

Recherche de la position stratigraphique des terrasses de l'interfluve Meuse-Geer et de la carrière du Romont/Bassenge (Province de Liège, Belgique)

Étienne JUVIGNÉ

ULiège, Département de Géographie, Quartier Village 4, Bâtiment 11, 4031 Liège, Belgique,

ejuvigne@skynet.be

Manuscrit reçu le 28 novembre 2023 et accepté le 4 mars 2024

Article publié selon les termes et les conditions de la licence Creative Commons CC-BY 4.0

Résumé.

Les lambeaux de terrasses mosanes de l'interfluve Meuse-Geer et de la carrière du Romont/Bassenge sont revisités pour avoir été traités de façon contradictoire dans la littérature lors de l'élaboration de modèles de terrasses de la Basse-Meuse. Leur position stratigraphique est précisée par rapport à la terrasse dite principale en référence avec les lambeaux de Hermée (à l'amont) et le Plateau de Campine (à l'aval). L'accroissement de la pente qui assure cette corrélation est attribuée à l'activité tectonique dans le Graben de la Roer. Le knickpoint de l'érosion régressive qui s'en est suivie a atteint la plaine d'inondation dans la région de Huy.

Mots-clefs : Belgique, Bassenge, Loën, Romont, Basse-Meuse, terrasses, failles, basculement.

Abstract

The remnants of Meuse terraces of the Meuse-Geer interfluve and the Romont/Bassenge quarry are revisited for having been treated in a contradictory manner in the literature during the development of models of Lower Meuse terraces. Their stratigraphic position is specified in relation to the so-called main terrace with reference to the Hermée remnant (upstream) and the Campine Plateau (downstream). The increase in slope which ensures this correlation is attributed to the tectonic activity in the Roer Graben. The ensuing knickpoint of the relevant headward erosion has reached the floodplain in the Huy region.

Keywords: Belgium, Bassenge, Loën, Romont, lower Meuse, terrace, fault, tilting.

Abréviations. Dans le texte qui suit : ltf= lambeau de terrasse fluviale ; lxtf= lambeaux de... ; P.A.= plaine alluviale ; P.I.= plaine d'inondation ; T.= terrasse ; (b00 ; s00)= altitude du cailloutis en mètre, base [b00] et sommet [s00.] ; SgB= archives du Service géologique de Belgique ; Om = terrains marins oligocènes (essentiellement sable).

1. Introduction

Le modèle de référence des terrasses de la Meuse (Pissart *et al.*, 1997) est en cours de révision. Entre Namur et Liège, des données sédimentologiques ont montré que la déformation anticlinale des hautes terrasses est en contradiction avec les données sédimentologiques, et que les captures successives de la Semois puis de la Meuse lorraine devraient être enregistrées dans des terrasses pléistocènes, plutôt que néogènes (Juvigné *et al.*, 2020a, 2020b ; Juvigné et Houbrechts, 2020). À l'aval de Liège, un nouveau modèle des terrasses qui se prolongent dans la vallée abandonnée de la Meuse orientale (Oostmaas; Hol, 1949) a été proposé par Juvigné *et al.* (2022a, 2022b). Dès son déversement survenu à ~165 m d'altitude, probablement dans la région des Fourons, la Meuse devenue 'occidentale', a glissé progressivement vers le nord-ouest, sans laisser de traces entre le point de déversement et le lambeau de terrasse de Loën à ~140 m d'altitude sur l'interfluve Meuse-Geer (Fig. 1) ; les étapes de l'incision latérale de la Meuse ne peuvent donc être reconstituées dans cet espace. Par contre, l'un des lambeaux des terrasses de l'interfluve ou de ceux de la carrière du Romont à Bassenge devrait se trouver sur le chemin de la terrasse dite principale de la Meuse. Celle-ci va servir de repère stratigraphique pour la recherche.

Au cours des cinq dernières décennies, les terrains de couverture des fronts de taille des carrières du groupe Heidelberg Materials (ex CBR, *Cimenteries et Briqueteries Réunies*) de Loën et du Romont (Bassenge) ont été examinés régulièrement. Des publications partielles ont été produites pour Lixhe (Juvigné et Renard, 1991, 1992) et pour Romont (Juvigné et Renard, 1992 ; Juvigné, 1992). Des données supplémentaires ont été accumulées au cours des trois dernières décennies ; elles sont présentées ci-dessous.

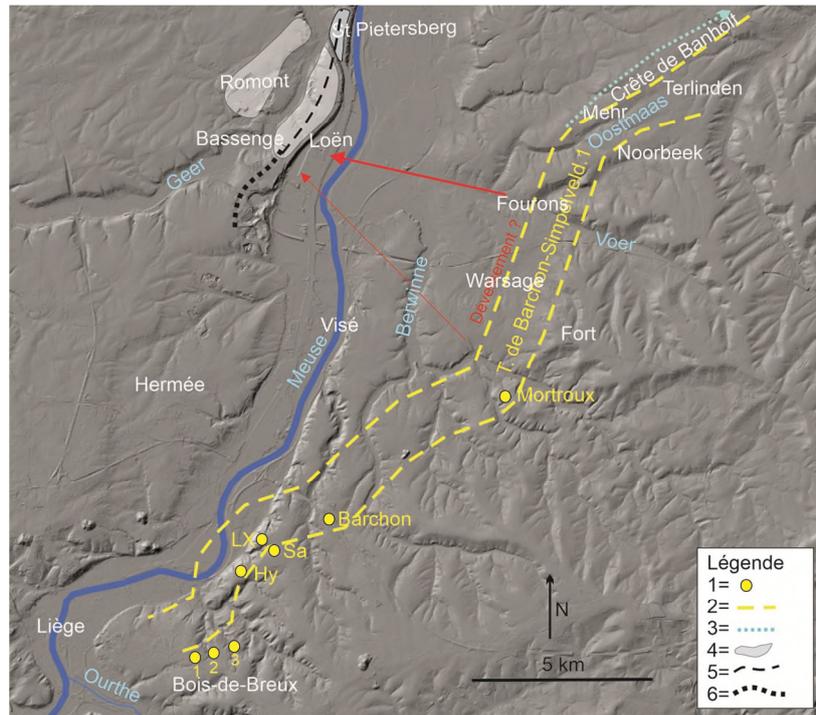


Figure 1 : Les sites évoqués dans le présent travail. Légende : 1 = lxtf appartenant aux différentes terrasses de la Meuse orientale ; 2 = largeur de la dernière terrasse de la Meuse orientale (T. de Barchon-Simpelveld 1) ; 3 = bras gauche de l'Oostmaas ou cours d'eau indépendant avant le déversement de la Meuse orientale ; 4 = lxtf de la Meuse dans le domaine du Romont et de l'interfluve Meuse-Geer ; 5 = position de la coupe de figure 2F ; 6 = position de la coupe de la figure 3.

2. Les lxtf du Romont et de l'interfluve Meuse-Geer : historique

Tant sur l'interfluve Meuse-Geer que sur le flanc gauche de la vallée du Geer au Romont, la Carte géologique de Belgique (Tongres-Herderen, n°107) rapporte la présence de « Cailloutis fluviaux ardennais des flancs moyens et supérieurs de la vallée de la Meuse (anciens cours du fleuve) ; label q2m ». Sur la Carte géologique de la Wallonie, ces cailloutis sont rapportés sous le label 'Ala' (alluvions anciennes).

Sur l'interfluve Meuse-Geer, Briquet (1907) distingue des lxtf de deux niveaux de terrasse : la T. de Keer (b128) et la T. de Fort Saint-Pierre (b102) (Fig. 2A). Macar (1938) regroupe les deux niveaux précités en une seule terrasse dite principale sous le label T.n°4 (Fig. 2B). Felder et Bosch (1989) y voient cinq niveaux (Fig 2C). Juvigné et Renard (1991) distinguent quatre niveaux dont : (1) la T. de Lixhe (b134) ; (2) la T. de Wonck (b121) ; (3) la T. de Lanaye (b110) ; (4) la T. de Sint-Pietersberg (b95) (Fig. 2D).

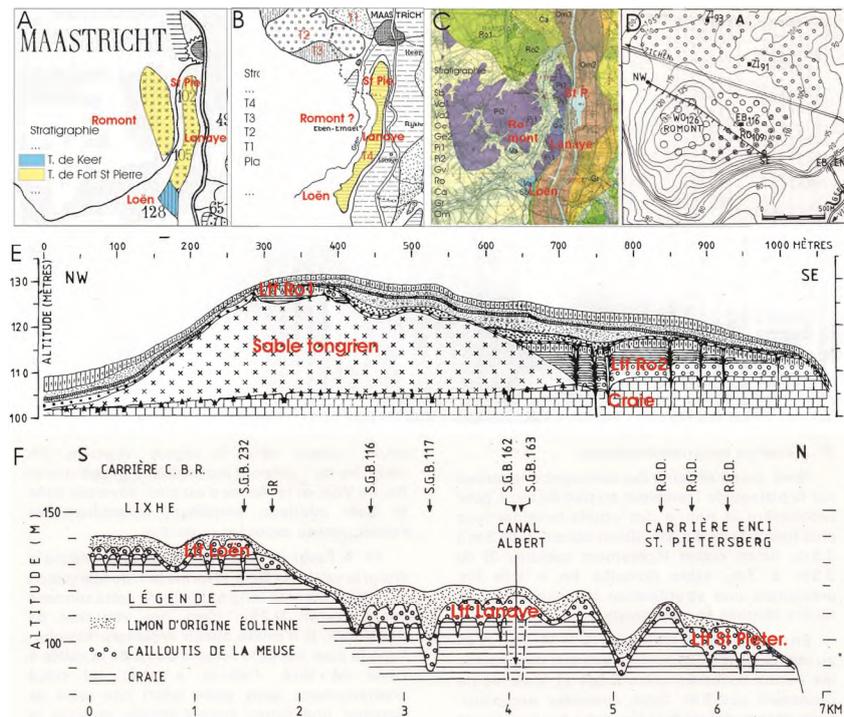


Figure 2 : Les lxtf du plateau de l'interfluve Meuse-Geer et du Romont selon différents auteurs : (A) Briquet (1907) ; (B) Macar (1938) ; (C) Felder et Bosch (1989) : Sb = Sibbe, Va = Valkenburg, Ge = Sint-Geertruid, Pi = Sint-Pietersberg, Gv = s'Gravenvoeren, Ro = Rothem, Ca = Caberg, Om = Oost-Maarland ; (D) Juvigné (1992), localisation de lxtf dans la carrière du Romont ; (E) Juvigné (1992), coupe du front de taille du Romont en 1991 (localisation sur les figure 2D et 4) ; (F) Juvigné et Renard (1992) les lxtf de l'interfluve Meuse-Geer (localisation sur la figure 1).

