

DES TERRASSES DE FOND DE VALLÉE DE LA MEUSE DANS LA RÉGION DE HUY (BELGIQUE)

Étienne JUVIGNÉ, Alain DEMOULIN, Geoffrey HOUBRECHTS et Étienne PAULISSEN

Résumé

Des alluvions mosanes mises au jour dans quatre chantiers de la ville d'Andenne et d'autres fossilisées dans le méandre abandonné de Leumont (Huy) sont mises en relation avec d'autres terrasses mosanes signalées antérieurement dans des travaux géotechniques réalisés entre Andenne et Hermalle-sous-Huy. Enfoui sous des dépôts atteignant localement 30 m d'épaisseur, le dernier cailloutis du méandre recoupé de Leumont se raccorde parfaitement à la plaine alluviale actuelle à sa sortie, et est en fait une section abandonnée de cette dernière. À l'entrée du méandre, il se situe toutefois 1,5 à 2 m au-dessus du cailloutis de la plaine alluviale actuelle, ce pour quoi nous l'appelons Terrasse (T.) locale de Wanze 2. Dans ce même méandre, il existe un autre cailloutis mosan qui se situe, de base à base, 6 m plus haut que le niveau précité et est lui-même fossilisé sous une vingtaine de mètres dépôts ; nous l'avons nommé T. de Wanze 1. Les âges respectifs du recoupement du méandre et de la T. de Wanze 1 ont été estimés de façon indirecte, suggérant qu'à Huy, (1) la plaine alluviale est à son niveau actuel depuis le début de la dernière glaciation, et (2) la Meuse a été active sur la T. de Wanze 1 pendant l'avant-dernière glaciation (Stade Isotopique Marin 6). Des taux d'incision de la Meuse et de la surrection régionale qui l'a occasionnée sont estimés à partir de la T. de Wanze 1 et d'une terrasse plus élevée présente à Naxhelet, juste à l'ouest du méandre de Leumont. Ils suggèrent une vitesse constante de $\sim 0,06$ mm/a pour la surrection de la région de Huy depuis ~ 600 ka.

Mots-clés

Belgique, Huy, Meuse, terrasses fluviales, Quaternaire, stratigraphie, taux d'incision

Abstract

Alluvial deposits of the Meuse exposed in four construction works at Andenne and Meuse gravels buried in the cut off meander of Leumont (Huy) are correlated with Meuse low terraces described in previous geotechnical reports about the valley section between Andenne and Hermalle-sous-Huy. Fossilized below locally up to 30-m-thick deposits, the last gravel sheet in the Leumont meander perfectly merges in the modern floodplain at the meander exit point. However, as it lies 1,5 to 2 m above the gravels of the modern Meuse at the meander entrance, we call it local Terrace (T.) of Wanze 2. There is another gravel sheet in the meander. With a base surface 6 m higher than that of T. Wanze 2, it is buried beneath ~ 20 -m-thick sands and silts. We call it T. Wanze 1. We indirectly estimate the age of the meander cutoff, which makes probable that the Meuse floodplain is at its modern level since the beginning of the last Glacial, and of T. Wanze 1, at which level the Meuse flowed during the penultimate Glacial (MIS 6). Incision rates of the Meuse and the driving regional uplift rates are inferred from age-altitude relationships for T. Wanze 1 and a higher terrace at Naxhelet, just west of the meander of Leumont. They point to a constant uplift rate of $\sim 0,06$ mm/y in the Huy area since ~ 600 ka.

Keywords

Belgium, Huy, Meuse, river terraces, Quaternary, stratigraphy, incision rates

I. INTRODUCTION

Les tentatives de reconstruction des niveaux de terrasses de la Meuse en Belgique remontent à Stainier (1894). Elles se sont multipliées tout au long du 20^e siècle : Briquet (1907), Fourmarier (1924), Mouchamps (1933), Macar (1938), Clair-

bois (1959), Paulissen (1973), Pissart (1975), Alexandre-Pyre & Kupper (1976), Gosset (1977), Juvigné & Renard (1992), Pissart *et al.* (1997). Dans le tronçon compris entre Andenne et l'aval immédiat de Huy, des nappes de cailloutis mosans ont été découvertes dans des niveaux dont la base est d'environ 8 m inférieure à celle de la plus basse

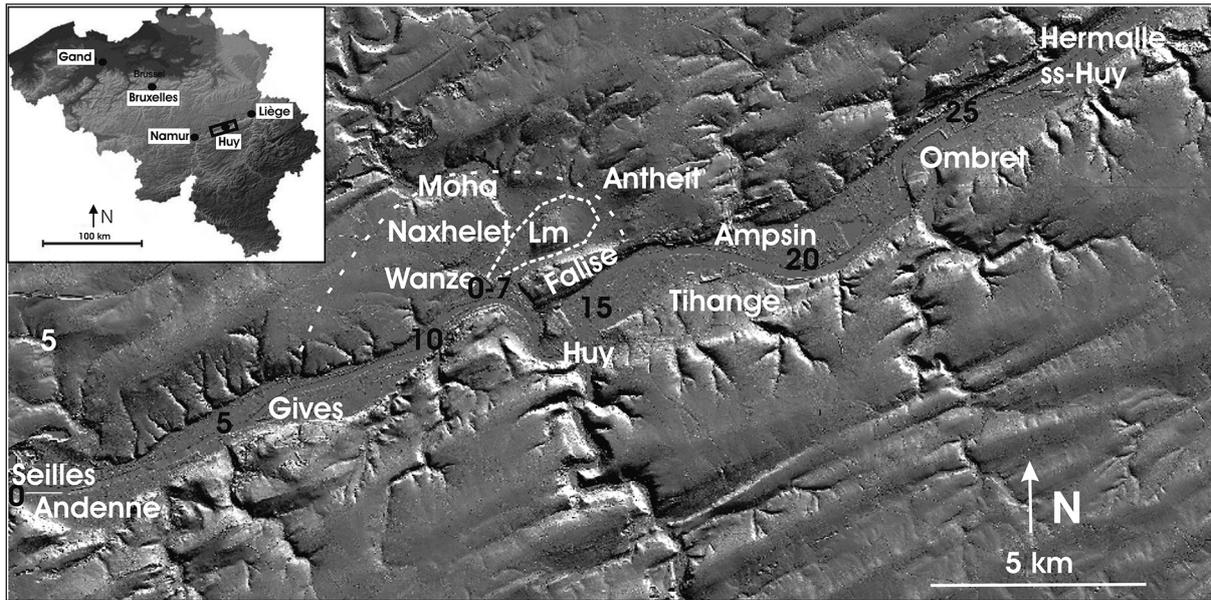


Figure 1. Localités principales et paléo-méandres de la Meuse dans la région de Huy. Explications : Lm= mameon central du méandre recoupé de Leumont ; nombres en noir= distance kilométrique de la plaine alluviale et du méandre recoupé de Leumont ; trait blanc interrompu lâche= premier cours quaternaire de la Meuse avéré à 175 m de Gives à Tihange (selon Stainier, 1926) ; trait blanc interrompu serré= méandre recoupé de Leumont. Fond de carte : MNT 2013-2014 (Hillshade) du Service public de Wallonie (Geoportail de Wallonie).

terrasse connue dans la littérature (T1 de Clairbois, 1959). Dans ce travail, nous présentons les données d'amont en aval : (1) dans quatre chantiers de la ville d'Andenne ; (2) dans le méandre recoupé de Leumont (Petit-Wanze) ; (3) à l'aval de Wanze jusqu'à Ombret. Des raccords géométriques et des positions stratigraphiques sont ensuite proposés. Quant aux corrélations avec les modèles de la région liégeoise et du Limbourg, il est apparu qu'elles relèvent d'une problématique complexe qui sera discutée séparément.

Les principales localités citées dans le texte sont nommées sur la figure 1.

II. MÉTHODES

Archives. Les descriptions de carottes de forage conservées au Service géologique de Belgique, au Service public de Wallonie et dans divers travaux de géologie appliquée ont été exploitées. Des cartes anciennes ont été consultées : carte de Ferraris ; plan terrier et profil en long de la Meuse canalisée entre les bornes kilométriques 55 à 60 et 70 à 90 (Administration des Ponts et Chaussées, 1910) ; cartes topographiques au 1/20.000 (fin XIX^e siècle : équidistance 5 m) et 1/20.000 (début XX^e

siècle avec localement une équidistance de 1 m). Ces deux derniers ensembles de documents sont les seules archives qui peuvent encore apporter des renseignements sur la morphologie naturelle notamment des fonds de vallée qui depuis lors, ont été largement perturbés par de très nombreux aménagements (Institut cartographique militaire, 1867).

Mesures d'altitude. Pour toutes les observations nouvelles, les cotes d'altitude utilisées ont été mesurées au moyen d'un GPS (Leica GPS1200) connecté au réseau WALCORS (WALLonia Continuously Operating Reference System) qui permet un positionnement avec une précision centimétrique (un tableau de l'ensemble des mesures et leur localisation précise est disponible sur demande adressée aux auteurs). Toutefois, en raison de la forme ondulante de la plaine alluviale (traces de chenaux abandonnés) et des variations latérales dans les contacts lithologiques (dépôts de crue et cailloutis/socle), la précision des valeurs rapportées ne peut être étendue à l'ensemble du contact déterminé qui varie généralement de l'ordre du mètre en Z. Des valeurs d'altitude et des profils topographiques ont aussi été extraits du MNT 2013-2014 (Service public de Wallonie/ SPW, site Geoportail de Wallonie) au moyen de l'application ArcMap.

Granulométrie. Pour mettre en évidence la texture primaire des cailloutis accessibles, dans chaque cas un échantillon de 10 litres a été prélevé en vrac et réparti par tamisage en classes granulométriques par pas de $\phi/2$ jusqu'à 32 mm. Pour tous les éléments refusés par le tamis de 32 mm, le poids et les trois dimensions fondamentales de chacun ont été mesurés. Ces données ont permis de prolonger la distribution jusqu'au plus gros élément, en calculant la 'largeur équivalente' de chaque galet, et ainsi d'attribuer un élément aplati à un tamis virtuel en fonction de sa possibilité de traverser les mailles en position diagonale ; la formule appliquée est :

$$L_{eq} = l - 0.29 l \cos(\pi e/2l)$$

où l = plus grande largeur et e = épaisseur dans la section qui contient l . L'application de cette formule évite un décalage dans la distribution au seuil du changement de méthode de mesure (Juvigné, 1995).

Pétrographie - Minéralogie. Pour la recherche de minéraux volcaniques et de minéraux denses provenant des Vosges, des échantillons de la fraction sableuse comprise entre 100 et 300 μm ont été prétraités avec HCl puis l'eau régale pour détruire les carbonates qui soudent des grains, ainsi que les hydroxydes de fer qui constituent l'essentiel de la masse dense. Ensuite, l'extraction des minéraux denses a été effectuée par centrifugation dans le bromoforme ($d=2,89$). La part de galets de quartz a été déterminée dans les diverses fractions du gravier de façon à initier un modèle d'évolution de la fréquence de ces galets en fonction de l'encaissement de la Meuse et de ses affluents ardennais.

Plaine alluviale : sémantique et usages. D'un point de vue topographique, la plaine alluviale est une surface subhorizontale fréquemment inondable où affleurent des dépôts fluviatiles, le plus souvent des limons de crue fossilisant la nappe de cailloutis. Le concept est cependant aussi souvent utilisé pour désigner les alluvions fluviatiles sous-jacentes elles-mêmes. Nous apporterons donc ci-dessous la précision sous la forme S.P.A. (*Surface de la Plaine Alluviale*), chaque fois que nous l'estimerons utile à la compréhension du texte. Certaines parties légèrement plus hautes de la plaine alluviale peuvent par ailleurs ne plus être atteintes par les inondations actuelles, impliquant une distinction de sens entre 'plaine alluviale' et 'plaine d'inondation'.

Position altimétrique des lambeaux de terrasses. Les conditions idéales qui consistent à identifier

en coupe l'altitude d'une part du contact cailloutis/socle, et d'autre part du sommet du cailloutis, voire du sommet des alluvions de la paléo-plaine alluviale correspondante n'ont pas été atteintes pour tous les lambeaux. La reconstruction de chacun des niveaux de terrasses identifiés est donc assortie d'une marge d'incertitude dont nous avons cependant estimé qu'elle n'exclut pas les tentatives de raccords. Par ailleurs, les auteurs anciens ayant en général exprimé les dénivelées par rapport à la S.P.A., nous le ferons également.

Concept de terrasse fluviale. Le concept de terrasse *sensu stricto* se rapporte à la morphologie subhorizontale d'une ancienne plaine alluviale située plus haut que la S.P.A. Toutefois dans la région étudiée, des dépôts périglaciaires recouvrent généralement les terrasses pré-holocènes. En conséquence, on ne peut reconstituer les niveaux correspondants que par les cailloutis fluviatiles reconnus *in situ*, et situés plus haut que ceux de la S.P.A. De plus, il peut arriver que des nappes de cailloutis distinctes soient recouvertes uniformément par des dépôts appartenant à la plaine alluviale actuelle. Quoiqu'aucune terrasse n'apparaisse alors dans la morphologie, il est nécessaire dans ce cas de distinguer clairement les unités lithostratigraphiques successives.

