

UN PHENOMENE DE CAPTURE PRES DE MALMEDY : LA WARCHÉ S'ÉCOULAIT AUTREFOIS PAR LA VALLÉE DE L'EAU ROUGE ¹

par

A. PISSART & E. JUVIGNE ²

(5 figures et 1 tableau)

RESUME.- La Warche passait autrefois dans la partie inférieure de la vallée du Trô Maret. Elle s'écoulait dans une direction opposée à celle de ce ruisseau. Son tracé suivait ensuite les vallées des Chôdières et de l'Eau Rouge avant de se jeter dans l'Ambliève à Stavelot. La Warche a été détournée près de Bévercé, à environ 480 m d'altitude, par un affluent de la Warchenne dont l'érosion était favorisée parce qu'il s'écoulait dans le poudingue de Malmédy.

Après ce détournement de la Warche, le Trô Maret supérieur a continué à couler vers la vallée des Chôdières. C'est sans doute par déversement qu'il a fini par se diriger à son tour en direction du sud, vers le poudingue de Malmédy, dans un vallon creusé par érosion régressive.

L'étude des sédiments accumulés dans les vallées du Trô Maret, des Chôdières et de l'Eau Rouge après les captures montrent que celles-ci sont antérieures à la retombée du tuf volcanique de Rocourt (première moitié de la dernière glaciation). L'importance des érosions survenues après les captures est comparée avec la quantité de sédiments transportés par la Meuse à Liège. L'ensemble des observations indique que la capture de la Warche s'est produite peu avant le début de la dernière glaciation.

ABSTRACT.- The Warche formerly flowed in the lower part of the valley of the Trô Maret, in the opposite direction to that of this stream. Its course then followed the valleys of the Chôdières and the Eau Rouge before joining the Ambliève at Stavelot. The Warche has been diverted near Bévercé at 480 m above sea level, by a tributary of the Warchenne which could erode more rapidly as it flowed over the Malmédy Conglomerate.

After this diversion of the Warche, the upper Trô Maret continued to flow towards the valley of the Chôdières. Without doubt, it is by diversion that it has in turn finished by heading southwards towards the Malmédy Conglomerate, in a valley due to headward erosion.

The study of the sediments deposited in the valley of the Trô Maret, the Chôdières and the Eau Rouge after the captures shows that they are older than the fall out of the volcanic tuff of Rocourt (first half of the last glaciation). The age of the downcutting described is discussed in the light of the geomorphological evidence.

A. INTRODUCTION - HISTORIQUE

En 1953, l'un de nous a expliqué par un phénomène de capture l'encaissement extraordinaire de la vallée du Trô Maret, l'existence d'une large vallée où se forme le ruisseau des Chôdières ainsi que la brusque diminution de pente de l'Eau Rouge supérieure (1) à l'aval de sa confluence avec le ruisseau des Chôdières. Tout indique en effet qu'un cours d'eau plus important a façonné les vallées des Chôdières et de l'Eau Rouge inférieure. Le Trô Maret supérieur (2), qui s'écoule près de la source des Chôdières, a été cité comme le cours d'eau qui a été détourné (Pissart, 1953).

1. Communication présentée le 5 janvier 1982, manuscrit déposé le 5 février 1982.

2. Université de Liège, Lab. de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire, place du XX Août, 7, 4000 LIEGE.

* Nous remercions vivement M. Henri Courtois, Mme Nicole Lousberg et M. Nicolas Simon qui nous ont aidés sur le terrain à réaliser des travaux topographiques et des sondages électriques. Par ailleurs, Melle F. Duchesne, MM. Th. Engels et Ocula ont dégagé une excavation dans la vallée du Trô Maret et ont réalisé l'étude des sédiments rencontrés ; nous leur en sommes reconnaissants.

(1) Nous entendons par "Eau Rouge supérieure", la partie supérieure en forte pente de ce cours d'eau, en amont de la confluence avec le ruisseau des Chôdières. Sur les nouvelles cartes, ce tronçon du ruisseau est dénommé Ru de Targnon.

(2) Nous appellerons dans cet article "Trô Maret inférieur", la partie aval de ce cours d'eau s'étendant sur une longueur de 2,2 km depuis sa confluence avec la Warche.

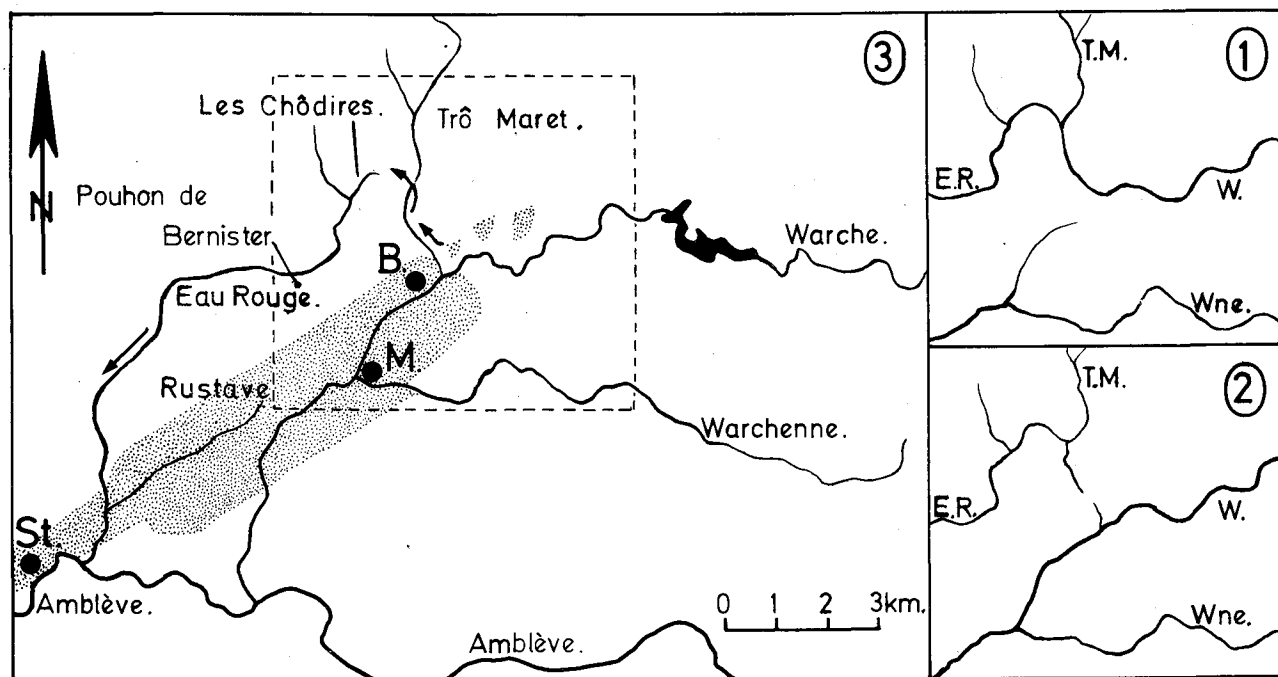


Figure 1 : La carte de gauche (n° 3) donne le tracé actuel des principales rivières de la région étudiée. Les flèches jalonnent l'ancien cours de la Warche. En pointillés, répartition du poudingue permien de Malmédy d'après la carte géologique 160, Stavelot-Malmédy de F. Geukens. A droite, sous le n° 1, réseau hydrographique de la partie centrale de la figure n° 3 avant la capture de la Warche. Sous le n° 2, apparaît le réseau hydrographique après la capture de la Warche et avant la capture du Trô Maret. B = Bévercé ; M = Malmédy ; St = Stavelot.

Les conclusions de cette publication restent valables. Toutefois, elle ne fait état que d'un épisode de l'histoire géomorphologique de ces vallées. Dans le présent article, nous montrons que, avant la capture du Trô Maret, la Warche a suivi le tracé de ces rivières. Comme l'indique la figure 1, la Warche s'écartait, en effet, près de Bévercé de son tracé actuel. A 600 m à l'est de ce village, elle se dirigeait vers le nord à l'emplacement du Trô Maret inférieur qu'elle quittait pour emprunter les vallées des Chôdires puis de l'Eau Rouge. C'était alors à proximité de Stavelot que les eaux de la Warche et de l'Amblève se réunissaient.

