidence les limites des formes alluviales grâce à une fonction « *hillshade* » avec un azimut à 0°. La deuxième méthode permet de calculer la hauteur relative des différents pixels situés au sein d'un « *kernel* » de 100 m de côté. Cette deuxième méthode permet de faire ressortir les contours de certaines formes alluviales mais reste encore peu efficace pour les secteurs de plaines alluviales situés au pied des versants et ne permet pas d'effectuer des comparaisons morphologiques entre secteurs. Nous avons donc mis au point une autre méthode qui permet de s'affranchir de la pente longitudinale du plan d'eau et ainsi de mettre en évidence la morphologie du fond de vallée, y compris à proximité des versants. Cette méthode consiste à soustraire du MNT LiDAR une surface d'interpolation de l'altitude minimale du plan d'eau créée sur l'ensemble du fond de vallée. La première étape consiste à rechercher l'altitude minimale du plan d'eau en tout point d'un corridor créé de part et d'autre du linéaire de la rivière. La recherche se fait au sein d'une fenêtre mobile de largeur définie. Des tests réalisés sur plusieurs largeurs de corridor ont montré qu'elle influence peu la représentation finale et qu'une largeur égale à deux fois la largeur de la rivière est suffisante (liée à l'imprécision de la digitalisation de l'axe hydraulique). Il n'est pas non plus nécessaire que la maille de la fenêtre mobile soit trop grande – une maille de la taille de la largeur de la rivière est suffisante – car une fenêtre trop petite ne permet pas de mettre en évidence les chenaux les moins marqués. La deuxième étape consiste à créer la surface d'interpolation des altitudes minimales du plan d'eau qui sera ensuite soustraite au MNT LiDAR. Cette surface doit englober toute la largeur de la plaine alluviale. Les points qui servent de base à l'interpolation sont projetés à pas de distance régulier le long du linéaire de la rivière. L'espacement de ces points présente une valeur optimale lorsqu'il est égal à la moitié de la largeur de la rivière, une valeur plus petite étant inutile et une valeur plus grande engendrant l'apparition d'artefacts (manque de précision en cas de sinuosité trop grande). Après leur avoir attribué la valeur minimale du plan d'eau déterminée dans le corridor, une interpolation IDW (de puissance 2 avec un rayon de recherche défini en fonction de la distance entre le cours d'eau et les versants) est réalisée. La dernière étape consiste enfin à soustraire du MNT LiDAR la surface d'interpolation créée. Le MNT ainsi obtenu présente, en chaque point de la surface topographique de la plaine alluviale, une altitude relative par rapport à la surface du plan d'eau le plus proche (fig. 2). Grâce à une vingtaine de classes de hauteur (de l'ordre de 20 cm), il

est possible de mettre en évidence de manière très précise la morphologie du fond de vallée tout en disposant du MNT en pied de versant.

Outre la mise en évidence des formes alluviales (paléochenaux, replat de basse terrasse, *scroll bars*...) sur l'ensemble du MNT, cette méthode permet également de comparer l'encaissement d'une rivière dans sa plaine alluviale entre différents secteurs d'une même vallée.

Prélèvement, traitement et analyse des échantillons

Dans le cadre de cette étude, 19 sondages ont été réalisés le long de deux transects (tab. 1). Leur répartition a été guidée par les différentes unités morphologiques rencontrées dans la plaine alluviale. Le transect Neucy amont (Nam) a été réalisé dans la partie boisée de la tourbière au niveau d'un replat localisé en pied de versant droit, très clairement visible sur le MNT issu du MNT LiDAR (fig. 2) et susceptible de correspondre à une basse terrasse conservée sous la tourbe. Le transect Neucy aval (Nav) est situé dans la partie de la plaine alluviale montrant une sédimentation tourbeuse en pied de versant droit et la trace d'un chenal en bordure de rivière également visible sur le MNT issu du MNT LiDAR (fig. 2).

En raison du classement du site en réserve naturelle domaniale, les échantillons n'ont pu être prélevés directement sur des coupes de tranchées ou par des techniques de sondage trop dommageables pour la tourbière. Deux méthodes de prélèvement ont été utilisées pour prélever les dépôts alluviaux (tourbeux et minéraux) reposant sur la nappe de cailloutis. Dans les sédiments tourbeux, les prélèvements ont été réalisés à l'aide d'une sonde « russe » (Jowsey, 1966) d'un diamètre de 4 cm et d'une longueur de 50 cm. Une fois prélevées, les carottes ont été congelées jusqu'à leur analyse en laboratoire. Dans les sédiments limoneux plus compacts, les prélèvements ont été réalisés à l'aide d'une tarière Edelman (tarière de pédologue) qui permet de prélever des carottes d'un diamètre de 8 cm et d'une longueur de 20 cm. Contrairement à la sonde « russe » qui conserve la stratigraphie des échantillons prélevés et limite les risques de contamination, le prélèvement d'échantillons à la tarière de pédologue perturbe la stratigraphie et nécessite certaines précautions de nettoyage. Aucune de ces deux techniques de sondage ne permet donc de traverser d'épaisses nappes caillouteuses.

En laboratoire, les carottes ont fait systématiquement l'objet d'un nettoyage de la partie superficielle contaminée et d'une description. Des prélèvements pour la réalisation d'analyses granulométriques des échantillons minéraux (granulomètre laser par voie liquide de type Malvern Mastersizer 2000) et des pertes au feu (calcination à 500 °C pendant 24 h ; Andrejko *et al.*, 1983 in Rydin et Jeglum, 2006) sur les échantillons organiques ont également été réalisées.

Méthode de datation et marqueurs stratigraphiques

Afin de couvrir l'ensemble de l'évolution de la plaine alluviale de la Lienne depuis le Tardiglaciaire, différents traceurs couvrant des périodes cibles du Tardiglaciaire et de l'Holocène-

ne ont été utilisés. Dans les formations alluviales anciennes sous la tourbe, nous avons recherché la présence de minéraux denses d'origine volcanique (Weichsel ; Juvigné, 1993). À la base de chaque dépôt tourbeux (transition sédiments minéraux à tourbeux), nous avons déterminé les pollens présents afin de reconstituer les associations de végétation caractéristiques de l'époque de mise en place de la tourbière. L'analyse de la mise en place des niveaux tourbeux permet de déterminer l'époque correspondant au changement des conditions de sédimentation dans la plaine alluviale. De cette manière, l'abandon définitif de la plaine alluviale par la rivière ainsi que la déconnexion du système par l'arrêt du débordement dans la plaine alluviale sont également connus. Un âge minimal de l'abandon de la plaine alluviale est alors estimé. Enfin, nous avons utilisé les résidus de l'activité sidérurgique ancienne comme marqueur stratigraphique de l'évolution récente des plaines alluviales (Henrottay, 1973 ; Houbrechts et Petit, 2006) ; ces résidus sont présents en quantité importante dans les rivières ardennaises depuis la fin du Moyen Âge. Une datation radiocarbone (par AMS) a également été réalisée sur un macro-reste végétal.

Téphras

Deux retombées volcaniques se sont produites sur l'Ardenne au cours du Pléistocène récent : le téphra de Rocourt retombé au stade isotopique 5a ($\approx 75-82$ ka BP ; Juvigné *et al.*, 2008) et le téphra du Laacher See retombé au cours de l'Allerød (stade isotopique 1), il y a 12 500 cal. BP (Juvigné, 1993). Ces deux retombées se distinguent par leur association de minéraux caractéristiques : une association de clinopyroxènes, d'amphiboles brunes et d'enstatites pour le téphra de Rocourt et une association de clinopyroxènes, d'amphiboles brunes et de sphènes pour le téphra du Laacher See (Juvigné, 1977, 1993). Ainsi, les téphras sont utilisés par de nombreux auteurs comme marqueurs stratigraphiques et ont contribué au développement de la datation des processus géomorphologiques en Ardenne (Juvigné, 1993). L'encaissement des rivières ardennaises a notamment été étudié par E. Juvigné (1979), par l'observation de minéraux denses dans les nappes de cailloutis des plaines alluviales et les terrasses de plusieurs rivières ardennaises. La méthodologie employée pour extraire les minéraux denses est celle développée par E. Juvigné (1977). Elle consiste à concentrer les minéraux denses (de la fraction 105-63 μm) des autres éléments par séparation densimétrique au bromoforme ($\delta = 2,9$). La détermination des minéraux denses est réalisée à l'aide d'un microscope polarisant.

Palynologie

À la base de chaque sondage, nous avons systématiquement analysé deux échantillons tourbeux d'environ 1 cm^3 séparés de quelques centimètres. Notre but étant de déterminer l'époque de mise en place de la tourbe et non de reconstituer un diagramme pollinique complet de la séquence, l'analyse de deux échantillons nous a paru suffisante en raison de spectres polliniques relativement caractéristiques. L'analyse palynologique a

été réalisée uniquement sur les dépôts tourbeux afin d'éviter tout risque de mauvaise conservation des pollens dans les sédiments minéraux. Les échantillons de tourbe étant relativement riches en éléments minéraux, un traitement à l'HF (Delcourt *et al.*, 1959) avait initialement été envisagé. Cependant, il s'est avéré nécessaire de concentrer le pollen des échantillons de tourbe riches en débris organiques et relativement pauvres en pollen. Les échantillons ont donc été traités par séparation densimétrique (Nakagawa *et al.*, 1998) dans le but de concentrer le pollen et rendre les préparations plus propres et la détermination plus aisée. Les échantillons ont été préparés comme suit : traitement à chaud au KOH (10 %) ; tamisage à 200 μm pour conserver la fraction fine, séparation densimétrique au dichlorure de zinc ($\delta = 2,2$) ; traitement par acétolyse (1 part de H_2SO_4 pour 9 d'anhydride acétique) ; coloration des grains à la safranine ; conservation des pollens dans de la glycérine ; montage des lames. Pour chaque échantillon, un minimum de 200 grains de pollens (Dricot, 1960 ; Damblon, 1979) ont été déterminés en répartissant les lignes de comptage sur la lame, de manière à éviter l'effet de bordure (Dimbleby, 1957 ; Dricot, 1960). Les résultats des comptages ont été représentés sous forme de diagrammes polliniques ne comprenant que deux échantillons et exprimés en pourcentages calculés sur le total des pollens et spores comptés (pollens arboréens, pollens non arboréens et indéterminés) à l'exception des spores de *Sphagnum* dont la représentation peut être très variable en raison d'une production de spores très irrégulière (Heim, 1962). Il a été choisi de représenter avec l'ensemble des comptages les taxons montrant une surreprésentation dans certains niveaux et de discuter par la suite de leurs abondances lors de l'interprétation des diagrammes.

