

Changements sédimentologiques dans les hautes terrasses de la Meuse à l'amont immédiat de Liège (Belgique)

Étienne JUVIGNÉ, Geoffrey HOUBRECHTS, Jean VAN CAMPENHOUT et Luc WILLEMS
ULiège, Département de Géographie, Quartier Village 4, Bâtiment 11 ; 4031 Liège,
Belgique

Auteur correspondant : ejuvigne@skynet.be

Manuscrit reçu le 17 juillet 2023 et accepté le 11 septembre 2023

Article publié selon les termes et les conditions de la licence

Creative Commons CC-BY 4.0

Résumé

À l'amont immédiat de Liège, l'étude sédimentologique d'une succession de hautes terrasses de la Meuse a conduit à confirmer des étapes de l'évolution du bassin. Les plus hautes terrasses ont été développées par la Meuse qui prenait sa source sur le flanc nord du Massif de Rocroi (Meuse de Dinant). Le cailloutis de plateau (Fontaine à 200 m) plus fin que tous les suivants est rapporté au rivage de la mer chattienne en régression. Au cours de l'incision jusqu'à 170 m, la rivière a surtout remanié le cailloutis sublittoral précité en y ajoutant des éléments un peu plus grossiers. Le cailloutis de la terrasse suivante (Chokier-Haut à 165 m) est fondamentalement différent ; il comporte une composante nouvelle originaire des massifs de roches métamorphiques de Haute Belgique qui devrait répondre à la capture de la Semois.

Mots-clefs : Belgique, Meuse, Semois, terrasses, sédimentologie, captures, Oligocène, Quaternaire.

Abstract

Immediately upstream of Liège, the sedimentological study of a succession of high terraces of the Meuse has led to confirm stages in the evolution of the basin. The highest terraces were developed by the Meuse which had its source on the northern flank of the Massif de Rocroi. The plateau gravel (Fontaine at 200 m) finer than all the following is linked to the shore of the Chattian sea in regression. During the incision to 170 m, the river mainly reworked the aforementioned sublittoral gravel by adding slightly coarser elements. The gravel on the next terrace (Chokier-Haut at 165 m) is fundamentally different; it includes a new component originating from the metamorphic rock massifs of High Belgium which should respond to the capture of the Semois.

Keywords: Belgium, Meuse, Semois, terraces, sedimentology, captures, Oligocene, Quaternary

1. Introduction

En matière de terrasses mosanes, le modèle qui fait autorité est celui de Pissart *et al.* (1997). Il intègre pour la Meuse à travers la Belgique des travaux qui ont été réalisés par la seule méthode du raccord de proche en proche de la base de lambeaux de terrasses (Pissart, 1961 ; Clairbois, 1959 ; Juvigné et Renard, 1992). Des travaux postérieurs traitant de la sédimentologie des mêmes dépôts mosans ont mis en évidence, des incompatibilités avec les corrélations existantes (Juvigné *et al.*, 2020a, 2020b, 2021a, 2021b, 2022a, 2022b). Le présent travail s'inscrit dans la continuité de ce courant.

Un « changement pétrographique » a été identifié par Stainier (1894) dans la série de cailloutis mosans de Hesbaye entre Lustin (lez Namur) et Engis (lez Liège) ; il s'étale sur une dénivelée de plusieurs dizaines de mètres. La Carte géologique de Belgique a repris cette distinction sous les définitions suivantes : « Amas et traînées de cailloux blancs à allures ravinantes et fluviales » (Oligocène final continental ; label Onx) et « Cailloux ardennais et cailloux de silex des flancs supérieurs des grandes vallées. » (Quaternaire, label q2m). Ce n'est que plus d'un siècle plus tard qu'on s'est interrogé sur la façon lente ou abrupte dont le changement s'est opéré, et en corollaire, sur sa signification. Juvigné *et al.* (2020a, 2020b) ont revisité le travail de Stainier (*op. cit.*) en concluant à sa pertinence et à la transition abrupte du « changement pétrographique » évoqué. Ces auteurs l'ont ainsi attribué à la capture de la Semois, acquise par l'érosion régressive d'une Meuse primitive qui prenait sa source sur le flanc nord du Massif de Rocroi (Meuse de Dinant). L'objectif majeur du présent travail est de vérifier la reproductibilité du résultat à l'amont immédiat de la confluence de l'Ourthe à Liège. Cette recherche a été effectuée uniquement sur le versant gauche, car des travaux récents ont montré que le basculement néogène du flanc nord-ouest de l'Ardenne pourrait être la cause du diachronisme de lambeaux de terrasses de même altitude sur les deux flancs de la vallée (Juvigné *et al.*, 2021a, 2021b).

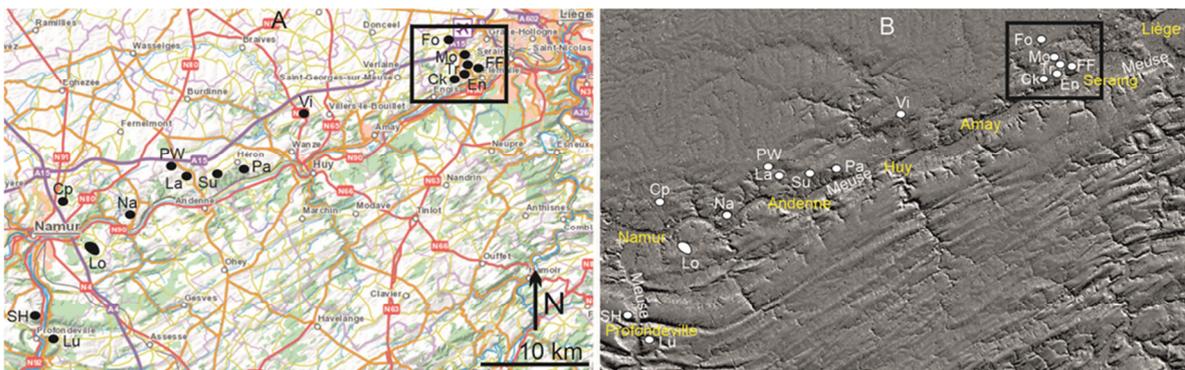


Figure 1 : Localisation des sites étudiés ou invoqués : (A) sur un extrait de la carte topographique de Wallonie (Géoportail de Wallonie : WalOnMap) ; (B) sur un extrait de la carte Lidar (Géoportail de Wallonie : WalOnMap). Abréviations : Fo= Fontaine ; Cp= Champion ; Ck= Chokier ; En= Envol ; FF= Fort de Flémalle ; La =Landenne ; Lo= Loyers ; Lu= Lustin ; Mo= Mons-lez-Liège ; Na= Namèche ; Pa= Paradis/Couthuin ; SH= Saint Héribert ; Su= Surlomez ; Tr= Trixhes ; Vi= Vinalmont. Le cadre noir localise la zone étudiée représentée en détails sur la figure 2.

2. Généralités

2.1 Vocabulaire et abréviations

Meuse de Dinant et Moselle-Meuse lorraine. La Meuse de Dinant est le cours d'eau qui prenait sa source sur le flanc nord du Massif de Rocroi et ne recevait donc pas encore la Moselle-Meuse lorraine. Cette dernière était un cours d'eau constitué par la Moselle supérieure qui à Toul empruntait le Val de l'Âne et recevait à Pagny-sur-Meuse un petit affluent en provenance du plateau de Langres, une autre Meuse primitive. À partir de Sedan le tracé de cette Moselle-Meuse lorraine a fait l'objet de discussions esquissées plus loin.

Lambeau de terrasse et terrasse fluviale. Le concept de terrasse *sensu stricto* se rapporte à des dépôts fluviaux présentant une morphologie subhorizontale, et situés plus haut que la plaine inondable. La rivière s'étant ensuite encaissée et l'érosion des affluents ayant fait son œuvre, il ne reste d'une terrasse que des lambeaux épars. Dans la pratique, le terme *terrasse* a souvent été utilisé pour désigner un seul lambeau. Pour notre part, nous avons choisi de respecter la distinction entre terrasse et lambeau, et pour simplifier l'écriture, 'l_{tf}' sera lu *lambeau de terrasse fluviale* (au pluriel l_{xtf}), et 'T.' sera lu *terrasse fluviale*. Nous attribuons à chaque l_{tf}, un label explicite qui le situe : (1) géographiquement (localité et site) ; (2) en altitude (base et sommet du cailloutis). En général, une terrasse est reconstituée en intégrant plusieurs l_{xtf}, mais exceptionnellement un seul l_{tf} bien argumenté peut suffire.

Cailloutis et gravier. Le terme cailloutis doit être compris comme l'ensemble d'un dépôt fluvial qui est composé de 'blocs+ gravier+ matrice [sable+ limon+ argile]' ; le terme gravier (est ici utilisé au sens strict, soit l'ensemble des cailloux/galets compris entre 2 et 64 mm. Il s'agit ici des limites de taille correspondant à l'échelle phi ($\phi = -\log_2$ [diamètre en mm])). Toutefois, les rares *très petits blocs* (64 à 128 mm) présents dans les échantillons sont pris en considération. Le terme gravier est un substantif collectif pour lequel le singulier s'impose.

Cailloux et galets. Pour simplifier le vocabulaire relatif à la forme et au faciès des cailloux, nous réservons le terme *galet* aux éléments émoussés (dits aussi roulés), tandis que les éclats rocheux à arêtes vives sont appelés *cailloux*.

Label des cailloutis. La carte géologique de Wallonie regroupe tous les cailloutis de terrasses fluviales sous l'appellation unique d'alluvions anciennes (Ala), supprimant ainsi la distinction de deux formations nettement différentes. Pour notre part, nous continuons de faire usage des labels de la Carte géologique de Belgique (Onx et q2m, *cf. supra*), car ils présentent un intérêt évident.

2.2 Méthodes

Mesures de l'altitude des nappes de cailloutis. L'altitude des cailloutis ne requiert pas une précision supérieure au décimètre, si bien que la lecture de l'altitude du terrain faite sur les cartes du Géoportail de Wallonie (WalOnMap) suffit. Au départ de ces valeurs : (1) l'altitude du toit du cailloutis a été déterminée en décomptant l'épaisseur de l'éventuelle

couverture limoneuse traversée à la tarière ; (2) l'altitude de la base du cailloutis a fait l'objet d'un nivellement sur le terrain au départ d'un point proche d'altitude lue comme indiqué ci-dessus.

Prélèvements d'échantillons. Dans chaque site, des échantillons d'environ 10 dm³ (un seau) ont été prélevés : (1) autant que possible en affleurement ; (2) au moyen d'une pelle mécanique dans des chantiers ; (3) dans une tranchée artisanale sous l'horizon labouré (on parle alors de *subsurface*). Un seau de cailloutis livre généralement entre 4 et 5 kg de gravier. Des échantillons de matrice (100 g) ont aussi été prélevés pour la détermination des minéraux denses transparents (mdt).

Distribution granulométrique. Mode opératoire : (1) dispersion de l'échantillon dans l'eau et tamisage à 2 mm jusqu'à obtenir une récolte de cailloux propres ; (2) séchage ; (3) tamisage à sec sur une colonne de tamis par pas de $\phi/2$; (4) représentation graphique des distributions.

Détermination de la nature des cailloux. Dans l'ordre de la taille, à partir de la classe la plus grossière, celle de 8 à 16 mm est la première qui, dans les conditions de prélèvement précitées, contient suffisamment d'éléments pour soutenir la discussion des résultats. La récolte obtenue par tamisage est soumise à une attaque par HCl_{10%vol.} On extrait immédiatement les carbonates, identifiés par leur émission de CO₂, puis on laisse l'attaque se poursuivre pour débarrasser les autres éléments de la pellicule limono-argileuse et/ou ferrugineuse qui les rend difficilement déterminables. Pour chaque site, 200 à 300 éléments de 5 échantillons ont été déterminés selon la typologie suivante : (a) galets de quartz pur ; (b) galets de *quartzite et phyllade fermement identifiés* par la présence d'au moins une veine de quartz (des grès du Dévonien inférieur sont donc comptabilisés dans ce groupe) et/ou une empreinte de cristal de pyrite ; (c) galets de roches siliceuses ou argileuses sans quartz apparent et sans empreinte de pyrite ; (d) galets friables sont ceux qui en cours de détermination n'ont pas résisté à une pression des doigts, ils consistent essentiellement en grès ou schiste altérés ; (e) éclats de silex ; (f) éclats anguleux de roches du socle ; (g) éléments réagissant à HCl, calcaire et dolomie. Pour les calculs de fréquence, les trois premières catégories sont seules prises en considération pour constituer le spectre de base. Les autres éléments sont comptabilisés séparément et leur fréquence est rapportée globalement en pour-cent supplémentaire par rapport au total des trois premières catégories.