L'existence d'une capture de la Warche près de Bévercé a été signalée antérieurement par R. Goossens (1956). Celui-ci avait observé que les niveaux d'aplanissement de la Warche se continuent vers l'ouest-nord-ouest à l'aval de Bévercé dans le prolongement de la Warche supérieure. Il raccordait alors la vallée de la Warche à celle du Roannay. C'est vers 500 m d'altitude à Bévercé et au Tertiaire que R. Goossens situait la capture de la Warche. Cet auteur ne signalait cependant l'existence d'aucune vallée, ni d'aucun dépôt fossile de la Warche à l'appui de son hypothèse.

B. LES FAITS QUI DEMONTRENT L'EXISTENCE DE CETTE CAPTURE

Divers arguments géomorphologiques et géologiques prouvent l'existence de cette capture. Nous les passerons en revue en commençant par examiner le détail des traces laissées par le passage de la Warche dans la vallée du Trô Maret.

1. TERRASSE DANS LA VALLEE DU TRO MARET INFÉRIEUR

La large vallée actuellement occupée par les Chôdires se prolonge vers le sud sur plus de 300 m sous la forme d'une terrasse qui suit le cours inférieur du Trô Maret. Le replat qui y correspond est représenté sur le bloc diagramme de la vallée du Trô Maret donné sur la figure 2. La localisation de cette terrasse est inexplicable si la rivière qui a façonné la vallée des Chôdires était seulement le Trô Maret supérieur. Celui-ci ne peut, en effet, être passé à l'emplacement de cette terrasse avant la capture ; et après celle-ci, sa brusque érosion verticale n'aurait pas permis l'apparition d'une terrasse.

L'étude des photos aériennes a fait apparaître que cette terrasse est recouverte d'épais dépôts meubles. Les arêtes de quartzite qui sont en saillie sur la partie inférieure du versant disparaissent en effet bien avant d'arriver au sommet de la pente.

2. PRESENCE DE CAILLOUX ROULES D'ARKOSE DANS LES DEPOTS DE CETTE TERRASSE

Sur ce versant, des cailloux roulés épars ont été observés spécialement dans les ravines qui l'entaillent. Ils attestent l'existence de dépôts fluviatiles en contrehaut et prouvent que le replat observé est bien une terrasse.

Un dégagement effectué à un endroit judicieusement choisi en fonction de critères géomorphologiques a permis de retrouver, reposant sur le bed-rock à l'altitude de 470,5 m, un dépôt fluviatile en place, de 2 m d'épaisseur, qui a été attribué à la Warche (fig. 2, coupe G). Ce dépôt comprend, en effet, des cailloux d'arkose et des roches violettes qui n'existent pas dans le bassin du Trô Maret et qui ne peuvent avoir été amenés en cet endroit que par un écoulement venu du sud. Comme le montre le tableau 1, la nature des cailloux de 4 à 6 cm de ce dépôt diffère sensiblement de celle des alluvions actuelles du Trô Maret. Elle se rapproche par contre de la nature des alluvions actuelles de la Warche en amont de la confluence du Trô Maret. Il n'est pas surprenant que des différences existent entre les dépôts de la Warche actuelle et ceux de la terrasse car la rivière a subi, entre les moments où elle a déposé ces deux cailloutis, un encaissement d'une centaine de mètres. L'encaissement de toutes les rivières s'accompagne, en effet, en Europe occidentale d'une diminution du pourcentage de quartz. L'émoussé des cailloux de quartz de 4 à 6 cm est fort semblable dans les deux dépôts. Pour le Trô Maret actuel, la mesure de 87 cailloux a donné une médiane de 83 et une moyenne de 90. Les valeurs trouvées pour l'ancien dépôt de la Warche étant de 73 et 80 pour 64 cailloux de quartz. Précisons que les plus forts émoussés ont été obtenus dans les dépôts du Trô Maret. Ils proviennent sans doute du remaniement de cailloux plus anciens existant sur le haut plateau.

Le dépôt observé est fort mal lavé. Il ne comprend cependant que des éléments roulés. Des lentilles plus sableuses (mal apparentes) y ont été reconnues. En conclusion, nous pensons qu'il s'agit d'un dépôt fluviatile en place.

3. LA MORPHOLOGIE ET LES DEPOTS VISIBLES DANS LE COURS DU TRO MARET

La figure 2 représente l'ensemble des observations qui ont été réalisées dans la vallée du Trô Maret, ainsi que l'interprétation que nous leur avons données.

a) Près de l'ancienne confluence Trô Maret/Warche, les dépôts de la Warche ne sont pas accessibles sur le versant du Trô Maret car celui-ci ne s'est pas incisé dans l'axe de l'ancienne vallée (voir fig. 2, coupe E).

Ceci s'explique par un phénomène de surimposition du Trô Maret. Postérieurement à la capture de la Warche et avant celle du Trô Maret, ce dernier cours d'eau a construit un énorme cône de déjection recouvrant les dépôts abandonnés par la Warche.

Lorqu'il s'est déversé vers Bévercé, le Trô Maret coulait sur le bord gauche de son cône où il s'est enfoncé et surimposé dans la roche en place (fig. 2, coupe F).

Sur les versants de la vallée inférieure du Trô Maret, on rencontre surtout des alluvions de ce dernier cours d'eau en raison du volume considérable du cône qu'il a façonné. Les anciennes alluvions de la Warche sont beaucoup moins épaisses et conservées seulement sous les dépôts du cône du Trô Maret.

b) Au fur et à mesure qu'il édifiait un cône de déjection dans la vallée abandonnée par la Warche, le Trô Maret supérieur remblayait sa vallée en amont. Ce remblaiement a été suffisant pour provoquer aussi localement des phénomènes de surimposition sur le versant lorsque le Trô Maret, qui venait d'être détourné à son tour, s'est brutalement incisé (fig. 2, profil C et D). Toute la morphologie et plus particulièrement le profil longitudinal du Trô Maret supérieur s'expliquent par ce phénomène. La vallée est étroite et le ruisseau descend en cascades lorsque la rivière creuse dans la roche en place (fig. 2, profils A, C, D) ; par contre, elle s'élargit et la pente longitudinale du cours d'eau est régulière lorsque le Trô Maret creuse dans le remblaiement. A l'emplacement des profils C et D, la localisation de la vallée remblayée a été obtenue par sondages électriques (1). Entre ces deux profils, le remblaiement apparaît sur le versant de la vallée, en déterminant la localisation de sources.

(1) Nous remercions le Professeur A. Monjoie qui a eu l'amabilité de nous prêter l'appareil qui nous a permis d'effectuer ces mesures géophysiques.

