

L'odyssée du Bassin de l'Amblève du Permien au Quaternaire récent

Etienne Juvigné, Jean Van Campenhout et Jean-Marc Marion

Introduction

La façon dont la Meuse s'est incisée dans le Massif de Rocroi a fait l'objet d'un long débat scientifique depuis D'Omalius d'Halloy (1842) et il a fallu attendre Pissart (1961) pour argumenter l'hypothèse de Dollfus (1900). Ainsi, on admet aujourd'hui que la Meuse primitive qui prenait sa source sur le flanc nord du massif a procédé par érosion régressive pour aller capturer successivement la Semois puis la Meuse lorraine, alors que ces deux cours d'eau s'écoulaient vers le bassin parisien (Fig. 1). Par contre, la question ne s'est jamais posée de savoir comment, l'Amblève et l'Ourthe ont pu traverser les plateaux de Haute Belgique pour établir leur cours actuel. Le présent travail traite du cas de l'Amblève et un autre abordera celui de l'Ourthe.

Présentation du bassin de l'Amblève

Le bassin de l'Amblève est représenté à la figure 2. La ligne de partage des eaux avec les bassins mitoyens est en général au-dessus de 600 m d'altitude (680 m sur le plateau de Losheimgraben). Les principaux affluents dont se gonfle l'Amblève, sont dans l'ordre la Warche, la Salm, le Roannay et la Lienne. Venue de l'est, à Stavelot, l'Amblève se détourne vers le SO, face à la colline de quartzite de La Venne ; nous plaçons ici la limite aval du *bassin supérieur*. À Trois-Ponts, le bassin s'étrangle dans la gorge de Coo, puis davantage dans celle de la Vecquée, où la rivière longe le promontoire de la colline, au fond d'une gorge qui atteint 370 m de dénivellée. Le tronçon de Trois-Ponts à Nonceveux sera pour nous le *bassin moyen*. À Nonceveux, la rivière retrouve une vallée moins encaissée pour aller rejoindre l'Ourthe à Sçay (Comblain-au-



Figure 1. La traversée de massifs de roches métamorphiques par la Meuse, l'Ourthe et l'Amblève. Légende : 1= ligne de crête de massifs de roches métamorphiques ; 2= percée de chaque rivière à travers ces mêmes roches ; 3= cours d'eau ; 4= itinéraire supposé de la Meuse lorraine avant sa capture par la Meuse de Dinant.

Pont) ; ce sera pour nous le *bassin inférieur*. La pente actuelle de la rivière est de : 2,5 m/km dans le bassin inférieur ; 7,4 m/km dans le bassin moyen. De Trois-Ponts jusqu'à Stavelot, la pente reprend à 3,3 m/km, puis elle augmente progressivement jusqu'à la source.

Sur le plan lithologique,

coule sur des grès, psammites et schistes du Dévonien jusqu'au Pont de Wô (SO d'Ondenval), où elle pénètre dans les quartzites et phyllades, roches nettement plus résistantes du Cambro-Ordovicien (Massif de Stavelot). Elle n'en sort qu'à Nonceveux pour recouper des roches du Dévonien et des calcaires du Carbonifère. Rixhon

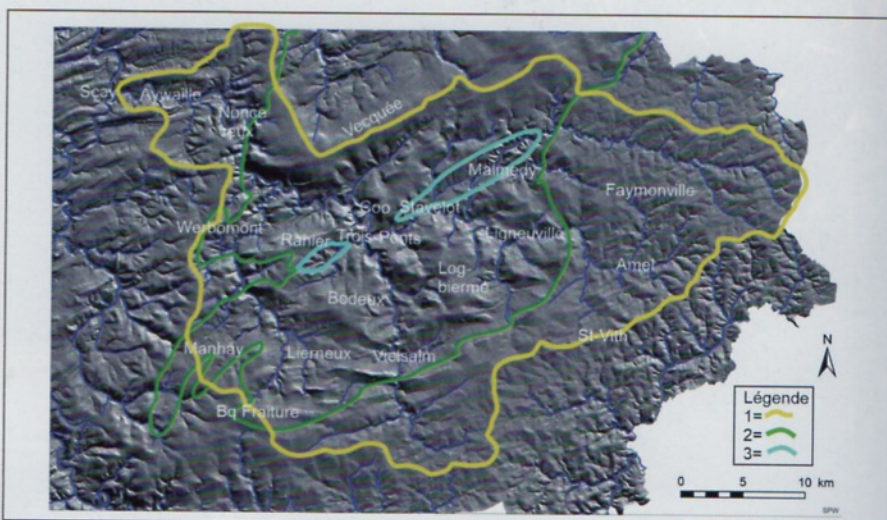


Figure 2. Le bassin actuel de l'Amblève (fond de carte : images Lidar ; WalOnMap). Légende : 1= limite du bassin versant de l'Amblève ; 2= limite du Massif de Stavelot ; 3= zone d'extension du poudingue de Malmédy.