III. CONTEXTES GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

A. Généralités

De Namur jusqu'à l'entrée dans la dépression d'Andenne, le fond de la vallée de la Meuse est en général large d'environ 300 m, mais autour d'Andenne, il atteint 1200 m, et autour de Gives, 600 m. À Andenelle (entre Andenne et Gives), il existe un rétrécissement qui permet de distinguer la dépression d'Andenne de celle de Gives (Fig. 2). À l'aval immédiat de Bas-Oha, le fond de la vallée redevient plus étroit (400 m). La plus grande largeur des dépressions d'Andenne et de Gives répond à un facteur lithologique, puisque l'élargissement apparaît à partir de l'endroit où la Meuse quitte les roches carbonatées du Viséen, et entre dans les schistes et grès du Houiller moins résistants (Fig. 2). Il est important de noter que, dans les deux dépressions précitées, les dépôts de pied de versants et les cônes de déjection des affluents sont très peu étendus et de faible volume. Le rétrécissement du fond de vallée

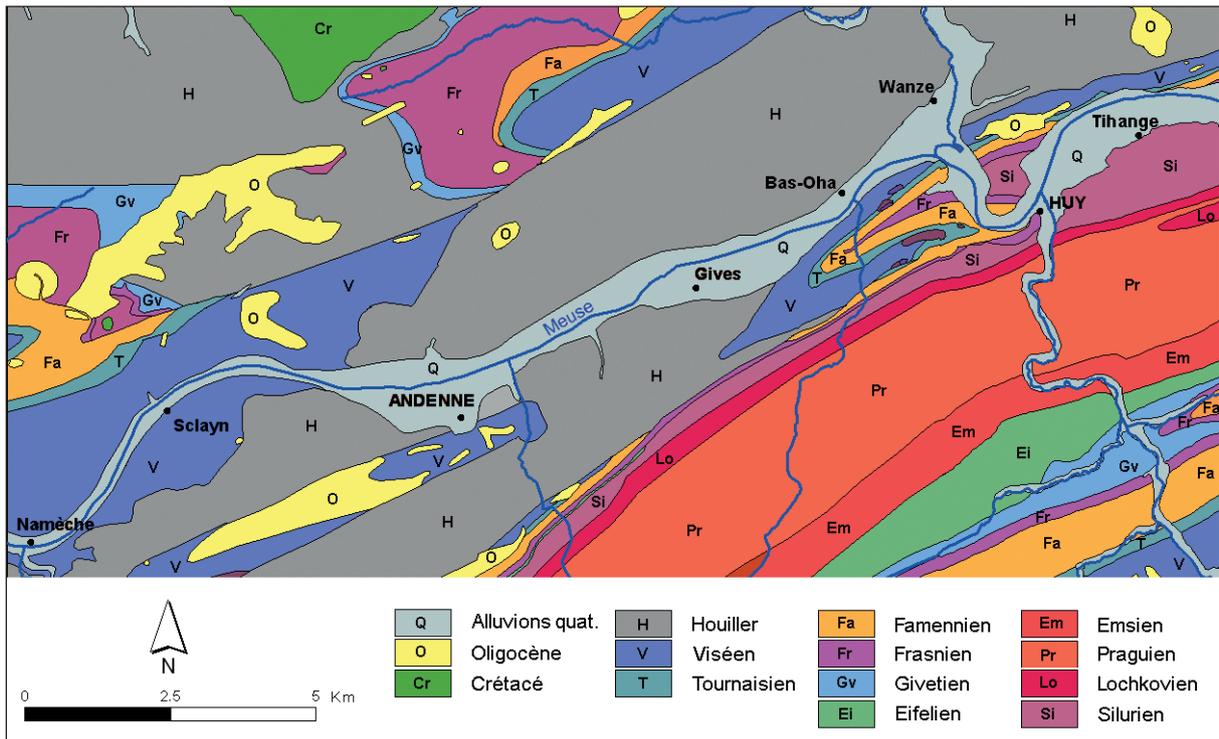
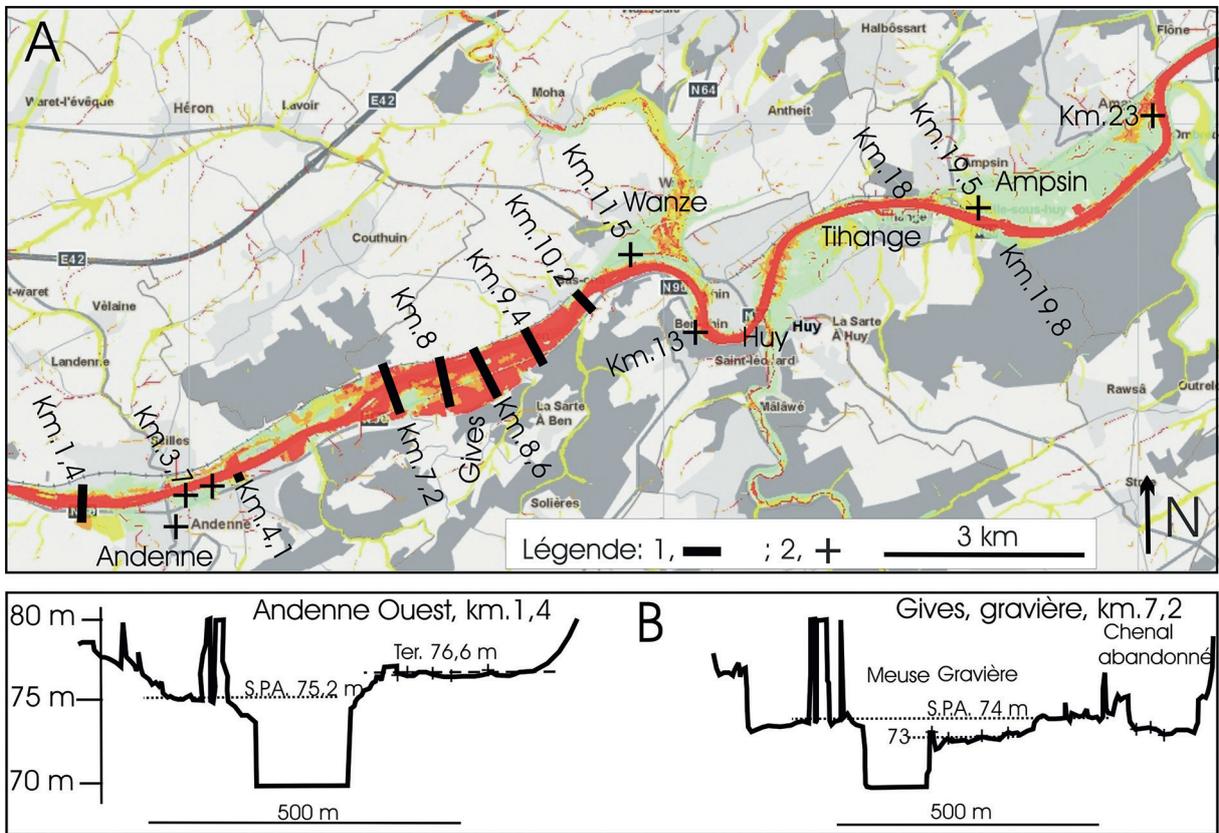


Figure 2. Géologie et largeur du fond de la vallée de la Meuse de Namèche à Tihange.



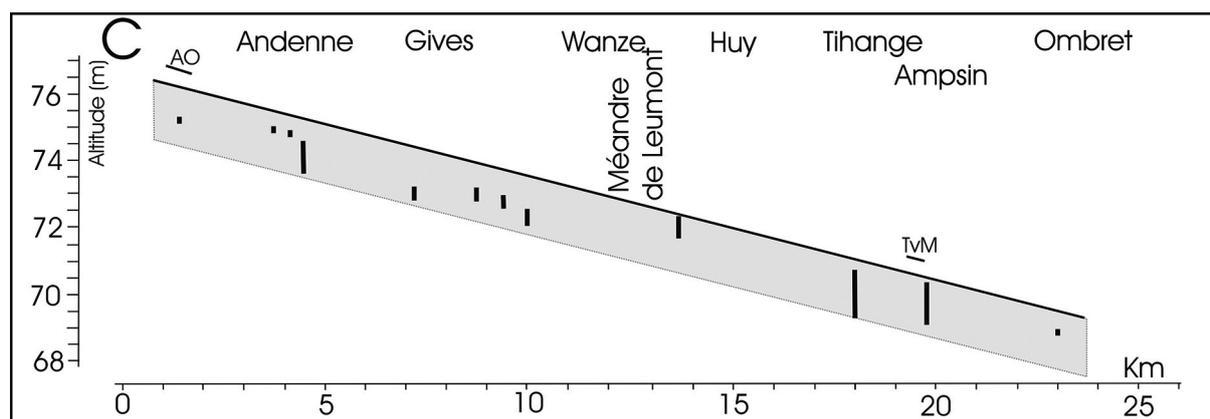


Figure 3. Aléa d'inondation et morphologie du fond actuel de la vallée : (A), extrait de la carte de l'aléa d'inondation du Service public de Wallonie (Site : Geoportail de Wallonie).. Explications : couleurs pour l'aléa d'inondation : vert pâle= très faible ; jaune= faible ; orange= moyen ; rouge= élevé ; 1= position des profils réalisés sur la carte Lidar sous contrôle de mesures GPS sur le terrain ; 2= sites où des mesures ponctuelles ont été réalisées au GPS. (B), à titre d'exemple deux des profils topographiques réalisés par image Lidar et mesures au GPS. Explications : les parties des constructions et autres obstacles dépassant 80 m d'altitude ont été tronquées ; les traits pointillés représentent les surfaces choisies pour représenter la S.P.A. (Les coupes non publiées sont disponibles sur demande adressée aux auteurs). (C), profil longitudinal de la S.P.A. Explications : les traits épais verticaux représentent l'écart entre les valeurs minimales et maximales retenues sur les profils et les sites de mesures (voir fig. 3A) pour représenter la S.P.A. ; la zone grise enveloppe l'ensemble des mesures dont les dénivelées sont dues aux traces de chenaux abandonnés et alluvionnés à des degrés divers ; le trait noir plein correspond au niveau de l'inondation maximale et représentera plus loin le profil longitudinal de la S.P.A. (AO= Andenne ouest ; TvM= Taverne à Meuse ; les traits obliques fins représentent des replats qui échappent à la S.P.A ; l'endroit de l'entrée-sortie du méandre recoupé de Leumont est positionné à Wanze au km.11,7).

de Bas-Oha à Huy résulte de la traversée du flanc nord d'un anticlinal constitué de roches carbonatées du Viséen, mais aussi de grès du Famennien et du Frasnien. Quant au méandre recoupé de Leumont (aujourd'hui Petit-Wanze), il s'est développé dans les schistes et grès du Houiller sur une longueur de 7 km. Sa forme ultime est héritée d'une très large boucle attestée par des lambeaux de la plus ancienne nappe de gravier quaternaire sur le plateau hesbignon à 175 m d'altitude (Stainier, 1926). Cette Meuse ancienne recevait la Mehaigne au droit de Moha, puis se heurtait au plateau d'Antheit et rejoignait Tihange par-dessus l'actuelle crête dolomitique de Falise. À 160 m, la rivière n'ayant plus pu franchir cette crête, a adopté le cours du méandre de Leumont qui s'est alors sculpté dans les roches siliceuses de l'anticlinal de Lovegné (Fourmarier, 1905), et des schistes arénigiens (ordoviciens) qui affleurent dans le mamelon central (Michot, 1932). À l'aval de Huy, le fond de vallée s'élargit de nouveau dans les schistes du Silurien (Fig. 2).

B. Fond de vallée et profil en long du chenal actuel

Nous verrons plus loin l'importance de disposer

du profil longitudinal le plus précis possible tant de la S.P.A. que du contact cailloutis/socle avant les travaux d'approfondissement du chenal, afin de connaître l'altitude du sommet et de la base de la nappe de cailloutis.

1. Morphologie

Depuis le milieu du siècle dernier, la S.P.A., ainsi que le niveau du lit naturel ont été fortement perturbés par l'urbanisation, les infrastructures industrielles, le développement des voies de communications, l'endiguement de la Meuse, les gravières, les déblais divers et notamment ceux des carrières à flanc de coteau, etc. La suite de ce travail fait notamment appel à un profil longitudinal aussi précis que possible, et pour le reconstituer, la prudence s'est imposée dans la tentative d'identification de surfaces naturelles.

Plaine d'inondation actuelle

Il faut remarquer que l'aléa d'inondation est défini en fonction de la morphologie actuelle, et non de la morphologie naturelle antérieure aux nombreux aménagements anthropiques. Dans la dépression d'Andenne, l'aléa d'inondation en fond de vallée

est faible, tandis que dans la dépression de Gives, il est partout très élevé, sauf au niveau de quelques petits cônes de déjection construits par des affluents. À l'aval de Wanze, l'aléa redevient faible en plaine alluviale (Fig. 3A).

Mesures d'altitude

Des profils transversaux ont été dessinés à travers des zones dont on pouvait estimer qu'elles n'ont pas été perturbées par des aménagements anthropiques. Ils sont localisés sur la figure 3A et deux d'entre eux sont rapportés à titre d'exemple dans la figure 3B.

Étude par tronçon

Dans la partie occidentale de la dépression d'Andenne (km.1,4), un profil transversal (Fig. 3B) montre que : (1) en rive gauche la plaine alluviale est étroite et inondable à une altitude de $75,2 \pm 0,1$ m ; (2) en rive droite, une vaste parcelle agricole est à l'abri des inondations à $76,7 \pm 0,1$ m, c'est donc une basse terrasse *s.s.*

Dans la ville d'Andenne (km.3,6), l'aléa d'inondation est très faible, mais la simple présence d'une couche de déblais peut en être la cause. Néanmoins, la S.P.A. a été identifiée : (1) dans deux chantiers à $74,9 \pm 0,1$ m (Fig. 3A, voir plus loin) (km.3,6) ; (2) au niveau de maisons anciennes de la rue des Pipiers à $74,8 \pm 0,4$ m (km.4,1).

Dans le rétrécissement de la dépression entre Andenne et Gives, au km.5,1 (château Moncheur qui porte une borne de nivellement), la S.P.A. est à $73,5$ m.

À l'entrée dans la dépression de Gives (km.7,2) (Fig. 3B), une gravière a existé, et à son endroit la surface rétablie est anormalement basse ($72,8$ à 73 m). Tant en rive gauche qu'en rive droite, il existe une surface plane à $73 \pm 0,2$ m. Au pied du versant droit se trouve la partie amont d'un chenal abandonné de la largeur de la Meuse actuelle, par ailleurs représenté comme zone particulièrement humide sur la carte au 1/20000.

À l'est de Gives (km.8) (Fig. 3A), la S.P.A. est perturbée à proximité de constructions diverses et de 'l'Ancien Charbonnage', mais des lambeaux intacts subsistent à $73,8 \pm 0,3$ m, et le chenal abandonné est toujours nettement marqué au pied du versant droit. *Entre Gives et Ben (km.8,6)*, le profil est fortement perturbé sur toute la rive gauche ainsi qu'entre le Quai du Halage et la route N90. Au pied du versant droit, le chenal abandonné se marque à peine, probablement en raison des déblais qui y ont été accumulés par une poterie signalée sur la carte au

1/20000. Entre ces espaces perturbés, il existe une surface intacte à $73 \pm 0,2$ m.

À Ben-est (km.9,4), des terres ont été prélevées le long du Quai du Halage, mais la S.P.A. est identifiable depuis ce creux jusqu'à la route à $72,7 \pm 0,2$ m, puis une pente s'amorce en direction du chenal abandonné toujours marqué au pied du versant.

À l'aval immédiat de Ben, la Meuse coule au pied du versant de rive droite qui garde la trace de plusieurs carrières dont les déblais ont été nivelés lors de l'aménagement du Quai du Halage. Aucune mesure n'y est opportune.

Sur la rive gauche à Bas-Oha (km.10,2), la plaine alluviale est plus développée qu'en rive droite et la S.P.A. est à $72,5$ m.

À Wanze (km.11,5), on se trouve à la hauteur de l'entrée-sortie du méandre recoupé de Leumont.