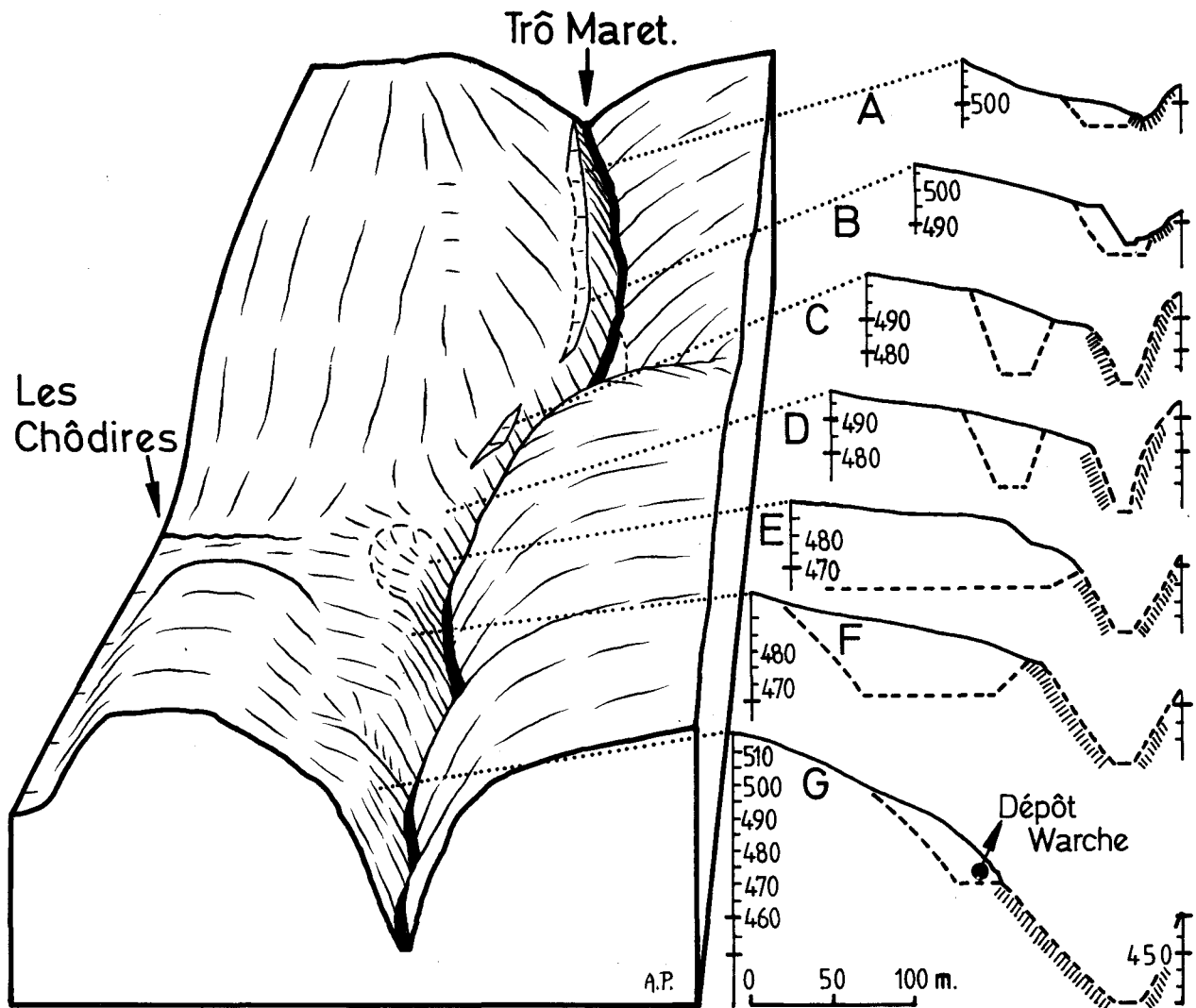


Figure 2 : Bloc diagramme de la vallée du Trô Maret et du début de la vallée des Chôdières. Les profils donnés à droite du bloc diagramme ont été mesurés sur le terrain sauf pour les parties figurées en tiretés.

c) Une terrasse bien nette apparaît à certains endroits (fig. 2, profils A, B, C) ; comme le montrent les profils C et D de la même figure 2, cette terrasse ne correspond pas au sommet du remblaiement mais à un niveau d'érosion façonné au moment de l'encaissement final du Trô Maret.

d) Un nivellement a été réalisé dans la région étudiée de façon à confronter toutes les observations recueillies. Il en résulte, comme le montre le profil longitudinal donné à la figure 3, que nulle part, le Trô Maret actuel n'incise le fond du remblaiement (voir coupe A et B, fig. 2). A proximité des profils C et D (fig. 2), le Trô Maret est localisé en dehors du remblaiement.

Tableau 1 : Nature des cailloux de 4 à 6 cm, du lit actuel du Trô Maret à 478 m (236 cailloux considérés), du cailloutis attribué à la Warche (238 cailloux), et de la Warche actuelle en amont de la confluence du Trô Maret (232 cailloux).

	Trô Maret actuel	Ancien dépôt de la Warche	Warche actuelle (amont confluence Trô Maret)
Nature des cailloux	en %	en %	en %
Quartz	6	6	0
Quartzite avec filons de quartz > 0,5 cm de large	16	6	1
Quartzite avec filons de quartz < 0,5 cm	19	5	6
Quartzite avec cube de pyrite	0	1	5
Arkose	0	3	0,5
Silex	3	0	0
Roches violettes	0	6	9
Divers	56	73	78,5
Emoussés des quartz de 4 à 6 cm			
médiane	83	73	88
moyenne	90	80	102
Nombre de cailloux mesurés	87 cailloux	64 cailloux	75 cailloux

4. LES CARACTERISTIQUES DIFFERENTES DES VALLEES DU TRO MARET ET DES CHODIRES

Comme l'indiquent les profils longitudinaux donnés à la figure 3, la pente longitudinale du Trô Maret était plus forte que celle de la Warche. C'est cette circonstance qui a provoqué, après le détournement de la Warche, l'édification par le Trô Maret d'un cône de déjection dont nous avons déjà parlé.

D'autre part, des traînées électriques ont indiqué que, peu en amont de la confluence ancienne du Trô Maret avec la Warche, la largeur du chenal était de 40 m ; 250 m en amont, une valeur équivalente de 36 m a été observée. Par contre, la largeur de la vallée des Chôdires est de l'ordre de 200 m. S'il s'agissait simplement, comme l'un de nous l'avait écrit en 1953, de l'ancien cours du Trô Maret, un tel élargissement serait incompréhensible car les cours d'eau considérés coulent tous deux dans le Revinien.

5. LE REMBLAIEMENT DE LA VALLEE DE L'EAU ROUGE

Des sondages ont été réalisés dans la vallée de l'Eau Rouge près du pouhon de Bernister, soit 4 km en aval de la vallée du Trô Maret, en vue de la réalisation de l'autoroute A27 (1). Ces travaux ont montré l'existence d'un remblaiement atteignant au moins 35,8 m (fig. 5). L'étude des carottes de sondages est détaillée plus loin (§ C. 1.1).

(1) Nous remercions vivement Monsieur Georges Vandeven du Service Géologique, le Service des Autoroutes du Ministère des Travaux publics à Jambes, ainsi que l'Institut géotechnique de l'Etat à Liège, qui nous ont communiqué les résultats de ces sondages et nous ont permis de prélever des échantillons parmi les carottes qui ont été extraites.