Sur le flanc gauche de la vallée du Geer, le cailloutis q2m est intégré par Briquet (1907) dans son modèle des terrasses de la Basse-Meuse (Fig. 2A). Macar (1938) ne tient pas compte du cailloutis précité ; il ne retient dans son modèle qu'un cailloutis au nord immédiat du Canal Albert (aux Pays-Bas). Felder et Bosch (1989) visitent la carrière du Romont ouverte depuis 1974, et un ltf est exposé dans le front de taille (b125) ; ils cartographient les lxtf de la région sur la base de la description de quelques forages carottés. Juvigné (1992) décrit le front de taille de la carrière du Romont où deux lxtf sont exposés (Fig. 2E), et il identifie deux autres niveaux en se basant sur des descriptions de quelques forages carottés (archives du SgB ; Fig. 2D).

3. Résultats

3.1. L'interfluve Meuse-Geer

La colline de Froidmont est constituée de terrains marins oligocènes essentiellement sableux dont l'épaisseur maximale était de 15 m avant l'exploitation (Renard, 1980). Ces terrains Om sont recouverts d'un cailloutis qui devrait être le résidu d'un dépôt continental remontant à la dernière régression marine en date. Les galets consistent notamment en quartz, quartzite et silex qui présentent un émoussé marin abouti, mais aussi en éclats anguleux de silex (Fig. 3).

L'intérêt que présente la reconstitution de la surface de transgression tongrienne dans le présent travail porte aux commentaires qui suivent. Le contact visible entre la base des terrains Om et le sommet des terrains crétaqués se présente en forme de cuvette entre 135 et 142 m. Le toit des terrains crétaqués consiste en une accumulation de silex résiduels épaisse de ~3 m qui s'est formée par dissolution d'une douzaine de mètres de terrains crétaqués de la Formation de Gulpen (Juvigné et Renard, 1991). Si l'on admet que la forme en cuvette et l'accumulation de silex résiduel résultent des processus de karstification postérieurs au retrait de la mer, la surface de transgression tongrienne devrait s'être trouvée au-dessus de sa position actuelle la plus élevée, nous dirons à ~150 m

Remarque. Juvigné et Renard (1991) estimaient que la Meuse avait découpé 65 m de terrains Om sur la base de l'altitude virtuelle de la Traînée mosane qu'ils faisaient passer à 180 m à l'aplomb de Loën. Cette hypothèse est évidemment obsolète.

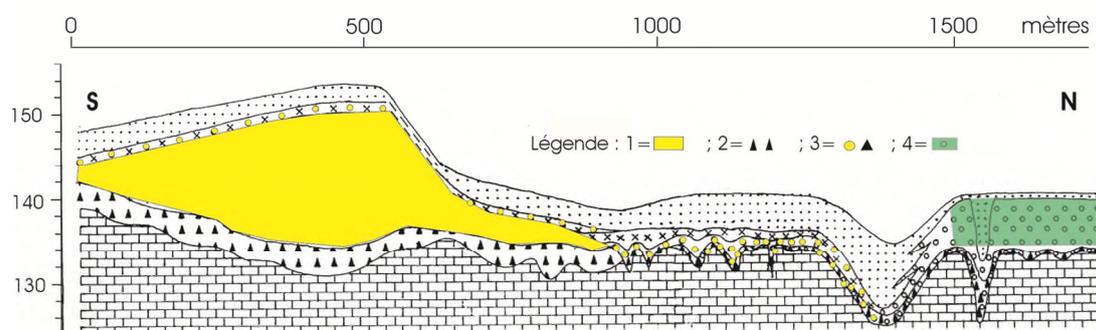


Figure 3 : La butte de terrains oligocènes marins de Froidmont et le ltf de Loën (d'après Juvigné et Renard, 1991). **Légende :** 1 = terrains marins oligocènes (essentiellement sable) ; 2 = accumulation de silex résiduel ; 3 = galets à émoussé marin et éclats de silex ; 4 = cailloutis du ltf de Loën.

Le ltf de Loën. Le cailloutis est effondré en de nombreux endroits dans des racines d'altération de la craie sous-jacente. Néanmoins, son altitude originelle peut-être identifiée entre ces puits naturels : sa base est à 134 m et son sommet à 140 m. Sur le même plateau, 500 m au nord, un cailloutis mosan est aussi excavé dans une ancienne sablière ; il s'agit du lbt connu sous le nom 'T.de Wonck' (Juvigné et Renard, 1992). Une altitude inexacte lui a été attribuée par Felder et Bosch (1989 : base à 121 m ; Fig.2C), et elle a été reprise par Juvigné et Renard (1992). Ce cailloutis est en fait à la même altitude que celui du front de taille de la carrière de Loën, et le terme T. de Wonck en devient donc obsolète. Dans le présent travail, nous attribuons le nom de ltf de Loën au cailloutis unique des anciens lxtf de Lixhe et de Wonck. Son label sera : Loën(b126 ; s132). Quant à l'altitude de 121 m précitée, elle devrait correspondre au plancher de la sablière (aujourd'hui à 123 m dans l'état d'abandon).

-Le ltf de Lanaye est en affleurement dans la carrière Marnebel à Emael ; sa base est à 110 m et son sommet à 118 m. Il est également accessible de façon sporadique dans la partie supérieure du versant gauche de la vallée de la Meuse. Il a été observé dans la même position dans la tranchée du Canal Albert à Caster (archives du SgB). D'autres observations confortent les valeurs précitées : (1) des forages carottés décrits dans les archives du SgB (Fig. 2F) ; (2) le gravier apparaît systématiquement en forte concentration dans les terres labourées en-dessous de 118 m ; (3) des forages personnels réalisés à la tarière sur les points les plus élevés

de la couverture loessique (120,5 m et 123,5 m) ont démontré que le toit du cailloutis est toujours proche de l'altitude mesurée dans la carrière Marnebel et dans la tranchée du Canal Albert. Son label sera : Lan-(b110 ; s118).

-Le *l_{tf}* de *Sint-Pietersberg* constitue la proue de l'interfluve. Le cailloutis est également effondré dans de nombreux endroits dans des racines d'altération. Néanmoins, sa base a été reconnue entre ces puits à 93 et 95 m d'altitude par Felder et Bosch (1989) qui divisent le *l_{tf}* en deux sous-niveaux : Pi1 (95m) et Pi2 (93m) (Fig. 2C). Toutefois, une si faible dénivelée ne justifie pas la distinction de deux niveaux.

3.2. Les *l_{xtf}* de la carrière du Romont

Sur l'ensemble de la surface qui a été exploitée au Romont, trois niveaux de *l_{xtf}* ont été mis au jour au fil des cinq décennies de la progression du front de taille. Ils étaient disposés en gradins du sud au nord, le plus élevé au sud. Des coupes de référence ont été levées, elles sont localisées sur la figure 4.

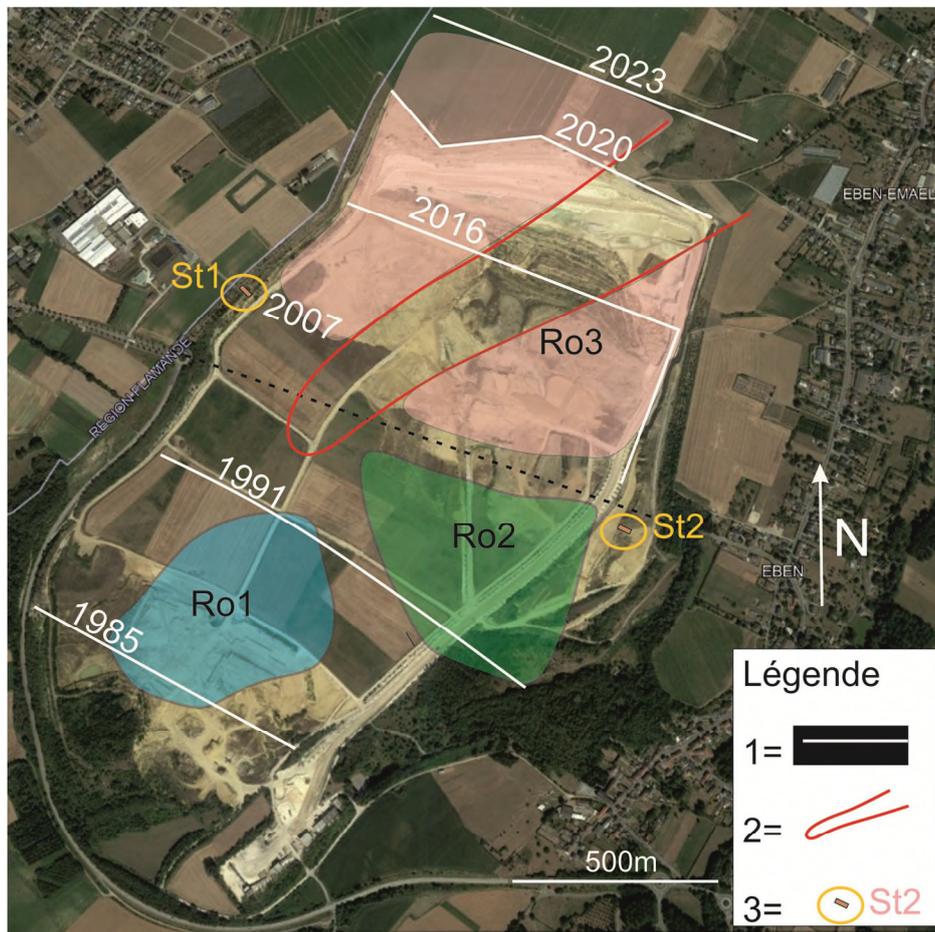


Figure 4 : Localisation des *l_{xtf}* mis au jour dans la carrière du Romont/Bassenge et position de coupes de référence suivant la progression du front de taille. Légende : 1 = position de la coupe avec année correspondante ; 2 = vallon d'Emael ; 3 = stratotypes loessiques protégés : St1, Pléistocène supérieur ; St2, Weichselien supérieur.

Ltf Ro1. En 1992, le cailloutis chapeautait la butte du Romont (Fig. 2D et E), sa base était à 126 m d'altitude et son sommet à 130 m. La carte topographique de 1904 (IRM) rapporte qu'avant l'exploitation, la butte culminait entre 132 et 133 m. Il s'agit donc du même ltf que celui reconnu antérieurement par Felder et Bosch (1989). Son label sera : Bas-Ro1(b126 ; s132) (Bas = Bassenge). On notera que ce ltf coiffe une butte de terrains Om dont l'épaisseur atteint 17 m (Fig. 3E). Par ailleurs, la pente de la surface de transgression de la mer tongrienne est mesurable sur 800 m de longueur dans la coupe de la figure 2E : ~9 m/km. Cette pente est aussi celle de la surface de transgression tongrienne reconstituée à l'aplomb de la vallée de la Meuse par Juvigné *et al.* (2022) (voir plus loin).