Entre Wanze et Huy (km.13), l'amphithéâtre du versant droit atteste l'érosion latérale de la Meuse après sa sortie du méandre de Leumont. De plus, la carte au 1/20000 y montre au pied du versant une altitude lentement croissante de 75 à 85 m ; la route N90 y est installée. Il s'agit d'un dépôt de pente avec une accumulation loessique importante dont la partie nord a été largement excavée lors de la construction du centre commercial au pont haubané en 2013.

À Ahin rue Jadot (km.13), des maisons anciennes se trouvent sur la plaine alluviale en contre-bas du Quai du Halage qui fait office de digue de protection contre les inondations, l'altitude du sol naturel est à $72 \pm 0,3$ m.

À l'aval de ce tronçon et jusqu'à la sortie de la ville de Huy, l'urbanisation ne laisse la place à aucune mesure fiable.

À Tihange (km.18), les nombreux forages carottés effectués par Monjoie (1968) placent la S.P.A. à $70,1 \pm 0,7$.

À Ampsin (km.18,8), l'équidistance de la carte au 1/20000 est de 1 m ; elle présente un replat à 71 m (au lieu-dit Taverne à Meuse), qui domine la S.P.A. ($69,8$ m) d'environ 1 m et même de 2 m par rapport à la berge du cours d'eau localement plus basse (68 m). Le replat à 71 m pourrait être un lambeau de très basse terrasse, mais il ne faut pas exclure qu'il puisse correspondre au cône de déjection de ruisseau affluent de Bende.

Au barrage d'Ampsin (km.18,8), les nouveaux forages exécutés en 2015 par le SPW permettent de placer la S.P.A. à $69,8 \pm 0,6$ m.

À Ombret-Amay (km.23), la carte au 1/20000 donne à la S.P.A. l'altitude de 69 m.

La figure 3C montre que l'ensemble des valeurs retenues pour représenter la S.P.A. sont distribuées dans une tranche de 1,75 m qui n'excède pas les écarts connus à l'endroit de chenaux abandonnés plus ou moins alluvionnés. Par ailleurs, la distribution des valeurs ne permet pas de proposer des variations de la pente longitudinale sur le tronçon étudié. Dans la suite de ce travail, nous prendrons en compte la seule pente moyenne de 28,7 cm/km depuis Andenne jusqu'à Ombret (localisation sur la figure 1), ainsi que les valeurs d'altitude maximale puisqu'elles sont toutes en zones inondables. De ce fait, à la hauteur de l'entrée-sortie du méandre recoupé de Leumont, l'altitude de 73 m sera appliquée à la S.P.A. Les deux terrasses d'Andenne ouest et de Taverne à Meuse seront traitées séparément. Il est important de noter que dans la dépression d'Andenne-Gives, la morphologie du fond de vallée est subhorizontale jusqu'au pied des versants où l'on ne trouve que très peu de dépôts de pente et des cônes de déjection peu volumineux, ce qui implique que la Meuse y a enlevé les apports latéraux qui y ont nécessairement été amenés en période périglaciaire.

2. Épaisseur des alluvions dans la plaine alluviale

Dans les descriptions de forages carottés conservés dans les archives du Service géologique et du S.P.W., seul le contact cailloutis/socle est nettement

identifiable, et le profil de la base du contact cailloutis/socle est représenté sur la figure 4 pour le tronçon étudié. Dans la mesure où les forages sont localisés essentiellement sur le fleuve et sur ses berges, l'amplitude des dénivelées a jeté un doute sur la façon dont les forages ont été gérés par les différents sondeurs. C'est pourquoi, nous avons choisi deux sites où de très nombreux forages ont été réalisés sur un espace restreint (quelques hectares) par un même sondeur, il s'agit des nouveaux barrages d'Andenne et d'Ampsin. Dans ce cas-ci, les forages sur socle carbonaté n'ont pas été pris en compte, car ils révèlent souvent la présence de poches de dissolution ; la karstification a aussi été reconnue dans des cas où des roches carbonatées sont présentes en dessous de quelques mètres de schiste. Dans chaque site, l'altitude de la base du cailloutis est nettement identifiable dans les descriptions : (1) à Andenne, avec une valeur moyenne de 64,75 m (de 62,77 à 67,37 ; 40 forages) et à Ampsin, 60,30 m (de 57,87 à 62,71 ; 32 forages). Le contact entre les limons de crues et le cailloutis massif est systématiquement très imprécis, car : (1) le maître sondeur rapporte souvent de façon qualitative la présence de galets dans des sables fluviaux au sommet du cailloutis ; (2) la présence de chenaux abandonnés et fossilisés est généralisée. Indépendamment des variations précitées, on dégagera de toutes ces altitudes que l'épaisseur moyenne des dépôts mosans sous la plaine alluviale (limon+

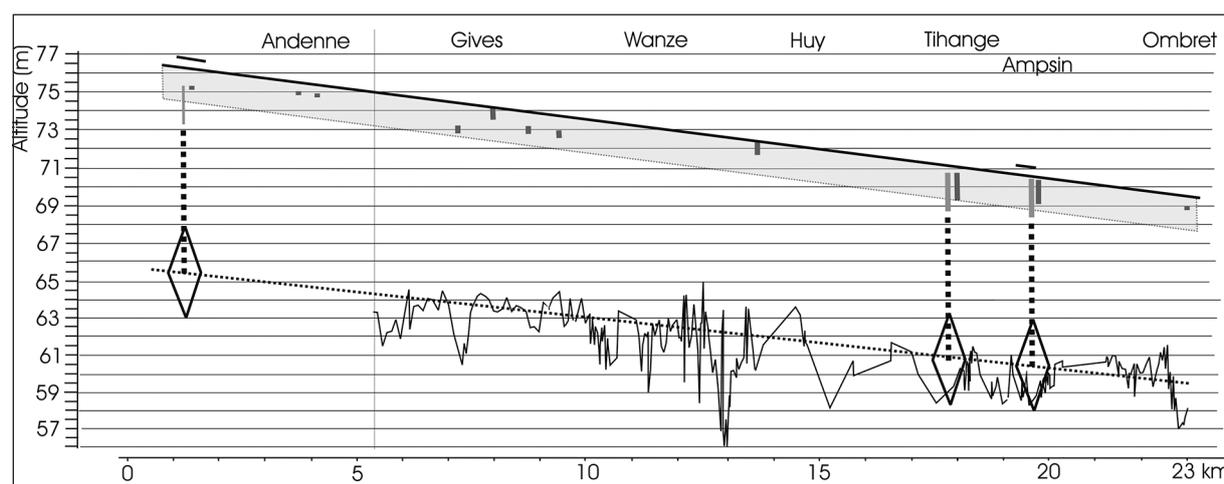


Figure 4. Épaisseur des alluvions mosanes sous la S.P.A. Explications : (1) champ gris et sigles associés= altitude de la S.P.A. selon la figure 3C. (2) Forages carottés à l'amont d'Andenne (au barrage d'après les données du Service géologique), à Tihange (au Centre nucléaire, d'après Monjoie, 1968) et à Ampsin (au barrage, d'après Monjoie, 1968) : trait gris clair= limons de crues ; trait pointillé épais= cailloutis ; losange= enveloppe des contacts cailloutis/socle selon la fréquence. (3) Contact cailloutis/socle : trait noir fin= profil des altitudes mesurées (d'après les données rassemblées par Dewez, 1997) ; trait noir pointillé rectiligne= profil intermédiaire généralisé représentatif du contact cailloutis/socle. N.B. Les descriptions de forages carottés entre le barrage d'Andenne et Rieudotte (province de Namur) n'étaient pas disponibles.

sable+cailloutis) est de 10 m dans chacun des sites : (1) à Andenne, de 75 à 64,75 m ; (2) à Ampsin, de 70,20 à 60,30 m. Par ailleurs, la dénivellée observée sur l'altitude de la base dans les deux sites atteint 5 m. Cet écart confirme la validité des descriptions de forages mise en doute plus haut. Ce résultat montre qu'il est dangereux de ne prendre en considération que la seule base des cailloutis pour raccorder des lambeaux de terrasses pour lesquels on ne dispose généralement que de très peu de forages.

En considérant ensemble les données relatives à la S.P.A. et au contact cailloutis/socle, l'épaisseur dominante des dépôts de la plaine alluviale est comprise entre 10 et 11 m.

IV. COUPES ET FORAGES À ANDENNE

En 2014, la partie supérieure de dépôts mosans a été mise au jour dans quatre chantiers de la ville d'Andenne (Fig. 5). Deux d'entre eux (C1 et C2) se trouvent en bordure de la berge de rive droite, les deux autres en sont distants respectivement de 50 m (C4) et 450 m (C3). Des descriptions de forages carottés réalisés pour préparer la construction du

pont Andenne-Selles étaient disponibles au Service géologique.

A. Épaisseur des alluvions mosanes

Des forages carottés réalisés au pont d'Andenne (avant la mise au gabarit actuel de la Meuse) montrent que le contact cailloutis/socle est compris entre 65 et 66 m ; l'altitude du sommet du cailloutis est plus différenciée, de 69,5 à 71,5 m.

Dans les chantiers C1, C2 et C3, la partie supérieure des cailloutis et les limons de crues ont été mis au jour. C'est dans le chantier C3 que les alluvions mosanes ont été excavées le plus profondément : 3 m mis au jour et 3 m en puits (Fig. 6A). Dans les trois cas, un sol est clairement enregistré dans les limons de crues et l'altitude de la S.P.A. y varie de 74,95 à 75,3 m. Le sol brun du chantier C1 est particulièrement développé. Les limons de crues de la plaine alluviale enregistre en général un sol nettement moins structuré en raison du fait que la pédogenèse n'a pu que suivre le dépôt des alluvions dont il a été démontré ailleurs que beaucoup d'entre eux sont historiques (Paulissen, 1973). On pourrait ainsi en déduire que le sol très évolué observé ici

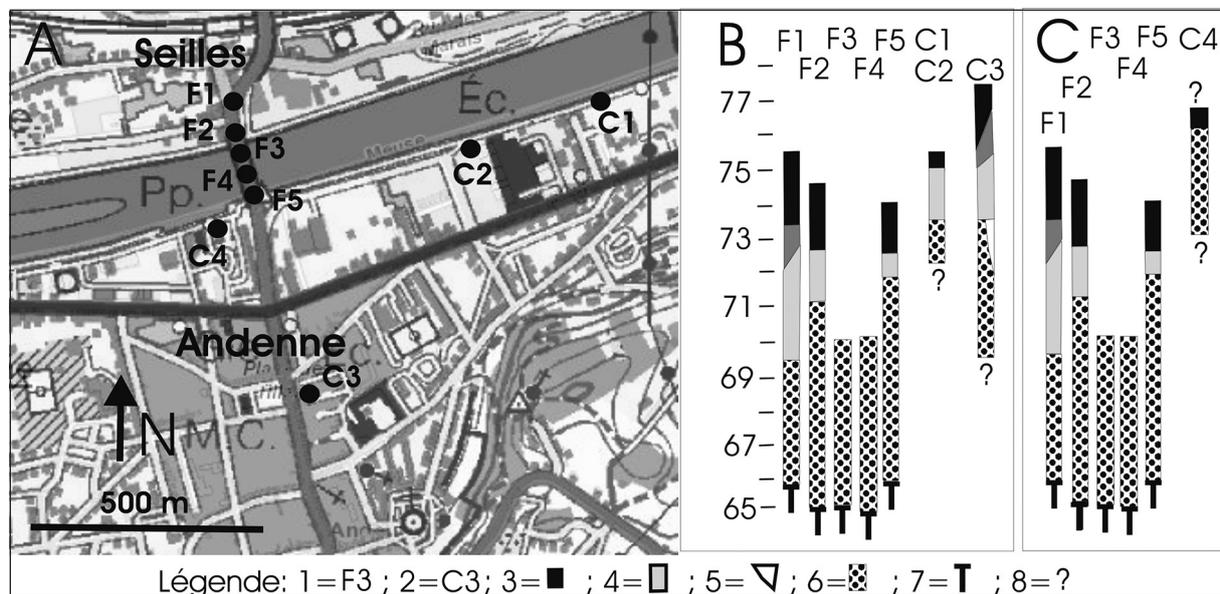


Figure 5. Sites étudiés dans la ville d'Andenne. (A), localisation des chantiers et des forages carottés : F2 à F5 à l'endroit des piliers du pont ; C1, building, quai de Brouckère 17-25 ; C2, building, quai de Brouckère s.n° ; C3, building 'Ecoquartier' ; C4, building, quai des Fusillés. (B), coupe montrant la relation altimétrique entre les alluvions de l'ancien chenal naturel de la Meuse (avant aménagement) et celles des excavations des chantiers C1, C2 et C3 ; C, coupe montrant la relation altimétrique entre les alluvions de l'ancien chenal naturel de la Meuse et celles de l'excavation du chantier C4. Légende : 1= forages carottés ; 2= chantiers avec excavation ; 3, déblais ; 4, limons de crues ; 5, chenal abandonné et colmaté ; 6, cailloutis mosan ; 7, contact cailloutis/socle ; 8, partie de cailloutis non dégagée ou tronquée. (Fond de carte : extrait de la carte topographique du Geoportail de Wallonie).

remonte à plusieurs millénaires, hypothèse qui sera argumentée plus loin.

À l'endroit du chantier C4 près de la Meuse actuelle : (1) le sommet du cailloutis est à 76,2 m, soit 2,7 m plus haut que dans les autres coupes ; (2) le cailloutis est tronqué et recouvert par une couche de remblais de 50 cm d'épaisseur ; (3) la base n'a pas été atteinte dans le fond de l'excavation, soit à la cote 73,2 m ; (4) il devrait appartenir à une très basse terrasse dont le cailloutis est à un niveau supérieur à ceux des chantiers C1, C2 et C3.

N.B. La profondeur des contacts cailloutis/socle sous la ville d'Andenne reste inconnue malgré l'existence de nombreux rapports d'essais de sol (CPT, pénétrométrie), car la possible présence de cailloutis mosan semble avoir été ignorée par les différents 'maîtres-sondeurs'. Dans les tranches de profondeur où la présence du cailloutis de la Meuse est maintenant avérée dans les excavations, les interprétations font état de « pierres, pierre ou toute autre roche dure, cailloux, roches pétrifiées, socle, remblais, ... », voire même « craie à silex » (!). Dans

les rapports, tous ces matériaux sont en général attribués au socle altéré, mais bien à tort puisque l'on a pu constater dans les chantiers que les CPT avaient été arrêtés dans les cailloutis fluviaux.

B. Structures sédimentaires et granulométrie

Dans les quatre coupes (C1, C2, C3 et C4), la stratification se présente en lentilles d'épaisseur maximale décimétrique et la distribution granulométrique des cailloutis (Fig. 6) montre que : (1) dans tous les cas, la part de gravier est nettement majoritaire avec un mode variant entre 16 et 45 mm ; (2) la matrice (environ 12% de la masse) est essentiellement sableuse, avec un mode dans le sable moyen à grossier ; (3) la partie argilo-limoneuse intervient globalement pour seulement 2 à 4% de la masse.