Utilisation des résidus de l'activité sidérurgique ancienne comme marqueur de l'évolution post-médiévale des plaines alluviales

Dans les dépôts limoneux, nous avons recherché la présence de scories issues de la sidérurgie ancienne. Ces résidus, présents en quantité importante dans les rivières ardennaises et leurs alluvions (Henrottay, 1973) depuis la fin du Moyen Âge, sont utilisés comme marqueur stratigraphique afin de déterminer le taux d'aggradation post-sidérurgique par débordement (Houbrechts et Petit, 2006), de quantifier le déplacement latéral récent des rivières (Snijders *et al.*, 2006) et de mettre en évidence d'éventuelles incisions de chenaux (Sluse, 1996). Dès la fin du XIV^e siècle, les établissements sidérurgiques (fourneaux et forges) s'installent le long des cours d'eau afin de tirer profit de l'énergie hydraulique pour actionner les soufflets et les marteaux (Houbrechts et Petit, 2006). Les scories étaient rejetées par les métallurgistes, non loin de leur forge et fourneau, en bordure des cours d'eau et étaient emportées lors des crues débordantes ou par érosion des crassiers. C'est donc à partir de cette époque, que les premières scories sont présentes dans les alluvions des rivières. En connaissant avec précision les dates d'apparition des différents sites sidérurgiques d'une vallée, il est possible d'utiliser les microscories vitreuses comme

marqueur relativement précis de l'évolution récente des plaines alluviales (Henrottay, 1973 ; Sluse, 1996 ; Mols, 2004 ; Houbrechts, 2005 ; Houbrechts et Petit, 2006). L'activité sidérurgique ancienne de la Lienne est relativement bien connue (Houbrechts et Weber, 2007). En effet, sur base de monographies historiques et de l'étude de la taille des scories rejetées par l'activité sidérurgique ancienne dans les rivières du bassin de la Lienne, G. Houbrechts et J.-P. Weber (2007) ont réalisé une synthèse relativement complète de l'activité sidérurgique du bassin et ont également mis à jours une série de sites sidérurgiques inédits. Dès lors, sur base de cette étude, nous savons que le plus ancien fourneau qui a fonctionné en amont du site d'étude (5 km en amont) a été construit en 1537 (Leestmans, 1980 ; Houbrechts et Weber, 2007). Cependant il faut considérer un certain retard entre les premiers rejets des scories produites par ce fourneau et leur sédimentation au niveau de notre site d'étude.

La recherche des scories se fait dans la fraction sableuse des alluvions selon la méthode proposée par G. Houbrechts et F. Petit (2006). Cette méthode permet, d'une part, de déterminer rapidement si les alluvions contiennent ou non des scories et, d'autre part, de connaître exactement le pourcentage de scories présentes dans les alluvions par rapport aux éléments naturels. Cette méthode consiste, pour chaque échantillon prélevé, à compter dans les classes granulométriques les plus grossières le nombre de microscories vitreuses et de grains « naturels » et ce jusqu'à dépasser la centaine de grains. La concentration en microscories vitreuses est ensuite calculée pour chaque échantillon. Étant donné que le nombre de grains compté varie d'un échantillon à l'autre, les écarts-types sont également calculés. Enfin, le choix de travailler sur les scories vitreuses réside dans le fait qu'elles sont très facilement identifiables parmi les grains naturels, par leur aspect vitreux, coloré et vacuolaire (Houbrechts *et al.*, 2011). La méthode de prélèvement des échantillons à la tarière de pédologue impose le prélèvement d'échantillons d'une vingtaine de centimètres. C'est à cette résolution que les concentrations en scories sont considérées. Toutefois, cette résolution de prélèvement peut surestimer les épaisseurs d'aggradation. Le prélèvement d'échantillons à la tarière de pédologue ne remplace donc pas le prélèvement en coupe, qui permet une résolution très fine. Cependant, la tarière de pédologue présente l'avantage de permettre une analyse rapide de tout un profil transversal d'une vallée. D'une manière générale, les analyses réalisées dans cette étude portent essentiellement sur des fractions granulométriques comprises entre 1 et 5 mm. Cette fraction, transportée par saltation, se retrouve dans la plupart des dépôts de crue déposés dans la plaine alluviale de la Lienne. Le choix de travailler sur les fractions les plus grossières des microscories s'explique par le fait que les scories les plus grosses sont moins sujettes à la bioturbation et plus facilement identifiables à la loupe binoculaire. De plus, il apparaît que la concentration en scories diminue dans les classes les moins grossières en raison de leur dilution dans les sédiments plus fins. Les scories sont donc mieux représentées dans les classes les plus grossières.

La quantité de scories injectée dans les rivières n'a pas été constante dans le temps. En effet, dans la vallée de la Lienne,

l'apparition des différents sites s'est étalée sur près d'un siècle (1400-1500) et la production des sites n'a pas été constante dans le temps (le pic d'activité se situe vers le XVI^e siècle). Dans le bassin, la plupart des sites ont cessé leur activité aux alentours de 1620 (Houbrechts et Weber, 2007). Une fois les sites abandonnés et les crassiers végétalisés, la concentration en scories dans les rivières a décliné. En fonction de l'évolution de l'activité sidérurgique, donc des rejets, les concentrations en scories ont également varié dans le temps si bien que des dépôts avec des concentrations semblables se sont mis en place à une époque proche. Pour représenter graphiquement les concentrations en scories dans les alluvions, nous avons réalisé une interpolation par krigeage linéaire (modèle de semi-variogramme linéaire) des valeurs de concentration sur le profil transversal. Un rayon de recherche de 12 m (distance entre deux sondages) a été utilisé ainsi qu'une limite pour restreindre l'extrapolation à une surface légèrement supérieure à la surface occupée par les alluvions. Une correction manuelle de l'image d'interpolation a été nécessaire afin de rectifier certains contours de classes afin de donner aux raccords une allure plus naturelle. Enfin, le choix de la valeur de concentration limite, pour distinguer les alluvions pré- et post-sidérurgiques (sans et avec scories), ne peut pas être fixé de manière générale. Tout d'abord, cette limite ne peut pas être fixée à 0 % de scorie, en raison du risque de contamination non négligeable par bioturbation (Houbrechts, 2005) et lors du prélèvement. Ensuite, d'après le site, la concentration en scories de l'échantillon le plus riche du profil peut varier, passant de 80 % de scories à 40 % dans la vallée de la Lienne. En fonction de l'échantillon le plus riche de notre profil, nous avons fixé la concentration limite entre alluvions pré- et post-sidérurgiques au niveau de notre site aux environs de 5 % de la concentration maximale du profil.

Résultats

Nous présenterons successivement les résultats obtenus sur les deux profils étudiés (Nam et Nav) par différentes méthodes de datation avant une synthèse des différents résultats et une comparaison de l'évolution des deux profils.

Profil transversal amont (Nam)

Observations géomorphologiques

La carte des hauteurs relatives obtenue par soustraction de la pente longitudinale du plan d'eau au MNT LiDAR donne une vue d'ensemble des différentes formes fluviales présentes dans le fond de vallée (fig. 2). Dans la partie amont de la tourbière, on peut tout d'abord observer de manière très nette une digue en forme de « L », d'origine anthropique, à une altitude relative de 1,7 m au-dessus du plan d'eau local. La fonction de cette digue n'est pas connue, comme son âge. Toutefois, elle a dû être aménagée de manière à retenir l'eau dans la tourbière et à une époque récente car aucune carte [carte de cabinet des Pays-Bas autrichiens du comte de Ferraris (1771-1778), carte de Vandermaelen (1795-1869), carte IGN belge de 1936] n'en fait mention et le site a toujours été mentionné

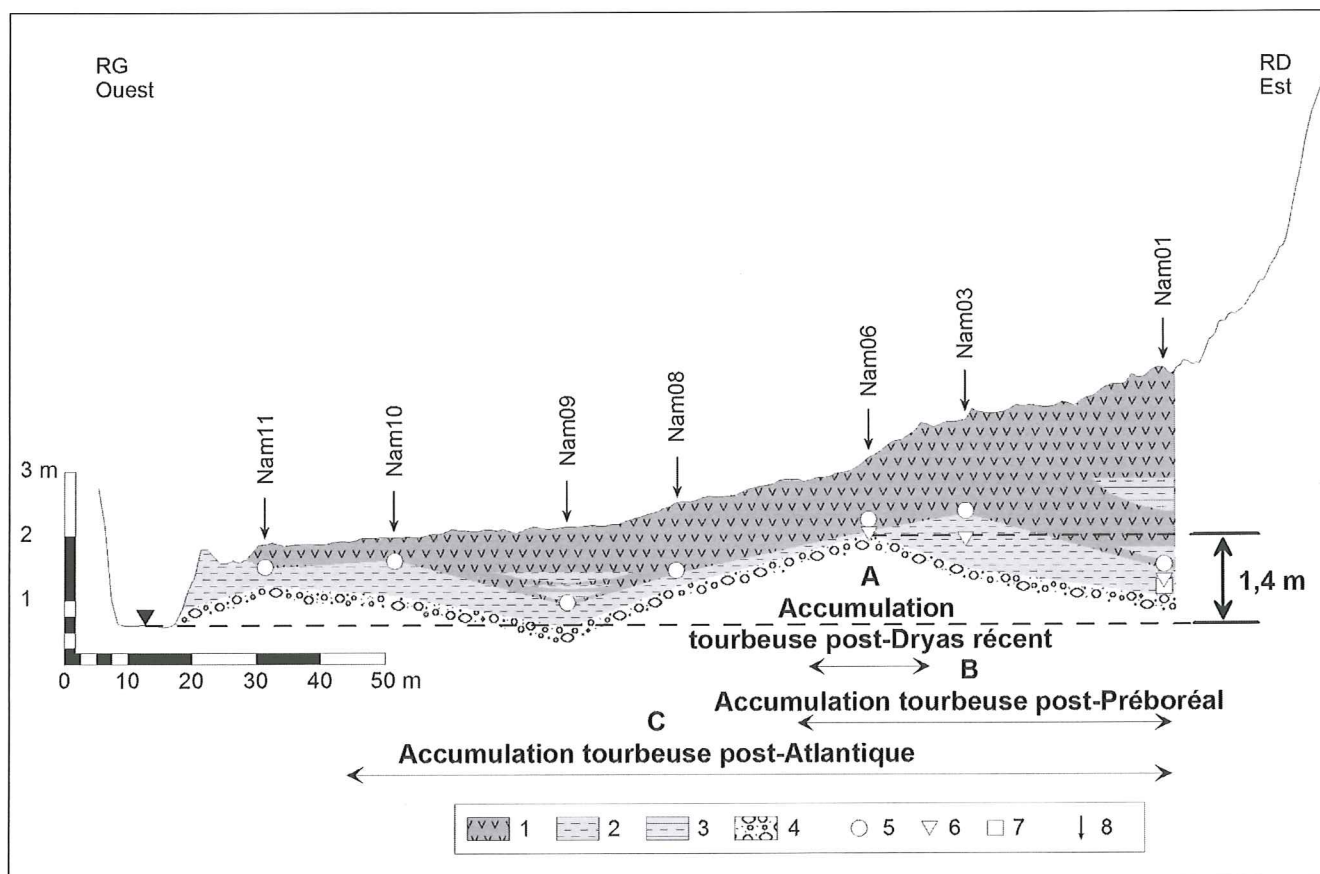


Fig. 3 – Profil transversal amont de la vallée de la Lienne (Nam) au niveau de la tourbière des Prés de Neucy – Dynamique de développement de la tourbière depuis le Tardiglaciaire. A : Accumulation tourbeuse post-Dryas récent ; B : Accumulation tourbeuse post-Préboréal ; C : Accumulation tourbeuse post-Atlantique ; 1 : tourbe ; 2 : sédiments fins fluviaux ; 3 : colluvium ; 4 : graviers ; 5 : analyse palynologique ; 6 : téphra du Laacher See ; 7 : ^{14}C ; 8 : sondage.