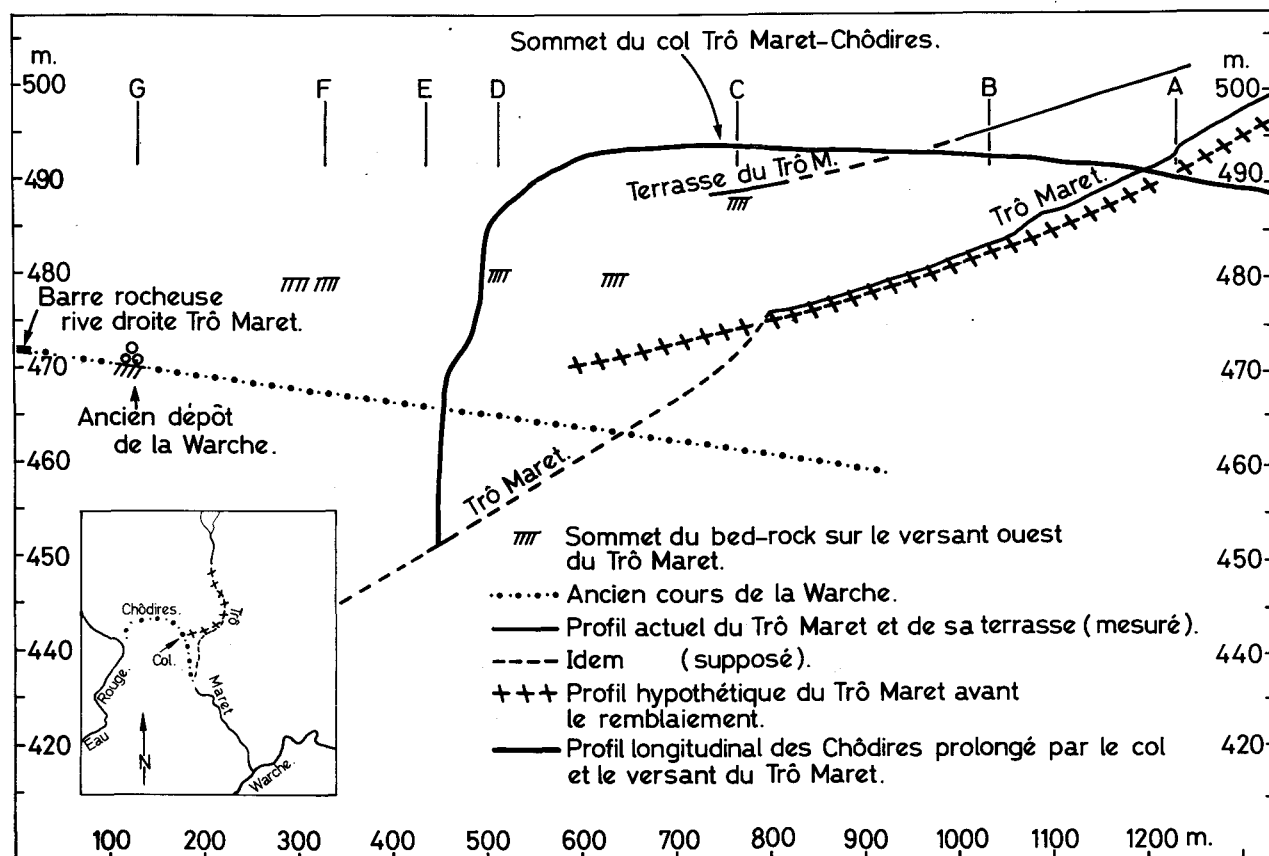


Figure 3 ; Profils longitudinaux du Trô Maret, de la Warche avant la capture, et de la partie supérieure de la vallée des Chôdières. La carte donnée dans le coin inférieur gauche indique la localisation des différents profils. Les altitudes relatives entre tous les points des différents profils sont exactes car elles ont été nivelées sur le terrain ; par contre, les altitudes absolues ne sont pas aussi précises. Elles ont été déterminées d'après la localisation des courbes de niveau de la carte topographique. L'incertitude est sans doute de ± 1 m.

La pente forte (en trait interrompu) du Trô Maret est toutefois approximative. Elle n'a pas été mesurée sur le terrain sauf immédiatement sous le col des Chôdières. A l'aval, la pente est dessinée d'après la localisation de la courbe de niveau de 420 m inscrite sur la carte topographique dans le fond de la vallée.

Le profil en pointillés, figurant l'ancien tracé de la Warche est une droite dont la pente est fixée par le contact bed-rock / ancien dépôt de la Warche (à l'altitude de 470,5 m et dessinée à 130 m selon l'axe des distances) et la base du Quaternaire atteinte par le forage 6 près du pouhon de Bernister à 4,4 km à l'aval (altitude 406,75 m - fig. 5).

Les droites A, B, . . . G indiquent la localisation des profils dessinés sur la figure 2. Des sigles montrent l'emplacement où le bed-rock a été observé sur la rive droite du Trô Maret.

L'ancienne confluence Warche-Trô Maret n'est pas figurée sur le profil ; elle se trouve à l'ouest du Trô Maret actuel en direction de la vallée des Chôdières à une altitude voisine de 466 m. Ceci montre que le remblaiement atteint près de 35 m à la tête de la vallée des Chôdières entre les cotes de distances horizontales 1100 et 1200 m.

Echelle des hauteurs exagérée 10 X.

L'importance de ce remblaiement quaternaire s'explique aisément par la modification brutale du débit du cours d'eau qui passait au fond de cette vallée. Le bassin versant à l'amont de l'emplacement de ces sondages a été brusquement réduit au point de ne plus couvrir qu'une étendue représentant 9 % de la superficie qu'il occupait avant la capture de la Warche. Après le déversement du Trô Maret, la superficie du bassin n'a plus représenté que 5 % de la superficie de départ.

6. PROFILS LONGITUDINAUX

Des profils longitudinaux permettent de visualiser l'importance des remblaiements et des érosions consécutives à la capture de la Warche. La figure 3 rassemble ainsi toutes les observations réalisées dans la vallée du Trô Maret.

Précisons tout d'abord que toutes les altitudes portées sur ce graphique ont été mesurées sur le terrain avec un niveau Wild N2. Le profil du Trô Maret, à l'aval de la reprise d'érosion actuelle à ± 476 m, n'a toutefois pas été mesuré à l'exception d'un point à 451 m.

L'altitude absolue de notre nivellement a été raccordée en se rattachant à des courbes de niveau de la carte topographique. Bien que ces raccords aient été réalisés avec soin, une erreur de ± 1 m est possible. L'imprécision porte sur la localisation des échelles de hauteur, à gauche et à droite des profils de la figure 3.

Le profil de l'ancien cours de la Warche qui est proposé sur cette figure 3a a été établi en traçant une droite entre l'altitude du bed-rock sous l'ancien dépôt de la Warche observé dans la vallée du Trô Maret (altitude 470,5 m) et le point de contact Quaternaire-roche en place trouvé à l'emplacement du sondage 6 près du pouhon de Bernister (fig. 5), 4,4 km en aval (altitude 406,75 m).

Ce profil indique que le remblaiement atteint un maximum de 35 m d'épaisseur à la tête de la vallée des Chôdières entre les cotes de distances horizontales de 1100 et 1200 m. L'épaisseur du Quaternaire dans l'ancienne vallée du Trô Maret atteint sans doute 20 m, du moins près de l'ancienne confluence avec la Warche. En amont de la reprise d'érosion, située à 476 m, la base de remblaiement se trouve en effet sous le tracé du Trô Maret actuel. Elle est sans doute proche du lit du ruisseau si l'on suppose que la confluence de ce ruisseau avec la Warche se trouvait à une altitude voisine de 466 m. Cette confluence n'a pas été indiquée sur le profil longitudinal car elle se situe à l'ouest du Trô Maret actuel soit en direction de la vallée des Chôdières.

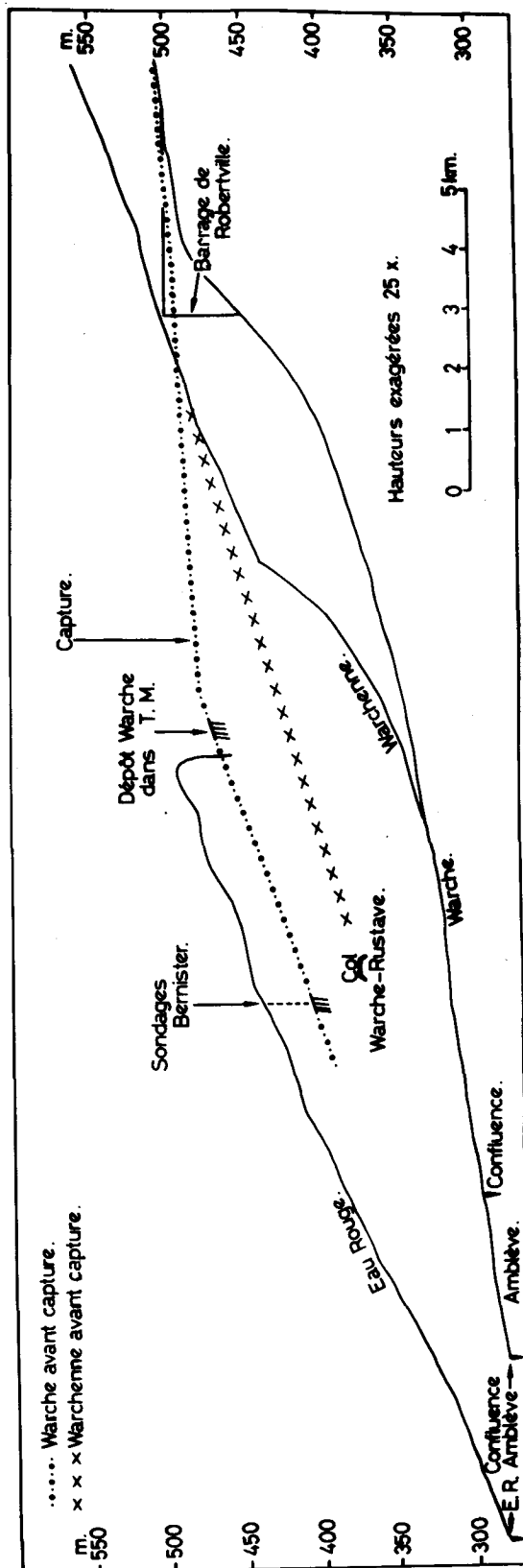
La figure 4 donne les profils longitudinaux de la Warche avant et après la capture, ainsi que ceux de l'Eau Rouge, des Chôdières et de la Warchenne. Elle montre l'importance et l'extension possible du remblaiement dans la vallée de l'Eau Rouge. Ce tracé est évidemment hypothétique car nous ne disposons que de deux points d'observation, à savoir un sondage près du pouhon de Bernister et le dépôt ancien de la Warche observé dans la vallée du Trô Maret. Une simple ligne droite passant par ces deux points figure le tracé ancien probable de la Warche.