C. Recherches pétrographiques et minéralogiques

Ces recherches ont été réalisées d'une part dans la classe du gravier pour contribuer à établir l'évolu-

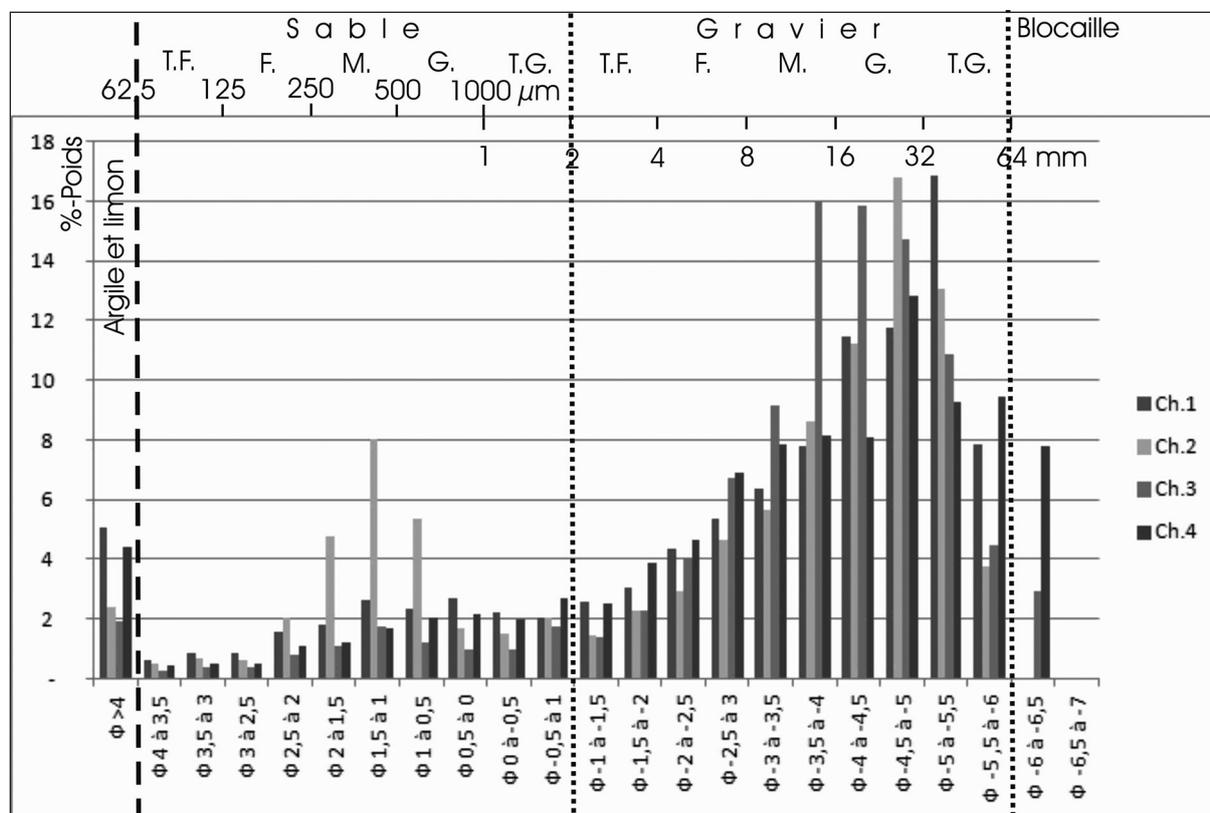


Figure 6. Distribution granulométrique du cailloutis des quatre coupes d'Andenne. *N.B.* Comme les fractions limoneuses et argileuses n'ont pas été développées par $\phi/2$, leur représentation quantitative ne peut donc pas être prise compte dans la discussion de la distribution. Légende : Ch1= chantier 1 ; Ch2= chantier 2 ; Ch3= chantier 3 ; Ch4= chantier 4).

tion stratigraphique de la part des galets de quartz dans la série de niveaux de terrasses, et d'autre part dans la fraction sableuse pour rechercher des minéraux susceptibles de contribuer à la datation des terrasses à savoir des minéraux de retombées volcaniques de l'Eifel, et d'autres en provenance des Vosges en relation avec l'ancienne confluence de la Moselle. Dans chaque cas, des échantillons ont été prélevés au moins dans les parties supérieures et inférieures des affleurements, et quelques fois dans des niveaux intermédiaires lorsque l'épaisseur le justifiait.

1. Pourcentage de galets de quartz dans les gravières

Les parts de galets de quartz ont été quantifiées par classes de $\phi/2$ de 8 à 64 mm. Aucune variation significative des pourcentages n'a été mise en évidence en fonction des sous-classes granulométriques, et les valeurs les plus stables sont obtenues en regroupant les classes de 16 à 32 mm, ce qui donne : 11,3% pour C1 (n=186) ; 12,6% pour C2 (n=247) ; 12,9% pour C3 (n=252) ; 10,8% pour C4 (n= 268). Dans la terrasse principale de la Meuse à Seilles et à Naxhelet/Wanze, le pourcentage de quartz est de 20% (Juvigné *et al.*, 2013a) et, dans la Traînée mosane, Macar & Meunier (1955) rapportent la présence de 95% de quartz dans la gravière de Petit-Waret au nord d'Andenne. Les valeurs obtenues pour l'ensemble des sites étudiés confirment donc qu'il existe une tendance générale à la diminution du pourcentage de galets de quartz dans les alluvions de la Meuse au cours de son encaissement plio-pléistocène, comme cela a été montré dans la région liégeoise par Juvigné & Renard (1992), dans le Limbourg belge à partir du plateau de Campine pour la fraction de 8 à 16 mm (Paulissen, 1973), et dans le Limbourg néerlandais par Felder *et al.*, (1989).

2. Traces de téphras dans les alluvions

Les minéraux des trois téphras connus dans des terrains du Pléistocène supérieur en Belgique ont été recherchés dans les cailloutis des quatre coupes C1 à C4 ainsi que dans les limons de crue du sol brun qui recouvrent le cailloutis dans la coupe C1. Ces téphras en provenance de l'Eifel sont (1) le Téphra de Rocourt, tombé notamment sur

l'Ardenne et la Hesbaye (Juvigné, 1977a), il y a 80 ka (Juvigné *et al.*, 2013b), et dont la présence est connue à l'état remanié par exemple dans une très basse terrasse de la Semois et de la Lesse –affluents de la Meuse à l'amont- (Juvigné, 1979), et en retombée directe dans une coupe de loess à Tongrinne, au NO d'Andenne (Juvigné, 1973) ; (2) le Téphra d'Eltville, identifié dans plusieurs coupes de loess de Hesbaye (Juvigné & Semmel, 1981) et daté de 20 ka (Poucllet & Juvigné, 2009), (3) le Téphra du Laacher See daté de 12,9 ka (Bogaard *v.d.*, 1995), retombé entre autres sur l'ensemble de l'Ardenne (Juvigné, 1977b), et donc présent dans les alluvions postérieures des cours d'eau de ce massif. Deux échantillons ont été prélevés dans les parties supérieure et inférieure accessibles de chaque cailloutis : (1) environ 10.000 minéraux denses de la fraction comprise entre 105 et 420 microns ont été montés en frottis ; (2) environ 95% des minéraux sont opaques et 5% transparents identifiables; (3) ceci implique que 500 minéraux ont pu être identifiés.

Dans les cailloutis des chantiers C1, C2 et C3, 8 clinopyroxènes et 1 amphibole brune ont été reconnus. Par ailleurs, aucune enstatite (caractéristique du Téphra de Rocourt) et aucun sphène (caractéristique du Téphra du Laacher See) n'ont été trouvés. Dans ces conditions, on ne peut se rapporter qu'à la forme des grains (éclats de mégacristaux) pour les attribuer au Téphra de Rocourt plutôt qu'à un des deux autres téphras, ce qui situerait la mise place des cailloutis examinés après 80 ka. Dans le chantier C1, 10 prélèvements ont été effectués tous les 10 cm sur toute l'épaisseur des limons de crues, et dans les mêmes conditions de préparation (*cf. supra*) aucun minéral volcanique n'a été trouvé, alors que cette recherche visait particulièrement ceux du Laacher See.

3. Relation avec la capture de la Moselle

Dans les 3 m supérieurs du cailloutis du chantier C4, aucun minéral volcanique et aucune amphibole brune n'ont été trouvés, on peut donc supposer l'antériorité de ce cailloutis par rapport à la retombée du Téphra de Rocourt, mais aussi la postériorité par rapport à la capture de la Moselle, conformément au diagramme de répartition des amphiboles brunes d'origine vosgienne dans les terrasses de la Meuse en Belgique (Bustamante Santa-Cruz, 1973).

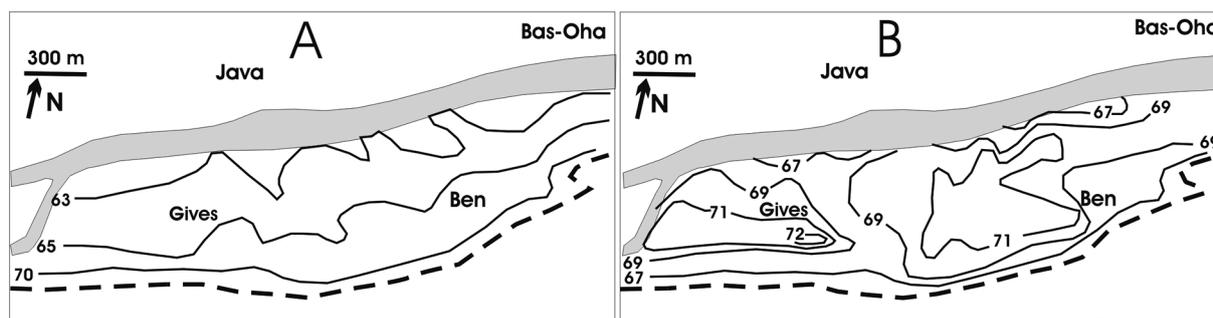


Figure 7. La plaine alluviale en rive droite dans la dépression de Gives. (A), altitude du contact cailloutis/socle (d'après Haddouchi, 1987, Fig. p. 146); (B), altitude du toit du cailloutis (d'après Haddouchi, 1987, Fig. p. 147). Explications : trait plein= courbe de niveau des deux contacts précités ; trait gras interrompu= pied du versant.

V. ALLUVIONS MOSANES DANS LA DÉPRESSION DE GIVES

Haddouchi (1987) a réalisé des recherches hydrogéologiques dans la dépression de Gives, mais il ne s'est pas préoccupé des aspects géomorphologiques que nous traitons ici. De ses observations, basées sur des forages carottés et des sondages sismiques et électriques dans la plaine alluviale (*partim* rive

droite), nous retenons que : (1) le contact cailloutis/socle est montant depuis la Meuse jusqu'au pied du versant (de 63 à 70 m), mais il faut savoir que si l'épaisseur du cailloutis à proximité du cours est avérée par des forages carottés, plus loin vers le versant, elle est déduite uniquement de l'interprétation de sondages sismiques et électriques (Fig. 7A) ; (2) le toit du cailloutis, enfoui sous les limons de crues présente deux plateaux à 71 m séparé par un chenal

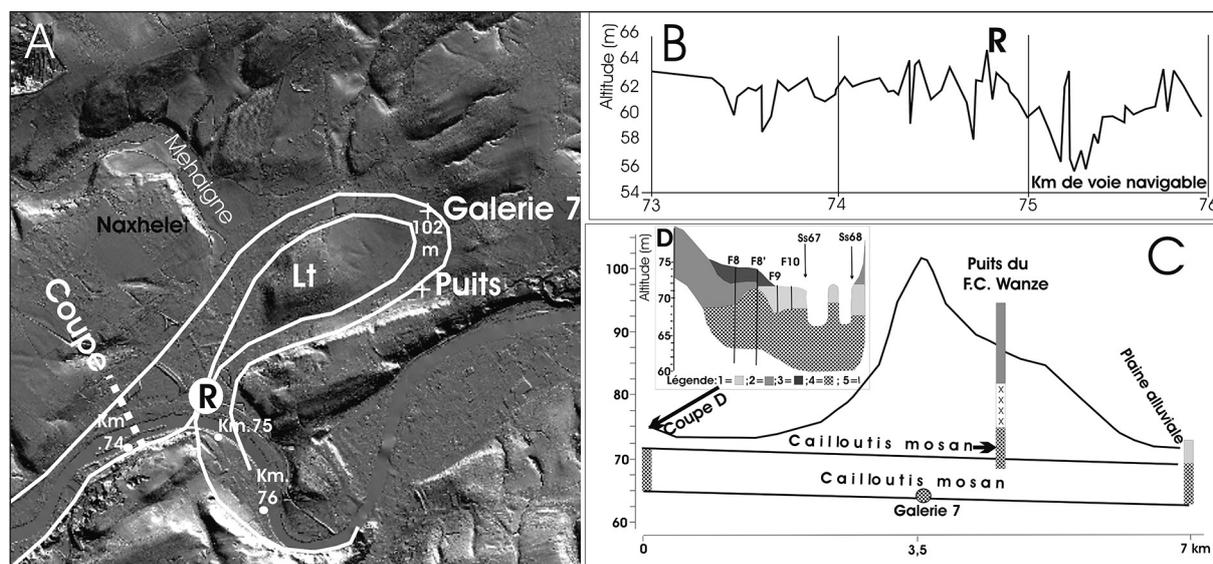


Figure 8. Le méandre de Leumont et le contact cailloutis/socle de l'actuelle plaine alluviale de la Meuse (A), le méandre recoupé. Explications : Lt= butte centrale nommée aujourd'hui Petit-Wanze ; double trait blanc= délimitation de la plaine alluviale finale lorsque la Meuse parcourait le méandre ; coupe= position de la coupe de la fig. 8D d'après Haddouchi (1987) ; 'Galerie 7'= galerie du charbonnage de Malsemaine (Antheit) qui a débouché dans un cailloutis mosan à 63 m d'altitude (d'après Stainier, 1926) ; 102= altitude du col de l'ensellement séparant aujourd'hui le méandre recoupé en deux bassins distincts ; km.74= distance de navigation. (B), altitude du contact cailloutis/socle dans la plaine alluviale de la Meuse dans le tronçon comprenant le point de recoupement (d'après Dewez, 1997) ; R= position du point de recoupement. (C), coupe longitudinale dans le méandre recoupé de Leumont. Explications : trait noir épais= profil longitudinal du fond de la dépression sur la base des données de la carte topographique au 1/20.000 (équidistance de 1 m) ; Puits= log d'après le forage du Bureau Vezin au puits d'alimentation des installations du F.C. Wanze (loess/ sable/ cailloutis) (N.B. Ce site est en dehors du plan de la coupe sur un replat du versant gauche). (D), coupe à l'entrée du méandre recoupé (d'après Haddouchi, 1987 modifié, avec log représentatif (loess/cailloutis).