Fig. 3 – Cross-section upstream of the Lienne valley (Nam) at the Prés de Neucy peat deposit – Dynamics of peat development since the Late Glacial. A : Post-Younger Dryas peat accumulation ; B : Post-Preboreal peat accumulation ; C : Post-Atlantic peat accumulation ; 1 : peat ; 2 : fine fluvial sediments ; 3 : colluvium ; 4 : gravel ; 5 : pollen analysis ; 6 : Laacher See tephra ; 7 : ^{14}C ; 8 : borehole.

comme tourbière. Le MNT issu du LiDAR met également en évidence un cône de déjection (d'environ 90 m de rayon) à l'embouchure de son affluent de rive droite qui présente également des dépôts tourbeux dans son fond de vallée.

Le profil transversal amont (Nam) a été réalisé au niveau d'un replat situé environ 4 m au-dessus du plan d'eau local et très nettement visible sur le MNT issu du LiDAR (fig. 2). Les sondages réalisés au niveau de ce profil mettent en évidence un certain nombre d'unités morphologiques ainsi que des changements dans les conditions de sédimentation (fig. 3). L'allure générale du sommet du cailloutis montre clairement deux dépressions (au niveau des sondages Nam01 et Nam09) séparés par un niveau de cailloutis perché 1,4 m au-dessus du lit mineur actuel, qui sont les témoins d'anciens niveaux du lit mineur de la rivière (fig. 3). Alors que le sommet du cailloutis du chenal en pied de versant est situé 0,4 m au-dessus du chenal actuel, la dépression inscrite au centre de la plaine alluviale est située au même niveau. Les dépôts tourbeux du fond de vallée ne reposent pas directement sur le sommet du cailloutis mais sur une épaisseur variable (entre 20 et 90 cm) de limons fluviaux. L'épaisseur de ces dépôts tourbeux est également inégale dans tout le fond de

vallée. Les accumulations les plus importantes sont observées au niveau du replat (entre 1,5 et 2,2 m) situé en pied de versant et diminuent vers la rivière où elles font moins de 40 cm d'épaisseur. Les dépôts tourbeux observés présentent un taux de matière organique (MO) variant de 36 % dans les niveaux les plus bas des sondages à 97 % pour la tourbe en surface. À l'exception des deux chenaux, les dépôts tourbeux sont relativement homogènes (en termes de taux de MO). Dans les deux chenaux, plusieurs lentilles minérales d'épaisseur variable mais dont le contraste avec les dépôts tourbeux sous- et sus-jacents est relativement net (15 à 20 % de MO pour les lentilles) peuvent être observées. Ces lentilles présentent des épaisseurs variant de quelques centimètres à 54 cm pour l'épaisse lentille limoneuse située dans le paléochenal en pied de versant.

Analyse téphrochronologique

Dans les échantillons de limons prélevés au sommet du niveau de cailloutis « perché » (sondage Nam06), ainsi que dans les échantillons prélevés dans le chenal situé en pied de versant (sondages Nam01 et Nam03), nous avons retrouvé

l'association de minéraux denses caractéristique de l'éruption du volcan Laacher See (tab. 2). Cela signifie que la partie supérieure du cailloutis ainsi que l'ensemble des limons fluviatiles et de la tourbe sus-jacente présents au niveau du transect amont (Nam) ont été mis en place à des périodes postérieures à l'Allerød.

Minéraux denses	Nam01 315-330 cm	Nam03 181-184 cm	Nam03 184-188 cm	Nam06 114-120 cm
Amphibole brune	59	13	20	7
Sphène	38	13	27	6
Clinopyroxène	2	2	2	0
Tourmaline	3	12	12	1
Total	102	40	61	14

Tab. 2 – Analyse téphrochronologique des dépôts fluviatiles anciens des sondages Nam01, Nam03 et Nam06.

Tab. 2 – *Tephrochronological analysis of ancient fluvial deposits from the Nam01, Nam03 and Nam06 core samples.*

Analyse palynologique

L'examen palynologique des échantillons prélevés au niveau du changement de sédimentation (minérale à organique) dans la plaine alluviale (fig. 3) révèle la présence de plusieurs spectres polliniques distincts (fig. 4). Plusieurs périodes d'accumulation tourbeuse du fond de vallée peuvent être discernées au travers des spectres polliniques obtenus.

Dryas récent

Les deux niveaux du sondage Nam06 (99 et 94 cm) montrent tous deux un rapport pollens arboréens sur le total (PA/T) très faible d'à peine 0,3 à 0,2, avec une grande majorité de *Cyperaceae* (47,4 et 67,1 %), et des pourcentages de *Pinus* de 20,2 et 10,1 % et de *Betula* de 9,9 et 13 %. Il est possible que ce pourcentage élevé de *Cyperaceae* soit dû, à cette époque, à une surreprésentation locale des *Cyperaceae* au niveau de notre profil. Cependant, l'absence d'espèces thermophiles, à l'exception de *Quercus* à moins de 1 %, et l'importance des herbacées dans ces deux niveaux indiquent que le climat est encore relativement froid. Dans les diagrammes polliniques des Hautes Fagnes (Brackvenn et Konnerzven), G. Woillard (1975) n'observe un pourcentage de pollens arboréens variant de 20 à 35 % qu'au Dryas récent. Au début du Préboréal, F. Gullentops *et al.* (1966) observent dans la vallée de la Lienne (Chevron I) des taux proches de 40 %. L'absence d'une séquence pollinique plus complète ne permet pas de confirmer l'appartenance de ces spectres à une des trois périodes froides (Dryas) du Tardiglaciaire. Toutefois, la présence du téphra du Laacher See dans les alluvions

sous-jacentes permet de dire que la tourbe située sur le niveau du cailloutis le plus élevé (1,4 m) par rapport au fond du lit actuel s'est mise en place à une époque postérieure à l'Allerød, très vraisemblablement au Dryas récent. Le développement de la tourbe à cette époque à près de 50 m du versant signifie que la Lienne n'occupait déjà plus cette partie de la plaine alluviale d'une part, qu'une connexion avec le versant et les zones de sources existait encore pour permettre le développement de la tourbe d'autre part.

Préboréal

Les spectres obtenus en pied de versant droit (Nam01 300 cm, Nam01 312 cm, Nam03 140 cm et Nam03 144 cm) révèlent encore un rapport PA/T faible, compris entre 0,42 et 0,65. Dans un paysage encore relativement ouvert, *Betula* et *Pinus* dominent avec des pourcentages compris respectivement entre 10,9 et 23 % et entre 14,3 et 37,7 %. *Salix* est également présent en moindre importance (2,3 et 12,4 %) ainsi que des espèces thermophiles (*Corylus*, *Quercus*, *Tilia* et *Alnus*) en faible nombre mais celles-ci sont déjà présentes dans le bassin de la Lienne au Préboréal (Gullentops *et al.*, 1966).

Dans les taxons non arboréens, les *Poaceae* (entre 7,3 et 33,3 %) et les *Cyperaceae* (entre 10,4 et 17 %) sont relativement bien représentées. Il est également intéressant de noter la présence d'un taxon steppique, *Artemisia* en importance relative (3,3 à 9,7 %). Dans leur diagramme pollinique Chevron I (notre site d'étude), F. Gullentops *et al.* (1966), ont mis en évidence cette même dominance de *Betula* et en moindre mesure de *Pinus* au Préboréal. Ils montrent également que, au début du Préboréal, le milieu est encore relativement ouvert avec 40 à 60 % de PA. Au vu du rapport PA/T et de la présence de l'Armoise en nombre, le colmatage tourbeux du chenal situé au pied du versant droit (fig. 4) a commencé au début du Préboréal.