et Demoulin (2010) rapportent de façon plus détaillée la nature des différents terrains traversés par la rivière depuis sa source jusqu'à sa confluence avec l'Ourthe.

Sur l'ensemble du parcours, le tronçon le plus spectaculaire est la gorge de la Vecquée. De part et d'autre, la pente générale du plateau (flanc droit) et des replats (flanc gauche) est dirigée vers le nord. Dans le premier cas, elle atteint 18 m/km et dans le second 14 m/km (Fig. 3). On constate ainsi une relation entre l'intensité de ces pentes et celle maximale de l'Amblève dans la gorge. Les replats du flanc gauche sont aussi une centaine de mètres plus bas que le promontoire de la Vecquée.

L'objectif du présent travail est d'identifier l'ébauche du bassin-versant supérieur de l'Amblève et de son exutoire de Trois Ponts à Nonceveux, puis de suivre leur épopée commune dans la dérive des continents. Place à l'Odysée !

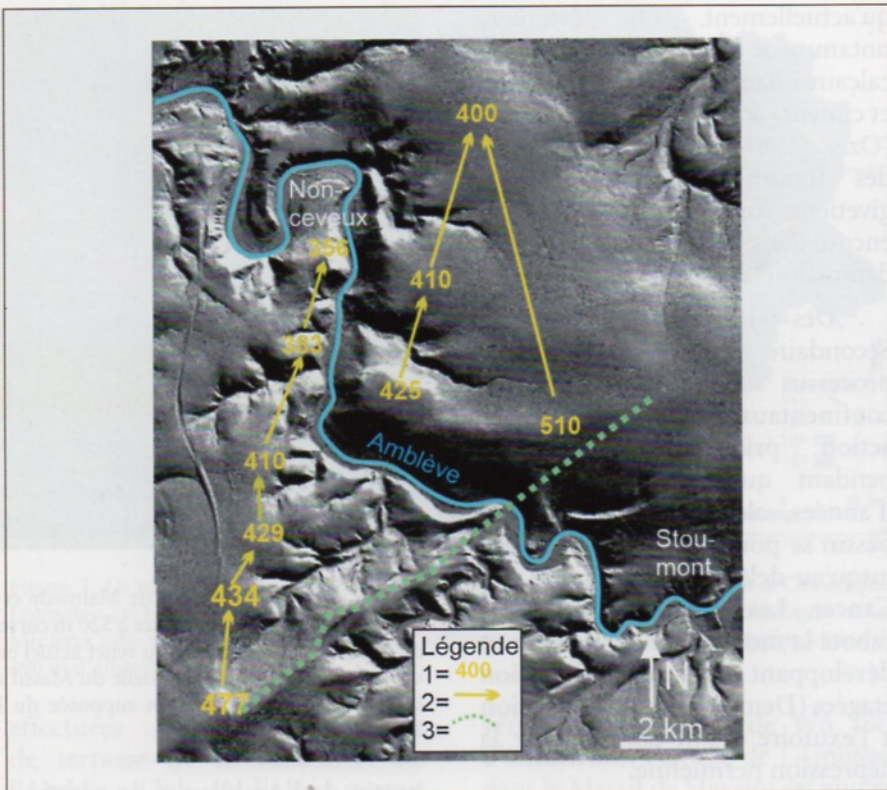


Figure 3. Le relief de la gorge de la Vecquée. Légende : 1= altitude en mètre ; 2= sens général de la pente longitudinale des plateaux de part et d'autre de la gorge de la Vecquée ; 3= localisation du profil de la figure 5 (voir plus loin).