Ltf Ro2. On notera que la base de ce ltf a été reconnue horizontale à 109 m d'altitude sur 400 m de longueur ; le sommet des dépôts mosans atteint 117 m (Fig. 3E). En de très nombreux endroits, le cailloutis est effondré dans des racines d'altération qui atteignent régulièrement la dizaine de mètres de profondeur. Son label sera Bas-Ro2(b109 ; s117). On notera que Rixhon *et al.* (2011) ont produit pour ce ltf, un âge de 725 ± 120 ka obtenu par la *méthode des isotopes cosmogéniques*.

Ltf Ro3. Un troisième ltf a été enregistré dans trois coupes successives (Fig. 5A). En de très nombreux endroits, le cailloutis est effondré dans des racines d'altération qui atteignent régulièrement la dizaine de mètres de profondeur. L'altitude de la base dans les zones non effondrées est comprise entre 90 et 95 m ; elle est légèrement inclinée de SE en NO. Le sommet du cailloutis atteint localement 102 m. Son label sera Bas-Ro3(b92 ; s102). Dans la direction perpendiculaire (front oriental), le cailloutis est nettement en pente, et il devrait répondre à la phase d'incision latérale entreprise à partir de Ro2. On notera que contrairement à la Carte géologique de Belgique, aucune poche de terrains Om n'a été observée sous le cailloutis Ro3 qui repose partout sur les terrains crétacés.

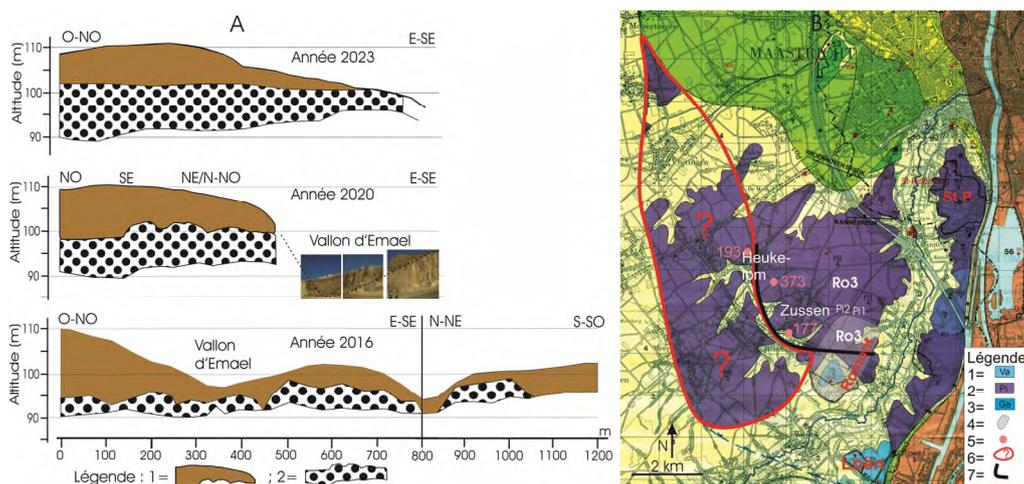


Figure 5 : À propos de l'extension du ltf Ro3. (A) Coupes des terrains de couverture du ltf Ro3 dans la carrière du Romont/Bassenge (localisation sur la figure 4). Légende : 1 = loess ; 2 = cailloutis mosan. (B) Remarque sur la carte de Felder et Bosch (1989, avec ajouts). Légende : 1 = T. de Valkenburg ; 2 = T. de Sint-Pietersberg ; 3 = T. de Sint-Geertruid ; 4 = carrière du Romont ; 5 = points d'observation rapportés par Felder et Bosch ; 6 = espace sans cailloutis mosan ; 7 = limite ouest et sud du ltf Ro3.

Remarque. Juvigné (1992) rapporte un cailloutis traversé par un forage entre Ro1 et Ro2 (base à 116 m), et il l'attribue à une terrasse dite d'Eben-Sint-Geertruid. L'avancée ultérieure du front de taille a montré qu'il s'agissait d'un dépôt de pente issu de Ro1. Ce niveau n'apparaît donc plus dans le présent travail.

3.3. Les lxf dans le prolongement de la carrière du Romont

Dans la partie méridionale du Plattenberg et au nord immédiat de Zichen, des forages carottés rapportent la présence de cailloutis mosans dont l'altitude s'accommode du lxf Ro3 (archives SgB107.E : 108, 109, 244, 263, 332, 351).

Dans la partie septentrionale du Plattenberg, à proximité du Canal Albert, la base du cailloutis a été atteinte dans trois forages entre 92 et 99 m, et le sommet entre 98 et 108 m (SgB107.E : 262, 265, 374). Ce cailloutis pourrait donc être un peu plus élevé que celui mitoyen de Ro3 (voir plus haut : base de 90 à 95 m ; sommet jusqu'à 102 m).

Le long du Canal Albert, dans la tranchée de la colline de Canne (Kannenbergh), un cailloutis de 5 m d'épaisseur a été décrit (archives du SgB : coupe de Gulinck, 1961) ; il tronque à 95 m d'altitude, une vaste poche de terrains Om développée dans le tuffeau maastrichtien. Le flanc nord de la colline correspond à une faille de part et d'autre de laquelle les terrains Om sont décrochés d'une quinzaine de mètres. Lors de l'élargissement de la tranchée, Gullentops et Claes (1997) décrivent également le flanc sud de la même colline et ils y signalent un décrochement d'environ 6 m de la base du cailloutis, sans que le toit en soit affecté. À Montenaken/Vroenhoven, 1,5 km plus à l'aval, les auteurs décrivent une autre faille de part et d'autre de laquelle les terrains Om sont décrochés, mais le lxf dit de Montenaken (b62-65 ; s~75) qui les recouvre n'en est pas affecté. Les auteurs concluent à l'existence d'un horst entre les deux failles et à un prolongement de la déformation du sol pendant le Pléistocène moyen. Dans ce contexte, il n'est pas opportun d'attribuer nécessairement à une terrasse particulière le cailloutis porté par la colline de Canne.

Remarques sur la carte de Felder et Bosch (1989) (Fig. 5B). Les observations faites sur le front de taille en progression montrent que sur la carte : (1) le lxf Ro2 est absent ; (2) la division du lxf Ro3 en Pi1 et Pi2 est injustifiée. Par ailleurs, l'extension de la T. de Sint-Pietersberg est abusive. À l'ouest et au NO du Romont, un vaste méandre de la terrasse Pi2 est fondé sur un seul point d'observation au NO de Heukelom. Il ne peut s'agir que du forage SgB107E0193 qui rapporte entre 90 et 85 m (altitude) des lits de sable et d'argile avec une charge de silex roulés, et il n'est fait état à aucun niveau de cailloux d'origine ardennaise. Cependant, d'autres forages réalisés à Heukelom (107E373, 374 et 488) rapportent des cailloux ardennais sous la couverture de loess et plus bas que 95 m d'altitude. Enfin, la carte mentionne à Zussen une gravière où la base du cailloutis a été mesurée à 92 m. La limite géographique du lxf Ro3 devrait donc se situer à Heukelom.

3.4. Les lxf du Romont, synthèse

La coupe schématique de la figure 6 montre la position relative des trois niveaux de terrasses mosanes qui ont été décrits au fil de la progression du front de taille de la carrière du Romont depuis l'origine (1974) jusqu'en 2023.

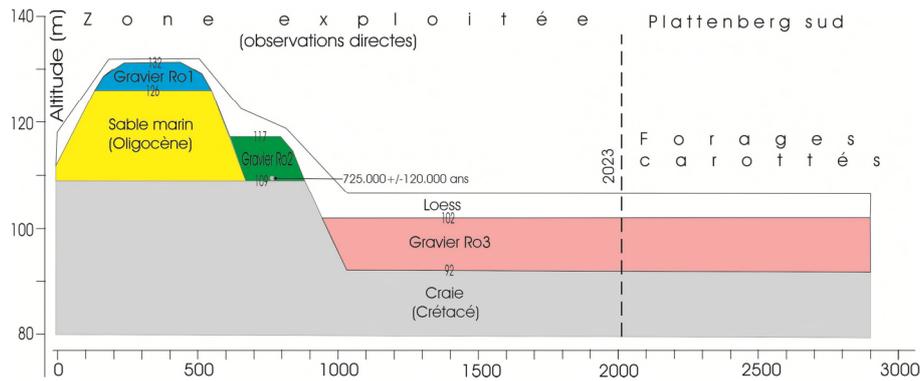


Figure 6 : Coupe schématique des lxtf reconnus en affleurement au cours de l'exploitation de la carrière du Romont et par des forages carottés dans son prolongement vers le Nord et le NO.

4. Essai de corrélation régionale des lxtf étudiés

4.1. Généralités

À propos de la présentation des modèles antérieurs. Briquet (1907) et Macar (1938, 1957) ont produit des modèles de terrasses de la Basse-Meuse liégeoise qui relèvent du raccord de l'altitude de la base des lxtf de proche en proche. Qu'ils soient sur les flancs gauche ou droit, les lxtf ont été systématiquement projetés à l'aplomb de la plaine d'inondation, voire dans une coupe de référence, sans préciser la méthode de projection, même lorsqu'ils s'écartent fortement de la plaine alluviale (cas de la Meuse orientale par exemple). Juvigné et Renard (1992) ont produit un modèle basé sur le raccord des lxtf de proche en proche en respectant de l'un à l'autre, une pente égale à celle de la plaine d'inondation actuelle ; de la sorte d'anciens méandres ont été suivis ; cette méthode évitait les écarts inhérents à la projection précitée, mais il excluait par principe toute déformation postérieure des terrasses ainsi reconstituées. Pissart (1974) et Pissart *et al.* (1997) ont produit des modèles de synthèse pour la Meuse depuis la France jusqu'au Limbourg en forçant le raccord des travaux de divers auteurs, mais sans apporter aucune donnée originale supplémentaire.

À propos de la plaine d'inondation de la Meuse. Dans les travaux antérieurs précités, le profil de référence est toujours la plaine d'inondation et sa représentation est toujours très simplifiée. La figure 7A présente un profil de Namur à Venlo qui a été réalisé par lecture de l'altitude de la *surface du sol* sur des documents numérisés donnant accès à l'altitude de chaque point (carte topographique pour la Wallonie [WalOnMap] et Google Earth pour les Pays-Bas). La dispersion des points par rapport à la courbe de tendance devrait tenir à la difficulté d'identifier des surfaces inviolées. La forme lissée montre néanmoins un net accroissement de la pente qui atteint un maximum entre Liège et Roermond, et une valeur de 47 cm/km sur le tronçon de Bressoux à Petit-Lanaye (équation de la courbe). La figure 7B représente un profil de la Basse-Meuse liégeoise qui a été réalisé à l'aide de la carte topographique ancienne (IRM, 1904) qui rapporte la plaine d'inondation nettement moins urbanisée qu'actuellement et une équidistance des courbes de niveau de 1 m. Les chenaux abandonnés y sont encore bien identifiables, et chaque profil transversal est représenté par son altitude moyenne affectée de la dénivelée inhérente aux chenaux. On notera une irrégularité

de la pente dans la région de Visé où débouche le ruisseau d’Aaz qui descend des lxtf de Hermée ; il devrait s’agir d’un profil de cône de déjections.