Émoussé. L'éroussé des quartz est représenté par deux indices, l'un quantifie l'arrondi du galet, l'autre son état de surface. L'indice d'arrondi est calculé par l'analyse informatique d'images mise au point par Roussillon *et al.* (2009). Que les éléments soient entiers ou qu'ils présentent des cassures aux arêtes vives ou émoussées, ils sont soumis indistinctement à l'analyse. Parmi tous les indices produits par la méthode, il a été montré que l'indice d'arrondi de Wadell (Iw) est le plus discriminant quand il s'agit de faire la distinction entre les quartz de 8 à 16 mm, selon qu'ils ont été façonnés par les rivières ou sur un estran. L'estimation de l'état de surface est basée sur le microrelief des galets : (1) les *galets marins* présentent une surface lisse (déjà reconnue arrondie) résultant du sablage permanent sur un estran ; tout éclat qui a conservé une partie d'une telle surface est comptabilisé dans les galets marins ; (2) les galets fluviaux présentent un relief et un microrelief chaotiques généralisés.

Les *minéraux denses transparents* extraits de la fraction sableuse comprise entre 75 et 425 μm ont été déterminés. La limite de 75 μm a été choisie de façon à éviter les minéraux d'origine lœssique. Par le fait même, la plupart des minéraux provenant des altérites des roches paléozoïques (texture silteuse ou argileuse) ont aussi été éliminés. Les séparations ont été exécutées dans le bromoforme en ampoule. Les cycles *agitation-décantation-récolte* sont répétés jusqu'à ne plus fournir de récolte. Les déterminations ont été réalisées au microscope en lumière transmise ; elles ne concernent donc que les seuls minéraux denses transparents (mdt). Néanmoins, la part de minéraux indéterminables (opaques et débris rocheux divers) est rapportée à des fins indicatives. Dans les terrains oligocènes à quaternaires du bassin de la Meuse, le zircon, la tourmaline et les polymorphes du TiO_2 constituent systématiquement la majorité des mdt ; ils sont ainsi considérés comme les *ubiquistes*. Dans le sable oligocène et les dépôts fluviatiles dérivés, les ubiquistes sont aussi accompagnés de disthène, staurotide, andalousite et topaze ; on constate que l'initiative de grouper ces derniers minéraux sous l'adjectif *paramétamorphiques* s'est pérennisé (ex. : Bourguignon, 1954 ; Demoulin, 1987 ; Juvigné et Houbrechts, 2020).

3. Le transect depuis Fontaine jusqu'à Flémalle-Haute

3.1 État des connaissances

Selon la Carte géologique de Belgique, la nappe de cailloutis Onx s'étend entre autres depuis le plateau de Fontaine à 200 m d'altitude (carrière en bout de piste de Liège Airport) jusqu'à un replat situé à Flémalle-Haute à 172 m (Fig. 2). L'ensemble est placé dans l'Oligocène final. Lors de la révision de la légende de cette même carte en 1929, il a été déplacé dans le Pliocène. Sur les hauteurs de Chokier se trouve un replat à 165 m sur lequel la présence de cailloutis q2m est rapportée.

Clairbois (1957 p. 138) écrit à propos des dépôts Onx de Hesbaye liégeoise qu'ils peuvent être répartis en deux groupes : « le premier se situerait entre 190 et 200 m. environ et le second entre 180 et 185 mètres ». Macar (1974) reprendra cette distinction sous la forme de deux terrasses : T. de l'Aéroport (b195- s200 ; carrière de Fontaine) et T. de Mons-Crotteux (b183 ; s187 ; carrière de l'Arbre-Sant-Michel à Mons-lez-Liège). Clairbois prend aussi en considération le replat de Chokier-Haut (165 m) dont elle estime l'altitude de la base du cailloutis q2m à 162 m sur socle gréseux.

En conséquence, le changement pétrographique recherché se situe donc entre 165 et 183 m le long du transect choisi. La double question est donc de savoir s'il existe sur le versant un ltf q2m supérieur à celui de Chokier-Haut, ou si les cailloutis Onx peuvent être divisés en terrasses dans la dénivelée comprise entre les lxtf de Mons et de Chokier-Haut (Fig. 2). Pour répondre à cette question, des replats portant des nappes de cailloutis ont été identifiés dans cette dénivelée ; ils sont groupés en cinq niveaux de terrasses. Dix échantillons ont été prélevés dans chaque niveau.

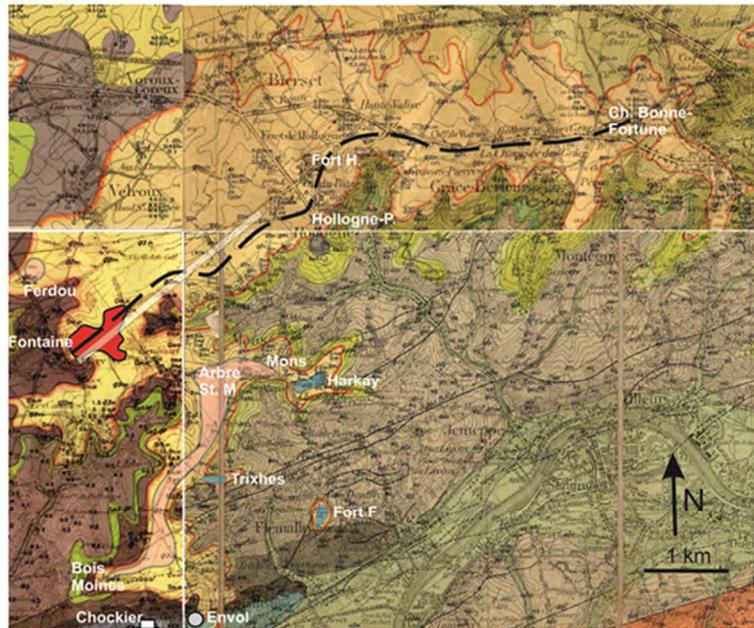


Figure 2 : Localisation des lxtf étudiés dans l'ordre d'altitude décroissante (voir la localisation de cette carte sur la figure 1) : cailloutis de plateau de l'ancienne sablière de Fontaine (N.B. Ce village a disparu pour faire place à la piste de l'aéroport) ; ltf de Mons (lez-Liège) continu depuis Bois des Moines (Engis) jusqu'au village de Mons ; trois ltf situés une dizaine de mètres plus bas que le ltf de Mons, à Trixhes (Flémalle-Haute), au Fort de Flémalle et rue Harkay à Mons ; ltf d'Envol (butte en inversion de relief) ; ltf de Chokier-Haut. N.B. Il existe : un petit ltf isolé à Hologne-aux-Pierres dont l'appartenance ne peut être précisée entre les deux niveaux précités ; un cailloutis entre 180 et 182 m à Ferdou, rue de la Siroperie (nord de Fontaine) qui devrait être un dépôt de pente provenant du plateau de Fontaine. (Fond de carte, extrait de la Carte géologique de Belgique). Le trait gras interrompu correspond à la ligne de partage des eaux entre la Meuse et le Geer.

3.2 Le cailloutis du plateau de Fontaine

Il s'agit du cailloutis Onx le plus élevé (entre 195 et 200 m) de l'interfluve Meuse-Geer en Hesbaye liégeoise ; il est en inversion de relief. Dans la littérature, il a été décrit sous le nom des localités de Fontaine ou de Rondpéry. Il a été remis en affleurement lors de l'élargissement de la sortie Flémalle de l'autoroute E42 et de l'extension de la piste de l'aéroport, et des échantillons ont pu y être prélevés. Il repose sur des sédiments marins oligocènes dont l'épaisseur originale est pratiquement conservée et dont l'âge chattien de la partie supérieure est attesté par la présence de fossiles caractéristiques de cette période (Leriche, in Fourmarier, 1933). Le faciès marin des galets du plateau de Hesbaye est connu depuis Stainier (1894). Macar (1945, 1947) donne à ce cailloutis le nom de Trainée mosane, et il place celle-ci à la transition plio-pléistocène. Macar et Meunier (1955) ont trouvé dans le cailloutis de Fontaine, davantage de quartzite que dans les autres cailloutis de plateau depuis Wépion jusqu'à Villers-le-Bouillet. Juvigné *et al.* (2021a et 2021b) apportent des renseignements supplémentaires d'ordres sédimentologiques et stratigraphiques sur ce même cailloutis ; ils y voient un dépôt d'estran contemporain de la régression chattienne. Cette interprétation est conforme à la première légende de la Carte

géologique de Belgique, mais en désaccord avec son déplacement dans le Pliocène (révision de la légende en 1929 ; voir plus haut). La coupe de la ligne de partage des eaux entre la Meuse et le Geer (Fig. 3) montre que le cailloutis en position primaire n'a aucun prolongement connu à l'est de Fontaine, ce qui a été expliqué par Lorieé (1919), puis Juvigné *et al.* (2021ab).

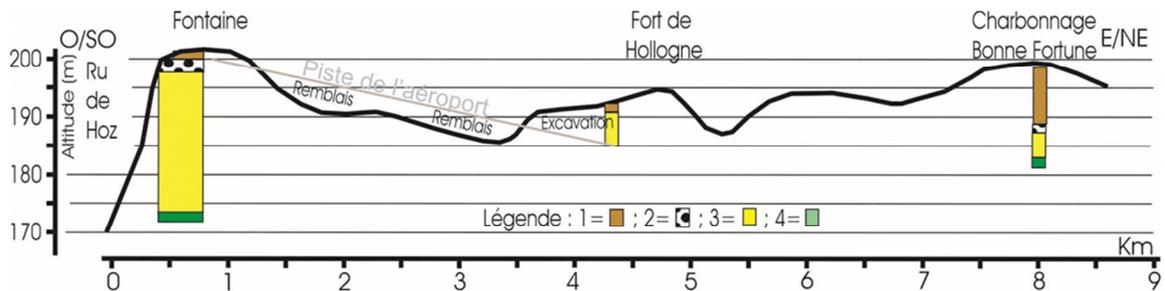


Figure 3 : Coupe le long de la ligne de partage des eaux Meuse-Geer depuis Fontaine jusqu'au charbonnage de Bonne-Fortune à Montegnée ; profil d'après la carte topographique de 1904 (Institut géographique militaire). Légende : 1 = limon (loess) ; 2 = cailloutis Onx avéré ; 3 = terrains marins oligocènes ; 4 = terrains marins crétacés.

3.2.1 Données supplémentaires

Les résultats de l'étude sédimentologique des échantillons sont illustrés par la figure 4.

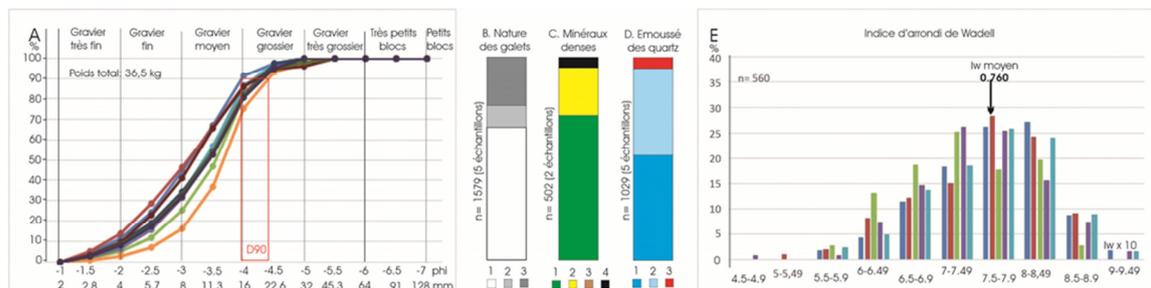


Figure 4 : (A) Distribution granulométrique du gravier du cailloutis du plateau de Fontaine. (B) Nature des galets de 8 à 16 mm. Légende : 1= quartz ; 2= quartzites avérés ; 3= autres. (C) Parts de groupes de minéraux denses transparents de la fraction comprise entre 75 et 355 µm. Légende : 1= ubiquistes ; 2= paramétamorphiques ; 3= amphiboles (ici, absentes) ; 4= autres. (D) Émoussé des quartz de 8 à 16 mm. Légende : 1= surface entièrement lisse ; 2= éclat avec une partie de la surface lisse ; 3= éclats sans trace de surface lisse. (E) Distribution et moyenne pondérée de l'indice d'arrondi de Wadell pour les quartz de 8 à 16 mm.