à 68 m qui dessine un large méandre jusqu'au pied du versant (Fig. 7B).

VI. LE MÉANDRE RECOUPÉ DE LEUMONT

La butte centrale du méandre recoupé de Leumont porte aujourd'hui le quartier résidentiel de Petit-Wanze ; le méandre est long de 7 km d'après la position attribuée au point de recoupement sur la figure 8A. Fourmarier (1905) reconnaît ce méandre, mais il en situe le recoupement à l'altitude de 100 m qui est celle de l'ensellement dans l'axe de l'amphithéâtre. Stainier (1926) rapporte qu'une galerie du charbonnage de Malsemaine (Antheit) a atteint du cailloutis mosan à 63 m d'altitude sous une quarantaine de mètres de « dépôts mosans » (Fig. 8A). Dewez (1997) produit le profil longitudinal du contact cailloutis/socle de la Meuse notamment sur le tronçon où se trouve l'entrée-sortie du paléo-méandre (Fig. 8B). Pour rappel, nous avons montré plus haut que la S.P.A. est à 73 m d'altitude à côté du point de recoupement.

A. La nappe de cailloutis contemporaine du recoupement

Au cours d'un forage à la tarière dans le col de l'ensellement du méandre (à la cote 102 m), Saint-Onge (1955) traverse 8 m de loess avant d'atteindre un premier caillou roulé, et il arrête sa prospection (*NDR. Ce galet isolé devait provenir du remaniement du lambeau de la terrasse principale présent plus haut sur le versant*). Dewez (1998), tablant sur une épaisseur habituelle d'une dizaine de mètres d'alluvions fluviatiles de la Meuse, conclut que les dépôts périglaciaires de couverture doivent atteindre une trentaine de mètres d'épaisseur à l'endroit du col et que le recoupement doit avoir eu lieu « au début de la dernière glaciation ou peu de temps auparavant ».

Haddouchi (1987) a réalisé une coupe qui passe à la fois par le cailloutis à l'entrée du méandre et la plaine alluviale actuelle qui la jouxte (Fig. 8A&D). Deux forages montrent que : (1) la base du cailloutis à l'entrée du méandre domine celle de la plaine alluviale de 1,5 m (1 m si l'on considère l'altitude intermédiaire de 62 m pour la base du contact cailloutis/socle proposée plus haut) ; (2) le toit du cailloutis y domine aussi celui de la plaine alluviale d'une dénivelée identique ; (3) ce cailloutis est

recouvert de dépôts loessiques attestés également par la présence d'une briqueterie sur la carte au 1/20.000. Par ailleurs, en prolongeant ce cailloutis dans le méandre selon la pente moyenne calculée plus haut (28,7 cm/km) : (1) 3,5 km plus loin, à la galerie 7 du charbonnage de Malsemaine, il doit se trouver entre 62 et 70,3 m, ce qui est en accord avec les plans du charbonnage de Malsemaine (cailloutis de la galerie 7 à 63 m) ; (2) en poursuivant de la même façon jusqu'à la sortie du méandre, le cailloutis débouche entre 61 et 69,2 m, ce qui correspond pratiquement au niveau du cailloutis de la plaine alluviale actuelle ; (3) le recoupement du méandre à Wanze a dû provoquer une dénivelée abrupte d'environ 2 m (7 x 28,7 cm), ce qui équivaut à la dénivelée observée par Haddouchi (*cf. supra*) dans sa coupe D.

Il faut ici mettre en évidence deux détails importants à l'aval immédiat du méandre : (1) la morphologie du versant gauche atteste une attaque importante par glissement latéral vers l'est du nouveau méandre issu du recoupement (Fig. 8A) ; (2) le contact cailloutis/socle est surcreusé localement d'environ 6 m (Fig. 8B : km.75,1 au km.75,5, avec un haut fond au km.75,2) où le substratum devrait être constitué de roches carbonatées du Viséen et de roches siliceuses du Famenien (voir plus haut : Fig. 2). Cette cuvette fossile et ce glissement latéral important pourraient être la conséquence d'une turbulence plus importante de la rivière à l'aval de l'abrupt de recoupement, et cette dynamique a aussi pu être amplifiée par le rétrécissement de la vallée à Ahin au km.76 (Fig. 8A).

B. Une nappe d'alluvions mosanes plus anciennes dans le méandre recoupé

Une autre nappe d'alluvions mosanes a été clairement identifiée dans le méandre de Leumont à la faveur d'une expertise hydrogéologique réalisée en 2008 pour alimenter en eau le complexe du F.C. Wanze (EJFEW, dans la signalétique locale) (Bureau responsable : Benoît André à Vezin). Le puits qui y a été creusé est localisé sur la figure 8A. Son orifice est à 95 m sur un replat qui domine d'environ 5 m le fond de la vallée morte : il a été arrêté à 33 m de profondeur. Les terrains traversés sont dans l'ordre : de 0 à 13 m, limon (*NDR. Comprendre loess*) ; de 13 à 20 m, sable brun orangé ; de 20 à 26,5 m, cailloutis mosan ; de 26,5 à 33 m socle de grès et schiste. Le cailloutis mosan s'y trouve donc

entre 68,5 et 75 m d'altitude. Le sable brun orangé pourrait être du sable fluviatile avec paléosol(s) interglaciaire(s), voire des sables descendus d'une poche de dissolution dans le calcaire viséen qui aurait pu être ouverte à flanc de coteau à proximité immédiate du site de forage. Nous appellerons *T. de Wanze 1* le niveau d'alluvions de la Meuse qui correspond au cailloutis clairement identifié dans le site des installations du F.C. Wanze sur une épaisseur de 6,5 m. Si le 'sable brun orangé' appartient effectivement aux dépôts fluviatiles, l'épaisseur totale des alluvions mosanes de la *T. de Wanze 1* serait alors de 13,5 m.

C. Méandre de Leumont, synthèse

Entre l'entrée et la sortie du méandre de Leumont, il existe une dénivelée d'environ 2 m. À la sortie du méandre, le cailloutis (base et sommet) débouche si près du niveau de celui de la plaine alluviale actuelle qu'il n'est pas possible de quantifier une dénivelée entre les deux et que l'on peut donc admettre qu'il n'y pas eu d'incision mesurable de la Meuse depuis le recoupement. Le cailloutis de la *T. de Wanze 1* se situe, base et sommet, 6 à 7 m plus haut que celui de la plaine alluviale fossilisée dans le méandre de Leumont que, eu égard à sa position surélevée en entrée de méandre, nous appellerons Terrasse (T.) locale de *Wanze 2*. Dans l'amphithéâtre du méandre, au droit de cette paléo-plaine alluviale, il existe une accumulation de dépôts de versant qui atteint localement une trentaine de mètres d'épaisseur.

VII. CAILLOUTIS DE FOND DE VALLÉE À L'AVAL IMMÉDIAT DE HUY

À l'aval immédiat de Huy, de nombreux forages carottés ont été réalisés dans le cadre de recherches géotechniques dans trois sites : à Tihange (Monjoie, 1968 : 17 forages), au barrage-écluse d'Ampsins (SPW, 2015 : 37 forages) et à Ombret (Monjoie, 1968 : 5 forages).

À Ombret, Monjoie (1968) a aussi réalisé des forages sur des replats du versant droit, et il y a montré la présence de nappes de cailloutis en place à trois niveaux différents dans l'ordre d'altitude croissante : (1) forage S.II, cailloutis de 65,8 à 73 m ; (2) forage S.III, cailloutis de 68 m à 73,5 m ; (3) forage S.V, cailloutis de 87 m à 92,2 m est nettement plus élevé et échappe à notre étude. On notera

que la base des cailloutis de S.II et S.III est sous le niveau de la S.P.A. : S.II à -3,2 m et S.III à -1 m, et le sommet des mêmes cailloutis est pratiquement au même niveau (73 à 73,5 m) ce qui permet de les allouer à une même nappe alluviale.

VIII. DISCUSSION

Dans la discussion qui suit nous aborderons successivement : (1) une évocation des processus fluviatiles qui ont suivi le recoupement du méandre de Leumont ; (2) une synthèse des observations le long du tronçon Andenne-Hermalle-sous-Huy, assortie d'une tentative de raccord des différents cailloutis ; (3) un essai d'estimation de l'âge des cailloutis de fond de vallée et des taux d'incision qu'on peut en déduire dans la région de Huy; (4) une vaine tentative de corrélation avec les modèles existants.

A. Évolution morpho-sédimentaire consécutive au recoupement du méandre de Leumont

Le recoupement du méandre a eu des conséquences morpho-sédimentaires importantes et très différentes dans le fond de vallée selon qu'il s'agit du méandre, de la section amont ou de la section aval.

1. À l'amont et à l'aval immédiats du point de recoupement

D'un point de vue théorique, les conséquences ont été différentes à l'amont et à l'aval du point de recoupement dont la dénivelée originelle était d'environ 2 m.

À l'amont, dès que le recoupement a été acquis, le niveau de l'eau s'est abaissé immédiatement de 2 m. L'érosion régressive de la Meuse s'est mise immédiatement en marche dans le chenal existant, et elle a pu s'y propager rapidement dans la mesure où elle n'avait à remobiliser que du cailloutis ; par contre, la remise à niveau de la plaine alluviale n'a pu se faire qu'au fil des déplacements latéraux des méandres libres. L'aléa d'inondation plus élevé dans la dépression de Gives indiquerait que ces processus n'ont pas encore atteint la dépression d'Andenne (revoir Fig. 3).

À l'aval, nous avons décrit plus haut une dynamique fluviale accrue par l'accélération du courant à l'endroit de l'abrupt de recoupement entraînant une turbulence particulièrement élevée et un affouillement accru qui a surcreusé le socle et provoqué un

recul substantiel du versant gauche (revoir Fig. 8B).

2. Dans le méandre abandonné

Dès que le recouplement a été acquis, le niveau de la Meuse a baissé de 2 m dans le méandre, si bien que son lit se présentait alors comme un lac d'eau stagnante en période d'étiage (une sorte d'oxbow lake), mais il pouvait être réalimenté lors de crues supérieures à 2 m. Dans ces conditions, la Meuse contribuait encore de façon intermittente à l'alluvionnement du lit de la rivière, et pendant des crues exceptionnelles, même au fond de vallée dans le méandre abandonné. La compétence de la Meuse dans ce bras ayant fortement diminué, les apports de la Mehaigne et des autres affluents plus petits ont commencé à s'accumuler sous la forme de cônes de déjection, mais leurs eaux continuaient de s'écouler dans le sens qui avait été celui de la Meuse. Dès que la partie du cône de la Mehaigne qui se développait vers l'entrée du méandre a atteint le point de recouplement (il n'y avait que 70 cm de dénivelée : 28,7 cm/km x 2,5 km), les eaux du bras correspondant de la Mehaigne se sont déversées en cascade dans la Meuse à l'endroit de l'abrupt de recouplement. Cette chute a déclenché l'érosion régressive dans ce même bras ; c'est ainsi que ce chenal de la Mehaigne s'est finalement fixé dans cette nouvelle position et que le cours d'eau a cessé de parcourir le méandre. Lorsque le loess a commencé à s'accumuler en quantité importante dans le méandre et plus particulièrement dans son amphithéâtre, tous les petits affluents de la

partie amont ont eux-mêmes alimenté un milieu lacustro-palustre dont l'exutoire a fini par s'ouvrir dans la Mehaigne. La dynamique décrite ci-avant implique donc la présence d'une lithostratigraphie très variée dans le méandre, avec notamment dans l'ordre, des dépôts : (1) fluviatiles mosans à la base ; (2) de milieux marécageux ; (3) loessiques avec intercalation d'alluvions des ruisseaux latéraux dans les deux bassins séparés par l'imposante accumulation loessique de l'amphithéâtre ; (4) des coulées de solifluxion ont apporté localement des matériaux des versants.

Remarque. Ces recherches dans la région d'Andenne ont été initiées par le Centre d'Archéologie de Sclayn à la recherche de sources de silex pour les Néandertaliens qui ont laissé dans la grotte d'importantes traces de présence (ex. Toussaint & Bonjean, 2014). Les dépôts du méandre constituent donc un site de première importance en la matière puisque : (1) la Mehaigne est le cours d'eau régional qui transporte le plus de silex (Perpinien, 1998) ; (2) les Néandertaliens ont donc dû y prélever des silex, et probablement aussi en tailler sur place ; (3) la lithostratigraphie offre des possibilités particulièrement intéressantes de datation (lithostratigraphie générale, palynologie, ^{14}C , téphrostratigraphie,...).

B. Essai de raccord des nappes de cailloutis

Raisonnement avec la distribution altimétrique effective des contacts cailloutis/socle dans la plaine alluviale (Fig. 4) et appliquer la même tolérance aux rares

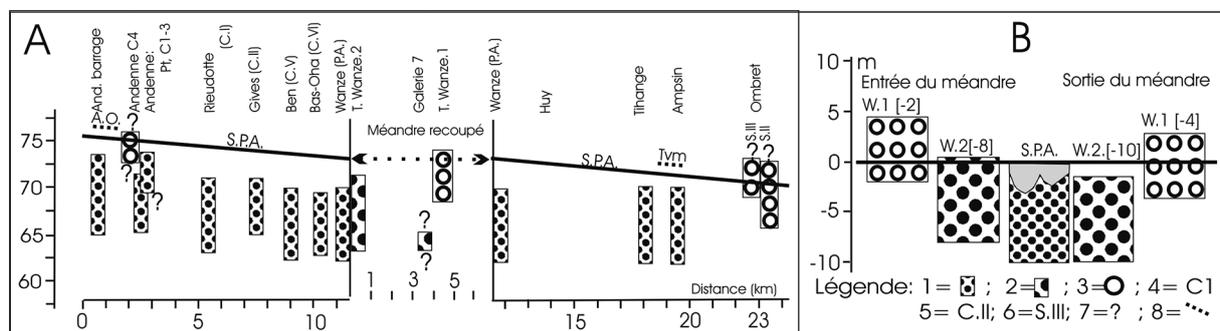


Figure 9. Relations géométriques entre les différents niveaux de cailloutis décrits entre le barrage d'Andenne et Ombret. (A), position réelle des nappes de cailloutis. (B), dénivelée des deux nappes de cailloutis de fond de vallée par rapport à la S.P.A. : A.O.= Andenne Ouest ; Tvm= Tavernes à Meuse ; W1= T. de Wanze 1, W2= T. De Wanze 2 ; entre crochets, la dénivelée en m entre la base du cailloutis et la S.P.A., d'une part à l'aval du point de recouplement (à droite) et d'autre part à l'amont (à gauche). Légende : 1, cailloutis de la plaine alluviale ; 2, cailloutis de la T. De Wanze 2 ; 3, cailloutis de la T. de Wanze 1 ; 4, cailloutis des chantiers de la ville d'Andenne ; 5, cailloutis des forages carottés d'après Haddouchi (1987) ; 6, forages carottés à Ombret d'après Monjoie (1968) ; 7, base non atteinte ou cailloutis tronqué ; 8, replats au-dessus du plus haut niveau de crue.

mesures sur les alluvions fossilisées conduit nécessairement à ne pas aborder le problème des raccords géométriques, tant la dispersion des valeurs est grande. Par contre, si l'on prend en considération une épaisseur moyenne estimée de 10 m pour les dépôts alluviaux d'un niveau donné, des raccords peuvent être tentés (Fig. 9A) et un modèle simplifié peut être construit (Fig. 9B).