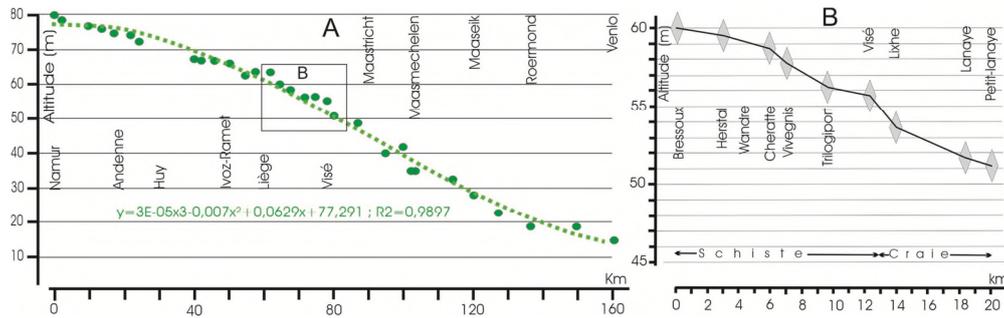


Figure 7 : (A) Profil de la plaine d’inondation de la Meuse de Namur à Venlo, d’après la carte topographique numérisée en Wallonie [WalOnMap] et Google Earth aux Pays-Bas. (B) Profil de la plaine d’inondation de la Basse-Meuse liégeoise d’après la carte topographique ancienne (IRM, 1904). Explications : un profil transversal a été établi à l’endroit de chaque localité nommée ; les losanges représentent la dénivelée entre la crête et le fond des chenaux abandonnés ; le trait continu relie la valeur intermédiaire de chaque profil transversal.

À propos de la base de la plaine alluviale de la Meuse. Les très nombreux forages qui ont été exécutés dans la plaine alluviale de l’agglomération liégeoise et en Basse-Meuse montrent que, dans une même coupe transversale d’environ 1 km de largeur, l’altitude de la base du cailloutis varie dans une dénivelée qui peut atteindre exceptionnellement 5 m (Calembert *et al.*, 1968). En prenant en considération la répartition spatiale de l’ensemble de leurs données, ces auteurs ont conclu à la distinction de deux niveaux de base du cailloutis, qui ont été appelés respectivement ‘Niveau d’érosion inférieur’ et ‘Niveau d’érosion supérieur’ ; le premier est à -10 m et le second à -7 m sous la plaine d’inondation commune. Dans le respect de cette interprétation, on peut donc admettre un intervalle de confiance jusqu’à 3 m pour l’altitude de la base du cailloutis d’un ltf.

4.2. À propos de mouvements du sol

4.2.1. À propos de l’activité tectonique

La région étudiée se trouve à la bordure méridionale du Graben de la Roer, et de ce fait, on peut attendre des manifestations marginales de l’activité tectonique (Fig. 8). Les failles dont il faut nécessairement tenir compte dans la discussion de l’essai de corrélation des lxtf de Hermée et du Plateau de Campine font l’objet d’un commentaire plus loin.

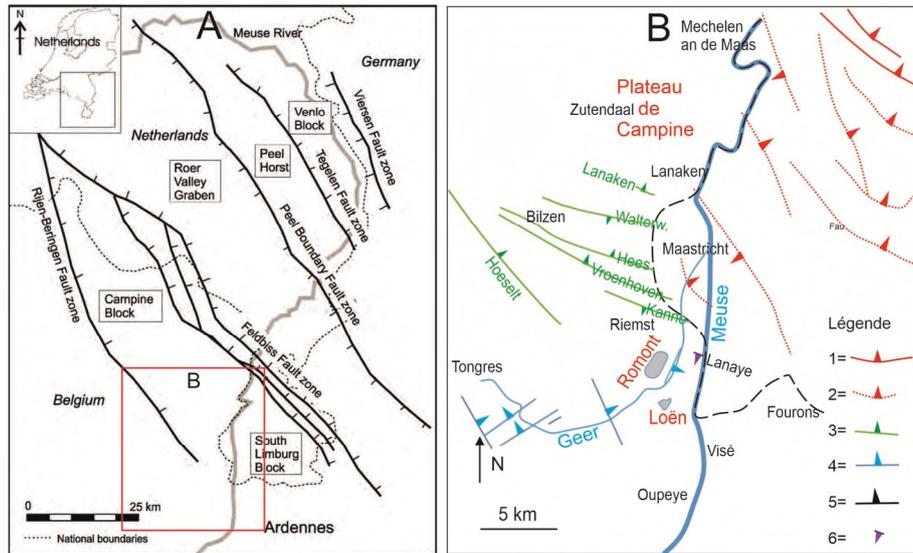


Figure 8 : (A) La position de la région étudiée par rapport au Graben de la Roer d'après Cambier et Dejonghe (2012). (B) Failles proches de la région étudiée. Légende : 1 = failles actives selon Deckers *et al.* (2020) ; 2 = failles secondaires selon Deckers *et al.* (2020) ; 3 = failles selon Gullentops et Claes (1997) ; 4 = failles selon la Carte géologique de la Wallonie (Marion et Barchy, sous presse) ; 5 = zone de faille de Hoeselt ; 6 = faille de Lanaye selon Macar (1946).

Sur la Carte géologique de la Wallonie, une faille est représentée le long du Geer inférieur entre les lxtf du Romont et de Lanaye ; elle est reportée sur la figure 8B. Elle affecte les terrains créacés, mais son impact éventuel sur les lxtf voisins (Ro3 et Lanaye) n'apparaît pas (voir plus haut). Macar (1946) décrit un décrochement du cailloutis mosan dans le versant gauche de la vallée à la hauteur du pont de Lanaye, elle concerne donc le ltf de Lanaye. L'auteur l'interprète comme une faille sans exclure la possibilité qu'il s'agisse d'un effondrement karstique. L'existence de cette faille n'a jamais été confirmée. Néanmoins, elle a été reprise comme telle par Gullentops et Claes (1997). Des failles à rejet métrique sont aussi connues dans la carrière ENCI (promontoire de l'interfluve Meuse-Geer ainsi que dans les mines de tuffeau de Petit-Lanaye, mais aucune n'aurait affecté les cailloutis mosans sus-jacents.

4.2.2. À propos du basculement des terrains tongriens

Juvigné *et al.* (2021a, 2021b) ont montré que dans le réseau hydrographique primitif de la région liégeoise, on peut soupçonner un basculement oblique (vers le NO) de terrasses fluviales chattiennes à pliocènes. Ce basculement a été associé au soulèvement post-tongrien de l'Ardenne tel que décrit par Demoulin (1989, 1995). Dans la région qui nous occupe ici, ce basculement est enregistré par le pendage des terrains Om depuis le plateau de Herve (Aubin-Neufchateau) jusqu'en Hesbaye orientale (Riemst). Dans le présent travail, la question est de savoir si le basculement s'est poursuivi pendant le Quaternaire (Fig. 9).

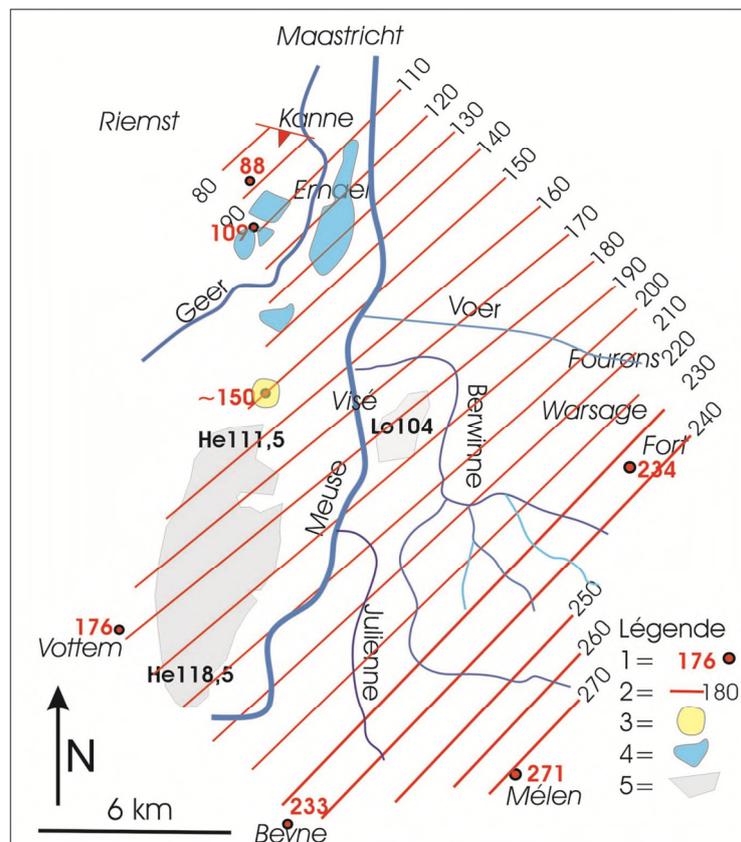


Figure 9 : Inclinaison actuelle de la surface de transgression de la mer tongrienne en Basse-Meuse. **Légende :** 1 = altitude connue de la base des terrains oligocènes marins (Om) dans les archives du SgB ; dans tous les sites retenus, les terrains Om reposent sur des terrains crétacés, si bien que les altitudes doivent être considérées comme des valeurs minimales ; 2 = isohypses de la base des mêmes terrains ; 3 = sablière de Froidmont ; 4 = lxtf de l'interfluve Meuse-Geer et de la carrière du Romont ; 5 = autres lxtf de la Meuse cités dans le présent travail (avec altitude de leur base) : He = Hermée ; Lo = Lorette/Visé.

Le pendage actuel de la surface de transgression tongrienne est de $\sim 9\text{m/km}$ dans la région étudiée, tandis que la pente originelle devait être comprise entre 1 et 2 m/km . On ne connaît que les grands traits des variations de la vitesse du soulèvement post-tongrien de l'Ardenne

(Demoulin, *in* Juvigné *et al.*, 2005) à savoir : (1) le mouvement a été très lent pendant l'Oligocène et le Miocène ; (2) il s'est légèrement accéléré pendant le Pliocène et le Pléistocène inférieur ; (3) à l'aube du Pléistocène moyen quatre cinquièmes du soulèvement devait être acquis ; (4) un ralentissement a eu lieu à l'approche de la transition du Pléistocène moyen au Pléistocène supérieur. Si le soulèvement et le basculement ont été synchrones, et si la surface de transgression tongrienne était sub-horizontale, la terrasse de Ro2 (*cf.* âge CNR) a pu subir un basculement de ~ 2 m/km ; les terrasses précédentes un peu plus et les suivantes de moins en moins.