Histoire géologique du bassin

Au cours de l'Ère primaire (Paléozoïque), l'Ardenne *s.l.* a connu deux phases marines (cambro-ordovicienne et dévono-carbonifère), suivies chacune d'une phase d'orogénèse (calédonienne, puis varisque) qui en ont fait chaque fois une haute montagne. L'épopée correspondante débute dans les moyennes latitudes de l'hémisphère sud, passe à l'Equateur au Permien récent (250 Ma; Millions d'années) (Fig. 4). Dans ce contexte alternativement marin et de haute montagne, il est évidemment utopique de rechercher la trace de l'ancêtre du bassin de l'Amblève.

A ce niveau de l'épopée, la dépression du graben existait avec son poudingue depuis Xhoffraix (altitude maximale à 520 m) jusqu'à Basse-Bodeux, mais le relief était encore nettement plus montagneux que ne le suggère la figure 5. L'épaisseur du poudingue (plus de 100 m à la centrale hydro-électrique de Bevercé) atteste que les galets ont été apportés dans une dépression, soit préexistante (lac), soit en cours d'affaissement, par des cours d'eau et autres coulées de fond de vallée « dans un environnement désertique chaud et sec, assorti de fortes averses sporadiques » (Bless et Narvaiza, 1996, p. 17). L'éroussé évolué des galets du poudingue

comparé à celui des rivières actuelles du bassin, indique que les cours d'eau pourvoyeurs devaient être au moins aussi long que la Warche et l'Amblève actuelles. Rien ne s'oppose à ce que ces rivières soient les ancêtres de la Warche, de la Warchenne, de l'Amblève et de la Salm. Par ailleurs les eaux du lac ne pouvaient apparemment s'évacuer qu'entre le promontoire de la Vecquée et le plateau des Tailles (Baraque Fraiture). Tant le bassin supérieur de l'Amblève (lac et cours d'eau primitifs) que la percée de Trois-Ponts à Nonceveux pouvaient donc être ébauchés. A cette époque, le relief général restait évidemment beaucoup plus montagneux

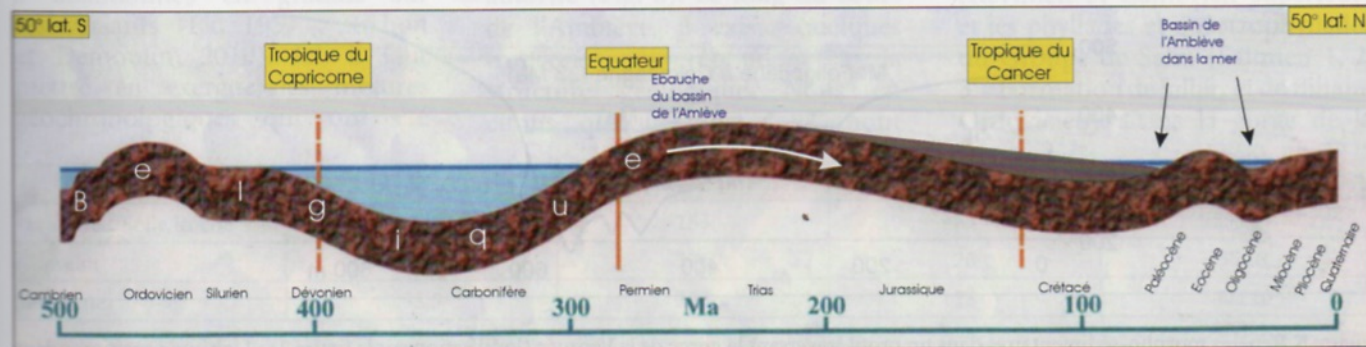


Figure 4. La dérive de la Belgique (tectonique des plaques) au fil des temps géologiques (référence perdue, avec modification pour limiter la présence de la mer correspondante à la fin du Crétacé dans les Hautes Fagnes).

qu'actuellement. On évoquera notamment la présence d'éléments calcaires dans le poudingue (galets et ciment) et de conduits karstiques (Ozer, 1967) pour justifier que des terrains calcaires eiféliens, givetiens, voire frasniens, existaient encore dans le bassin primitif de la dépression lacustre.

Dès le début de l'Ère Secondaire (Mésozoïque), les processus morpho-sédimentaires continentaux ont exercé leur action principalement érosive pendant quelques 200 millions d'années, alors que l'odyssée du bassin se poursuivait de l'Equateur jusqu'au-delà du Tropique du Cancer. Les processus ont ainsi raboté la montagne hercynienne en développant des surfaces d'érosion étagées (Demoulin, 1995). L'érosion à l'exutoire a fini par assécher la dépression permienne.