Dans le but de confirmer et de préciser l'époque d'abandon et de colmatage du chenal en pied de versant droit, nous avons réalisé une datation AMS (Beta-278641) d'un macroreste végétal retrouvé à la base du chenal (sondage Nam01 à 340 cm). L'âge obtenu (8 400-8 200 cal. BP) ne concorde pas avec les résultats palynologiques qui indiquent de manière évidente que la séquence Nam01 de 235 cm à 312 cm date du Préboréal et de 95 à 156 cm date du Boréal (Denis, 2010). Il n'est toutefois pas exclu que la datation ait été réalisée sur une racine qui aurait pénétré des dépôts plus anciens. Le développement de tourbe au Dryas récent sur le niveau de cailloutis « perché » indique que la Lienne ne devait déjà plus occuper au Dryas récent ce niveau situé plus d'1 m au-dessus du niveau du lit mineur actuel. Cela indique également que cette partie de la plaine alluviale a été abandonnée à une période antérieure. Le développement de tourbe au Préboréal dans le fond de la dépression de pied de versant indique également que la Lienne avait déjà à cette époque abandonné le pied de versant et coulait donc très probable-

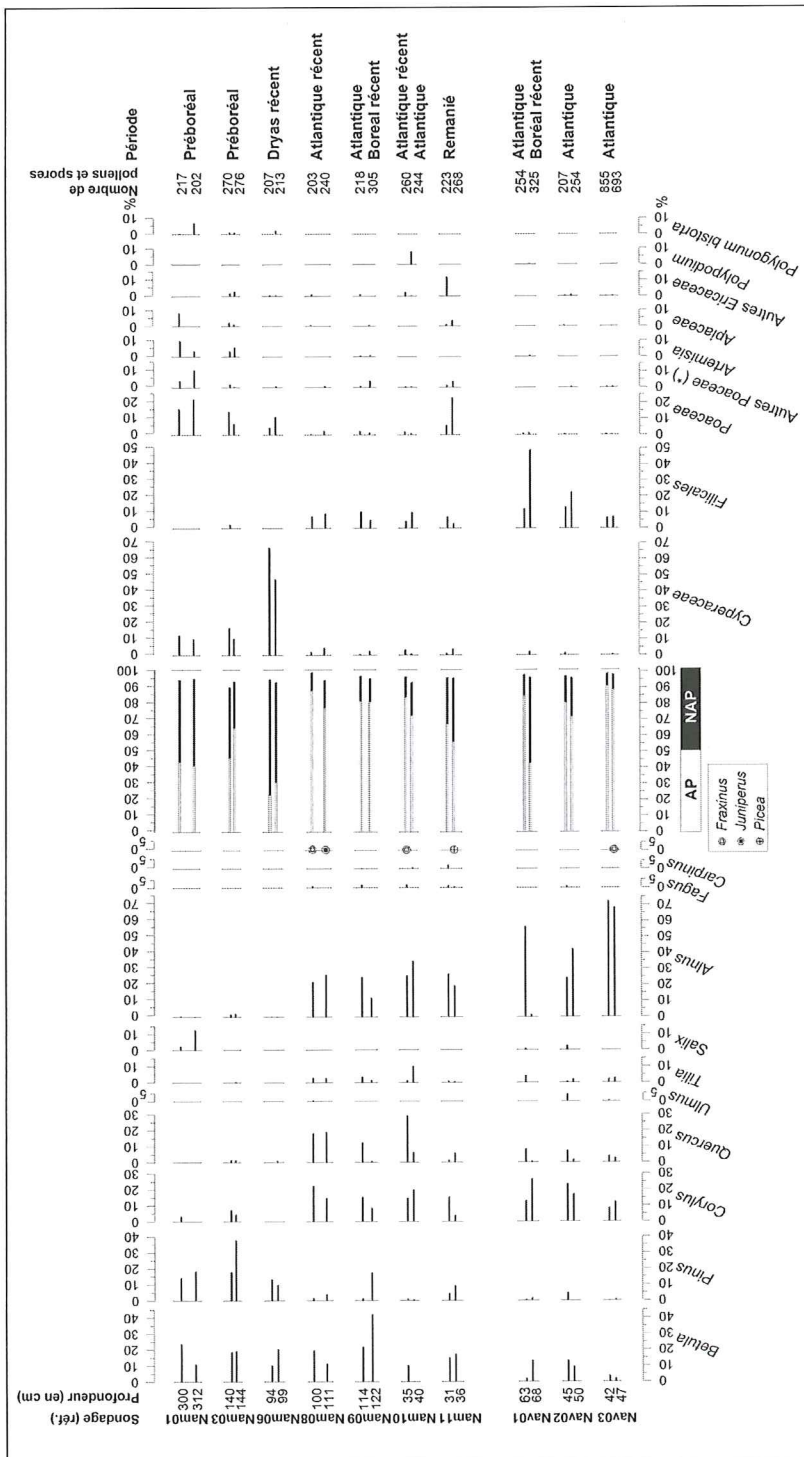


Fig. 4 – Diagrammes polliniques des dépôts tourbeux reposant sur les dépôts alluviaux anciens des profils Nam et Nav. (*) Taxons compris dans les autres Poaceae. Nam01_300 : Asteraceae 1,4 % ; Rubiaceae (Galium) 0,5 % ; Caryophyllaceae 1,4 % ; Autre Poaceae 0,9 %. Nam01_312 : Asteraceae 2,0 % ; Caryophyllaceae 0,5 % ; Scrophulariaceae 0,5 % ; Valerianaceae 1,0 % ; Autre Poaceae 6,9 %. Nam03_140 : Asteraceae 1,1 % ; Plantago 0,4 % ; Rubiaceae (Galium) 0,4 %. Nam03_144 : Lythraceae (Lythrum salicaria) 0,4 %. Nam06_099 : Plantago 0,5 % ; Caryophyllaceae 0,5 %. Nam08_111 : Plantago 0,8 %. Nam09_114 : Chenopodiaceae 0,5 % ; Calluna 0,5 %. Nam09_122 : Rosaceae (Filipendula) 2,3 % ; Rubiaceae (Galium) 0,3 % ; Caryophyllaceae 0,3 % ; Polygonaceae (Rumex) 1,0 %. Nam10_035 : Plantago 0,8 %. Nam10_04 : Plantago 0,4 %. Nam11_031 : Asteraceae 0,4 % ; Plantago 0,9 %. Nam11_036 : Asteraceae 0,4 % ; Plantago 1,5 % ; Fabaceae 0,4 % ; Chenopodiaceae 0,7 % ; Polygonaceae (Rumex) 0,4 % ; Haloragaceae (Myriophyllum) 0,4 %. Nav02_050 : Chenopodiaceae 0,4 % ; Nav03_042 : Plantago 0,1 % ; Chenopodiaceae 0,1 % ; Autre Poaceae 0,1 %. Nav03_047 : Plantago 0,1 % ; Ranunculaceae 0,3 % ; Fabaceae 0,1 %. Autres taxons non représentés sur le diagramme : Nam11_031 : Cerealia 0,4 % ; Nam11_036 : Cerealia 2,6 %. Nav02_045 : Lycopodium : 0,5 %.

Fig. 4 – Pollen diagrams from the peat deposits lying above the ancient alluvial deposits at the Nam and Nav transects. (*) Taxa included in the other Poaceae. NT001_300: Asteraceae 1.4%; Rubiaceae (Galium) 0.5%; Caryophyllaceae 1.4%; Other Poaceae 0.9 %. NT001_312: Asteraceae 2.0%; Caryophyllaceae 0.5%; Scrophulariaceae 0.5%; Valerianaceae 1.0%; Other Poaceae 6.9%. NT003_140: Asteraceae 1.1%; Plantago 0.4%; Rubiaceae (Galium) 0.4%. NT003_144: Lythraceae (Lythrum salicaria) 0.4%. NT006_099: Plantago 0.5%; Caryophyllaceae 0.5%. NT008_111: Plantago 0.8%. NT009_114: Chenopodiaceae 0.5%; Calluna 0.5%. NT009_122: Rosaceae (Filipendula) 2.3%; Rubiaceae (Galium) 0.3%; Caryophyllaceae 0.3%; Polygonaceae (Rumex) 1.0%. NT010_035: Plantago 0.8%. NT010_04: Plantago 0.4%. NT011_031: Asteraceae 0.4%; Plantago 0.9%. NT011_036: Asteraceae 0.4%; Plantago 1.5%; Fabaceae 0.4%; Chenopodiaceae 0.7%; Polygonaceae (Rumex) 0.4%; Haloragaceae (Myriophyllum) 0.4%. NAV02_050: Chenopodiaceae 0.4%. NAV03_042: Plantago 0.1%; Chenopodiaceae 0.1%; Other Poaceae 0.1%. NAV03_047: Plantago 0.1%; Ranunculaceae 0.3%; Fabaceae 0.1%. Other taxa not represented on the diagram: NT011_031: Cerealia 0.4%; NT011_036: Cerealia 2.6%. NAV02_045: Lycopodium: 0.5%.

ment au même niveau que le lit mineur actuel. La Lienne a donc vraisemblablement incisé sa nappe de cailloutis de près d'1 m avant le Préboréal, ne montrant plus par la suite une réelle évolution du niveau de son lit mineur. Ce résultat rejoint les observations réalisées par E. Juvigné (1979) ; grâce à l'utilisation de différents téphras, il a montré que l'incision de plusieurs rivières ardennaises s'était produite avant l'Allerød, étant donné que le téphra du Laacher See, s'il n'a pas été retrouvé dans le cailloutis des plus basses terrasses, est en

revanche bien présent mais à l'état remanié dans la nappe de cailloutis située dans la plaine alluviale actuelle.

Boréal récent

L'échantillon le plus profond (122 cm) du sondage NT09 présente encore un certain pourcentage de *Betula* (42 %) et de *Pinus* (17,4 %). *Corylus* régresse (8,2 %) et *Alnus* est déjà présent avec 11,8 %. À la fin du Boréal, la tourbe com-

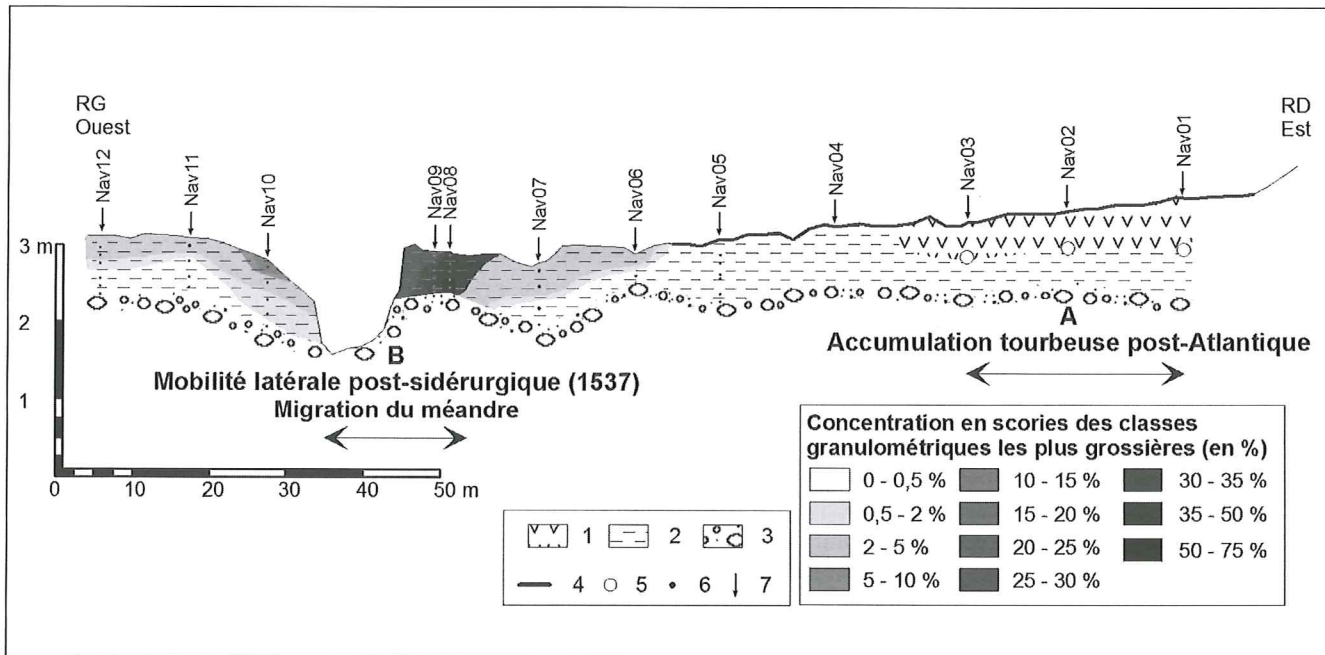


Fig. 5 – Profil transversal aval de la vallée de la Lienne (Nav) au niveau de la tourbière des Prés de Neucy – Dynamique de la plaine alluviale depuis l’Atlantique. 1 : tourbe ; 2 : sédiments fins fluviaux ; 3 : graviers ; 4 : affleurement de la nappe ; 5 : analyse palynologique ; 6 : échantillon de scorie ; 7 : sondage ; A : accumulation tourbeuse post-Atlantique ; B : mobilité latérale post-sidérurgique (1537) – migration du méandre.