Granulométrie

Dans le dépôt, il existe des lentilles à dominante sableuse ; les prélèvements ont donc été opérés dans des lentilles graveleuses. Sur un total de 43,234 kg de gravier (10 échantillons), un seul galet est plus gros que 45 mm (55 mm), et seulement 0,9 % sont

supérieurs à 32 mm. Le D90 est compris entre 15,7 et 21,2 mm (moyenne pondérée : 19,2 mm) et la classe modale se situe entre 11,3 et 16 mm.

Nature des galets

La fréquence des quartz est comprise entre 71 et 81,6 % (moyenne pondérée : 78,8 %), et celle des quartzites et phyllades avérés, entre 7,1 et 22 % (m.p. : 12 %). Les autres galets siliceux non friables (autres quartzites et grès durs) interviennent de 7 à 10,9 % (m.p : 9,2 %). Les autres éléments consistent en roches friables (<1 %) et éclats de silex (+0,6 %) (5 échantillons ; n = 1625)

Forme des galets de quartz

Indice d'arrondi de Wadell. Les indices moyens se situent entre 0,754 et 0,765 (moyenne pondérée : 0,760 ; n = 560).

Émoussé. Les quartz entiers et parfaitement lisses (émoussé marin) comptent pour 41,2 à 57,5 % (moyenne pondérée : 51,7 %). Les éclats dont seulement une partie de la surface est lisse interviennent pour 38,3 à 46,9 % (moyenne pondérée : 42,1 %). Les autres quartz (6,2 %) n'ont aucune trace d'émoussé marin (n = 446).

Minéraux denses transparents

En moyenne, les ubiquistes représentent 72 % et les paramétamorphiques 22 %. Aucune amphibole n'a été trouvée parmi 502 mdt.

Tableau 1 : Association de minéraux denses transparents dans la fraction 75-355 µm des lxtf étudiés.

| Terrasse | Mdt | Zir | Tou | TiO ₂ | Sta | Dis | And | Top | Gre | Ep.g | Amp | Aut | N= | Ubi | Par |
|----------------|------|------|------|------------------|------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|------|
| Fontaine | 28,3 | 28,9 | 38,2 | 4,6 | 11,8 | 8,6 | 1,6 | 0,2 | 0,4 | 0,4 | 0 | 5,4 | 502 | 71,7 | 22,1 |
| Mons | 30,2 | 33,5 | 34,1 | 7,1 | 11,0 | 7,3 | 0,6 | 0,4 | 0,6 | 1,0 | 0 | 4,5 | 510 | 74,7 | 19,2 |
| Trixhe et Fort | 30,0 | 26,2 | 39,5 | 4,2 | 11,4 | 8,7 | 1,9 | 0,4 | 1,0 | 1,0 | 0 | 5,8 | 519 | 69,9 | 22,4 |
| Envol | 32,5 | 24,8 | 38,2 | 3,3 | 11,2 | 7,7 | 2,6 | 0,6 | 2,2 | 1,8 | 0 | 7,1 | 544 | 66,4 | 22,1 |
| Chokier-Haut | 27,9 | 24,1 | 44,7 | 6,2 | 11,2 | 5,9 | 1,7 | 1,1 | 0,1 | 0,6 | 0 | 4,4 | 834 | 75,1 | 19,8 |

Explications : Mdt= minéraux denses transparents ; Zir= zircon ; Tou= tourmaline ; TiO₂= rutile+ anatase+ brookite ; Sta= staurotide ; Dis = disthène ; And= andalousite ; Top= topaze ; Gre= grenats ; Ep.g.= groupe de l'épidote (avec zoïsite et clinozoïsite) ; Amp= amphibole ; Aut= autres ; N= nombre de minéraux considérés ; Ubi= ubiquistes (zircon+ tourmaline+ rutile) ; Par= paramétamorphiques (staurotide+ disthène+ andalousite+ topaze).

3.2.2 Résumé

Les galets du cailloutis de Fontaine trouvent leur origine première dans les massifs de roches métamorphiques de Haute Belgique puisque les quartz et quartzites en constituent la part essentiel. Toutefois, la littérature ne dit pas si ces éléments ont d'abord stationnés sur des aplanissements du socle paléozoïque ardennais avant d'effectuer leur voyage vers le plateau de Hesbaye. Le cailloutis repose sur des terrains oligocènes dont l'épaisseur originale d'une vingtaine de mètres est conservée dans le site étudié, ou peu s'en faut. Le ravinement qui les a mis en place n'était donc pratiquement pas érosif. Il devrait s'agir d'un dépôt d'estrans contemporain de la régression chattienne (Foumarier, 1933). Cette interprétation est conforme à la première légende de la Carte géologique de Belgique, mais en désaccord avec la révision de cette même légende (voir plus haut) qui en a fait un dépôt mosan pliocène. Aucune amphibole n'a été trouvée dans la fraction sableuse.

3.3 Le cailloutis du ltf de Mons-lez-Liège

Sur la Carte géologique de Belgique, ce cailloutis est repris dans la nappe Onx. Macar (1947) décrit le front de taille de la carrière de l'Arbre-Saint-Michel à Mons où l'épaisseur du cailloutis est de ~3 m et repose sur ~6 m de terrains marins oligocènes ; il place le cailloutis dans le Pliocène, conformément à la légende revisitée de la Carte géologique de Belgique. Clairbois (1957) montre que ce cailloutis appartient à une terrasse distincte du plateau de Fontaine. Le ltf de Mons est revisité par Juvigné *et al.* (2021ab) qui montrent que : (1) il s'étire sur 2,3 km depuis Bois des Moines (Engis) jusque dans le village de Mons (Fig. 5) ; (2) il présente une pente longitudinale forte (2,3 m/km) attribuée au basculement néogène du flanc nord-ouest de l'Ardenne ; (3) dans ces conditions de basculement, un petit ltf isolé sur les hauteurs de Hollogne-aux-Pierres pourrait lui être raccordé. Dans le cadre des questions posées dans le présent travail, des échantillons supplémentaires ont été prélevés.

3.3.1 Données supplémentaires

Les résultats de l'ensemble des échantillons prélevés dans ce ltf sont illustrés par la figure 5. Ils proviennent d'excavations temporaires ouvertes rue J.-L. Adam n°5, au centre sportif en retrait de la rue J.-L. Adam, un bâtiment rue de Mons-Crotteux n°1.

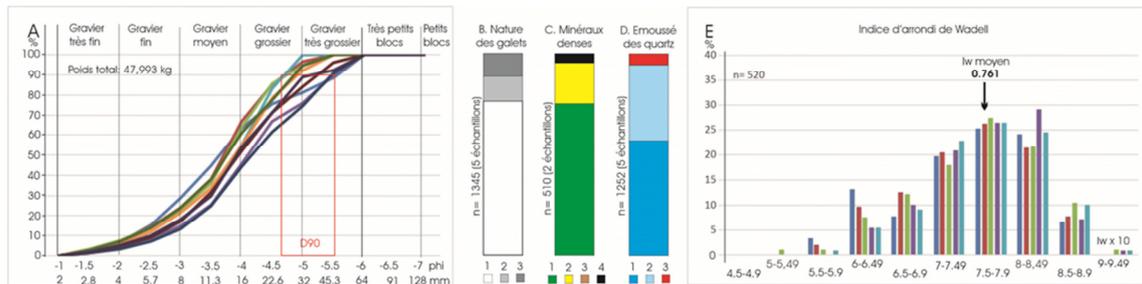


Figure 5 : (A) Distribution granulométrique du gravier du cailloutis du ltf de Mons-lez-Liège. (B) Nature des galets de 8 à 16 mm. Légende : 1= quartz ; 2= quartzites avérés ; 3= autres. (C) Parts de groupes de minéraux denses transparents de la fraction comprise entre 75 et 355 µm. Légende : 1= ubiquistes ; 2= paramétamorphiques ; 3= amphiboles (ici, absentes) ; 4= autres. (D) Émoussé des quartz de 8 à 16 mm. Légende : 1= surface entièrement lisse ; 2= éclat avec une partie de la surface lisse ; 3= éclats sans trace de surface lisse. (E) Distribution et moyenne pondérée de l'indice d'arrondi de Wadell pour les quartz de 8 à 16 mm.

Granulométrie

Sur un total de 47,993 kg de gravier, aucun galet n'est plus gros que 64 mm et seulement 10,6 % sont supérieurs à 32 mm. Le D90 est compris entre 25,9 et 47,5 mm (moyenne pondérée : 32,9 mm) et la classe modale se situe entre 11,3 et 16 mm.

Nature des galets

La fréquence des quartz est comprise entre 75,6 et 89 % (moyenne pondérée : 78,1 %), et celle des quartzites avérés, entre 3,8 et 12,1 % (m.p. : 7,2 %). Les autres galets siliceux non friables (autres quartzites et grès durs) interviennent de 7,2 à 19 % (m.p : 14,7 %). Les autres éléments consistent en roches friables (+1,7 %) et éclats de silex (+1,1 %). (5 échantillons ; n = 1667).

Forme des galets de quartz

Indice d'arrondi de Wadell. Les indices moyens se situent entre 0,751 et 0,771 (moyenne pondérée : 0,761) (n = 520).

Émoussé. Les quartz entiers et parfaitement lisses (émoussé marin) comptent pour 39,4 à 64,6 % (moyenne pondérée : 56,9 %). Les éclats dont seulement une partie de la surface est lisse, interviennent pour 29,5 à 54,4 % (moyenne pondérée : 42,1 %). Les autres quartz (5,8 %) n'ont aucune trace d'émoussé marin. (n = 1252).

Minéraux denses transparents

En moyenne, les ubiquistes représentent 75 % et les paramétamorphiques 19 %. Aucune amphibole n'a été trouvée parmi 510 mdt.

3.3.2 Résumé

Le ltf de Mons est d'une douzaine de mètres inférieur à celui de Fontaine. Il est donc incisé d'autant dans les terrains Om. Les galets consistent essentiellement en quartz, quartzites et phyllades qui sont remaniés au départ du cailloutis de plateau. La granularité est un peu plus grossière que celle du gravier de Fontaine ; cette modification correspond au passage d'un environnement d'estran à celui d'une vallée fluviale et implique probablement l'intégration d'une faible part de galets en provenance des massifs de roches métamorphiques du bassin de la Meuse de Dinant (Rocroi et Serpont, au moins). Les indices d'éroulé sont pratiquement identiques à ceux du cailloutis de Fontaine, ce qui indique que les galets sont essentiellement hérités de ceux du plateau de Hesbaye, après que le rivage oligocène se soit retiré quelque peu vers le nord et que l'incision de la Meuse ait suivi sur la retombée sud. Aucune amphibole n'a été trouvée dans la fraction sableuse.

3.4 Des replats entre 180 et 185 m

Les replats impliqués ici n'ont jamais été pris en considération dans aucun travail relatif aux terrasses de la Meuse.