L'odyssée du bassin se poursuit à travers les latitudes méditerranéennes et au Crétacé supérieur (Maastrichtien), un affaissement de l'Ardenne a permis à la mer d'atteindre la Baraque Michel, il y a quelques 70 Ma. A ce stade, le bassin primitif de l'Amblève devait être entièrement immergé (Fig. 6). Il s'est réorganisé au fur et à mesure de la régression marine inhérente à un rebond de l'Ardenne et l'incision à l'exutoire a repris.

Au début de l'Oligocène (Tongrien, 34 Ma), la mer a effectué sa dernière transgression en date répondant à un nouvel affaissement de l'Ardenne et le

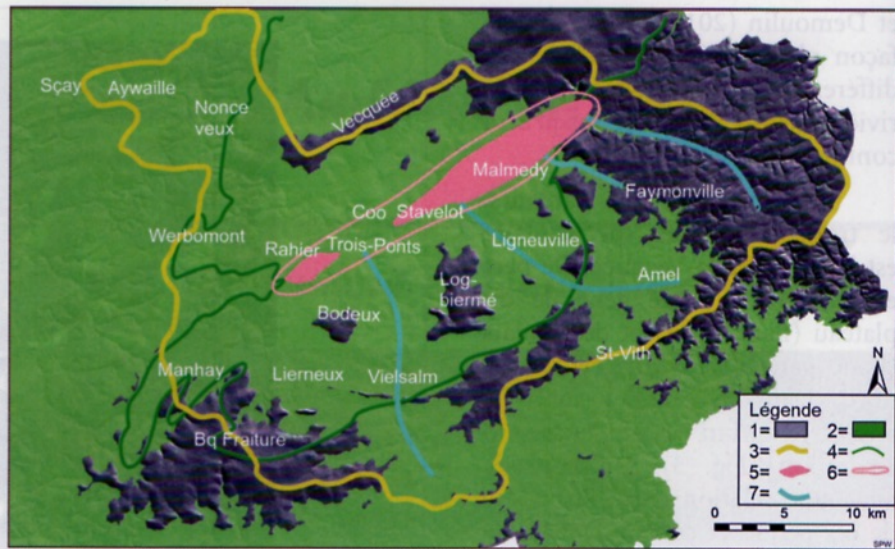


Figure 5. Le lac du graben de Malmédy et ses principaux affluents au Permien. Légende : 1= altitude actuelle supérieure à 520 m correspondant à l'altitude la plus élevée du poudingue à Xhoffraix ; 2= ennoyage du relief actuel en-dessous de 520 m ; 3= limite actuelle du bassin de l'Amblève ; 4= limite actuelle du Massif de Stavelot ; 5= extension actuelle du poudingue de Malmédy ; 6= extension supposée du lac du graben ; 7= paléo-cours d'eau primitifs alimentant le lac.

bassin de l'Amblève a de nouveau été immergé. Cette transgression s'est effectuée sur une surface d'érosion dite pré-tongrienne (Demoulin, 1987, 1995), c'est-à-dire un relief de très basse énergie (dénivelées faibles entre fonds de vallée et crêtes d'interfluve). Le faciès grossier du sable littoral a été identifié par Demoulin (1987) au pied de la crête de la Vecquée entre 480 et 490 m d'altitude, notamment depuis le Bois des Minières jusqu'à Cokaifagne. Si l'on étend le tracé de ce littoral à la courbe de niveau actuelle de ce site, alors le bassin de l'Amblève devait se présenter comme une baie marine (Fig. 7). Dans ces conditions, le réseau hydrographique était réduit aux

seuls tronçons supérieurs de l'ensemble des cours d'eau du bassin supérieur. Cette situation n'a dû exister que *peu de temps* puisque la transgression ne devrait avoir duré que ~1 Ma. La mer oligocène devait y être très peu profonde (pluri-décamétrique) dans la mesure où les vallées actuelles n'étaient pas encore creusées entre les îles et les presqu'îles qui émergent sur la figure 7.