La pente obtenue a une inclinaison considérable de 14 ‰ (1) qui pose un problème. La morphologie du Trô Maret inférieur ne permet guère de croire que le cours ancien de la Warche pourrait se trouver beaucoup plus bas en cet endroit. L'existence de méandres avait certainement pour effet de diminuer la pente réelle du cours d'eau ; toutefois, vu le peu de largeur de la vallée, cette influence ne peut être considérable. Le Revinien moyen que traverse le cours d'eau comprend d'épais bancs de quartzite. Ils expliquent sans doute partiellement cette très forte pente. Précisons enfin que l'Amblève, dont le bassin versant à l'amont de la capture de la Warche est identique à celui de cette dernière rivière, présente également une rupture de pente très marquée, à une distance semblable de la confluence Eau Rouge/Amblève. La pente y est, sans influence du bed rock, de 11 ‰ sur une distance identique à celle qui sépare l'ancien dépôt de la Warche du dépôt de Bernister.

Il est très hasardeux dans ces circonstances de prolonger la droite de 14 ‰, à l'aval de Bernister pour connaître à quelle altitude se trouvait l'Amblève à Stavelot au moment de la capture. La simple prolongation de cette droite conduit, en effet, cet ancien cours de la Warche au niveau de l'Amblève actuelle. En conséquence, sans argument sérieux, nous ne proposons pas sur notre figure 4 de profil jusqu'à Stavelot.

Les cours actuels de la Warche et de la Warchenne présentent des reprises d'érosion bien nettes sur les profils longitudinaux (fig. 4). Ces reprises d'érosion ne sont pas dues aux différences de résistance à l'érosion du poulingue de Malmédy et des roches cambriennes. Cette influence intervient, certes, mais elle s'ajoute à celle de l'encaissement brutal de la Warche lorsqu'elle a été détournée vers la Warchenne. Les tronçons supérieurs de la Warche et de la Warchenne témoignent sans doute des pentes faibles des rivières qui existaient avant la capture.

(1) Comme nous le montrons plus loin et notamment sur la figure 5, il est hautement probable que le point le plus bas de la vallée ancienne près du pouhon de Bernister n'ait pas été atteint. La pente pourrait donc être un peu plus forte.



En admettant que le changement de pente était localisée à l'emplacement où la Warche quittait le poudingue permien pour entrer dans le Cambrien, on est conduit à admettre que la capture de la Warche s'est produite alors que la rivière coulait près de Bévercé à une altitude voisine de 480 m.

Si l'on admet que le profil de la Warchenne supérieure, à l'amont de la reprise d'érosion, témoigne de sa pente avant la capture, on peut penser que ce cours d'eau se trouvait, au moment de la capture, à environ 400 m d'altitude près de Malmédy. Ce serait donc une différence de niveau d'environ 80 m entre la Warchenne à Malmédy et la Warche à Bévercé qui aurait déterminé la capture de ce dernier cours d'eau.

7. CAUSES DES CAPTURES DE LA WARCHE ET DU TRÔ MARET

Deux causes conjuguées ont déterminé l'apparition de la capture de la Warche. La première résulte du fait que, par le cours actuel, la Warche se jette dans l'Amblève à 8,5 km à l'aval du lieu de capture alors que, par le cours abandonné, elle ne la rejoignait qu'à 15 km du même endroit. La seconde cause est la différence considérable de résistance à l'érosion du Cambrien et du pou-

Figure 4 : Profils longitudinaux actuels de la Warche, de l'Eau Rouge et de la Warchenne, avant la capture et maintenant. Le profil de l'ancienne Warche est dessiné comme une droite passant par la base du Quaternaire dans le sondage n° 6 de Bernister (406,75 m) et l'altitude de la base du dépôt de l'ancienne Warche dans la vallée du Trô Maret (470,5 m). Un changement de pente de la Warche est localisé à l'endroit où la rivière entrait dans le Permien.

Le point de capture de l'ancienne Warche est indiqué. Les profils longitudinaux de l'Eau Rouge et de la Warche actuelle ont été disposés l'un par rapport à l'autre à partir de ce point de capture. Comme le tracé par la vallée de la Warche est plus court de ± 3 km que par les vallées Trô Maret - Chôdières - Eau Rouge, la confluence Eau Rouge - Amblève est indiquée deux fois sur le profil.

En supposant que la pente de la Warchenne supérieure représente la pente de cette rivière avant la reprise d'érosion consécutive à la capture, le profil en pointillés prolongeant le profil amont de cette rivière donne approximativement le cours de la Warchenne avant la capture.

dingue permien. Depuis le point de capture jusqu'à l'Amblève, le cours actuel creuse dans le Devillien sur une distance de 3 km et dans le Permien sur une distance de 5 km. Par contre, en suivant l'ancien cours de la Warche, le Revinien est rencontré sur près de 13 km. Il s'agit pour la plus grande partie de Revinien moyen très résistant parce que très quartzitique. Le cours inférieur de l'Eau Rouge coule sur le poudingue permien sur 2 km seulement en amont de Stavelot. Ces données brutes devraient être quelque peu corrigées pour tenir compte de la pente de l'Amblève depuis sa confluence avec la Warche, jusqu'à l'endroit où elle reçoit l'Eau Rouge.

Le détournement ultérieur du Trô Maret s'explique évidemment de la même manière. L'encaissement rapide de la Warche près de Bévercé, consécutif à la capture, a permis à l'érosion régressive de s'attaquer au versant, à l'emplacement où se trouvait suspendue l'ancienne vallée de la Warche. Le cône de déjection, accumulé par le Trô Maret à la confluence Warche-Trô Maret, a facilité considérablement le détournement du Trô Maret qui s'est produit finalement par déversement.

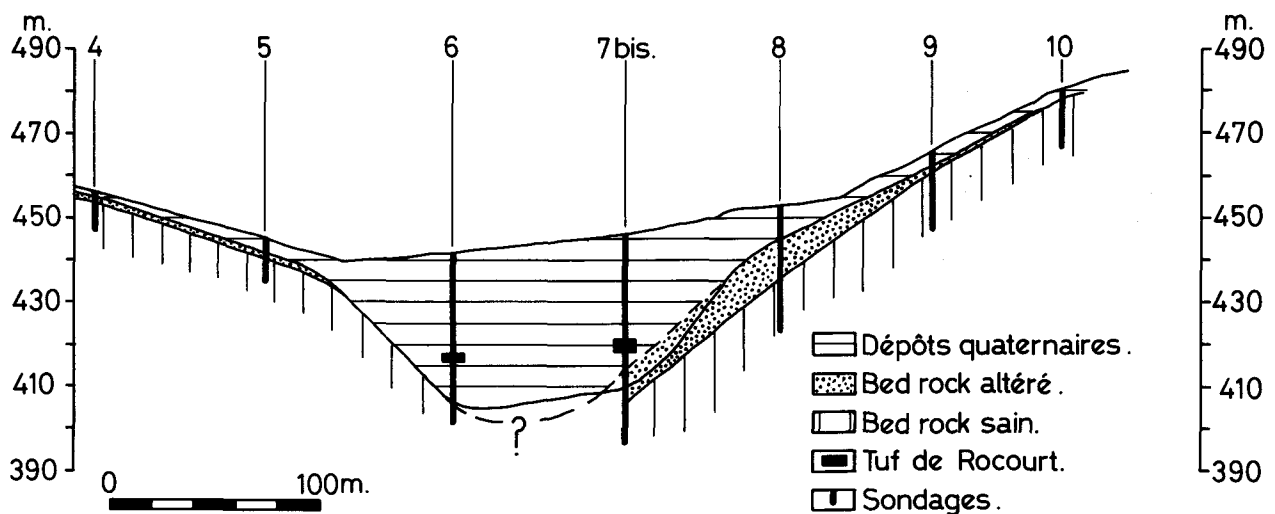


Figure 5 : Coupe géologique à travers la vallée de l'Eau Rouge près du Pouhon de Bernister.