3.4.1 Description des sites

À Flémalle-Haute au lieu-dit Trixhes, il existe un replat à 185 m (R185). Il est ~7 m en

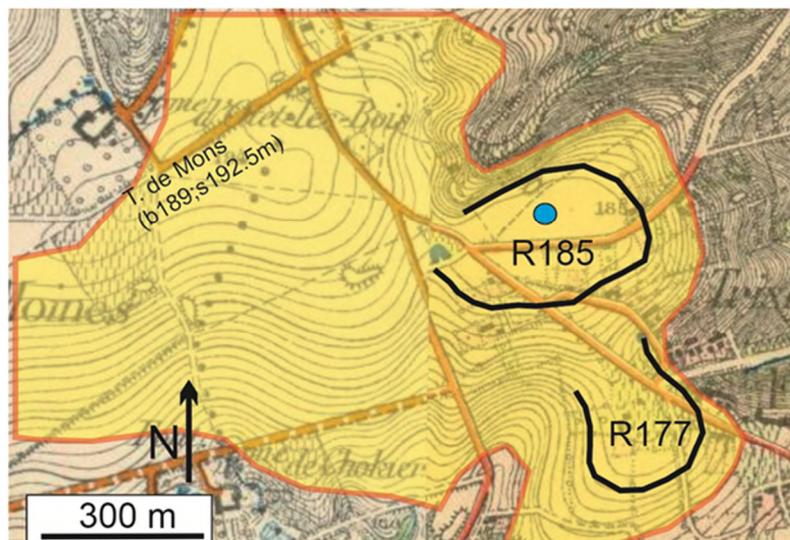


Figure 6 : Deux replats en gradins sous le niveau du ltf de Mons à Flémalle-Haute. Explication : la zone d'extension de la formation Onx (plage jaune bordée de rouge) extraite de la carte géologique de Belgique, est superposée à la carte topographique de 1904 (IGM) qui rapporte le relief naturel. Pastille bleue = lieu des prélèvements. N.B. Le replat à 177 m ne porte pas de galets.

contre-bas de la partie mitoyenne du ltf de Mons (Fig. 6). Un cailloutis y est présent sous une couverture lœssique d'épaisseur pluri-décimétrique. Nous l'appellerons ltf de Trixhes. Le site a porté des habitations unifamiliales qui ont été détruites et un nivellement a été opéré, si bien que le cailloutis a été fortement perturbé. Lors de la construction du magasin Carrefour, il a été constaté que le replat R177 ne portait pas de galets (communication orale d'un Responsable du chantier).

Le ltf du Fort de Flémalle. La seule carte topographique qui produit le relief naturel du site est celle de 1865 (*Carte du dépôt de la guerre*), elle montre que la butte culminait à 185m (Fig. 7A). À l'endroit du fort, la Carte géologique de Belgique fait état de la présence de « Onx/Cp2c/H2 » soit « Amas et traînées de cailloux... cf. supra/ argilite et grès argileux glauconifères. Smectite.../grès, psammites et schistes. Houilles variées ».

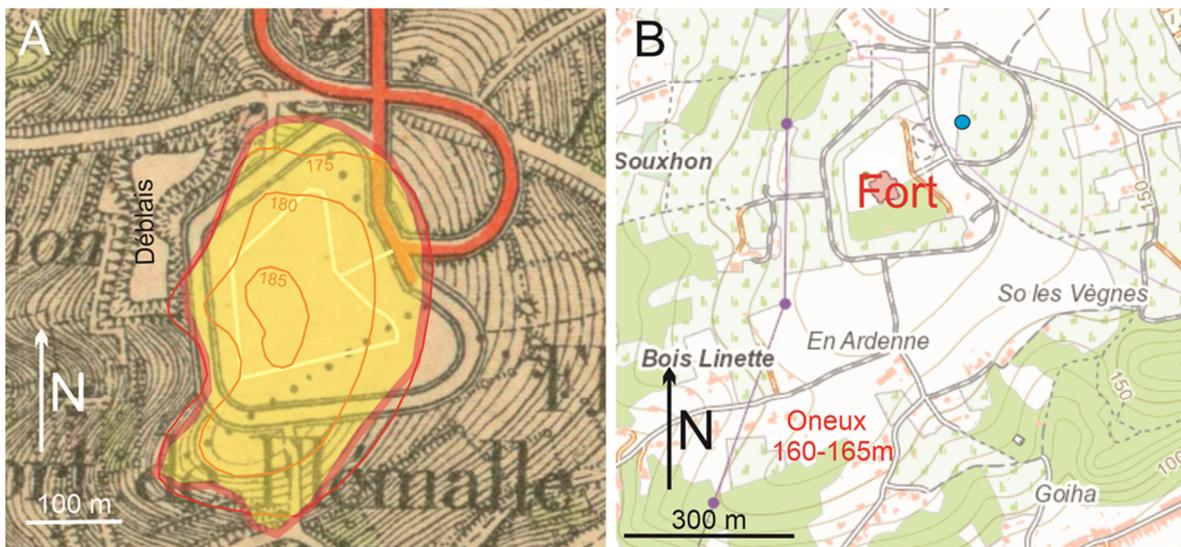


Figure 7 : (A) Reconstitution du relief naturel et de l'extension du cailloutis Onx avant la construction du Fort. Explications : fond de carte extrait de la carte topographique de l'IGM (1904) ; les isohypses ajoutées sont extraites de la Carte du Dépôt de la Guerre (1865) ; extension de la nappe de cailloutis Onx d'après la carte géologique de Belgique (plage jaune bordée de rouge). (B) Site actuel du Fort avec le lieu des prélèvements (pastille bleue) (Fond de carte : extrait de la carte topographique de Wallonie ; WalOnMap). Remarque : le replat d'Oneux (160 m ; Fig. 7b) au sud du fort, a été soupçonné d'être un ltf, mais il s'agit d'une surface d'érosion où la terre labourée ne contient que des débris grossiers du socle.

Archives du Musée de l'Armée. Le plan du Fort daté de septembre 1888, montre notamment que les terrains situés en face de l'entrée (côté est) et au sud de l'enceinte n'ont pas été perturbés en cours de construction (ni excavations, ni déblais) et le cailloutis y est d'ailleurs visible dans l'horizon Ap du sol. On notera que des perturbations inhérentes aux bombardements doivent exister. Un rapport d'étude hydrogéologique destiné à renforcer l'approvisionnement en eau du fort a été consulté (Institut Cartographique Militaire à Bruxelles, Service des Bâtiments et Constructions Militaires, Archive du Bureau de la Direction des Travaux fortificatifs, Dossier n°50 indicateur, Lettre repère C, Année 1931,

Fort de Flémalle, Travaux de renforcement [2^e entreprise]). Ce travail fait référence au rapport de l'enquête géologique (« en partie détruit ou illisible ») qui a été effectuée avant la construction du fort. L'information fait état de 1,30 m de « dépôts quaternaires, sable fortement argileux avec poches de cailloux... », mais la suite de la description est énigmatique (pas de smectite ; schiste houiller avec vieux puits retrouvés et poches de sable). Les forages originaux réalisés en 1931 sont difficilement localisables en l'absence de plan. Pour les localiser, nous avons eu recours à l'architecte en charge de la gestion actuelle du fort (V. Klingeleers). D'après la description des forages A à Z du rapport de 1932 : le gravier était présent dans la 'terre végétale' ; l'épaisseur du cailloutis sur le sommet de la butte était proche de 1 m, si bien que l'on peut placer la base à 184 m.

Nous proposons donc pour le ltf du fort, le label Flé-For[b184 ; s185]. À la périphérie du cailloutis en position primaire, les forages rapportent une épaisseur variable entre 0,75 à 2,30 m, ce qui atteste le remaniement sédimentaire par ravinement. Le cailloutis Onx étant à la même altitude sur le replat des Trixhes et sur la butte du fort, les deux sont intégrés dans une même terrasse qui est inférieure au ltf de Mons d'environ 6 m. Le prélèvement des échantillons a été réparti en parts égales (cinq) sur les deux sites.

Remarque. Un affleurement de cailloutis est visible dans le talus d'une habitation privée rue Harkay à Mons à 182-183 m ; il devrait appartenir à la T. de Trixhes.

3.4.2 Sédimentologie

Les résultats de l'ensemble des échantillons prélevés dans les lxtf de Trixhes et du Fort de Flémalle sont illustrés par la figure 8.

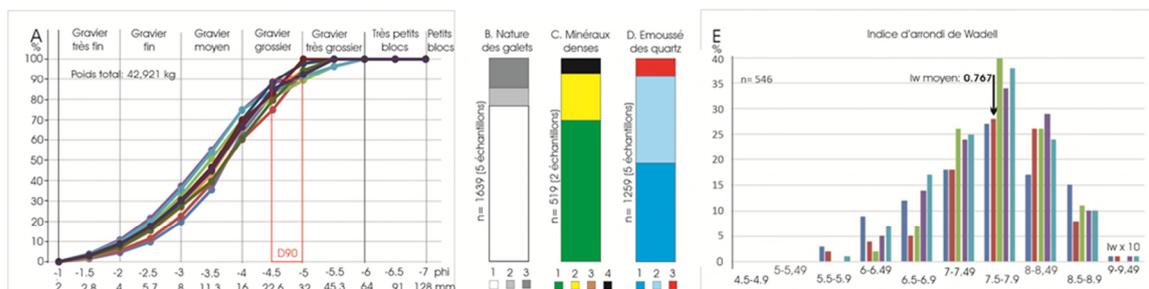


Figure 8 : (A) Distribution granulométrique du gravier du cailloutis de deux lxtf entre 180 et 185 m à Flémalle-Haute : cité des Trixhes et Fort de Flémalle. (B) Nature des galets de 8 à 16 mm. Légende : 1= quartz ; 2= quartzites avérés ; 3= autres. (C) Parts de groupes de minéraux denses transparents de la fraction comprise entre 75 et 355 µm. Légende : 1= ubiquistes ; 2= paramétamorphiques ; 3= amphiboles (ici, absentes) ; 4= autres. (D) Émoussé des quartz de 8 à 16 mm. Légende : 1= surface entièrement lisse ; 2= éclat avec une partie de la surface lisse ; 3= éclats sans trace de surface lisse. (E) Distribution et moyenne pondérée de l'indice d'arrondi de Wadell pour les quartz de 8 à 16 mm.

Granulométrie

Sur un total de 42,921 kg de gravier, aucun galet n'est plus gros que 64 mm et seulement 5,5 % sont supérieurs à 32 mm. Le D90 est compris entre 23,9 et 33 mm (moyenne pondérée : 28,1 mm) et la classe modale se situe entre 11,3 et 16 mm.

Nature des galets

La fréquence des quartz est comprise entre 72,6 et 83,3 % (moyenne pondérée : 77,9 %), et celle des quartzites avérés, entre 5,2 et 11,7 % (m.p. : 8,8 %). Les autres galets siliceux non friables (autres quartzites, et grès) comptent pour 11,4 à 17 % (m.p. : 13,2 %) de l'ensemble. Les autres éléments consistent en roches friables (+1,4 %) et éclats de silex (+4,8 %). (5 échantillons ; n = 1667).

Forme des galets de quartz

Indice d'arrondi de Wadell. Les indices moyens se situent entre 0,760 et 0,778 (moyenne pondérée : 0,767). (n = 546).

Émoussé. Les quartz entiers et parfaitement lisses (émoussé marin) comptent pour 42,3 à 61,7 % (moyenne pondérée : 48,7 %). Les éclats dont seulement une partie de la surface est lisse interviennent pour 25,8 à 43,1 % (moyenne pondérée : 36,6 %). Les autres (14,7 %) n'ont aucune trace d'émoussé marin. (n = 1259).

Minéraux denses transparents

En moyenne, les ubiquistes représentent 70 % et les paramétamorphiques 22 %. Aucune amphibole n'a été trouvée parmi 519 mdt.

3.4.3. Résumé

Les indices sédimentologiques sont pratiquement identiques à ceux du ltf de Mons, ce qui implique la continuation du remaniement des dépôts primitifs du plateau de Hesbaye, sans exclure pour autant un supplément d'apport juvénile en provenance de Haute Ardenne. Aucune amphibole n'a été trouvée dans la fraction sableuse.

3.5. Le cailloutis de la butte de l'Envol

Ce site n'a non plus jamais été pris en considération dans aucun travail relatif aux terrasses de la Meuse.

3.5.1 Description du site

Le relief naturel consistait en une butte d'une superficie de ~1 ha culminant entre 172 et 173 m (Fig. 9). La carte géologique de Belgique y rapporte la présence de cailloutis Onx.

Cette butte a été amputée et nivelée à l’altitude de 169 m lors de la construction du bâtiment A de l’établissement scolaire de l’Envol (Fig. 9). Les terrains ont été étalés à la périphérie immédiate. Il reste accessible à l’état remanié sur un talus au SO du bâtiment A où 10 échantillons ont été prélevés. Localement des débris du socle houiller sont présents dans le dépôt, ce qui atteste que la base du cailloutis en position primaire était à plus de 169 m d’altitude, nous dirons ~170 m et nous désignerons donc ce ltf par le label : Flé-Env (b170 ; s172). Ce ltf n’a jamais été pris en considération dans aucune étude de terrasses de la Meuse.