Lorsque la mer s'est retirée, le réseau hydrographique a repris sa place progressivement et les eaux de l'Amblève ont pu à nouveau se déverser dans la percée de Trois Ponts à Nonceveux et s'y inciser. L'érosion continentale a développé une surface

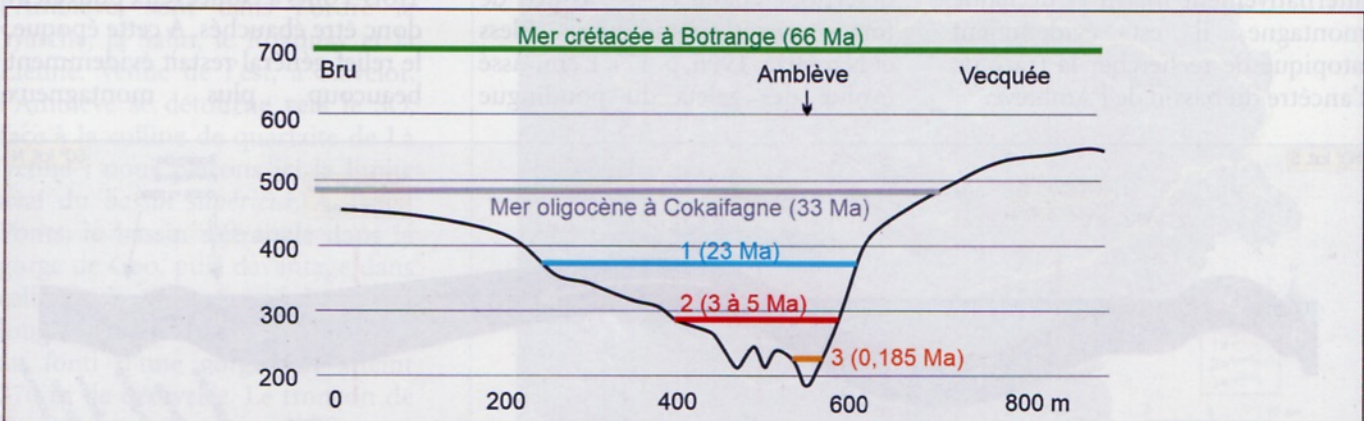


Figure 6. Repères morpho-sédimentaires dans un profil traversant la gorge de la Vecquée (localisation sur la figure 2) : 1, altitude correspondant au cailloutis de l'Ourthe-Amblève primitive à Bonnelles (195 m plus haut que l'Ourthe ; Juvigné et al., 2021a.b), Chattien (23 Ma) ; 2, altitude du cailloutis le plus élevé connu dans l'Amblève inférieure à Fraiture (108 m plus haut que l'Amblève ; Juvigné et al., 2005), Pliocène par consensus (3 à 5 Ma) ; 3, altitude de la Jeune Terrasse Principale (Young Main Terrace ; Rixhon et al., 2011 : ~40 m plus haut que l'Amblève) (185 000 ans).

d'érosion dans le bassin supérieur de l'Amblève entre 500 et 520 m d'altitude (Demoulin, 1986, 1995).

Première preuve sédimentaire de l'existence de l'Amblève

Au cours du retrait de la mer oligocène, l'Amblève et l'Ourthe ont charrié un cailloutis dont il subsiste un lambeau de 3 m d'épaisseur sur le plateau de Boncelles à 270 m d'altitude. Il s'agit là de la preuve matérielle la plus ancienne de l'existence de l'Ourthe (et de l'Amblève). Lorié (1919) donne à ce cailloutis le nom de *Graviers liégeois*. Juvigné et al. (2021a,b) associent ce lambeau de terrasse à la proximité du rivage de la mer oligocène en régression, dont l'âge chattien (~23 Ma) est avéré selon Dusar et al. (2022). La dénivelée entre les Graviers liégeois de Boncelles (270 m) et la plaine d'inondation de l'Ourthe à Tilff (75 m) est de 195 m. En appliquant cette dénivelée dans le profil de la gorge de la Vecquée, l'Amblève correspondante devait s'y trouver à ~375 m d'altitude (Fig. 6).

Dans le bassin de l'Amblève, le cailloutis le plus ancien de la rivière a été reconnu par Juvigné et al. (2005) à 210 m d'altitude en bordure du site de la Belle Roche. Il devrait se raccorder au cailloutis de l'Ourthe reconnu par Ek (1957) au sommet du front de taille de la carrière de Chanxhe à 200 m d'altitude, à l'aval immédiat de la confluence du pont de Sçay. Dans l'un et l'autre cas, les cailloutis se situent ~100 m plus haut que la plaine d'inondation, et en appliquant cette dénivelée dans le profil de la figure 6, la terrasse correspondante devait y passer à ~280 m.