N.B. Le pendage avéré en Basse-Meuse liégeoise ne peut être extrapolé dans le Limbourg où il doit faire l'objet d'une recherche particulière qui n'est pas de notre ressort. En effet, en Campine le basculement se fait vers le N-NO jusqu'au Rupélien, puis vers le NE à partir du Chattien (Dusar & Vandenberghe, 2020).

4.3. Relation entre les lxtf du Romont et leurs voisins immédiats

La figure 10 illustre le commentaire relatif aux essais de corrélation entre les lxtf de l'interfluve Meuse-Geer, du Romont et de ceux décrits à l'aval immédiat par Meijs (2012).

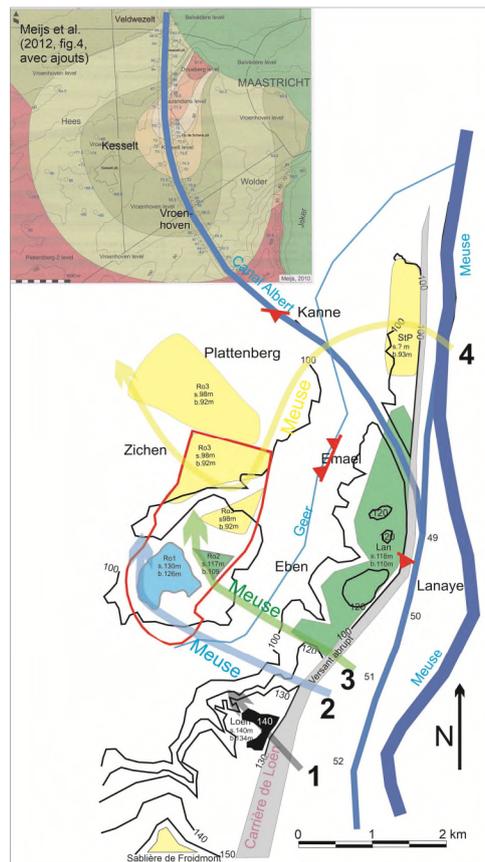


Figure 10 : Les lxtf du Romont dans le réseau des terrasses régionales. Explications : les routes fléchées sont celles des quatre terrasses impliquées, leurs prolongements sont discutés plus loin ; la faille de Vroenhoven n'affecte pas la terrasse identifiée par Meijs (2012) ; elle n'est donc pas ajoutée.

4.3.1. Relation entre les lxtf du Romont et ceux de l'interfluve Meuse-Geer

- Le ltf Ro3 (b92 à 95) constitue le prolongement de celui de Sint-Pietersberg (b93 et 95).
- Le ltf Ro2 (b109 ; s117) et le ltf de Lanaye (b110 ; s118) peuvent être intégrés dans une même terrasse dans la mesure où la pente admise est de ~50 cm/km de l'un à l'autre, et à très courte distance (1,5 km).
- Les lxtf de Loën et de Ro1 présentent entre eux une dénivelée de 8 m pour une distance de 2 km. La corrélation impliquerait une pente de 4 m/km qui est inacceptable. Ces deux lxtf appartiennent donc à des terrasses indépendantes l'une de l'autre.

4.3.2. Relation entre les lxtf du Romont et ceux reconnus à l'aval immédiat

Meijs (2002, 2011, 2012) a reconstitué l'évolution des terrasses de la Meuse à l'ouest de Maastricht. Elles sont toutes à un niveau inférieur à celui de Ro3. Elles décrivent un méandre qui s'est agrandi en s'incisant latéralement par étapes vers le SO. Arrivée entre 60 et 65 m, la Meuse s'attaquait à la T. de Sint-Pietersberg 2 (*sensu* Felder et Bosch, 1989 ; ici Ro3), avant de recouper son méandre à proximité du site du Belvédère à l'ouest de Maastricht.

4.3.3. À propos d'un basculement éventuel des lxtf du Romont et environs

Dans la Basse-Meuse liégeoise, le déversement de la Meuse orientale, suivi de son incision latérale vers le NO donne à penser que le basculement du sol post-tongrien devrait avoir affecté le déplacement de la Meuse vers le NO. Toutefois, les faits observés se présentent de façon contradictoire : (1) la base du ltf Ro2 est parfaitement horizontale sur 400 m de longueur dans la direction du pendage de la surface de transgression (Fig. 3E) ; (2) la base de Ro3 est inclinée vers le NO sur 800 m de longueur et dans tous les cas sa pente moyenne est en général le triple de celle qui a pu être la pente de la Meuse. Les données relatives aux autres lxtf sont insuffisantes pour émettre un avis sur une relation éventuelle avec le basculement des terrains Om.

L'ensemble des observations montrent que pendant la période correspondant aux lxtf étudiés et après, des méandres se sont développés pratiquement à contre sens de l'écoulement général actuel de la rivière. De façon énigmatique, ce type d'évolution devrait plutôt répondre à une diminution de la pente longitudinale générale de la rivière (N-S) jusqu'à une valeur très faible.

4.4. Recherche de la terrasse principale dans l'interfluve Meuse-Geer et au Romont

4.4.1. Le concept de *terrasse principale* de la Meuse

Fourmarier (1924) rapporte « une très belle terrasse connue sous le nom de terrasse de Cointe sur la rive gauche, de terrasse de la Chartreuse sur la rive droite... et en aval de Liège, elle a été désignée sous le nom de terrasse de Pontisse.... On la suit jusqu'au-delà de Givet et...la base du cailloutis...est partout vers la cote 120... ». Le concept de *Terrasse principale* apparaît dans un travail initié par Fourmarier sur les terrasses de la Sambre et de la Meuse, dans lequel Mouchamps (1927) raccorde le Plateau de Campine à la *terrasse de 120 m* précitée. Ce concept est étendu au bassin de l'Ourthe par Schmit (1931), et ce dernier travail est présenté au Congrès international de Géographie à Paris en 1931 (Fourmarier et Schmit, 1934, publication des actes). Entretemps, le travail de Mouchamps précité, fait l'objet d'une publication formelle (Mouchamps, 1933). L'accroissement progressif de la pente longitudinale à l'aval de Liège est présenté par l'auteur comme une déformation anticlinale. Dans les travaux précités, les observations de terrains sont succinctes et les mesures d'altitude sont faites uniquement sur la carte topographique (donc sur la couverture loessique) et l'altitude de la base du cailloutis est toujours estimée au départ de la cote précitée. Le concept de *terrasse principale* a été repris comme tel par Macar (1938 ; et suivants) sous le label T.n°4, et la localité de Hermée a remplacé celle de Pontisse pour désigner ce ltf de référence.

Conceptions alternatives. Felder et Bosch (1989) intègrent le ltf de Hermée dans la T. de Sint-Geertruid qui est immédiatement antérieure au Plateau de Campine, dit par les auteurs T. de Sint-Pietersberg. Juvigné et Renard (1992) raccordent entre eux les lxtf de Hermée, de Romont 2 et de Pietersberg 1 sur le versant droit de la vallée à l'est immédiat de Heer. Rixhon *et al.* (2011) datent le ltf de Romont 2 de 725 ± 120 ka (CNR). Les auteurs le considèrent comme un membre de la *Young main terrace* (Jeune terrasse principale). Ce concept est à rapporter à la *Jungere Haupt Terrasse du bassin du Rhin* (ex. Quitzow, 1974). Dans le bassin de la Meuse, le ltf de référence de cette terrasse choisi par les auteurs se situe dans le site archéo-paléontologique de La Belle-Roche (Amblève inférieure ; Juvigné *et al.*, 2005). A travers les interprétations divergentes exposées ci-dessus, le concept original de *terrasse principale* est donc en difficulté. Il est revisité au départ de ses deux lxtf essentiels dans la Basse-Meuse, ceux de Hermée et du Plateau de Campine.

4.4.2. Examen du prolongement des lxtf de Hermée jusqu'au Plateau de Campine

Le ltf de Hermée est décrit en détails par Juvigné (2023e). Il est le plus vaste de tous ceux de la Basse-Meuse. Sa longueur est de ~10 km et sa plus grande largeur ~4 km (Fig. 11). Deux sous-niveaux ont été individualisés : (1) le niveau supérieur, Hermée 1 (Her1-HS[b119-116,5]) dans le domaine de La Préalles et des Hauts-Sarts où les données sont particulièrement nombreuses et où le cailloutis reste accessible sur un front de taille abandonné dans le vallon de Patar/Préalles ; (2) le niveau inférieur, Hermée 2 (Her2-HIR[b115-112]) notamment sur le territoire d'Heure-le-Romain, où le cailloutis reste accessible sur le front de deux carrières à

l'arrêt. La dénivelée entre les bases de Hermée 1 et Hermée 2 est de ~3 m. La base des deux lxtf et celle de la plaine d'inondation adjacente présentent une pente longitudinale pratiquement identique de ~50 cm/km.

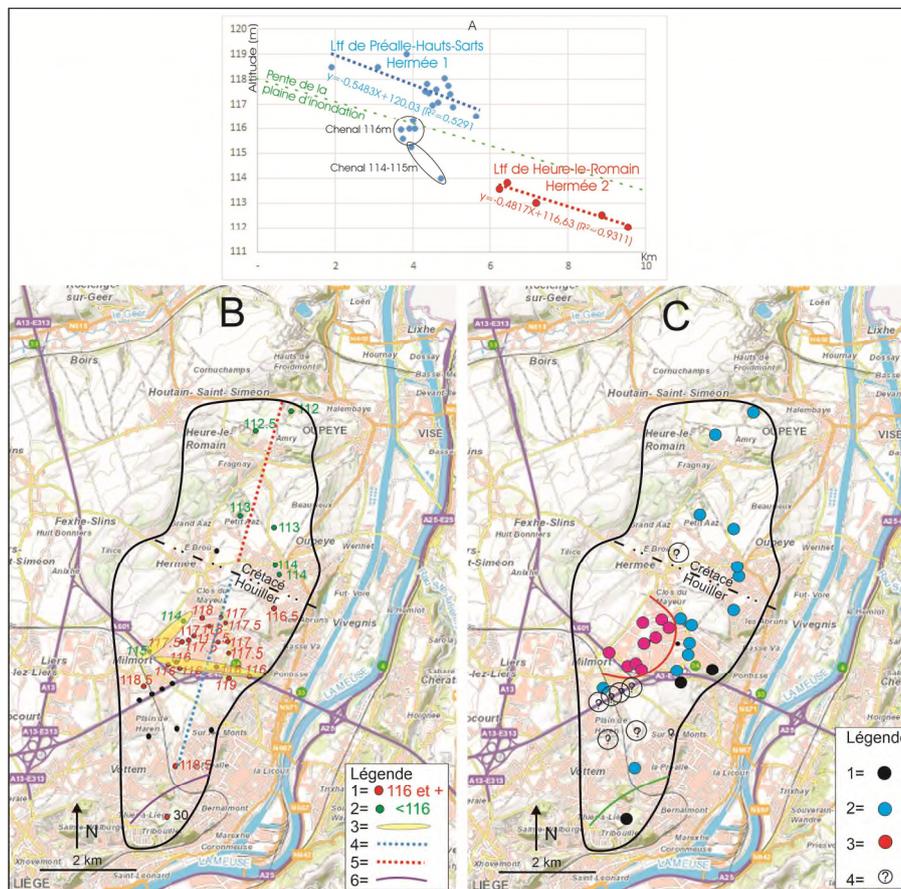


Figure 11 : (A) Attribution des points de mesure d'altitude de la base aux lxtf de Hermée 1 (et de ses chenaux) et de Hermée 2, avec calcul de la pente de chaque ltf par droite de tendance. (B) Altitude de la base du cailloutis dans les différents sites. Légende : 1 = altitude de la base du cailloutis ≥ 116 m ; 2 = altitude de la base du cailloutis < 116 m ; 3 = chenaux dans le toit du socle ; 4 = position du cluster pour le ltf Hermée 1 (Fig. A) ; 5 = position du cluster pour le ltf Hermée 2 (Fig. A) ; 6 = limite entre les lxtf de Hermée 1 et de Bernalmont. (C) Épaisseur du cailloutis en mètre. Légende : 1 = < 5 m ; 2 = 5 à 10 m ; 3 = > 10 m ; 4 = base non atteinte. (Extrait de Juvigné, 2023e).