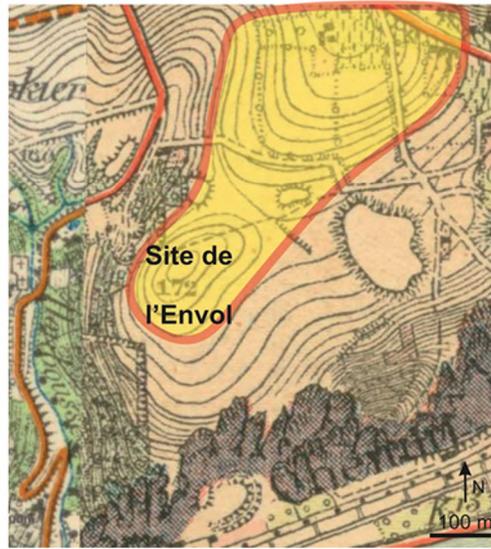


Figure 9 : Le site du ltf d’Envol avant les aménagements urbanistiques (Extrait de la Carte topographique de l’IRM, 1904).

3.5.2. Sédimentologie

Les résultats de l’ensemble des échantillons prélevés dans ce ltf sont illustrés par la figure 10.

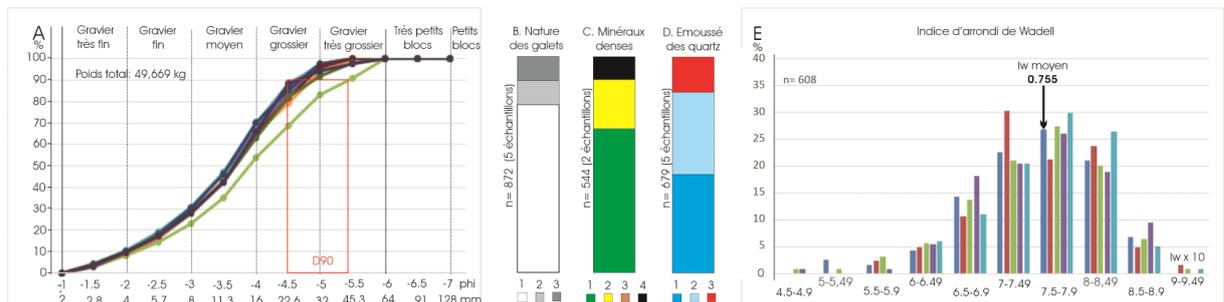


Figure 10 : (A) Distribution granulométrique du gravier du cailloutis du ltf de Flémalle-Envol. (B) Nature des galets de 8 à 16 mm. Légende : 1= quartz ; 2= quartzites avérés ; 3= autres. (C) Parts de groupes de minéraux denses transparents de la fraction comprise entre 75 et 355 µm. Légende : 1= ubiquistes ; 2= paramétamorphiques ; 3= amphiboles (ici, absentes) ; 4= autres. (D) Émoussé des quartz de 8 à 16 mm. Légende : 1= surface entièrement lisse ; 2= éclat avec une partie de la surface lisse ; 3= éclats sans trace de surface lisse. (E) Distribution et moyenne pondérée de l’indice d’arrondi de Wadell pour les quartz de 8 à 16 mm.

Granulométrie

Sur un total de 49,669 kg de gravier, aucun galet n'est plus gros que 64 mm et seulement 5,5 % sont supérieurs à 32 mm. Le D90 est compris entre 24,2 et 43,6 mm (moyenne pondérée : 28,3 mm) et la classe modale se situe entre 11,3 et 16 mm.

Nature des galets

La fréquence des quartz est comprise entre 70,4 et 85,4 % (moyenne pondérée : 79 %), et celle des quartzites avérés, entre 7,8 et 18,6 % (m.p. : 12,1 %). Les autres galets siliceux non friables (autres quartzites, et grès) comptent pour 7,6 à 13,1 % (m.p. : 8,8 %) de l'ensemble. Les autres éléments consistent en roches friables (+1,5 %) et éclats de silex (+2,1 %). (5 échantillons ; n = 929).

Forme des galets de quartz

Indice d'arrondi de Wadell. Les indices moyens se situent entre 0,751 et 0,764 (moyenne pondérée : 0,755). (n= 608)

Émoussé. Les quartz entiers et parfaitement lisses (émoussé marin) comptent pour 37,4 à 51,4 % (moyenne pondérée : 46,1 %). Les éclats dont seulement une partie de la surface est lisse interviennent pour 38,8 à 51,2 % (moyenne pondérée : 43,7 %). Les autres (10,2 %) n'ont aucune trace d'émoussé marin. (n = 679).

Minéraux denses transparents

En moyenne, les ubiquistes représentent 66 % et les paramétamorphiques 22 %. Aucune amphibole n'a été trouvée parmi 544 mdt.

3.5.3 Résumé

Les galets du cailloutis du ltf d'Envol proviennent essentiellement de massifs de roches métamorphiques de Haute Belgique ; 91 % consistent en quartz et quartzites. Les indices sédimentologiques sont pratiquement identiques à ceux des lxtf de Mons et de Trixhes-Fort de Flémalle, ce qui implique la continuation du remaniement des dépôts primitifs du plateau de Hesbaye. Aucune amphibole n'a été trouvée dans la fraction sableuse.

3.6 Le ltf de Chokier-Haut

En contre-haut du village de Chokier, il existe un replat qui s'étale à ~165 m (Fig. 11A). La Carte géologique de Belgique y rapporte une succession de terrains variés du nord au sud : schiste alunifère (Houiller, H1a), calcaire (Viséen, V2), dolomie (Tournaisien, T2) et psammite (Famennien, Fa2b). La présence de cailloutis q2m est mentionnée sur la partie méridionale du replat. Ce ltf a été pris en considération par Clairbois (1957, page 122) qui

écrit « Un seul lambeau est conservé à Chokier (52) ; la surface assez étendue est recouverte de cailloux roulés qui reposent à 162 m sur le Famennien (affleurement) ».

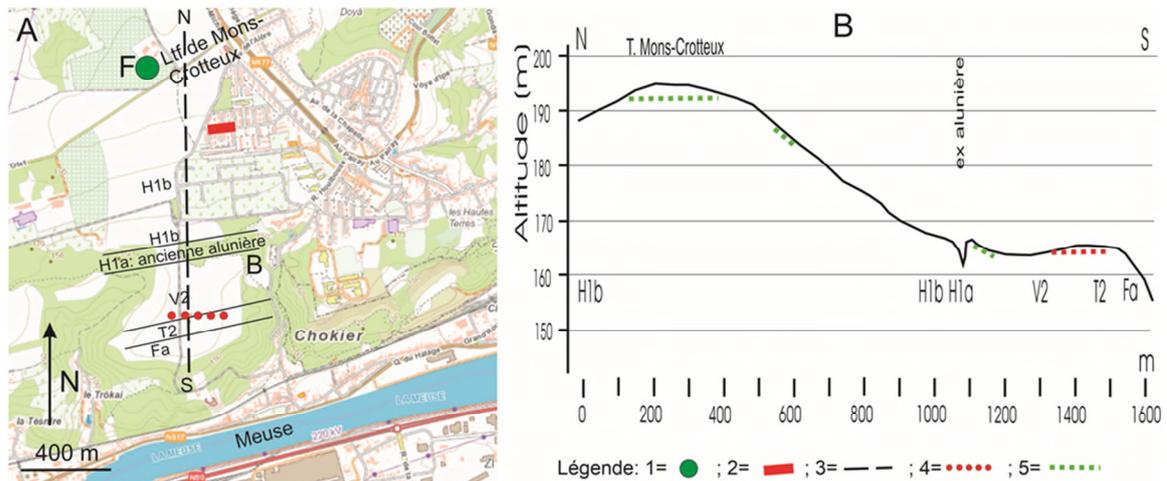


Figure 11 : (A) Position du replat de Chokier-Haut sur le flanc gauche de la vallée de la Meuse. (B) Coupe schématisée localisée sur la figure 11A. Légende : 1 = forage à la tarière rapportant le toit du cailloutis Onx à 192,5 m ; 2 = cailloutis Onx sur smectite vu dans une tranchée occasionnelle ; 3 = localisation de la coupe de la figure B ; 4 = cailloutis q2m du ltf de Chokier et localisation des échantillons ; 5 = cailloutis Onx.

3.6.1 Données supplémentaires

Le replat est entièrement cultivé et l'observation des terres labourées montre ce qui suit. En bordure de l'ancienne alunière, il existe dans les rejets d'exploitation une forte concentration de galets d'aspect Onx dans une matrice sablo-limoneuse. Ce type de cailloutis a été identifié en épaisseur pluri-décimétrique à la faveur de l'installation de conduite de gaz naturel dans le village dominant le site. Il est donc descendu du ltf de Mons qui domine le replat. Après la bande de l'alunière, des éclats de calcaire du socle (cailloux et très petits blocs) s'ajoutent aux dépôts de pente sur une distance de ~250 m ; leur fréquence est décroissante dans l'ensellement qui devrait correspondre à des affaissements karstiques. Dans la zone du point culminant du replat en légère inversion de relief à 165 m, les galets sont particulièrement abondants (~200/m²) et grossiers (jusqu'aux très petits blocs : 64-90 mm). Le toit du socle gréseux apparaît ensuite juste avant la descente vers le fond de la vallée. C'est donc dans la partie marginale sur le socle famennien que le cailloutis peut être conservé à son altitude originelle. Sur le flanc oriental du replat, la zone de forte concentration de galets peut-être suivie dans la terre labourée jusqu'à ~161 m d'altitude, à partir d'où des éléments du socle sont aussi présents indiquant que le niveau de la base a été franchi. En conséquence, nous attribuons à ce ltf le label Cho-Haut [b161 ; s165].

3.6.2 Sédimentologie

Les résultats de l'ensemble des échantillons prélevés dans ce ltf sont illustrés par la figure 12.

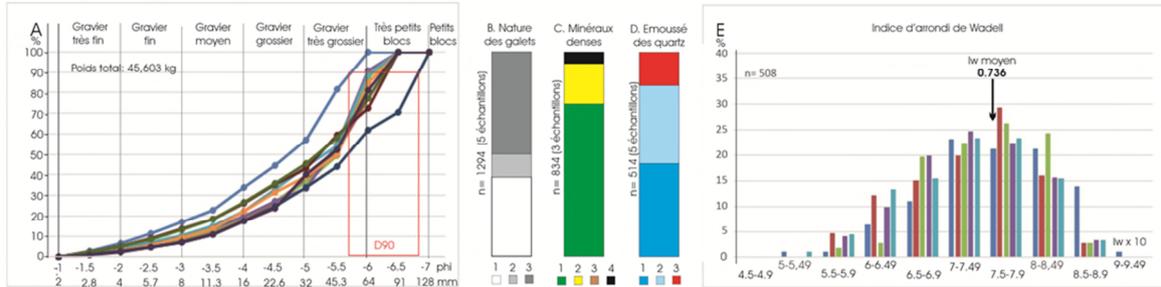


Figure 12 : (A) Distribution granulométrique du gravier du cailloutis du ltf de Chokier-Haut. (B) Nature des galets de 8 à 16 mm. Légende : 1= quartz ; 2= quartzites avérés ; 3= autres. (C) Parts de groupes de minéraux denses transparents de la fraction comprise entre 75 et 355 µm. Légende : 1= ubiquistes ; 2= paramétamorphiques ; 3= amphiboles (ici, absentes) ; 4= autres. (D) Émoussé des quartz de 8 à 16 mm. Légende : 1= surface entièrement lisse ; 2= éclat avec une partie de la surface lisse ; 3= éclats sans trace de surface lisse. (E) Distribution et moyenne pondérée de l'indice d'arrondi de Wadell pour les quartz de 8 à 16 mm.

Granulométrie

Sur un total de 45,603 kg de gravier, aucun galet n'est plus gros que 128 mm et 59,8 % sont supérieurs à 32 mm. Le D90 est compris entre 53 et 113,8 mm (moyenne pondérée : 78,5 mm) et la classe modale se situe entre 45 et 64 mm.