A partir de cette terrasse, on peut suivre l'incision de l'Amblève grâce à tous les cailloutis qu'elle a abandonnés en gradins sur ses versants (Ek, 1957 ; Rixhon et Demoulin, 2010). Ici, il faut mettre en exergue les mesures géochronologiques qui ont été

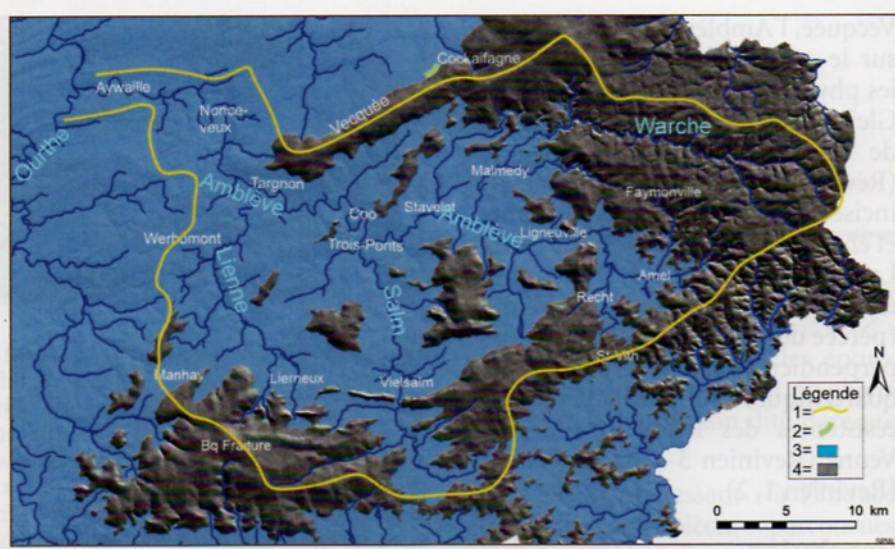


Figure 7. La mer oligocène et le bassin de l'Amblève lorsque le rivage était à Cokaifagne. Légende : 1= limite du bassin de l'Amblève ; 2= sable oligocène côtier à Cokaifagne et Les Minières ; 3= mer tongrienne (Oligocène inférieur, 34 Ma) ; 4= terres émergées à plus de 490 m d'altitude.

effectuées sur des lambeaux de terrasse de la Meuse et de l'Amblève (Tab. 1). Ils ont permis de démontrer que la vague d'érosion régressive, déclenchée par l'accélération du soulèvement de l'Ardenne (Demoulin, in Juvigné et al., 2005), est datée dans la Basse Meuse de $\sim 725 \pm 120$ ka (kilo an= milliers d'années), à La Belle Roche de 223 ka et successivement à Stavelot puis à Lodomez autour de 140 ka (Rixhon et al. (2011). Pour une vitesse théorique de migration constante, le passage de la reprise d'incision dans la gorge de la Vecquée (Fig. 5) a dû avoir lieu ~40 m plus haut que la plaine d'inondation, il y a ~185 ka.

L'influence de la structure géologique sur des tronçons de l'Amblève

En ce qui concerne le Massif de Stavelot, c'est le travail de Geukens (1986, 1999) qui fait autorité (Fig. 8). Le long du cours de l'Amblève, il existe quelques tronçons qui répondent à la structure géologique. Nous en citons quelques-uns de l'amont

vers l'aval. Au Pont de Wô (SO d'Ondeval), l'entrée de l'Amblève dans le Massif de Stavelot est guidée par un important système de failles (minéralisations importantes, zone aurifère, pouhons ferrugineux, sources carbogazeuses). Ensuite, de Ligneuville jusqu'au village de Warche, le sens d'écoulement du SE vers le NO de la rivière est orienté par une zone de roches rubéfiées très altérées, qui se situent le long d'un contact entre les quartzites et les quartzophyllades des groupes de Deville (Deviellien) et de Revin (Revinien 1 et 2). À Challes (à l'entrée de Stavelot), l'Amblève oblique brusquement vers le SO, pour suivre le graben de Malmédy (orienté SO-NE) qu'elle emprunte jusqu'à Trois-Ponts. Au méridien de La Gleize, un peu à l'aval du viaduc du chemin de fer, elle oblique à nouveau vers le SO pour suivre la direction du synclinal du Roannay-Meuville, occupé par les phyllades altérés de la Formation de La Gleize (Revinien 5, Cambrien supérieur) et les phyllades et quartzophyllades du Groupe de Salm (Salmien 1, 2, 3 = Formation de Jalhay et de Bihain, Ordovicien). Dans la gorge de la