1. La dernière plaine alluviale fossilisée de Leumont, ou T. de Wanze 2

Nous avons montré plus haut qu'à la sortie du méandre, on ne mesure aucun encaissement de la Meuse depuis le recoupement. En adoptant la pente de 28,7 cm/km de la S.P.A. dans la dépression d'Andenne-Gives, pour projeter vers l'amont le cailloutis reconnu comme T. de Wanze 2 à l'entrée du méandre, on constate que celui-ci intègre l'entière des nappes de la dépression jusqu'à celles des chantiers C1, C2, C3 et du pont d'Andenne (8,5 km à l'amont-> entre 65,4 et 73,6 m d'altitude). Cette situation implique que des alluvions mosanes contemporaines de la dernière plaine alluviale dans le méandre de Leumont pourraient subsister sous la forme d'îlots indiscernables dans le microrelief de la S.P.A.

2. Les replats d'Andenne-ouest et d'Ampsin

Il existe des replats qui dominent la S.P.A. d'environ 2 m et qui échappent aux inondations ; ils pourraient correspondre à une terrasse intermédiaire entre la T. de Wanze 2 et la T. de Wanze 1, mais on ne dispose d'aucun renseignement sur leur sous-sol. On peut aussi rappeler ici que, de Seilles à Java (km.9), la plaine alluviale en rive gauche se prête mal aux observations de surface (*cf. supra*), mais qu'elle se trouve dans une position altimétrique identique.

3. La Terrasse de Wanze 1

Si l'on prolonge le cailloutis du puits du F.C. Wanze selon une pente de 28,7 cm/km : (1) vers l'aval, il arrive environ 4 m plus bas à Ombret (13 km plus loin), soit entre environ 65 et 71 m, et il intègre donc les cailloutis des sondages S.II et S.III ; (2) vers l'amont, le cailloutis arrive à Andenne (13 km plus loin) également environ 4 m plus haut, soit entre 72 et 79 m, et il englobe le cailloutis du chantier C4. Ce raccord reconstitue un tronçon de la T. de Wanze 1.

4. Succession schématique des cailloutis de fond de vallée

Pour schématiser les dénivelées des cailloutis de fond de vallée (Fig. 9B), nous leur attribuons des indices qui expriment la dénivelée représentative de leurs bases respectives par rapport à la S.P.A. Comme 2 m de dénivelée ont existé au point de recoupement, ces indices sont donc différents de 2 m entre l'entrée et la sortie du méandre.

C. Âge des cailloutis de fond de vallée et causes d'incision de la Meuse

1. Généralités

Quatre causes d'incision des rivières qui pourraient s'appliquer à la Meuse dans la région de Huy sont envisagées ici.

Transitions climatiques. Un modèle actuellement largement admis pour les rivières d'Europe du NO identifie au sein d'un cycle glaciaire-interglaciaire certaines périodes favorables à l'incision, en particulier lors de la transition tempéré-froid (par exemple, Vandenberghe, 2008). En appliquant ce modèle, on accepte que les événements de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al.*, 1993), trop brefs, n'ont provoqué d'alternances incision/aggradation que dans l'épaisseur de la plaine alluviale du moment. Seul le dernier Dryas semble avoir pu être en certains endroits l'occasion d'une incision un peu plus importante (Vandenberghe, 2003, Denis *et al.*, 2013).

Variations eustatiques du niveau des océans. Les variations eustatiques du niveau des océans n'ont pas influencé l'incision de la Meuse sur le tronçon Namur-Liège car : (1) la plate-forme continentale en Mer du Nord a une pente nettement plus faible que la Meuse de Namur à Maaseik (Fig. 10) ; (2) l'incision d'origine glacio-eustatique observée aux Pays-Bas a seulement affecté au maximum les cent derniers kilomètres du cours de la Meuse inférieure (Törnqvist *et al.*, 2000).

Soulèvement de l'Ardenne. Pour peu qu'on admette que la région de Huy-Andenne est incluse dans le périmètre du soulèvement en question, cette cause doit être partie prenante de l'interprétation car elle est avérée par l'incision de toutes les rivières ardennaises pendant le Quaternaire.

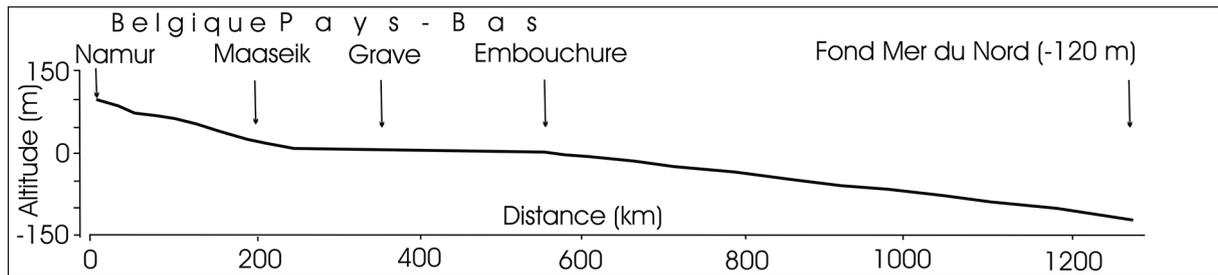


Figure 10. Pente longitudinale de la Meuse prolongée sur la plate-forme continentale de la Mer du Nord (exondée pendant les paroxysmes glaciaires).

Captures. Plusieurs captures survenues dans le bassin de la Meuse en France pendant le Quaternaire ont contribué chacune à diminuer le débit du cours d'eau notamment à travers la Belgique (Pissart *et al.*, 1997) et, de ce fait, à contribuer à ralentir sa vitesse d'incision. La dernière en date, celle de la Moselle à Toul, a été datée de 250 +/- 20 ka dans la T. de Caberg à Maastricht-Belvédère (Huxtable, 1993). Dans les modèles de Clairbois (1959), Pissart (1975) et Pissart *et al.* (1997), la base de la T. de Caberg se trouve à Huy 7 m plus haut que la S.P.A. Par contre, à Caberg, Van Kolschoten *et al.* (1993) placent la base de la terrasse de Caberg seulement 1 à 2 m plus haut que le sommet de la plaine alluviale actuelle. Dans les deux cas, sur base de ces données d'altitude relative, la T. de Caberg est donc considérée plus ancienne que la T. de Wanze 1, si bien que la capture de la Moselle n'a en principe pas pu modifier le comportement de la Meuse pendant la période qui nous occupe ici.

2. Âge des basses terrasses

Aucune datation numérique ni marqueur chronostratigraphique n'est à ce jour disponible pour soutenir les estimations d'âge qu'on peut proposer pour le recoupement du méandre de Leumont et les basses terrasses de Wanze. Les seuls points d'ancrage à partir desquels on peut essayer de reconstituer une chronologie incluant ces deux éléments sont d'un côté la plaine alluviale holocène de la Meuse à Huy, de l'autre les âges de terrasses plus élevées à Romont (Eben-Emael) et Maastricht-Belvédère. Ces dernières informations étant plus distantes de Wanze sur les plans non seulement temporel mais également spatial (Eben-Emael et Maastricht se trouvant à plus de 55 km en aval de Wanze), nous préférons propager les inférences chronologiques à partir du fond de vallée actuel.

Remontant donc le temps, une première discontinuité dans l'évolution verticale locale de la Meuse

est marquée par la nappe caillouteuse décrite par Haddouchi (1987) et située ~1,5 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle (base et sommet pareillement) juste à l'entrée du méandre abandonné de Leumont. Cependant, vers l'amont, on ne retrouve aucune trace de ce niveau qui se fond rapidement avec la plaine alluviale. On ne le retrouve pas plus à l'aval du point de recoupement du méandre, les effets du recoupement semblant avoir été limités à un possible affouillement du fond du chenal sur peu de distance au pied de la discontinuité créée dans le profil en long. Ce niveau tout à fait local, appelé T. de Wanze 2, correspond donc seulement à la dernière plaine alluviale dans le méandre de Leumont avant recoupement. Le dater revient à estimer le moment du recoupement du méandre, pour lequel les seules observations disponibles ont trait aux caractéristiques du remplissage du méandre abandonné. En l'absence de données téphrostratigraphiques et minéralogiques dans le méandre de Leumont, on est réduit à faire des hypothèses sur le temps nécessaire à l'accumulation des ~30 m de ce remplissage par-dessus les 10 m estimés d'alluvions mosanes (Dewez, 1998). Ce remplissage, probablement essentiellement loessique (Saint-Onge, 1955 ; B. André, rapport inédit), a comblé un site qui, à l'exception de sa partie ouest traversée par la Méhaigne, constituait un piège sédimentaire efficace. On notera en outre l'importante source de loess et sables éoliens que représentait la plaine alluviale toute proche de la Meuse. Des situations comparables sont connues ailleurs. En Eifel (Allemagne), le remplissage du Dehner Maar, quoique celui-ci soit ouvert et drainé vers le NO, totalise 32 m de loess, pour l'essentiel accumulés par une suite de fortes tempêtes de poussière (*dust events*) sur une période qu'une excellente corrélation avec la chronologie GICC05 établie sur la carotte de glace NGRIP au Groenland (Rasmussen *et al.*, 2014) place entre ~38 et ~15 ka (Dietrich et Sirocko, 2011). À Nussloch, un site de

plateau sous le vent de la plaine alluviale du Rhin près de Heidelberg a enregistré le dépôt de 12 à 13 m de loess entre ~33 et ~18 ka, avec des taux d'accumulation de 1,0 à 1,2 mm/an pendant près de 10 ka (Antoine *et al.*, 2009). À Schwalbenberg II, site protégé au pied du versant ouest de la vallée du Rhin au débouché de la vallée de l'Ahr, 10 m de loess se sont déposés entre ~39 et ~19 ka (Frechen et Schirmer, 2011). Une synthèse des taux d'accumulation de loess en Europe (Frechen *et al.*, 2003) confirme qu'en Europe de l'ouest, des taux de 1 à 2 mm/an ne sont pas rares sur la période de 28 à 13 ka, y compris dans le site hennuyer d'Harmignies pour lequel Frechen *et al.* (2003) donnent des taux de 1 à 2 mm/an sur la période 28-18 ka. Si on fait la part (non déterminée) des dépôts de pente qui ont également abouti dans le méandre abandonné (il est par exemple très vraisemblable que les sables brun-orangé recoupsés sur 7 m dans le sondage EJFEW soient des sables oligocènes piégés dans les calcaires viséens karstifiés de la crête de Falise (Fig. 1) et soutirés lorsque le karst a été ouvert latéralement par le creusement du méandre), il semble par comparaison que les conditions favorables du méandre de Leumont aient pu permettre le remblaiement observé en une période de l'ordre de 30-40 ka, soit entre 15 et 45-55 ka, couvrant le SIM2 et une partie plus ou moins importante du SIM3 (pour lequel des taux élevés d'accumulation de loess ont également été enregistrés, voir par exemple Frechen et Schirmer, 2011). Dans ce cas, le recoupement du méandre aurait donc eu lieu aux alentours de 50 ka, avec pour principale implication que la rivière parcourait le méandre au niveau de la T. de Wanze 2 avant cette date.

Continuant à remonter le temps, la question suivante est alors : depuis quand la rivière était-elle active à ce niveau ? Pour répondre à cette question, on n'a à ce jour guère d'autre possibilité que de se référer au modèle de réponse des rivières aux oscillations glaciaire-interglaciaire dans nos régions (par exemple, Cordier *et al.*, 2006 ; Vandenberghe, 2008). Ce modèle, supporté par des observations dans de nombreuses vallées (par exemple, Cordier *et al.*, 2006, 2014 ; Antoine *et al.*, 2007), place les phases d'incision verticale du substratum lors des transitions tempéré-froid, soit à l'entrée des périodes glaciaires, ce qui suggérerait que la Meuse s'est installée à hauteur de la T. locale de Wanze 2 dans le méandre (et de la plaine alluviale actuelle en dehors de celui-ci) au début du Weichsel, au terme

d'une phase d'incision que les courbes du d¹⁸O des carottes de glace du Groenland (Rasmussen *et al.*, 2014) suggèrent de placer entre 80 et 70 ka. De la même manière, le niveau de la T. de Wanze 1, s'il est bien immédiatement antérieur à celui de la T. de Wanze 2 comme l'indiquent les observations actuellement disponibles, aurait été atteint par la Meuse au début du SIM6 (~190 ka) et aurait fonctionné comme plaine alluviale depuis cette période jusqu'au moment de son incision vers 80-70 ka (Fig. 11). Climatiquement cohérent, ce positionnement chronologique est aussi en accord avec les données des minéraux denses qui montrent que le cailloutis du chantier C4 à Andenne, appartenant à la T. de Wanze 1, est dépourvu à la fois de trace du téphra de Rocourt et de minéraux issus du bassin de la Haute Moselle, détourné vers le bassin du Rhin depuis au moins 250+/-20 ka (Huxtable, 1993 ; Losson et Quinif, 2001).