Cette figure est un document simplifié, dessiné sur base d'une coupe réalisée pour l'Institut Géotechnique de l'Etat par G. Vandeven, Ingénieur-géologue.

La coupe originale a été établie sur base des sondages carottés représentés sur la figure et des sondages sismiques réalisés par la Société Géoconsult. Nous apportons trois compléments à la coupe originale :

1. La position du tuf volcanique de Rocourt repérée dans les carottes de sondages 6 et 7 bis.
2. Une modification de la base des dépôts quaternaires à l'endroit du sondage 7 bis. Celle-ci a été établie par l'étude des minéraux denses.
3. Les alluvions de la Warche n'ayant été recoupées par aucun des deux sondages 6 et 7 bis, il y a lieu de supposer que le profil de la base des dépôts quaternaires descend plus bas que ne l'indique le profil original. Nous suggérons donc un autre tracé représenté en trait interrompu et accompagné d'un point d'interrogation traduisant l'incertitude sur l'altitude et la forme du fond de la vallée.

C. RECHERCHE DE L'AGE DES CAPTURES ETUDIÉES

1. STRATIGRAPHIE DE DEPOTS QUATERNAIRES PAR LES MINERAUX DENSES

1.1. Etude de carottes de sondages du Pouhon de Bernister

Des sondages ont été réalisés quelques dizaines de mètres à l'est du Pouhon de Bernister, dans l'axe du trajet prévu pour l'autoroute A 27, à environ 2,7 km au nord-ouest de Malmédy. Deux d'entre eux ont retenu particulièrement notre attention car ils ont atteint la roche en place ; ils portent respectivement les numéros 6 et 7 bis dans les dossiers de l'Institut Géotechnique de l'Etat. Ils sont localisés sur la carte 3 de la fig. 1 et le profil de la figure 5.

1.1.1. ANALYSE DETAILLEE DE LA CAROTTE 7 BIS

De la surface jusqu'à 24 m de profondeur, les dépôts sont essentiellement limoneux avec quelques galets isolés dans la masse. Ces limons sont partiellement gleyifiés et les teintes grises dominent.

De 24 à 30 m, les sédiments sont plus grossiers et en général lavés ; de 24 à 27,6 m, le sable domine largement tandis que la séquence de 27,6 à 30 m est essentiellement caillouteuse avec des éléments moins grossiers (nuculaires) dans la partie supérieure. Les galets sont anguleux ou mal émoussés. Un seul caillou bien roulé a été observé.

De 30 m à 36 m domine un sédiment fin (sable limoneux) contenant quelques galets anguleux de petite taille.

De 36 à 40 m, la carotte montre uniquement des phyllades mauves très altérés.

Les minéraux denses ont été étudiés de la surface jusqu'à 40 m de profondeur.

Vu le mode de forage, une pollution de chaque niveau par des matériaux fins surincombants est inévitable. Il ne nous paraît donc pas opportun de définir des associations quantitatives précises ; nous nous en tiendrons à des ordres de grandeur pour les minéraux significatifs.

Nous avons prélevé un échantillon par mètre de carotte en procédant chaque fois par raclage continu. Toutes les séparations de minéraux denses ont été effectuées par centrifugation dans le bromoforme (E. Juvigné, 1979).

1.1.1.1. Etude des minéraux denses dans la classe de 30 à 60 μ m

Il s'agit de la classe granulométrique qui permet notamment de distinguer la composante d'origine éolienne dans les sédiments quaternaires. Dans cette fraction granulométrique, E. Juvigné (1978) a montré qu'il était possible de distinguer les loess prévistuliens (1) des loess déposés au milieu ou à la fin du Vistule en considérant le rapport (hornblende verte + grenat) sur (zircon+rutile).

De la surface jusqu'à 23 mètres de profondeur, l'association minéralogique correspond à celle des loess vistuliens de la formation de Gembloux (E. Juvigné, 1978). La hornblende verte, l'épidote et le grenat représentent ensemble de 40 à 50 % des minéraux denses et le rapport hornblende verte + grenat/zircon + rutile dépasse toujours 0,6 mais excède rarement 2. L'ensemble de ces valeurs est systématiquement un peu plus faible que dans les régions loessiques de moyenne Belgique. Ceci s'explique aisément par un faible apport d'ubiquistes provenant de la désagrégation du substratum.

De 23 à 32 m, le groupe hornblende verte - épidote - grenat représente moins de 30 % des minéraux denses et le rapport hornblende verte + grenat/zircon + rutile est compris entre 0,2 et 0,7. De telles valeurs peuvent refléter aussi bien l'association des loess prévistuliens que celle des loess du Vistule 1 (E. Juvigné, 1978).

De 32 à 40 m, le contenu global du limon en minéraux denses transparents est environ 20 fois inférieur à celui des limons éoliens sus-jacents. Le groupe hornblende verte - épidote - grenat ne représente qu'une très faible part de l'association et peut même être totalement absent.

Par contre, la part de la tourmaline, qui n'excède pas 17 % de 0 à 32 m, s'accroît brutalement de 32 à 33 mètres pour atteindre des valeurs variant de 40 à 60 % jusqu'à 40 m de profondeur.

Nous attribuons à la pollution - intervenue lors du sondage - la présence de quelques minéraux du groupe hornblende verte - épidote - grenat entre 32 et 40 m et proposons de situer le contact Quaternaire/Primaire à 32 m.

(1) Le vocabulaire chronostratigraphique utilisé dans cet article est défini dans une publication antérieure (E. Juvigné, 1974).

1.1.1.2. Etudes des minéraux de 80 à 420 μ m

La dimension minimum est choisie de façon à éliminer les quelques minéraux des loess (moins de 2 $^{\circ}$ /o) dont la taille peut dépasser 60 μ m. 20 g d'échantillon par mètre ont été traités.

Dans l'ensemble, les récoltes consistent essentiellement en minéraux opaques et débris de schistes ; les minéraux denses transparents n'existent qu'à l'état de traces sans signification reconnue, sauf à trois niveaux bien précis où nous avons trouvé des concentrations de minéraux d'origine volcanique.

- De 0 à 1 m de profondeur, des quantités très élevées de hornblendes brunes, pyroxènes monocliniques et sphères attestent la présence à l'état remanié des minéraux du "Laacher See Tuff" supérieur, retombé dans la région à la fin de l'Alleröd (E. Juvigné, 1980).
- Entre 6 et 7 m de profondeur, 22 minéraux volcaniques ont été observés. Le sphère est ici le minéral le mieux représenté (13 grains) ; les autres minéraux consistent en 5 hornblendes brunes et 4 pyroxènes monocliniques. A ce jour, nous n'en connaissons pas la signification stratigraphique.
- De 26 à 28 m de profondeur, existe une importante concentration de minéraux volcaniques : hornblende brune, pyroxènes monocliniques (augite denticulée) et enstatite.

Les présents minéraux volcaniques peuvent être mis en corrélation avec le "tuf de Rocourt" (E. Juvigné, 1977).

1.1.2. OBSERVATIONS SUR LA CAROTTE F 6

De la surface jusqu'à 21,8 m, les dépôts sont essentiellement limoneux avec une charge caillouteuse. La couleur dominante est l'ocre.

De 26,8 m jusqu'au sommet du bed-rock (36,2 m) le sédiment est un cailloutis à matrice sableuse. Les galets sont en général anguleux ; toutefois, quelques cailloux nettement roulés ont été observés vers 28,8 m de profondeur.

De 21,8 m à 26,8 m, existe une séquence de transition entre les deux formations précédentes. Les passées limoneuses ou caillouteuses alternent. La plus profonde des passées ocre, essentiellement limoneuses, a été observée entre 26 et 26,5 m de profondeur.