Site	Distance (km)	Altitude (m)	Dénivelée/p.i. (m)	Âge (*1000 ans)
Fraiture / Belle Roche	2,9	153	53	223±31
Stavelot	50,6	306	26	135±6
Lodomez	53,5	308	18	140±10

Tableau 1. Âge de l'abandon de la Young main terrace (Jeune Terrasse Principale) de l'Amblève dans trois localités réparties d'aval en amont. Explications : les altitudes et dénivelées sont extraites de Rixhon (2010) ; les distances sont mesurées à partir de la confluence au pont de Sçay en suivant les méandres encaissés. Les âges ont été établis par Rixhon et al. (2011).

Vecquée, l'Amblève a d'abord glissé sur le contact faillé et altéré entre les phyllades de la Formation de La Gleize (Revinien 5) et les quartzites de la Formation de La Venne (Revinien 3-4). Ensuite, elle s'est incisée dans les quartzites résistants et en bancs épais de la Formation de La Venne (Revinien 3-4). Par contre, entre Trois-Ponts et La Venne (percée de Coö), l'Amblève recoupe perpendiculairement les formations quartzitiques particulièrement résistantes des formations de La Venne (Revinien 3-4) et de Wanne (Revinien 1, 2).

Conclusion

L'ébauche du bassin supérieur de l'Amblève et de son exutoire de Trois-Ponts à Nonceveux peut être soupçonnée dans le contexte de l'accumulation de gravier fluvial qui a colmaté la dépression lacustre depuis Malmedy jusqu'à Basse-Bodeux pendant le Permien final (250 Ma). À cette période, le relief était nettement plus montagneux que l'actuel. Toutefois, un exutoire devait nécessairement exister et rien ne s'oppose à ce qu'il se soit trouvé à l'endroit de la crête de la Vecquée où le cours d'eau s'incisait en glissant sur le contact faillé et altéré entre les phyllades de la Formation de La Gleize et les quartzites de la Formation de La Venne. Ce bassin primitif et son exutoire se sont maintenus tout en subissant l'érosion continentale qui a raboté la haute montagne ardennaise hercynienne jusqu'à son immersion par la mer crétacée, il y a 70 Ma. Au fur et à mesure du retrait de cette mer, le réseau hydrographique s'est rétabli. Il a été une nouvelle fois immergé par la mer oligocène (Tongrien, il y a 34 Ma). Depuis le retrait de cette dernière mer, l'Amblève et ses affluents se sont incisés profondément dans l'ensemble du bassin et même à l'exutoire qui serait donc fonctionnel depuis le Permien final. Le cailloutis le plus ancien de l'Amblève, partagé avec celui de l'Ourthe, est conservé à Boncelles à 270 m depuis 23 Ma, et le suivant est à 210 m d'altitude en bordure du site archéopaléontologique de La Belle Roche ; il remonterait seulement à 3 à 5 Ma. L'accélération du soulèvement de l'Ardenne initié il y a ~750 ka, a déclenché une vague d'érosion