Nature des galets

La fréquence des quartz est comprise entre 34,4 et 48,6 % (moyenne pondérée : 42,5 %), et celle des quartzites avérés, entre 9,9 et 23,1 % (m.p. : 15,6 %). Les autres galets siliceux non friables (autres quartzites, et grès) comptent pour 39,5 à 44,5 % (m.p. : 41,9 %) de l'ensemble. Les autres éléments consistent en roches friables (+9,7 %), éclats de silex (+4,2 %) et exceptionnellement des +13,9 % de carbonates (socle calcaire). (5 échantillons ; n = 929).

Forme des galets de quartz

Indice d'arrondi de Wadell. Les indices moyens se situent entre 0,728 et 0,750 (moyenne pondérée : 0,736). (n = 1523)

Émoussé. Les quartz entiers et parfaitement lisses (émoussé marin) comptent pour 29,6 à 46,9 % (moyenne pondérée : 46,1 %). Les éclats dont seulement une partie de la surface est lisse interviennent pour 25 à 42,5 % (moyenne pondérée : 35 %). Les autres (28,2 %) n'ont aucune trace d'émoussé marin. (n = 514).

Minéraux denses transparents

En moyenne, les ubiquistes représentent 75 % et les paramétamorphiques 20 %. Aucune amphibole n'a été trouvée parmi 834 mdt.

3.6.3 Résumé

Le cailloutis du ltf de Chokier-Haut est nettement différent de ceux des lxtf existant depuis Fontaine jusqu'à Envol, soit de 200 à 170 m ; il est plus grossier et moins riche en quartz. L'indice d'arrondi de Wadell et la fréquence des quartz à émoussé marin sont moindres et attestent ainsi un apport supplémentaire à celui qui provient des terrasses supérieures à Onx. La fréquence des galets friables est nettement plus élevée que dans les cailloutis Onx en conséquence d'une part de grès plus élevée. Aucune amphibole n'a été trouvée dans la fraction sableuse.

3.7 Le transect de Fontaine à Chokier-Haut : synthèse

Les résultats essentiels obtenus sur le transect sont rassemblés dans la figure 13. Le cailloutis Onx de Fontaine se distingue de tous les autres, et en particulier de ceux Onx des lxtf de Mons, Trixhes-Fort et Envol, par sa granularité inférieure (D90 le plus faible). Dans les trois niveaux de cailloutis Onx correspondant à l'incision de la Meuse depuis le ltf de Mons jusqu'à celui d'Envol, les paramètres utilisés (D90, pourcentages de quartz, Iw) sont pratiquement identiques. Lors de l'incision sous le niveau d'Envol, les paramètres changent fondamentalement. Dans le cailloutis de Chokier-Haut : la granularité augmente considérablement, la fréquence des quartz et l'indice d'arrondi Iw diminuent nettement, la part des galets friables augmente en raison des apports plus importants de grès. Dès lors, le cailloutis de Chokier-Haut se présente comme le premier de la série des q2m de toutes les terrasses qui suivront. Le changement sédimentologique recherché se trouve donc dans le transect étudié entre 165 et 172 m d'altitude, si l'on se rapporte à l'altitude du toit des cailloutis. Dans tous les lxtf étudiés, les minéraux denses transparents de la classe 75 à 355 µm consistent essentiellement en ubiquistes (66 à 75%) et en paramétamorphiques (19 à 23%). Il s'agit d'une association identique à celles du sable Om (Bourguignon, 1954 ; Demoulin, 1987) qui apparaît donc comme le premier fournisseur de sable dans la fraction 75 à 355 µm pour le cailloutis. Aucune amphibole brune n'a été trouvée dans un total de 2909 minéraux déterminés dans les cinq niveaux étudiés. Cette observation est conforme au fait que ce minéral n'entre en scène qu'à ~140 m d'altitude dans les terrasses mosanes entre Namur et Liège (Juvigné et Houbrechts, 2020a et 2020b).

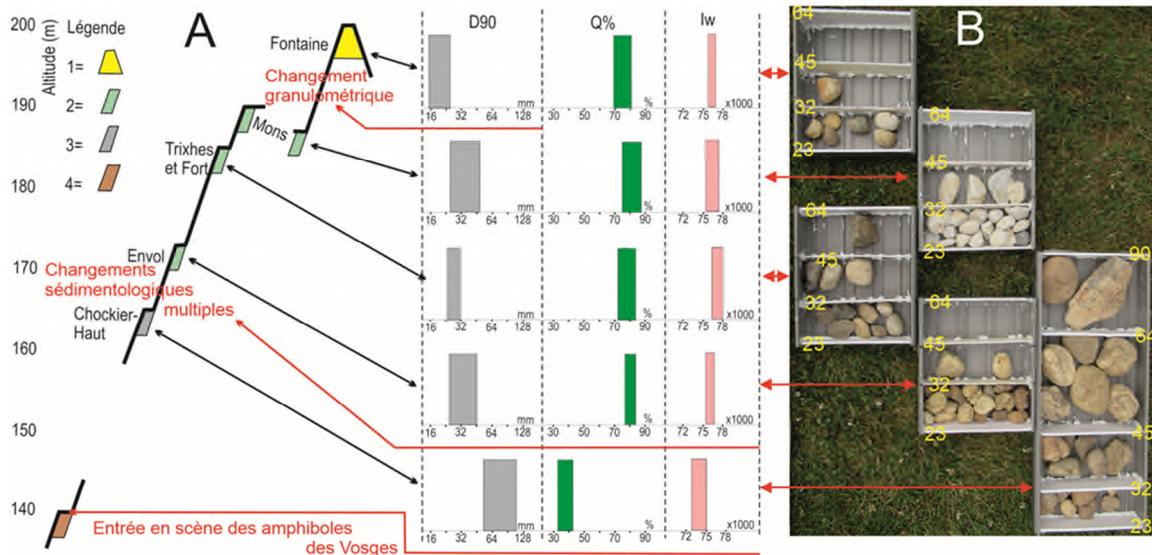


Figure 13 : Changements sédimentologiques dans les hautes terrasses de la Meuse dans un transect depuis Fontaine (Liège Airport à 200 m) jusqu'à Chokier-Haut (165 m). (A) Coupe schématique montrant la position altimétrique des différents lxtf étudiés et résultats sédimentologiques synthétiques. Légende : 1= cailloutis Onx de plateau ; 2= cailloutis Onx de fond de vallée anciennes ; 3= cailloutis q2m sans amphiboles brunes ; 4= cailloutis q2m avec amphiboles brunes. D90= nonantième percentile de la distribution du gravier ; Q%= pourcentage de galets de quartz dans la fraction de 8 à 16 mm ; Iw= indice d'arrondi de Wadell pour les quartz de 8 à 16 mm. Explication : le ltf de Mons a subi le basculement inhérent au soulèvement néogène de l'Ardenne, d'où le dédoublement de son altitude. (B) Galets de plus de 23 mm pour un seau de cailloutis. Explication : un seau d'échantillon brut a fourni 4 à 5 kg de gravier dont les seules classes supérieures à 23 mm sont exposées dans les présentoirs. Une faible récolte de plus de 23 mm implique donc une part plus importante de la fraction comprise entre 2 et 23 mm (voir plus haut : distribution granulométrique).

4. Discussion

4.1 Reproductibilité des changements sédimentologiques de l'Onx au q2m

Le changement pétrographique Onx-q2m tel qu'il est présenté par Stainier (1984) se situe dans une dénivelée d'amplitude variable entre 10 m à Marche-les-Dames et 110 m à Lustin. (Fig. 14). Le modèle de Stainier montre que c'est à la traversée des terrains calcaires que l'ampleur de l'incertitude est la plus grande. On notera qu'à Dinant, la plus élevée des terrasses q2m connue sur terrains calcaires se trouve à 130 m d'altitude et ne domine la plaine d'inondation que d'une trentaine de mètres.

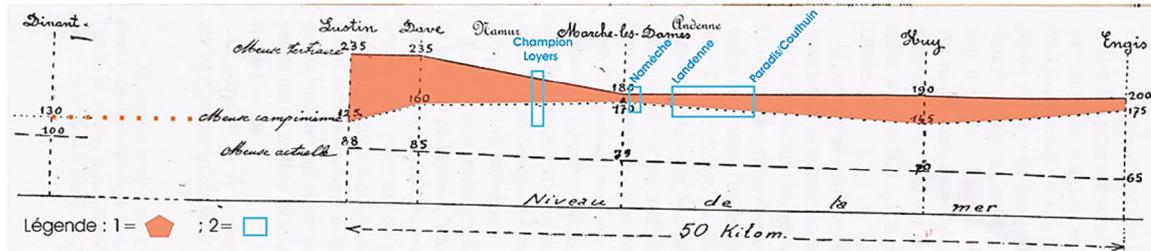


Figure 14 : La zone de transition des cailloutis de la Meuse tertiaire (= Onx) à la Meuse campinienne (= q2m) entre Lustin et Engis selon Stainier (1984, avec ajouts). Légende ; 1 = zone de transition Onx à q2m ; 2 = sites étudiés par Juvigné *et al.* (2020a et 2020b).

Le changement pétrographique reconnu par Stanier (1894) a été élargi à trois indices sédimentologiques tant dans le transect de Surlomez à Paradis (Couthuin) que dans celui de Fontaine à Chokier-Haut. Dans le tableau 1, trois sites dans chaque transect ont été retenus pour illustrer la comparaison : les lxtf de plateau (Surlomez et Fontaine) ; les lxtf inférieurs à cailloutis Onx ; les lxtf supérieurs à cailloutis q2m. Ces valeurs permettent de répondre de façon positive à la question fondamentale qui a initié le présent travail, à savoir de vérifier avant la confluence de l’Ourthe, la reproductibilité des résultats obtenus antérieurement à Couthuin. Pour les trois indices du tableau, les changements de plus grande ampleur se situent bien dans une dénivelée étroite de 4 à 7 m entre la série de lxtf Onx et le premier ltf q2m. Le changement granulométrique dans les mêmes sites est illustré par la figure 15.

Tableau 2 : Indices sédimentologiques dans deux transects de référence dans la région d’Andenne à Huy et à l’amont immédiat de Liège.

| Site | D90 | Q% | Iw | Site | D90 | Q% | Iw |
|-------------------------|------|------|-----------|-------------------|------|------|-------|
| Surlomez (217m) | 21,2 | 87,1 | 0,77 4 | Fontaine (200m) | 19,8 | 78,8 | 0,760 |
| Landenne (183 m) | 33,3 | 84,4 | 0,76 3 | Envol (172m) | 28,3 | 79 | 0,755 |
| Paradis/Couthuin (179m) | 50,8 | 39,5 | 0,70 7 | Chokier-Ht (165m) | 78,5 | 42,5 | 0,736 |

Explications : (000m)= altitude du toit des cailloutis ; D90= nonantième percentile de la distribution granulométrique du gravier ; Q%= fréquence des quartz purs dans la classe granulométrique de 8 à 16 mm ; Iw= indice d’arrondi de Wadell pour les quartz purs dans la classe granulométrique de 8 à 16 mm.