Par l'analyse des minéraux denses, la zone de plus forte concentration des poussières du tuf volcanique de Rocourt a été localisée entre 25 et 26 m de profondeur.

Plus haut, ces minéraux existent en faible quantité en conséquence du remaniement sédimentaire.

1.1.3 EXISTENCE DE DEPOTS FLUVIATILES

Des formations nettement lavées constituent la partie inférieure de chacune des séquences F 6 et F 7 bis. La rareté des cailloux roulés dans chacune nous permet d'exclure qu'il puisse s'agir d'alluvions de la Warche. Nous attribuons donc ces dépôts à l'Eau Rouge.

Cette interprétation, située dans le cadre de l'ensemble de nos observations, implique que les alluvions de la Warche doivent être situées au Pouhon de Bernister entre les points de forage F 6 et F 7 bis et sous 406,75 m d'altitude absolue.

1.2. Contenu en minéraux denses des alluvions de la Warche à l'entrée de la vallée morte

Il s'agit de dépôts situés à 470,5 m à proximité de l'ancienne confluence Trô Maret / Warche.

La fraction supérieure à 80 μ m est pratiquement dépourvue de minéraux denses transparents ; elle contient par contre de grandes quantités de minéraux opaques et de débris de schiste.

La fraction de 30 à 60 μ m est par contre riche en minéraux denses transparents. L'association établie par détermination de 133 minéraux est la suivante : zircon 38,8 $^{\circ}$ /o, tourmaline 17,5 $^{\circ}$ /o, rutile 4,9 $^{\circ}$ /o, hornblende verte 3,9 $^{\circ}$ /o, épidote 14,6 $^{\circ}$ /o, disthène 1 $^{\circ}$ /o, troubles (altérite) 4,9 $^{\circ}$ /o et indéterminés 14,6 $^{\circ}$ /o. Le rapport hornblende verte + grenat/zircon + rutile est extrêmement faible (0,08).

En conclusion, nous pouvons attribuer au dépôt de la Warche étudié un âge prévisustulien. Ce résultat complète les conclusions stratigraphiques établies par l'étude des sondages F 6 et F 7 bis au Pouhon de Bernister.

1.3. Conclusions stratigraphiques basées sur les analyses de minéraux denses

Nous venons d'attribuer aux dépôts de la Warche dans la vallée morte des Chôdières un âge prévisustulien indéterminé.

L'étude des carottes de sondages du Pouhon de Bernister montre qu'au moment de la mise en place du tuf de Rocourt la capture avait déjà eu lieu.

Une datation C^{14} du sommet de l'horizon humifère contenant ces minéraux a fourni récemment à Ro-

court un âge de 35.000 BP \pm 1000 sur extrait (GrN 9081) et de 38.550 BP \pm 700 (GrN 9186) sur résidu (P. Haesaerts *et al.*, 1981). Toutefois, il n'est pas démontré que le tuf de Rocourt est en place au niveau daté ; il est donc prudent d'admettre son antériorité par rapport aux âges précités.

D'autre part, d'après l'ensemble des données stratigraphiques obtenues dans les coupes de loess de moyenne Belgique, le tuf de Rocourt est postérieur à la fin du dernier interglaciaire (E. Juvigné, 1977) dont l'âge retenu par E. Koster (1980) est d'environ 90.000 B.P.

En conclusion, il n'est guère possible de préciser le moment de la mise en place du tuf de Rocourt dans une période comprise entre environ 90.000 BP et 35.900 BP.

Nous avons aussi montré que la formation limoneuse supérieure au Pouhon de Bernister jusqu'à au moins 23 m de profondeur peut être mise en corrélation avec les loess vistuliens de Moyenne Belgique.

Enfin, la présence de minéraux volcaniques du Laacher See dans le sol actuel montre que la sédimentation à cet endroit de la vallée est pratiquement achevée depuis l'Alleröd.

1.4. Le raccord des dépôts fluviatiles étudiés avec ceux de l'Amblève

Nous avons montré précédemment que dans les principales vallées de Haute Belgique la présence des minéraux volcaniques du tuf de Rocourt est limitée à une très basse terrasse dont la base se situe généralement sous le sommet de la plaine alluviale correspondante (E. Juvigné, 1979).

En ce qui concerne plus particulièrement l'Amblève, L. Bustamente Santa Cruz (1974) a démontré la présence de ces mêmes minéraux dans une très basse terrasse du méandre de Coe dont la base est environ 2 m sous le sommet de la plaine alluviale. Pour notre part, nous les avons cherchés en vain dans deux terrasses de la région de Remouchamps dont les bases se situent respectivement 2 m et 8,5 m au-dessus du sommet de la plaine alluviale.

En conséquence, nous pouvons raccorder à la très basse terrasse de l'Amblève à Coe la partie supérieure des alluvions de l'Eau Rouge qui, au Pouhon de Bernister, contiennent les minéraux du tuf de Rocourt.

Quant aux dépôts de la Warche découverts à l'entrée de la vallée des Chôdières (470,5 m), ils se raccordent à une terrasse indéterminée mais nécessairement plus élevée que celle du méandre de Coe.

1.5. L'âge de la capture du Trô Maret en fonction des résultats d'analyses de minéraux denses

Comme nous l'avons montré plus haut, il paraît évident que la capture du Trô Maret est postérieure à la capture de la Warche. Au terme de recherches palynologiques et minéralogiques, B. Bastin et E. Juvigné (1979) ont situé ce déversement pendant le Vistule 2a.

Dans la coupe où nous avons mis au jour les dépôts de la Warche dans la vallée du Trô Maret, les minéraux volcaniques du tuf de Rocourt ont été trouvés dans deux échantillons situés à moins d'un mètre au-dessus du dépôt de la terrasse. Cette observation semble bien indiquer que tous les dépôts de pente sus-jacents sont plus récents que le moment de la retombée des poussières volcaniques.

Les observations minéralogiques concordent donc pour indiquer que les captures décrites ne seraient pas très anciennes, en ce sens qu'elles se seraient produites seulement avant les apports de limon et les remblaiements de la dernière glaciation décrits dans les vallées des Hautes Fagnes (A. Pissart *et al.*, 1975).

2. CONSIDERATIONS GEOMORPHOLOGIQUES SUR L'AGE DES CAPTURES ET LA VITESSE DES PHENOMENES D'EROSION

Au moment de la capture, la Warche se serait précipitée dans une vallée en forte pente passant de plus ou moins 480 m à l'endroit du détournement de la rivière à environ 400 m à la confluence avec la Warchenne à Malmédy, 2.500 m à l'aval. Vu la forte pente, la Warche a eu immédiatement une énorme puissance d'érosion. L'excavation réalisée depuis lors est toutefois si considérable qu'il est normal de s'interroger sur le temps nécessaire pour réaliser pareille excavation.

En utilisant comme guide les profils longitudinaux dessinés sur la figure 4 et en considérant des profils transversaux dessinés tous les 500 m, nous avons estimé le volume évacué dans le fond des vallées de la Warche et de la Warchenne. Sans tenir compte de l'érosion des versants, dont il est impossible d'estimer l'importance, l'érosion postérieure à la capture est d'environ 575 millions de m³, soit (en tenant compte d'une densité moyenne des roches de 2,5) de 1437 millions de tonnes de matériaux (dont les 3/4 proviennent du poudingue de Malmédy).

En l'absence de données propres concernant la Warche, nous comparerons l'érosion de la Warche avec la quantité de sédiments que transporte la Meuse à Liège.