Fig. 5 – Downstream cross-section of the Lienne valley (Nav) at the Prés de Neucy peat deposit – Dynamics of the alluvial plain since the Atlantic. 1: peat; 2: fine fluvial sediments; 3: gravel; 4: exposed alluvial sheet; 5: pollen analysis; 6: slag sample; 7: borehole; A: post-Atlantic peat accumulation; B: post-metalworking lateral mobility (1537) – migration of the meander.

mence donc à colmater le chenal situé au centre de la plaine alluviale au niveau du profil amont (fig. 3).

Atlantique

Deux des échantillons (Nam09 114 cm et Nam10 40 cm) du profil amont (fig. 5) montrent des spectres relativement semblables. Ceux-ci signalent une très nette dominance d’*Alnus* à 24,8 et 34,8 %. Un tel pourcentage pourrait une nouvelle fois traduire une surreprésentation locale d’*Alnus* à l’Atlantique au niveau du profil aval. Cependant, il apparaît que de telles valeurs (entre 60 et 80 %) soient observées par F. Gullentops *et al.* (1966) à l’Atlantique dans le diagramme de Chevron I correspondant au site d’étude. Outre la dominance d’*Alnus*, ces spectres soulignent également la présence de *Corylus* (15,1 et 19,7 %) et de *Quercus* (6,1 et 12,4 %). *Betula* reste également présent (0,4 et 22 %). *Tilia* (entre 3,7 et 10,2 %) est généralement plus présent qu’*Ulmus*. D’une manière générale, le développement de la tourbe au niveau du chenal situé au centre de la plaine alluviale (Nam09 et Nam10 ; fig. 3) dans la partie amont est essentiellement Atlantique. Ce développement de tourbe dans le chenal amont pourrait correspondre à une recrudescence de l’activité des sources situées en pied de versant et une surélévation du niveau piézométrique dans le fond de vallée au cours de la période Atlantique plus humide (Gilot *et al.*, 1969 ; Geurts, 1976).

Atlantique récent

En outre, trois niveaux (Nam08 à 111 cm et 110 cm et Nam10 25 cm) mettent en évidence des spectres similaires aux précédents avec toutefois une représentation de *Quercus* plus marquée (entre 18,2 à 28,1 %) ainsi que la présence de *Fagus* qui commence à être observé de manière systématique. Ces spectres plus tardifs appartenant à l’Atlantique récent sont observés en bordure du chenal abandonné au centre de la plaine alluviale (centre du chenal Nam09 ; fig. 3).

Remarque – Échantillons remaniés

Les deux niveaux analysés en bordure de la Lienne (Nam11 à 31 et 36 cm) montrent tous deux des spectres difficilement déterminables. Aucune dominance nette ne peut en effet être observée parmi les taxons arboréens présents : *Alnus*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Pinus* mais également *Fagus*, *Fraxinus* et *Tilia*. Les *Poaceae* (7,1 et 26,8 %) sont bien représentées dans les deux niveaux, les seuls par ailleurs à contenir des pollens de céréales (0,4 et 2,6 %), ce qui permet de les situer à une époque postérieure à l’époque gallo-romaine (Gullentops *et al.*, 1966). Un pollen de *Picea* a été retrouvé dans le niveau inférieur (36 cm), ce qui laisse supposer une origine très récente (XIX^e siècle) ou un remaniement du dépôt situé en bordure de la Lienne lors de l’exploitation de la tourbière. Ces deux spectres sont donc à exclure de notre interprétation.

Profil transversal aval (Nav)

Observations géomorphologiques

Le profil transversal aval (Nav) a été réalisé en aval de la digue, à l'extrémité nord de la tourbière (fig. 2). Dans la partie aval de la tourbière, la topographie du fond de vallée est plus régulière. Le niveau le plus haut de la surface topographique du fond de vallée, situé en pied de versant droit à environ 1,8 m du plan d'eau du lit mineur actuel, correspond à l'extension aval de la tourbière. Le MNT issu du LiDAR met relativement bien en évidence la présence de plusieurs chenaux (fig. 2) visibles aussi bien en rive droite qu'en rive gauche. Ces chenaux de faible profondeur (0,3 m en moyenne par rapport à la plaine alluviale) ne sont actifs qu'en période de crue. Les sondages réalisés au niveau du transect aval montrent que le fond de vallée est constitué essentiellement de limons fluviatiles (fig. 5). L'extension latérale de la tourbière est en effet réduite à une trentaine de mètres en pied de versant droit. La tourbe est plus homogène et présente également une épaisseur relativement moindre. Celle-ci ne dépasse pas 69 cm d'épaisseur. Aucune intercalation limoneuse n'est observée dans la tourbe qui repose ici sur une épaisseur de limon variant entre 40 et 60 cm. D'une manière générale, la tourbe est également moins riche en matière organique (entre 35 et 69 %) dont le pourcentage décroît en profondeur. L'allure générale de la surface du cailloutis du profil aval est plus régulière, à l'exception d'une dépression correspondant vraisemblablement à un ancien chenal (Nav07). Au niveau de ce profil, un dénivelé de 0,8 m entre le sommet du cailloutis sous les dépôts tourbeux et la plaine alluviale et celui du lit mineur actuel peut être observé. Il est peu probable que ce dénivelé soit le résultat d'une incision du lit mineur. En effet, le profil aval est situé au niveau d'un méandre, le niveau du lit mineur correspond donc vraisemblablement à une mouille. De plus, l'allure bombée du sommet du cailloutis en rive droite convexe (Nav08 et Nav09) indique la présence d'un dépôt de convexité lié au déplacement du méandre.

Analyse palynologique

Dans le but de déterminer l'époque de mise en place des dépôts tourbeux en relation avec la dynamique de la rivière, et de savoir si ceux-ci sont contemporains à ceux observés plus en amont, nous avons également réalisé une analyse palynologique systématique de la base des dépôts tourbeux au niveau du changement de type de sédimentation (minérale à organique). L'examen des échantillons révèle la présence de deux spectres polliniques distincts (fig. 4) déjà observés dans la partie amont de la tourbière. D'une manière générale, la tourbe présente en aval est plus jeune que celle observée en amont.

Boréal récent

L'échantillon le plus profond (68 cm) du sondage situé en pied de versant droit (Nav01) révèle une dominance de *Cory-*

lus (26,5 %) ainsi que la présence de *Betula* en moindre importance (13,2 %). *Alnus* commence à être présent (1,2 %). L'importance des Filicales (48,9 %) est très probablement due à une surreprésentation locale. À la fin du Boréal, la tourbe commence à se développer dans la partie aval, en pied de versant droit (fig. 5).

Atlantique

À l'exception de l'échantillon le plus profond situé en pied de versant (Nav01 68 cm), l'ensemble des échantillons analysés au niveau du transect aval (Nav01 63 cm, Nav02 45 cm, Nav02 50 cm, Nav03 42 cm et Nav03 47) présentent un spectre Atlantique. À l'Atlantique, la tourbière des Prés de Neucy présente déjà, aussi bien dans sa partie amont que dans sa partie aval, l'extension que l'on connaît aujourd'hui.

Utilisation des résidus de l'activité sidérurgique ancienne comme marqueur stratigraphique

La plaine alluviale dans la partie aval de la tourbière étant constituée essentiellement de limons, un autre marqueur stratigraphique (résidu de l'activité sidérurgique ancienne) a dû être utilisé afin de déterminer si les limons présents ont été mis en place au cours d'une période récente. Nous avons donc analysé la concentration en scories des échantillons prélevés à la tarière. Les profils de concentrations en scories obtenus pour les sondages du transect aval montrent deux types de résultats distincts : les sondages présentant des scories uniquement dans leur partie supérieure (Nav10 ; fig. 6) et les sondages présentant des scories, en quantité significative, sur l'ensemble de leur profil (Nav08 ; fig. 6), du sommet du cailloutis à la surface de la plaine alluviale.