Du ltf Hermée 2 jusqu'à Romont (Fig. 12). La forme du versant gauche du ltf de Hermée 2 indique qu'en quittant ce site (b112 à Haccourt), la Meuse s'est dirigée vers l'est, où 4 km plus loin (b~110 attendu), l'interfluve Berwinne-Meuse porte le ltf de Lorette (b103 ; s111,5 : SgB-108W0514). L'altitude de celui-ci permet donc de laisser se poursuivre la T. de Hermée 2 vers l'est où aucun relief actuel ne l'empêche d'atteindre le pied de l'amphithéâtre de Warsage. Un large méandre de la T. de Hermée 2 a donc pu exister dans ce site (Fig. 12). Par ailleurs, Felder et Bosch (1989) ont dessiné un tel méandre au niveau de la T. de Sint-Pietersberg (Pi1) bien qu'il ne soit soutenu par aucune donnée concrète à l'est de la Berwinne. La longueur maximale que l'on peut attribuer à un tel méandre depuis Visé/Lorette jusqu'à l'interfluve Meuse-Geer est de ~13 km. En admettant la pente longitudinale de 50 cm/km, la base de la T. de Hermée 2 se présenterait devant l'interfluve Meuse-Geer à ~103,5 m, c'est-à-

dire à un niveau intermédiaire entre ceux des lxtf de Lanaye (Ro2) et de Sint-Pietersberg (Ro3). Quant à la base du ltf de Hermée 1 qui est supérieur de ~ 3 m au ltf de Hermée 2, elle se présenterait ainsi devant l'interfluve à $\sim 106,5$ m c'est-à-dire presque niveau du ltf de Lanaye. Dans ces conditions, on peut admettre que les lxtf de Hermée 1 et de Lanaye appartiennent à une même terrasse qui héritent ainsi de l'âge 725 ± 120 ka attribué à Romont 2 par Rixhon *et al.* (2011).

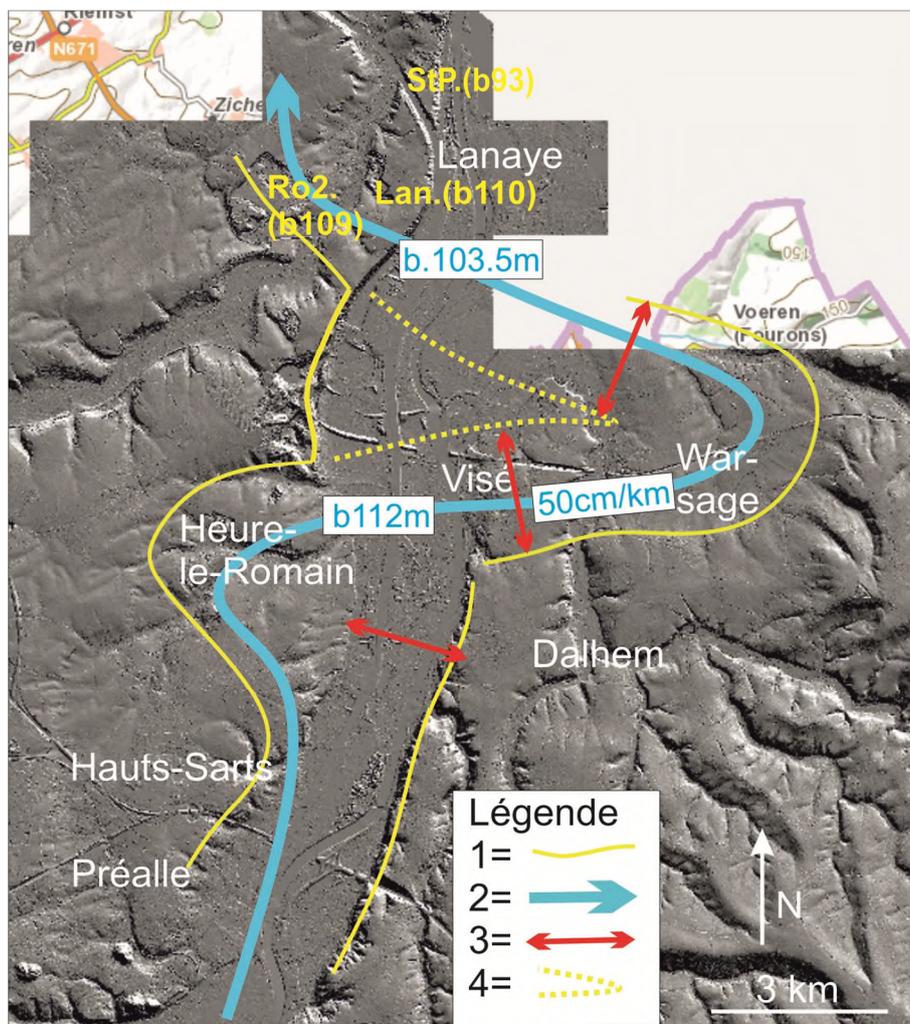


Figure 12 : Itinéraire probable de la Meuse au niveau de la T. de Hermée 2. Légende : 1 = limite de l'espace de liberté pour placer la T. de Hermée 2 ; 2 = itinéraire possible de la Meuse au niveau de la même terrasse ; 3 = largeur représentative de la plaine d'inondation ; 4 = limite possible du promontoire du méandre de Warsage. Explications : 112 m = altitude de la base du ltf de Hermée 2 à sa sortie ; 103,5 m = altitude attendue de la base sur l'interfluve Meuse-Geer dans les conditions du dessin.

On notera que la tentative de raccord concerne des lxtf qui se trouvent à l'aplomb d'isohypses différentes de la surface de transgression tongrienne (Fig. 8) : le ltf de Hermée 1, entre 180 et 200 m ; le ltf de Hermée 2, entre 150 et 180 m ; le ltf de Lanaye entre 110 et 135 m ; le ltf de Romont 2 à ~ 110 m. Si un basculement régional postérieur au Pléistocène inférieur devait être démontré, les lxtf de Hermée seraient soulevés par rapport à ceux de l'interfluve et de Romont, et la corrélation devrait être revue.

Essai de corrélation de Romont 2 avec le Plateau de Campine (Fig. 13). Dans la partie méridionale du plateau de Campine, l'altitude de la base du cailloutis est de 88 m au nord immédiat de Gellik-Lanaken (SgB : 078E0263 : 87 m ; SgB : 078E0192 : 89 m). A proximité de la carrière SIBELCO (Maasmechelen), elle est rapportée à ~78 m (SgB078E0203, 78 m ; 204, 77 m ; SgB078E239, 78,3 m ; SgB078E244, 77,5 m) (Fig. 13A). D'un site à l'autre, la pente moyenne est de ~170 cm/km, soit nettement supérieure à celle des deux lxf du plateau de Hermée (50 cm/km) (Fig. 13C). Une route détournée par Mopertingen (qui aurait été érodée par les terrasses inférieures), ne réduirait la pente que de quelques cm/km et ne pourrait donc pas expliquer seule la rupture de pente. La route correspondante est traversée par des failles (Claes *et al.*, 2001) qui affectent les dépôts Om (Formation de Sint-Huibrechts-Hern) pour un rejet global de ~14 m entre Romont et Lanaken (F. de Kanne, +8m ; F. de Vroenhoven, -18 m ; F. de Hees, -10 m ; F. de Walterwilder, +3 m ; F. de Lanaken, +3 m) (Fig. 13B). Dans ce sens, on constate qu'en décomptant la dénivelée précitée de 14 m des 21 m actuels, la pente résiduelle serait proche de 50 cm/km, c'est-à-dire identique à celle du tronçon de Hermée 1 à Romont 2 (voir plus haut). Cette possibilité est soutenue par l'exemple décrit par Gullentops et Claes (1997) qui ont montré que les failles de Kanne et de Vroenhoven ont permis la formation d'un horst qui aurait soulevé le lxf de Kannenberg (b~100m), mais pas le lxf de Montenaken (b~65).

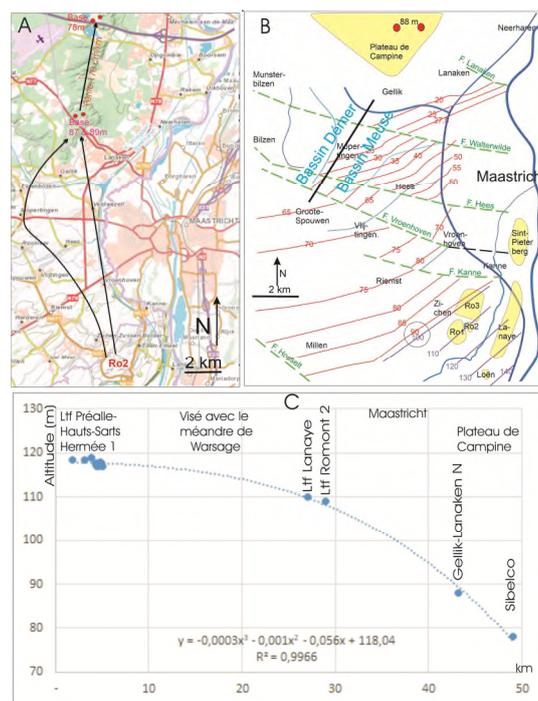


Figure 13 : À propos du raccord de la terrasse Hermée 1-Romont 2 avec le Plateau de Campine. (A) Localisation de la carrière du Romont et de la partie méridionale du Plateau de Campine. Explication : les pastilles rouges localisent des forages qui rapportent la base du cailloutis mosan dans la partie méridionale du Plateau de Campine (archives du SgB). (B) Isohypses de la base des dépôts Om d'après des observations personnelles dans la zone des lxf étudiés et pour le Limbourg d'après le modèle de Claes *et al.* (2001). N.B. Au contact des deux modèles, il existe un décalage de quelques mètres d'altitude (cercle noir) qui ne doit pas être lu comme une quelconque discontinuité du pendage, mais plutôt comme un problème méthodologique. (C) Le profil longitudinal de la base d'une terrasse qui comprendrait les lxf de Hermée 1, Lanaye, Romont 2 et la partie méridionale du Plateau de Campine.