3. Taux d'incision et soulèvement régional

Combinées aux altitudes relatives des niveaux successifs, ces estimations d'âge permettent d'évaluer le taux moyen d'incision de la Meuse pour la période courant depuis le début du développement de la paléoplain alluviale identifiée actuellement comme la T. de Wanze 1. La portion concernée de chronologie d'incision de la Meuse commence donc vers 190 ka. À ce moment, au terme d'une phase d'incision, le profil se stabilise et un régime d'aggradation prévaut jusqu'à l'épisode d'incision suivant qui, vers 80-70 ka, mènera à la formation de la T. de Wanze 2 – plaine alluviale actuelle. Le soulèvement régional de fond se poursuit néanmoins pendant cette période d'aggradation et, lorsque le fleuve redevient capable d'érosion verticale active vers 80 ka, celle-ci va accommoder la quantité de soulèvement accumulée depuis la précédente phase d'incision, soit sur $190 - [80-70] = 110$ à 120 ka. La différence d'altitude entre les bases de la T. de Wanze 1 et de la T. de Wanze 2 – plaine alluviale actuelle est de l'ordre de 6 à 8 m (Andenne: [<73] – 65,5 ; Wanze: 68,5 – [~ 62] ; Ombret: 65,8 – [~ 58] m). On obtient donc un taux d'incision moyen de l'ordre de 0,05-0,07 mm/a auquel, sous l'hypothèse d'équilibre dynamique entre soulèvement et incision à l'échelle du cycle glaciaire-interglaciaire, on peut assimiler le taux de soulèvement responsable de l'incision. Notons cependant qu'au moment où la Meuse érodait effectivement son lit, sa vitesse d'incision «instantanée» était d'environ un ordre de

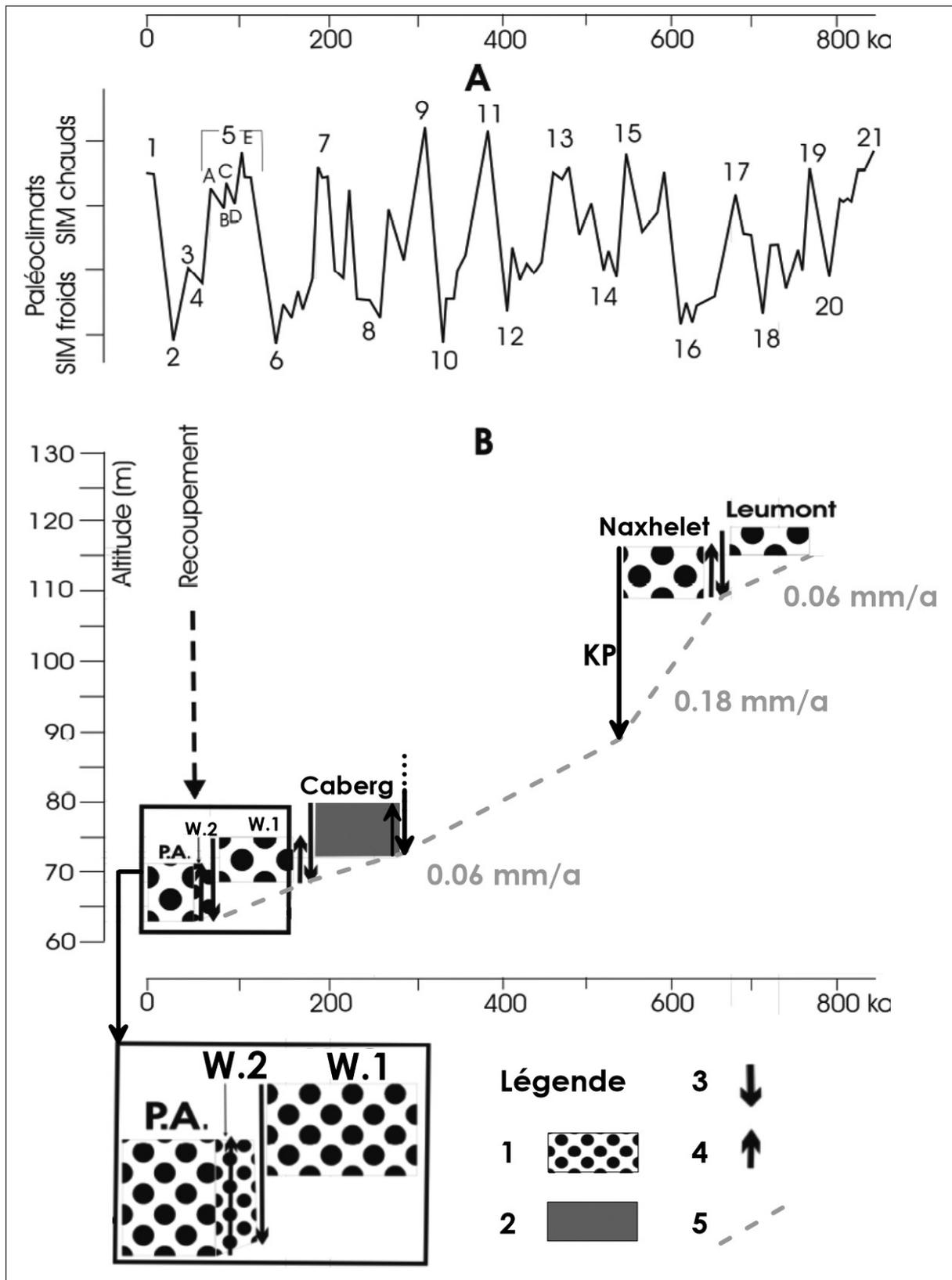


Figure 11. Position stratigraphique à Wanze/Huy des terrasses de fond de vallée et d'autres niveaux plus élevés pris en considération dans la présente discussion. (A), courbe des Stades Isotopiques Marins (SIM) pour les 800 derniers milliers d'années y compris leur numérotation formelle (Waelbroek *et al.*, 2002). (B), les cailloutis des différents lambeaux observés dans la région de Huy sont représentés conformément aux altitudes respectives de leurs bases et sommets : *plaine alluviale actuelle* : base à -63 m, et sommet à -71 m ; *T. de Wanze.2*: (a) à l'entrée du méandre, pour le cailloutis, base à -65 m (Fig. 9 : W.2[-8]*) et sommet à -73 m ; (b) à la sortie, cf ci-avant plaine alluviale actuelle (Fig. 9 : W.2[-10]) ; *T. de Wanze.1* : dans le site de référence, base à 68,5 m et sommet à 75 m, d'où à Wanze (Fig. 9 : W.1[-2] et W.1[-4] vs méandre) ; *T. de Caberg*: : non identifiée dans la région de Huy - position estimée à Caberg relativement au sommet de la plaine alluviale: base 1 m plus haut, sommet 10 m plus haut ; *T. de Naxhelet*: base à 109 m et sommet à ~116 m (Juvigné *et al.*, 2013a) ; *Leumont*: base à 115 m (Stainier, 1926), sommet inconnu (tronqué par l'érosion du sommet du pépin du méandre recoupé). L'âge de 725 ± 120 ka mesuré à Romont (Rixhon *et al.*, 2011) pour l'équivalent de Leumont permet de placer l'activité de la Meuse à hauteur de ce niveau soit durant les SIM 20+19, soit les SIM 18+17. Cette seconde solution est la plus en accord avec l'ensemble des données existantes et a été retenue ici. Elle conditionne également l'âge de Naxhelet. Légende : 1= nappes de cailloutis ; 2= position extrapolée depuis Caberg de la T. de Caberg ; 3= incision ; 4= aggradation ; 5= évolution des taux de soulèvement régional; KP= knickpoint (passage de la vague d'érosion vers 600 ka, voir texte).

grandeur plus élevée puisque l'encaissement de 6 à 8 m fut réalisé sur la période de seulement quelques ka pendant lesquels les conditions morphoclimatiques de la transition Eem-Weichsel permettaient à la rivière de creuser.

Ce taux d'incision moyen de 0,05-0,07 mm/a répond potentiellement à la fois à l'abaissement du niveau de base de la Meuse à la marge de la région qui se soulève, soit essentiellement la zone faillée de Feldbiss qui, au nord de Maastricht, fait la limite du soulèvement en bloc de l'Ardenne, et à l'éventuel gradient local de soulèvement de la région de Huy. Ce dernier facteur est cependant difficile à évaluer. Outre à d'éventuels faibles mouvements tectoniques locaux (Dewez, 1998), il ferait d'abord référence à la composante de basculement du soulèvement ardennais. Les données sont les suivantes. D'un côté, l'incision moyenne de la Meuse entre 190 et 80-70 ka est donc de 0,05-0,07 mm/a entre Andenne et Ombret. De l'autre, le taux de glissement moyen estimé pour la zone faillée de Feldbiss est estimé à $0,050 \pm 0,036$ mm/a depuis ~100 ka sur base d'observations paléosismologiques (Camelbeeck *et al.*, 2007) et à $0,041-0,047$ mm/a depuis ~300 ka sur base des décalages des terrasses mosanes au passage de la zone faillée (Houtgast *et al.*, 2002). Or, le rapport soulèvement du footwall/subsidence du hangingwall d'une faille normale – et donc aussi celui entre aggradation à l'aval et incision à l'amont de la faille –, quoique variable selon les circonstances, reste toujours inférieur à 1:1 (McNeill et Collier, 2004). Cela implique que la composante «réponse à l'abaissement relatif du niveau de base sur Feldbiss» de l'incision/

soulèvement estimée à Huy est au maximum de 0,025 mm/a pour la période considérée et que le solde – au minimum 0,025 à 0,045 mm/a – est à rapporter à la composante de basculement. Sachant par ailleurs que le rapport des composantes SSE-NNW et ENE-WSW du basculement à long terme de l'Ardenne est de l'ordre de 10 à 1 (Demoulin, 1995; Demoulin et Hallot, 2009), que la seconde composante peut par conséquent être négligée sans dommage, et que la distance entre Huy et l'endroit où la Meuse coupe la faille de Feldbiss est de ~34 km selon la première, on peut estimer le gradient de basculement minimal à $0,7-1,3 \cdot 10^{-9}$ /a (Fig. 12).

Enfin, on peut comparer le taux d'incision de la Meuse à Huy depuis 190 ka avec celui qu'on peut déduire pour le plus long terme de l'altitude de la terrasse dite principale. Avec une base située à 109 m à Naxhelet (Juvigné *et al.*, 2013a), le niveau dont nous parlons ici se trouve 47 m plus haut que la base de la plaine alluviale actuelle. Pour évaluer son âge, nous ne disposons cependant que d'une information indirecte, à savoir l'âge CRN de 725 ± 120 ka de la terrasse de Romont à Eben-Emael (Rixhon *et al.*, 2011). Plutôt que de tracer des profils de terrasse aléatoires entre Eben-Emael et Huy, il est préférable de comparer leurs positions respectives sur une section transversale de la vallée. Ce faisant, la terrasse de Naxhelet semble bien représenter localement le dernier niveau de terrasse avant l'accélération brutale de l'incision qui a créé la vallée récente plus étroite typique de la Meuse et de tous ses affluents ardennais (Demoulin et Hallot, 2009). Par contre, à Eben-Emael, la terrasse de Romont est l'avant-dernière avant la charnière qui, dans la

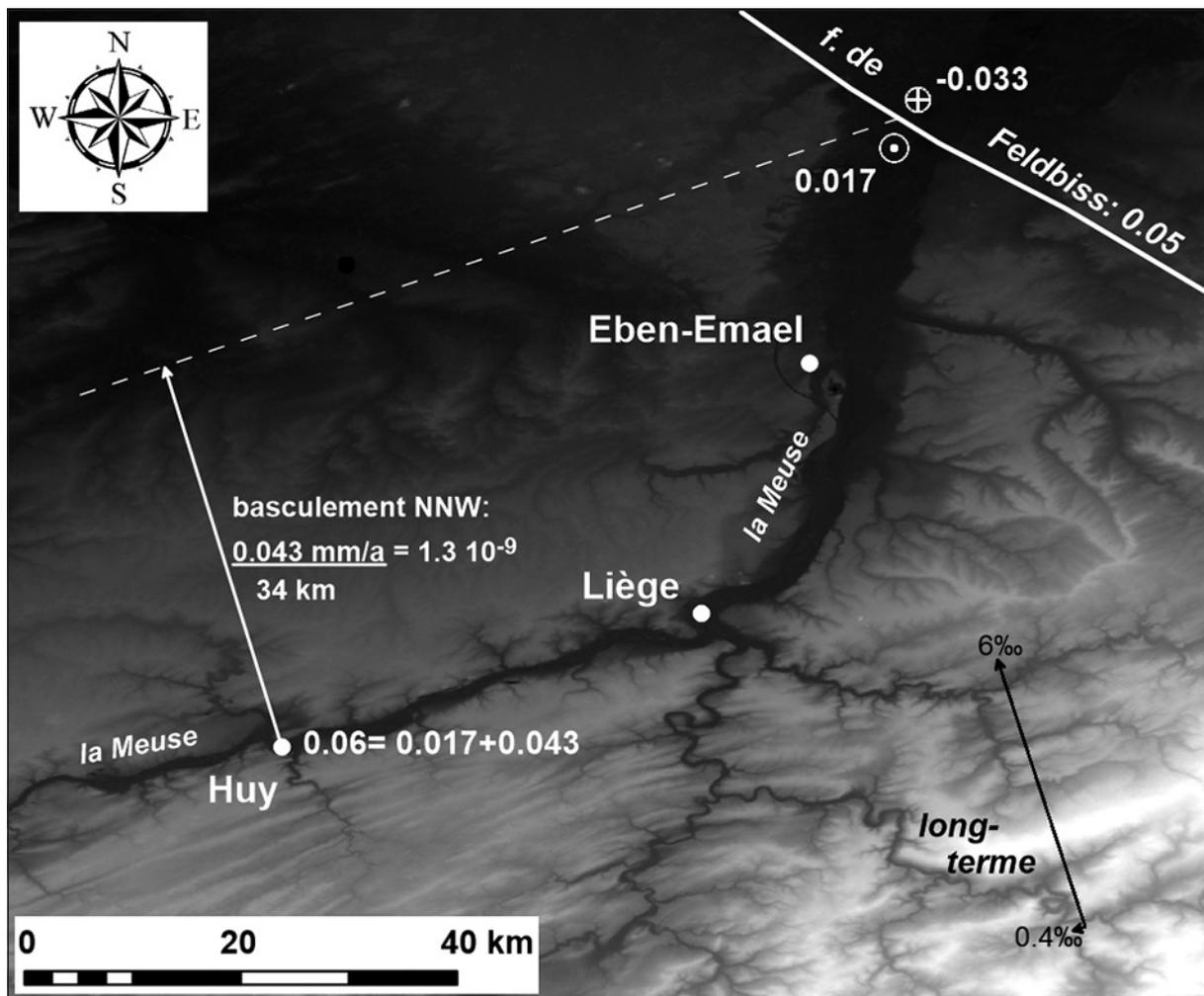


Figure 12. Composantes du soulèvement auxquelles répond l'incision de la Meuse à Huy. Les nombres sans unité expriment des taux en mm/a; ils reposent sur l'hypothèse d'un rapport soulèvement footwall/subsidence hanging-wall de 1:2 pour la faille de Feldbiss (voir texte). En noir, le rapport des composantes NNW-SSE et ENE-WSW du soulèvement à long terme de l'Ardenne (telles qu'identifiées par la déformation de la surface d'érosion pré-oligocène) indiquant que seule la composante NNW-SSE doit être prise en compte pour l'évaluation du gradient de basculement récent.

section transversale, marque le passage à la vallée récente plus étroite, ce qui fait de Naxhelet le niveau immédiatement inférieur à celui de Romont, ainsi que l'ont suggéré Juvigné *et al.* (2013a). Avec sa base à 115 m, soit 6 m plus haut que celle de Naxhelet, le cailloutis mosan couvrant le sommet de la butte centrale du méandre de Leumont pourrait quant à lui représenter la trace locale du niveau de Romont (Juvigné *et al.*, 2013a). Intégrée dans le modèle d'aggradation/incision des vallées quaternaires, l'estimation d'âge à Romont place le moment de l'abandon de cette terrasse et donc, à peu de chose près, celui du début de la formation du niveau suivant de Naxhelet, soit à la transition SIM19-18 (~760 ka), soit à celle SIM17-16 (~675

ka). Ces deux cas de figure – dont le second reproduit la chronologie établie par Boenigk et Frechen (2006) pour les terrasses équivalentes du Rhin à la sortie du Massif schisteux Rhénan – fournissent respectivement, pour le laps de temps entre le début de la formation de la terrasse de Naxhelet et celui de la plaine alluviale actuelle (~70 ka), des taux d'incision/soulèvement moyens de 0,07 et 0,08 mm/a. Si on tient compte cependant du fait que cette moyenne inclut la propagation d'une vague d'érosion sous la forme de knickpoints hauts de 15 à 20 m en réponse à l'accélération temporaire du soulèvement au début du Pléistocène moyen (Demoulin *et al.*, 2012), les taux résiduels pour la période depuis le passage de cette vague d'érosion

sont de 0,05-0,06 mm/a, identiques à ceux que la terrasse de Wanze 1 a permis de calculer entre 190 et 70 ka. Cette équivalence des taux calculés sur un seul cycle climatique (~100 ka) et sur les ~600 derniers ka suggère qu'après l'accélération temporaire de soulèvement vers 600-700 ka, la vitesse du soulèvement régional et de l'incision du fleuve a peu varié autour de 0,06 mm/a au cours du temps jusqu'à ce jour. Cette conclusion va nettement à l'encontre de la suggestion de Quinif (1999) selon laquelle la surrection du massif ardennais serait quasiment arrêtée depuis plus de 400 ka. Elle est par contre conforme au modèle de Van den Berg (1994).