Sédimentation par débordement

Le seul sondage présentant des microscories vitreuses uniquement dans sa partie supérieure (Nav10 fig. 6) met en évidence deux périodes de sédimentation. Une sédimentation post-sidérurgique (après 1537) peut être observée dans les 20 premiers cm de surface et une sédimentation pré-sidérurgique (avant 1537) entre 20 et 90 cm de profondeur. La concentration maximale du profil transversal étant de 71,7 %, la limite considérée entre les alluvions pré- et post-sidérurgiques a été placée à 5 %, comme recommandé par G. Houbrechts (2005) afin de tenir compte de la bioturbation. L'absence de scories à la base du profil permet d'affirmer que les 20 cm d'alluvions de surface n'ont pu se mettre en place que lors d'un débordement de la Lienne (*overbanking*). Ce sondage montre pourtant des scories entre 20 et 80 cm de profondeur mais en pourcentage inférieur à 3,5 %, ce qui est trop faible pour être significatif. Dans ce cas, il s'agit très probablement d'une contamination par bioturbation. Le sondage Nav07 (fig. 5 et fig. 6) montre également une concentration légèrement supérieure à 5 % entre 20 et 40 cm de profondeur. Cependant, cet échantillon ne peut pas être considéré comme post-sidérurgique en raison d'un probable enri-

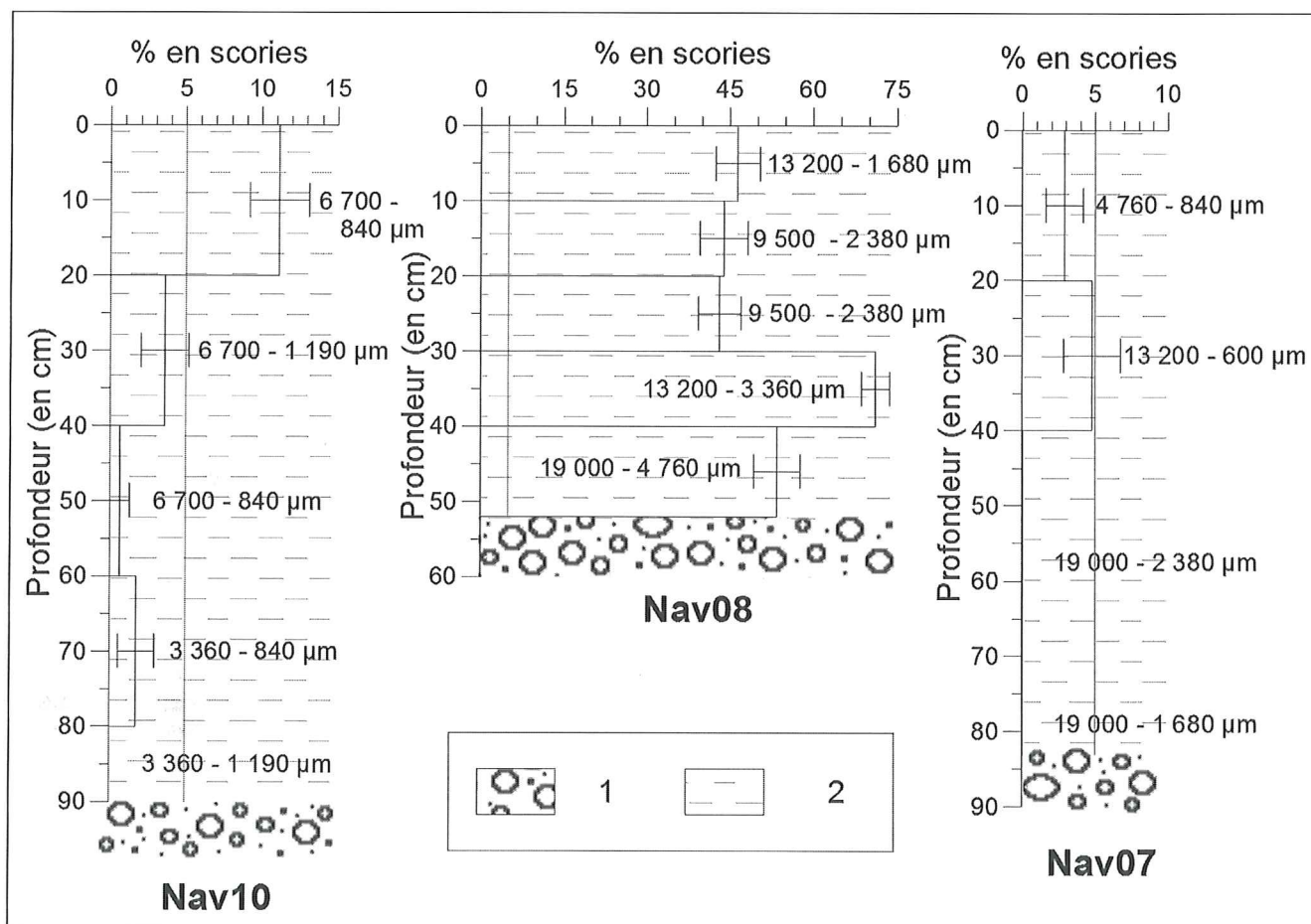


Fig. 6 – Profils des concentrations en scories des classes granulométriques les plus grossières des sondages Nav07, Nav08 et Nav10. 1 : graviers ; 2 : sédiments fins fluviaux.

Fig. 6 – Slag concentration profiles of the coarsest grain size classes from the Nav07, Nav08 and Nav10 core samples. 1: gravel; 2: fine fluvial sediments.

chissement de ce niveau par le niveau supérieur. La sédimentation post-sidérurgique par débordement (*overbanking*) peut donc être déterminée au niveau de ce profil à 20 cm (24,4 % d'accumulation nette de la plaine alluviale pour une épaisseur moyenne de 82 cm de plaine alluviale) mais reste cependant localisée en bordure du chenal actif. Toutefois, il ne faut pas oublier que cette évaluation de la sédimentation post-sidérurgique est contrainte par la résolution de la méthode de prélèvement, ici la tarière, qui est de 20 cm. De ce fait, cette sédimentation peut être surévaluée. Enfin, la sédimentation récente par débordement est particulièrement faible dans la plaine alluviale de la Lienne (Nav10 ; fig. 5 et 6), corroborant les résultats obtenus sur d'autres profils réalisés dans la plaine alluviale de la Lienne (Denis, 2010 ; Notebaert *et al.*, 2011). Les faibles épaisseurs de sédimentation n'indiquent pas que la Lienne ne déborde plus dans sa plaine alluviale en période de crue, mais très vraisemblablement que les vitesses d'écoulement sont trop importantes pour y permettre le dépôt de sédiments. Il se peut donc que l'allure déprimée de la surface de la plaine alluviale au niveau du sondage Nav07 (fig. 5 et fig. 6) soit le résultat de l'érosion, exercée lors des crues, érodant les dépôts plus anciens (pré-

sidérurgiques). Ceci expliquerait le fait qu'on ne retrouve que très peu de scories dans le chenal.

Mobilité latérale

La mobilité latérale post-sidérurgique de la Lienne est peu importante. En effet, à l'exception des sondages Nav08 et Nav09 (fig. 6), aucun autre sondage ne présente de scories, en quantité significative, sur l'ensemble de l'épaisseur du remblaiement supérieur (dépôts fins) de la plaine alluviale. La présence de scories au contact avec le cailloutis indique que la rivière a balayé cet endroit donc les alluvions anciennes sans scories jadis présentes, au moins une fois après l'apparition de l'activité métallurgique dans le bassin. L'allure générale perchée du cailloutis sous la plaine alluviale en rive droite (fig. 5 et fig. 6) indique qu'il s'agit d'un dépôt de banc de convexité et que cette mobilité latérale observée de 8 m (hors chenal actuel) est le résultat de la migration du méandre vers la rive gauche. En effet, la réalisation de sondages à la tarière de pédologue ne permet pas de connaître la taille des cailloutis sous-jacents. Le refus de la tarière peut donc correspondre soit au cailloutis d'un ancien lit mineur

dans le cas d'un ancien chenal abandonné et rapidement colmaté par des éléments fins, soit à un dépôt de banc de convexité dans le cas de la migration latérale du chenal. Au vu de l'allure « perchée » du contact (correspondant au refus de la tarière), il est tout à fait probable que ce dépôt de rive droite soit un dépôt de banc de convexité lié à la migration du méandre. La migration du méandre vers la rive gauche a dû être rapide après l'apparition de l'activité métallurgique, aux alentours du XVI^e siècle, en raison de la forte concentration en scories retrouvées dans les alluvions.

Discussions sur la dynamique de la plaine alluviale de la Lienne depuis le Tardiglaciaire

Les premiers résultats obtenus grâce à l'utilisation de la palynologie et de deux types de marqueurs stratigraphiques (téphras et scories métallurgiques) nous permettent de retracer l'évolution d'une rivière du massif ardennais depuis le Tardiglaciaire et de reconstituer la mise en place de la tourbière de fond de vallée depuis le Dryas récent.

Incision de la nappe caillouteuse à la fin du Dryas et premières accumulations tourbeuses dans le fond de vallée

Au Dryas récent, le plancher alluvial de la Lienne à Neucy se situe visiblement 1,4 m au-dessus du lit mineur actuel (fig. 3). De la tourbe est également déjà présente dans le fond de vallée, sur une plaine alluviale probablement à chenaux multiples. À cette époque, l'aggradation du système est soutenue par la fourniture des versants. D'importantes coulées de solifluxion ont d'ailleurs été datées de cette époque dans le bassin de l'Amblève (Rixhon et Juvigné, 2010) ainsi que dans d'autres régions du massif ardennais.

Suite au réchauffement du climat, à la fin du Dryas récent, la Lienne a incisé sa nappe de cailloutis de près d'un mètre (minimum). D'une manière générale, les systèmes fluviaux des régions limitrophes (*e.g.*, nord de la France, Bassin parisien, Grande-Bretagne, Pays-Bas, Allemagne) ont réagi par une phase d'incision de leur talweg à la transition climatique Dryas récent – Préboréal (Mol *et al.*, 2000 ; Magny et Bravard, 2002). À l'heure actuelle, nous ne disposons pas encore de suffisamment de données pour déterminer si la formation des basses terrasses observées en Ardenne est d'origine climatique, ce qui devrait se traduire par une incision synchrone des rivières (Vandenberghé, 1995, 2008). Récemment, plusieurs études (Beckers, 2010 ; Rixhon *et al.*, 2011) ont montré que l'incision des cours d'eau du massif ardennais n'était pas synchrone mais diachronique due au recul de *knickpoints* par érosion régressive, se propageant depuis la Meuse et ses principaux affluents vers les têtes de bassin. Dans la vallée de la Lienne, un niveau de basse terrasse a été identifié (Targnon, Les Forges et Trou de Bra) dont l'altitude relative par rapport au chenal actuel (respectivement 3 m, 2,9 m et 1,3 m) croît vers l'aval. Cependant,

aucune datation ne permet de déterminer l'origine de cette basse terrasse.

La tourbe a commencé à se développer de manière importante dès le début du Préboréal. Le chenal situé en pied de versant, abandonné soit par recouplement de méandre soit par abandon d'un bras dans un système à chenaux multiples, a été rapidement et entièrement colmaté dès le début du Préboréal. Le passage de la sédimentation minérale à l'accumulation tourbeuse n'est cependant pas direct. Dans un premier temps, une tourbe très peu organique à minérale et non homogène se met en place, très probablement en raison du climat encore instable du Préboréal et du retard de développement de la végétation (Antoine *et al.*, 2002). Dans un second temps, une tourbe légèrement plus organique et homogène se met en place dans le fond du chenal. La mise en place d'une épaisse lentille limoneuse provenant du versant constitue ensuite un événement local. Celle-ci stoppe de manière très nette le développement de la tourbe préboréale qui ne reprendra dans le chenal qu'au Boréal (Denis, 2010).