4.4.3. Réflexions sur la corrélation des lxtf de Hermée et de Sint-Geertruid

Sur la carte de Felder et Bosch (1989), le ltf de Hermée (ltf unique) est intégré dans la T. de Sint-Geertruid dont le lambeau de référence est divisé en deux sous-niveaux : Sint-Geertruid 1 et Sint-Geertruid 2. Dans les deux cas, l'altitude de la base varie entre 106 et 113 m (Fig. 14). Aucun livret explicatif n'accompagne la carte, le commentaire qui suit est donc personnel. Il faut tout d'abord constater que la terrasse de Sint-Geertruid est environ quatre fois plus large que la plaine alluviale actuelle et qu'elle annoncerait ainsi l'étalement du Plateau de Campine qui va lui succéder dans le modèle des auteurs. La distance du tronçon correspondant de la terrasse est de ~6 km. Sur la carte, l'altitude de la base à la sortie du ltf de Hermée est de 112 m. Il n'y aurait donc aucune dénivelée entre les deux sites. Dans cette hypothèse, le ltf de Sint-Geertruid appartiendrait à une terrasse antérieure à celle de Ro2, mais celle-ci n'est pas identifiable dans l'état actuel des connaissances. En effet, on ne sait rien de la façon dont la Meuse est passée de l'abandon de l'Oostmaas (T. de Barchon-Simpelveld : b165 m ; pente 35 cm/km) à la T. de Lixhe (b134 m) (Juvigné *et al.*, 2022a.b) (Fig. 1). Dans cette situation très particulière, le rythme de l'incision du cours d'eau a dû être accéléré.

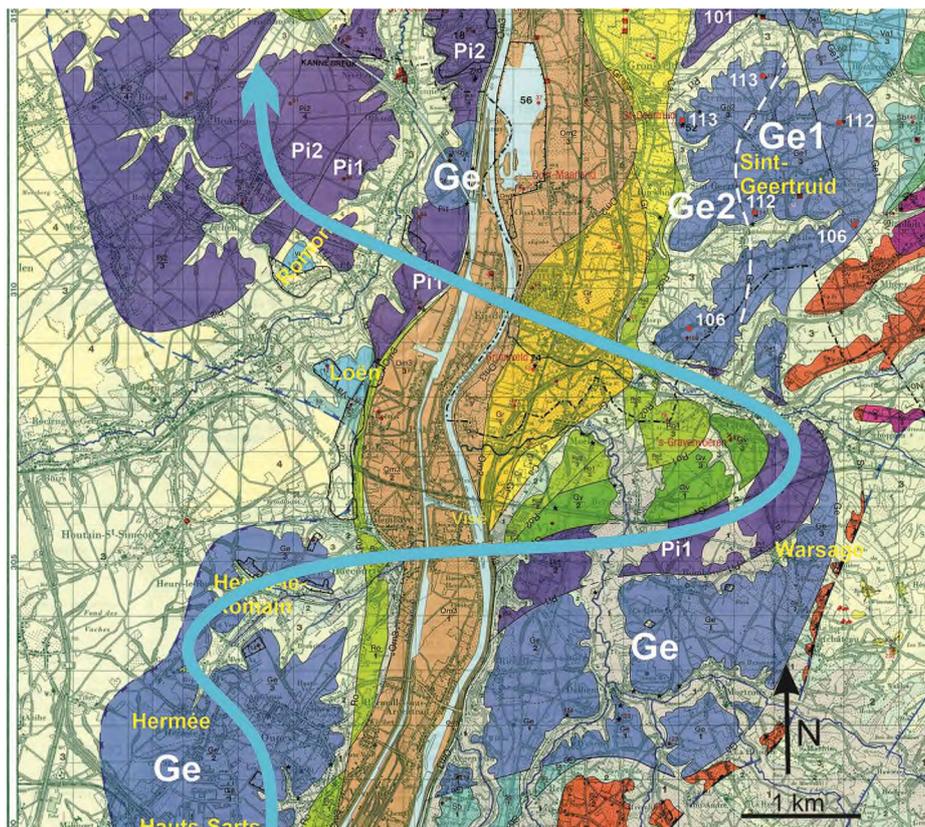


Figure 14 : Des lxtf de la T. de Sint-Geertruid selon Felder et Bosch (1989, avec ajouts). Explication : les altitudes rapportées par les auteurs sur le ltf de Sint-Geertruid ont été adaptées au réseau belge (Deuxième Nivellement Général/DNG). Explication : le trait bleu épais représente le tracé du cours de la Meuse proposé à la figure 12.

En prenant nos données en considération, le raccord des lxtf de Romont 2 (b109) et de Sint-Geertruid (106<b<113) impliquerait deux méandres très larges, celui de Warsage (voir plus haut) suivi d'un autre via Romont 2. Toutefois, au terme de ce parcours nettement plus long que le précédent, il n'y aurait pratiquement pas de dénivelée entre Hermée et Sint-Geertruid. D'un point de vue géométrique, l'appartenance du lxtf de Hermée à la T. de Sint-Geertruid est donc interpellante. Si inversement, on recherche parmi les lxtf étudiés celui qui pourrait faire partie de la T. de Sint-Geertruid, on constate que le raccord Ro1 (b126)-Sint Geertruid (106>b>113) suppose lui aussi une forte pente, mais la route de la terrasse s'écarte des failles qui ont permis plus haut de maintenir le raccord de Ro2 avec le Plateau de Campine. En conséquence, on pourrait même se demander si les terrasses de Loën et de Romont 1 n'ont pas poursuivi leur route vers la Campine, pour être consommées par la suite par la Meuse du Plateau de Campine.

4.4.4. Une conséquence du maintien du concept de T. principale

Pour maintenir le concept de *terrasse principale*, à savoir la corrélation des lxtf de Hermée 1 et du Plateau de Campine, nous avons accepté que la forte pente existant notamment depuis la Basse-Meuse jusqu'à Maasmechelen ait été induite dans le Graben de la Roer et dans la région de Maastricht par des mouvements verticaux de blocs dans le réseau de failles connues. En confrontant le profil de la T. principale à celui de la plaine d'inondation (Fig. 15), on peut admettre qu'une vague d'érosion régressive initiée par la forte pente dans le Limbourg, aurait remonté le knickpoint de la terrasse depuis Liège jusqu'aux environs de Huy, pendant le Pléistocène moyen, puis le Pléistocène supérieur. Si cette possibilité devait être avérée, cela impliquerait évidemment une révision supplémentaire du modèle de référence des terrasses mosanes (Pissart *et al.*, 1997) entre Huy et Hermée. Par exemple, on pourrait admettre que Ro3 qui est d'une dizaine de mètres inférieur à Ro2, puisse être raccordé à Hermée 2 qui n'est que de 3 m inférieur à Hermée 1.

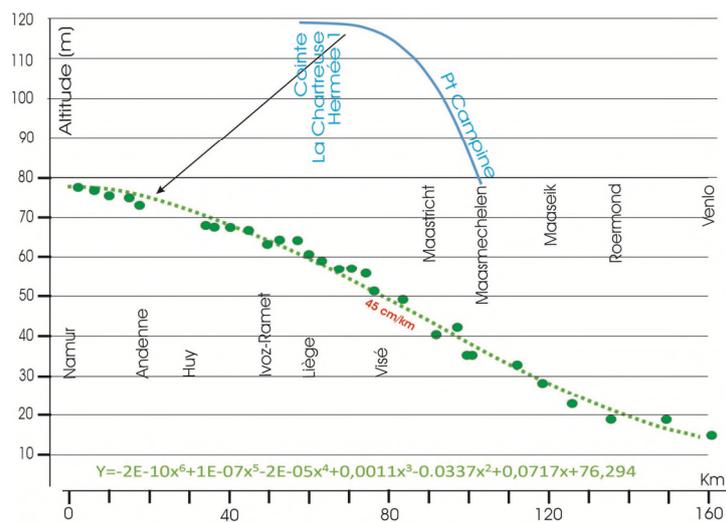


Figure 15 : Confrontation des profils longitudinaux de la plaine d'inondation et de la *terrasse principale* de la Meuse depuis Cointe jusqu'à Maasmechelen. Explications : le profil de la terrasse principale de Hermée 1 jusqu'à Maasmechelen est celui de la figure 13 et les lxtf de Cointe et de La Chartreuse ont été ajoutés ; pour le profil de la plaine d'inondation, voir la figure 7.

4.4.5. À propos de la route des terrasses mosanes à l’aval de l’interfluve Meuse-Geer

On rappelle tout d’abord que la Meuse a traversé l’interfluve Meuse-Geer d’est en ouest, c’est-à-dire pratiquement dans le sens du pendage des terrains Om. Elle a ensuite développé à l’ouest de Maastricht une série de terrasses dont le tracé s’écarte largement aussi bien du sens conséquent précité que de l’écoulement général actuel, et ceci jusqu’au niveau du méandre du ltf de Vroenhoven (b~65 m ; Meijs, 2012). Dès le site du Romont, la relation entre la route des terrasses et les terrains Om pose également problème, si l’on tient compte de deux données : (1) l’épaisseur maximale admise pour les terrains Om dans le Limbourg méridional est d’une vingtaine de mètres (Dusar et Vandenberghe, 2020) ; (2) les cailloutis mosans ne peuvent pas dépasser le niveau du toit de ces terrains. La figure 16 montre que dans ces conditions, les terrains Om ne pouvaient pas constituer le versant gauche de Ro1 ni de Ro2, et qu’ils n’ont pu contenir les lxtf de Loën et de Ro3 que sur une très courte distance. On peut même se demander comment il se fait que la Basse-Meuse liégeoise ne soit pas allée se déverser dans le bassin du Démer en poursuivant simplement son cours suivant le pendage des terrains Om. Les solutions à ce problème sont multiples et purement académiques.