D. Tentative de raccord avec les modèles existants

Des tentatives ont été effectuées pour intégrer les présents résultats obtenus dans la région de Huy dans les modèles de terrasses existant tant à l'amont jusqu'en France qu'à l'aval jusqu'à la région liégeoise. Au-delà des problèmes qui se posent dans le cadre d'une recherche de corrélation des basses terrasses et des cailloutis de fond de vallée à Huy avec les modèles d'autres tronçons, il nous est apparu qu'il existe dans ce domaine une problématique dont la complexité est telle que le choix a été fait de la développer dans un article séparé (Juvigné et Paulissen, en préparation).

IX. CONCLUSION

Sur la base de l'épais remblaiement périglaciaire présent dans l'amphithéâtre du méandre recoupé de Leumont et de la position de son dernier cailloutis qui se raccorde vers l'aval avec la plaine alluviale actuelle, il est suggéré que l'incision de la Meuse qui a conduit à ce dernier niveau ait eu lieu à la transition du dernier interglaciaire (Eem ou SIM-5) au début de la dernière glaciation (début du SIM-4), soit aux environs de 80-70 ka. Ceci implique que la terrasse weichselienne bien distincte de la plaine alluviale dans le Limbourg se confond progressivement avec la plaine alluviale entre Maastricht et Huy.

L'incision qui a amené la Meuse au niveau de la T. de Wanze 1 se place à la transition SIM-7/SIM-6 soit vers 190 ka. Par ailleurs, des taux d'incision assez constants de 0,05-0,07 mm/a sont déduits pour la Meuse à Huy depuis ~600 ka. Si on admet

une situation d'équilibre dynamique à long terme, la surrection régionale aurait opéré à un taux semblable sur la même période.

Une étude approfondie de l'épais remblaiement dans l'amphithéâtre du méandre développerait considérablement les connaissances relatives à l'évolution de l'environnement régional et de l'archéologie pendant le Pléistocène supérieur et peut-être même un peu avant. Enfin, les tentatives d'intégration des résultats locaux dans les modèles d'évolution du cours de la Meuse, tant vers l'aval que vers l'amont ont mis en exergue une problématique tellement complexe, qu'elle doit être résolue séparément.

Remerciements

Il nous est agréable de remercier des institutions et des personnes qui nous ont fourni des données, et notamment le Service géologique de Belgique, des Départements de la Région wallonne : Voies navigables des provinces de Namur et de Liège, ex MET à Sclessin et Société wallonne des Eaux souterraines à Liège et à Namur.

BIBLIOGRAPHIE

- Alexandre-Pyre, S. & Kupper, M. (1976). *L'évolution des rivières*. Dans A. Pissart, *Géomorphologie de la Belgique, Hommage au Professeur Macar*, p. 51-74. Université de Liège.
- Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Chaussé, C., Lautridou, J.-P., Pastre, J.-F., Auguste, P., Bahain, J.-J., Falguères, C. & Galehb, B. (2007). Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2701-2723.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H. & Zöller, L. (2009). Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2955-2973.
- Boenigk, W. & Frechen, M. (2006). The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. *Quaternary Science Reviews*, 25, 550-574.
- Bogaard v.d., P. (1995). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12,900 yr BP): Chronostratigraphic and petrological significance. *Earth Planetary Science Letters*, 133, 163-174.
- Briquet, A. (1907). La vallée de la Meuse en aval de Liège. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie*, XXI, 347-364.
- Bustamante-Santa Cruz, L. (1973). *Les minéraux lourds des alluvions sableuses du bassin de la Meuse*. Thèse de doctorat, Katholieke Universiteit te Leuven, Faculteit der Wetenschappen, 355 p., Leuven.

- Camelbeeck, T., Vanneste, K., Alexandre, P., Verbeeck, K., Petermans, T., Rosset, P., Everaerts, M., Warnant, R. & Van Camp, M. (2007). *Relevance of active faulting and seismicity studies to assessments of long-term earthquake activity and maximum magnitude in intraplate northwest Europe, between the Lower Rhine Embayment and the North Sea*. Dans Stein S. et Mazzotti S. (Eds), *Continental intraplate earthquakes: Science, hazard, and policy issues*, *Geological Society of America Special Paper* 425, pp. 193-224.
- Clairbois, A.-M. (1959). L'évolution du cours de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82, B213-233.
- Cordier, S., Harmand, D., Frechen, M. & Beiner, M. (2006). Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Paris basin and Rhenish Massif). *Quaternary Science Reviews*, 25, 1460-1474.
- Cordier, S., Frechen, M. & Harmand, D. (2014). Dating fluvial erosion: fluvial response to climate change in the Moselle catchment (France, Germany) since the Late Saalian. *Boreas*, 43, 450-468.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jousel, J. & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Demoulin, A. (1995). Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166, 573-585.
- Demoulin, A. & Hallot, E. (2009). Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). *Tectonophysics*, 474, 696-708.
- Demoulin, A., Beckers, A., Rixhon, G., Braucher, R., Bourlès, D. & Siame, L. (2012). Valley downcutting in the Ardennes (W Europe): Interplay between tectonically triggered regressive erosion and climatic cyclicity. *Netherlands Journal of Geosciences*, 91, 79-90.
- Denis, A.-C., Wastiaux, C., Petit, F., Leclercq, L., Juvigné, E., Van Campenhout, J. & Houbrechts, G. (2013). 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. *Géomorphologie*, 2, 133-152.
- Dewez, T. (1997). *Influences néotectoniques sur la géomorphologie de la région de Huy*. Mémoire de Licence inédit, Université de Liège, Département de Géographie physique. 183 p
- Dewez, T. (1998). Influences néotectoniques sur la géomorphologie de la région de Huy : le méandre de Leumont et la butte d'Ombret. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 35, 19-27.
- Dietrich, S. & Sirocko, F. (2011). The potential for dust detection by means of mXRF scanning in Eifel maar lake sediments. *Quaternary Science Journal*, 60, 90-104.
- Felder, W.M., Bosch, P.W. & Bisshops, J.H. (1989). *Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving*. Afzettingen van de Maas. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, NL.
- Fourmarier, P. (1905). Le cours de la Meuse aux environs de Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34, M219-236.
- Fourmarier, P. (1924). Les dernières ondulations du sol et les terrasses de la Meuse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, livre jubilaire, pp. 110-113.
- Frechen, M. & Schirmer, W. (2011). Luminescence chronology of the Schwalbenberg II loess in the Middle Rhine Valley. *Quaternary Science Journal*, 60, 78-89.
- Frechen, M., Oches, E. & Kohfeld, K. (2003). Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1835-1857.
- Gosset, F. (1977). *Les terrasses de la Meuse en amont et en aval de Liège*. Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire. Mémoire de Licence inédit, Liège, 239 p.
- Haddouchi, B. (1987). Etude géologique et hydrogéologique de la plaine alluviale de la Meuse en Belgique. Thèse de doctorat, Université de Liège, Département des Sciences appliquées, 267 p. et un fascicule annexe.
- Houtgast, R., Van Balen, R., Brouwer, L., Brand, G. & Brijker, J. (2002). Late Quaternary activity of the Feldbiss fault zone, Roer valley rift system, the Netherlands, based on displaced fluvial terrace fragments. *Tectonophysics*, 352, 295-315.
- Huxtable, J. (1993). Further thermoluminescence dates from burnt flints from Maastricht-Belvédère and a finalised thermoluminescence age for the unit IV Middle Palaeolithic sites. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47, 41-44.
- Juvigné, E. (1973). Datation de sédiments quaternaires à Tongrinne et à Tilff par des minéraux volcaniques. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 96, 411-412.
- Juvigné, E. (1977a). Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 100, 13-22.
- Juvigné, E. (1977b). La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laacher See (Eifel). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 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. (1995) *Méthode d'étude des formations détritiques continentales*. Notes de cours inédites.
- Juvigné, E. & Semmel, A. (1981). Un tuf volcanique

- semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31, 83-90.
- Juvigné, E. & Renard, F. (1992). Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115, 167-186.
- Juvigné, E., Dimodica, K., Houbrechts, G. & Pirson, S. (2013a). La pente longitudinale de la terrasse principale de la Meuse revisitée de Seilles à Huy (Belgique). *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 61, 69-80.
- Juvigné, E., Pouclet, A., Haesaerts, P., Bosquet, D. & Pirson, S. (2013b). Le Téphra de Rocourt dans le site paléolithique moyen de Remicourt (Province de Liège, Belgique). *Quaternaire*, 24(3), 279-291.
- Losson, B. & Quinif, Y. (2001). La capture de la Moselle: nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. *Karstologia*, 37, 29-40.
- Macar, P. (1938). Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 61, B187-217.
- Macar, P. & Meunier, J. (1955). La composition lithologique de la « Traînée mosane » et ses variations. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 78, B.63-87.
- McNeill, L. & Collier, R. (2004). Uplift and slip rates of the eastern Eliko fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. *Journal of the Geological Society*, 161, 81-92.
- Michot, P. (1932). La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Dave et le Samson. *Annales de la Société géologique de Belgique*, LV, B129-144.
- Monjoie, A. (1968). La plaine alluviale et les basses terrasses de la Meuse à Tihange et Hermalle-sous-Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 61, B23-33.
- Mouchamps, L. (1933). Les terrasses de la Meuse et de la Sambre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82, B213-233.
- Paulissen, E. (1973). *De Morfologie en de kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg*. Verhandeligen van de Koninklijke Vlaamse Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België, klasse der Wetenschappen, jg. 35, n° 127, Brussel.
- Perpinien, G. (1998). *Dynamique fluviale de la Meuse*. Mémoire de Licence, Université de Liège, Laboratoire de Géographie physique, 128 p.
- Pissart, A. (1975). *La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements*. Dans L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale, Centenaire de la Société géologique de Belgique, 1974, 105-131.
- Pissart, A., Harmand, D. & Leendert, K. (1997). L'évolution du cours de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène: corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géographie physique et Quaternaire*, 51, 267-284.
- Pouclet, A. & Juvigné, E. (2009). The Eltville tephra, a late Pleistocene widespread tephra layer in Germany, Belgium and The Netherlands; symptomatic compositions of the minerals. *Geologica Belgica*, 12(1-2), 93-103.
- Quinif, Y. (1999). Karst et évolution des rivières: le cas de l'Ardenne. *Geodynamica Acta*, 12, 267-277.
- Rasmussen, S. & 23 coauteurs (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14-28.
- 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.
- Saint-Onge, D. (1955). *Etude géomorphologique des environs de Huy*. Mémoire inédit. Université de Louvain, 76 p.
- Stainier, X. (1894). Le cours de la Meuse depuis l'ère tertiaire. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, VIII, M 83-101.
- Stainier, X. (1926). Histoire de la Meuse quaternaire dans les environs de Huy. *Annales de la Société scientifique de Bruxelles*, 46, 272-285.
- Törnqvist, T., Wallinga, J., Murray, A., de Wolf, H., Cleveringa, P. & de Gans, W. (2000). Response of the Rhine-Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles: a first assessment. *Global and Planetary Change*, 27, 89-111.
- Toussaint, M. & Bonjean, D. (2014). The Scladina I-4A Juvenile Neandertal (Andenne, Belgium), Palaeoanthropology and context. ERAUL 134. 464 p.
- Van den Berg, M. (1994). Neotectonics of the Roer Valley rift system. Style and rate of crustal deformation inferred from syntectonic sedimentation. *Geologie en Mijnbouw*, 73, 143-156.
- Vandenbergh, J. (2003). Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2053-2060.
- Vandenbergh, J. (2008). The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. *Geomorphology*, 98, 275-284.
- Van Kolfshoten, T., Roebroeks, W. & Vandenbergh, J. (1993). The Middle and Late Pleistocene sedimentary and climatic sequence at Maastricht-Belvédère: the type locality of the Belvédère Interglacial. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47, 81-91.
- Waelbroek, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. & Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foramin-

ifera isotopic records, *Quaternary Science Reviews*,
21, 295-305.

Cartes topographiques de la Belgique à l'échelle du
1/20.000. Planchettes : Andenne (48/1), Couthuin (48/2),
Huy (45/3). Levé et nivelé en 1867, Institut cartogra-
phique militaire.

Coordonnées des auteurs :

Etienne JUVIGNÉ,
Université de Liège, Département de Géographie,
Sart-Tilman, Bât.11, B-4000 Liège
ejuvigne@skynet.be

Alain DEMOULIN,
FRS-FNRS,
Université de Liège, Département de Géographie,
Sart-Tilman, Bât.11, B-4000 Liège
ademoulin@ulg.ac.be

Geoffrey HOUBRECHTS,
Université de Liège, Département de Géographie,
Sart-Tilman, Bât.11, B-4000 Liège
G.Houbrechts@ulg.ac.be

Etienne PAULISSEN,
KULeuven.
Division de Géographie et de Tourisme,
Celestijnenlaan 200E, 3001 Heverlee
Etienne.Paulissen@ees.kuleuven.be