Réduction de l'espace de mobilité de la Lienne et colmatage tourbeux généralisé à l'Atlantique

Dès la fin du Boréal, l'espace de mobilité latérale de la Lienne se réduit considérablement et le niveau du lit mineur ne va plus sensiblement évoluer jusqu'à l'époque actuelle. De la tourbe commence en effet à se développer à la fin du Boréal en pied de versant (fig. 5) et dans le fond d'un chenal situé au centre de la plaine alluviale (fig. 3). Le développement de la tourbe va ensuite s'étendre dans la plaine alluviale de manière considérable au cours de l'Atlantique, indiquant que l'espace de mobilité latérale de la Lienne est fortement réduit au niveau du profil amont étudié. Dès l'Atlantique, la mobilité latérale de la Lienne est restreinte à environ 30 m, au pied de versant gauche. Le développement de tourbe dans le fond de vallée de la Lienne à l'Atlantique pourrait correspondre à un accroissement de l'activité des sources de pied de versant en raison du climat plus humide de l'Atlantique. Au niveau du profil amont, le développement de la tourbe reste cependant fortement favorisé par l'abandon d'un chenal au centre de la plaine alluviale. Enfin, au cours de l'Atlantique, les débordements de la Lienne dans sa plaine alluviale sont encore fréquents (Denis, 2010) comme l'atteste la présence de lentilles plus minérales à la base du chenal amont.

Dynamique récente (post-sidérurgique) de la plaine alluviale

Tout comme le confirment les autres observations déjà réalisées, l'évolution de la plaine alluviale de la Lienne est relativement limitée depuis l'apparition de l'activité métallurgique dans le bassin. La faible épaisseur d'alluvions de surface contenant des scories (fig. 5 et 6) indique que, depuis un peu moins de cinq siècles (depuis 1537), la sédimentation par débordement (*overbanking*) est inférieure à 20 cm et localisée à proximité du chenal actif, avec une variabilité latérale

de l'épaisseur des dépôts. Cette faible valeur rejoint celles mesurées par B. Notebaert *et al.* (2011) dans six autres secteurs de la vallée de la Liègne. En revanche l'Aisne, qui présente des caractéristiques similaires du point de vue de l'affectation du sol et des caractéristiques géomorphologiques de son bassin, présente une aggradation de la plaine alluviale pouvant atteindre 1 m depuis la fin du Moyen Âge (Houbrechts et Petit, 2006). Cette différence s'explique vraisemblablement par une pression anthropique plus forte dans ce dernier bassin pourtant proche de la vallée de la Liègne. Enfin, la mobilité latérale reste réduite sur le site d'étude. Elle correspond à la migration latérale du méandre d'à peine 8 m (hors chenal actuel). Cette migration a été rapide vers le XVI^e siècle au vu des fortes concentrations en scories présentes dans les alluvions ; à l'heure actuelle, le chenal semble se déplacer vers la rive droite.

Conclusions

Cette étude montre que la présence d'une tourbière dans la plaine alluviale offre une réelle opportunité d'étudier la dynamique passée des rivières grâce à l'utilisation de la palynologie et d'autres marqueurs stratigraphiques (téphras, scories). En effet, la mise en place de la tourbière des Prés de Neucy sur les dépôts alluviaux anciens nous a permis de mettre en évidence la dynamique de la rivière depuis le Dryas récent.

L'utilisation du MNT LiDAR de la Région Wallonne (Belgique) s'est révélée particulièrement utile dans l'étude de la morphologie de la tourbière de fond de vallée de Neucy. Elle nous a en effet permis d'identifier les différentes unités alluviales, en particulier au niveau de la tourbière. De plus, la réalisation d'un levé topographique traditionnel à la station totale n'étant pas possible dans la tourbière, il nous a permis d'acquérir des données topographiques suffisamment précises et nécessaires à la réalisation d'un profil transversal.

Bien qu'elle ne fournisse pas un âge absolu comme une datation carbone 14, la palynologie s'avère particulièrement utile dans la mise en évidence de la dynamique de la plaine alluviale d'une rivière depuis le Tardiglaciaire. Dans la vallée de la Liègne à Neucy, la palynologie a donné l'opportunité d'apporter quelques premières informations, encore inédites, sur la dynamique d'incision de la Liègne à la fin du Tardiglaciaire. En outre, la palynologie a permis de confirmer la mobilité latérale de la rivière au cours de l'Holocène. Les différents spectres polliniques retrouvés à la base du colmatage tourbeux du fond de vallée montrent que, à la fin du Dryas récent, la Liègne a incisé sa nappe de cailloutis de près d'un mètre avant de se déplacer vers le versant gauche en abandonnant progressivement son fond de vallée, tout d'abord dès le début du Préboréal et ensuite au cours de l'Atlantique. Depuis cette période, la Liègne montre une très grande stabilité (verticale et latérale) du niveau de son lit mineur. Par rapport au diagramme pollinique (Chevron I) réalisé par F. Gullentops *et al.* (1966) dans cette même tourbière, nous avons pu montrer que la tourbière ne s'est plus réellement étendue dans le fond de vallée depuis l'Atlantique.

L'utilisation des scories métallurgiques comme marqueur stratigraphique de la dynamique récente des rivières ardennaises confirme cette observation mais pour la période plus récente (depuis 1537). La faible épaisseur d'alluvions de surface présentant des scories indique que, depuis près de cinq siècles, la sédimentation par débordement de la Liègne est relativement faible (à peine 20 cm) et localisée en bordure du chenal actif. La présence de scories au contact de la nappe de cailloutis signale également que depuis 1537, la mobilité latérale de la Liègne est limitée, au niveau du site d'étude, à la migration du méandre sur une dizaine de mètres (8 m hors chenal actuel) en bordure du lit mineur actuel.

À l'heure actuelle, il serait présomptueux de généraliser ces informations à l'ensemble des rivières du massif ardennais. L'étude géomorphologique et chronostratigraphique d'autres milieux tourbeux de fond de vallée, présents dans plusieurs bassins ardennais (Amblève, Aisne, Lhomme, Vierre...), devrait venir confirmer et compléter les données déjà obtenues pour la tourbière des Prés de Neucy, afin de mettre en évidence les influences régionales et locales sur la réponse des systèmes fluviaux aux changements climatiques et/ou aux pressions anthropiques s'exerçant sur le bassin.

Remerciements

Ces remerciements vont en premier lieu à la Région Wallonne, en particulier à M. Joël Verdin, Ingénieur Chef de Cantonement d'Aywaille (DGRNE-DNF), propriétaire de la réserve naturelle domaniale dirigée de la Liègne (Picheux-Bas, Neucy), pour l'autorisation à l'accès au site d'étude et l'autorisation de réaliser les sondages dans la tourbière. Nous remercions également Yannick Levecq pour son aide sur le terrain et Élisabeth Tallier pour son aide et ses conseils en laboratoire. Enfin, ces remerciements vont tout particulièrement à M. Freddy Damblon et M^{me} Mona Court-Picon du service de micropaléontologie et paléobotanique (département de paléontologie) de l'Institut royal des sciences naturelles de Belgique pour leur aide dans la détermination de certains pollens d'herbacées. Nos remerciements vont également tout particulièrement à M. Maurice Streel, du Laboratoire de Paléobotanique, paléopalynologie et micropaléontologie (département de géologie, Faculté des Sciences) de l'université de Liège pour sa lecture critique des premiers résultats de notre étude. Nous remercions également Natasha Shields pour la traduction anglaise. Les auteurs remercient également les deux relecteurs anonymes pour leurs remarques et leurs commentaires qui ont permis d'améliorer la première version de cet article.

Références

- 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 Bravard J.-P., Magny M. (Eds.) *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours* (Les

- fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans*). Errance, Paris, 15-27.
- Antoine P., Munaut A.V., Limondin-Lozouet N., Ponel P., Dupéron J., Dupéron M. (2003)** – Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). *Quaternary Science Reviews* 22, 2061-2076.
- Beckers A. (2010)** – *Facteurs de propagation des knickpoints dans un réseau hydrographique – Modélisation dans le bassin de l'Ourthe*. Mémoire de master en sciences géographiques, université de Liège, 170 p.
- Bravard J.-P., Peiry J.-L. (1999)** – The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. In Marriot S., Alexander J. (Eds.) *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. Geological Society, London, 259-268.
- Bravard J.-P., Magny M. (Eds.) (2002)** – *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours (Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans)*. Errance, Paris, 312 p.
- Coûteaux M. (1969)** – Formation et chronologie palynologique des tufs calcaires du Luxembourg belgo-grand-ducal. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 6-3, 179-206.
- Damblon F. (1979)** – Les relations entre la végétation actuelle et les spectres polliniques sur le plateau des Hautes Fagnes (Ardenne, Belgique). *Lejeunia*, N.S., 95, 1-65.
- de Moor J., Kasse C., van Balen R., Vandenberghe J., Wallinga J. (2008)** – Human and climate impact on catchment development during the Holocene – Geul River, the Netherlands. *Geomorphology* 98, 316-339.
- Delcourt A., Mullenders W., Piérart P. (1959)** – La préparation des spores et des grains de pollen actuels et fossiles. *Les Naturalistes Belges*, 40, 90-120.
- Denis A.-C. (2010)** – *Étude de la dynamique de la plaine alluviale de la Lienne et des conditions de sédimentation dans la tourbière des Prés de Neucy*. Mémoire de master en sciences géographiques, université de Liège, 158 p.
- Dierickx P. (s.d.)** – *Utilisation des techniques sonar et laser dans le cadre de la connaissance des zones d'inondations*. Collaboration Da Col A., SPW-MET. <http://voies-hydrauliques.wallonie.be/opencms/export/sites/met.dg2/doc/fr/hydro/lasersonar>.
- Dimbleby G.W. (1957)** – Pollen analysis of terrestrial soils. *New Phytologist* 56, 12-28.
- Dricot E.M. (1960)** – Recherches palynologiques sur le Plateau des Hautes-Fagnes. *Bulletin de la Société Royale de Botanique de Belgique*, 92, 157-196.
- Gautier E. (1994)** – Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine - L'exemple du Buëch (Alpes du sud). *Revue de géographie de Lyon*, 69-1, 57-62.
- Gautier E., Corbonnois J., Petit F., Arnaud-Fassetta G., Brunstein D., Grivel S., Houbrechts G., Beck T. (2009)** – Multi-disciplinary approach for sediment dynamics study of active floodplains. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1, 65-78.
- Geurts M.-A. (1976)** – Genèse et stratigraphie du travertins de fond de vallée en Belgique. *Acta Geographica Lovaniensia*, 16, 66 p.
- Gilot E., Munaut A.-V., Coûteaux M., Heim J., Capron P., Mullenders W. (1969)** – Datations ¹⁴C et palynologie en Belgique et dans les régions voisines. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 78-1, 21-29.
- Goffart P., Frankard P. (2010)** – *Inventaire des sites de grand intérêt biologique - Prés de Neucy (Stoumont)*. SPW-DEMNA. http://biodiversite.wallonie.be/cgi/sibw.sgib_form.pl?SGIBCODE=1662.
- Gullentops F., Mullenders W., Schaille L., Gilot E., Bastin-Servais Y. (1966)** – Observations géologiques et palynologiques dans la vallée de la Lienne. *Acta Geographica Lovaniensia*, 4, 192-204.
- Gullentops F., Mullenders W. (1972)** – Age et formation de dépôts de tuf calcaire holocène en Belgique. *Les congrès et colloques de l'université de Liège*, 67, 113-135.
- Heim J. (1962)** – Recherches sur les relations entre la végétation actuelle et le spectre pollinique récent dans les Ardennes belges. *Bulletin de la Société Royale de Botanique de Belgique*, 96, 5-92.
- Henrottay J. (1973)** – La sédimentation de quelques rivières belges au cours des sept derniers siècles. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 9, 101-115.
- Houbrechts G. (2005)** – *Utilisation des macroscories et des scories en dynamique fluviale : application aux rivières du massif ardennais (Belgique)*. Thèse de doctorat en sciences géographiques, université de Liège, 328 p.
- Houbrechts G., Petit F. (2006)** – Utilisation des microscories métallurgiques comme traceur de la sédimentation dans les plaines alluviales des rivières ardennaises. In Allée P., Lespez L. (Eds.), *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement – Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection Nature et Société, Clermont-Ferrand, 91-96.
- Houbrechts G., Weber J.-P. (2007)** – La sidérurgie pro-industrielle dans le Bassin de la Lienne. *De la Meuse à l'Ardenne*, 39, 35-63.
- Houbrechts G., Levecq Y., Vanderheyden V., Petit F. (2011)** – Long-term bedload mobility in gravel-bed rivers using iron slag as a tracer. *Geomorphology* 126, 233-244.
- Jowsey P.C. (1966)** – An improved peat sampler. *New Phytologist* 6, 245-248.
- Juvigné E. (1977)** – La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laacher See (Eifel). *Zeitschrift für Geomorphologie* 2, 323-342.
- Juvigné E. (1979)** – L'encaissement des rivières ardennaises depuis le début de la dernière glaciation. *Zeitschrift für Geomorphologie* 23, 291-300.
- Juvigné E. (1993)** – *Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et à son application en géomorphologie*. Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique, Société géologique de Belgique, 36, 66 p.
- Juvigné E., Tallier E., Haesaerts P., Pirson S. (2008)** – Un nouveau stratotype du téphra de Rocourt dans la carrière de Romont (Eben/Bassenge, Belgique). *Quaternaire*, 19-2, 133-139.
- Leestmans C. (1980)** – *Histoire d'une vallée la Lienne en Haute-Ardenne (1500-1800)*. Chauveheid, Stavelot, 390 p.
- Levecq Y., Houbrechts G., Van Campenhout J., Hallot E., Mols J., Peeters A., Petit F. (2008)** – *Caractérisation et quantifica-*

- tion des sédiments en rivières (matières en suspension et charge de fond) en relation avec une différenciation régionale. Rapport final, 2^e partie, Charge de fond.* Direction Générale des Cours d'Eau Non Navigables, Ministère de la Région Wallonne, Namur, 172 p.
- Levecq Y., Houbrechts G., Van Campenhout J., Hallot E., Peeters A., Denis A.-C., Petit F. (2011)** – *Caractérisation et quantification des sédiments en rivières (matières en suspension et charge de fond) en relation avec une différenciation régionale. Complément au Rapport final, 2^e partie, Charge de fond.* Direction Générale des Cours d'Eau Non Navigables, Ministère de la Région Wallonne, Namur, 216 p.
- Limondin-Lozouet N., Bridault A., Leroyer C., Ponel P., Antoine P., Chausse 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 Bravard J.-P., Magny M. (Eds.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours (Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans)*. Errance, Paris, 45-62.
- Magny M., Bravard J.-P. (2002)** – Variations paléohydrologiques en France depuis 15 000 ans. Une introduction. In Bravard J.-P., Magny M. (Eds.) *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours (Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans)*. Errance, Paris, 9-14.
- Martin C.W. (2004)** – Heavy metal storage in near channel sediments of the Lahn River, Germany. *Geomorphology* 61, 275-285.
- Masson M.-H. (1973)** – Contribution à l'étude de la dynamique de la Liègne. *Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie, Hydrologie*, 82-3, 469-480.
- Mol J., Vandenberghe J., Kasse C. (2000)** – River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. *Geomorphology* 33, 131-148.
- Mols J. (2004)** – *Dynamique fluviale en réponse aux changements d'affectation du sol des bassins versants de l'Euregio Meuse-Rhin*. Mémoire de DEA en sciences, université de Liège, 55 p.
- Mullenders W., Gullentops F. (1956)** – Évolution de la végétation et de la plaine alluviale de la Dyle, à Louvain, depuis le Pleniwurm. *Bulletin de la Classe des Sciences de l'Académie Royale de Belgique*, 42-11, 1123-1137.
- Mullenders W., Duvigneaud J., Coremans M. (1963a)** – Analyses polliniques de dépôts de tuf calcaire et de tourbe à Treignes (Belgique). *Grana Palynologica*, 4, 439-448.
- Mullenders W., Duvigneaud J., Coremans M. (1963b)** – Une tourbière en pays calcaire. Présence à Treignes de dépôts importants de tuf calcaire et de tourbe. *Bulletin de l'Association nationale des Professeurs de Biologie de Belgique*, 9, 198-209.
- Mullenders W., Gullentops F., Lorent J., Coremans M., Gilot E. (1966)** – Le remblaiement de la vallée de la Nethen. *Acta Geographica Lovaniensia*, 4, 169-181.
- Munaut A.V., Paulissen E. (1973)** – Evolution et paléo-écologie de la vallée de la Petite Nèthe au cours du Post-Würm (Belgique). *Annales Société Géologique de Belgique*, 96, 301-348.
- Nakagawa T., Brugiapaglia E., Digerfeldt G., Reille M., De Beaulieu J.-L., Yasuda Y. (1998)** – Dense-media separation as a more efficient pollen extraction method for use with organic sediment/deposit samples: comparison with the conventional method. *Boreas* 27-1, 15-24.
- Notebaert B. (2009)** – *Sensitivity of river systems to human actions and climatic events across different environments: a Holocene perspective*. Ph.D thesis, Katholieke Universiteit Leuven, 334 p.
- Notebaert B., Verstraeten G., Govers G., Poesen J. (2008)** – Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 2-2, 217-231.
- Notebaert B., Verstraeten G., Rommens T., Vanmontfort B., Govers G., Poesen J. (2009)** – Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. *Catena* 77, 150-163.
- Notebaert B., Houbrechts G., Verstraeten G., Broothaerts N., Haecx J., Reynders M., Govers G., Petit F., Poesen J. (2011)** – Fluvial architecture of Belgian river systems in contrasting environments : implications for reconstructing the sedimentation history. *Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw* 90-1, 31-50.
- Owens P.N., Walling D.E., Leeks G.J.L. (1999)** – Use of floodplain sediment cores to investigate recent historical changes in overbank sedimentation rates and sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK. *Catena* 36, 21-47.
- Pahaut P. (1972)** – *Cartes des sols de Belgique. Texte explicatif de la planchette de Bra 170 W*. Centre de cartographie des sols, Ed. A.D. Hoste, Gand, 133 p.
- Passega R. (1957)** – Textures as characteristic of clastic deposition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 9, 1952-1984.
- Passega R. (1964)** – Grain size representation by CM pattern as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34-4, 830 - 847.
- Pastre J.-F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Orth P., Chausse C., Fontugne C., Gauthier A., Kunesch S., Le Jeune Y., Saad M.-C. (2002)** – Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). In Bravard J.-P., Magny M. (Eds.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours (Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans)*. Errance, Paris, 29-44.
- Petit F., Hallot E., Houbrechts G., Mols J. (2005)** – Évaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et haute Belgique. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 46, 37-51.
- Preusser F., Schmitt L., Delile H., Grospretre L. (2011)** – Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of the sedimentation history of the Yzeron Basin (Chaudanne sub-catchment), Rhône Valley, France. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 22-1, 73-83.
- Rixhon G., Juvigné E. (2010)** – Periglacial deposits and correlated processes in the Ninglinspo Valley (Ardenne massif, Belgium). *Geologica Belgica* 13, 1-2, 49-60.
- Rixhon G., Braucher R., Bourlès D., Siame L., Bovy B., Demoulin A. (2011)** – Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium) – Insights from ¹⁰Be/²⁶Al dating of river terraces. *Quaternary Geochronology* 6, 273-284.
- Rydin H., Jeglum J. (2006)** – *The biology of peatlands*. Oxford university press, New York, 343 p.

- Sluse P. (1996)** – *Évolution de la Rulles, de la Semois et de la Mellier au cours des cinq derniers siècles grâce aux résidus métallurgiques de l'industrie du fer et par l'étude des cartes anciennes*. Mémoire de licence en sciences géographiques, université de Liège, 206 p.
- Snijders J.-P., Hallot E., Houbrechts G., Petit F. (2006)** – Approche méthodologique pour la délimitation des espaces de liberté des rivières du massif ardennais. *Bulletin de la Société géographique de Liège* 48, 7-17.
- Souchez M., Paepe R. (1972)** – Radiocarbon ages and valley floor evolution in south Belgium. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie* 81, 3-4, 221-225.
- Vandenberghé J. (1995)** – Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Review* 14-6, 631-638.
- Vandenberghé J. (2003)** – Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews* 22, 2053-2060.
- Vandenberghé J. (2008)** – The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. *Geomorphology* 98, 275-284.
- Vaneetveld P. (1959)** – *L'évolution morphologique du bassin de la Lienne*. Mémoire de licence en sciences géographiques, université de Liège, 135 p.
- Verstraeten G., Rommens T., Peeters I., Poesen J., Govers G., Lang A. (2009)** – A temporarily changing Holocene sediment budget for a loess-covered catchment (central Belgium). *Geomorphology* 108, 24-34.
- Woillard G. (1975)** – Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geographica Lovaniensia*, 14, 103 p.

Article soumis le 4 novembre 2011, accepté le 10 mai 2012.