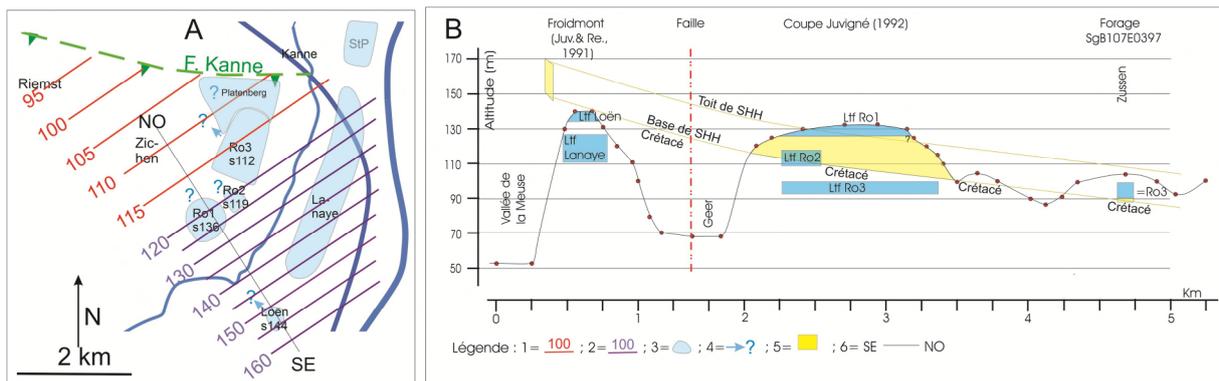


Figure 16 : Possibilité théorique du prolongement des terrasses des lxtf étudiés pour l’épaisseur communément admise de 20 m pour les terrains Om et de 10 m pour les cailloutis des lxtf. (A) Cluster des données le long de l’axe SE-NO de la figure A. (B) Position des lxtf par rapport à l’épaisseur originale des terrains Om. Explications : une altitude de 20 m a été ajoutée aux isohypses de la base des terrains Om (voir plus haut). **Légende** : 1 = isohypse du toit des terrains Om avec altitude en mètre d’après Claes *et al.* (2001) ; 2 = isohypse du toit des terrains Om avec altitude en mètre d’après des observations personnelles ; 3 = lxtf étudiés avec l’altitude du sommet du cailloutis (s000 en m) équivalant à celle de la base (voir plus haut) augmentée de 10 m ; 4 = limite d’extension attendue du ltf dans les conditions précitées ; 5 = position de lambeaux de terrains Om existant ; 6 = position de la coupe de la figure B.

On peut ainsi supposer que les terrains Om du Romont ont été plus épais qu’on ne l’accepte, ou qu’ils ont porté des terrains boldériens qui étaient encore conservés lorsque les terrasses ont été successivement actives. Dans ce sens, on peut rappeler que le cailloutis mosan du Plateau Campine est, comme Ro1, en inversion de relief à la suite de l’érosion différentielle des terrains néogènes qui constituaient son versant gauche.

Si l'on admet que la plus ancienne des terrasses en cause dans ce travail (T. de Loën) a été active dans la dernière partie du Pléistocène inférieur, la période des glaciations paroxysmales était ouverte (OIS 22 et OIS pairs suivants ; Lisiecki & Raymo, 2005), et d'épais dépôts de loess (voire de sable éolien) ont pu s'accumuler sur les dépôts marins en bordure de la paléovallée, comme le montre la situation actuelle sur les terrasses évoquées plus haut (Haesaerts *et al.*, 2011 ; Meijs, 2002, 2011 ; Meijs *et al.*, 2012).

Last but not least, il y a l'influence non vérifiable de la tectonique même en dehors du rôle des failles évoqué plus haut. Une flexure liée à l'affaissement du Graben de la Roer, et notamment à la faille Feldbiss, ne peut pas être exclue ; elle pourrait également expliquer le déversement successif vers le N-NE des tronçons originellement perpendiculaires dans la région du Romont.

5. Conclusion

Le présent travail propose la corrélation des lxtf de Hermée 1, Lanaye et Romont 2 sous le nom T. de Hermée 1 qui est donc affectée de l'âge 725 ± 120 ka. Au terme de la présente recherche, il apparaît que le Plateau Campine devrait continuer à faire partie de cette terrasse, plutôt que la T. de Sint-Geertruid. L'accroissement de la pente longitudinale acquise par le Plateau de Campine a dû déclencher une vague d'érosion régressive qui 725.000 années plus tard a atteint la plaine d'inondation dans la région de Huy. Cette hypothèse implique la révision des raccords de lambeaux sous la *terrasse principale* sur le même tronçon.

6. Bibliographie

- Briquet, A. (1907). La vallée de la Meuse en aval de Liège. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie*, 11 : 347-364.
- Calembert, L., Pel, J. & Lambrecht, L. (1968). Constitution de la plaine alluviale de la Meuse en aval de Liège, à Herstal, Jupille, Wandre, Cheratte et Vivegnis. *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 12, 25 p., Bruxelles.
- Cambier G. & Dejonghe L. (2012). Systematic inventory and ordering of Faults in Belgium, part 2. *Geological Survey of Belgium, Professional Paper*, 2012/2, n°312.
- Claes S., Frederickx E. & Gullentops F. (2001). *Toelichtingen bij de geologische kaart van België, Vlaams Gewest: kaartblad 34 [- 35 - 42], Tongeren [1/50 000]*. Belgische Geologische Dienst en Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie, Brussel, 55 p.
- Deckers J., Rombaut B., Van Noten K. & Vanneste K. (2021). Influence of inherited structural domains and their particular strain distributions on the Roer Valley graben evolution from inversion to extension. *Solid Earth*, 12: 345-361.
- Demoulin, A. (1989). Les transgressions oligocènes sur le Massif Ardenne-Eifel. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112 : 215-224.
- 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.
- Felder W.M. et Bosch P.W. (1989). *Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving*. Afzettingen van de Maas. Rijks Geologische Dienst, Haarlem, NL.
- 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.
- Fourmarier P. & Schmit N. (1933). Les terrasses du bassin de l'Ourthe. In : Comptes rendus du Congrès international de Géographie, Paris 1931. Tome II. Fascicule I, Travaux de la section II / Union géographique internationale. Paris : A. Colin, 1933. p. 90-110.
- Gullentops F. & Claes S. (1997). The Bilzen fault bundle (NE Belgium). Belgian Symposium of Structural Geology and Tectonics, *Aardkundige Mededelingen*, 8: 99-102.
- Haesaerts P., Pirson S. & Meijs E., 2011. *Aeolian sediments*. In: New proposal for the Quaternary lithostratigraphic units (Belgium). National Commission of Stratigraphy of Belgium (NCS), Subcommission Quaternary, 13 p. (<http://www2.ulg.ac.be/geolosed/GB/SCQ.htm>)
- Hol J. (1949). *Geomorfologie. Handboek der Geographie van Nederland*, I : 240-319.
- Juvigné É. (1992). Les formations cénozoïques de la carrière C.B.R. du Romont (Eben/Bassenge, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115: 159-165.
- Juvigné É. (2023e). *Le lambeau de terrasse mosane de Hermée (Province de Liège, Belgique)*. Site institutionnel Orbi de l'Université de Liège, 9 pages.
- Juvigné É. et Renard F. (1991). Les formations post-crétacées de la carrière C.B.R. à Loën/Visé (Belgique). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie*, 100/1-2: 163-175.
- Juvigné, É. & Renard, F. (1992). Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115 : 167-186.
- Juvigné É., Cordy J.-M., Demoulin A., Geeraerts R., Hus J. & Renson V. (2005). Le site archéo-paléontologique de La Belle-Roche (Belgique) dans le cadre de l'évolution géomorphologique de la vallée de l'Amblève inférieure. *Geologica Belgica*, 8/1-2, p. 121-133.
- Juvigné É. & Houbrechts G. (2020). Remise en question de l'âge de la capture de la Meuse lorraine à la lumière de la répartition des amphiboles dans les terrasses mosanes. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 75 : 29-47. <https://popups.uliege.be/0770-7576/index.php?id=6078>
- Juvigné É., 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. <https://popups.uliege.be/0770-7576/index.php?id=6077>

Juvigné É., Houbrechts G. & 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 É., Houbrechts G. et Van Campenhout J., 2020. Changement pétrographique majeur... » <http://hdl.handle.net/2268/244521>)

Juvigné É., 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*, 90 : 249 – 287.
URL : <https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=10584>.

Juvigné É., 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*, 90 : 288 - 316.

URL : <https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=10603>

Juvigné É., Houbrechts G. & Van Campenhout J. (2022a). Les terrasses de la Basse-Meuse liégeoise primitive jusqu'à l'abandon de la vallée de la Meuse orientale. Première partie, généralités et résultats. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, 91 (1) : 199-230.

Juvigné É., Houbrechts G. & Van Campenhout J. (2022b). Les terrasses de la Basse-Meuse liégeoise primitive jusqu'à l'abandon de la vallée de la Meuse orientale, seconde partie, Modèle et discussion. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège* [En ligne], Volume 91(1) : 231-269. <https://popups.uliege.be/0037-9565/index.php?id=11095&file=1>

Lisiecki L. E. & Raymo M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $d^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

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. (1946). Sur une faille affectant la terrasse principale de la Meuse à Lanaye. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 70, B25-35.

Macar P. (1957). Résultats d'ensemble d'études sur les terrasses fluviales et les formes du relief associées en Haute Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80 : B 395-412.

Meijs E.P.M., (2002). Loess stratigraphy in Dutch and Belgium Limburg. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51 : 114-130.

Meijs E.P.M. (2011). The Veldwezelt site (province of Limburg, Belgium): environmental and stratigraphical interpretations. *Netherlands Journal of Geosciences — Geologie en Mijnbouw*, 90(2/3): 73-94.

Meijs E.P.M., van Peer Ph. & de Warrimont J.P.L.M.N. (2012). Geomorphologic context and proposed chronostratigraphic position of Lower Paleolithic artefacts from Op de Schans pit near Kesselt (Belgium) to the west of Maastricht. *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw*, 91-1/2: 137-157.

Mouchamps L. (1927). *Les terrasses de la Meuse et de la Sambre*. Université de Liège, Laboratoire de Géographie, Thèse de Doctorat, inédite, 133 pages.

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

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. & 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.

Quitow H.W. (1974). *Das Rheintal und seine Entstehung. Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese*. Centenaire de la Société géologique de Belgique, 1974 : 53-104.

Renard F. (1980). *Etude des terrasses de la Meuse liégeoise entre Cointe et Loën. Leur raccord avec les terrasses en amont et en aval*. Mémoire de Licence, Université de Liège, inédit, 202 p.

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.

Schmit N., 1931. *Les terrasses du bassin de l'Ourthe*. Thèse de Doctorat, Université de Liège, inédit, 80 p.

Extraits de cartes

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

<https://geoportail.wallonie.be/walonmap#BBOX=233137.85028839725,234745.19725309117,147716.1486847327,148495.34815979833>

Carte géologique de la Belgique, Institut cartographique militaire, Forir (1896), Bruxelles.

Archives du Service géologique de Belgique (SGB), rue Jenner 13, Bruxelles.
<https://gisel.naturalsciences.be/gisel/gisel.html>

Deuxième nivellement général ; <https://www.ngi.be/website/fr/deuxieme-nivellement-general/>