Une étude récente de J.F. Close-Lecocq *et al.* (1980) a conduit à estimer que, au cours des 20 dernières années et sans tenir compte de la charge de fond, il était passé sous la passerelle (à Liège) chaque année $\pm 1.480.000$ tonnes de sédiments dont 26 % en suspension et 74 % en solution. Comme le bassin versant de la Meuse (sans l'Ourthe) est de 16.800 km², et le bassin versant de la Warche est d'environ 180 km², on peut admettre que, dans les conditions actuelles, la Warche évacue environ 1/94 de la Meuse, soit ± 16.000 T/an. Ce chiffre est une sous-estimation étant donné que la pluviosité dans le bassin de la Warche est bien supérieure à la pluviosité moyenne du bassin de la Meuse, et surtout étant donné que les conditions de forte pente, postérieures à la capture, ont favorisé considérablement l'érosion. Précisons enfin que la plus grande partie de l'érosion s'est faite dans le poudingue de Malmédy où l'abondance des éléments calcaires a permis aux phénomènes de dissolution de jouer un grand rôle. Sur la base de ce calcul, 90.000 ans sont seulement nécessaires pour évacuer les 1437 millions de tonnes calculés. Il paraît, de ce fait, possible que l'érosion postérieure à la capture se soit produite toute entière au cours de la dernière glaciation, soit en une centaine de milliers d'années.

La vague d'érosion régressive ne s'est d'ailleurs déplacée que d'environ 8 km postérieurement à la capture. Elle se trouve actuellement dans le lac de Robertville et n'est, de ce fait, pas directement observable. S'il s'est passé 100.000 ans depuis la capture, le recul annuel a été en moyenne de l'ordre de 8 cm. L'érosion verticale, quant à elle, a atteint 130 m depuis la capture à l'endroit où elle s'est produite. En admettant une érosion continue pendant 100.000 ans, cela correspond à une érosion verticale moyenne annuelle de $\pm 1,3$ mm. Ces chiffres semblent considérables dans les roches dures du Cambrien. Ils paraissent cependant acceptables étant donné que l'action du gel a certainement contribué de façon importante à l'érosion pendant la dernière glaciation.

Dans la vallée du Trô Maret, la reprise d'érosion dans le Cambrien se trouve à environ 176 m d'altitude à ± 2 km en amont du point de capture. La durée pendant laquelle s'est exercée l'érosion a été moins longue que dans la vallée de la Warche comme nous l'avons montré précédemment.

La datation précise des captures de la Warche et du Trô Maret fournirait des renseignements extrêmement précieux en ce qui concerne la vitesse des processus d'érosion durant la dernière glaciation. Aussi, nous avons l'intention de poursuivre cette recherche afin de mieux préciser les moments où elles se sont produites.

Actuellement, sur la base des considérations mentionnées plus haut, nous pensons que la capture de la Warche a eu lieu un peu avant le début de la dernière glaciation et la capture du Trô Maret pendant celle-ci.

D. LA WARCHENNE PASSAIT-ELLE AUTREFOIS PAR LA VALLEE DU RUSTAVE ?

Vers l'aval, entre Malmédy et Stavelot, un col sépare la vallée de la Warche et le Rustave. A. Renier (1902) considérait que ce col pouvait résulter d'une capture et qu'il constituait sans doute un ancien cours de la Warche. A. Goossens (1956) a défendu la même hypothèse en suggérant que, peut-être, au moment de la capture, le poudingue de Malmédy s'étendait plus loin vers le sud, jusqu'à la confluence actuelle Warche-Ambève.

Dans un travail de fin d'études en sciences géographiques, inédit, A. Ozer (1967) s'est déclaré partisan de cette capture sur la base de l'étude des aplanissements. Il avait observé en outre l'existence de failles méridiennes dans la carrière du "Chemin de fer", proche de la cluse par où la Warche rejoint actuellement l'Ambève. Il soulignait, de ce fait, que même si le poudingue permien ne s'étendait pas vers le sud comme le proposait R. Goossens (1956), le broyage par la tectonique, des roches devilliennes aurait pu créer une zone de moindre résistance. Par la suite, A. Ozer (1971) a observé à l'occasion d'un sondage réalisé à 415 m d'altitude, près du hameau de Rivage (50°25'20" N ; 5°58'07" O) un cailloutis dont la base se trouve à 410 m et qu'il interprétait comme une terrasse d'une rivière qui autrefois passait par le col Warche-Rustave. Il y voyait la preuve de l'existence de cette capture.

Cette capture est plus facile à admettre dans le cadre de notre publication. Le cours d'eau qui avait été détourné vers le sud selon le tracé actuel de la Warche aurait, en effet, été la Warchenne, soit une rivière de moindre importance. Comme le montre le profil de la figure 4, l'altitude du col Warche-Rustave entre 375 et 380 m correspond à peu près au niveau de la Warchenne au moment de la capture de la Warche près de Bévercé. Il est possible que, immédiatement après cette capture, l'apport de sédiments arrivant à l'aval de Malmédy y ait déterminé un certain remblaiement favorisant une capture par déversement. Il serait peut-être ainsi plus facile d'admettre ce changement de cours qui, autrement, reste profondément incompréhensible.

BIBLIOGRAPHIE

- BASTIN, B. & JUVIGNE, E., 1978. L'âge des dépôts de la vallée morte des Chôdières (Malmédy) Ann. Soc. Géol. Belg., 101 : 279-304.
- BUSTAMANTE SANTA CRUZ, L., 1974. Les minéraux lourds des alluvions du bassin de la Meuse. C.R. Ac. Sc. Paris, 278 : D561-564.
- CLOSE-LECOCQ, J.F., 1981. Les transports en suspension de la Meuse à Liège et à Tailfer (avec observations sur les transports en solution à Liège). Mémoire de fin d'études en sciences géographiques. Inédit. Conservé à l'Univ. de Liège : 185 p.
- CLOSE-LECOCQ, J.F., PISSART, A. & KOCH, G., 1982. Les transports en suspension et en solution de la Meuse à Liège et à Tailfer (en amont de Namur). Bull. Soc. géogr. de Liège, T. 18 (à l'impression).
- GOOSSENS, R., 1956. Les niveaux d'aplanissement du bassin de la Haute Amblève. Ann. Soc. Géol. Belg., 79 : B159-B175.
- GULLENTOPS, F., 1954. Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. Mém.Inst. Géol., Univ. Louvain, 18 : 252 p.
- HAESAERTS, P., JUVIGNE, E., KUYL, O., MUCHER, H. & ROEBROEKS, W., 1981. Compte rendu de l'excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie. Ann. Soc. Géol. Belg., 104 : 223-240.
- JUVIGNE, E., 1974. La stratigraphie du Quaternaire en Belgique. Etat des connaissances. Ann. Soc. Géol. Belg., 97 : 39-58.
- JUVIGNE, E., 1977. Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. Ann. Soc. Géol. Belg., 100 : 13-22.
- JUVIGNE, E., 1978. Les minéraux denses transparents des loess de Belgique. Zeit. für Geomorph., 22 : 68-88.
- JUVIGNE, E., 1979. Scheidetrichtermethode oder Zentrifugaltrennung zur quantitativen Gewinnung von Schwermineralen. Senckenbergiana marit., 11 : 171-174.
- JUVIGNE, E., 1979. L'encassement des rivières ardennaises depuis le début de la dernière glaciation. Zeit. für Geomorph., N. F. 23 : 291-300.
- JUVIGNE, E., 1980. Vulkanische Schwerminerale in rezenten Böden Mitteleuropa. Geol. Rundschau, 63 : 982-996.
- KOSTER, E., 1980. De Indeling van het Kwartaire van Nederland. Toelichting bij de stratigrafische Tabellen van het Pleistoceen en het Holoceen (met losse bijlage). K. N. A. G., Geographisch Tijdschrift, XIV, nr. 4 : 308-323.
- OZER, A., 1967. Contribution à l'étude géomorphologique des régions où affleure le poudingue de Malmédy. Travail de fin d'études en sc. géogr. Inédit. Conservé à l'Univ. de Liège, 187 p.
- OZER, A., 1971. Deux sondages réalisés sur le poudingue de Malmédy. Centre National de Recherches Géomorphologiques. Documents de travail. XI : 15-38.
- PISSART, A., 1953. Un phénomène de capture près de Mont Xhoffraix. Ann. Soc. Géol. Belg., 76 : B129-B133.
- PISSART, A., BASTIN, B., JUVIGNE, E. & THOREZ, J., 1975. Etude génétique, palynologique et minéralogique des dépôts périglaciaires de la vallée de la Soor (Hautes Fagnes, Belgique) Ann. Soc. Géol. Belg., 98 : 415-438.
- RENIER, A., 1902. Le poudingue de Malmédy. Ann. Soc. Géol. Belg., 29 : M145-M223.