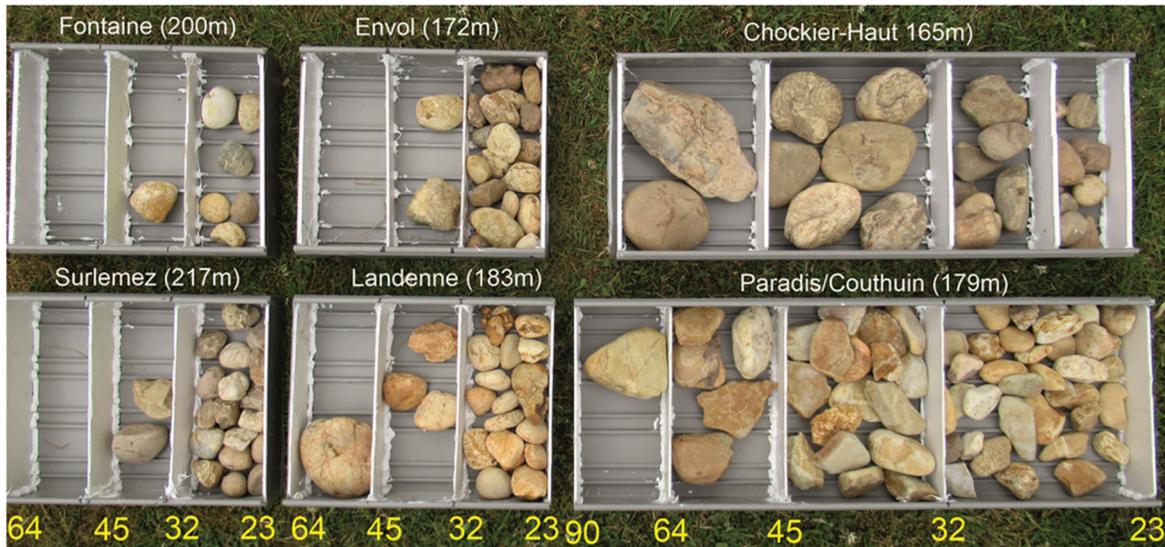


Figure 15 :Galets de taille supérieure à 23 mm dans trois sites des deux transects de référence. Rappel : dans chaque cas, le poids de l'échantillon global de gravier (plus de 2 mm) est compris entre 4 et 5 kg ; pour les présentoirs les moins fournis, l'essentiel de la masse est donc inférieure à 23 mm et inversement.

4.2 Changement Onx-q2m et modèle des terrasses de la Meuse

La figure 16 reprend une partie du dernier modèle en date des terrasses mosanes au sujet duquel il faut insister sur le fait qu'il a été élaboré par la seule méthode du raccord de proche en proche de la base de lxtf (Pissart *et al.*, 1997). Ceux qui permettent de cerner les changements sédimentologiques Onx-q2m dans les tronçons étudiés entre Namur et Liège y sont intégrés.

De Chokier-Envol à Landenne-Paradis, on peut représenter la limite Onx-q2m par une droite. Dans les limites imposées par les quatre lxtf de référence, la pente de cette droite ne peut être que pratiquement identique à celle de la plaine d'inondation. Toutefois, dans tous les cas, on ne peut éviter de recouper deux terrasses du modèle à savoir T6 et T7, ce qui jette un doute sérieux sur la méthode du raccord des bases de proche en proche.

Si l'on prolonge cette droite jusqu'à la carrière de de Namèche, le changement pétrographique devrait s'y situer à ~180 m. Ce site a été décrit par Juvigné *et al.* (2020a et 2020b) ; la figure est reproduite à la figure 17. On constate que le cailloutis de type Onx épouse la forme de la dolomie karstifiée. En le rétablissant au niveau des têtes de colonnes à 170 m d'altitude, il serait encore 10 m en dessous de la ligne du changement pétrographique. Il y a donc lieu de penser que dans ce site l'affaissement par karstification est de ~20 m depuis la mise en place du cailloutis.

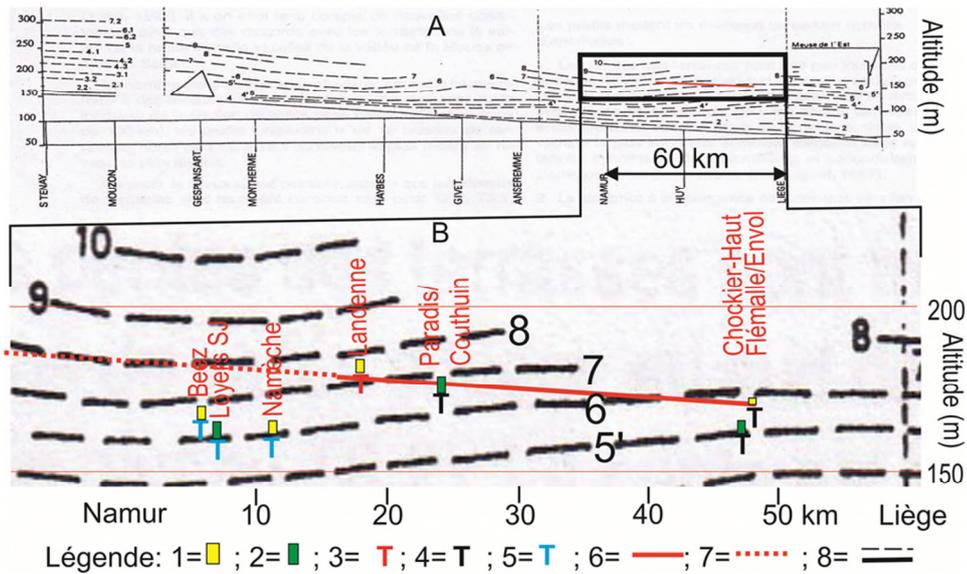


Figure 16 : La position des changements sédimentologiques Onx-q2m ajouté dans le modèle de référence des terrasses de la Meuse selon Pissart *et al.* (1997). (A) Extrait par scannage du modèle de Pissart *et al.* (1997). (B) Les lxtf Onx et q2m qui illustrent la discussion présentée dans le texte. Légende : 1= cailloutis Onx ; 2= cailloutis q2m ; 3= socle silurien ; 4= socle houiller ; 5= socle viséen ; 6= profil de la transition Onx-q2m sur roches siliceuses et argileuses ; 7= prolongement du profil précité ; 8= profil de la base de terrasses mosanes selon Pissart *et al.* (1997).

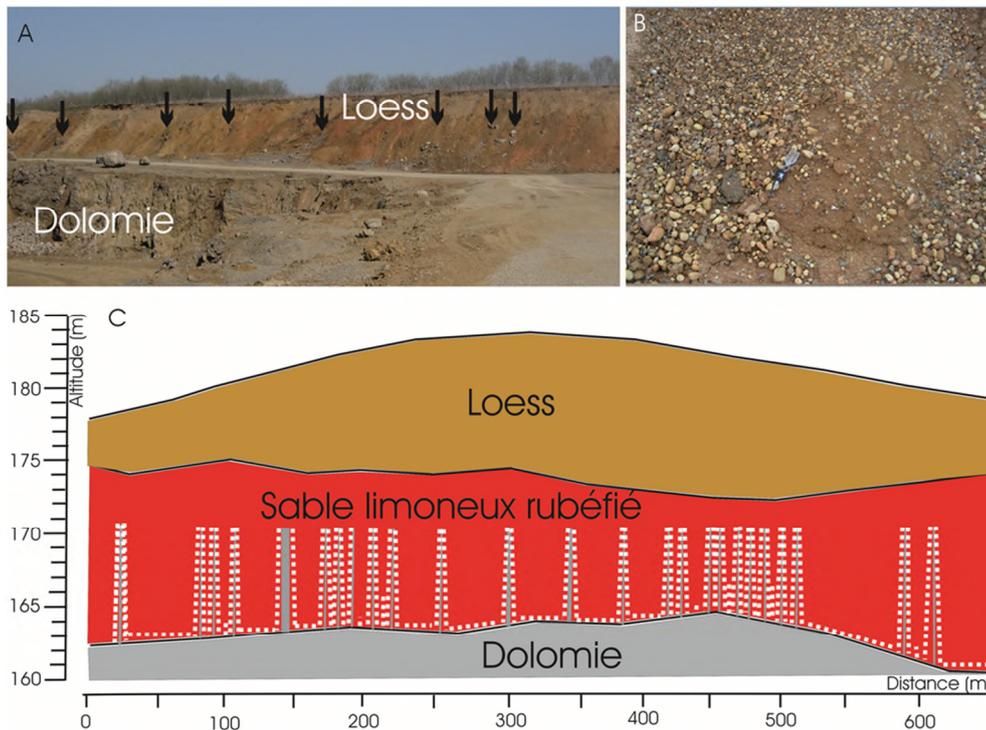


Figure 17 : Les terrains de couverture de la carrière de dolomie de Namèche. (A) Photo montrant la dolomie karstifiée et les terrains de couverture ; les flèches montrent les colonnes des alvéoles de dolomie. (B) Le cailloutis de type Onx. (C) La coupe montre notamment que le cailloutis tapisse les parois des alvéoles et s'est donc affaissé au fil de la karstification.

Immédiatement à l'aval de Namèche, Juvigné *et al.* (2020a et 2020b) décrivent également une coupe transversale essentiellement sur roches calcaires de Champion à Loyers. Les lxtf portent du cailloutis Onx depuis Champion (208 m) jusqu'à Beez (169 m) et le ltf à cailloutis q2m le plus élevé est à 165 m à Loyers (Chapelle-Saint-Jean). En corollaire, il reste à constater qu'entre Dinant et Liège, la moitié du cours de la Meuse traverse des terrains calcaires et que dans toutes les sections de ce type, les lxtf ont été représentés dans les modèles à leur altitude actuelle. Le doute sur la validité de tels modèles s'en trouve donc amplifié.

4.3 À propos de l'arrivée de la Meuse sur le plateau de Hesbaye

La Meuse primitive, dite Meuse de Dinant, était un cours d'eau qui prenait sa source sur le flanc nord du Massif de Rocroi. Elle débouchait sur le plateau du Fort Saint-Héribert à 250 m d'altitude (au sud de Namur) où elle a abandonné un cailloutis Onx dont la forme des galets répond également à un émoussé marin (Van den Broeck, E. et Rutot, A., 1888a, 1988b). Après incision jusqu'à 200 m d'altitude à Champion (nord de Namur), elle a débouché sur le plateau de Hesbaye (de Heinzelin, 1963) qui à cet endroit, devait être plus élevé avant son affaissement par karstification. Elle y a décrit vers l'est, une courbe qui l'a conduite à Petit-Waret puis à Surlemez/Couthuin (à 215 m d'altitude). Lorsqu'elle est arrivée à Vinalmont (à 206 M d'altitude), elle était probablement déjà incisée à Champion. Sa trace se perd à Fontaine (à 200 m d'altitude). Sur le plateau de Hesbaye, elle s'est mise en place sur des terrains marins oligocènes inclinés vers le NO. Dans la mesure où aucun terrain marin post-oligocène n'a pu se déposer sur le plateau après le Chattien, un obstacle a donc dû empêcher la Meuse de se déverser vers le nord ; selon Lohest (*in* Fourmarier, 1931) ce pourrait être un cordon littoral. On pourrait aussi imaginer qu'il s'agissait d'un cordon de dunes dans un environnement identique à celui de la Mer des Waddens en Frise (nord des Pays-Bas) et dans ce cas, la Meuse de Dinant devait être parallèle au rivage. Cette double hypothèse implique que la mer concernée soit tongrienne et que les terrains oligocènes sous-jacents soient rupéliens (Formation de Sint-Huibrechts-Hern ; Vandenberghe, 2017). La bipartition argumentée par la présence de fossiles chattiens dans les terrains Om supérieurs de Fontaine (Fourmarier, 1933 ; avec la collaboration de Leriche pour la paléontologie) atteste que dans ce site, il devait s'agir de la mer chattienne. Dans ce cas, la direction du rivage devait être NNO-SSE (Dusar et Vandenberg, 2020), et le cailloutis d'estran de Fontaine pouvait faire partie d'un estuaire. Aucune donnée stratigraphique identique à celle de Fontaine n'est disponible pour les terrains Om de Surlemez et de Vinalmont, mais la disposition en gradins des cailloutis Onx de plateau mise en exergue plus haut, pourrait soutenir aussi bien l'hypothèse d'un estuaire qui progresse vers l'est au fil du retrait de la mer chattienne que celle d'un cordon de dunes (ou d'un cordon littoral) qui maintienne la Meuse de Dinant parallèle au rivage tongrien (Rupélien) qui s'étirait d'ouest en est (Vandenberghe, 2017). La question est donc posée de savoir si la migration de la Meuse de Dinant depuis Namur jusqu'à Fontaine a eu lieu par étape pendant la seule régression chattienne ou si elle a débuté dans la région de Namur dès le Tongrien (Rupélien inférieur). La disposition en gradins des cailloutis d'estran Onx s'accommode de l'une et l'autre hypothèse. Il reste à ne pas oublier que l'affaissement du

graben du Rhin devrait être à l'origine d'une direction N-NO/S-SE du rivage de la mer chattienne.