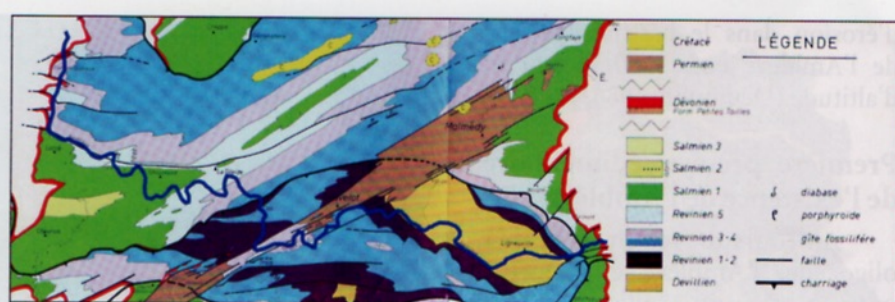


Figure 8. L'Amblève (trait renforcé en bleu) dans sa traversée du Massif de Stavelot (d'après Geukens, 1986). Légende : Sm3 (Fm de Bihain): grès/quartzite et phyllade gris clair à gris foncé + veines de quartz ; Sm2 (Fm d'Ottre): phyllades rouges (avec localement, minéral de manganèse), violacés (avec le coticule) et gris-bleu (notamment le Blaustein de Recht) + veines de quartz ; Sm1 (Fm de Jalhay): phyllades et quartzophyllades gris à gris-vert, quartzite gris-vert + veines de quartz ; Rv 5 (Fm de La Gleize) : phyllades noirs, fréquemment pyriteux, altérés (teintes grises, jaunâtres) ; Rv 3-4 (Fm de La Venne) : quartzites en bancs parfois très épais (jusque 10m) fortement veinés de quartz et intercalation de phyllades noirs altérés ; Rv 1-2 (Fm de Wanne) : quartzites en bancs épais (jusque plurimétriques) fortement veinés de quartz, quartzophyllades verts et phyllades noirs à la base) ; Dv 2 (Fm de Bellevau) : quartzites très durs en bancs épais fortement veinés de quartz, quartzophyllades verts ; Dv 1 (Fm de Hourt) : quartzites très durs et presque blancs à Hourt, veines de quartz nombreuses.

régressive qui, dans le bassin de l'Amblève, a atteint successivement La Belle Roche il y a 223 ka, puis Stavelot, il y a 140 ka. La façon dont l'Amblève a façonné son bassin à travers les roches métamorphiques du Massif de Stavelot est donc fondamentalement différente de celle reconnue à la Meuse pour la traversée du Massif de Rocroi.

BIBLIOGRAPHIE

- Bless M. & Fernandez-Narvaiza M.C., 1996. A la recherche du paysage perdu de l'Euregio Meuse-Rhin. Op zoek naar het verloren landschap van de Euregio Maas-Rijn. Haute Ardenne, Centre Nature Botrange & Afdeling Limburg der Nederlandse Geologische Vereniging, 27 p.
- D'Omalius d'Halloy, 1842. *Coup d'œil sur la géologie de la Belgique*. Bruxelles.
- Demoulin A., 1986. Les surfaces d'érosion crétacées et paléogènes du nord de l'Ardenne-Eifel. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30 : 53-69.
- Demoulin A., 1987. Les sables oligocènes du Plateau des Hautes Fagnes : une synthèse. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 96, 81-90.
- Demoulin A., 1995. Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166, 573-585.
- Dollfus G., 1900. Relation entre la structure géologique du Bassin de Paris et son hydrographie. *Annales de Géographie*, IX : 313-339.
- Dusar, M. Vandenberghe, N. & Demoulin, A., 2022. Lithostratigraphical identification sheet Boncelles Formation. In : De Nil K. & Verhaegen J. (eds.) National Commission for Stratigraphy. Discussion document. Revision of the Neogene stratigraphy of Belgium. Version 1.0 01/05/2022, 21-30.
- Geukens F., 1986. Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 3 : 15-29 + 1 carte à l'échelle du 1 : 100000.
- Geukens F., 1999. Note accompagnant une révision de la carte structurale du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 9 : 183-190 et 1 carte.

Juvigné, J.-M. Cordy, A. Demoulin, R. Geeraerts, J. Hus & V. Renson, 2005. Le site archéopaléontologique de La Belle-Roche (Belgique) dans le cadre de l'évolution géomorphologique de la vallée de l'Amblève inférieure. *Geologica Belgica*, 8/1-2 : 121-133.

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*, partie 1, Volume 90, Articles, 249 – 287.

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*, partie 2, Volume 90, Articles, 288 - 316.

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.

Ozer A., 1967. *Contribution à l'étude géomorphologique des régions où affleure le poudingue de Malmedy*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Université de Liège, 189 p.

Pissart A., 1961. Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 84 : 1-108.

Rixhon G., 2010. *Datation de l'incision quaternaire des rivières du massif ardennais par les nucléides cosmogéniques terrestres (¹⁰Be/²⁶Al)*. Thèse (de doctorat) -- Sciences -- Université de Liège ; Aix-Marseille III, Université Paul Cézanne.

Rixhon G. & Demoulin A., 2010. Fluvial terraces of the Amblève: a marker of the Quaternary river incision in the NE Ardennes massif (Western Europe). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54-2 : 161-180.

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.

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.

WalOnMap, Images Lidar, Modèle numérique de terrain 2013-2014, hillshade. Service public de Wallonie, Namur.