4.4. À propos de l'incision latérale de la Meuse vers le sud entre Namur et Liège

L'incision entreprise et poursuivie par la Meuse de plateau de Hesbaye sur son flanc droit plutôt que sur son flanc gauche peut paraître énigmatique, puisque le sens de ce glissement va à l'encontre du basculement régional du sol vers le nord-ouest inhérent au soulèvement néogène du massif ardennais (voir la surface d'érosion pré-tongrienne reconstituée par Demoulin, 1995). Pour comprendre cet état de fait, on peut évoquer la façon dont le sillon sambro-mosan se serait mis en place selon Demoulin (1993). Cet auteur y voit un « trait structural qui correspondrait à un décrochement senestre prenant place entre le massif calédonien de Brabant et le domaine varisque ardennais pendant le Miocène moyen ». *In illo tempore*, ce type de déformation pourrait avoir été plus efficace que le basculement général du flanc nord-ouest de l'Ardenne en inclinant la Hesbaye vers le sud. Toutefois, les travaux de Muchez *et al.* (1997, 1998) montrent que si une telle déformation a bien eu lieu du Jurassique au Crétacé inférieur, les auteurs n'en trouvent pas trace pendant le Miocène. Il est aussi possible que la karstification des terrains calcaires que traverse la Meuse actuelle ait attiré la Meuse du plateau de Hesbaye (revoir plus haut, l'exemple de la karstification à Namèche).

4.5 Relation de la transition Onx-q2m avec la capture de la Semois

Juvigné *et al.* (2020a, 2020b) ont attribué à la capture de la Semois, les changements sédimentologiques abrupts enregistrés dans le ltf Paradis/Couthuin (Cou-Par[b174 ; s179]). Cette hypothèse est confortée par le changement identique mis en exergue à Chokier-Haut (Cho-Hau[b161 ; s165]). Ce signal a également été recherché, mais en vain, dans les hautes terrasses de la Basse-Meuse liégeoise où il doit être estompé par les apports de l'Ourthe (Juvigné *et al.*, 2022a, 2022b).

4.6 À propos des amphiboles des Vosges

Aucune amphibole n'ayant été trouvée dans aucun des lxtf du transect depuis Fontaine jusqu'à Chokier-Haut, on peut considérer que ce minéral n'entre en scène que postérieurement dans une terrasse mosane qui selon Juvigné et Houbrechts (2020) doit se situer une vingtaine de mètres plus bas que le ltf de Chokier-Haut. Les lxtf appropriés pour le vérifier n'ont pas été trouvés sur le flanc gauche de la vallée dans la région de Flémalle.

4.7 propos des captures de la Semois et de la Meuse lorraine

De la Vallée Poussin (1855) est d'avis que la Meuse a toujours traversé le Massif de Rocroi arguant que son pouvoir érosif était au moins aussi efficace que le soulèvement du massif ; c'est le processus d'antécédence. Davis (1895) a ajouté que la Meuse avait pu se mettre en place sur des terrains marins tertiaires qui pouvaient recouvrir le Massif de

Rocroi. L'ébauche d'une vallée dans de tels terrains aurait conduit au processus de surimposition. Rutot (1897) a émis l'hypothèse que la Meuse lorraine contournait le Massif de Rocroi par les vallées de la Sormonne et de la Sambre ; dès lors, l'érosion régressive de la Meuse de Dinant sur le flanc nord du Massif de Rocroi s'imposait pour provoquer successivement les captures de la Semois puis de la Meuse lorraine. Toutes ces considérations étaient purement académiques. C'est le travail de Pissart (1961) qui a conforté l'hypothèse de Rutot sur la base d'observations morpho-sédimentaires effectuées dans la région de Sedan à Revin. Dans son modèle, l'auteur établit une corrélation entre les cailloutis les plus élevés et ceux du plateau de Hesbaye ; elle repose essentiellement sur la présence de kieselolithes dans les dépôts impliqués. Il place ainsi la capture de la Moselle-Meuse lorraine au Mio-Pliocène. L'auteur ne se prononce pas sur l'âge nécessairement plus ancien de la capture de la Semois. La discussion des données de la littérature ne peut donc porter que sur les arguments se rapportant à la capture de la Moselle-Meuse lorraine. Macar (1945) dans étude de synthèse sur les kieselolithes conclut que ces galets n'ont aucune valeur stratigraphique autre que celle d'être post-jurassique, et pourtant Pissart (1961) s'en servira. Bustamante (1973) défend l'idée que les amphiboles des Vosges ont dû exister dans les hautes terrasses de la Meuse, mais qu'elles en ont disparu en raison de leur altérabilité. Juvigné et Houbrechts (2021) ont mis en exergue des faiblesses de l'argumentation de Bustamante. Par ailleurs, on peut regretter que des preuves sédimentologiques du passage de la Moselle-Meuse lorraine dans les vallées de la Sormonne, de l'Oise supérieure puis de la Sambre n'aient jamais été apportées. S'il devait être démontré que cette Moselle-Meuse n'a jamais contourné le Massif de Rocroi, ou que les hypothèses de De la Vallée Poussin et de Davis (*cf. supra*) étaient pertinentes, notre modèle deviendrait obsolète. Il faudrait alors trouver une autre interprétation aux observations sédimentologiques rapportées dans les hautes terrasses entre Landenne et Flémalle.

5. Conclusion

Les changements sédimentologiques mis en évidence dans les hautes terrasses de la Meuse à l'amont immédiat de Liège permettent de conforter un modèle initié dans le tronçon de la région d'Andenne à Huy. Dans les deux cas, au cours des trois premiers décamètres de son incision sous le plateau de Hesbaye, la rivière a essentiellement remanié le cailloutis Onx qu'elle avait accumulé sur le plateau de Hesbaye. Arrivée à 180 m d'altitude à Paradis-Couthuin et à 165 m à Chockier-Haut, des galets plus grossiers en taille et en émoussé, originaires des massifs de roches métamorphiques de Haute Belgique, se sont ajoutés brutalement et en grande quantité aux précédents. Cet argument pétrographique permet d'intégrer les deux lambeaux précités dans une même terrasse dont la pente est pratiquement égale à celle de la plaine d'inondation, alors que dans les modèles antérieurs fondés sur le raccord des seules bases de cailloutis, ils étaient attribués à des terrasses différentes, chacune en contre-pente. L'attribution de ces changements sédimentologiques à la capture de la Semois reste pertinent et leur position stratigraphique dans le Quaternaire est indiscutable. L'absence d'amphiboles des Vosges dans tous les niveaux étudiés

contribue à former un système auto-consistant selon lequel la capture de la Moselle-Meuse lorraine a aussi eu lieu pendant le Quaternaire après celle de la Semois.

6. Bibliographie

Bourguignon, P. (1954). Les sables des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 77 : B201-241.

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.

Clairbois A.-M. (1957). *L'évolution du cours de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire*. Université de Liège, Laboratoire de Géographie physique. Mémoire de licence inédit. 175 p.

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.

Davis, W.M., 1895. La Seine, la Meuse et la Moselle. *Annales de Géographie*, 4 : 25-49.

De La Vallée Poussin, Ch. (1885). Comment la Meuse a pu traverser le terrain ardoisier de Rocroy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, XII : B151-157.

De Heinzelin, J. (1963). Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essais de reconstitution. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 72 : 137-148.

Demoulin, A. (1987). Les sables oligocènes du Plateau des Hautes Fagnes : une synthèse. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie*, 96 : 81-90.

Demoulin, A. (1993). L'origine de l'axe Sambre-Meuse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 116 (fascicule 1) : 29-41.

Demoulin, A. (1995). Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166 : 573-585.

Dusar M. & Vandenberghe N. (2020). Upper Oligocene lithostratigraphic units and the transition to the Miocene in North Belgium. *Geologica Belgica*, 23/3-4: 113-125.

Fourmarier, P. (1933). Observations nouvelles sur les dépôts tertiaires des environs de Liège. *Annales de la Société géologique de Belgique*, LVII : B 178-189.

Juvigné, E., Houbrechts, G. & Van Campenhout, J. (2020a). Changement pétrographique majeur dans les hautes terrasses de la Meuse entre Namur et Huy (Belgique) à la suite de la capture de la Semois. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 75 : 5-27.

Juvigné E., Houbrechts G. et Van Campenhout J., (2020b). *A propos d'un changement pétrographique majeur dans les terrasses de la Meuse entre Namur et Huy (Belgique) : de la Meuse de Dinant à la capture de la Semois*. Rapport de travail. Site institutionnel de l'Université de Liège (Orbi). (Compléments en relation avec l'article : « Juvigné E., Houbrechts G. et Van Campenhout J., 2020b. Changement pétrographique majeur... » <http://hdl.handle.net/2268/244521>

Juvigné, E. & Houbrechts, G. (2020). Remise en question de l'âge de la capture de la Meuse lorraine à la lumière de la répartition des amphiboles des Vosges dans les terrasses mosanes. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 75 : 29-47.

Juvigné, E., Houbrechts, G. & Van Campenhout, J. (2021a). De l'Ourthe primitive à la Meuse primitive en Basse-Meuse liégeoise: généralités et données. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège* [En ligne], Volume 90 - Année 2021, Articles, 249 – 287. URL : <https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=10584>.

Juvigné, E., Houbrechts, G. & Van Campenhout, J. (2021b). De l'Ourthe primitive à la Meuse primitive en Basse-Meuse liégeoise : modèle et discussion. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège* [En ligne], Volume 90 - Année 2021, Articles, 288 - 316. URL : <https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=10603>

Lorié, J. (1919). Le Diluvium ancien de la Belgique et du Nord de la France. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 62 : M 221-409.

Macar, P. (1945). La valeur, comme moyen de corrélation, des cailloux d'oolithe silicifiée et l'origine des graviers dits « Onx » des Hautes-Fagnes. *Bulletin de la Société belge de géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, LIV : 214-253.

Macar P., 1947. Le cailloutis dit « ONX ». Acte du Congrès du Centenaire de l'A.I.Lg., p.171-172.

Macar, P. (1974). *La Traînée mosane aux environs de Liège. Compte-Rendu de l'excursion de mercredi 11 septembre 1974*. In, L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale, Centenaire de la Société géologique de Belgique, 1974 : 291-296.

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.

Mouchamps, L. (1933). Les terrasses de la Meuse et de la Sambre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82 : B 213-233.

- Muchez, Ph., Sintubin, M., Lagrou, D., Hus, J & Helsen, S. (1997). Excursie Beroepsvereniging Leuvense Geologen, 21 juni 1997. Paleomigratie van fluida aan het Varistisch front. Beroepsvereniging Leuvense Geologen, 22 p.
- Muchez, Ph., Nielsen, P., Sintubin, M. & Lagrou, D. (1998). Conditions of meteoric calcite formation along a variscan fault and their possible relation to climatic evolution during the Jurassic-Cretaceous. *Sedimentology*, 45: 845-854.
- Pissart, A. (1961). Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 84 : M 1-108.
- Pissart, A. (1974). *La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements*. In, 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. & Krook, L. (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.
- Roussillon, T., Piégay, H., Sivignon, I., Tougne, L. et Lavigne, F. (2009). Automatic computation of pebble roundness using digital imagery and discrete geometry. *Computers & Geosciences*, 35: 1992-2000.
- Rutot, A. (1897). Les origines du Quaternaire de la Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, XI : 1-140.
- 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.
- Van den Broeck, E. & Rutot, A. (1888). Deuxième note sur la reconnaissance géologique et hydrologique des emplacements des forts de la Meuse. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, II : 81-90.
- Van den Broeck, E. & Rutot, A. (1888b). De l'extension des sédiments tongriens sur les plateaux du Condroz, et de l'Ardenne et du rôle géologique des vallées d'effondrement dans les régions à zones calcaires de la Haute-Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, II : 9-25.
- Vandenbergh N. (2017). Tectonic and climatic signals in the Oligocene sediments of the Southern North-Sea Basin. *Geologica Belgica*, 20/3-4: 105-123.

Extraits de cartes

Carte topographique de la Wallonie.

<https://geoportail.wallonie.be/walonmap#BBOX=228396.42575884127,244537.0906697872,144436.01486428175,152133.54522268753>

Images LIDAR, Relief de la Wallonie- Modèle numérique de Terrain (MNT) 2013-2014- Hillshade.

<https://geoportail.wallonie.be/walonmap#BBOX=228396.42575884127,244537.0906697872,144436.01486428175,152133.54522268753>

Carte géologique de la Belgique, Institut cartographique militaire, Bruxelles.